

**UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS - UNISINOS**

Programa de Pós-Graduação em Geologia

Linha de Pesquisa: Estratigrafia e Evolução de Bacias

Defesa de Doutorado Acadêmico

**Roberto Salvador Francisco d'Avila**

**Sequências Depositionais do Grupo Itararé  
(Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na Área de Dr. Pedrinho e  
cercanias, Santa Catarina, Brasil: Turbiditos, Pelitos e Depósitos Caóticos**

**São Leopoldo, maio de 2009.**

D259s D'Avila, Roberto Salvador Francisco.  
Sequências deposicionais do Grupo Itararé  
(Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na área  
de Dr. Pedrinho e cercanias, Santa Catarina, Brasil :  
turbiditos, pelitos e depósitos caóticos / por Roberto  
Salvador Francisco d'Avila. – 2009.  
266 f. : il. ; 30 cm.

Tese (doutorado) — Universidade do Vale do Rio dos  
Sinos, Programa de Pós-Graduação em Geologia, São  
Leopoldo, RS, 2009.

“Orientador: Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim”.

1. Grupo Itararé. 2. Bacia do Paraná. 3. Turbiditos.  
I. Título.

CDU: 551(816.4)

**Roberto Salvador Francisco d'Avila**

**Sequências Depositionais do Grupo Itararé  
(Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na Área de Dr. Pedrinho e  
cercanias, Santa Catarina, Brasil: Turbiditos, Pelitos e Depósitos Caóticos**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa  
de Pós-Graduação em Geologia – Área de  
Concentração, Geologia Sedimentar Linha  
de Pesquisa Estratigrafia e Evolução de Bacias,  
da Universidade do Vale do Rio  
dos Sinos (UNISINOS), como parte das exigências  
do título de Doutor em Geociências

**Orientador: Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim**

**Banca Avaliadora:**

**Dr. Almério Barros França – PETROBRAS**

**Dr. Mario Luis Assine – UNESP**

**Dr. Ernesto. L. Correa Lavina – UNISINOS**

**São Leopoldo, maio de 2009.**

Dedico este trabalho a

João Guilherme, Vinícius e Marina, meus  
filhos.

Roberto e Marcelina, meus pais.

Claudia, minha mulher.

# SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b>	<b>9</b>
<b>EPIGRAFE</b>	<b>10</b>
<b>RESUMO</b>	<b>11</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>13</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b>	<b>15</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b>	<b>19</b>
<b>1 INTRODUÇÃO</b>	<b>20</b>
<b>2 MÉTODO DE TRABALHO E HISTÓRICO DA ESCOLHA DA ÁREA</b>	<b>24</b>
<b>3 O CONTEXTO GEOLÓGICO DO GRUPO ITARARÉ</b>	<b>30</b>
3.1 INTRODUÇÃO	30
3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	31
3.3 RECONSTRUÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS PARA O GONDWANA DURANTE A GLACIAÇÃO PERMOCARBONÍFERA	33
3.3.1 Reconstruções paleogeográficas de grande escala	34
3.4 A IDADE DO GELO DO PERMIANO E CARBONÍFERO	36
3.5 CONTEXTO DEPOSICIONAL DO GRUPO ITARARÉ	38
<b>4 O AMBIENTE DEPOSICIONAL DO GRUPO ITARARÉ</b>	<b>45</b>
<b>5 MECANISMOS DE TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DE TURBIDITOS</b>	<b>47</b>
<b>6 TURBIDITOS, PELITOS E DEPÓSITOS CAÓTICOS DO GRUPO ITARARÉ (CARBONÍFERO E EOPERMIANO), BACIA DO PARANÁ, NA ÁREA DE DR. PEDRINHO, SANTA CATARINA, BRASIL.</b>	<b>77</b>
RESUMO	78
I INTRODUÇÃO	80

II CONTEXTO GEOLÓGICO	82
II.1 Arcabouço Litoestratigráfico	83
III O AMBIENTE DEPOSICIONAL DO GRUPO ITARARÉ	83
III.1 Itararé marinho ou continental?	84
III.2 As reconstruções paleogeográficas e o papel dos “diamictitos” e das estrias glaciais no Grupo Itararé	86
III.3 Os diamictitos do grupo Itararé – paraconglomerados de matriz lamosa	87
III.4 As estrias glaciais no Grupo Itararé	89
IV FÁCIES SEDIMENTARES NA ÁREA DE ESTUDO	90
IV.1 BRECHAS SEDIMENTARES	91
Fácies brecha sedimentar (BRE)	91
IV.2 FÁCIES DE PARACONGLOMERADOS:	92
Fácies de paraconglomerados de matriz lamosa-arenosa (PLA) ou de matriz areno-lamosa (PAL).	92
Fácies paraconglomerado de matriz síltica – PS	93
IV. 3 FÁCIES DE ORTOCONGLOMERADOS:	94
Fácies Ortoconglomerado de blocos e matacões - Cbar	94
Fácies ortoconglomerado gradado em camadas tabulares - Ctab	95
Fácies Ortoconglomerado com clastos imbricados/alinhados- Cimb	96
IV. 4 - FÁCIES DE ARENITOS	96
Fácies arenito grosso a muito grosso, maciço com seixos dispersos AGm	96
Fácies arenito grosso a médio com estratificação cruzada de baixo ângulo – AGb	97
Fácies arenito médio sigmoidal – AMs	97
Fácies arenito médio a fino, maciço, com seixos dispersos – AMsx	98
Fácies arenito fino e médio com ondulações por corrente sinusoidais – AFrs	98

Fácies arenito médio com estratificação cruzada de baixo ângulo – AMb	99
Fácies arenito fino com ondulações por corrente – AFr	99
Fácies arenito médio a fino com estratificação cruzada – AMc	100
Fácies arenito fino com clastos e injeção de areia – AFin	100
Fácies arenito fino com laminação plano-paralela – AFp	101
Fácies arenito fino em camadas delgadas tabulares – AFdelg	102
Fácies arenito fino em camadas com carga amalgamadas – AFcarg	102
Fácies arenito fino em camadas delgadas com sequência de Bouma incompleta – AFTac	103
IV.5 FÁCIES PELÍTICAS	103
Fácies folhelho preto laminado – FI	103
Fácies Ritmito folhelho-siltito - RFS	104
Fácies Ritmito siltito-folhelho - RSF	104
Fácies Ritmito siltito-folhelho ondulado - RSFo	105
Fácies Ritmitos Pelíticos dobrados e escorregados – RE	106
V AMBIENTE DEPOSICIONAL DA ÁREA DE ESTUDO	106
V.1 Ambiente Continental - depósitos glácio-continentais subglaciais (tilito)	107
V.2 - Ambiente Marinho	107
Leques submarinos de <i>outwash</i> subaquático	108
Contexto deltaico	109
V.2.1 Depósitos pelíticos prodeltaicos marinhos profundos do Grupo Itararé	110
V.2.2 Depósitos Caóticos	112
V.2.3 Turbiditos	113
Correntes de turbidez e turbiditos	113
Correntes de turbidez em contexto glacial	116

Turbiditos areno-conglomeráticos gerados por *outwash* subaquático 117

VI O MODELO DEPOSICIONAL EVOLUTIVO PARA O GRUPO ITARARÉ NA ÁREA DE DR. PEDRINHO	123
VII - CONSIDERAÇÕES FINAIS	126
<b>7. SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS DO GRUPO ITARARÉ (CARBONÍFERO E EOPERMIANO), BACIA DO PARANÁ, NA ÁREA DE DR. PEDRINHO, SANTA CATARINA, BRASIL</b>	<b>156</b>
1 RESUMO	157
2 INTRODUÇÃO	158
3 MÉTODO DE TRABALHO	160
4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	162
5 -A IDADE DA SEDIMENTAÇÃO ITARARÉ E SUA RELAÇÃO COM OS EVENTOS TECTÔNICOS DO GONDWANA	165
6 RECONSTRUÇÕES PALEO GEOGRÁFICAS PARA A GLACIAÇÃO PERMOCARBONÍFERA	167
6.1- Reconstruções paleogeográficas de grande escala	167
6.2 - A influência da interpretação dos espessos pacotes de diamictitos, dos ritmitos e dos pavimentos estriados nas reconstruções paleogeográficas para o Grupo Itararé	170
Varvitos e pelitos marinhos glácio-influenciados	171
Diamictitos	172
Pavimentos estriados	174
7 A IDADE DO GELO DO PERMIANO E CARBONÍFERO – UMA CONJUNÇÃO DE FATORES PROPÍCIOS	175
8 O CONTEXTO DEPOSICIONAL DO GRUPO ITARARÉ	177
9 AMBIENTES DEPOSICIONAIS DA ÁREA DE ESTUDO	180
9.1 Ambiente Continental	181
Sistema Glácio-continental Subglacial (Tilito)	<b>181</b>
9.2 - AMBIENTE MARINHO	181

9.2.1 - Depósitos pelíticos prodeltaicos de contexto marinho profundo do Grupo Itararé	182
9.2.2 - Depósitos Caóticos	185
9.2.2.1 - Depósitos de escorregamento ( <i>slump</i> )	185
9.2.2.2 - Depósitos de fluxos de detritos ( <i>debris flows</i> )	186
9.2.3 - Turbiditos	189
9.2.3.1 - Turbiditos areno-conglomeráticos	190
9.2.3.2 - Turbiditos Arenosos	198
10 O MODELO DEPOSICIONAL PARA O GRUPO ITARARÉ NA ÁREA DE DR. PEDRINHO	203
11 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DA ÁREA DE ESTUDO	207
11.1 Modelos de estratigrafia de sequências glaciais	208
11.2 Sequências deposicionais da área de estudo	214
13 A GERAÇÃO DA DISCORDÂNCIA PRÉ-ITARARÉ – LENÇOL DE GELO DURADOURO OU BAIXO ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO?	220
14 CONSIDERAÇÕES FINAIS	223
<b>8. CONCLUSÕES</b>	<b>251</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>255</b>

## AGRADECIMENTOS

O autor expressa seus agradecimentos a Petrobras e a Universidade do Vale do Rio dos Sinos pela oportunidade e apoio para realizar este trabalho.

Ao orientador, Dr. Paulo Paim, pelos questionamentos teóricos, discussões de campo de elevados nível e intensidade, pela sua dedicação no ensino da metodologia de estudo da sedimentologia e estratigrafia – racional e desapegada de modelos pré-concebidos.

A Ariane Silveira e Saulo Santos, pelo companheirismo e discussões nos trabalhos de campo. A Fernando Vesely, por aquecer os debates sobre a glaciação Itararé. A Flávio Feijó, memória viva das equipes de geologia de campo da Bacia do Paraná.

Aos colegas do curso de pós-graduação, Patrícia Balistieri, Larissa de Lima, Armando Barros, Célia Falcone e Mônica Fonseca, pelo excelente, amistoso e produtivo ambiente de debate e aprendizado mútuo da geologia. Meus abraços.

Aos professores e funcionários do curso de pós-graduação em Geologia, em especial aos Drs. Ubiratan Faccini e Renata Netto.

A Sylvia Maria Couto dos Anjos, Mario Carminatti, Edmundo Marques e Gérson Terra, que viabilizaram a execução e a conclusão desta pesquisa.

Ao prestativo e acolhedor povo de Dr. Pedrinho, Timbó, Ituporanga e Vidal Ramos.

A Rodí Medeiros (*in memoriam*) e Emiliano Mutti. *Hay que mirar las rocas!*

“A investigação da geologia de todos os lugares visitados era muito mais importante que a história natural, de vez que aqui o raciocínio entra em ação. Ao examinar inicialmente uma região nada parece mais sem esperanças do que o caos das pedras; mas quando se registram a estratificação e a natureza de pedras e fósseis em muitos pontos, sempre raciocinando e prevendo o que vai ser encontrado em outros lugares, a luz começa a se fazer sobre a região, e toda a estrutura se torna mais ou menos inteligível.”

**Charles Darwin, em *Autobiography*.**

traduzido em  
“Aventuras e descobertas de Darwin a bordo do Beagle”,  
de Richard Keynes.

## RESUMO

Os estratos do Grupo Itararé, produzidos pela glaciação permocarbonífera do Gondwana, na Bacia do Paraná, registram um ambiente predominantemente marinho glácio-influenciado em Santa Catarina, apresentando contextos prodeltaico e distal à geleiras aterradas no mar. São turbiditos conglomeráticos e arenosos, pelitos depositados lentamente abaixo do nível base de ondas de tempestade, com aporte de *rain-out* e estratos caóticos, gerados por fluxos de detritos, escorregamentos e deslizamentos. Os estudos regionais de seções próximas à Alfredo Wagner, Vidal Ramos, Aurora, Rio do Sul, Trombudo, Presidente Nereu, Lontras, e de detalhe, em Dr. Pedrinho, permitiram o reconhecimento de cinco sequências deposicionais, separadas por discordâncias de extensão regional e correlacionáveis por mais de 300km, até o norte do Paraná. Cada sequência inicia com a entrada abrupta de arenitos e conglomerados sobre sedimentitos lamosos, marcando um rápido deslocamento das fácies grossas para o interior da bacia, devido a rebaixamentos relativos do nível do mar. As seqüências 1 a 4 equivalem a depósitos do Grupo Itararé, atingindo uma espessura de 450 m. Mostram uma influência glacial notável, estabelecida quando o paleocontinente Gondwana situava-se próximo ao pólo, durante o final do Carbonífero e início do Permiano. Estas sequências glácio-influenciadas, de 1 até 4, apresentam uma mudança no padrão climático ao longo da deposição. As sequências 1 e 2 registram condições mais frias, ao passo que as sequências 3 e 4 apresentam condições mais amenas, temperadas, marcadas pela retração das geleiras e concomitante desenvolvimento de sistemas fluviais e da vegetação, em resposta à deriva do paleocontinente para longe do pólo. O trato de mar baixo das sequências 1 a 4 é caracterizado por turbiditos espessos, gerados por fluxos saídos da base de geleiras em retração e por correntes hiperpicnais, disparadas por cheias fluviais. Muito localmente ocorrem tilitos, que registram momentos de avanços significativos dos glaciares sobre a bacia, causando rebaixamentos glácio-eustáticos maiores. Pelitos prodeltaicos e depositados distalmente a geleiras aterradas no mar intercalam-se a turbiditos delgados e a pacotes caóticos, constituindo depósitos comuns no trato de sistemas transgressivo das sequências 1 a 4. Progradações rápidas, do trato de sistemas de mar alto, propiciaram a deposição de pacotes pelítico-arenosos instáveis, remobilizados como escorregamentos que evoluíram a fluxos de detritos, formando estratos caóticos espessos. O padrão de

paleocorrentes indica uma importante mudança no padrão de aporte da bacia. As sequências 1 a 3 mostram um aporte para o quadrante norte, ocorrendo uma mudança a partir da sequência 4, ainda no “tempo Itararé”, quando a bacia recebeu um crescente aporte para sul e sudoeste, precedendo a inversão tectônica maior documentada pela Fm. Rio Bonito. A sequência 5 é composta por sedimentitos pós-glaciais da Formação Rio Bonito, depositados em contexto deltaico, fluvial e marinho raso, dominado por ondas e marés.

## **ABSTRACT**

Outcrops of sedimentary strata from Mafra and Rio do Sul formations (Itararé Group, Paraná Basin) constitutes the record of the Gondwana permocarboniferous glaciation in Santa Catarina state, southern Brazil. These deposits were mainly deposited in glacially influenced prodeltaic and in relatively deep and distal settings related to marine glaciers. They are constituted by sandy and conglomeratic turbidites, slowly settled pelites, deposited below storm wave base and chaotic strata, originated by debris flows, slumps and slides. These rocks had been studied in regional scale, including sections next to Alfredo Wagner, Vidal Ramos, Aurora, Rio do Sul, Trombudo, Presidente Nereu and Lontras cities, as well in the scale of detail, in Dr. Pedrinho region. Five depositional sequences, with regional extent, were correlated along 300km, from Santa Catarina to the north of the Paraná state. Each sequence initiates with the abrupt entrance of sandstones and conglomerates over muddy beds, marking a downward shift of depositional facies to the basin interior, in consequence of the relative sea level fall. Sequences 1 to 4, main targets of this study, are equivalent the Itararé Group, reaching a thickness of 450 m. The glacial influence in these sequences is notable, registering the phase when the Gondwana was situated next to the polar region during Carboniferous and early Permian. These glacio-influenced units present a change in the climatic pattern, from sequences 1 up to 4. Sequences 1 and 2 records colder conditions, passing to a mild, temperate climate, marked by glacier retraction and concurrent establishment of fluvial systems and vegetation, already during sequences 3 (final) and 4, as the Gondwana moves away from the polar region. The lowstand systems tract of sequences 1 to 4 is characterized by thick turbidites, generated by subaqueous outwash flows, produced by retreating marine glaciers and by hiperpicnal flows, produced by catastrophic fluvial floods. Tillites are very rare deposits, formed in moments of significant advance of glaciers in the basin, causing glacio-eustatic sea level falls. Prodeltatic pelites and fine-grained deposits related to tidewater glaciers are interbedded with thin-bedded turbidites and chaotic strata, constituting the most common deposits of the transgressive systems tract of sequences 1 to 4. Rapid progradations, developed during the highstand systems tract, propitiated the deposition of unstable pelitic packages, frequently remobilized as slumps and more evolved debris flows, resulting in thick chaotic beds. The change in paleocurrent directions indicates an important modification of sediment supply in the

basin during the “Itararé time”. Paleocurrents of sequences 1 to 3 indicates a sediment transport to the north, while paleocurrents from the upper part of sequence 3 and 4 indicates an increasing sediment supply to south and southwest, preceding the bigger tectonic inversion registered by Fm. Rio Bonito. Sequence 5 is composed of post-glacial Rio Bonito formation sediments, deposited in deltaic, fluvial, and shallow marine (waves and tides) contexts.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Mapa De Localização Da Área De Estudo	29
Figura 3.1 - Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná	41
Figura 3.2 – Mapa de isópacas do Gr. Itararé (em metros) com os principais lineamentos estruturais	42
Figura 3.3 – Esboço paleogeográfico da Bacia do Paraná durante a glaciação permocarbonífera do Gondwana	43
Figura 3.4 – Ciclos climáticos da glaciação do Quaternário no Atlântico Norte	44
Figuras do capítulo 5 (artigo publicado)	
2.5.1 - A sequência de bouma	
2.5.2 – Fluxo laminar e turbulento	
2.5.3 – Classificação dos fluxos gravitacionais quanto ao mecanismo de suporte dos grãos.	
2.5.4 – Fotografias de depositos de deslizamentos, escorregamentos, vulcões de areia, fluxos de detritos, correntes de turbidez de alta e baixa concentração e fluxos de grãos.	
2.5.5 – Comportamento reológico e mecanismo de suporte para diversos tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos.	
2.5.6 – Classificação dos diversos tipos de fluxos gravitacionais quanto ao caráter laminar ou turbulento da corrente.	
2.5.7 - Transições possíveis ao longo da evolução de um fluxo gravitacional subaquático.	

2.5.8 – Subdivisão esquemática de uma corrente de turbidez.

2.5.9 – Estágios de sedimentação para diferentes populações de grãos em ondas de sedimentação de uma corrente de turbidez desacelerante.

2.5.10 – experimento mostrando uma corrente de turbidez com bipartição do fluxo.

2.5.11 – tipos de transformação de fluxo.

2.5.12 – padrão deposicional ideal para uma corrente de turbidez de alta eficiência.

2.5.13 – as nove fácies de mutti (1992) para uma corrente de turbidez ideal

2.5.14 – principais processos envolvidos no suporte e mecanismo de deposição das fácies turbidíticas.

2.5.15 – fotografias com exemplos de depósitos classificados de acordo com o esquema de mutti (1992)

2.5.16 – fácies típicas da porção proximal de um sistema turbidítico de águas rasas gerado por inundações fluviais.

2.5.17 – qualidade de reservatório numa seção dip ideal de um sistema turbidítico.

Figura 6.1 – Mapa de localização da área de estudo	136
Figura 6.2 - Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná	137
Figura 6.3 – Seção colunar composta para as sequências estudadas.	138
Figura 6.4 – Mapa de isópacas do Gr. Itararé com os principais lineamentos	139
Figura 6.5 – Seção estratigráfica mostrando o onlap do gr. itararé	140

Figura 6.6 – Esboço paleogeográfico da Bacia do Paraná durante a glaciação permocarbonífera	141
Figura 6.7 – Direção das estrias glaciais do Grupo Itararé	142
Figura 6.8 – Fotografia do tilito	143
Figura 6.9 – Fácies paraconglomerado de matriz lamosa-arenosa	144
Figura 6.10 – Fotografias mostrando as feições de carga no topo dos paraconglomerados de matriz lamosa gerados por debris flows.	145
Figura 6.11 – Ortoconglomerados que caracterizam a base dos depósitos turbidíticos areno-conglomeráticos da sequência 3.	146
Figura 6.12 – Fácies ortoconglomerado gradado em camadas tabulares e fácies de ortoconglomerado com clastos imbricados/alinhados	147
Figura 6.13 – Arenitos grossos e muito grossos.	148
Figura 6.14 – Fácies arenito médio sigmoidal e fácies arenito médio a fino maciço com seixos dispersos	149
Figura 6.15 – Fácies arenito fino e médio com ondulações de corrente sinusoidais, arenito médio com estratificação cruzada de baixo ângulo e Fácies arenito fino e médio com ondulações de corrente.	150
Figura 6.16 – Fácies dos turbiditos arenosos: arenito médio a fino com estratificação cruzada, arenito fino com clastos e injeção de areia, arenito fino com laminação plano-paralela e arenito fino a médio maciço/fluidizado.	151
Figura 6.17 – Fácies dos turbiditos arenosos: Arenito fino em camadas delgadas tabulares, Arenito fino em camadas com carga amalgamadas e Arenito fino em camadas delgadas com sequência de Bouma incompleta.	152

Figura 6.18 – Fotografias da fácies folhelho preto laminado, com intercalações de delgadas camadas de turbiditos com ripples de corrente e com um matacão caído de um icebergue	153
Figura 6.19 – Fotografias da fácies ritmito siltito-folhelho com intercalação de turbiditos delgados e da fácies ritmito siltito-folhelho ondulado.	154
Figura 6.20 – Fotografias da fácies ritmitos pelíticos dobrados e escorregados	155
Figura 6.21 – Esquema de uma corrente de turbidez	238
Figura 6.22 – Deslizamento (slide) na base dos arenitos e conglomerados turbidíticos da sequência 3	239
Figura 6.23. Modelo deposicional para os turbiditos areno-conglomeráticos do Grupo Itararé	240
Figura 6.24 – granodecrescência ascendente nos turbiditos areno-conglomeráticos da base da sequência 3.	241
Figura 6.25 – Trato de fácies ideal para os turbiditos areno-conglomeráticos	242
Figura 6.26 – foto de Afloramento dos turbiditos arenosos	243
Figura 6.27 – Descrição de um afloramento de turbiditos arenosos (Arenito Beckham).	243
Figura 6.28 – Turbiditos arenosos (Arenito Beckham) com injeção de areia no substrato e amoldando-se em onlap lateral contra um diápiro de folhelho.	244
Figura 6.29 – Marcas de sola (turboglifos) e pequenos escorregamentos nos turbiditos arenosos.	245
Figura 6.30 – Trato de fácies ideal para os turbiditos arenosos.	246
Figura 6.31. Modelo deposicional para os turbiditos arenosos do Grupo Itararé	247
Figura 6.32 – Modelo deposicional para o Grupo Itararé	248

## LISTA DE TABELAS

Tabela 6.1 – fácies comuns na área de estudo.	249
Tabela 6.2 – associações de fácies da área de estudo.	250

## 1.INTRODUÇÃO

O Grupo Itararé registra a sedimentação da Bacia do Paraná desenvolvida durante o longo período de tempo marcado pela glaciação permocarbonífera do paleocontinente Gondwana no Brasil. Ao longo das décadas os estudos desta unidade buscaram, inicialmente, a datação e a subdivisão litoestratigráfica deste conjunto de estratos. Até meados da década de 1970 a interpretação paleoambiental do Grupo Itararé esteve fortemente calcada numa comparação com os sedimentos formados durante as glaciações do Quaternário no hemisfério norte, resultando numa interpretação glácio-continental para muitos dos depósitos desta unidade. Segundo esta visão, muitos dos “diamictitos” foram interpretados como tilitos, ritmitos síltico-argilosos como varvitos e conjuntos de estratos areno-conglomeráticos como sedimentitos glácio-flúvio-deltaicos.

Mais recentemente diversos estudos aplicando a metodologia da estratigrafia de seqüências foram desenvolvidos sobre o Grupo Itararé. A contextualização espacial das associações de fácies, obrigatória para a definição das superfícies limitantes e dos tratos de sistemas, associados a novas análises faciológicas e paleontológicas, conduziram à reinterpretação do contexto deposicional dominante desta sucessão rochosa. A maior parte da sedimentação Itararé passou a ser interpretada como formada predominantemente por depósitos de ambiente marinho glácio-influenciado, com presença marcante da ressedimentação.

A comparação e a correlação com os estratos depositados durante a glaciação permocarbonífera, descritos na América do Sul (Milani & Ramos, 1988; López-Gamundí, 1997; López-Gamundí et al., 1994; Limarino et al., 2002), na África (Visser, 1987; 1997), Antártica (Isbell et al., 2003) e Austrália (Jones & Fielding, 2004), permitiu uma contextualização regional de grande escala para o Grupo Itararé, revelando a grande extensão de um contexto marinho com influência glacial através do Gondwana. A faciologia, estratigrafia e o contexto destas sucessões foram comparadas com as seqüências formadas durante a glaciação do Quaternário (Bond et al., 1992; Hiscott & Aksu, 1994; Bond & Lotti, 1995; Martini et al., 2001; Lowe, 2001), para as quais se dispõem de dados de mais alta resolução, sobretudo quanto aos controles climáticos e sua ciclicidade.

O presente trabalho teve como objetivos principais: a) caracterizar as fácies sedimentares dos depósitos do Grupo Itararé e seus processos formadores, interpretar as associações de fácies, sucessões verticais de fácies e, onde possível, estabelecer os tratos de fácies para os sistemas turbidíticos, numa escala regional e semi-regional; (b) interpretar os sistemas e ambientes deposicionais, dentro de uma contextualização regional, balizada pela estratigrafia de sequências; (c) estabelecer as sequências e tratos de sistemas deposicionais, via estudos de detalhe e correlações geológicas regionais; (d) interpretar os possíveis controles sobre a deposição das sequências deposicionais, pelo estudo de diversos modelos estratigráficos para sucessões glaciadas recentes e antigas, e através da comparação com as sequências depositadas durante as glaciações permocarbonífera do Gondwana e do Quaternário do hemisfério norte.

Esta tese foi elaborada em capítulos mais sintéticos e em artigos, que abordam mais profundamente temas específicos, como os processos deposicionais, a faciologia e a estratigrafia. Por conta desta independência entre os artigos, algumas figuras, tais como mapas de localização e carta estratigráfica foram repetidas. O mesmo ocorre com a bibliografia dos artigos. O item Bibliografia totaliza todas as referências bibliográficas apresentadas nesta tese.

Os primeiros capítulos apresentam a introdução e relatam o histórico e o método de trabalho empregado nesta pesquisa, com uma revisão sobre os principais temas abordados. São enfocados o contexto deposicional do Grupo Itararé, a paleogeografia da glaciação permocarbonífera e a aplicação da estratigrafia de sequências a esta unidade litoestratigráfica.

A metodologia do trabalho, calcada no levantamento de seções de detalhe e sua correlação regional, é apresentada no capítulo 2 deste trabalho. A inserção do Grupo Itararé no contexto geológico da Bacia do Paraná é abordada no capítulo 3, onde são apresentados o cenário geológico regional e as reconstruções paleogeográficas para o Gondwana durante a idade do gelo da glaciação permocarbonífera. O ambiente deposicional do Grupo Itararé é relatado no capítulo 4.

Após estes quatro capítulos iniciais, que visam uma contextualização, são apresentados três artigos científicos (um deles já publicado e outros dois em fase de preparação para submissão a revistas), que constituem os capítulos 5, 6 e 7, seguidos

do capítulo 8, que relata as principais conclusões da tese. A repetição de algumas ilustrações foi necessária para a localização da área, caracterização faciológica ou descrição de afloramentos.

O capítulo 5, “Mecanismo de transporte e deposição de turbiditos” faz uma introdução aos processos deposicionais de fluxos gravitacionais, abordando as correntes de turbidez, fluxos de detritos, escorregamentos, deslizamentos, fluxos fluidizados e fluxos de grãos, visando fornecer conceitos teóricos necessários ao entendimento da sedimentação do Grupo Itararé, objeto desta tese, onde depósitos gerados por tais processos são extremamente comuns. Este artigo (d’Avila & Paim, 2003) foi publicado como capítulo do livro Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares – estudos de casos, editado por PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F. F. & NETTO, R. G., 2003, publicado pela editora da Unisinos, São Leopoldo.

O capítulo 6 inclui o artigo denominado “Turbiditos, pelitos e depósitos caóticos do Grupo Itararé (Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na área de Dr. Pedrinho, Santa Catarina, Brasil”, dedicando-se aos aspectos sedimentológicos da área de estudo, a caracterização das fácies, associações de fácies e a interpretação dos sistemas deposicionais que constituem o contexto predominantemente marinho glácio-influenciado, com aporte deltaico, que predomina nos afloramentos do Grupo Itararé. Este texto foi preparado para a publicação no Brasil, em português. O capítulo reporta depósitos comparáveis aos freqüentemente encontrados na exploração petrolífera das seções do Terciário e Cretáceo superior da margem divergente brasileira, sendo descritos turbiditos com duas gêneses distintas: hiperpicnais e gerados por fluxos de degelo subaquosos, que configuram diferentes tipos de reservatórios para petróleo. Um ponto fundamental para a reconstrução paleoambiental e sobre a própria extensão da glaciação permocarbonífera está relacionada à interpretação das fácies de diamictitos e de “varvitos”. A maior parte dos diamictitos do Grupo Itararé não são tilitos, mas sim frutos da ressedimentação, enquanto os ritmitos pelítico-arenosos desta unidade tratam-se, predominantemente, de depósitos prodeltaicos, e não varvitos glácio-lacustres.

O capítulo 7, intitulado “Sequências deposicionais do Grupo Itararé (Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na área de Dr. Pedrinho, Santa Catarina, Brasil” trata fundamentalmente do estudo estratigráfico destes depósitos. É enfocada a

interpretação e a rastreabilidade regional em termos de estratigrafia de sequências e a aplicabilidade dos modelos de estratigrafia para sucessões glaciais aos depósitos do Grupo Itararé. São abordadas também questões sobre a paleogeografia regional, como a da cobertura ou não do Gondwana por grandes massas de gelo continentais durante a glaciação permocarbonífera e a ocorrência de uma fase de soerguimento com inversão das paleocorrentes durante a sedimentação desta unidade. Um contexto marinho glácio-influenciado, com geleiras no entorno da bacia, ilustra, de melhor forma o panorama deposicional, opondo-se aos modelos freqüentemente empregados, que consideram uma sedimentação glácio-continental comum, com extensos glaciares recobrimdo a bacia de deposição. A idéia central para a elaboração deste capítulo foi prover um artigo único, que contenha a essência desta tese, concebido para publicação em revista no exterior.

O capítulo 8 apresenta as principais conclusões da tese, extraídas em seu conjunto dos textos dos artigos que integram os capítulos 5, 6 e 7. Ao final da tese são listadas as referências bibliográficas, relatando os principais trabalhos utilizados durante esta pesquisa.

## 2. MÉTODO DE TRABALHO E HISTÓRICO DA ESCOLHA DA ÁREA

A escolha dos afloramentos do Grupo Itararé, como um objetivo para tese de doutorado, foi motivada pela geologia de petróleo, área de atuação profissional do autor, dedicado à caracterização da faciologia, ambiente deposicional e estratigrafia das rochas reservatório das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. Estes estudos, calcados na integração de dados de subsuperfície, representados pelos perfis de poços, sísmica de reflexão e amostras de rochas, geralmente testemunhos, amostras laterais e amostras de calha, são grandemente favorecidos quando se dispõe de uma bagagem maior em estudos de campo. A existência de muitos afloramentos de depósitos de fluxos gravitacionais no Grupo Itararé já havia sido constatada em trabalho anterior, durante a dissertação de mestrado do autor, dedicada ao estudo do Arenito Lapa, no estado do Paraná (d'Ávila, 1999). Estava aí, então, a oportunidade para um aprimoramento na geologia de campo, retornando ao estudo do Grupo Itararé em outra área da bacia. Tinha-se na memória as seguidas recomendações do orientador da dissertação, o saudoso professor Rodí Ávila Medeiros, entusiasta dos estudos sobre a sedimentação Itararé, para visitar a região de Dr. Pedrinho. Esta área havia sido estudada por equipes de geologia de superfície da Petrobras durante a década de 1960, coordenadas tecnicamente pelo Rodí, e, segundo os relatos, contaria com afloramentos de boa qualidade.

Na mesma época em que foi iniciada a presente tese, havia a necessidade de encontrar áreas para treinamentos de campo para a Petrobras, com um roteiro de afloramentos que enfocasse sedimentos comparáveis àqueles que são o foco mais freqüente da exploração de petróleo de reservatórios siliciclásticos nas bacias da margem brasileira. Turbiditos são os principais reservatórios produtores de petróleo no Brasil, associados a pelitos e depósitos caóticos de contexto marinho relativamente profundo. Nesta busca de afloramentos para treinamento fizemos uma longa viagem, em companhia dos geólogos Saulo Ferreira Santos e Flávio Juarez Feijó, visitando as exposições rochosas desta unidade, desde Alfredo Wagner, no sul de Santa Catarina, até os afloramentos dos arenitos Lapa e Vila Velha, na região centro-leste do estado do Paraná. Na rota entre os tradicionais afloramentos do sul catarinense (seções de Alfredo Wagner, Vidal Ramos, Rio do Sul e Trombudo) e os afloramentos paranaenses passamos por Dr. Pedrinho, verificando *in loco* a qualidade das exposições decantadas pelo professor Rodí.

A área realmente contava com exposições rochosas de boa qualidade. O roteiro de campo dedicou-se, entretanto, ao levantamento de seções na clássica “seção de Vidal Ramos”, onde foram encontradas boas e inéditas exposições de turbiditos arenosos. A área sob estudos do geólogo Saulo, apresentava também algumas boas exposições de pacotes de fluxos de detritos. Todavia, são poucas as boas exposições do Grupo Itararé nesta região, e a existência de inúmeros falhamentos, associados a uma densa cobertura vegetal e de solos, dificultava os trabalhos de cunho estratigráfico.

Diante disso, retornamos para a região de Dr. Pedrinho, descobrindo novos afloramentos, de grande qualidade, que apresentam uma ampla variedade de fácies turbidíticas, de fluxos de detritos, escorregamentos, deslizamentos e de pelitos marinhos, que constituem as principais associações de fácies dos depósitos do cretáceo e terciário da margem brasileira. A descrição de muitas seções nesta região permitiu o estabelecimento de níveis de correlação, permitindo o entendimento da estratigrafia da área. Com base neste arcabouço foi possível a comparação e a correlação das seções desta área com outros afloramentos do sul e do norte de Santa Catarina e do Paraná, permitindo a elaboração de modelos deposicionais e estratigráficos contextualizados e alternativos para o Grupo Itararé. A avaliação e discussão dos afloramentos da área com o orientador Paulo Paim, com turmas de campo da Petrobras e colegas dos programas de pós-graduação em geologia da UFRGS e UNISINOS contribuiu substancialmente para a discussão, teste de hipóteses e o conseqüente entendimento do contexto deposicional e estratigráfico da região.

Para a caracterização faciológica e empilhamento da estratigrafia da sucessão foram levantadas seções geológicas de detalhe (escalas 1:20 e 1:50) e semi-detalhe (escala 1:100) na área de Dr. Pedrinho. Também foram estudadas e medidas dezenas de seções, nestas mesmas escalas, nas cercanias dos municípios de Alfredo Wagner, Vidal Ramos, Aurora, Rio do Sul, Trombudo, Presidente Nereu e Lontras (Fig. 2.1).

A faixa aflorante do Grupo Itararé caracteriza-se pela descontinuidade dos afloramentos, causada pelo excesso de cobertura vegetal e de solo, o que resulta numa qualidade geralmente ruim das exposições rochosas. O zoneamento paleontológico nesta seção paleozóica é de baixa resolução e, assim, não contribuem

para a solução de problemas de análise estratigráfica de maior resolução, na escala de centenas de milhares ou poucos milhões de anos, nem permitem a correlação de seções com poucas dezenas de metros de espessura, tipo mais comum de afloramento do Grupo Itararé. Além disso, os sedimentitos desta unidade, mesmo os mais lamosos, mostram-se freqüentemente alterados ou estéreis.

Os estudos regionais e de detalhe em diversas regiões de Santa Catarina foram fundamentais para a contextualização da geologia da área de Dr. Pedrinho e o entendimento da história geológica do Grupo Itararé numa área bastante extensa, já que a grande variedade faciológica destes depósitos torna complexa a interpretação do ambiente deposicional. A quantidade das exposições compensou, em grande parte, a baixa qualidade dos afloramentos da Bacia do Paraná. A repetição de fácies, associações de fácies, padrões de paleocorrentes e de superfícies com significado estratigráfico numa ampla região forneceu uma base mais segura para a interpretação do contexto, do paleoambiente deposicional e do empilhamento estratigráfico regional.

Para permitir as correlações de seções e a elaboração do arcabouço de seqüências deposicionais foram colocadas em andamento os seguintes planos de ação, ao longo de cerca de 200 dias de estudos de campo:

(a) reconhecimento geológico regional, nos estados de Santa Catarina e Paraná, envolvendo a medição de dezenas de seções de semi-detalle.

(b) descrição e caracterização das fácies dos afloramentos na região de Dr. Pedrinho. A descrição de fácies contou com a vantagem de estar balizada pela comparação de afloramentos na escala regional, efetuada na fase anterior.

(c) caracterização das associações de fácies e interpretação genética dos sistemas deposicionais.

(d) elaboração de seções geológicas compostas, para obter o empilhamento estratigráfico através da integração de diversos afloramentos isolados de uma mesma região.

(e) correlação entre as diversas seções geológicas compostas na área de Dr. Pedrinho, objetivando definir superfícies de correlação. Em Dr. Pedrinho pacotes de turbiditos arenosos, pacotes espessos de pelitos ricos em folhelhos pretos e de

paraconglomerados de matriz lamosa, com dezenas de metros de espessura, mostraram-se bons níveis para a correlação de seções isoladas.

f) elaboração de seções estratigráficas, utilizando as superfícies de correlação encontradas na fase anterior, removendo o efeito estrutural de falhas e diques de diabásio intrudidos na seção.

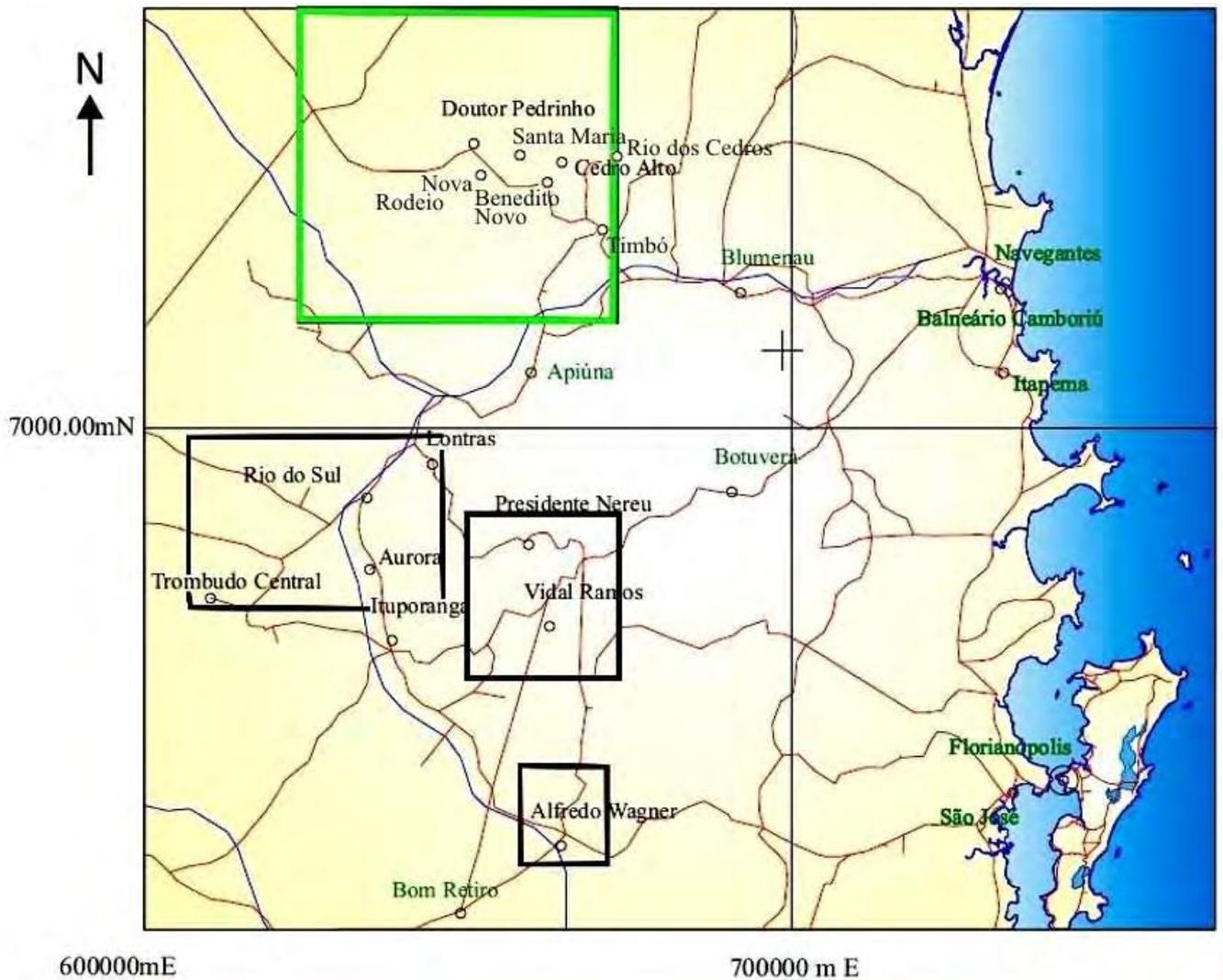
g) interpretação das superfícies estratigráficas principais (*key surfaces*, Posamentier & Allen, 1999)

h) definição das principais seqüências deposicionais, com potencial de correlação na área de estudo. Pacotes sedimentares com espessuras na faixa dos 20 a 30 m tiveram, nesta região, boa possibilidade de rastreamento. Conjuntos de estratos mais delgados são de difícil correlação na escala da dezena de quilômetros, e parecem resultar de fatores locais, ligados à fisiografia local, ou relacionados a seqüências de mais alta freqüência, de difícil correlação com os afloramentos disponíveis. Para o propósito deste estudo estas possíveis seqüências e fatores locais não foram abordados.

i) correlação das seqüências da área de Dr. Pedrinho com outras áreas. Este estudo foi efetuado para as seções de Santa Catarina e do estado do Paraná, utilizando os afloramentos descritos neste trabalho, bem como aqueles detalhados por Saulo Santos, relatados em Santos (em prep.) e aqueles interpretados por Vesely & Assine (2004), na região de Ventania, no estado do Paraná. Neste estudo foram também estudadas as seções de subsuperfície, tanto ao longo do *strike* quanto do *dip* deposicional do Grupo Itararé, comparando estas seções de poços com os levantamentos de campo e padrões de cintilometria (pseudo raios gama de afloramento) documentados em d'Avila & Santos (2004b) e Paim *et al.* (2005), visando refinar o fatiamento estratigráfico. Todavia, para a apresentação nesta tese foi escolhida a comparação com a seção levantada por Vesely & Assine, no estado do Paraná, que permite a correlação das seqüências por uma distância superior a 300 km, atestando o caráter regional das seqüências deposicionais descritas.

Para a obtenção de um arcabouço teórico para este estudo foi examinada uma grande quantidade de artigos, relatórios e livros, referentes à geologia do Grupo Itararé em estudos sedimentológicos e paleontológicos de afloramento na escala regional e de detalhe, bem como sobre as seções permocarboníferas da glaciação do

Gondwana, visando conhecer sua faciologia, interpretação ambiental e reconstituição paleogeográfica. Foi também analisada uma literatura específica sobre processos em fluxos gravitacionais, em especial sobre correntes de turbidez e fluxos hiperpicnais, e sobre sistemas do ambiente glacial, modernos e antigos, para auxiliar a compreensão das fácies e depósitos sedimentares do Grupo Itararé. O estudo das sequências deposicionais baseou-se na leitura de artigos e livros dedicados, de maneira mais focada, à análise de sequências glácio-influenciadas do quaternário e mais antigas, sobretudo as marinhas, mais similares ao Grupo Itararé, abordando os controles sobre as variações relativas do nível do mar na estruturação das sequências.



**Figura 2.1** – Mapa de localização da área de estudo no estado de Santa Catarina. As áreas marcadas com os retângulos negros foram utilizadas para estudos de contextualização regional, ao passo que a área delimitada pelo quadrado verde se constitui no objetivo principal deste estudo (figura modificada de Paim *et al.*, 2004)

### 3. O CONTEXTO GEOLÓGICO DO GRUPO ITARARÉ

#### 3.1 INTRODUÇÃO

O Grupo Itararé é a unidade litoestratigráfica que guarda, possivelmente, o melhor registro da glaciação permocarbonífera do Gondwana em todo o mundo. Constitui espessos pacotes, depositados ao longo de grande intervalo de tempo, ocupando uma ampla extensão areal, cobrindo mais de 700.000 km<sup>2</sup> na Bacia do Paraná, Brasil (França, 1994).

Os primeiros estudos desta unidade enfocaram seu caráter glacial e a subdivisão litoestratigráfica da coluna sedimentar. Bem mais recentemente, estes depósitos têm sido analisados segundo a abordagem da estratigrafia de sequências. A proposta de subdivisão litoestratigráfica mais aceita, definida com base nos afloramentos desta unidade, foi formulada por Schneider *et al.* (1974), que consta, da base para o topo, das formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul (Fig. 3.1). Uma proposta complementar de subdivisão litoestratigráfica deste pacote, fundamentada em dados de subsuperfície, foi proposta por França & Potter (1988), a partir do estudo de mais de 100 poços de petróleo. Estes autores subdividiram o Grupo Itararé nas formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba, onde cada uma corresponderia a um ciclo de retrocesso e avanço da glaciação.

As pesquisas mais recentes sobre a estratigrafia desta unidade foram elaboradas sob a ótica da estratigrafia de sequências e calcadas em levantamentos detalhados de afloramentos, podendo-se listar os trabalhos de França *et al.* (1996), d'Avila (1999), Canuto *et al.* (2001b), Vesely (2001) e Vesely e Assine (2004), que identificaram sequências deposicionais controladas por períodos de avanço e recuo de geleiras.

O estudo da sedimentação Itararé fornece importantes informações sobre os fenômenos geológicos atuantes durante a glaciação permocarbonífera, dentre eles, a definição da verdadeira relevância dos glaciares sobre os ambientes sedimentares ao longo da deposição desta unidade. O Grupo Itararé possui também atratividade econômica, pois integra o principal sistema petrolífero da Bacia do Paraná (França 1987; 1994; França & Potter, 1988; 1991; e Milani & Zalán, 2003). Adicionalmente, diversas escolas de campo, teses e artigos têm sido dedicadas a esta unidade, devido

à possibilidade de traçar analogias com os sedimentitos do contexto marinho profundo de diversas bacias exploradas para petróleo na margem brasileira (França *et al.*, 1996; d'Avila, 1999; d'Avila, 2004b, d'Avila & Santos, 2004b).

### 3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica de grandes dimensões, com perfil em rampa e mergulho suave, cuja história de sedimentação é caracterizada por “múltiplos episódios de acumulação e subsequente erosão regional dos pacotes rochosos” (Milani & Ramos, 1988). Esta bacia ocupa uma gigantesca área, de aproximadamente 1.400.000 km<sup>2</sup>, distribuída entre Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai. A espessura sedimentar máxima é de cerca de 8.000 m na fronteira entre Brasil (Estado do Paraná) e Paraguai (Zalán *et al.*, 1990a; 1990b; Milani, 1997).

Dados paleontológicos sugerem que os sedimentitos glácio-influenciados do Grupo Itararé foram depositados entre o Carbonífero e o Eopermiano (Daemon & Quadros, 1970), atingindo uma espessura máxima de 1.500 metros no depocentro localizado nos estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul. Os sedimentos mais antigos do Grupo Itararé são correlacionáveis ao Westphaliano (Daemon & França, 1993).

O preenchimento da Bacia do Paraná abrange o intervalo Neo-Ordoviciano (cerca de 450 Ma) ao Neocretáceo (65 Ma). O registro sedimentar da bacia foi subdividido em seis unidades alostratigráficas de segunda ordem ou supersequências, por Milani (1997) (Fig. 3.1): Rio Ivaí (Caradociano-Landoveriano), Paraná (Lockoviano-Frasniano), Gondwana I (Westfaliano-Scythiano), Gondwana II (Anisiano-Noriano), Gondwana III (Neojurássico-Berriasiano) e Bauru (Aptiano-Maestrichtiano). As supersequências Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I marcam grandes ciclos transgressivo-regressivos paleozóicos, ao passo que Gondwana II e III (Neojurássico-Berriasiano) e Bauru (Aptiano-Maestrichtiano) constituem pacotes sedimentares continentais e rochas ígneas.

A Supersequência Gondwana I sucedeu ao ápice glacial estabelecido no Carbonífero inferior. O limite basal desta unidade é a discordância pré-Itararé, sendo a supersequência constituída por 3 grupos: Grupo Itararé (objeto deste estudo), Grupo Guatá e Grupo Passa Dois (Milani, 1997). A supersequência apresenta uma

espessura máxima de 2.500 m, englobando o maior volume sedimentar dentre as supersequências da bacia. Registra condições deposicionais que variam desde um contexto glacial terrestre e marinho, durante o Carbonífero e início do Permiano, até o desenvolvimento de um amplo e árido interior continental, dominado por campos de dunas eólicas no início do mesozóico (Milani, 1997).

Os depósitos glácio-terrestres e glácio-marinhos do Grupo Itararé são compostos predominantemente por “diamictitos” (paraconglomerados de matriz lamosa), arenitos e pelitos, depositados em progressivo *onlap* de norte para sul sobre a discordância pré-Itararé (Milani & Ramos, 1998). Para estes autores a sedimentação do Grupo Itararé só alcançou a porção meridional da bacia no Eopermiano. Até então, a área sul da Bacia do Paraná constituía apenas altos expostos do embasamento, submetidos à erosão.

Para Milani & Ramos (1998) o final da deposição Itararé é marcado pelos fatores climático e tectônico: o término da influência glacial, devido ao afastamento do paleocontinente das regiões polares, e a mudança do padrão de *onlap* na Bacia do Paraná. Um importante rearranjo da geometria da bacia provocou esta mudança do sentido regional de *onlap* das unidades sedimentares pós-Itararé: o padrão de norte para sul, que dominou durante a sedimentação Itararé, foi seguido por uma distribuição em *onlap* de sul para norte durante a acumulação do Grupo Guatá e equivalentes. Os depósitos de contexto mais profundo da Supersequência Gondwana I estão contidos na Formação Palermo, ao início do Neopermiano, seguindo-se uma espessa seção regressiva, com até 1.400 metros de espessura, pertencente ao Grupo Passa Dois. Esta sedimentação foi acomodada por um novo ciclo de subsidência, culminando nos depósitos eólicos eotriássicos (formações Sanga do Cabral e Pirambóia). A progressiva e definitiva continentalização dos sistemas deposicionais na bacia, registrada pelos depósitos da Formação Rio do Rasto, acompanhou a deformação da margem gondwânica entre o Meso e o Neopermiano, marcando a etapa terminal da Supersequência Gondwana I.

O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná é marcado por elementos tectônicos lineares de orientação NE-SW, NW-SE e E-W (Zalán *et al.*, 1990b). Os lineamentos NE-SW e NW-SE são direções herdadas do embasamento pré-Cambriano, reativados ao longo da evolução da bacia. Os lineamentos NE-SW estão ligados à transcorrência, e sua reativação é considerada o principal mecanismo

controlador do espaço de acomodação sedimentar na bacia, sendo movimentados várias vezes ao longo da sedimentação paleozóica (Milani, 1997). Os lineamentos NW-SE estão freqüentemente relacionados a intrusões de diabásio do vulcanismo Serra Geral, de idade Eocretácea, que teria aproveitado essas zonas de fraqueza (Fig. 3.2). O terceiro grupo de feições (E-W) é menos expressivo, estando possivelmente relacionado ao desenvolvimento do oceano Atlântico Sul, como sugerido pelo paralelismo destes lineamentos com as zonas de fratura oceânica

Na região de Dr. Pedrinho fraturas e falhas com pequenos rejeitos, de orientação NE-SW e NW-SE, se destacam em imagens de satélite e são ressaltadas em mapas geológicos. As principais falhas reconhecidas durante estes levantamentos, todavia, só foram notadas após a elaboração de seções estratigráficas, quando se identificou dois falhamentos normais, com rejeito da ordem de 100m, orientados segundo E-W e NW-SE, que são pouco expressivos em imagens de satélite. Algumas soleiras de diabásio, com até 30m de espessura, atribuíveis à Fm. Serra Geral, interrompem a seção sedimentar do Grupo Itararé nesta área.

### **3.3 RECONSTRUÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS PARA O GONDWANA DURANTE A GLACIAÇÃO PERMOCARBONÍFERA**

Reconstruções paleogeográficas para o Grupo Itararé baseiam-se tanto em dados geológicos de escala continental, oriundos das porções africana, antártica, australiana e sul-americana do Gondwana, como em dados da própria Bacia do Paraná, na qual leitos de diamictitos são freqüentemente interpretados como tilitos, e as estrias glaciais e os ritmitos “várvidos” são comumente considerados como indicadores de deposição glácio-lacustre. Entretanto, estudos mais recentes, tanto na escala da reconstrução paleocontinental quanto na de bacia, têm reinterpretado os paleoambientes do Grupo Itararé e a extensão dos lençóis de gelo da glaciação permocarbonífera. Grande parte dos sedimentos previamente considerados como glácio-continentais, diretamente relacionados às massas de gelo, vêm sendo reinterpretados como depósitos marinhos glácio-influenciados, indicando um Gondwana com massas de gelo menores e mais distantes das bacias do que anteriormente pensado.

### 3.3.1 Reconstruções paleogeográficas de grande escala

Durante o paleozóico superior o Gondwana foi afetado pela Glaciação Gondwânica, cujos depósitos glácio-influenciados são constatados desde a margem oeste do paleocontinente (Bolívia) até a margem leste (Austrália) (Limarino *et al.*, 2002). Para López-Gamundí (1997), a glaciação Gondwânica possui três eventos principais:

- 1) Devoniano-Carbonífero inferior;
- 2) parte inferior do Carbonífero superior, e
- 3) Carbonífero superior-Permiano inferior, materializado na Bacia do Paraná pelo Grupo Itararé.

As reconstruções paleogeográficas mais difundidas para o Gondwana consideram que, durante o Carbonífero, o pólo sul estaria posicionado na região meridional da África, passando a ocupar a Antártica após a deriva do paleocontinente durante o Permiano Inferior (Lopez-Gamundí, 1989; Lopez-Gamundí & Rossello, 1998; Scotese, 2001). Segundo esta visão, a Bacia do Paraná ocuparia uma posição marginal ao pólo durante esta glaciação, sofrendo avanços e recuos das massas de gelo, com o clima variando de temperado a temperado frio ao longo deste intervalo. Para o geólogo Saulo Santos (comunicação verbal, 2006), a bacia do Paraná seria um grande golfo do paleo-oceano Panthalassa durante a glaciação permocarbonífera, com as margens recebendo uma grande quantidade de sedimentos disponibilizados pela retração dos lençóis de gelo. Esporádicos avanços dos glaciares permitiriam uma maior liberação de icebergues ou o desenvolvimento de fácies glacioproximais, que materializariam a natureza glácio-influenciada da sedimentação (Fig. 3.3).

Artigos antigos e mais recentes sugerem que a magnitude e a extensão dos lençóis de gelo da glaciação permocarbonífera do Gondwana não foi tão grande quanto anteriormente pensado.

Tanto na África quanto na América do Sul, Antártica e Austrália, regiões que estariam próximas ao pólo e cobertas por massas de gelo, a seção cronoequivalente ao Grupo Itararé é dominada por depósitos glácio-marinhos e marinhos glácio-influenciados, sugerindo que as massas de gelo eram menores e situadas no entorno das bacias.

Visser (1987; 1997) descreveu a seção correlata no lado africano do Gondwana, onde a sedimentação das bacias é dominada por sedimentos marinhos glácio-influenciados. Ao final do Carbonífero (Stephaniano), havia também feições locais soerguidas, como a região da Namíbia, ao norte da Bacia do Kalahari, configurando um platô continental que se estendia para oeste, até a América do Sul, com altitudes estimadas entre 1500 e 3000 metros. Estas montanhas teriam abrigado um grande centro de glaciação, cujos glaciares aportavam sedimentos em direção ao continente sul-americano.

Na América do Sul três bacias do oeste argentino e Bolívia (Patagônia Central, Calingasta-Uspallata e Tarija), que ocupavam posição mais distal que a Bacia do Paraná em relação às massas de gelo, têm um registro bem preservado da glaciação permocarbonífera, marcado por uma sedimentação marinha glácio-influenciada (Lopez-Gamundí, 1989). Espessos pacotes de diamictitos glácio-marinhos ressedimentados, direta ou indiretamente ligados a episódios glaciais, são recobertos por pelitos transgressivos depositados em contexto marinho aberto. Esta transgressão pós-glacial é um fenômeno fundamentalmente glácio-eustático, ligado ao degelo que sucedeu o afastamento da América do Sul do pólo, que ocorreu na passagem do Namuriano-superior/Westphaliano.

A Antártica, segundo as reconstruções paleogeográficas mais difundidas (Ziegler *et al.*, 1997; Scotese *et al.*, 1999; Veevers, 2001), seria a parte do Gondwana mais próxima ao pólo. Contudo, evidências sugerem que esta região não estava completamente coberta de gelo durante o Carbonífero e o Permiano. Isbell *et al.* (2003) constataram que abaixo da discordância pré-glacial (pré-Permiano) ocorrem paleoperfis de solos, feições de deformação sedimentar, clastos caídos em pelitos e escape de fluidos em arenitos devonianos. Estas feições indicam que durante o Carbonífero uma grande área da Antártica, com mais de 2000 km de extensão, estava livre da influência do gelo, e que a glaciação do Carbonífero foi menos extensiva do que tem sido proposto. No Permiano inferior esta região ocupava um contexto marginal ao gelo, periglacial e/ou glaciomarinho.

Na Austrália o padrão se repete. Pesquisas recentes (Jones & Fielding, 2004) indicam que também esta parte do Gondwana não esteve coberta por extensos lençóis de gelo de base fria durante as glaciações entre o final do Devoniano e o início do Permiano. As glaciações seriam restritas a três curtos e isolados episódios: dois

no Carbonífero (Namuriano e Westphaliano) e um no início do Permiano (Sakmariano). Os depósitos dos três episódios glaciais estão envelopados por intervalos substanciais de estratos fluviais, lacustres e marinhos rasos, depositados sem influência glacial, sugerindo um contexto de glaciares localizados, tais como geleiras de montanha ou de vales (tipo Alpino). Estes dados contrariam interpretações anteriores, como a de Veevers & Powell (1987), que assumiam glaciações de grande duração, prolongando-se por quase 50 Ma.

Na Bacia do Paraná diversos autores superestimam a extensão das massas de gelo. Isto se deve às seguintes interpretações equivocadas (ver também capítulos 6 e 7):

- depósitos de *rain-out* e fluxos de detritos marinhos são confundidos com tilitos
- ritmitos areno-pelíticos marinhos descritos como varvitos glácio-lacustres, e
- estrias geradas por icebergues são confundidas com estrias produzidas por gelo continental.

A interpretação de diamictitos marinhos como tilitos, dos ritmitos com varvitos e das estrias de icebergues como estrias subglaciais de geleiras continentais induz a pensar um cenário de glaciares continentais muito mais extensos.

### **3.4 A IDADE DO GELO DO PERMIANO E CARBONÍFERO**

As idades do gelo se devem a uma concatenação de fatores. Não há duas idades do gelo que sejam iguais, e, assim, não há uma hipótese única que explique todas as glaciações (Martini *et al*, 2001). Condições de *icehouse* desenvolvem-se gradualmente, após longos períodos de resfriamento global que duram até 50 Ma, terminando, então, rapidamente.

Segundo Lowe (2001), oscilações de alta frequência, numa escala temporal sub-Milankovitch, foram fundamentais para o controle das massas de gelo da glaciação do Quaternário. O último ciclo glacial foi caracterizado por oscilações climáticas de alta frequência, chamadas de ciclos Dansgaard-Oeschger (ciclos D-O), com duração de 500 a 2.000 anos e intervalo mais freqüente de 1.500 anos. Estes ciclos são caracterizados por períodos de aquecimentos abruptos (os interstadaiais), com as temperaturas máximas sendo mantidas por décadas, passando então a um gradual resfriamento, até atingir uma nova condição glacial.

Após alguns episódios de aquecimento e resfriamento ocorre um resfriamento terminal dramático, precedendo um evento de aquecimento maior. Este ciclo, marcado por um “pacote” que engloba vários ciclos D-O, foi identificado por Bond *et al.* (1992) e Bond & Lotti (1995), sendo atualmente chamado de Ciclo de Bond. O final de um ciclo de Bond está associado a um grande resfriamento, caracterizado nos oceanos por níveis ricos em “seixos pingados”, trazidos por armadas de icebergues, desprendidas com o colapso dos lençóis de gelo. Estes episódios de rápida deposição de detritos carregados pelo gelo são chamados de *Heinrich Events*. Possuem uma recorrência entre 5.000 e 15.000 anos (menos freqüentes que os eventos D-O), e marcam a fase terminal de um ciclo de Bond (Lowe, 2001) (Fig. 3.4).

Em resumo, todos estes diferentes ciclos registrados no último evento glacial são de mais alta freqüência, incompatível com os ciclos orbitais de Milankovitch (Bond *et al.*, 1992). As mudanças climáticas devido aos efeitos dos ciclos de Milankovitch ocorrem tanto nos períodos *icehouse* quanto *greenhouse*, sendo, assim, insuficientes para explicar os ciclos maiores de resfriamento. Podem, entretanto, somar-se a outros fatores, acentuando ou atenuando condições de resfriamento (Martini *et al.*, 2001).

A glaciação do Permiano e Carbonífero pode ter decorrido de uma conjugação de fatores propícios, detalhados no capítulo 7:

- 1) a posição do paleocontinente Gondwana em altas latitudes, próximas do pólo sul (Crowell, 1983; Milani, 1997).

- 2) a proximidade de massas d’água oceânicas e de golfos no interior do Gondwana, que supriam a umidade necessária para a formação de neve e gelo, que não se formariam, caso fossem bacias em grandes áreas continentais, afastadas do mar.

- 3) a presença de oscilações de alta freqüência, possivelmente similares àquelas atuantes nos ciclos glaciais e interglaciais do quaternário, incluindo os ciclos de Bond, com seus Eventos Heinrich, ciclos Dansgaard-Oeschger e mesmo os ciclos orbitais de Milankovitch. De fato, ciclos de mais alta freqüência estão registrados nos pelitos da porção superior do Grupo Itararé, marcados pela intercalação de delgados pares de siltito ou arenito e folhelho, com uma periodicidade compatível com os ciclos solares de 22 anos (Silva, 2000).

### 3.5 CONTEXTO DEPOSICIONAL DO GRUPO ITARARÉ

Durante a deposição do Grupo Itararé, entre o Carbonífero e o Eopermiano, o depocentro da Bacia do Paraná apresentou uma migração de norte para sul. Os estratos carboníferos mais antigos foram depositados nas porções setentrionais da bacia, adelgaçando-se até desaparecerem na região meridional de Santa Catarina. Ao sul desta área o registro deposicional da Bacia do Paraná foi iniciado com os estratos eopermianos do Grupo Itararé, diretamente assentados sobre rochas pré-cambrianas. Isto sugere que a paleoborda da “Bacia Itararé” durante o Carbonífero situava-se próxima da divisa estadual do Rio Grande do Sul com Santa Catarina. Esta feição positiva, já identificada nos trabalhos de Medeiros (1973; 1998) e Castro (1988), denominada de “Plataforma do Rio Grande do Sul” por Milani *et al.* (1998), foi apenas ultrapassada pelos sedimentos transgressivos pós-carboníferos da Supersequência Gondwana I (Santos, em prep.)

Uma fisiografia de vales glaciais, preenchidos pelos sedimentos que ultrapassaram a paleoborda já no início do Permiano, é freqüentemente sugerida nos estudos efetuados no Rio Grande do Sul, onde o embasamento estava ainda mais elevado que em Santa Catarina (Medeiros, 1973; Dias, 1993; Pinheiro-Machado, 1994; Lopes, 1995; Holz, 1995; Silveira, 2000). Fisiografia similar de paleovales está também presente ao tempo das unidades basais e superiores do Grupo Itararé em Santa Catarina. A configuração destes paleovales varia entre a área de Alfredo Wagner e Vidal Ramos, mais proximal, ao sul, e Dr. Pedrinho. Ao sul a fisiografia é a de altos do embasamento cortados por vales acentuados, semelhantes a fiordes. Estes vales se tornam mais amplos e suaves para norte, como em Dr. Pedrinho, revelando o alargamento e aplainando dos paleovales em direção ao depocentro da bacia.

Depósitos glaciogênicos continentais são mais freqüentes na base do Grupo Itararé (Formação Campo do Tenente), com a sucessão assumindo um condicionamento marinho cada vez mais acentuado para o topo (Formações Mafra e Rio do Sul), segundo Daemon *et al.* (1991). As primeiras transgressões marinhas ocorreram no Permiano inferior (Sakmariano), acompanhando a mudança de um clima frio (periglacial), que marca a base da sucessão, para um clima temperado, que domina nas porções intermediária e superior deste grupo. A sedimentação final do Grupo Itararé, registrada pela formação Rio do Sul, já ocorre sob condições marinhas

bem estabelecidas, como também indicado pela fauna de braquiópodos estudada por Beurlen (1953).

Vesely (2001), integrou dados de afloramentos e palinológicos do Grupo Itararé no estado do Paraná, chegando, basicamente, às mesmas conclusões de Daemon (1991), reconhecendo uma influência marinha crescente para a sedimentação Itararé.

A interpretação preferencial de um contexto marinho ou lacustre para o Grupo Itararé está freqüentemente calcada na análise faciológica e paleontológica das fácies pelíticas mais comuns, os ritmitos sílticos argilosos. Na área deste estudo, estes ritmitos, que foram interpretados por diversos autores como “varvitos” em outras regiões, são interpretados como depósitos de uma sedimentação pelítica marinha, dominada pela lenta decantação abaixo do nível base de ondas, com ocasional chegada de correntes de turbidez. Nos municípios de Rio Negro (PR) e Mafra (SC), situados algumas dezenas de quilômetros para norte de Dr. Pedrinho, os ritmitos pelíticos do Grupo Itararé foram também interpretados como turbiditos finos por Salamuni *et al.* (1966) e Rocha-Campos (1967). Para Balistieri (2003) estes ritmitos teriam sido depositados em ambientes marginais marinhos, como estuários, fiordes e baías restritas. A ocorrência comum de traços de deslocamento de artrópodes indicaria, também, um ambiente muito raso.

Em Dr. Pedrinho e cercanias, porém, estes ritmitos sugerem um contexto mais profundo, dada a intercalação de turbiditos de baixa densidade e a presença de clastos caídos de icebergues e a ausência de retrabalhamento por ondas ou marés. Não são verificadas também outras feições que ocorreriam caso o contexto fosse mais raso, tais como as freqüentes erosões por canais de marés que ocorreriam caso estes ritmitos constituíssem depósitos de uma planície lamosa dominada pelas marés. Depósitos mais rasos, de frente deltaica, pertencentes à Fm. Rio do Sul, ocorrem na área de Rancho Queimado, 150 km à montante de Dr. Pedrinho (Saulo Santos, comunicação pessoal, 2004).

A baixa icnodiversidade e o pequeno tamanho dos traços fósseis presentes nestes ritmitos foram interpretados por Balistieri (2003) como o resultado da ação de faunas adaptadas a um ambiente marinho com baixa salinidade, originada do grande afluxo de água doce produzido com o degelo. Dados de palinomorfos (Paulo Alves de Souza, comunicação pessoal 2004), sugerem, também, que o “Mar Itararé” teria condições salobras, em função do grande aporte de água doce do degelo. A presença

freqüente de turbiditos prodeltaicos e as condições de baixa salinidade do Mar Itararé, indicada pelos palinomorfos e traços fósseis, sugerem um freqüente e abundante aporte de água doce, seja originada diretamente da base das geleiras aterradas no mar, ou trazida por rios criados pelo degelo.

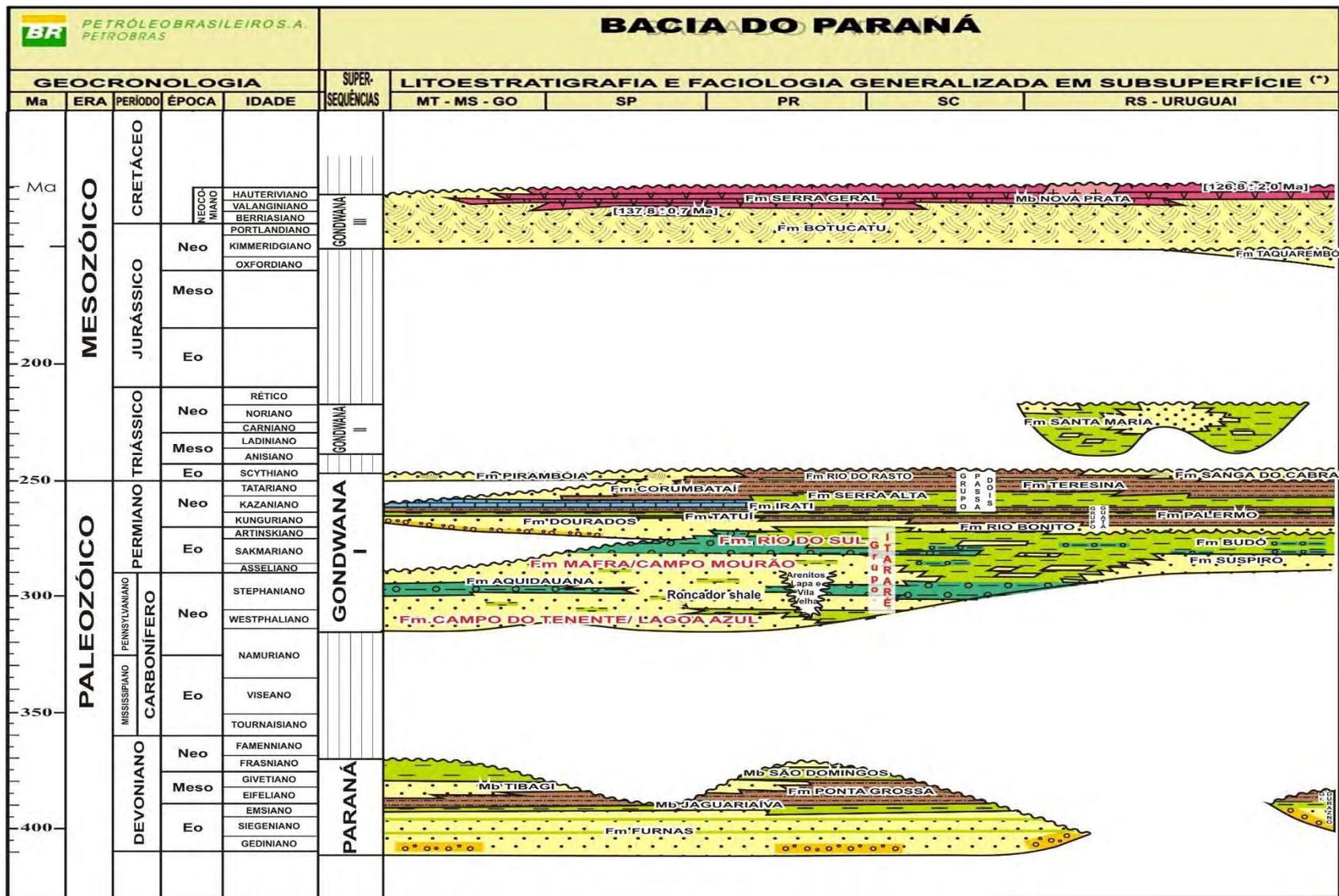
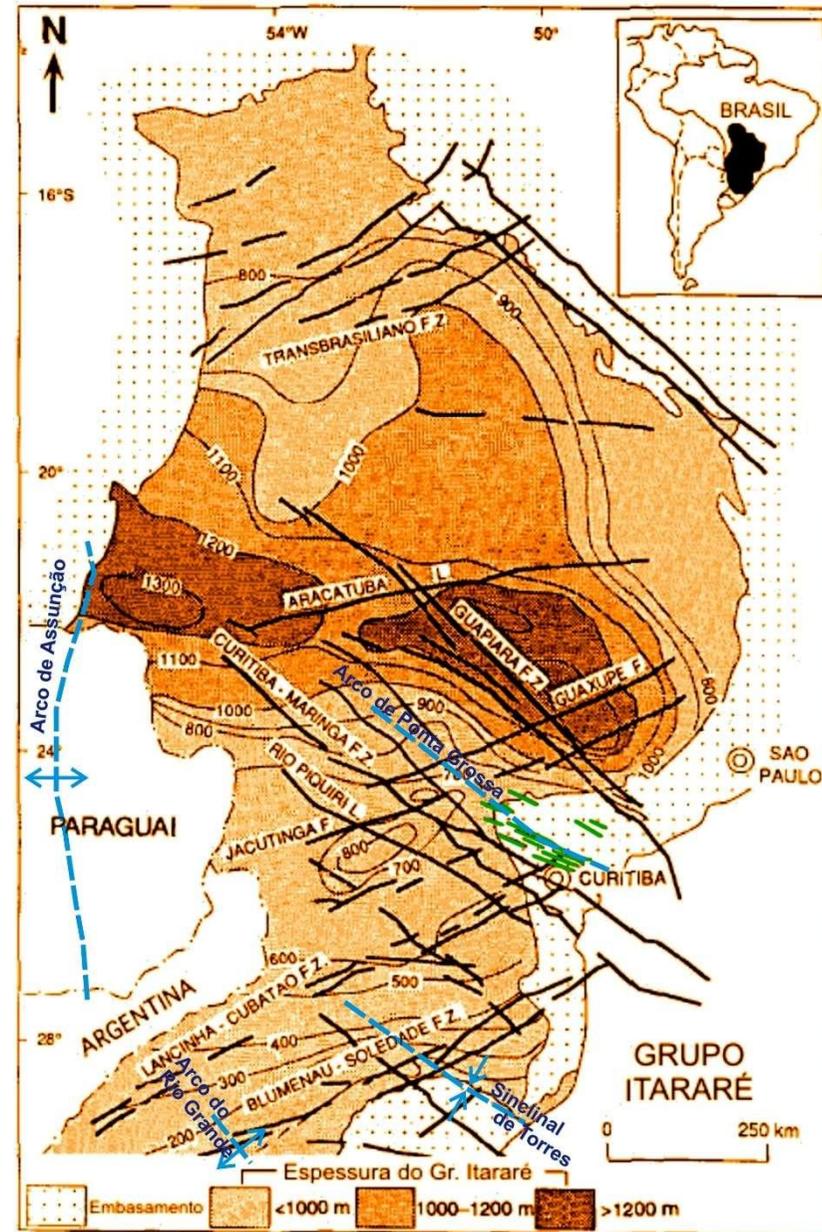
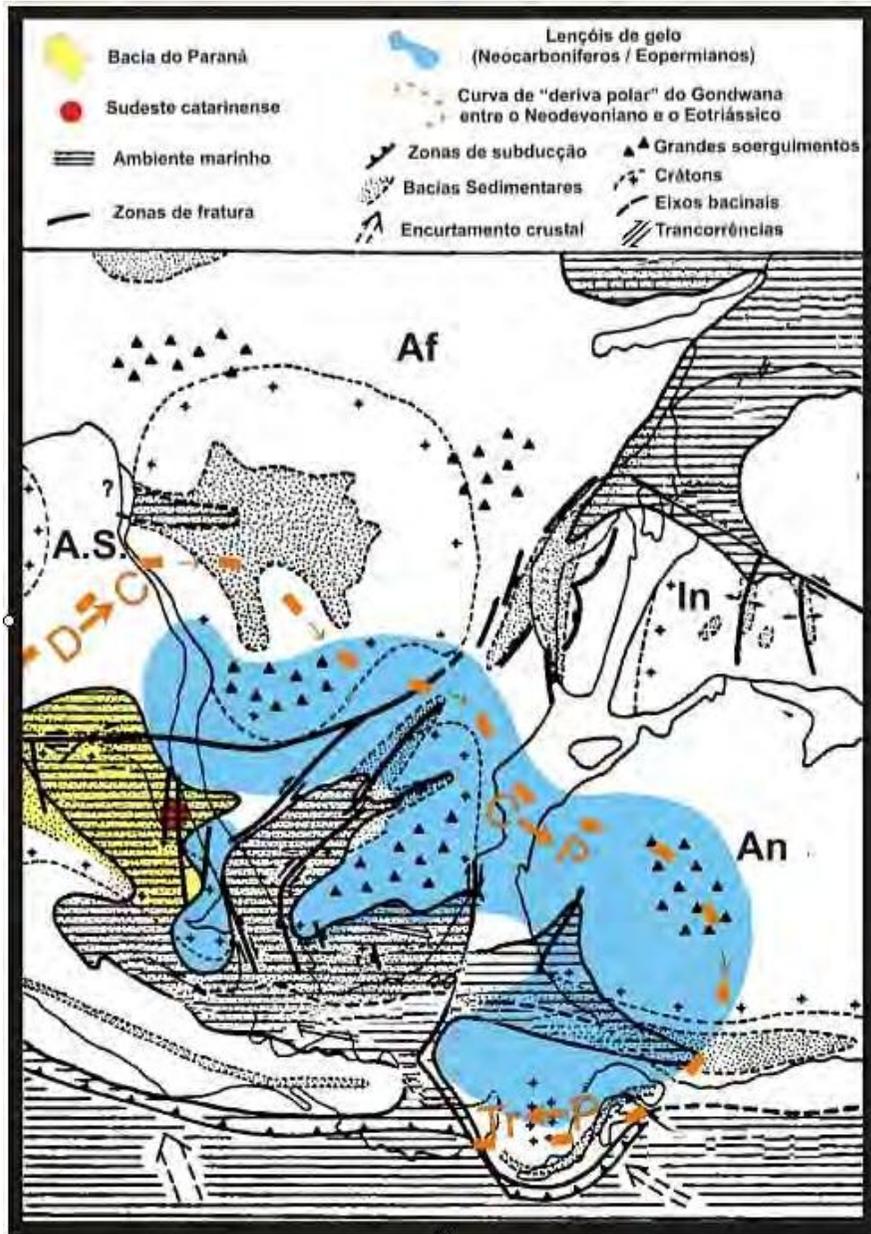


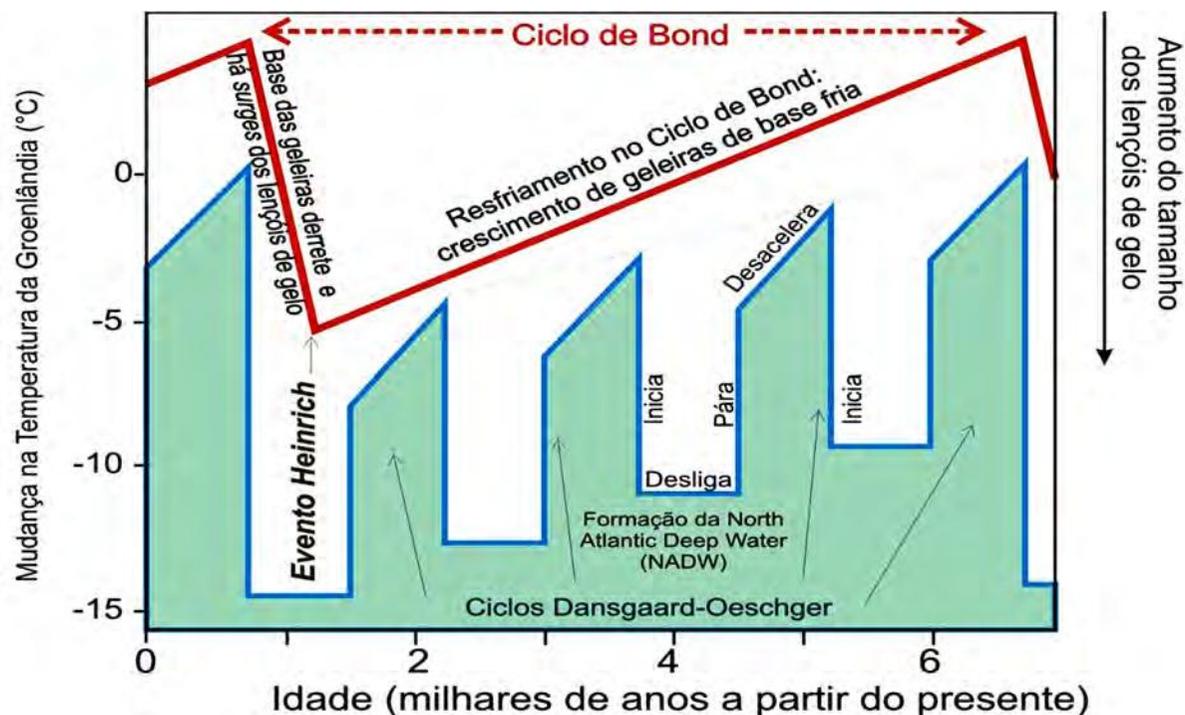
Figura 3.1 - Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná, modificada de Milani (1997), focada para o intervalo do Grupo Itararé, cujas unidades principais estão destacadas com letras vermelhas, colocando-se lado a lado os nomes das unidades correlatas, conforme definidas em superfície e subsuperfície, respectivamente.

**Figura 3.2** – Mapa de isópacas do Gr. Itararé (em metros) com os principais lineamentos estruturais (linhas mais grossas), enxames de diques da Fm. Serra Geral (linhas verdes, ao norte de Curitiba), arcos e sinclinais (em azul). F. Z. = Zona de Falha; L = Lineamento estrutural.  
Modificado de Eyles & Eyles (1993) e Zalán *et al.* (1990b).





**Figura 3.3** – Esboço paleogeográfico da Bacia do Paraná durante a glaciação permocarbonífera do Gondwana, ressaltando o intervalo Neocarbonífero/Eopermiano (280-300 Ma). Em amarelo a Bacia do Paraná, e em vermelho a região do estado de Santa Catarina. Em azul os lençóis de gelo de cada etapa. An – Antártica; Af – África; A.S. – América do Sul; In – Índia; D – Devoniano; C - Carbonífero; P – Permiano; Tr – Triássico. Figura de Santos (em prep.), comendo a curva de deriva polar de Crowell (1983), lençóis de gelo de López-Gamundí & Rossello (1998) e reconstrução tectônica de Visser & Praekelt (1996).



**Figura 3.4** – Ciclos climáticos da glaciação do Quaternário no Atlântico Norte, com ciclos de resfriamento e aquecimento de maior e menor frequência. Os ciclos Dansgaard-Oeschger (D-O), de mais alta frequência, possuem intervalos de 500 a 2.000 anos, geralmente com 1.500 anos de duração, marcando etapas de funcionamento e desligamento da Corrente Profunda Norte Atlântica (NADW). Quando os lençóis de gelo derretem as águas oceânicas são diluídas, enfraquecendo a NADW, o que impede a Corrente do Golfo de carregar calor para o norte, provocando períodos de resfriamento de centenas de anos na Europa e América do Norte. O Ciclo de Bond é um ciclo mais longo de resfriamento, no qual cada ciclo D-O atinge extremos paulatinamente mais frios. Está relacionado à expansão do lençol de gelo Laurentide, que cresce até cobrir a Baía de Hudson. Ciclos de Bond sucessivos mostram aquecimento e resfriamento em função de idades do gelo orbitalmente moduladas. Quando o lençol de gelo sofre um *surge*, há o afinamento e a fragmentação das massas de gelo. Esta *surge* é caracterizada por Eventos Heinrich (*Heinrich Event*), episódios de rápida deposição de detritos carregados por icebergues, em intervalos de 5.000 a 15.000 anos, quando é liberada uma grande quantidade de icebergues carregados de detritos da área da Baía de Hudson. Estas camadas do fundo marinho, ricas em detritos glaciais, são chamadas de *Heinrich Layers*. Figura modificada de Alley (1998)

#### 4. O AMBIENTE DEPOSICIONAL DO GRUPO ITARARÉ

Durante a deposição do Grupo Itararé, entre o Carbonífero e o Eopermiano, o depocentro da Bacia do Paraná apresentou uma migração de norte para sul. Os estratos carboníferos mais antigos estão depositados nas porções setentrionais da bacia, adelgaçando-se para sul, até desaparecerem na região meridional de Santa Catarina. Daí, para o sul, foram depositados apenas os estratos eopermianos do Grupo Itararé, diretamente sobre rochas pré-cambrianas. Esta geometria da “Bacia Itararé” sugere a existência de uma paleoborda de bacia na posição aproximada da divisa estadual do Rio Grande do Sul com Santa Catarina. Esta feição positiva, já identificada nos trabalhos de Medeiros (1973; 1998) e Castro (1988), denominada de “Plataforma do Rio Grande do Sul” por Milani *et al.* (1998), foi apenas ultrapassada pelos sedimentos transgressivos pós-carboníferos da Supersequência Gondwana I.

Uma fisiografia de vales glaciais, preenchidos pelos sedimentos que ultrapassaram a paleoborda já no início do Permiano, é freqüentemente sugerida nos estudos efetuados no Rio Grande do Sul, onde o embasamento estaria ainda mais elevado que em Santa Catarina (Medeiros, 1973; Dias, 1993; Pinheiro-Machado, 1994; Lopes, 1995; Holz, 1995; Silveira, 2000). Fisiografia similar, de paleovales é também sugerida para as unidades basais do Grupo Itararé em Santa Catarina, e para os estratos mais jovens desta unidade, situados mais ao sul, nas proximidades da paleoborda. A comparação das seções estudadas em Dr. Pedrinho com aquelas das regiões de Alfredo Wagner e Vidal Ramos sugere a existência de altos do embasamento cortados por vales acentuados, semelhantes a fiordes. Estes vales se tornam mais amplos e suaves para norte, como em Dr. Pedrinho, aplainando-se em direção ao depocentro da bacia.

Segundo Daemon *et al.* (1991), depósitos glaciogênicos continentais são mais freqüentes na base do Grupo Itararé (Formação Campo do Tenente). A sucessão assume um condicionamento marinho cada vez mais acentuado para o topo (Formações Mafra e Rio do Sul), com as primeiras transgressões marinhas ocorrendo no Permiano inferior (Sakmariano), acompanhando a passagem de um clima frio (periglacial), que marca a base da sucessão, até um clima temperado, que domina nas porções intermediária e superior deste grupo. A sedimentação final do Grupo Itararé, registrada pela formação Rio do Sul, ocorre já em condições marinhas bem

estabelecidas, como também indicado pela fauna de braquiópodos estudada por Beurlen (1953).

Vesely (2001), integrando estudos de afloramentos e dados palinológicos do Grupo Itararé no estado do Paraná, chegou, basicamente, às mesmas conclusões de Daemon (1991).

Dentre as fácies mais comuns do Grupo Itararé estão os ritmitos síltico-argilosos. Na área estudada nesta tese, estes ritmitos de grão fino, que foram interpretados por diversos autores como “varvitos” em outras regiões, são interpretados como depósitos de uma sedimentação pelítica marinha, dominada pela lenta decantação abaixo do nível base de ondas, com ocasional chegada de correntes de turbidez. Nos municípios de Rio Negro (PR) e Mafra (SC), situados algumas dezenas de quilômetros para norte de Dr. Pedrinho, os ritmitos pelíticos do Grupo Itararé foram também interpretados como turbiditos finos por Salamuni *et al.* (1966) e Rocha-Campos (1967). A baixa icnodiversidade e o pequeno tamanho dos traços fósseis presentes em alguns destes ritmitos foram interpretados por Balistieri (2003) como sugestivos de faunas adaptadas a um ambiente marinho com baixa salinidade, originada pelo grande afluxo de água doce trazido produzido com o degelo. Estes ritmitos teriam sido depositados em ambientes marginais marinhos, como estuários, fiordes e baías restritas. A ocorrência comum de traços de deslocamento de artrópodes indicaria, também, um ambiente muito raso.

Em Dr. Pedrinho e cercanias, porém, estes ritmitos apresentam feições sugestivas de um contexto mais profundo (ver capítulos 6 e 7), tais como a ausência de feições de retrabalhamento por ondas ou marés, a intercalação de turbiditos de baixa densidade, presença de clastos caídos de icebergues, e ausência de feições erosivas comuns, provocadas pelos inúmeros canais de marés que estariam presentes caso estes ritmitos constituíssem depósitos de uma planície lamosa dominada pelas marés.

A baixa salinidade do Mar Itararé e a presença comum de turbiditos nesta unidade sugerem um freqüente e abundante aporte de água doce originada diretamente da base das geleiras aterradas no mar ou trazida por rios criados pelo degelo. Esta interpretação encontra suporte nos estudos de icnofósseis feitos por Balistieri (2003) e também nos dados de palinóforos (Paulo Alves de Souza, comunicação pessoal 2004), os quais sugerem que o “Mar Itararé” teria condições salobras em função do enorme afluxo de água doce do degelo.

## 5 MECANISMOS DE TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DE TURBIDITOS

Este capítulo inclui artigo publicado em livro editado pela UNISINOS, dedicado à caracterização da arquitetura de rochas reservatório, com exemplos para diversos sistemas deposicionais, e que está abaixo referido:

D'AVILA, R. S F. & PAIM, P. S. G. 2003. Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos. In: PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F. F. & NETTO, R. G. (Eds.). **Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares – estudos de casos**. p. 93-121. São Leopoldo, Unisinos.

O artigo faz uma revisão dos principais mecanismos de transporte e deposição atuantes nas correntes de turbidez e seus depósitos, os turbiditos. É feito um breve resumo sobre os antecedentes históricos na pesquisa dos turbiditos e são apresentados, de maneira sucinta, outros fluxos gravitacionais, tais como deslizamentos (*slides*), escorregamentos (*slumps*), fluxos de detritos (*debris flows*), fluxos de grão e fluxos fluidizados.

O objetivo do trabalho foi apresentar uma síntese, em língua portuguesa, sobre os principais processos atuantes em fluxos gravitacionais, em particular nos turbiditos, fornecendo aos leitores do livro uma base teórica que facilitasse o entendimento do caso de estudo apresentado sobre os turbiditos da Bacia do Itajaí, elaborado por Fonseca *et al* (2003), publicado no mesmo volume.



---

## TURBIDITOS

---

### 2.5 MECANISMOS DE TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DE TURBIDITOS

R. S. F. d'Ávila & P. S. G. Paim

#### Introdução

Turbiditos são os depósitos resultantes das correntes de turbidez, um tipo de fluxo gravitacional bipartido, composto por uma camada basal granular, que flui devido à sobrepressão de poros e a condições inerciais (*inertia layer*), sobre a qual desenvolve-se uma camada superior mais diluída, totalmente turbulenta, que eventualmente retrabalha e ultrapassa o depósito final da camada inercial. Conglomerados, arenitos conglomeráticos e fácies arenosas grossas são os depósitos típicos da porção granular da corrente de turbidez. Já a verdadeira seqüência de Bouma desenvolve-se em regiões mais distais que estes depósitos mais grossos, bacia adentro, depositando-se a partir de fluxos totalmente turbulentos, de baixa densidade, que se distanciaram dos fluxos inerciais parentais (Sanders, 1965; Mutti *et al.*, 1999).

Nas décadas de 1960 e 1970, o estudo dos turbiditos foi impulsionado por questões militares e econômicas. Durante a Guerra Fria, houve o financiamento de pesquisas devido ao interesse dos militares em conhecerem a fisiografia submarina, o que incluía os vastos vales e leques submarinos turbidíticos modernos, para poder, entre outros aspectos, prever e traçar as rotas de submarinos (Arnold Bouma, comunicação pessoal, 2000). A esta necessidade somou-se o interesse econômico nos turbiditos, especialmente nas três últimas décadas do século XX, pela percepção de que os turbiditos e depósitos associados são importantes rochas-reservatório e geradoras de petróleo (Normark *et al.*, 1993). Tais litologias, no Brasil assim como em termos mundiais, constituem-se num dos mais importantes *plays* para a indústria petrolífera. Afora as descomuns reservas do Golfo Pérsico, onde Arábia Saudita, Iraque, Emirados Árabes Unidos, Kuwait e Irã totalizam cerca de 60-65% das reservas mundiais de petróleo, grande parte do esforço exploratório das companhias de petróleo está focado em turbiditos no chamado triângulo dourado: Golfo do México, margem brasileira e costa oeste africana, regiões prolíferas e menos conturbadas que o Oriente Médio. De acordo com Pettingill (2001), apenas na década de 1990 foram descobertos 22 campos gigantes em turbiditos (reserva explotável > 500 milhões de barris), com um volume total de 21 BBOE (bilhões de barris de óleo recuperável), cujo valor de mercado hoje se aproxima dos US\$ 565 bilhões. Cerca de 90% das reservas de petróleo do Brasil, descobertas pela Petrobras, estão contidas em depósitos gerados por correntes de turbidez e/ou fluxos gravitacionais similares, com um valor de mercado de algumas centenas de bilhões de dólares. Atualmente há uma crescente preocupação com a segurança de equipamentos submarinos, sobretudo de produção

de petróleo, e a prevenção de acidentes geológicos que danifiquem esses equipamentos e contaminem o meio ambiente. A detecção de regiões com instabilidade de taludes, suscetíveis à ocorrência de escorregamentos e fluxos de detritos, e de regiões com forte erosão e aporte de sedimentos por correntes de fundo e de turbidez é vital para a exploração e produção de petróleo, pois esses fenômenos podem danificar as instalações submarinas, provocando acidentes e vazamentos de petróleo, cujo controle é bastante difícil (Campbell, 1999).

Assim, este capítulo almeja fornecer à comunidade geológica um texto de fácil e livre acesso, em português, contendo uma revisão sobre os mecanismos de transporte e deposição de turbiditos. Visa também a prover uma base teórica ao capítulo subsequente, que aborda o estudo de um caso específico (Complexo Turbidítico de Apiúna). Por fim, procura demonstrar a aplicabilidade desses conceitos à pesquisa de petróleo, tanto na sua fase exploratória como de desenvolvimento.

## Oceanos sem areia e a revolução de Kuenen & Migliorini

O entendimento dos depósitos marinhos profundos tem sido um marcante desafio científico para a geologia desde o final do século XIX, quando se acreditava que as areias não chegavam até a região abissal dos oceanos, que seria preenchida apenas por sedimentos argilosos. Os levantamentos feitos pelo navio *Challenger* no final do século XIX trouxeram grandes descobertas científicas e revolucionaram nosso conhecimento dos oceanos. Foi elaborado o primeiro mapa do fundo marinho, medidas as velocidades e temperaturas de correntes oceânicas, descobertos os nódulos de manganês e a existência da vida em profundidades consideradas impossíveis pela ciência da época. Logo após essa viagem, seguiram-se várias expedições de exploração dos oceanos, que levaram à descoberta dos cânions submarinos, cuja origem suscitou discussão por quase um século (Normark *et al.*, 1993).

Entre essas expedições iniciais e a década de 1950 ocorreu um grande vácuo no estudo dos sistemas de águas profundas (Pickering, Hiscott & Hein, 1986). Esta situação começou a mudar com o trabalho de Kuenen & Migliorini (1950). Antes da década de 1950, a estratigrafia, dedicada à reconstrução paleoambiental e paleogeográfica de larga escala, e a petrologia sedimentar, basicamente dedicada à petrografia, trabalhavam de forma independente. Nessa década, porém, ocorreu a revolução que deu início à sedimentologia moderna, caracterizada pelo estudo dos processos (Reading, 1989). A pedra fundamental foi o estudo de Kuenen & Migliorini (1950), que integraram os dados de campo de Migliorini com os de laboratório de Kuenen, sugerindo que as camadas com gradação normal, depositadas em contexto marinho profundo, seriam o produto da deposição de correntes de turbidez. A partir daí, as correntes de turbidez foram também consideradas como os agentes mais prováveis para formar os cânions e transportar grandes volumes de sedimento para o mar profundo. Com o impacto deste trabalho os geólogos que estudavam o *flysch* puderam relacionar um determinado mecanismo de transporte com aqueles depósitos. Mais do que isso, viram que esses processos atuam nos ambientes modernos – ou seja, perceberam que o presente poderia realmente servir de análogo para o passado. Daí em diante muitos experimentos em *flumes* foram usados para simular condições e recriar feições observadas nos sedimentos antigos, focando também a observação e a quantificação dos ambientes modernos. Esta tendência contagiou toda a sedimentologia.

## A seqüência de Bouma

Após o *boom* da década de 1950, seguiu-se mais de uma década sem qualquer grande mudança no entendimento dos turbiditos, até que Arnold Bouma, estudando afloramentos de

turbiditos na França em sua tese de doutorado, deduziu o que seria uma sucessão normal de estruturas sedimentares numa camada ideal de turbidito gradado, que ficou conhecida como a seqüência de Bouma (Bouma, 1962).

A respeito da seqüência de Bouma, há uma interessante história contada por ele (Bouma, comunicação pessoal, 2000): Arnold Bouma era um orientando de Kuenen e fazia simulações em *flumes* junto com seu orientador. O trabalho era realizado no porão da universidade, secretamente, já que tais pesquisas não eram muito bem-vistas pelo corpo docente naquela época. A intenção original da tese de Bouma era estudar os diversos afloramentos de turbiditos da Europa, para testar a teoria de Kuenen de que todos esses depósitos teriam sido contíguos, gerados por enormes desmoronamentos que afetariam toda a margem do continente europeu. Para Kuenen, a desconexão dos afloramentos teria ocorrido em função do tectonismo. Bouma iniciou seus estudos pela França, mas os seus orientadores franceses o proibiram de ultrapassar a margem de um rio em sua área de estudo. Bouma foi obrigado a restringir seus estudos, que inicialmente visavam a várias partes do continente europeu, dedicando-se apenas aos afloramentos na região de Peira Cava na França. Na margem oposta do rio trabalhava outro doutorando, que Bouma somente veio a conhecer no dia em que ambos defenderam suas teses. Perdida a possibilidade de trabalhar numa escala regional, só restou aumentar o detalhe da pesquisa. Com esses estudos de detalhe Bouma percebeu que as camadas de turbiditos com gradação normal apresentavam uma sucessão vertical (ideal) de estruturas sedimentares, que quando completa mostrava uma porção basal maciça (intervalo Ta), passando a arenitos com laminação paralela (Tb), laminação gerada por *ripples* (Tc), hemipelagitos associados aos turbiditos (Td) e, por fim, sedimentos pelágicos basinais (Te), depositados com a cessação das correntes de turbidez.

Vários autores buscaram então explicar os mecanismos responsáveis pela seqüência de Bouma numa camada de turbidito, chegando à conclusão de que esta resultava da desaceleração de uma corrente de turbidez que depositava os sedimentos diretamente da suspensão, em fases com ou sem ação conjunta de processos trativos (Fig. 2.5.1).

	φ	Divisões de Bouma (1962)	Interpretação atual Lowe (1982) e Mutti (1992)
	Lama	E - Lama homogênea ou laminada	Corrente de turbidez de baixa densidade desacelerante: decantação pelágica / hemipelágica
	Silte	D - Lama / silte laminado	Tração + decantação
	Areia	C - <i>Ripples</i> cavalgantes, lâminas onduladas ou convolutas	- sob regime de fluxo inferior
	Areia grossa	B - Laminação plano-paralela	- sob regime de fluxo superior
		A - Areia a grânulos gradada ou maciça	Corrente de turbidez de alta densidade desacelerante: deposição <i>en masse</i> dos grãos ( <i>frictional freezing</i> )

**Figura 2.5.1** – A seqüência de Bouma e os mecanismos de deposição inferidos para os intervalos Ta (corrente de turbidez de alta densidade) e Tb-e (corrente de turbidez de baixa densidade desacelerante). Modificado de Pickering *et al.*, 1986, incorporando conceitos de Lowe (1982) e Mutti (1992), que consideram a seqüência ideal como o resultado da amalgamação dos depósitos de uma corrente de turbidez de alta densidade e de uma corrente de turbidez de baixa densidade (um ou dois eventos?).

## Transporte e deposição em fluxos gravitacionais

O modelo de Bouma foi largamente difundido no meio acadêmico e na indústria do petróleo. Porém, com o prosseguimento dos estudos de afloramentos e de subsuperfície, tornou-se claro que, além da seqüência de Bouma não ser a feição mais conspícua nos sistemas turbidíticos, ela era comum em outros sistemas deposicionais (p.ex., fluvial e o deltaico), levando a um questionamento mais sério acerca dos mecanismos de transporte e sedimentação em águas profundas.

As pesquisas ao longo da década de 1970 indicaram que a seqüência de Bouma era uma feição praticamente restrita aos turbiditos de grão fino a médio, com camadas arenosas delgadas intercaladas a folhelhos, originados de correntes de turbidez diluídas, de baixa densidade, vindo a constituir o que, posteriormente, passou-se a denominar como “turbiditos clássicos” ou TBT's (*Thin Bedded Turbidites*) por Mutti (1992). Desde então, o estudo dos processos atuantes nas correntes de turbidez, sobretudo para aquelas de alta densidade, tem sugerido mecanismos progressivamente mais complexos.

Os trabalhos de Middleton & Hampton (1973), Lowe (1979; 1982) e Mutti (1992) mostraram que as correntes de turbidez representam os membros finais de um amplo espectro de processos de transporte e deposição, composto (pelo menos) pelos fluxos de detritos, fluxos granulares, fluxos fluidizados e fluxos turbulentos densos, e que um grande número de fácies é gerado de acordo com a importância relativa de cada um desses processos ou de seu modo de encadeamento. Por outro lado, Shanmugam & Moiola (1994) e Shanmugam (1996) têm considerado que o processo principal de transporte das areias para águas profundas é o fluxo de detritos e que as correntes de turbidez seriam bastante secundárias, colocando em cheque toda a interpretação pretérita feita pela maior parte dos pesquisadores desde o trabalho clássico de Bouma (1962). Ao questionar ou explicar as fácies turbidíticas maciças com processos formadores tão distintos como as correntes de turbidez e os fluxos de detritos, esses diferentes pesquisadores fornecem uma idéia estupefaciente do grau de desconhecimento dos processos deposicionais e da interpretação das fácies turbidíticas, indicando o grau de complexidade que se deve esperar durante a análise desses depósitos. Isso resulta, em grande parte, do fato de que as fácies turbidíticas registram os mecanismos deposicionais atuantes nos instantes finais de uma corrente de turbidez, sendo os mecanismos de iniciação e transporte nessas correntes apenas inferidos.

Para a maior parte dos pesquisadores, porém, as fácies arenosas maciças depositadas em águas profundas resultam da deposição de correntes de turbidez. Assim, o conceito mais difundido, e aqui adotado, é o de que turbiditos são os depósitos de correntes de turbidez bipartidas que têm na base um fluxo granular sobrepressurizado e na porção superior uma corrente totalmente turbulenta e de baixa densidade. Estes dois tipos de fluxo seriam os componentes básicos de uma corrente de turbidez cuja carga sedimentar inclua sedimento de granulação grossa (Mutti *et al.*, 1999).

Para melhor compreender as correntes de turbidez, é importante conhecer alguns princípios sobre fluidos e fluxos, bem como distinguir fluxos laminares de turbulentos e fluxos gravitacionais de sedimentos dos fluxos gravitacionais de fluidos (hidrodinâmicos).

## Fluxos e fluidos

Todos os fluidos possuem uma resistência ao fluxo (viscosidade), que é controlada pela composição e, em menor grau, pela temperatura. Com o aumento da salinidade e da carga sedimentar crescem a densidade e a viscosidade da água. O aumento da carga de sedimento suspenso, especialmente argila, aumenta significativamente a viscosidade da água, que passa então a se comportar como uma mistura sedimento + água, com poder para mover grandes quantida-

des de material, mesmo de grande tamanho. Dependendo da concentração de sólidos suspensos, a mistura sedimento + água se comportará como fluidos de maior ou menor viscosidade. Conceitualmente, os fluidos são materiais que fluem quando submetidos à tensão cisalhante (*shear stress*).

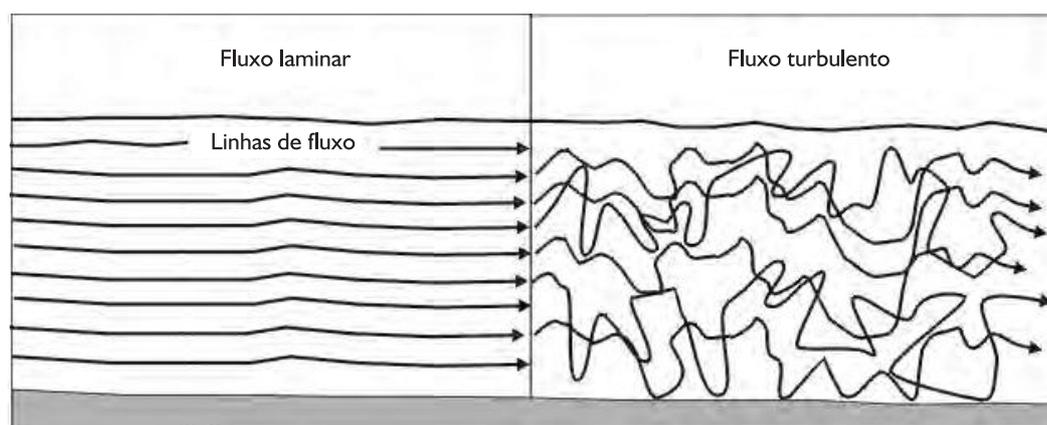
Fluidos newtonianos não possuem resistência, ou seja, a deformação do fluido é proporcional à tensão aplicada, não existindo um patamar inicial de resistência a ser vencido antes do fluido começar a deformar e fluir. Assim, o fluido assume a forma do recipiente que o contém (p.ex., canal). Já os fluidos que apresentam um patamar inicial de resistência a ser sobrepujado antes do fluxo iniciar são denominados fluidos binghamianos (Fritz & Moore, 1988). Os fluidos newtonianos possuem um menor teor de sedimentos dispersos na mistura e uma menor viscosidade que os binghamianos. Quanto maior a viscosidade de um fluido, maior o tamanho dos clastos que este poderá carregar, que pode atingir até centenas de metros de diâmetro. Fluxos muito viscosos normalmente têm baixo poder de erosão do substrato, carregando apenas os fragmentos que estão soltos na superfície.

### Fluxo laminar e turbulento

Os fluxos podem ser classificados como laminares ou turbulentos em função do padrão de movimento das partículas (Fig. 2.5.2). Quando um sistema é dominado pelas forças viscosas ou possui velocidades muito baixas, o fluxo é laminar, com todas as partículas movendo-se em “lâminas” paralelas aos limites que contém o fluxo. Já o fluxo turbulento é bem mais complexo, pois o fluido move-se de modo e em direções constantemente variáveis ao longo do tempo, resultando em redemoinhos complexos e randômicos superpostos à direção geral do fluxo. A velocidade é também muito variável, mesmo em curtos períodos de tempo. Porções individuais do fluido movem-se para cima, para baixo e para os lados, transferindo massa e momento através de todo o fluxo. A água move-se quase sempre desta forma, a menos que esteja fluindo muito lentamente em tubos ou canais. O fluxo turbulento é mais eficiente que o laminar em erodir, entranhar e transportar sedimentos (Fritz & Moore, 1988). Os fluxos laminares e turbulentos diferenciam-se em função do número de Reynolds, que é expresso pela seguinte fórmula:

$$Re = ULr/\mu$$

Onde L = dimensão do fluxo (profundidade do canal ou diâmetro do tubo); r = Densidade do fluido; U = velocidade; e  $\mu$  = viscosidade do fluido.



**Figura 2.5.2** – Trajetória das partículas em fluxos laminar e turbulento (modificado de Fritz & Moore, 1988).

Se o sistema é dominado pelas forças viscosas ou possui velocidades muito baixas, então o fluxo é laminar e o número de Reynolds pequeno ( $Re < 500$ ). Para sistemas dominados pelas forças inerciais (velocidades altas em relação à viscosidade), o fluxo é turbulento e o número de Reynolds grande ( $Re > 2000$ ). Os sistemas naturais são turbulentos, com uma razão água/sedimento muito alta (muitos grãos finos em suspensão), gerando correntes sujas, túrbidas. Em canais com baixa rugosidade e com fluxos mais lentos, um delgado intervalo próximo ao fundo caracteriza-se por fluxo laminar e constitui a subcamada laminar (*laminar sublayer*). Com o aumento da velocidade todo o perfil vertical torna-se turbulento, havendo a destruição da subcamada laminar (Fritz & Moore, 1988).

## Fluxos gravitacionais e hidrodinâmicos

Fluxo gravitacional de sedimento (FGS ou fluxo de sedimentos) é um termo geral para descrever fluxos que fluem declive abaixo devido à ação diferencial da gravidade causada pelo contraste de densidade entre o fluxo (subaéreo ou subaquoso) e o meio circundante. Os FGS diferenciam-se dos fluxos gravitacionais de massa (FGM) pela perda total, no caso dos primeiros, da organização interna (fábrica) que os sedimentos possuíam antes de ser remobilizados. Os deslizamentos (*slides*) e escorregamentos (*slumps*) são dois tipos de FGM que se diferenciam entre si e dos FGS pelo grau de deformação interna: alto para os FGS, baixo para os deslizamentos e intermediário para os escorregamentos (Middleton & Hampton, 1973). Nos deslizamentos, grandes blocos ou placas de material se movem sobre uma superfície bem definida (planos de deslizamento), não havendo praticamente deformação interna. Já nos escorregamentos o material pode se romper em vários pedaços e geralmente apresenta deformação interna, muitas vezes com dobramentos em pelitos.

Já os FGS distinguem-se dos fluxos hidrodinâmicos (ou fluxos gravitacionais de fluidos – FGF) pela importância relativa dos sedimentos e do fluido em impelir o fluxo: num fluxo hidrodinâmico, como num rio ou numa corrente oceânica, o fluido é movido pela gravidade e arrasta os sedimentos, enquanto que num FGS é o sedimento que é movido pela gravidade, carregando o fluido intersticial junto.

Mecanismos de transporte, tais como a suspensão devido à turbulência, a saltação criada por forças de soerguimento hidráulico e arraste das partículas e a tração, gerada por arraste ou rolamento das partículas no fundo, podem operar tanto em alguns tipos de FGS como nos FGF. Existem, porém, alguns mecanismos, tais como escape de fluidos, interação direta entre os grãos e suporte dos grãos pela viscosidade da matriz, que são importantes nos FGS, mas não na maioria dos FGF. Tanto os FGF como os FGS podem ser turbulentos. Os fluxos hidrodinâmicos são caracterizados pelos mecanismos de deposição de sedimentos grão a grão, dominados por tração e normalmente abordados nos estudos da sedimentação fluvial (Smith, 1986). Em condições de cheia, o FGF é totalmente turbulento, e a turbulência serve como suporte do sedimento, mas a densidade é ainda bem inferior à de uma corrente de turbidez. Quando a energia da cheia diminui, os grãos de areia e cascalho caem da suspensão e passam a ser tracionados junto ao fundo, resultando na estratificação cruzada dos arenitos e na imbricação de clastos dos conglomerados, que caracterizam a deposição “normal” de um rio.

## Fluxos gravitacionais de sedimentos

Enormes volumes de sedimentos são carregados para o ambiente marinho ou lacustre (sobretudo o profundo) quando a ação da gravidade sobre misturas de sedimento e água sobrepuja a ação da fricção ou da coesão entre as partículas. A mistura sedimento + água dos fluxos gravitacionais mantém-se em movimento enquanto o componente gravitacional exceder a resistência friccional ou coesiva do fluxo e enquanto os mecanismos de sustentação inibirem a queda

dos grãos (Hiscott, 1994). Os fluxos gravitacionais produzem um espectro muito amplo de fácies sedimentares geneticamente interligadas, que variam desde simples acúmulos de sedimentos associados a deslizamentos de massa, sem a mínima organização interna, até depósitos sedimentares formados por correntes de turbidez, com altíssimo grau de organização interna (Carminatti, 1994).

Mecanismos de suporte	Modo de suporte dos grãos
Correntes de turbidez	Movimento ascendente da turbulência do fluido
Fluxo fluidizado	Movimento ascendente de um fluido que escapa entre os grãos quando estes assentam por gravidade
Fluxo granular	Interação direta grão a grão (colisões)
Fluxo de detritos	Grãos maiores suportados pela coesão da matriz ( <i>yield strength</i> )

**Figura 2.5.3** – Classificação dos fluxos gravitacionais de sedimentos em termos de mecanismo de suporte dos grãos (modificado de Middleton & Hampton, 1972).



**Figura 2.5.4** – Depósitos relacionados a deslizamentos e escorregamentos (A e B) e vulcões de areia (C e D) na Formação Ross (Irlanda); a fluxos de detritos (E) e correntes de turbidez de alta concentração (G) no Grupo Itajaí (Santa Catarina); e a fluxos de grãos (F) e correntes de turbidez de baixa concentração (H), com fluidização associada, na Formação Maceió (Alagoas).

Middleton & Hampton (1973) dividiram os FGS (Fig. 2.5.3) em quatro tipos (fluxos de detritos, correntes de turbidez, fluxos fluidizados e fluxos de grãos) e, em função do grau de deformação interna, os distinguiram dos escorregamentos (*slump*) e deslizamentos (*slide*), divisão genética esta amplamente aceita e utilizada – figura 2.5.4. Nos fluxos naturais é comum que mais de um mecanismo de suporte dos grãos operem simultaneamente. Além disso, outros mecanismos (p.ex., tração) podem operar nos estágios finais de deposição, produzindo ou modificando estruturas e texturas dos sedimentos depositados em estágios mais precoces de deposição da corrente.

Embora conceitualmente importantes, os fluxos de grãos, liquefeitos e fluidizados, não são aparentemente efetivos em carregar quantidades significativas de sedimentos por longas distâncias. Estes processos representam condições transientes nos fluxos gravitacionais durante as fases de iniciação e, particularmente, nos estágios finais de transporte das correntes de turbidez, imediatamente antes e/ou durante a deposição dessas dispersões sedimentares altamente concentradas (Mutti, 1992).

Esse último aspecto é de suma importância, pois a fábrica resultante pode ou não refletir o mecanismo de transporte dos grãos. Por exemplo, paraconglomerados de matriz arenosa com o típico aspecto de depósitos de fluxos de detritos podem ter-se iniciado como correntes de turbidez de alta densidade. Será através da análise do espectro de fácies geneticamente relacionado, mergulho acima e abaixo, que o sedimentólogo poderá obter evidências para inferir os mecanismos deposicionais e de transporte atuantes. “Um afloramento só é uma armadilha” (Emiliano Mutti, 2001).

Mais tarde, Lowe (1979; 1982), reavaliando mecanismos de transporte e a reologia dos FGS, traçou algumas diferenças com relação à proposta de Middleton & Hampton (1973) - ver figura 2.5.5. A diferença fundamental foi subdividir os fluxos fluidizados em fluxos fluidizados e liquefeitos, conforme o suporte dos grãos pelos fluidos intersticiais fosse total ou parcial, respectivamente. Ressalte-se, porém, que muitas vezes o aspecto final do depósito não permite a distinção desses dois mecanismos de sustentação, observando-se comumente, em afloramento, as feições de escape.

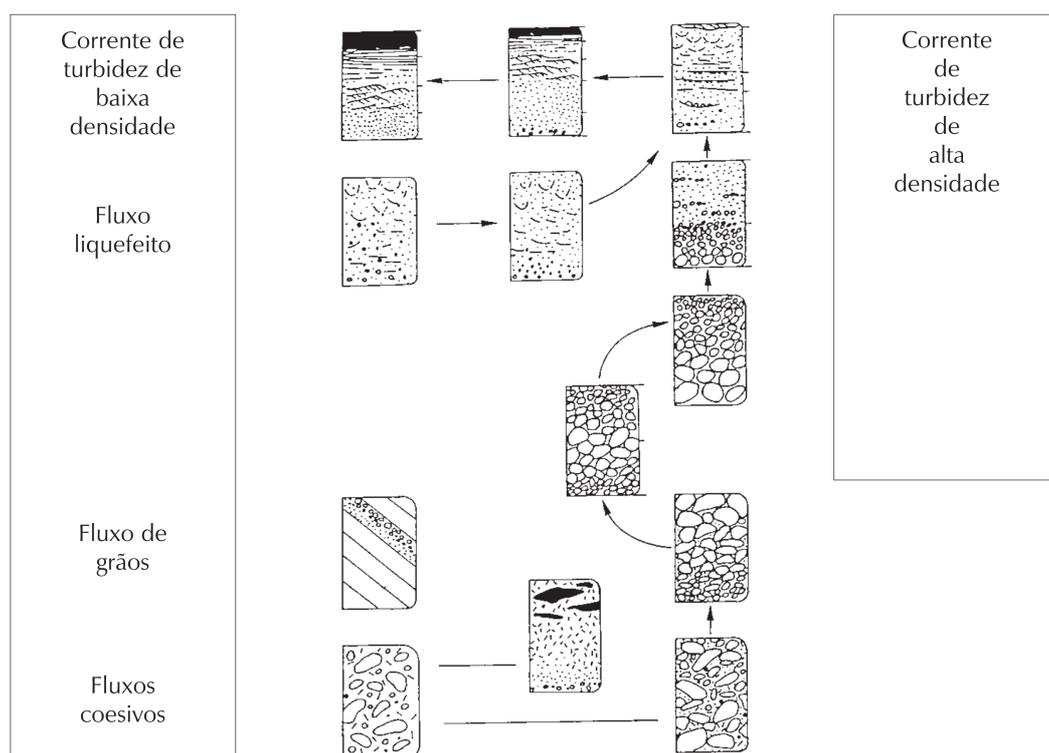
O trabalho de Lowe (1979) enfocou os fluxos quanto ao seu comportamento reológico e mecanismo de transporte dos grãos mais grossos (Figs. 2.5.5 e 2.5.6). Posteriormente, Lowe (1982) dedicou-se aos mecanismos atuantes no momento da deposição, especialmente para correntes de turbidez de alta densidade. Este autor advogou que pode haver uma evolução completa de um fluxo, iniciando como um fluxo coesivo, passando a fluxo de grãos, corrente de turbidez de alta densidade, fluxos liquefeitos e, por fim, uma corrente de turbidez de baixa densidade (Fig. 2.5.7). A seguir são então descritos de forma mais pormenorizada os principais tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos.

Comportamento do fluxo	Tipo de fluxo	Mecanismo de suporte do sedimento
	Corrente de turbidez	Turbulência
	Fluxo fluidizado	Suporte total pelo escape de fluidos dos poros
	Fluxo liquefeito	Suporte parcial pelo escape dos fluidos dos poros
Plástico	Fluxo de grãos	Pressão dispersivo
	Fluxo de detritos coesivo	Coesão da matriz

**Figura 2.5.5** – Comportamento reológico e mecanismo de suporte para diversos tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos (modificado de Lowe, 1979).

Tipo de fluxo	Característica do fluxo	
	Laminar	Turbulento
Fluxo fluidizado		Corrente de turbidez de baixa densidade
Fluxo liquefeito		Corrente de turbidez de alta densidade
Fluxo de grãos		
Fluxo de detritos coesivos		

**Figura 2.5.6** – Classificação dos diversos tipos de fluxos gravitacionais quanto ao caráter laminar ou turbulento da corrente (modificado de Lowe, 1979).



**Figura 2.5.7** – Transições possíveis entre diferentes tipos de fluxos ao longo da evolução de um fluxo gravitacional subaquático (modificado de Lowe, 1982).

### Fluxos de detritos (*debris flows*)

Fluxos de detritos são fluxos plásticos, binghamianos, ricos em sedimentos, saturados em água, que depositam sedimentos *en masse* quando a tensão cisalhante cai abaixo da resistência (*yield strength*) da matriz. O suporte dos clastos maiores nesses fluxos é uma combinação da força coesiva da matriz (*cohesive matrix strength*), boiância (*buoyancy*) e pressão dispersiva (Lowe, 1979).

Lowe (1979) dividiu os fluxos de detritos em dois tipos: (a) fluxos de detritos não-coesivos (= fluxos de grãos, ver adiante), nos quais a pressão dispersiva é o mecanismo de suporte dominante, e (b) fluxos de detritos coesivos, para os quais aplicou o termo *mudflow*, onde a resistência da matriz e a boiância dominam como mecanismos de suporte. Nas linhas seguintes serão abordados os *debris flows* coesivos. Os fluxos de detritos mais arenosos, não-coesivos, serão tratados no item relativo aos fluxos de grãos.

Fluxos de detritos coesivos (Fig. 2.5.4D) depositam-se por congelamento coesivo, sendo os depósitos mal selecionados, geralmente maciços, com matriz lamosa ou areno-lamosa, sustentando clastos maiores, orientados paralelos ou inclinados em relação ao fluxo. Clastos e fósseis frágeis são preservados devido ao isolamento e lubrificação da matriz lamosa. A fácies típica é um lamito seixoso (*pebbly mudstone*). Grandes blocos salientes (*protruding clasts*) são comuns na frente e no topo das camadas. A matriz coesiva – uma mistura de material siltico-argiloso e fluido intersticial – suporta o peso dos clastos e forma também um filme que lubrifica as irregularidades na superfície dos grãos, reduzindo o atrito e permitindo que os fluxos de detritos fluam por grandes distâncias, mesmo em declives muito suaves. A presença de argila é importante, pois fornece coesão à matriz que sustenta os clastos maiores. Mesmo teores pequenos de argila (~ 3%) podem manter as propriedades de sustentação em fluxos de detritos coesivos, os quais, uma vez iniciados, podem manter-se fluindo em taludes com 1° a 2° de inclinação.

Nos fluxos de detritos coesivos, a interação grão a grão é reduzida pela presença da matriz, e, assim, a pressão dispersiva só pode atuar junto à base de alguns depósitos menos viscosos onde os clastos maiores decantaram e se aglomeraram (Lowe, 1979; 1982). Depósitos com vários metros de espessura apresentam algumas vezes a gradação inversa, que resulta do aumento da resistência da matriz coesiva para o topo da camada, como previsto em experimentos que mostram o aumento da sensibilidade das argilas com o aumento da tensão cisalhante nos fluxos laminares. A gradação de cauda grossa no topo de fluxos de detritos subaquosos parece resultar da tensão cisalhante na interface sedimento-água, apesar desta explicação não poder ser aplicada para fluxos subaéreos. Já a gradação normal é comum em fluxos de detritos menos coesivos, especialmente na metade superior de cada camada.

O afundamento dos clastos nos fluxos de detritos leva à concentração dos fragmentos maiores na parte proximal do depósito. Em alguns fluxos se observa uma diminuição paulatina do tamanho dos clastos com a distância da área-fonte, melhorando também a seleção. Quando a matriz é menos coesiva, ocorre muito choque entre partículas e os clastos maiores acabam sendo desintegrados.

Como os fluxos de detritos movem e depositam materiais *en masse*, seus depósitos não devem conter estruturas sedimentares produzidas por tração (p.ex., estratificação cruzada). Estas, quando presentes no topo de depósitos de fluxos de detritos, representam apenas o retrabalhamento destes por fluxos hidrodinâmicos. Como os fluxos de detritos coesivos são laminares, apresentam pouco poder de erosão do substrato e não apresentam marcas de sola. Feições desse tipo na base de paraconglomerados arenosos sugerem que esses depósitos tenham iniciado seu movimento como uma corrente de turbidez de alta densidade, e não como um fluxo de detritos.

Próximo ao momento da deposição, o fluxo de detritos é laminar, mas pode tornar-se turbulento, ao acelerar em taludes íngremes e incorporar água, gerando uma corrente de turbidez (Enos, 1977).

## Fluxos liquefeitos

Os fluxos liquefeitos compreendem dispersões muito concentradas de grãos e fluidos, muitas vezes disparadas por um choque (p.ex., abalo sísmico), onde os grãos são mantidos em suspensão pela elevada pressão de poro do fluido e seu movimento ascendente. Os fluidos tendem a ser expulsos para cima ao mesmo tempo em que uma “chuva” de grãos maiores e mais

densos tende a decantar, estabelecendo uma competição entre os grãos que caem e os fluidos que tentam ascender, o que eleva a pressão de poros até o ponto em que o fluido rompe a barragem dos grãos e escapa pelos espaços intergranulares. Com uma grande quantidade de fluidos intersticiais em escape o sedimento comporta-se como um fluido de alta viscosidade, capaz de fluir em taludes suaves ( $< 3^\circ$ ). Enquanto houver suficiente aceleração do fluxo (gradiente inclinado) e pressão de poros elevada, os grãos serão mantidos “suspensos” pelo fluido intersticial, que busca escapar. O fluxo perpetua-se apenas enquanto a dispersão é mantida, sendo o material depositado assim que os grãos se reaproximem e as condições de congelamento friccional sejam alcançadas.

Os depósitos de fluxos liquefeitos são tipicamente maciços, pobremente selecionados e com feições de escape de fluidos, tais como estruturas em prato, convolução (Fig. 2.5.4H), chaminés (Fig. 2.5.4C) e vulcões de areia (Fig. 2.5.4D). Tais condições e depósitos são comumente, mas não exclusivamente, gerados em correntes de turbidez de alta densidade.

## Fluxos de grãos

Nos fluxos de grãos, o sedimento é mantido em suspensão devido às colisões entre os grãos (pressão dispersiva). Estes fluxos se desenvolvem em areias e cascalhos limpos, sem matriz argilosa. Sem uma matriz lamosa, a fricção intergranular torna-se muito grande, e esses fluxos só podem se desenvolver em taludes íngremes, onde o ângulo de resistência inicial (*angle of initial yield*) tenha sido excedido. Fluxos de grãos podem ser encontrados em ambientes subaéreos e subaquosos, em taludes com elevadas inclinações, próximas ao ângulo de repouso, como no caso dos estratos frontais de dunas. Quando diminui o gradiente, o atrito sobrepuja a movimentação e o fluxo de grãos se deposita por congelamento friccional.

Depósitos de fluxos de grãos apresentam comumente a gradação inversa (Fig. 2.5.4F), que pode ser explicada de duas maneiras: 1) como função de um *stress* dispersivo maior próximo ao plano de cisalhamento, de modo que partículas maiores são mais intensamente afetadas e tendem a ser sobrelevadas; 2) por um processo de filtragem cinética caracterizado pela queda dos grãos menores entre os maiores (peneiramento ou *sieving*).

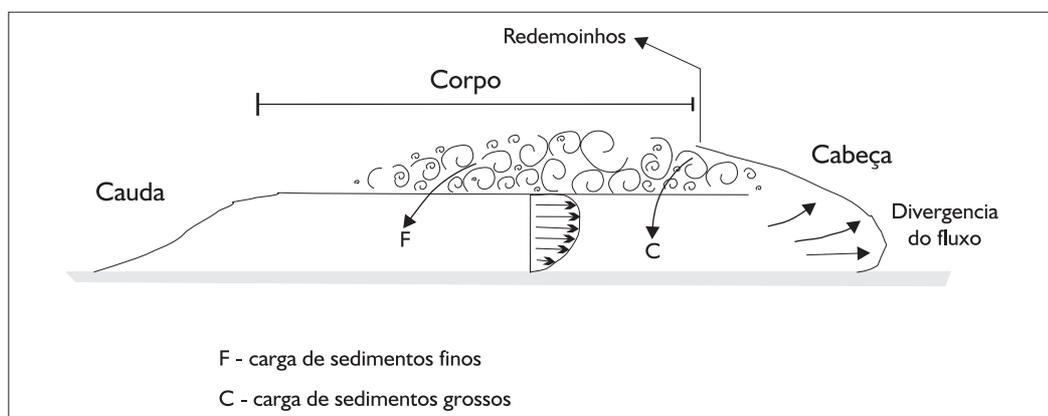
Os depósitos de fluxos de grãos são constituídos normalmente por arenitos e conglomerados limpos, maciços. Quando associados a dunas, ocorrem na forma de línguas de grãos mais grossos, com alta inclinação e localmente com gradação inversa. Assim como no caso anterior, os fluxos de grãos estão comumente, mas não exclusivamente, associados a correntes de turbidez de alta densidade.

## Correntes de turbidez

As correntes de turbidez deslocam-se como um fluxo de alta velocidade e maior densidade em meio à água do mar ou de um lago, devido à presença de uma grande quantidade de sólidos suspensos. O nome corrente de turbidez se originou do aspecto túrbido de torrentes fluviais que adentravam lagos glaciais, o que foi observado pela primeira vez no lago Geneva já no século XIX (Forel, 1885 *apud* Middleton & Hampton, 1973)

As correntes de turbidez são fluxos gravitacionais bipartidos, com uma base laminar, mais densa, e uma porção superior mais diluída e totalmente turbulenta, sendo geralmente disparadas por eventos catastróficos de curta duração (p.ex., ondas de tempestade, choques induzidos por terremotos, falhamentos de sedimentos em taludes íngremes) ou de mais longa duração, tais como grandes cheias fluviais (Figs. 2.5.4G e H). A presença de finos é importante, pois aumenta a densidade da corrente e auxilia na geração de turbulência na camada superior do fluxo, agindo também na lubrificação dos grãos maiores da camada basal, o que permite ao fluxo carregar os sedimentos mais longe. Ao perder os finos, os choques entre os grãos passam a acontecer, o atrito aumenta muito e o fluxo desacelera e deposita a carga areno-conglomerática.

Uma corrente de turbidez pode ser subdividida em três partes: a) uma porção frontal (cabeça), até duas vezes mais espessa que o resto do fluxo, que é seguida por b) uma região central (corpo), onde o fluxo é aproximadamente uniforme, e finaliza com c) uma zona de rápido adelgaçamento do fluxo (cauda) – figura 2.5.8. A cabeça é uma região de intensa turbulência e erosão do substrato, formando escavações no substrato, como os turboglifos (*flutes*) e marcas de objetos (*tool marks*). Nesta região mais turbulenta da corrente, as partículas são erguidas e arremessadas para trás, em direção à cauda, desenvolvendo uma série de redemoinhos.



**Figura 2.5.8** – Subdivisão esquemática de uma corrente de turbidez (cabeça, corpo e cauda). Redemoinhos (*wake*) se formam atrás da cabeça do fluxo quando da mistura da porção basal da corrente, que possui maior velocidade (fluxo granular sobreprensado), com a água do ambiente (modificado de Pickering et al., 1986).

Ao cruzarem o talude, as correntes de turbidez aceleram e erodem o substrato, incorporando sedimento e aumentando sua densidade. Este fenômeno produz uma nuvem túrbida densa que se move rapidamente até o momento em que o fluxo é obrigado a desacelerar, depositando então sua carga. A desaceleração ocorre devido ao decréscimo do gradiente ou desconfinamento do fluxo ao sair dos cânions submarinos e atingir regiões mais amplas no sopé de talude, onde a mistura com o fluido ambiente leva a uma diminuição da densidade da corrente e perda de competência. Quanto maiores o confinamento e o gradiente do talude, menor a diluição da corrente de turbidez e maiores se tornam a erosão do substrato e a aceleração do fluxo, contribuindo para o aumento da densidade da corrente, que se torna, então, capaz de transportar grãos mais grossos a distâncias maiores. A passagem de fluxos de alta densidade e turbulência pode ser registrada apenas como uma superfície erosiva abrupta no substrato e a deposição de *lags* ortoconglomeráticos, com o restante da carga continuando em movimento com a corrente talude abaixo.

Um corrente de turbidez diferencia-se de um fluxo hiperpical por ter uma aceleração catastrófica muito maior, desenvolvida ao longo de condutos íngremes, tais como os cânions, aumentando sua densidade por meio da erosão do substrato, pela qual incorpora muito material no fluxo, num processo chamado *bulking*. A corrente de turbidez aumenta sua densidade com a erosão do substrato, e este aumento de densidade acelera a corrente, tornando-a mais erosiva e turbulenta, mantendo a capacidade de transporte dos sedimentos arenosos. Este *loop* mantém a corrente de turbidez em movimento, como um moto-contínuo temporário, num processo chamado de auto-suspensão. Enquanto houver um equilíbrio entre o ganho de densidade pela erosão do substrato e as perdas de fluidos do fluxo basal e a diminuição da densidade do fluxo turbulento superior por diluição com a água ambiente, a corrente permanecerá no estado de auto-suspensão.

Correntes de turbidez disparadas por cheias sofrem duas acelerações – na região montanhosa cortada pelos rios e posteriormente no talude –, ao passo que os fluxos hiperpicnais aceleram apenas nas encostas das montanhas e normalmente depositam sua carga antes de chegar no talude e sofrer a aceleração catastrófica e o *bulking* (Mutti *et al.*, 2002)

### *Mecanismos deposicionais e populações de tamanhos de grão em correntes de turbidez*

Os principais mecanismos deposicionais que atuam numa corrente de turbidez foram detalhados por Lowe (1982). Segundo ele, estes mecanismos são: (1) sedimentação por tração, quando os grãos respondem individualmente e são depositados da carga de leito; (2) sedimentação por suspensão, onde os grãos respondem individualmente e são depositados da carga suspensa; (3) congelamento friccional, sempre que os grãos interagem via contato friccional e são depositados coletivamente, formando plugue; e (4) congelamento coesivo, quando grãos interagem com as forças coesivas da matriz e são depositados coletivamente, formando plugue.

Numa corrente de turbidez, as diferentes populações de tamanho de grão são mantidas em suspensão por mecanismos de suporte variados, sendo depositadas como ondas de sedimentação distintas, já que a eficiência desses mecanismos muda com a desaceleração do fluxo. Assim, a deposição das correntes de turbidez pode ser analisada de acordo com o comportamento de três populações de grãos.

A população 1 inclui grãos de tamanho argila até areia média e pode ser totalmente suspensa como grãos individuais por meio da turbulência do fluxo, independente da concentração. Correntes de turbidez de baixa concentração (Fig. 2.5.4H) são constituídas por esta população.

Os clastos da população 2 (areia grossa até seixos pequenos) têm um comportamento diferente, já que não podem ser mantidos em suspensão, pelo menos em grande quantidade, em fluxos diluídos. Esses grãos são transportados em correntes de turbidez de alta concentração (Fig. 2.5.4G), nas quais os grãos maiores são sustentados pelos efeitos combinados da turbulência, e de mecanismos que surgem da interação direta/próxima dos grãos, tais como a decantação dificultada (*hindered settling*) e a boiância (*buoyant lift*). No caso de decantação dificultada, a elevada concentração dos grãos inibe o movimento da água e aproxima os grãos sólidos que tentam assentar, obrigando a água intersticial a ser “espremida” nos espaços intersticiais entre as partículas, o que dificulta a movimentação e retarda a decantação dos grãos. O efeito da boiância se dá pela sustentação de clastos que flutuam na matriz intersticial composta de água + sedimento fino.

Por fim, no caso dos clastos da população 3 (seixos e calhaus com concentrações maiores que 10 a 15%), estes são suportados pelo efeito combinado da turbulência e de mecanismos dependentes da alta concentração, como a decantação dificultada, a pressão dispersiva (resultante da colisão dos clastos) e a boiância. Esta população de cascalhos só pode ser transportada em grande quantidade em fluxos muito concentrados e tende a ser rapidamente depositada nas porções proximais do sistema, assim que houver uma diluição e desaceleração do fluxo devido ao desconfinamento e/ou diminuição de gradiente do substrato. Com isso, a corrente perde a competência, deposita a fração cascalhosa, e o fluxo depletado, menos denso, segue adiante, carreando os grãos menores pertencentes às populações 2 e 1 bacía adentro, que serão depois depositados como turbiditos arenosos e areno-argilosos.

### *Tipos de correntes de turbidez*

Com base na presença e proporção das três populações de tamanhos de grãos, dois tipos principais de correntes de turbidez seriam então formadas: as correntes de turbidez de baixa e de alta densidades.

As correntes de turbidez de baixa densidade são constituídas predominantemente por grãos da população 1, caracterizadas por turbiditos de grão médio a fino, gradados, com o bom desenvolvimento das divisões Tb, Tc e Td da seqüência de Bouma. A deposição inicia com a desaceleração paulatina da corrente, principiando com areias depositadas sob tração (divisões Tb e Tc) e finalizando com siltitos e argila com feições de tração + suspensão (Td). Cessada a corrente de turbidez, depositam-se os sedimentos pelágicos e hemipelágicos (divisão Te), a carga suspensa que reflete a sedimentação de *background* do ambiente lacustre ou marinho profundo. Com o retorno a condições de baixa energia, estes grãos finíssimos passam a decantar lentamente, constituindo o intervalo Te de Bouma, marcado por camadas microgradadas de silte até argila. A lama do intervalo Te é normalmente mais escura que a do intervalo Td, por ser menos síltica e possuir maior teor de matéria orgânica que a lama trazida pela corrente de turbidez.

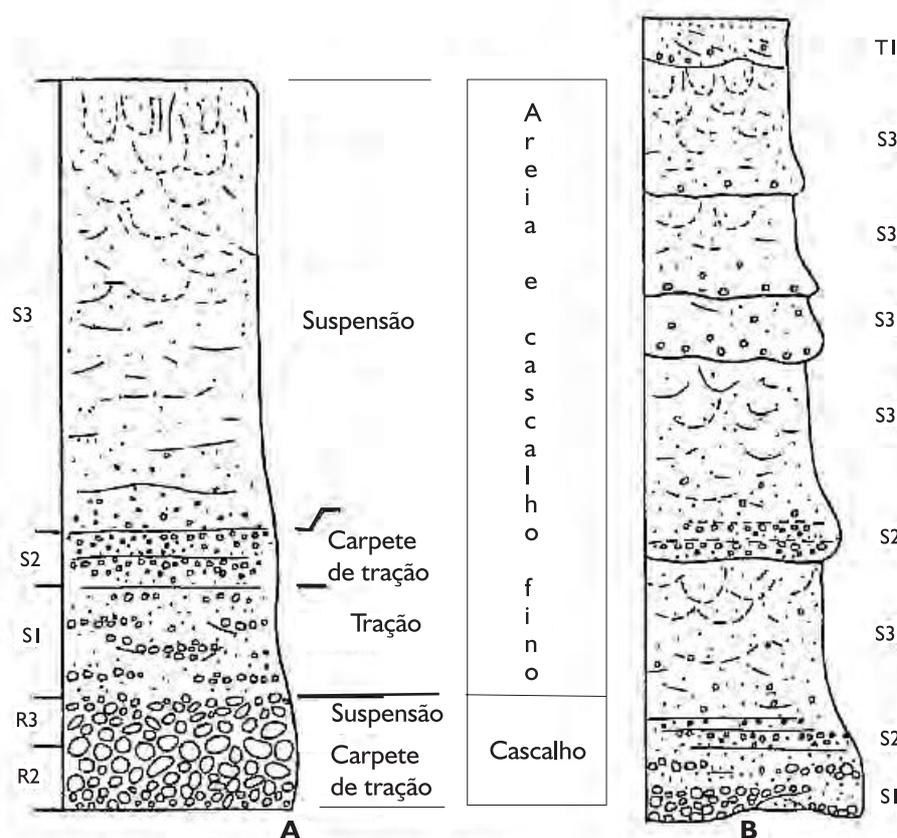
As correntes de turbidez de alta densidade incluem tamanhos de grãos desde argila até cascalho, ou seja, os grãos das populações 1, 2 e 3. Com a desaceleração são desenvolvidas progressivamente as ondas de sedimentação, depositadas após sucessivas reduções da densidade da corrente, que provocam a instabilização das populações que não podem mais ser transportadas devido à queda de energia, iniciando-se a deposição com os tamanhos maiores e finalizando com os menores, tanto mergulho abaixo como radialmente. Cada onda de sedimentação tende a mostrar maiores instabilidades e taxas de sedimentação com sua evolução, e isto ocorre tanto para a fração cascalhosa como para a arenosa.

As correntes de turbidez de alta densidade são normalmente subdivididas em dois tipos: as correntes de alta densidade arenosas (SHDTC – *sandy high density turbidity currents*) e as cascalhosas (GHDTC – *gravelly high density turbidity currents*). Lowe (1982) definiu várias divisões para os depósitos das correntes de turbidez de alta densidade, chamadas R2 e R3, para as correntes cascalhosas, e as divisões S1 a S3, para correntes arenosas.

As correntes de turbidez de alta densidade arenosas têm o predomínio de grãos da população 2 (areia grossa e pequenos seixos), suportados principalmente por turbulência e decantação dificultada, sendo a pressão dispersiva um mecanismo negligenciável, a não ser na base dos fluxos onde as taxas de cisalhamento são maiores. As correntes de turbidez de alta densidade cascalhosas são ricas em grãos da população 3 (seixos e calhaus), suportados em grande parte por pressão dispersiva e boiância da matriz, comportando-se de modo semelhante a fluxos de grãos modificados pela densidade (*density – modified grain flows*). Os depósitos cascalhosos das correntes de turbidez apresentam normalmente uma forte erosão do substrato, o que os diferencia de fluxos cascalhosos que iniciaram e terminaram sua vida como fluxos de detritos puramente laminares.

Durante a evolução de uma corrente de turbidez cascalhosa de alta densidade, a primeira onda de sedimentação deposita os cascalhos mais grossos, que viajavam na frente da corrente, na porção basal do fluxo, junto à cabeça, como carpetes de tração e forma depósitos de suspensão com cascalhos inversamente gradados (divisão R2) e com gradação normal (R3).

Se o fluxo possuir suficiente material arenoso para evoluir, desenvolve-se então uma segunda onda de sedimentação a partir de uma corrente de turbidez de alta densidade arenosa, formando os seguintes estágios: (1) estágio de sedimentação sob tração, depositando arenitos seixosos com escavações e estratificação cruzada ou plano-paralela (divisão S1); (2) estágio de sedimentação de carpetes de tração, desenvolvida após o aumento da instabilidade do fluxo e concentração da carga suspensa no leito, de sorte que um grande número de colisões grão a grão afeta a carga de leito, formando uma camada basal mantida por pressão dispersiva e alimentada pela chuva de grãos grossos (divisão S2); e (3) estágio de sedimentação sob suspensão, formando um leito liquefeito, produzindo arenitos maciços, com gradação normal ou com estruturas de escape tipo prato ou pilar (divisão S3). Esta seqüência S1-3 (Fig. 2.5.9) reflete uma evolução de um fluxo desacelerante, que é mecanicamente similar àquela desenvolvida por correntes de baixa densidade que depositam as divisões Tbc (tração) e Td (tração + suspensão).



**Figura 2.5.9** – Estágios de sedimentação (S1 a T1) desenvolvidos com a deposição de diferentes populações de tamanhos de grãos por meio de sucessivas ondas de sedimentação numa corrente de turbidez desacelerante (modificado de Lowe, 1982).

Cabe aqui detalhar um pouco os carpetes de tração, uma feição comum nos turbiditos, mas de origem controversa. Os carpetes de tração são desenvolvidos pelo cisalhamento causado por um fluxo turbulento que se desloca rapidamente sobre uma dispersão friccional densa. Lowe (1982) inferiu que este processo seria importante em fluxos areno-cascalhosos em canais submarinos e cânions. Diferentemente de Lowe (1982), Hiscott (1994) considerou que os carpetes de tração formados por correntes de turbidez raramente atingiriam espessuras superiores a 5-10 cm. Este autor preferiu usar o termo estratificação espaçada para descrever os níveis paralelos de grãos mais grossos, que atingem espessuras maiores nos turbiditos, sendo formados em condições hidrodinâmicas fortemente flutuantes sob ciclos de *burst/sweep* de redemoinhos potentes que atingem a base da camada, gerando níveis de gradação inversa, algumas vezes côncavos para o topo. Independentemente do exato processo que gera os níveis com lâminas paralelas inversamente gradadas, sabe-se que esta feição resulta de correntes de turbidez que desenvolvem fluxos trativos de altíssima energia e velocidade.

#### *Suspensão em correntes de turbidez de alta e baixa densidades*

A suspensão das partículas nos fluxos de alta densidade é dependente dos efeitos da concentração do fluxo. Os fluxos individuais normalmente evoluem de correntes de turbidez de alta densidade para correntes de baixa densidade. Esta variação de densidade ao longo da horizon-

tal está presente também quando examinamos a vertical de uma corrente de turbidez em suas partes proximal e mediana, possuindo alta densidade próximo à base e baixa densidade próximo ao topo (Lowe, 1982). Depósitos de correntes de turbidez arenosas de alta densidade são freqüentemente retrabalhados por correntes de turbidez de baixa densidade. A porção distal das correntes de turbidez de alta densidade é normalmente formada por arenitos maciços ou com estruturas de escape da divisão S3, idênticos à divisão Ta de Bouma. Com a deposição das frações mais grossas da corrente de alta densidade, restam em suspensão os depósitos mais finos, que se movem numa corrente de turbidez de baixa densidade, compostos pela população I. Quando os depósitos distais da corrente de turbidez de alta densidade (intervalo Ta) são recobertos por depósitos residuais das correntes de turbidez de baixa densidade, são formados os depósitos clássicos com seqüência de Bouma. Nestes fluxos turbulentos de baixa densidade, a suspensão das partículas se dá apenas pela turbulência, sem que sejam necessários efeitos de concentração do fluxo para manter os grãos em suspensão.

### **Slurry flows**

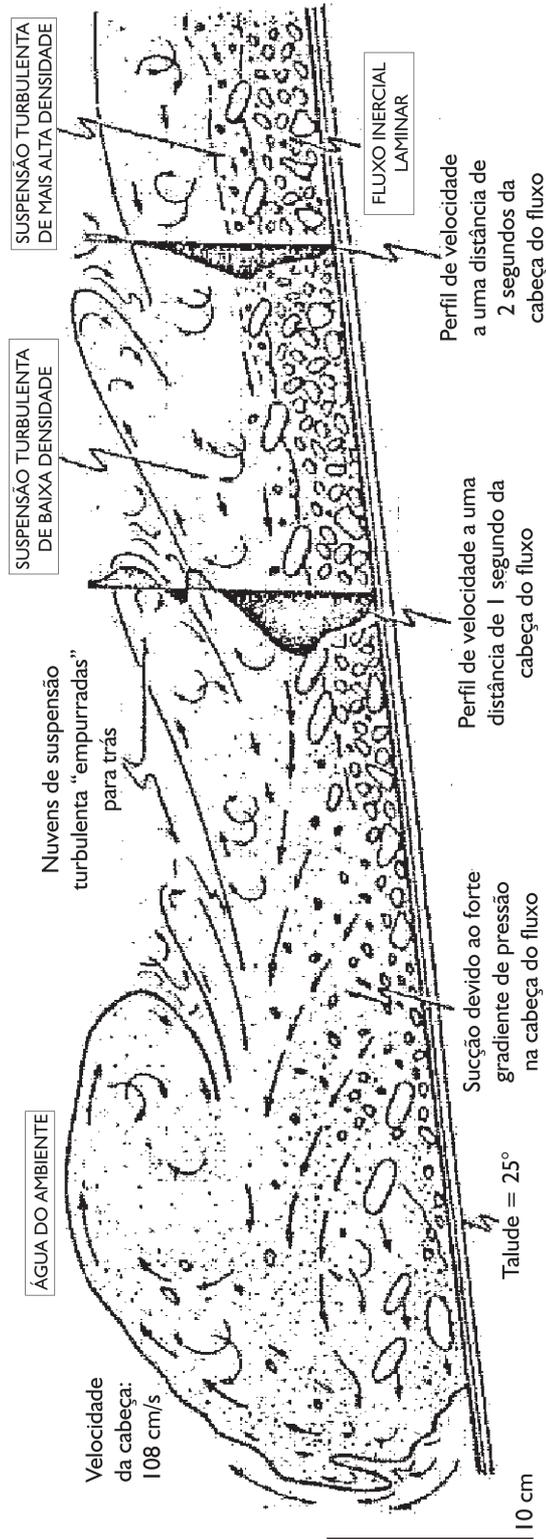
Outro processo presente em fluxos gravitacionais de alta densidade, em condições de viscosidade do fluxo intermediária entre a de correntes de turbidez de alta densidade e os fluxos detritos, foi postulado por Lowe & Guy (2000) e Lowe (2000). Estes fluxos, denominados *slurry flows*, referem-se a sedimentos arenosos ricos em lama, onde o suporte dos grãos é dado tanto pela turbulência quanto pela coesão, nesse sentido então muito similares aos fluxos hiperconcentrados. Os depósitos englobam tanto diamictitos (paraconglomerados de matriz lamosa), nos quais os clastos maiores decantaram e atingiram a base, até camadas similares a turbiditos com estruturas trativas e que passam ao topo para camadas arenosas com matriz lamosa.

Haveria pelo menos dois tipos de *slurry flows*. O primeiro caso é constituído por fluxos nos quais o efeito coesivo está concentrado numa camada laminar junto à base do leito, abaixo de um fluxo altamente turbulento, desenvolvendo camadas com alternância de bandas escuras (lamosas, coesivas) e claras (arenosas, formadas por decantação), nas quais a presença da estrutura de escape de fluidos em prato é comum. O segundo caso é o de fluxos com um grande gradiente longitudinal entre a cabeça da corrente de turbidez, arenosa e de grãos grossos, e uma cauda, rica em lama e dominada pela coesão. São formadas camadas com aumento do teor de lama para o topo, com base arenosa e maciça, depositada da suspensão turbulenta arenosa de alta densidade, recoberta por níveis escuros ricos em clastos de pelitos, que se desenvolvem a partir da deposição da cauda lamosa e coesiva do fluxo. Estes fluxos freqüentemente estão associados a cânions e canais onde correntes de turbidez muito erosivas incorporam muitos fragmentos argilosos do substrato (Donald Lowe, comunicação pessoal, 2000).

### **Arcabouço genético de fácies de Mutti**

Mutti (1992) e Mutti *et al.* (1999) incorporaram, num só arcabouço preditivo, uma série de importantes conceitos sobre correntes de turbidez, propostos por vários autores, mas que estavam desconectados. A proposta é interessante não apenas por significar um avanço no entendimento teórico dos turbiditos, mas também por estar fortemente calcada em dados de campo.

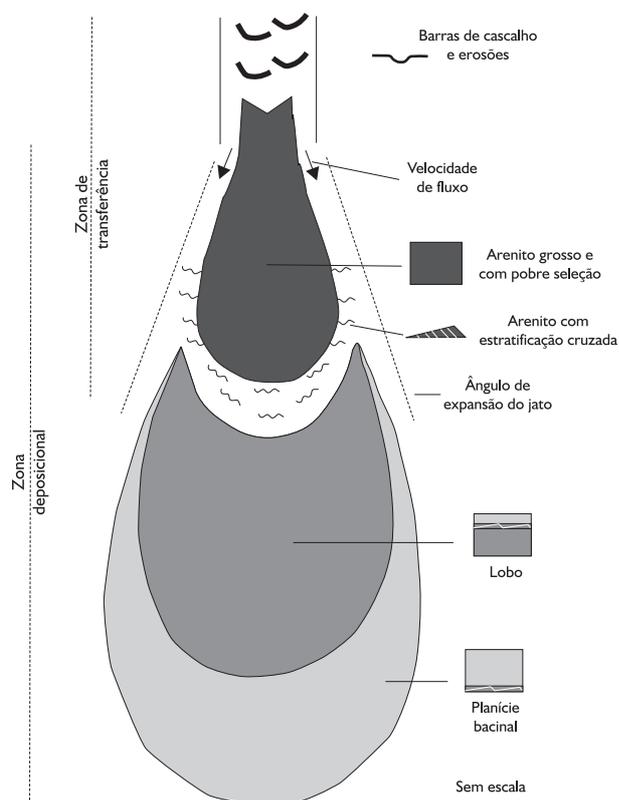
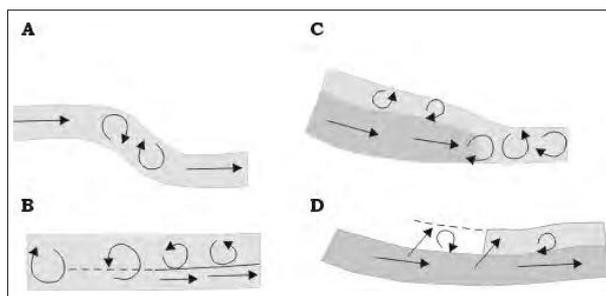
Neste arcabouço genético, a “escola do professor Mutti” desenvolveu o conceito de que uma corrente de turbidez é um fluxo bipartido (Fig. 2.5.10) com uma base altamente concentrada e laminar e topo mais diluído e totalmente turbulento (Sanders, 1965), com vários mecanismos de suporte de grãos atuando ao longo da evolução de um fluxo (conceito de Middleton & Hampton, 1973), e que estes mecanismos estão ligados a diferentes populações de tamanhos de grãos, depositadas como ondas de sedimentação, com repetidos ciclos desacelerantes de tração e suspensão, havendo correntes de turbidez de alta e baixa densidades (conceitos difundidos por Lowe, 1979; 1982).



**Figura 2.5.10** – Experimento mostrando corrente de turbidez com bipartição do fluxo em uma camada basal não-turbulenta, densa (carpete de fluxo inercial) e uma camada superior, turbulenta, com clastos se movimentando uns em relação aos outros na interface dessas duas camadas (modificado de Postma et al., 1988).

Para Mutti, estes fluxos evoluem através de sucessivas transformações de fluxo (idéia introduzida por Fisher, 1983 – Fig. 2.5.11), que levam à segregação paulatina da carga sedimentar. Neste esquema de fácies, o salto hidráulico (detalhado por Komar, 1971) tem papel fundamental, pois por meio do salto a corrente ganha um “novo fôlego” ao passar de trechos confinados para desconfinados do sistema turbidítico. O salto hidráulico principal separa a zona de transferência, onde dominam a erosão pronunciada, o *bypass* de sedimentos, a ocorrência de camadas lenticulares de conglomerados até arenitos grossos, depositados de correntes de turbidez cascalhosas de alta densidade, da zona de acumulação de sedimentos, onde dominam superfícies erosivas mais planas, e as correntes de turbidez arenosas de alta e baixa densidades depositam camadas tabulares predominantemente arenosas e pelíticas (Fig. 2.5.12). Com o salto hidráulico a corrente recupera sua energia, sendo reacelerada, segregando as populações de grãos e permitindo o transporte de areia para posições mais distais do sistema.

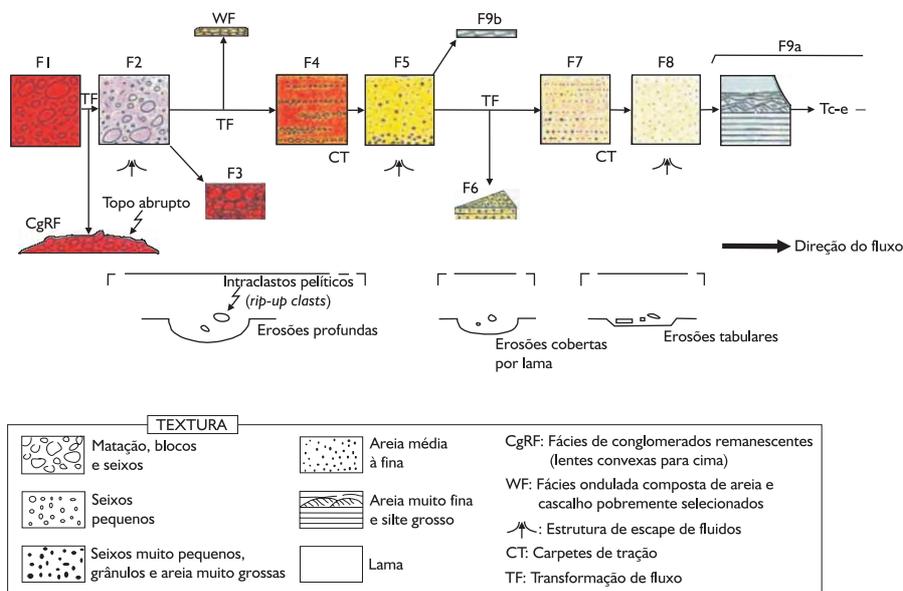
**Figura 2.5.11** – Tipos de transformações de fluxo (modificado de Fisher, 1983). Transformação de corpo (A), de gravidade (B), de superfícies (C) e de fluidização (D).



**Figura 2.5.12** – Padrão deposicional ideal para uma corrente de turbidez de alta eficiência (modificado de Mutti *et al.*, 1999).

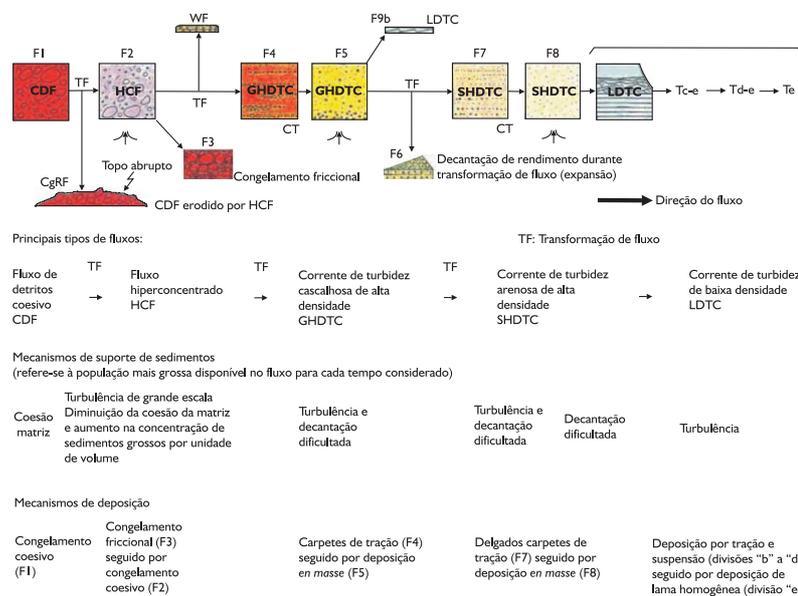
O esquema (Figs. 2.5.13 e 2.5.14) é essencialmente genético, sendo útil para o entendimento da evolução das correntes de turbidez no espaço e para a predição de fácies-reservatório. Cada sistema turbidítico possui seu próprio espectro de fácies, o qual é uma função do mecanismo de detonação das correntes de turbidez, da composição textural original dos fluxos, da distância que estes viajam em direção ao depocentro da bacia e da fisiografia da região onde os fluxos se deslocam.

A evolução dos fluxos e as fácies formadas estão sujeitas a todas essas variáveis, produzindo, assim, segregações verticais e laterais de fácies de grau variado. Todos os outros fatores sendo iguais, a distância que um fluxo consegue carregar a fração arenosa parece ser controlada pelo volume dos fluxos e a quantidade de sedimentos finos que eles carregam em suspensão. Fluxos sem finos não conseguem desenvolver turbulência suficiente para carrear os sedimentos arenosos e também possuem alta fricção intergranular na porção basal da corrente, de sorte que a fração arenosa da porção turbulenta e os grãos grossos e conglomeráticos da camada inercial basal acabam sendo depositados antes do que em fluxos mais ricos em finos e fluido intersticial sobrepresurizado.



Sem escala horizontal  
Escala vertical similar a de camadas individuais ou suas divisões deposicionais

**Figura 2.5.13** – As nove fácies turbidíticas de uma corrente de turbidez ideal que tenha tido aceleração suficiente e que dispusesse de todas as populações de tamanho de grão (modificado de Mutti, 1992).



**Figura 2.5.14** – Principais processos envolvidos no suporte e mecanismo de deposição das fácies turbidíticas (modificado de Mutti, 1992).

## Transformações de fluxo

As transformações de fluxo representam mudanças no comportamento da corrente entre os estados laminar e turbulento, que podem ocorrer várias vezes ao longo da evolução do fluxo e de várias maneiras diferentes. Existem quatro tipos principais (Fig. 2.5.11), que são as (1) transformações de corpo, quando o fluxo passa de laminar para turbulento e vice-versa, sem que ocorra variação significativa do fluido intersticial do fluxo; (2) transformações de gravidade, quando um fluxo se torna segregado (bipartido) devido à gravidade, sendo a porção basal essencialmente laminar e de alta concentração, recoberta por uma porção superior mais diluída e turbulenta; (3) transformações de superfície, quando ocorre a mistura do fluido do topo de um fluxo com a água ou o ar ambiente, o que resulta em diluição, aumento da turbulência e separação de duas partes do fluxo, uma basal laminar e outra superior turbulenta; e (4) transformações por fluidização, onde o escape ascendente dos fluidos da camada de alta concentração produz uma camada turbulenta e diluída na parte superior.

Mutti (1992) também considerou que, além das transformações de fluxo, outro fenômeno, o salto hidráulico, exerce uma grande influência nas modificações do comportamento de uma corrente de turbidez em sua viagem, provocando respostas no desenvolvimento faciológico. O salto hidráulico, definido por Komar (1971), representa uma mudança significativa no comportamento de uma corrente de turbidez. Em condições de fluxo uniforme, as correntes de turbidez são supercríticas (número de Froude,  $Fr > 1$ ) enquanto viajam pelos cânions, passando a subcríticas ( $Fr < 1$ ) na desembocadura dos cânions.

O número de Froude é análogo ao número de Reynolds, pois também é considerada uma razão entre as forças inerciais e as forças gravitacionais. Para uma partícula se movendo com uma velocidade  $U$ , a força inercial é igual à força requerida para desacelerar a partícula até que ela repouse. Isto ocorre ao longo de uma certa distância  $L$ . O tempo requerido para desacelerar essa partícula será proporcional a  $U^2/L$ . A força gravitacional agindo sobre a massa da partícula será igual a  $g$ .

O número de Froude será expresso, então, pela fórmula:

$$Fr = U/(g.L)^{1/2}$$

No caso especial da água fluindo em um canal aberto com profundidade **h**, o número de Froude será expresso por:

$$Fr = U/(g.h)^{1/2}$$

Onde U = velocidade da partícula; h = profundidade do canal; L = distância; g = aceleração da gravidade.

Se o fluxo é tal que as partículas possuem uma velocidade muito alta e/ou o canal tem baixa profundidade, o número de Froude será dominado pela velocidade e o fluxo será supercrítico ( $Fr > 1$ ), gerando uma corrente em jato (*jet flows*) sob regime de fluxo superior, com muitos sólidos suspensos e alta agitação (*white water*).

Se a partícula possui uma velocidade baixa e/ou o canal tem uma maior profundidade, o número de Froude será dominado por forças gravitacionais e o fluxo será subcrítico ( $Fr < 1$ ), gerando uma corrente lenta (fluxo tranquilo) sob regime de fluxo inferior, que na superfície de um rio aparecerá como águas calmas, límpidas, praticamente sem ondulações (*flat water*).

Os fluxos supercríticos são mais comuns em áreas de declividade maior. Nos sistemas turbidíticos preferencialmente ocorrem quando as correntes de turbidez fluem em contextos confinados, tais como cânions e canais. Quando se observa um canal fluvial, vê-se que um fluxo supercrítico é desacelerado ao chegar num contexto menos inclinado e/ou mais desconfinado, surgindo uma clara transição entre os fluxos supercrítico e subcrítico (rápido e tranquilo). Neste ponto aparecerá na corrente uma onda quebrante (*breaking wave*), movendo-se corrente acima, a qual indica o aparecimento do salto hidráulico, marcando esse local de diminuição do declive e/ou aumento da profundidade, redução da velocidade e mudança no regime do fluxo.

Acredita-se que nas correntes de turbidez o salto hidráulico ocorra na saída de contextos confinados (região dos cânions e canais) para contextos desconfinados (região dos lobos). Essa região onde a brusca passagem acontece foi denominada transição canal-lobo por Mutti e Normark (1991). Durante o salto hidráulico a velocidade é reduzida e a espessura e turbulência do fluxo aumentadas – as simulações de Komar (1971) para o salto hidráulico nos sistemas cânion/canal submarino indicam que uma corrente de turbidez dobraria de espessura devido ao salto e teria sua velocidade reduzida pela metade, ocorrendo também uma significativa redução de densidade devida ao entranhamento da água circundante durante a expansão do fluxo no salto. A queda da velocidade pela metade bem como a redução da densidade do fluxo causariam a deposição de grande quantidade de sedimento, formando um *mound* de material muito grosso, depositado da carga de leito (tamanho cascalho e maior). Todavia, a competência do fluxo ainda permaneceria alta e a turbulência gerada no salto hidráulico agitaria ainda mais o fluxo, o que ajudaria a manter o sedimento areno-argiloso em suspensão. Este material mais fino auto-suspensão (areia média até argila) compreende a maior parte do fluxo turbulento e continuaria seu curso sem perdas significativas até a deposição.

### Trato de fácies turbidíticas

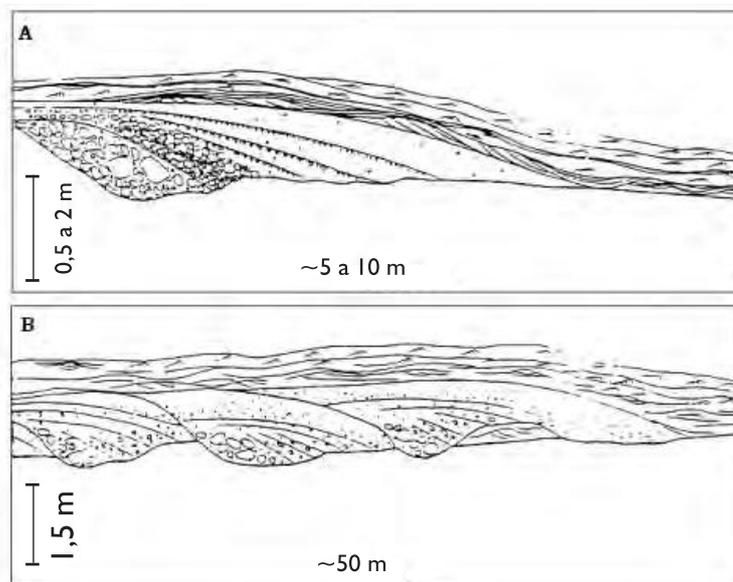
Mutti (1992) desenvolveu o conceito de trato de fácies turbidíticas baseado na análise detalhada de fácies dentro de pacotes cronoequivalentes. Um trato de fácies mostra como uma fácies se relaciona com a outra no espaço, representando a segregação textural que ocorre durante o movimento dos fluxos gravitacionais para a bacia e o reajuste da capacidade e competência dos fluxos por meio dos processos de erosão, deposição e transformações de fluxo.

Mutti (1992) propôs um arcabouço com nove fácies (Fig. 2.5.15) principais, que representam depósitos de fluxos de detritos coesivos que gradualmente se transformam, corrente abaixo, passando a fluxos hiperconcentrados, e destes em correntes de turbidez de alta e baixa densidades, devido a sucessivos saltos hidráulicos e transformações de fluxo (Figs. 2.5.13 e 2.5.14). Em trabalhos posteriores, Mutti *et al.* (1994, 1999) sugeriram que a detonação de correntes de turbidez por cheias catastróficas de sistemas fluviais que drenam montanhas elevadas é um mecanismo mais efetivo na geração de reservatórios arenosos de águas profundas que os fluxos de detrito gerados por falhamentos na borda da plataforma (Fig. 2.5.16). A repetição dessas cheias catastróficas poderia gerar um maior volume de turbiditos arenosos que os fluxos de detritos associados aos grandes escorregamentos (*slump scars*) desenvolvidos no talude. Estes escorregamentos têm uma menor frequência que as cheias do sistema fluvial e normalmente afetam a região da borda da plataforma/talude superior, remobilizando sedimentos geralmente finos, os quais são mais passíveis de desenvolver turbiditos finos (TBT's), com baixa razão arenito/folhelho. Normalmente, a observação de um sistema turbidítico arenoso mostra que as escavações tornam-se menos profundas e mais rasas para jusante, ocorrendo também uma diminuição do tamanho de grão das camadas.



**Figura 2.5.15** – Exemplos de depósitos classificados de acordo com o esquema de Mutti (1992): (A) F1; (B) F2; (C) F3; (D) F4; (E) F5; (F) (F6); (G) F7; (H) F8; e (I) F9. Afloramentos das bacias do Itajaí (A, E e I), de Sergipe (B e D); de Alagoas (F, G e H) e do Paraná (C).

**Figuras 2.5.16** – Fácies típicas da porção proximal de sistemas turbidíticos gerados por poderosas inundações fluviais em contexto de águas rasas: **(A)** barras sigmoidais e **(B)** lobos arenosos com *hummocky*. Mergulho abaixo tais sistemas podem desenvolver turbiditos em águas mais profundas (modificado de Mutti *et al.*, 1994).



O espectro faciológico do arcabouço de Mutti *et al.* (1999) inclui grupos de fácies organizados em função de quatro distintas populações granulométricas:

- a) matacão até pequenos seixos;
- b) pequenos seixos até areia grossa;
- c) areia média a fina;
- d) areia fina até lama.

As populações de tamanho de grão são basicamente as mesmas empregadas por Lowe (1982) e Mutti (1992). Estas populações de tamanho de grão são transportadas pelas correntes de turbidez como entidades naturalmente distintas, resultando em grupos de fácies também diferentes. As primeiras duas populações movem-se com a camada granular basal; a terceira população move-se na camada granular basal, mas pode ser progressivamente incorporada como carga suspensa no fluxo turbulento sobrejacente; a quarta população move-se preferencialmente como carga suspensa em um fluxo turbulento (Mutti *et al.*, 1999). Os grãos mais grossos, que constituem o fluxo basal denso, viajam na frente até que o fluxo congele, sendo então ultrapassados pelo fluxo turbulento que carrega os grãos de tamanhos médio e fino, desenvolvendo, assim, a segregação horizontal de uma corrente de turbidez, com os grossos mais abundantes na porção proximal e os médios e finos na porção mais distal.

Estas fácies são arrançadas em tratos de fácies, que diferem em conteúdo e encadeamento de fácies de acordo com as diferenças de eficiência do fluxo. O conceito de eficiência de um fluxo turbidítico refere-se à habilidade de um fluxo em carregar sua carga sedimentar bacia adentro e segregar suas populações de grãos em diferentes fácies com a distância. Fluxos muito altamente eficientes segregam plenamente as populações de grãos contidas no fluxo original ao longo da distância, produzindo fácies relativamente bem selecionadas. Por outro lado, fluxos muito pobremente eficientes segregarão apenas parcialmente as diferentes populações de grãos, produzindo assim um número mais limitado de tipos faciológicos, caracterizados por uma seleção ruim.

Numa corrente bipartida, a eficiência deve ser considerada separadamente para os dois fluxos componentes. A eficiência da camada granular basal em transportar por distâncias consideráveis os sedimentos de tamanho matacão até areia grossa está relacionada essencialmente à taxa

de escape d'água e à quantidade de finos contidos no fluxo parental, já que os finos dificultam o escape de fluidos. Quanto mais rápido o escape de fluidos, mais rapidamente a camada basal depositará sua carga, devido ao aumento da fricção intergranular. A eficiência do fluxo turbulento superior está relacionada com a quantidade de energia turbulenta gerada na interface das camadas granular e turbulenta, que depende da quantidade de finos (areia média até lama) que o fluxo pode incorporar da camada granular basal por meio das transformações de fluxo e do volume de material erodido do substrato pela cabeça do fluxo.

Fluxos altamente eficientes, gerados por fluxos de enorme volume e longa duração, com grande quantidade de finos, desenvolvem correntes de turbidez sustentadas (*sustained turbidity currents*), que segregam as fácies F2 até F8. Fluxos deste tipo podem ser gerados por fluxos hiperpicnais de longa duração (cheias catastróficas) e por grandes escorregamentos, como o que desenvolveu turbiditos durante o terremoto de Grand Banks em 1929.

A fácies F2 (B na Fig. 2.5.15) é um paraconglomerado de matriz areno-lamosa, que comumente apresenta clastos da área-fonte e de pelitos erodidos do substrato na região de talude. Com a mistura progressiva com a água ambiente o debrito da fácies F2 sofre uma diminuição da viscosidade da matriz, os clastos maiores passam a decantar, separando para o topo uma fração mais arenosa. Esta fácies de transição entre um paraconglomerado de matriz areno-lamosa e um ortoconglomerado com clastos imbricados (F3) é a fácies F2-F3, um depósito comum em sistemas turbidíticos.

Com uma mistura mais completa com a água ambiente e com o escape dos fluidos basais a carga cascalhosa é segregada, um fluxo extremamente turbulento é gerado na parte superior da corrente, tracionando os cascalhos, formando um *lag* basal, que pode gerar barras de ortoconglomerados com acreção frontal (fácies F3 – C na Fig. 2.5.15). O fluxo continua seu deslocamento, carregando adiante a população de seixos até areia grossa na camada basal e os demais grãos na suspensão turbulenta. Com a diminuição da energia sedimentos mais finos serão depositados sobre o ortoconglomerado F3, e o exame do depósito resultante indicará a ausência de toda a população arenosa grossa a média entre os conglomerados e os finos. Esta “quebra” no tamanho de grão ao longo da vertical caracteriza o *bypass* da corrente.

Depósitos turbidíticos, com geometria canalizada e que agem como condutos duradouros de sedimentos para águas mais profundas, agindo como zonas de *bypass* dos sistemas turbidíticos, são dominados por camadas de base erosiva pronunciada, com depósitos conglomeráticos das fácies F2 e F3, associados a fácies arenosas grosseiras com feições trativas. A mera geometria canalizada não indica um canal turbidítico, um elemento que implica também o *bypass* dos fluxos (Mutti *et al.*, 1999).

Os sedimentos seixosos e arenosos grossos da carga granular basal serão depositados como arenitos das fácies F4 ou F6. Com o deslocamento progressivo da corrente poderá ocorrer o escape total dos fluidos da camada basal, desenvolvendo um fluxo muito turbulento acima. O atrito cresce, a população de seixos e areia muito grossa perde a sustentação e decanta, sendo tracionada (cisalhada) ao longo da interface entre o leito que está se formando progressivamente pela decantação e o fluxo cisalhante turbulento logo acima. Por este processo é formada a fácies F4 (D na Fig. 2.5.15), caracterizada por arenito muito grosso, seixoso, com laminação plano-paralela e gradação inversa nas lâminas (carpetes de tração).

Não ocorrendo o escape total dos fluidos da camada basal, o fluxo sobrejacente, menos turbulento, não consegue tracionar o leito viscoso de areias empapadas por fluidos e finos, resultando na fácies F5 (E na Fig. 2.5.15), um arenito grosso, mal selecionado, maciço ou com estruturas de escape de fluidos. Depósitos da mesma população que a fácies F5, mas que viajaram mais corrente abaixo, sofrem a elutriação dos finos e escape mais completo dos fluidos e podem ser retrabalhados subsequente pelo fluxo turbulento sobrejacente, gerando arenitos grossos a médios com laminação plano-paralela ou com estratificação cruzada acanalada, algumas vezes capeadas por *ripples* de areia grossas. Estes sedimentos pertencem à fácies F6 (F na Fig. 2.5.15) e têm como feição mais característica a estratificação cruzada desenvolvida pela migração corrente abaixo de *megaripples* com alguns decímetros de altura, desenvolvidas por fluxos turbulentos de

longa duração e grande volume. A presença desta fácies pode indicar a ocorrência de fluxos com grande capacidade de *bypass*, capazes de transportar grandes volumes de areia mergulho abaixo da região de transição entre canais e lobos, onde a fácies F6 tipicamente se desenvolve.

Corrente abaixo, na região proximal dos lobos, a fácies mais comum é caracterizada por carpetes de tração milimétricos, com alternância de lâminas de areia grossa com média/fina. Estes depósitos caracterizam a fácies F7 (G na Fig. 2.5.15) e são desenvolvidos por fluxos que combinam a tração da carga grossa na base do fluxo, derivada do retrabalhamento de depósitos de fluxos granulares depositados corrente acima, concomitante com a decantação de areia média e fina, derivada da suspensão turbulenta acima.

Numa posição ainda mais distal são depositados os arenitos da fácies F8 (H na Fig. 2.5.15), predominantemente de grão fino e sem estruturas trativas (equivalente ao intervalo Ta de Bouma), formados por uma “chuva de areia” da suspensão turbulenta, com grande taxa de decantação de sedimentos, o que impede o desenvolvimento da tração.

A fácies F9 (I na Fig. 2.5.15) é a mais distal do sistema, formada durante os estágios finais, depletivos e desacelerantes das correntes de turbidez, sendo caracterizada por depósitos de grão fino, com seqüência de Bouma incompleta (Tb-e), sem a base arenosa maciça (Ta), cujo empilhamento constitui a franja dos sistemas turbidíticos. A areia fina é depositada por processos de tração + decantação, apresentando laminação oblíqua cavalgante (*climbing current ripples*) e, com a redução da energia, a lama se deposita por decantação. Em contextos confinados, esta fácies pode apresentar feições de reflexão, com *ripples* oblíquas à direção principal do fluxo, e *ponding*.

Fluxos de baixa eficiência são originados por escorregamentos de volume limitado ou por cheias de pequeno volume e curta duração, desenvolvendo fluxos de surto (*surge-type*). Estes fluxos de baixa eficiência não produzem uma boa segregação faciológica, mostrando um trato de fácies acoplado (*attached facies tract*). A importância da camada superior turbulenta é reduzida, resultando em sedimentos mal selecionados, que ocupam uma extensão areal bem menor que aqueles depositados por fluxos de alta eficiência. Tipicamente os depósitos distais e mais finos desses fluxos são mal desenvolvidos, originando fácies F9b, onde as estruturas trativas são incomuns, dominando a decantação dos finos. Isto sugere que os fluxos originais possuíam poucos finos ou não tiveram energia suficiente para incorporar finos pela erosão do substrato. Depósitos das fácies F6, F7 e F8 também não são comuns nesses fluxos.

Este arcabouço difere do que havia sido anteriormente proposto no esquema original de Mutti (1992): foi excluída a fácies de *debris* coesivo muito lamoso (F1). Esses depósitos não apresentavam feições de erosão do substrato, sendo predominantemente lamosos e muito plásticos; com sua mistura com a água ambiente dificilmente desenvolveriam correntes de turbidez arenosas expressivas.

## Aplicações

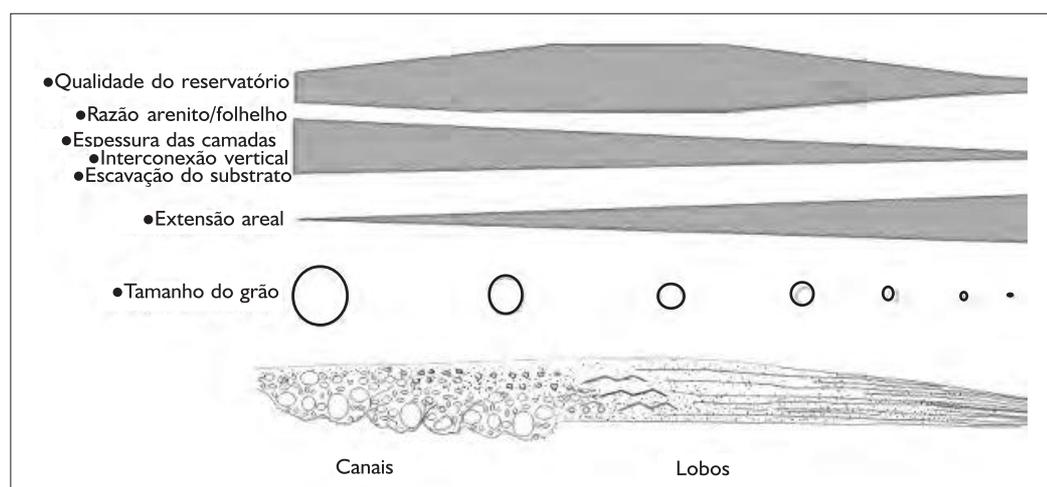
Este item dedica-se a uma tentativa de aplicação dos conceitos vistos ao longo deste capítulo, com uma breve abordagem metodológica do assunto e algumas generalizações para o estudo das características de reservatórios turbidíticos.

A análise dos reservatórios de um sistema turbidítico passa pela caracterização e compreensão de suas fácies constituintes, seus elementos arquiteturais/deposicionais e sua distribuição no espaço. No caso de afloramentos, as diversas fácies estão normalmente bem expostas, com sua correlação a longa distância e geometria em seção podendo ser examinadas em bacias com pouca cobertura e estratos mergulhantes, sendo, no entanto, sua geometria em planta muito especulativa.

Em bacias com densa cobertura de solos e vegetação e baixo mergulho, situação comum no Brasil, a correlação detalhada dos estratos torna-se um grande desafio. No caso da subsuperfície,

o problema é oposto ao dos afloramentos, sendo mais simples rastrear os principais pacotes e visualizar sua geometria deposicional em seções e mapas sísmicos, sobretudo de levantamentos 3D, enquanto o espectro de fácies constituintes do sistema é geralmente subamostrado pelos poços, o que dificulta a correlação rocha-perfil-sísmica e a predição da distribuição espacial das fácies-reservatório.

A predição de fácies-reservatório pode ter maior sucesso quando esta é tentativamente feita dentro de um pacote rochoso síncrono. Primeiramente, é importante definir as discordâncias de base e topo que delimitam a seqüência deposicional de mais alta freqüência que engloba o sistema turbidítico que estudamos, aplicando a metodologia da estratigrafia de seqüências. Isto deve ser buscado tanto para os trabalhos em afloramentos quanto para os de subsuperfície. Então, já dentro do sistema turbidítico considerado, tentaremos descobrir como as fácies se relacionam e como estão distribuídas no espaço. Para isso, sugere-se empregar a abordagem metodológica de Mutti (1992), com a construção dos tratos de fácies, os quais relacionam as fácies proximais, medianas e distais de um sistema.



**Figura 2.5.17** – Qualidade de reservatório numa seção dip ideal de um sistema turbidítico. Modelo baseado em Mutti (1992) e Mutti *et al.* (1999).

São esses tratos de fácies, subdivisíveis em associações de fácies, que caracterizam os diferentes elementos deposicionais de um sistema turbidítico, que controlarão as características permoporosas primárias dos reservatórios.

Observa-se que os reservatórios de sistemas turbidíticos, de maneira geral, apresentam a diminuição da espessura das camadas, da razão arenito/folhelho, tamanho de grão, permoporosidade, da erosão na base das camadas e da conseqüente interconexão vertical numa direção corrente abaixo, ao sairmos do contexto mais energético e erosivo da região dos canais, passarmos pelos lobos e chegarmos até a região predominantemente pelítica das franjas (Fig. 2.5.17).

Os lobos se caracterizam por corpos de arenitos tabulares e muito extensos, com boa a moderada seleção, e normalmente apresentam as melhores condições globais de reservatório dentro de um sistema. A continuidade lateral dos reservatórios é excelente na região dos lobos, mas pode ser baixa tanto na região dos canais como na das franjas, sobretudo se considerarmos os efeitos combinados da geometria e cimentação, críticos para petróleos mais pesados.

A escolha dos melhores pontos para a perfuração de poços nas fases de exploração do petróleo e desenvolvimento da produção deve considerar essa primeira generalização para a qualidade dos reservatórios turbidíticos, que já permite uma boa avaliação dos riscos envolvidos no fator reservatório quando da perfuração de um poço exploratório.

Na fase de desenvolvimento, quando os dados já são mais abundantes, a decisão final da locação de um poço envolve estudos mais detalhados do reservatório, e as variações de geometria, razão arenito/folhelho, *net-to-gross* e faciologia podem ser bastante diferentes dentro de um mesmo campo de petróleo, tanto na horizontal, dentro de um mesmo sistema turbidítico, quanto na vertical, ao perfurar vários sistemas ou estágios turbidíticos. Estudos da geologia de reservatórios, visando à produção de petróleo ou de água em reservatórios turbidíticos, têm sua eficiência aumentada com o bom conhecimento da distribuição das fácies reservatório e das barreiras de permeabilidade no espaço e no tempo.

O modelo de distribuição espacial dos elementos deposicionais deve ser fortemente calcado nos dados de rocha disponíveis (testemunhos, amostras de calha, amostras laterais e afloramentos), integrados aos dados indiretos fornecidos pelos perfis de poços (incluindo perfis de imagem) e de imageamento, sísmico 2D e 3D para a subsuperfície e de eventuais dados de GPR e sísmica de altíssima resolução para os afloramentos, dentro de um arcabouço cronoestratigráfico detalhado. Esta integração de diferentes ferramentas para melhor entender os sistemas turbidíticos é largamente utilizada pelas companhias de petróleo, introduzindo e adaptando as novas tecnologias e suas informações a essa abordagem. Com isso são consideradas as especificidades de cada sistema, permitindo sua avaliação nas diferentes escalas, da camada, onde o controle dos processos deposicionais é mais marcante, até a escala de preenchimento de uma bacia, controlada por fenômenos de magnitude muito maior, como a tectônica e a eustasia.

A análise detalhada das fácies associada aos demais dados de subsuperfície são importantes para avaliarmos se o sistema turbidítico é do tipo alta ou baixa eficiência. Sistemas turbidíticos originados de fluxos de alta eficiência são desenvolvidos pelas correntes de turbidez que sofrem acelerações maiores, ao longo de taludes mais íngremes, e distribuem os sedimentos arenosos (as rochas-reservatório) numa ampla região, segregando melhor as fácies no espaço, normalmente desenvolvendo uma melhor qualidade dos reservatórios e maior espessura arenosa na região dos lobos.

Sistemas turbidíticos de fluxos de baixa eficiência se originam de correntes de turbidez que aceleram menos, desenvolvem menor turbulência, segregam menos as fácies no espaço, desenvolvem reservatórios com uma pior seleção, e em poucos quilômetros mergulho abaixo o sistema pode deixar de ter bons reservatórios, apresentando muitas intercalações pelíticas. Com a menor turbulência esses fluxos não conseguem impulsionar a fração arenosa a grandes distâncias, depositando-a relativamente mais próximo da área-fonte.

Portanto, o melhor aproveitamento de uma jazida de petróleo depende da correta interpretação dessas informações reais, e o geólogo não pode ter o temor de gerar novos modelos, condizentes com a geologia de cada área, campo ou bacia. Por outro lado, a aplicação simplista de modelos, sem uma análise detalhada dos dados e fortemente calcada em exemplos de contextos diferentes ou teóricos existentes na literatura, apesar de cômoda, pode inviabilizar economicamente um projeto ou subaproveitar o potencial de uma reserva. Os sistemas turbidíticos respondem a uma lógica de distribuição espacial das fácies, a qual reflete os controles tectônicos e climáticos, processos deposicionais, mecanismos detonadores e fisiografia da área-fonte e da bacia, mas cada sistema turbidítico é diferente.

Os canais turbidíticos atuam fundamentalmente como zonas de *bypass* para a maior parte do volume de sedimentos carregado por uma corrente de turbidez. A maior parte da fração arenosa ultrapassa essa região para se acumular nas regiões de transição lobo-canal, lobo e franja. Nesta fase, os canais são caracterizados por forte erosão e pela deposição das fácies de orto- e paraconglomerados (fácies F3 e F2) e arenitos grossos e muito grossos, maciços ou estratificados (fácies F4, F5), que são os sedimentos de mais alta concentração, oriundos da porção basal e mais densa das correntes de turbidez. Estas fácies são as primeiras depositadas quando uma corrente de turbidez de alta densidade cascalhosa e arenosa desacelera. Os canais turbidíticos apresentam numerosas amalgamações, fruto da grande turbulência dos fluxos nessa porção proximal do sistema, as quais permitem, geralmente, uma boa interconexão vertical dessas camadas de sedimento predominantemente grosso. Por vezes as fácies mais grossas, por serem mais permeáveis, acabam

sofrendo uma maior cimentação. Esses níveis, em geral, não constituem barreiras verticais de permeabilidade, pois têm uma extensão areal restrita.

Depósitos de canal turbidítico podem estar associados a fácies caóticas, sobretudo quando desenvolvidos em contexto de maior declividade dos taludes cortados por cânions. Isto deve chamar a atenção do geólogo para a possibilidade dos reservatórios estarem segmentados pela remobilização, o que leva a uma desconexão do reservatório e sua conseqüente redução em área, resultando em testes de formação de corpos depletivos e com barreiras de permeabilidade em três direções.

Após essa fase de *bypass*, durante a qual o canal serviu basicamente como conduto das correntes de turbidez, depositando apenas as frações mais grossas das correntes, o antigo canal turbidítico pode ser preenchido com arenitos e pelitos oriundos de fluxos gravitacionais de menor energia, muitos dos quais mostram maior semelhança com fluxos hiperpicnais do que com correntes de turbidez verdadeiras. Esses reservatórios são geralmente mais sinuosos, de grão mais fino, possuem uma maior quantidade de pelitos intercalados e um menor grau de conexão vertical que os reservatórios de correntes de turbidez. Depósitos de sistemas *channel-levee* e de barras em pontal submarinas, desenvolvidos na frente de sistemas deltaicos submetidos a cheias periódicas, podem ser um elemento comum nessa fase.

Para reservatórios de sistemas canalizados, sejam turbidíticos, hiperpicnais ou fluviais, recomenda-se avaliar a economicidade de efetuar um levantamento sísmico 3D. Esses reservatórios podem ter seu aproveitamento incrementado por meio de um bom imageamento sísmico, que permitirá a melhor locação de poços direcionais de alto ângulo ou horizontais, os quais propiciarão a drenagem de vários canais e a ultrapassagem de inúmeras barreiras de fluxo dentro dos canais, aumentando a produção por poço.

Diferentemente dos canais, a região dos lobos é caracterizada por reservatórios geralmente tabulares, com camadas de arenitos decimétricas a métricas, com espessuras geralmente na faixa dos 30 cm a 1 m, com grande extensão areal, depositados a partir dos fluxos que ultrapassaram a região dos canais e começam a depositar sua carga em fusão da desaceleração. Esta é a região deposicional principal de um sistema turbidítico.

Na parte proximal, na zona de transição canal-lobo, dominam reservatórios de grão médio a grosso (fácies F5 e F6), com alta razão arenito/pelito, e algum grau de erosão na base das camadas, o que permite alguma interconexão vertical. Porém, essa interconexão não é tão eficiente quanto a desenvolvida nos canais turbidíticos, pois a turbulência e poder de erosão das correntes nessa região de transição já é menor que nos canais. As correntes que ultrapassam esta região registram sua passagem pela presença das feições de *bypass*, marcadas pela presença de muitas camadas com estratificação cruzada (fácies F6) e feições tipo *mud drape scour*.

Logo adiante da transição canal-lobo está a região dos lobos propriamente dita, onde as correntes de turbidez desaceleram e depositam a maior parte da carga arenosa que ainda restou e que era transportada na camada basal ou estava em turbulência. Os lobos apresentam como grande vantagem a vasta extensão areal dos reservatórios das camadas de arenitos bem selecionados das fácies F7 e F8. Na parte proximal dos lobos, que possui camadas arenosas mais espessas, pode ser viável a produção por meio de poços de alto ângulo e até mesmo horizontais, que podem aumentar significativamente a produção de cada poço.

A desvantagem dos lobos em termos de reservatório é a ocorrência de níveis pelíticos entre as camadas de arenitos. Cada fluxo desacelera e deposita uma camada arenosa a partir da porção basal inercial ou da suspensão turbulenta sobrejacente. Algum instante depois se deposita a fração arenosa mais fina e argilosa, que viajava mais lentamente, em suspensão na porção mais diluída e menos veloz da corrente de turbidez (fácies F9). Com a cessação da corrente decantam-se os finos hemipelágicos e pelágicos da bacia. Nessa região dos lobos, a corrente de turbidez já chega com um menor poder de erosão do substrato, o que resulta em menor possibilidade de amalgamação entre as camadas arenosas.

Logo adiante, na região da franja turbidítica, são depositadas as frações transportadas pela corrente de turbidez já depletada da maior parte de sua carga arenosa. A energia e a densidade da

corrente de turbidez são relativamente baixas, e sua desaceleração deposita fácies com seqüência de Bouma, com arenitos finos e muito finos, que gradam a pelitos. A razão arenito/pelito é baixa, havendo o domínio dos pelitos. É comum a cimentação parcial ou total das camadas delgadas de arenitos da região de franja dos turbiditos (fácies F9), devido à expulsão dos cátions dos folhelhos para dentro das camadas porosas de arenito, durante a diagênese, desenvolvendo então a cimentação carbonática, sobretudo em reservatórios mais antigos e/ou com soterramento elevado.

Para óleos muito viscosos, essas barreiras pelíticas da região dos lobos e franja podem dificultar imensamente a recuperação de petróleo por meio da varredura pela água de injeção, implicando um menor fator de recuperação, o que diminui bastante a lucratividade dos projetos de produção, já que esses petróleos possuem, também, um menor valor de mercado. Para óleos leves, condensado e gás, que são fluidos de viscosidade bem inferior à dos petróleos de baixo API (alta viscosidade), essas barreiras não causam o mesmo grau de dificuldade de desenvolvimento do reservatório, e o fator de recuperação é, normalmente, bastante superior.

Em reservatórios turbidíticos retrabalhados por correntes de fundo ocorre uma melhor interconexão vertical entre os arenitos dos lobos. As correntes de fundo, presentes em todas as bacias oceânicas, possuem freqüentemente uma velocidade suficiente para erodir os finos depositados no topo de cada camada de turbidito. A atuação repetida das correntes de fundo após os eventos turbidíticos acabará produzindo reservatórios arenosos com boa amalgamação e interconexão vertical das camadas (Mutti *et al.*, 1978). Em bacias fechadas, como riftes, bacias de *antepaís* e de *strike slip*, a ocorrência dessas correntes de fundo e seu efeito benéfico sobre a qualidade dos reservatórios é bastante incomum.

## Considerações finais

Os processos sedimentares associados ao transporte e à deposição em fluxos gravitacionais de sedimentos, especialmente correntes de turbidez, bem como os produtos litológicos resultantes (as fácies sedimentares), trazem implicações muito significativas para as características de permeabilidade e porosidade primárias em sistemas turbidíticos e, por via de conseqüência, em termos de potencialidade como reservatório. Por outro lado, os mecanismos e fenômenos subjacentes que controlam a variação no espaço de tais processos são também de grande importância por definir, em última análise, o volume, a geometria, a segregação granulométrica, a heterogeneidade e o grau de conexão dos corpos sedimentares. Neste sentido, os melhores resultados têm sido obtidos via emprego de abordagens multidisciplinares, integrando dados sedimentológicos, petrofísicos e sísmicos, entre outros, levantados em sistemas turbidíticos antigos e recentes.

A compatibilização das distintas abordagens e escalas por meio do emprego da estratigrafia de seqüências de alta resolução, calcada fortemente na análise de fácies, tem o potencial de contribuir para um melhor entendimento desse tema.

## Agradecimentos

Roberto D'Ávila agradece à Petrobras pela autorização para publicação deste capítulo e aos amigos Saulo Santos, Mário Carminatti e Emiliano Mutti pelas discussões e ensinamentos.

## **6. TURBIDITOS, PELITOS E DEPÓSITOS CAÓTICOS DO GRUPO ITARARÉ (CARBONÍFERO E EOPERMIANO), BACIA DO PARANÁ, NA ÁREA DE DR. PEDRINHO, SANTA CATARINA, BRASIL.**

Este capítulo inclui artigo que visa a publicação no Boletim de Geociências da Petrobras, em língua portuguesa.

Apresenta a caracterização das fácies e processos sedimentares identificados nos estratos do Grupo Itararé na área de estudo. As fácies foram agrupadas, de forma genética, em associações de fácies, sendo caracterizados os sistemas e interpretado o ambiente deposicional da sucessão sedimentar, predominantemente marinho e glácio-influenciado.

O objetivo do trabalho foi apresentar uma descrição detalhada da faciologia e sua interpretação, ponto crucial para embasar a interpretação do contexto deposicional e da estratigrafia do Grupo Itararé nesta tese, já que as mesmas fácies e associações de fácies mostram interpretações bastante distintas em trabalhos de outros pesquisadores.

# **TURBIDITOS, PELITOS E DEPÓSITOS CAÓTICOS DO GRUPO ITARARÉ (CARBONÍFERO E EOPERMIANO), BACIA DO PARANÁ, NA ÁREA DE DR. PEDRINHO, SANTA CATARINA, BRASIL.**

Roberto Salvador Francisco d'Avila\*, Ariane Santos da Silveira\*\*, Paulo Sérgio Gomes Paim\*\* & Saulo Ferreira Santos\*.

\*Petrobras – E&P - Exploração. Rio de Janeiro, RJ; \*\*Universidade do Vale do Rio dos Sinos – Unisinos. São Leopoldo, RS.

## **RESUMO**

Os estratos carboníferos e permianos das formações Mafra e Rio do Sul, do Grupo Itararé, Bacia do Paraná, em Santa Catarina, são compostos por conglomerados, arenitos e pelitos depositados predominantemente em ambiente marinho glácio-influenciado, relacionados a um contexto deltaico distal ou, mais raramente, a um aporte direto dos glaciares. Os principais depósitos são turbiditos conglomeráticos e arenosos, pelitos formados pela decantação lenta abaixo do nível base de ondas de tempestade e por chuva de detritos de icebergues, bem como estratos caóticos, gerados pela ressedimentação de sedimentos pelíticos e arenosos através de fluxos de detritos, escorregamentos e, localmente, deslizamentos de blocos.

A maior parte da sedimentação do Grupo Itararé em Santa Catarina processou-se em um ambiente marinho, em fases em que o gelo situava-se nas margens da bacia, ocupando altos sobre o embasamento e alguns vales entre as montanhas, com a influência glacial se manifestando de maneira indireta sobre o mar Itararé. Depósitos turbidíticos desenvolviam-se em períodos de descargas catastróficas oriundas do continente, gerando fluxos hiperpicnais que depositaram camadas de turbiditos arenosos e conglomeráticos. Depositaram-se também turbiditos de *outwash* subaquático, oriundos de descargas diretas da base dos glaciares. Em períodos de mais baixa energia ocorreu a sedimentação de depósitos pelíticos à partir de plumas túrbidas derivadas das descargas dos sistemas flúvio-deltaicos. Nas fases em que o gelo se encontrava nas margens da bacia, em contato com o mar, grandes massas de icebergues foram liberadas em períodos de maior temperatura. Estes icebergues, ao derreter, deixavam cair seus detritos para o substrato marinho (*dropstones*), depositando as características fácies de "folhelhos com seixos pingados". Raras e

delgadas camadas de tilitos, preservadas em vales num ambiente continental ou marinho muito raso, na borda da bacia, registram a influência glacial direta.

Cinco sequências deposicionais, separadas por discordâncias de extensão regional, foram identificadas, sendo denominadas, da base para o topo, de sequências 01 a 05. As sequências 01 a 04 equivalem a depósitos do Grupo Itararé e a sequência 05 engloba sedimentitos litoestratigraficamente correlacionáveis à Formação Rio Bonito.

A Sequência 1 repousa diretamente sobre o embasamento granítico pré-cambriano, constituída por um conjunto de estratos pouco espesso (15 a 20 m), caracterizado por pelitos depositados lentamente de suspensão e paraconglomerados de matriz areno-lamosa, gerados por *rain-out* e remobilizados como fluxos de detritos. Não foi possível definir o contexto deposicional, se marinho ou lacustre. Estes depósitos são avermelhados, revelaram-se estéreis para datação palinológica e, em termos de litoestratigrafia, podem correlacionados às Formações Campo do Tenente ou Mafra (basal). As sequências 02 a 04 são compostas por sedimentitos marinhos (turbiditos, pelitos, depósitos caóticos); apenas um delgado pacote, na base da sequência 02, foi possivelmente depositado em ambiente continental. Em termos litoestratigráficos as seqüências 02, 03 e a base da 04 são correlatas à Formação Mafra, ao passo que o intervalo superior da seqüência 04 pode ser correlacionada à Formação Rio do Sul de Schneider *et al.* (1974). O topo da sequência 04 é marcado por uma discordância regional, identificada desde as regiões de Alfredo Wagner e Vidal Ramos até a área de Dr. Pedrinho, ao longo de uma distância superior a 100 km. Esta discordância marca a base da sequência 05, que revela um contexto mais raso, cujos arenitos com estratificações cruzadas, com ondulações (*ripples*) de corrente e de onda e estratificação cruzada *hummocky*, heterolitos areno-pelíticos com acamadamentos *wavy* e *linsen* bioturbados e raros níveis conglomeráticos são interpretados como depósitos flúvio-deltaicos e marinhos rasos, retrabalhados por ondas normais e de tempestade, localmente pelas marés, pertencendo, litoestratigraficamente, à Formação Rio Bonito.

## I INTRODUÇÃO

Para a caracterização faciológica e empilhamento estratigráfico da sucessão foram levantadas seções geológicas de detalhe (escalas 1:20 e 1:50) e semi-detulhe (escala 1:100) na área de Dr. Pedrinho. Para a contextualização regional foram também estudadas diversas seções próximas às localidades de Alfredo Wagner, Vidal Ramos, Aurora, Rio do Sul, Trombudo, Presidente Nereu e Lontras (Fig. 6.1). As unidades litoestratigráficas estudadas são equivalentes às formações Campo do Tenente (?), Maфра e Rio do Sul (Schneider *et al.*, 1974) (Fig. 6.2). As sequências 01 a 04 equivalem a depósitos do Grupo Itararé, ao passo que a sequência 05, correlacionável à Formação Rio Bonito, foi estudada para dar um maior controle estratigráfico às seções levantadas (Fig.6.3). Neste artigo serão abordados, com maior detalhe, apenas os depósitos das sequências 01 a 04.

A pesquisa em afloramentos do Grupo Itararé reveste-se de interesse tanto sob o ponto de vista acadêmico como econômico. Sob a perspectiva acadêmica, o Grupo Itararé é, talvez, a unidade que melhor registra a glaciação permocarbonífera do Gondwana, devido a uma significativa espessura, grande intervalo de tempo envolvido na deposição e vasta extensão areal, cobrindo mais de 700.000 km<sup>2</sup> na Bacia do Paraná (França, 1994).

Em termos econômicos os depósitos do Grupo Itararé possuem interesse por sua relação com a geologia do petróleo, tanto como reservatório, como por sua aplicabilidade como afloramentos análogos. Estes estratos guardam semelhanças com uma sedimentação típica de contexto marinho profundo de diversas bacias da margem brasileira, permitindo, assim, traçar comparações. Esta foi uma das principais motivações para o estudo destes afloramentos, já que diversos tipos de turbiditos configuram os principais reservatórios de petróleo no Brasil, sendo responsáveis pela maior parte das reservas e do volume de petróleo produzido. Estes turbiditos do Grupo Itararé já foram comparados com sistemas turbidíticos canalizados e lobados da margem brasileira por França *et al.* (1996) e d'Avila (1999).

Os turbiditos do Grupo Itararé possuem duas gêneses distintas: cheias de sistemas fluviais e fluxos de degelo subaquosos, saídos da base de geleiras. Assim como boa parte dos chamados turbiditos da margem brasileira, muitos turbiditos do Grupo Itararé foram gerados de fluxos hiperpicnais disparados por cheias catastróficas do sistema fluvial (d'Avila & Santos, 2004a; 2004b; d'Avila & Paim, 2003),

sendo mais similares a sistemas (turbidíticos) mistos (Mutti *et al.*, 2003) que aos turbiditos que preenchem as *foredeeps*. Outros turbiditos do Gr. Itararé foram gerados por fluxos saídos diretamente da base de geleira aterradas no mar, durante as fases de degelo, sendo depositados como turbiditos de *outwash* subaquoso.

Depósitos glaciais originados durante a glaciação permocarbonífera do Gondwana detêm adicionalmente grande interesse para a geologia do petróleo. Em Oman, arenitos glaciais depositados no carbonífero apresentam reservas de óleo *in place* de mais de 3,5 bilhões de barris de petróleo. Na Bolívia cerca de 7 MM bbl (óleo e gás) são produzidos anualmente de depósitos glaciais carboníferos, ao passo que na Austrália mais de 20 campos de gás produzem de reservatórios glaciais depositados no Permiano Inferior (França, 1994).

A atratividade do Grupo Itararé para a geologia do petróleo já foi bem destacada pelos trabalhos de França (1987; 1994), França & Potter (1988; 1991) e Milani & Zalán (2003). Os turbiditos e os depósitos lamosos associados desta unidade constituem, respectivamente, rochas reservatórios e selantes para petróleo, para os quais as campanhas exploratórias originaram, até o momento, algumas acumulações subcomerciais.

Os arenitos “glaciogênicos” permocarboníferos do Grupo Itararé são os reservatórios do mais importante sistema petrolífero da Bacia do Paraná, recebendo o gás produzido pelos folhelhos geradores devonianos da Formação Ponta Grossa (datados do Emsiano, com COT entre 1,5 e 2,5% e picos de até 4,6%, com matéria orgânica Tipo II), sendo selados por *sills* de diabásio (Milani & Zalán, 2003). Arenitos da Formação Rio Bonito (Permiano inferior) são também reservatórios deste sistema petrolífero, sendo selados por pelitos. A maturação deste sistema petrolífero é não-convencional, dependendo grandemente do calor dos espessos *sills* de diabásio (centenas de metros de espessura) intrudidos na seção geradora.

Espessos pacotes caóticos, gerados por fluxos de detritos com graus variados de remobilização, foram gerados à partir de sedimentos de *rain-out* e de prodelta, originando fácies de paraconglomerados de matriz lamosa (“diamictitos”). Estes depósitos ocorrem quando há uma deformação sedimentar e mistura mais completa de sedimentos mergulho abaixo, freqüentemente evoluindo de escorregamentos submarinos, comumente em fases de rápida progradação. Diamictitos tem sido freqüentemente interpretados como tilitos, porém, em Santa Catarina, como de resto

na Bacia do Paraná, tilitos verdadeiros são fácies bastante incomuns nos depósitos do Grupo Itararé.

## II CONTEXTO GEOLÓGICO

O Grupo Itararé é uma unidade litoestratigráfica pertencente à Bacia do Paraná, uma grande bacia intracratônica que abrange uma área sedimentar com cerca de 1.400.000 km<sup>2</sup>, distribuídos entre o Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai, atingindo uma espessura de quase 8.000 metros na região fronteira do Estado do Paraná com o território paraguaio (Zalán *et al.*, 1990 a, b; Milani, 1997). Falhamentos de orientação NE-SW, herdados do embasamento, estão corriqueiramente ligados a movimentações de caráter transcorrente (Zalán *et al.*, 1990b), e sua reativação seria o principal mecanismo controlador do espaço de acomodação em diversos momentos da sedimentação paleozóica (Milani, 1997).

Os sedimentitos glácio-influenciados do Grupo Itararé foram depositados entre o Carbonífero e o Eopermiano, com uma espessura máxima de 1.500 metros, com depocentro na região dos estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul (Fig.6.4). Em Santa Catarina os afloramentos do Grupo Itararé e da Formação Rio Bonito cobrem uma faixa de direção NNW-SSE com largura variável entre 20 km na sua porção sul (área de Lauro Müller e Criciúma) até cerca de 80 km na região de Mafra, no extremo norte do estado.

Os primeiros estudos sobre a idade e a afinidade glacial para os sedimentitos da seção permocarbonífera na Bacia do Paraná foram feitos por Derby (1883). Desde então, sucederam-se diversos estudos sedimentológicos, litoestratigráficos, paleontológicos e paleoambientais dessa seção sedimentar, onde uma boa síntese histórica, embora já com quase quatro décadas, pode ser obtida com a leitura do trabalho de Rocha-Campos (1967).

Os registros sedimentares mais antigos desta seção têm idade atribuída ao Westphaliano (Daemon & França, 1993) e marcam a retomada da sedimentação após um longo período de erosão e/ou não-deposição em que a Bacia do Paraná permaneceu próxima do pólo sul, sob condições de glaciação plena (Crowell, 1983). Este período – do final do Devoniano até o final do Eocarbonífero (Mississippiano) - implica um hiato de aproximadamente 55 Ma no registro sedimentar da bacia. Para Milani (1997) e Milani & Ramos (1998), a superfície discordante que materializa este

hiato possui caráter inter-regional, podendo ter-se originado pela cobertura da bacia pelos lençóis de gelo.

A partir da metade do Carbonífero, à medida que Gondwana afastou-se da região polar (Crowell, 1983), a bacia voltou a apresentar condições de receber sedimentos, depositando-se uma espessa sucessão de diamictitos, pelitos e arenitos, com influência glacial, que integram a porção inferior da Supersequência Gondwana I (Milani, 1997).

## **II.1 Arcabouço Litoestratigráfico**

As formações Mafra e Rio do Sul (Schneider *et al.*, 1974) constituem o pacote rochoso do Grupo Itararé que foi estudado nas áreas de Alfredo Wagner, Rio do Sul e Dr. Pedrinho. Dentre os estudos de campo anteriores destacam-se os trabalhos de Asmus (1967), Asmus & Guazelli (1968) e Guazelli & Feijó (1970), que efetuaram mapeamentos regionais e de detalhe, inclusive elaborando mapas faciográficos para o Grupo Itararé nesta região, sendo sucedidos pelo estudo de Castro (1998). Nas seções mais ao sul afloram predominantemente depósitos da seção mais jovem (Formação Rio do Sul), estudados por Castro (1991), enquanto que para o norte ocorrem sedimentitos progressivamente mais antigos. Em termos de subsuperfície, estes sedimentitos equivaleriam às formações Campo Mourão e Taciba de França & Potter (1988), os quais embasaram sua proposta no estudo de dados de cerca de 100 poços de petróleo. Para França & Potter (1988) cada uma das formações do Grupo Itararé (formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba) corresponderia a um ciclo de retrocesso e avanço da glaciação. Estes ciclos de deglaciação/glaciação também podem ser igualmente depreendidos da faciologia e interpretação ambiental contida no empilhamento proposto por Schneider *et al.* (1974), integrado pelas formações Campo do Tenente/Aquidauana, Mafra e Rio do Sul.

## **III O AMBIENTE DEPOSICIONAL DO GRUPO ITARARÉ**

A sedimentação glácio-influenciada carbonífera e eopermiana mostra uma migração do depocentro de norte para sul ao longo deste intervalo. Os estratos carboníferos mais antigos estão depositados nas porções setentrionais da bacia e, progressivamente, adelgamam-se até desaparecerem na região sul do Estado de Santa Catarina. Daí, para o sul, o registro sedimentar glácio-influenciado está restrito

ao Eopermiano. Esta geometria da “bacia Itararé” sugere a existência de uma paleoborda situada aproximadamente na posição da divisa estadual do Rio Grande do Sul com Santa Catarina. Esta feição positiva, já identificada nos trabalhos regionais de Medeiros (1973; 1998) e Castro (1988), foi denominada de “Plataforma do Rio Grande do Sul” por Milani *et al.* (1998). Este alto só foi ultrapassado quando ocorreu a sedimentação dos depósitos transgressivos pós-carboníferos da Supersequência Gondwana I (Fig.6.5).

Os dados de campo indicam que ao sul da área de estudo, nas regiões de Alfredo Wagner e Vidal Ramos, havia um embasamento mais elevado, com vales mais acentuados, os quais se tornam progressivamente mais amplos e suaves para norte, em direção ao depocentro da bacia, como na região de Dr. Pedrinho. A mesma fisiografia de vales glaciais é freqüentemente identificada pelos estudos efetuados mais ao sul, em território gaúcho (Medeiros, 1973; Dias, 1993; Pinheiro-Machado, 1994; Lopes, 1995; Holz, 1995; Silveira, 2000).

Para Rodí Medeiros (comunicação pessoal, 1996), talvez a única possibilidade de preservação de sedimentitos carboníferos ao sul do paleoalto configurado pela “Plataforma do Rio Grande do Sul” seria como depósitos sub-glaciais na base de profundos vales escavados pelas geleiras.

### **III.1 Itararé marinho ou continental?**

A interpretação do contexto paleoambiental em que ocorreu a glaciação permocarbonífera na Bacia do Paraná é um tema muito controvertido, e um dos pontos mais freqüentes de disputa é se a maior parte dos depósitos pelíticos do Grupo Itararé são sedimentitos lacustres ou marinhos.

Para Daemon *et al.* (1991), a porção basal do Grupo Itararé apresenta uma maior incidência de depósitos glaciogênicos continentais, com a sucessão assumindo um condicionamento marinho cada vez mais acentuado em direção ao topo. Ainda segundo estes autores, as primeiras transgressões marinhas ocorreram no Permiano inferior (Sakmariano). Esta mudança paleoambiental é acompanhada de uma transição de um clima frio (periglacial), que marca a base da sucessão, até um clima temperado, que predomina nas porções intermediária e superior desta unidade. A sedimentação final do Grupo Itararé, registrada pela Formação Rio do Sul, teria ocorrido em condições marinhas bem estabelecidas, o que seria corroborado por uma

fauna de braquiópodos marinhos, identificada por Beurlen (1953). Vesely (2001), integrando estudos de afloramentos e dados palinológicos do Gr. Itararé no estado do Paraná, chegou, basicamente, às mesmas conclusões de Daemon (1991). Estudos mais recentes de palinóforos, efetuados por Souza (2000), indicam, porém, que depósitos marinhos já apareciam no Grupo Itararé desde o intervalo de tempo da Formação Campo do Tenente (base da unidade), persistindo e aumentando sua área de ocorrência até o tempo da Formação Rio do Sul (topo da unidade).

Os ritmitos síltico-argilosos do Grupo Itararé são interpretados, desde muito, por diversos autores (Leinz, 1937; Loczy, 1964), como varvitos, ou seja, ritmitos lacustres com ciclicidade induzida por sazonalidade climática. Cada par silte-argila representaria a deposição ocorrida durante um ano, com a parte síltica indicando a deposição de verão e a porção argilosa representando a de inverno. A presença de algas *Botryococcus* nestes ritmitos reforçava a idéia de varvitos, já que esta alga era considerada uma indicadora de contextos lacustres (Dias, 1993). Contudo, trabalhos posteriores constataram formas marinhas (tasmanáceas e acritarcas) associadas a *Botryococcus* nestes ritmitos, o que indica que a bacia que recebia os glaciares apresentava um contexto salobro a marinho (Dias, 1993; Santos *et al.*, 1996). Os sedimentitos transgressivos da Formação Rio Bonito, cujos dados geoquímicos e paleontológicos indicam, também, condições predominantemente marinhas (Lavina, 1991; Holz, 1995), também mostram a ocorrência de *Botryococcus* (Holz & Dias, 1998).

Próximo a Dr. Pedrinho, área foco deste estudo, nos municípios de Rio Negro (PR) e Mafra (SC), os ritmitos pelíticos do Grupo Itararé foram reinterpretados como turbiditos finos por Salamuni *et al.* (1966) e Rocha-Campos (1967). Na pedreira de Rio Negro estes ritmitos apresentam traços fósseis com baixa icnodiversidade e tamanho diminuto, que, segundo Balistieri (2003), indicam faunas adaptadas a um ambiente cujas variáveis ecológicas são impróprias para a maioria dos animais. Estes ritmitos teriam sido depositados em ambientes marginais marinhos, como estuários, fiordes e baías restritas, onde a energia do meio, o aporte sedimentar, a espessura da lâmina d'água, a disponibilidade de alimento e a salinidade podem flutuar até diariamente. Ainda de acordo com esta autora, a ocorrência comum de traços de deslocamento de artrópodes indicaria, ainda, um ambiente muito raso. Outros estudos sedimentológicos e estratigráficos para as unidades superiores do grupo Itararé, as formações Mafra e

Rio do Sul, têm indicado o mesmo contexto paleofisiográfico de estuários, fiordes (Machado, 1989) ou de baías (Canuto, 1993). A mistura de águas marinhas com a água doce de degelo numa região semi-confinada, como um fiorde ou baías, poderia gerar as condições propícias para o desenvolvimento de formas de vida como as algas *Botryococcus* (Holz & Dias, 1998), bem como ensejar o estabelecimento de icnofaunas de contextos estuarinos/fiordais sujeitos as inundações marinhas. O enorme afluxo de água doce do degelo o “Mar Itararé” levou, possivelmente, a estas condições salobras (Balistieri, 2003; P. A. de Souza, comunicação pessoal 2004).

Assim, a maior incidência de depósitos glaciogênicos continentais do Grupo Itararé estaria na base desta unidade, como frisado por Vesely (2001), e a sucessão assumiria um condicionamento marinho cada vez mais acentuado em direção ao topo (Balistieri, 2003).

### **III.2 As reconstruções paleogeográficas e o papel dos “diamictitos” e das estrias glaciais no Grupo Itararé**

O contexto paleogeográfico regional em que ocorreu a sedimentação Itararé pode ser sintetizado através da Fig. 6.6. A Bacia do Paraná comportou-se como um grande golfo do paleo-oceano Panthalassa e suas margens receberiam uma quantidade cada vez maior de sedimentos fornecidos durante a retração dos lençóis de gelo, criando condições propícias ao desencadeamento de uma ampla gama de fluxos gravitacionais, influenciados ou não pela reativação de falhamentos NE. Nos momentos em que as massas de gelo chegaram até o mar, e, sobretudo, durante os esporádicos avanços dos glaciares, ocorria uma maior liberação de icebergues ou o desenvolvimento de fácies glacioproximais, que materializariam a natureza glácio-influenciada desta sedimentação (Santos, em prep.).

Os sedimentos permocarboníferos da Bacia do Paraná têm sua continuidade para o lado africano documentada por Visser (1987). Segundo ele, ao final do Carbonífero (Stephaniano), a região da Namíbia ao norte da Bacia do Kalahari configurava um platô continental com altitudes entre 1500 e 3000 metros (*Windhoek Highlands*), que provavelmente estendia-se para oeste, até a América do Sul. Estas formações montanhosas teriam abrigado um grande centro de glaciação, cujo padrão de fluxo de sedimentos provindos dos glaciares apontava para o continente sul-americano.

De um modo geral as reconstruções paleogeográficas regionais para a sedimentação glacial permocarbonífera da Bacia do Paraná sugerem a ocorrência de múltiplos e irregulares lobos glaciais adentrando a bacia através das bordas sul, leste e oeste (França & Potter, 1988; Santos *et al.*, 1996). Estas interpretações decorrem da idéia de que os espessos pacotes de “diamictitos” (paraconglomerados) seriam tilitos ou depósitos diretamente originados da base dos glaciares em ambiente subaquático (e. g. Gravenor & Rocha-Campos, 1983), à semelhança dos depósitos de *tills* gerados durante as glaciações do Quaternário. Entretanto, os estudos dos registros de glaciações antigas e seus depósitos sugerem uma dificuldade para a preservação de sistemas glácio-continentais, devido ao pequeno espaço de acomodação disponível. Assim, os depósitos continentais gerados numa glaciação e mesmo os depósitos glácio-continentais do Pleistoceno, têm baixo potencial de preservação (Eyles *et al.*, 1985 e Martini *et al.*, 2001). Para estes autores a maior parte dos depósitos que registram as glaciações antigas se processou no ambiente marinho, menos suscetível à forte erosão que se segue ao soerguimento isostático pós-glacial devido à saída do gelo (*rebound*). Tilitos antigos seriam, portanto, rochas pouco comuns.

Os dados de paleocorrentes, mapas de isópacas e seções estratigráficas regionais indicam que a sedimentação do Grupo Itararé se processava predominantemente para o quadrante norte, aportado da região leste e sul-sudeste do contorno atual da bacia, onde estariam os glaciares, inclusive para os afloramentos da borda ocidental junto ao Arco de Assunção (Rocha-Campos, 1967; França & Potter, 1988; Milani, 1997). Alguns intervalos das formações Mafra e Rio do Sul nos estados do Paraná e Santa Catarina, contudo, apresentam paleocorrentes para SW e W, sugerindo uma fase de inversão do depocentro da bacia, ou a presença de altos locais (Canuto *et al.*, 2001; d’Avila & Santos, 2004b).

### **III.3 Os diamictitos do grupo Itararé – paraconglomerados de matriz lamosa**

Durante os estudos de campo em Santa Catarina observou-se que os depósitos caóticos de paraconglomerados desenvolvem feições variadas em um mesmo nível estratigráfico. Isto depende da maior ou menor deformação sofrida pela massa sedimentar, conforme o mecanismo deposicional seja dominado por escorregamento (menor deformação interna) ou fluxo de detritos (maior deformação interna). O

resultado é um espectro faciológico representado por conjuntos de estratos com feições de dobramentos ou mais deformados e cisalhados, quase totalmente homogeneizados, quando domina o fluxo de detritos. Esta variação faciológica complexa tem levado diversos autores (e. g. Canuto, 1985) a interpretar de maneira bastante distinta pacotes de gênese similar, interpretando-os por vezes como depósitos de fluxos de detritos e escorregamentos de contexto marinho, e em outras vezes, como depósitos continentais diretamente gerados pelo gelo, como tilitos de ablação (*tills de melt-out*) e tilitos verdadeiros, formados na base de geleiras. Contudo, os estudos de afloramentos aqui reportados sugerem que estes sedimentitos representam, na maior parte, depósitos de *rain-out* ressedimentados como fluxos de detritos em ambiente marinho glácio-influenciado. Assim, a ocorrência dos espessos pacotes de “diamictitos” intercalados a turbiditos e ritmitos pelíticos não indicaria a presença de massas de gelo e sim a existência de processos de ressedimentação defronte a construções deltaicas de contexto glacial, com os verdadeiros tilitos limitando-se as porções de borda da bacia, geralmente assentando-se diretamente sobre o embasamento pré-cambriano.

Estes espessos e conspícuos diamictitos (paraconglomerados) do Grupo Itararé foram pioneiramente interpretados por Fuck (1966) como depósitos gerados pela remobilização do material liberado pelas geleiras através de fluxos gravitacionais de massa, que questionou, assim, a ação direta do gelo na deposição destas fácies. Para esse autor os tilitos seriam bem mais raros, ocorrendo sobre pavimentos estriados no embasamento.

Baseados em levantamentos de campo, dados paleontológicos e relações estratigráficas, diversos outros autores, dentre eles Medeiros *et al.* (1971), Medeiros & Thomaz Filho (1973), Gama Jr. *et al.* (1992), Medeiros (1995; 1998), França *et al.* (1996), d’Avila (1999), Vesely (2001; 2006), d’Avila & Santos (2004b) e Santos (em prep.), seguem basicamente esta mesma concepção, relegando também a um plano secundário o papel desempenhado pela ação direta das geleiras na história deposicional do Grupo Itararé. Estes estudos apresentam a idéia de que grande parte do conteúdo sedimentar preservado ao longo da evolução do Grupo Itararé seria marinho, e a atuação direta dos glaciares se daria basicamente junto às bordas da bacia.

Particularmente na região de Rio do Sul, Medeiros & Thomaz Filho (1973) mencionam uma sub-bacia preenchida por “leques submarinos constituídos de arenitos e ritmitos associados a frentes deltaicas de deltas distantes, já erodidos, que se situavam a leste e nordeste de Rio do Sul”.

Eyles *et al.* (1993), seguem praticamente a mesma linha de raciocínio, interpretando os afloramentos da borda leste da Bacia do Paraná como depósitos gerados pela atuação próxima dos glaciares na sedimentação, frisando, no entanto, que nos testemunhos de poços situados no interior da bacia inexistem evidências de depósitos subglaciais no Grupo Itararé. Segundo esses autores, nestes sítios de acumulação, “o componente verdadeiramente ‘glacial’ de sedimentação está provavelmente restrito ao abundante suprimento sedimentar oriundo de correntes de degelo e de icebergues”. O volumoso aporte sedimentar propiciaria a construção de verdadeiros “taludes” sedimentares (“*high substrate relief*”) que, em associação ou não a atividades sísmicas, seriam responsáveis pela ocorrência freqüente de fácies de ressedimentação. Eyles *et al.* (1993) sugerem também que a maturidade textural de alguns arenitos do Grupo Itararé, caracterizada por França & Potter (1991), seria derivada do retrabalhamento fluvial ou marinho costeiro, o que somente ocorreria com o gelo já relativamente distante da área-fonte.

Os paraconglomerados de matriz lamosa, fácies muito comuns no Grupo Itararé (diamictitos), seriam, assim, originados principalmente de processos gravitacionais subaquosos, quais sejam, *slumps* (escorregamentos), *slides* (deslizamentos), *debris flows* (fluxos de detritos). Estes depósitos gravitacionais lamosos associam-se aos depósitos de correntes de turbidez, e juntamente aos depósitos pelíticos formados pela lenta decantação de argila e silte, compõem os principais mecanismos deposicionais neste contexto marinho glácio-influenciado com forte contribuição deltaica.

#### **III.4 As estrias glaciais no Grupo Itararé**

As estrias glaciais presentes no Grupo Itararé parecem ter duas origens distintas: estrias subglaciais geradas na base de geleiras e estrias produzidas pelo arraste de icebergues.

Pavimentos estriados indicativos do paleofluxo de geleiras e interpretados como feições subglaciais estão bem documentados nas bordas sul, leste e oeste da

Bacia do Paraná (e.g. Bigarella *et al.*, 1967; Tomazelli & Soliani Jr., 1982; Rocha-Campos *et al.*, 1988; Caetano-Chang *et al.*, 1990; Riccomini & Velázquez, 1999). Estas estrias mostram um padrão geral de movimento de avanço das geleiras para N-NW (Fig. 6.7).

Rocha-Campos *et al.* (1994) e Vesely & Assine (2002) consideram que parte destas estrias do Grupo Itararé não se desenvolveu pela ação de geleiras e sim pelo arraste da quilha de icebergues sobre substratos lacustres e marinhos, as quais indicam o mesmo sentido geral de movimentação para o quadrante norte. Assim, uma parte dos pavimentos estriados do Grupo Itararé e que são freqüentemente interpretados como indicativos de contextos subglaciais continentais podem, em realidade, tratar-se de leitos marinhos estriados pelo deslocamento de icebergues. Nas possíveis estrias geradas por icebergues descritas por Vesely & Assine (2002) a característica indicativa de terem sido geradas por icebergues é que ocorrem sobre substrato inconsolidado, empapado, sejam arenitos, pelitos ou diamictitos, ocorrendo freqüentemente feições de escorregamento de sedimentos para dentro dos sulcos glaciais. Na área de estudo, próximo de Rio dos Cedros, ocorrem possíveis estrias geradas por icebergues. Formam um delgado nível com sulcos alongados entre camadas de sedimentos pelíticos glácio-marinhos, com clastos caídos de icebergues, sem ocorrer compactação acentuada ou a presença de sedimentos glácio-continentais acima das estrias, como seria esperado no caso de estrias geradas na base de uma geleira continental.

#### **IV FÁCIES SEDIMENTARES NA ÁREA DE ESTUDO**

Na região de Dr. Pedrinho o Grupo Itararé é representado por ortoconglomerados (conglomerados suportados pelos clastos), paraconglomerados (conglomerados suportados por areia e/ou lama), brecha sedimentar, arenitos e pelitos (Tabela 01), que integram cinco associações de fácies.

Os paraconglomerados possuem matriz areno-lamosa ou lamosa-arenosa. A análise macroscópica indica que as frações arenosa e lamosa possuem um teor bastante similar. Os ortoconglomerados formam camadas lenticulares ou tabulares gradadas, com clastos até o tamanho matacão, e também lentes estratificadas, onde dominam os seixos. Os arenitos formam conjuntos de estratos tabulares a lenticulares, de grão predominantemente fino, ocorrendo também arenitos médios e muito finos.

Arenitos grossos e muito grossos são raros. Os sedimentitos pelíticos presentes na região são folhelhos e ritmitos caracterizados pela intercalação de camadas delgadas de siltitos e folhelhos. Localmente ocorrem clastos de tamanho grânulo até matacão, caídos de icebergues (“seixos pingados”), imersos nos pelitos, dispersos ou formando níveis de maior concentração.

#### **IV.1 BRECHAS SEDIMENTARES**

##### **Fácies brecha sedimentar (BRE)**

**Descrição:** Brecha sedimentar avermelhada com matriz areno-lamosa onde flutuam clastos angulosos centimétricos e decimétricos, de até 60 cm de diâmetro. Os fragmentos maiores são, em sua maioria, provenientes de rochas sedimentares, sobretudo de arenito fino amarelado, siltito, folhelho e paraconglomerado de matriz lamosa-arenosa. Clastos de quartzo e de rochas granitóides ocorrem em menor proporção. A espessura mínima da camada é da ordem de 2 m, com o topo da seção bastante alterado e encoberto. O aspecto do afloramento lembra o de um colúvio, mas a presença de fraturas cortando os clastos e de um delgado nível cisalhado na base da brecha indicam tratar-se de uma rocha mais antiga. O intervalo cisalhado basal possui 3 cm a 7 cm de espessura, apresentando o aspecto de um cataclasito, com uma foliação sub-horizontal grosseira, pigmentada por óxidos de ferro e manganês, com fragmentos angulosos bastante cominuídos, compostos por arenito e paraconglomerado de matriz lamosa-arenosa, similar ao pacote situado logo abaixo da brecha (Fig. 6.8).

**Interpretação:** Estas feições e o contexto glacial sugerem tratar-se de um tilito, gerado pelo arraste de uma espessa geleira sobre sedimentos predominantemente arenosos, compactando-os com seu peso e arrancando pedaços irregulares do substrato, que já se encontrava fraturado, devido a vários ciclos de congelamento e derretimento. A remoção de placas do substrato por este processo recebe o nome de *plucking* (Martini *et al.*, 2001). O deslocamento da massa de sedimento e gelo comprimida contra o substrato pela geleira provocou a abrasão e a cominuição de grãos, ao serem “esfregados” contra o substrato sedimentar, gerando o nível cisalhado basal, onde superfícies de cisalhamento sub-horizontais ocorrem no contato com o paraconglomerado lamoso sotoposto, ao longo da superfície de deslocamento da brecha.

## IV.2 FÁCIES DE PARACONGLOMERADOS:

Ocorrem 3 fácies de paraconglomerados, as fácies PLA, PAL e OS, que serão descritas a seguir:

### **Fácies de paraconglomerados de matriz lamosa-arenosa (PLA) ou de matriz areno-lamosa (PAL).**

**Descrição:** São paraconglomerados de cor cinza escura, de matriz lamosa-arenosa ou areno-lamosa, com teor similar da fração lamosa e arenosa. Estas fácies são intergradacionais, tanto lateralmente como na vertical. Os paraconglomerados são polimíticos, com seixos e matacões (até 2 m) de granito, diorito, gnaisse, arenitos, pelitos, e, mais raramente, mica xistos, que juntos perfazem de 2 a 15% do volume rochoso. A fração arenosa de granulação fina e muito fina domina na matriz dos paraconglomerados de matriz areno-lamosa, ocorrendo teores menores das frações média, grossa e muito grossa. Já nos paraconglomerados de matriz lamosa-arenosa a matriz é dominada pelo tamanho silte, com teores menores de argila e areia fina e muito fina, e teores ainda mais baixos de areia média, grossa e muito grossa.

Ambas as fácies apresentam uma estratificação incipiente (*crudelly stratified*) ou um aspecto maciço. Localmente ocorrem restos deformados da estratificação original, com alternância de delgadas camadas de arenito fino e siltito argiloso (Fig. 6.9). Níveis de matacões alinhados, alguns deformando o substrato e sendo recobertos por sedimentos.

**Interpretação:** estas feições sugerem que os paraconglomerados foram originados pelos processos de escorregamento e subsequente evolução a fluxo de detritos a partir de sedimentos arenosos e pelíticos subaquáticos, possivelmente deltaicos/prodeltaicos, que continham seixos “pingados”, clastos caídos de icebergue. São possivelmente sedimentitos de contexto prodeltaico, que, além do aporte deltaico, recebiam sedimentos pelo processo de *rain-out*, sendo posteriormente remobilizados como fluxos de massa. Matacões e outros grandes clastos localmente deformam a laminação e são recobertos por *drape* lamoso, o que sugere que sejam “clastos pingados” de icebergues.

Estes processos de ressedimentação pelos quais conjuntos de estratos pelíticos e arenosos são remobilizados como escorregamentos e depois com fluxos de detritos são observados em outros afloramentos distantes, o que sugere uma escala regional para estes fenômenos. No afloramento de Aurora, cerca de 70 quilômetros ao sul de Doutor Pedrinho (Fig. 6.1) pode-se observar a passagem gradativa de conjuntos de estratos onde a estratificação está deformada, mas ainda preservada (*slumps*), para pacotes onde o fluxo de sedimentos levou a uma homogeneização quase completa da rocha (fluxo de detritos), originando os paraconglomerados. Nos trechos estratificados observam-se camadas centimétricas de arenito fino com ondulações por corrente intercalados a ritmitos siltito-folhelho, bem como algumas camadas mais espessas de folhelho preto e trechos com seixos e blocos “pingados”. Frequentemente as camadas apresentam-se fortemente cisalhadas e dobradas, com fraturas de geometria sigmoidal e estrias interestratais sub-horizontais. Estas deformações foram produzidas durante a movimentação dos estratos como fluxo de detritos.

Antes de haver a compactação, os pacotes caóticos foram comumente recobertos por camadas de arenito, que afundaram no substrato plástico. Em Dr. Pedrinho as camadas de arenitos e conglomerados também deformam plasticamente os paraconglomerados sotopostos, gerando feições de carga e estruturas de chama (Fig. 6.10b). Os paraconglomerados em Aurora apresentam feições similares, apresentando pacotes de arenitos finos e médios que afundam nos paraconglomerados, formando cargas de até 2 m de altura (Fig. 6.10a). Além disso, estes paraconglomerados estão intercalados a ritmitos pelítico-arenosos com clastos caídos de icebergues, também depositados em ambiente marinho, e que foram posteriormente escorregados. Estas feições e associações de fácies mostram que estes depósitos caóticos não se tratam de tilitos de alojamento, mas sim de sedimentos pelítico-arenosos de contexto deltaico glácio-influenciado que foram remobilizados, mergulho abaixo, pela gravidade, através de escorregamentos e fluxos de detritos.

### **Fácies paraconglomerado de matriz síltica – PS**

**Descrição:** Paraconglomerados de cor amarelo claro e matriz síltica ou síltica argilosa, formando pacotes métricos. Apresentam seixos e blocos (1 a 5 % do volume),

dominantemente de rochas granitóides. São maciços, com esfoliação esferoidal e aspecto muito cisalhado, com fraturas de geometria sigmoidal, freqüentemente delineadas por material ferruginoso de cor marrom. Apresentam estrias sub-horizontais e, localmente, estratificação incipiente (*crudelly stratified*) ou bem definida, quando se destacam intercalações de delgadas camadas de siltito amarelo e folhelho cinzento ( fácies Ritmito siltito-folhelho ondulado), bastante dobradas e cisalhadas.

**Interpretação:** Depósitos vinculados a fluxos de detritos gerados pela ressedimentação de depósitos pelíticos marinhos, ricos em silte, oriundos da decantação de plumas túrbidas hipopicnais em ambiente relativamente distal, abaixo do nível base de ondas de tempestade. Estas plumas túrbidas de baixa densidade podem ter se desenvolvido de várias maneiras: a) por fluxos ascendentes saídos diretamente da base de geleiras em ambiente marinho subaquático, b) depósitos de *rain-out* e/ou c) fluxos hipopicnais gerados por cheias do sistema fluvial. As estrias sub-horizontais foram desenvolvidas durante o deslizamento interestratal ocasionado durante o fluxo enquanto as camadas dobradas e cisalhadas representam as fácies originais, menos deformadas pelo fluxo de detritos.

#### **IV. 3 FÁCIES DE ORTOCONGLOMERADOS:**

Ocorrem três fácies de ortoconglomerados, as fácies Cbar, Ctab e Cimb, descritas a seguir:

##### **Fácies Ortoconglomerado de blocos e matacões - Cbar**

**Descrição:** Camadas de ortoconglomerado polimítico com estratificação cruzada, com 1 m a 3 m de espessura. Os clastos são de granitos com e sem biotita, diorito, rochas sedimentares (arenitos, pelitos e paraconglomerados), mica xistos, quartzitos e filitos. A geometria é lenticular ou em cunha, formando grandes lentes estratificadas (Fig. 6.11b). Os contatos basais são erosivos, com escavação de poucos metros. Os clastos variam desde grânulos até grandes matacões (diâmetro em torno de 3 m); os mais alongados mostram imbricação tanto do eixo maior quanto do menor paralelos à direção da paleocorrente (Fig. 6.11a). Níveis cascalhosos sub-horizontais de blocos e matacões por vezes truncam o topo das lentes. Estas lentes estratificadas apresentam tanto a gradação inversa quanto a gradação normal. As

camadas de conglomerado podem estar amalgamadas ou passar abruptamente para camadas lenticulares, lateralmente restritas, de arenito fino, com espessura de 30 cm a 1 m, compostas por *laminasets* de ondulações por corrente sinusoidais ou estratificação cruzada sigmoidal. *Lags* seixosos de espessura centimétrica, espaçados de 15 cm a 20 cm, são freqüentes na base dos *laminasets*. Escapes de fluidos, com fluidização e estrutura em chama, são comuns nos arenitos. Os conglomerados passam ao topo e mergulho abaixo para arenitos médios ou grossos conglomeráticos.

**Interpretação:** são depósitos de corrente de turbidez cascalhosa de alta densidade, formados sob um fluxo trativo de alta velocidade, de duração relativamente longa. As gradações inversas e normais nos conglomerados indicam os estágios acelerante e desacelerante do fluxo, respectivamente. A passagem abrupta para fácies arenosas finas (fácies AFRs) sugere a ocorrência de transpasse (*bypass*) para parte da fração arenosa mais grossa. Os arenitos finos acima dos conglomerados apresentam ondulações por corrente sinusoidais, o que sugere que, após o transpasse, a corrente de turbidez desacelerante ainda apresentava velocidade suficiente para tracionar areia e possuía muito material arenoso em suspensão. Os *lags* cascalhosos nestes arenitos indicam que, apesar do fluxo mostrar uma tendência geral desacelerante, este era ainda instável, ocorrendo picos de velocidade na corrente. Estes corpos cascalhosos com geometria de lentes estratificadas possivelmente correspondem a barras que preenchem a porção inferior, mais confinada, do sistema turbidítico.

### **Fácies ortoconglomerado gradado em camadas tabulares - Ctab**

**Descrição:** Camadas decimétricas (0,15 a 0,6 m), tabulares a lenticulares, de conglomerado clasto-suportado, constituído predominantemente por seixos e grânulos. O conglomerado é polimítico, com clastos de mesma composição que a fácies Cbar, com orientação preferencial sub-horizontal (Fig. 6.12a). O contato basal é brusco, erosivo, e as camadas possuem gradação normal. Estes conglomerados passam abruptamente a arenitos grossos ou finos com estratificação cruzada de baixo ângulo (fácies AGb), localmente com tendência a desenvolver suaves ondulações assimétricas.

**Interpretação:** depósitos de uma corrente de turbidez cascalhosa de alta densidade, trativa e de alta velocidade. O menor tamanho dos clastos e a presença de gradação normal sugerem um fluxo desacelerante com energia e transpasse menores que na fácies Cbar.

#### **Fácies Ortoconglomerado com clastos imbricados/alinhados. - Cimb**

**Descrição:** Camadas com espessuras de 0,5 a 1,5 m, cuja amalgamação produz conjuntos de estratos conglomeráticos com 4 a 5 m de espessura, com geometria na forma de lentes alongadas (Fig. 6.12b). O conglomerado é polimítico e os clastos são similares aos das fácies Cbar e Ctab, ocorrendo alinhados ou imbricados e atingindo até 20 cm de diâmetro. O contato basal é erosivo. O espaço intersticial entre os clastos maiores é preenchido por grânulos e arenito grosso e muito grosso. Algumas camadas passam ao topo, gradacionalmente, a arenito muito grosso conglomerático (fácies AGm). Localmente ocorrem camadas decimétricas da fácies Cimb intercaladas à fácies arenitos finos/médios com ondulações por corrente e sinusoidais (AFr e AFrs).

**Interpretação:** Depósito de corrente trativa de alta energia, de duração relativamente longa, com transpasse para fração arenosa fina. A presença de areia grossa entre os clastos de cascalho sugere um fluxo de alta concentração, possivelmente uma corrente de turbidez de alta densidade, com energia similar, porém inferior àquela responsável pela deposição da fácies Cbar, desenvolvendo depósitos similares a barras turbidíticas cascalhosas, mal definidas.

#### **IV. 4 - FÁCIES DE ARENITOS**

Ocorrem 14 fácies de arenitos, as fácies AGm, AGb, AMs, AMsx, AMb, AFrs, AFR, AMb, AFin, AFp, AFmflu, AFdelg, AFCarg e AFTac, descritas adiante:

##### **Fácies arenito grosso a muito grosso, maciço com seixos dispersos - AGm**

**Descrição:** Camadas lenticulares de arenito grosso a muito grosso, mal selecionado, com teor elevado da granulação fina e muito fina, com espessuras de 1,5 a 2,0 m. Apresenta aspecto maciço, com seixos e blocos dispersos, e, localmente, feições de escape de fluidos (Fig. 6.13a). Na base das camadas ocorrem *lags*

cascalhosos com blocos e seixos maiores, que passam abruptamente aos intervalos arenosos.

**Interpretação:** Depósitos de uma corrente de turbidez de alta densidade, onde os grãos foram sustentados pelo escape de fluidos durante parte do transporte. Com a progressiva saída dos fluidos ocorre a colisão entre as partículas, levando ao aumento da fricção intergranular e a deposição da camada. Estas feições indicam uma corrente de turbidez de baixa a moderada turbulência, com pouca capacidade de segregar eficientemente as populações de tamanho de grão.

### **Fácies arenito grosso a médio com estratificação cruzada de baixo ângulo – AGb**

**Descrição:** Camadas tabulares a lenticulares alongadas de arenito grosso e médio, com grânulos e seixos dispersos, com base erosiva. Estes arenitos formam camadas com 0,3 m a 1,0 m de espessura, com estratificação cruzada de baixo ângulo, por vezes incipiente, freqüentemente com uma ondulação assimétrica suave superposta. Localmente ocorrem estruturas de chama. Esta fácies está associada a camadas tabulares de ortoconglomerados gradados (Fig. 6.13b).

**Interpretação:** depósitos de corrente de turbidez arenosa de alta densidade, trativa e de alta velocidade nos estágios finais. A ondulação no topo das camadas pode ter sido provocada pelo retrabalhamento parcial do leito durante a passagem da porção superior, mais turbulenta, da corrente de turbidez.

### **Fácies arenito médio sigmoidal – AMs**

**Descrição:** Camadas com geometria sigmoidal, com espessuras de 0,5 a 2,0 m, com nível de blocos e seixos na base, passando abruptamente a arenito médio e fino com ondulações por corrente sinusoidais fluidizadas. O contato basal é erosivo. O nível conglomerático basal possui clastos alinhados ou imbricados (Fig. 6.14a) e passa abruptamente para arenitos com *laminasets* de ondulações por corrente sinusoidais ou estratificação cruzada sigmoidal, com *lags* seixosos de espessura centimétrica, espaçados de 10 a 20 cm. O escape de fluidos por vezes destrói a laminação, gerando microfalhas pelo colapso das lâminas com a saída dos fluidos.

**Interpretação:** Depósito de uma corrente de turbidez areno-cascalhosa de alta densidade, trativa, de alta energia, de duração relativamente longa. Com a desaceleração os clastos atingiam o leito sendo tracionados pelo fluxo turbulento

sobrepassante, ocorrendo *bypass* para parte da fração arenosa mais grossa. A brusca passagem para o intervalo com ondulações por corrente sinusoidais sugere que, após o *bypass*, o fluxo desacelerante possuía velocidade relativamente baixa, mas suficiente para tracionar areia fina, havendo também muito material arenoso fino decantando da suspensão. Os *lags* cascalhosos nos arenitos indicam que durante a fase desacelerante o fluxo era bastante instável, com picos de velocidade na corrente.

### **Fácies arenito médio a fino, maciço, com seixos dispersos – AMsx**

**Descrição:** Camadas lenticulares de arenito médio a fino, maciço, mal selecionado, com teor elevado da granulação grossa e muito grossa, com espessuras de 0,7 a 1,2 m. Apresenta aspecto maciço e intervalos com ondulações por corrente sinusoidais parcial a totalmente obliteradas pelo escape de fluidos (Fig. 6.14b). Ocorrem blocos e seixos dispersos.

**Interpretação:** depósitos de uma corrente de turbidez de alta densidade, onde os grãos foram possivelmente sustentados pelo escape de fluidos e colisão entre partículas, sugerindo um baixo teor de argilas na camada basal do fluxo no momento da deposição. O desenvolvimento da tração parece ter operado de maneira pulsátil, nos estágios finais de deposição, com as estruturas sendo obliteradas pelo escape da grande quantidade de fluidos trapeada com os grãos junto ao leito recém depositado.

### **Fácies arenito fino e médio com ondulações por corrente sinusoidais – AFrs**

**Descrição:** Camadas com geometria lenticular ou em cunha, com espessura variando de 0,5 a 3,0 m. O arenito possui granulação fina a média, seleção moderada a boa, com *laminasets* compostos por ondulações por corrente sinusoidais (Fig. 6.15a), geralmente deformadas pelo escape de fluidos tardi-deposicional, por vezes gerando estruturas em chama.

**Interpretação:** depósitos gerados pela diluição de uma corrente de turbidez de alta densidade, sob velocidade alta/moderada, com atuação da tração junto ao leito associada à queda de grande quantidade de grãos ainda suspensos na corrente de turbidez, formando assim as *ripples* sinusoidais. A fuga de fluidos trapeados com os grãos desenvolveu estruturas de escape e em chamas.

### **Fácies arenito médio com estratificação cruzada de baixo ângulo – AMb**

**Descrição:** Arenito médio com seixos na base e cruzadas de baixo ângulo no topo, disposto em camadas lenticulares alongadas (0,15 a 0,50 m de espessura) que, amalgamadas, formam pacotes métricos (Fig. 6.15b). A estratificação cruzada de baixo ângulo é marcada pela alternância de lâminas de arenito médio/fino bem selecionado com lâminas de arenito médio mal selecionado, com alto teor de areia fina e presença de areia grossa e alguns grânulos. Na base das camadas ocorre freqüentemente um nível de arenito médio mal selecionado (alto teor de areia fina e grossa), granuloso, seixoso, com os clastos dispersos, com geometria de cunha alongada e espessura de 5 a 20 cm.

**Interpretação:** Depósito de uma corrente de turbidez de alta densidade, trativa, de alta energia, de duração relativamente longa. O fluxo possuía velocidade variável, originando a alternância de lâminas de tamanho de grão e seleção diferentes. A camada basal areno-conglomerática foi depositada pela porção de alta concentração sedimentar da corrente de turbidez, a qual, por diluição, originou uma corrente trativa “normal” de alta velocidade que produziu a estratificação cruzada de baixo ângulo. Este fluxo desacelerante também apresentava um caráter instável, produzindo a alternância das lâminas trativas bem selecionadas (menor concentração) com as lâminas de material grosso mal selecionado (maior concentração).

### **Fácies arenito fino com ondulações por corrente – AFr**

**Descrição:** Camadas de arenito fino a médio, rosado ou amarelado, tabulares, com topo levemente ondulado e espessura decimétrica (0,30 a 1,20 m). Os contatos são bruscos e a base apresenta pouca erosão. As camadas apresentam-se amalgamadas, formando pacotes com até 6 m de espessura. Cada camada mostra *laminasets* compostos por ondulações por corrente ou estratificação cruzada de pequeno porte (Fig. 6.15c). Os *sets* mostram inclinação paralela à paleocorrente das ondulações por corrente. Quando mais intemperizado o arenito apresenta um aspecto maciço. A seleção é boa a moderada. Ocorrem alguns seixos pequenos e grânulos, dispersos ou formando níveis delgados.

**Interpretação:** Depósitos de uma corrente de turbidez trativa, de densidade relativamente baixa, similar a uma corrente hidrodinâmica “normal”, com energia moderada e longa duração. Os pequenos níveis cascalhosos e arenosos mal selecionados sugerem que, ocasionalmente, ocorria um aumento de energia do fluxo, quando a corrente atingia maior concentração sedimentar, comportando-se momentaneamente como um fluxo denso concentrado. A orientação dos *sets* mergulhando paralelamente à paleocorrente sugere a ocorrência de barras de acreção frontal.

### **Fácies arenito médio a fino com estratificação cruzada – AMc**

**Descrição:** Camadas lenticulares, com espessura decimétrica (0,4 a 0,6 m) de arenito médio, localmente fino, com estratificação cruzada incipiente, tangencial ou sigmoidal, localmente com nível centimétrico com laminação plano-paralela no topo (Fig. 6.16a). Em algumas camadas o topo apresenta nível milimétrico (3 a 4 mm) de arenito muito fino laminado seguido por arenito fino com ondulações por corrente, cujas paleocorrentes são opostas à das cruzadas no topo. Esta fácies passa de maneira abrupta para a fácies folhelho preto laminado (FI).

**Interpretação:** corrente de turbidez trativa, com *bypass* da fração arenosa mais fina. O topo das camadas mostra ondulações por corrente de material mais fino que o da base, com paleocorrente oposta, sugerindo aporte de outra fonte, mais distante. A passagem abrupta para a fácies FI registra o momento em que cessa a corrente de turbidez e, com a diminuição da agitação da massa de água, inicia-se a decantação da argila e silte trazidos pela corrente de turbidez, bem como dos próprios finos suspensos que caracterizam a sedimentação normal no contexto distal da bacia (sedimentação de *background*).

### **Fácies arenito fino com clastos e injeção de areia – AFin**

**Descrição:** Camadas lenticulares alongadas, com espessura decimétrica (0,4 m a 0,8 m) de arenito fino, localmente médio, com laminação plano-paralela mal definida, com alguns grandes clastos pelíticos (0,15 a 1,2 m), com orientação sub-horizontal, no meio da camada. A base das camadas apresenta *flutes*, e, localmente, feições de injeção de areia no substrato, com até 1,5 m de altura e largura de 1 m (Fig. 6.16b). Fragmentos vegetais lenhosos ocorrem na base das camadas, atingindo até

0,5 m. No topo das camadas ocorrem localmente ondulações por corrente mal definidas. A passagem para a fácies folhelho preto laminado (FI) é abrupta.

**Interpretação:** corrente de turbidez com base sobrepessurizada, capaz de injetar sedimentos no substrato inconsolidado. O fluxo era bastante turbulento para gerar as *flutes*, e também trativo, desenvolvendo a laminação plano-paralela e o alinhamento dos clastos. A presença de grandes clastos indica o poder erosivo da corrente ao passar pela região à montante. A passagem abrupta para a fácies FI registra o momento em que cessa a agitação das águas e se inicia a decantação dos finos da corrente de turbidez e da bacia.

#### **Fácies arenito fino com laminação plano-paralela – AFp**

**Descrição:** Camadas tabulares ou lenticulares muito alongadas, com espessura decimétrica a métrica (0,45 a 1,35 m) de arenito fino, localmente fino a médio, com laminação plano-paralela (Fig. 6.16c). As camadas são comumente gradadas, com granulação fina a média na base e topo fino a muito fino. Na base das camadas observa-se pouca erosão e a presença de *flutes*, *grooves*, *prod marks* e fragmentos vegetais lenhosos centimétricos. Algumas camadas apresentam ondulações por corrente mal definidas no topo. A passagem é abrupta para folhelho preto laminado (fácies FI) ou ritmitos pelíticos.

**Interpretação:** Depósito de corrente de turbidez de baixa densidade, desacelerante, trativa, de alta velocidade.

#### **Fácies arenito fino a médio maciço/fluidizado – AFmflu**

**Descrição:** Camadas com geometria em cunha, com espessura decimétrica a métrica (0,4 a 1,4 m) de arenito fino a médio, maciço ou com laminação mal definida, perturbada pelo escape de fluidos. A base é erosiva e o topo plano, levemente ondulado (Fig. 6.16d). Esta fácies passa de forma abrupta para folhelho preto laminado.

**Interpretação:** Depósito de corrente de turbidez com muito trapeamento de fluidos na base, desenvolvendo laminação por tração junto ao topo do leito, a qual é parcialmente obliterada pelo escape da grande quantidade de fluidos da base da camada, adquirindo o aspecto maciço nos intervalos mais fluidizados. Possível *bypass*

da fração arenosa muito fina, o que explica a passagem direta desta fácies para folhelho. A presença de erosão mais pronunciada na base sugere que esta fácies registra a ocorrência de canais turbidíticos, de pequeno porte.

#### **Fácies arenito fino em camadas delgadas tabulares – AFdelg**

**Descrição:** Camadas tabulares a lenticulares muito alongadas, com 0,25 a 0,4 m de espessura, de arenito fino a muito fino, maciço ou com laminação plano-paralela mal definida. Localmente há alguns grandes clastos pelíticos (até 0,4 m), sub-horizontais, no meio da camada. As camadas mostram *laminaset*s amalgamados, com estruturas de carga. A base é abrupta e o topo passa bruscamente a folhelho preto laminado (Fig. 6.17a).

**Interpretação:** depósito de corrente de turbidez de baixa densidade, de duração relativamente longa, com a flutuação da energia do fluxo trativo desenvolvendo *laminaset*s amalgamados, com plano-paralelas. Os eventos têm alta frequência, originando estruturas de carga.

#### **Fácies arenito fino em camadas com carga amalgamadas – AFcarg**

**Descrição:** Camadas de arenito fino lenticulares, muito alongadas, amalgamadas, com 0,15 a 0,3 m de espessura, com estrutura de carga pronunciada, formando pacotes de até 2 m de espessura. No topo passam abruptamente para camadas centimétricas de folhelho preto laminado ou ritmito folhelho/siltito, rompidas pelas estruturas de carga e em chama criadas pelo peso das camadas superiores. Os arenitos são maciços ou mostram estratificação cruzada sigmoidal de pequeno porte. A fluidização é freqüente. Localmente as camadas estão dobradas devido a escorregamento. A base das camadas é abrupta, com *flutes* e *grooves* (Fig. 6.17 b).

**Interpretação:** Depósitos de corrente de turbidez de baixa densidade, com os fluxos ocorrendo com uma alta frequência, não permitindo a compactação das camadas e levando ao desenvolvimento de muitas estruturas de carga e em chama, que perturbam a laminação trativa anterior.

### **Fácies arenito fino em camadas delgadas com sequência de Bouma incompleta – AFTac**

**Descrição:** Camadas de arenito fino com geometria lenticular alongada, com base plana e topo ondulado, com espessuras de 0,10 a 0,15 m. As camadas são maciças na base e incluem ondulações por corrente com baixa assimetria no topo, desenvolvendo sequências de Bouma incompletas (Ta-c). Entre as camadas há intervalo centimétrico (1 a 2 cm) de ritmito siltito/folhelho, com lâminas milimétricas de arenito muito fino. Estas camadas formam *bedsets* com 40 a 50 cm de espessura, que passam abruptamente para camadas de folhelho preto laminado (fácies FI, Fig. 6.17 c).

**Interpretação:** Depósito de corrente de turbidez de baixa densidade, desacelerante, com atuação de tração e muita decantação nos estágios finais da deposição, gerando ondulações por corrente com baixa assimetria. Os ritmitos siltito-folhelho, no topo dos arenitos, podem ter se originado de pluma hipopical relacionada com o evento turbidítico.

## **IV.5 FÁCIES PELÍTICAS**

Ocorrem cinco fácies pelíticas: Folhelho preto laminado (FI), Ritmito siltito-folhelho (RSF), Ritmito siltito-folhelho ondulado (RSFo), Ritmito folhelho-siltito (RFS) e Ritmitos Pelíticos dobrados e escorregados (RE) – ver a Tabela 02 e Figs. 18 e 19.

### **Fácies folhelho preto laminado – FI**

**Descrição:** Folhelho preto em camadas espessas (10 a 30 m), com lâminas milimétricas (1-2 mm) de siltito cinza claro. Menos freqüentemente apresenta camadas centimétricas (1-5 cm) de arenito fino a muito fino com ondulações por corrente, as quais apresentam marcas de sola (*tool marks*, turboglifos) e traços de pastagem no topo (Fig. 6.18a). Alguns poucos afloramentos de folhelho preto laminado mostram clastos (seixos e matacões), normalmente de granitos, que deformam o acamamento e são recobertos em *drape* (Fig. 6.18b).

**Interpretação:** Depósitos pelíticos de decantação muito lenta, depositados abaixo do nível base de ondas de tempestade, com chegada ocasional de correntes de turbidez de baixa densidade, caracterizadas pelas camadas de arenitos com ondulações por corrente e turboglifos na base. É a fácies que registra deposição sob

mais baixas condições de energia na região. Os seixos e matacões que deformam o substrato são clastos caídos de icebergue, e sua presença pouco freqüente indica que a passagem de icebergues durante o tempo de deposição da fácies FI era pouco comum.

### **Fácies Ritmito folhelho-siltito - RFS**

**Descrição:** Depósitos espessos (6 a 10 m) de ritmito definido pela alternância de camadas centimétricas (0,5cm - 2 cm) de siltito cinza ou amarelado (cor chocolate quando alterado), gradado ou laminado, que passa abruptamente a camadas (0,3 a 1 cm) de folhelho cinza escuro, que localmente apresenta lâminas submilimétricas de siltito cinza claro (Fig. 6.19). Pode ou não apresentar clastos, geralmente pequenos, com tamanho de poucos centímetros, que deformam o acamamento. Localmente apresentam estrias, entre as camadas com clastos

**Interpretação:** Pelitos formados pela decantação lenta de uma pluma túrbida de baixa densidade (fluxo hipopicnal), num ambiente de águas relativamente calmas e profundas, abaixo do nível base de onda, em contexto prodeltaico distal. É uma fácies de baixa energia, transicional entre as fácies Folhelho preto laminado e Ritmito siltito-folhelho. Ocasionalmente, durante a passagem de icebergues, clastos se desprendiam devido ao derretimento do icebergue, caíam e se depositavam sobre estes ritmitos. As estrias presentes entre as camadas foram geradas pelo arraste da quilha de icebergues no substrato pelítico submarino.

### **Fácies Ritmito siltito-folhelho - RSF**

**Descrição:** Espessos pacotes de ritmito (10 a 50 m) definido por camadas centimétricas (0,2 - 2 cm) a decimétricas (10 - 30 cm) de siltito cinza ou amarelado, gradado e/ou laminado, que se alternam em passagem abrupta ou gradativa com folhelho cinza escuro com lâminas milimétricas de siltito. Ocorrem estruturas de carga e chama nas camadas de siltito grosso. Traços de locomoção e pastagem são comuns em alguns níveis. Localmente ocorrem camadas delgadas (1 a 5 cm) de arenito fino a muito fino, com laminação plano-paralela e/ou ondulações por corrente (Fig. 6.19a), com *tool marks* e turboglifos. Ocorrem clastos que deformam a estratificação, geralmente seixos de rochas granitóides, em proporção variável, ocorrendo, inclusive,

estratos sem seixos. As camadas mais ricas em seixos assumem o aspecto de um paraconglomerado.

**Interpretação:** Depósitos pelíticos formados pela decantação lenta de uma pluma turbida (fluxo hipopical) em ambiente marinho, abaixo do nível base de ondas de tempestade, em contexto prodeltaico intermediário/proximal. Ocasionalmente chegavam correntes de turbidez de baixa densidade, depositando os arenitos com ondulações por corrente e marcas de sola. Os clastos presentes são *dropstones*, caídos de icebergues. As fácies com aspecto de paraconglomerado são fácies de *rain-out* mais intenso, depositadas durante períodos de passagem de uma maior quantidade de icebergues, que, ao derreter, liberavam os clastos e demais sedimentos trapeados no gelo.

#### **Fácies Ritmito siltito-folhelho ondulado - RSFo**

**Descrição:** Pacotes espessos (15 a 20 m) constituídos por camadas centimétricas (3 - 7 cm) de siltito amarelado, gradado e/ou laminado, que passam, de forma abrupta para níveis centimétricos (0,5 a 1,5 cm) de folhelho cinza escuro. As camadas são tabulares, com ondulação suave. Por vezes o siltito apresenta ondulações por corrente. Ocorrem níveis com traços de locomoção e pastagem. Localmente ocorrem seixos que deformam a laminação, predominando clastos de rochas granitóides. Regionalmente estes pacotes pelíticos tornam-se deformados para o topo, desenvolvendo dobras e feições de cisalhamento passando, com o aumento paulatino da deformação, para paraconglomerados de matriz síltica (fácies PS; Fig. 6.19b).

**Interpretação:** Sedimentos pelíticos formados pela decantação lenta de uma pluma turbida hipopical em ambiente marinho abaixo do nível base de ondas, em contexto prodeltaico proximal/intermediário. Ocorria a chegada ocasional de correntes de turbidez de baixa densidade, registrada como arenitos com ondulações por corrente e marcas de sola ou por camadas centimétricas de siltito com ondulações por corrente. As evidências acima sugerem uma energia um pouco maior que na fácies RSF. Os clastos presentes são *dropstones*, desprendidos quando do derretimento de icebergues. Feições como dobras e cisalhamento são deformações deposicionais desenvolvidas durante o escorregamento dos pacotes pelíticos. Com o

aumento da deformação estes estratos escorregados evoluíram a fluxos de detritos, caracterizados pelas fácies de paraconglomerados de matriz siltica.

### **Fácies Ritmitos Pelíticos dobrados e escorregados – RE**

**Descrição:** Camadas dobradas e cisalhadas de ritmito siltito-folhelho (fácies RSF) e/ou folhelho-siltito (fácies RFS), de cor cinza ou amarelo claro, por vezes com intercalações de camadas arenosas, com alguns seixos e blocos dispersos, formando pacotes de 20 a 30 m de espessura. Podem mostrar desde dobras suaves até isoclinais apertadas com eixo horizontal. As camadas de arenito intercaladas são geralmente de grão fino e ocorrem cisalhadas, esgarçadas (com *boudinage*), dobradas. Por vezes observam-se feições relictas de carga na base dos arenitos. No topo destes pelitos geralmente afloram paraconglomerados ou pacotes de arenitos cuja base é marcada por grandes feições de carga (Fig. 6.20).

**Interpretação:** Essa fácies representa a remobilização gravitacional de depósitos das fácies RSF e RFS através de escorregamentos. O escorregamento é um fenómeno comum na região de prodelta, pois trata-se de área com substrato inclinado, dominada por sedimentos finos ricos em água, muito suscetíveis à remobilização, devido à baixa resistência ao fluxo.

Os blocos e seixos dispersos nos pelitos relacionam-se, possivelmente, a blocos caídos de icebergues que atingiram o substrato prodeltaico, antes do escorregamento. Com o aumento da deformação esta fácies passa, paulatinamente, a paraconglomerados de matriz lamosa-arenosa ou areno-lamosa. As camadas arenosas tratam-se de turbiditos de prodelta, também deformados pelo escorregamento.

## **V O AMBIENTE DEPOSICIONAL DA ÁREA DE ESTUDO**

A coluna sedimentar estudada atinge uma espessura máxima da ordem de 450 m, constituída por uma seção lamosa, dominada por pelitos e paraconglomerados, interrompidos por alguns espessos pacotes de arenitos e ortoconglomerados. As diferentes fácies sedimentares foram agrupadas em associações de fácies levando em conta os processos e geometrias deposicionais e o contexto deposicional. Já a

interpretação dos sistemas deposicionais considerou a sucessão vertical e a transição lateral entre as diversas associações de fácies, bem como o conteúdo fossilífero dos estratos.

As fácies presentes se originaram em sistemas marinhos glácio-influenciados. A sedimentação processou-se em águas relativamente profundas, abaixo do nível base de onda, sendo composta por pelitos de decantação lenta associados a turbiditos e depósitos caóticos caracterizados pela intercalação de fluxos de detritos e escorregamentos. Localmente estas fácies mostram uma maior influência dos processos de *rain-out* desprendido de icebergues, com presença comum de detritos caídos de icebergues. Mais raramente ocorrem estratos originados em sistemas continentais subglaciais (Tabela 02).

Estes diferentes sistemas foram depositados em fases de maior ou menor influência dos glaciares sobre a bacia receptora, conforme as massas de gelo estivessem mais próximas ou distantes da bacia.

### **V.1 Ambiente Continental - depósitos glácio-continentais subglaciais (tilito)**

Nas áreas de Alfredo Wagner, Vidal Ramos e Dr. Pedrinho possíveis depósitos glácio-continentais subglaciais são representados por tilitos de alojamento, que ocorrem como camadas delgadas e com pequena extensão areal em todas as áreas examinadas. Em Alfredo Wagner e Vidal Ramos outros possíveis tilitos foram identificados, respectivamente, por Rocha Campos *et al.* (1988) e por Saulo Santos (comunicação verbal, 2000), aflorando como paraconglomerados de matriz lamosa e lamosa-arenosa, com estrias glaciais, alojados no embasamento pré-Cambriano (afloramentos de Alfredo Wagner e Vidal Ramos). Em Dr. Pedrinho os tilitos identificados são representados pela fácies BRE (brecha sedimentar), rica em clastos angulosos de rochas sedimentares, que recobre um substrato cisalhado produzido pela movimentação das geleiras.

### **V.2 - Ambiente Marinho**

Os estratos marinhos do Grupo Itararé em Santa Catarina foram sedimentados em lâmina d'água relativamente profunda, abaixo do nível base de ondas de tempestade, em duas situações principais: em regiões que receberam o aporte direto de sedimentos supridos por geleiras aterradas no mar e, situação mais comum, em

contexto deltaico distal (região de prodelta). Estes dois contextos serão resumidos a seguir.

### **Leques submarinos de *outwash* subaquático**

Lonne (1995;1997), descreveu seções do Pleistoceno de Svalbard (Ártico norueguês) onde ocorrem leques submarinos ricos em fluxos gravitacionais, gerados por jatos de *outwash* subaquático, desenvolvidos no contato com geleiras aportadas de fiordes. Estes depósitos mostram similaridades com o Grupo Itararé e são constituídos por pacotes de turbiditos areno-conglomeráticos lenticulares, associados mergulho acima a um sistema de contato com o gelo que possui granulação grossa. Os turbiditos de *outwash* subaquático se desenvolveram com o avanço de uma geleira mar adentro através de um fiorde (*tidewater valley glacier*). Possuem espessura de 15m e foram depositados em lâmina d'água estimada entre 50 e 100m, em curto intervalo de tempo, ao longo de poucas décadas (Lonne, 1997).

O leque submarino é construído abaixo ou logo acima do nível de aterramento subaquático do glaciar, onde a geleira se destaca do substrato marinho mais íngreme ou se aterra sobre um *sill* submarino no interior ou na desembocadura de um fiorde. Em qualquer destes casos o leque turbidítico representa a acresção de sedimento derivado do glaciar no talude frontal de um “degrau” pré-existente na topografia do substrato marinho.

Lonne (1995) interpreta que estas cunhas clásticas submarinas de sedimento grosso foram totalmente depositadas em ambiente subaquático, defronte a linha de aterramento de um *tidewater glacier*, que possivelmente possuía um *terminus* parcialmente flutuante. Esta cunha clástica consiste em depósitos estratificados com *foreset* e *bottomset*, similares a deltas tipo Gilbert, que exibem downlap sobre o talude pré-existente, porém sedimentados em águas profundas, sem exposição subaérea e sem relação com fácies de *topset* relacionadas a uma planície distributária deltaica. Muitos destes leques possuem uma forma linear, perpendicular à direção de aporte sedimentar. Em caso de fontes de aporte pontual a geometria é mais comumente em leque ou formando um corpo alongado paralelo à direção de suprimento. Grandes frentes de geleira de *tidewater* formam leques submarinos coalescentes, chamados de *Apron* submarino de contato com o gelo.

## Contexto deltaico

Sistemas deltaicos se desenvolvem onde a carga sedimentar trazida por um rio se acumula ao chegar numa bacia marinha ou lacustre. Segundo Reading & Collinson (1996) um delta típico é subdividido em 3 partes principais: a) planície deltaica, a zona predominantemente subaérea dominado por rios distributários, associados e separados por baías, lagos; planícies de inundação, planícies de marés, pântanos, alagadiços e salinas; b) frente deltaica, a zona de interação entre o sistema fluvial e os processos baciais, onde se forma a barra de desembocadura, e c) prodelta, zona de sedimentação calma dos sedimentos suspensos trazidos pelo rio. Esta sedimentação lenta é apenas perturbada por fluxos gravitacionais, tais como deslizamentos, escorregamentos e fluxos de detritos, que remobilizam sedimentos depositados na frente deltaica e/ou no próprio prodelta, e também por correntes de turbidez geradas por cheias fluviais.

Deltas podem ser classificados de acordo com a interação resultante do aporte fluvial com as correntes que retrabalham, em maior ou menor grau, o sedimento depositado na desembocadura fluvial. Assim, nos termos extremos, são desenvolvidos deltas dominados por rio, pela ação das ondas ou das marés, havendo, entretanto, casos intermediários em que duas ou três destas estas forças interagem, desenvolvendo diferentes deltas com suas respectivas faciologias e arquiteturas deposicionais (Coleman & Wright, 1975; Galloway, 1975).

Weimer (1970) destaca que no registro geológico o contexto deltaico pode ser reconhecido pela típica construção da geometria em bulbo ou delta, originada pelo avanço de depósitos clásticos costeiros para dentro de um corpo d'água, e também, dentre outros critérios, pela faciologia, presença conspícua de fragmentos vegetais carbonosos (dependendo de condições climáticas adequadas) e outras feições que indiquem a semi-permanência dos sistemas de drenagem responsáveis pela formação do delta.

Depósitos deltaicos proximais do Grupo Itararé, com fácies de frente deltaica *in situ*, ocorrem na região de Rancho Queimado, 115 quilômetros ao sul de Dr. Pedrinho (Saulo Santos, comunicação pessoal, 2003; Santos, em preparação; d'Avila e Santos, 2004b). Na região de Dr. Pedrinho e cercanias os depósitos do Grupo Itararé são mais distais, predominantemente de contexto prodeltaico, caracterizados por estratos pelíticos formados por decantação lenta, associados a turbiditos arenosos e depósitos

caóticos, sobre os quais chegava o aporte ocasional de detritos carreados por icebergues (*rain-out*). As fácies pelíticas prodeltaicas se formaram pelo aporte freqüente de sedimentos finos trazidos pelos rios e água de degelo. Períodos de fluxos mais intensos de degelo ou cheias fluviais formaram nuvens túrbidas carregadas em areia fina e silte, que depositaram camadas gradadas no prodelta. Já os folhelhos registram os períodos de mais baixo aporte sedimentar para a bacia, em função da menor energia no sistema flúvio-deltaico a montante e/ou das fases de menor volume de degelo dos glaciares. Nestes períodos a maior parte da carga arenosa estava retida no sistema fluvial ou junto à costa. Apenas durante cheias catastróficas do sistema fluvial a concentração sedimentar se tornava mais elevada, formando correntes de turbidez hiperpicnais que conseguiram ultrapassar a região costeira, carregando e depositando a carga arenosa como turbiditos na região de prodelta.

Tanto os sedimentos prodeltaicos sem maior influência glacial, quanto as fácies de *rain-out* originaram pacotes caóticos, devido a uma taxa deposicional relativamente alta, formando estratos empapados em água, diretamente assentados sobre o substrato inclinado do prodelta, o que propiciou a remobilização mergulho abaixo destes estratos.

### **V.2.1 - Depósitos pelíticos prodeltaicos marinhos profundos do Grupo Itararé**

Estes depósitos pelíticos são caracterizados por quatro fácies sedimentares: Folhelho preto laminado (FI), Ritmito siltito-folhelho (RSF), Ritmito siltito-folhelho ondulado (RSFo) e Ritmito folhelho-siltito (RFS). Representam depósitos formados pela decantação lenta de sedimentos finos, argila e silte, num ambiente marinho de águas calmas, relativamente profundas, abaixo do nível base das ondas de tempestade. A associação destas fácies forma depósitos sedimentares com uma espessura total de até 100 m na sequência 4 (Fig. 6.3).

Na região de Dr. Pedrinho ocorrem pelitos com e sem clastos caídos de icebergues (*dropstones*, “seixos pingados”), depositados sob diferentes condições. A dominância de estratos sem clastos caídos sugere que na maior parte do tempo da deposição marinha de baixa energia as massas de gelo estariam distantes do sítio deposicional, com os glaciares preferencialmente aterrados no continente, sem contato com o mar. A intercalação de níveis centimétricos ricos em pequenos clastos caídos com outros níveis pelíticos delgados, sem clastos caídos, sugere flutuações de

alta frequência, com avanços e recuos dos glaciares. Nos momentos de avanço dos glaciares ocorria o desprendimento de icebergues carregados de detritos, liberados com o paulatino derretimento do gelo, produzindo assim os níveis de clastos caídos. Durante os períodos de recuo das massas de gelo, a maior parte dos glaciares perderia o contato com o mar, e os pelitos depositados nestas épocas não apresentariam clastos caídos de icebergues ou, quando muito, mostrariam raros fragmentos.

Em um dos afloramentos, pertencente à seção superior do Grupo Itararé (Fm. Rio do Sul) foram identificadas estrias pouco profundas entre camadas de pelitos com clastos caídos de icebergues, provavelmente geradas pelo arraste da quilha de um icebergue no substrato lamoso do fundo marinho. A presença dos sedimentos glácio-marinhos acima e abaixo destas estrias indica que houve apenas a passagem de um icebergue estriando o fundo e não o rebaixamento do nível do mar e o avanço de uma geleira continental sobre áreas marinhas. Na seção cronoequivalente mais ao sul, na região de Trombudo Central, Rocha-Campos *et al.* (1994) também identificaram possíveis estrias geradas por icebergues.

Intercalados aos pelitos ocorrem turbiditos delgados (como os das fácies RSFo, AFr e AFp), depositados por correntes de turbidez de baixa densidade, constituídos por camadas de arenito fino a muito fino com ondulações por corrente (*current ripples*, com 1 a 3 cm de altura) ou camadas de arenito fino com laminação plano paralela (10-25 cm de espessura), com ou sem ondulações por corrente no topo, freqüentemente com feições de carga e *tool marks* na base. Algumas poucas camadas de turbiditos têm o topo perturbado por clastos caídos de icebergues. Seções ricas em pelitos estão localmente cortadas por intrusivas básicas da Formação Serra Geral (Jurássico), representadas por algumas soleiras de diabásio com 5 m a 10 m de espessura.

Estes depósitos pelíticos do Grupo Itararé são semelhantes às fácies prodeltaicas típicas. Em deltas dominados pelo rio os lamitos e siltitos de prodelta são maciços a bem estratificados, com camadas gradadas, que resultam da decantação de material suspenso em plumas túrbidas ou de correntes de turbidez hiperpicnais (*density underflows*) gerados na desembocadura do rio durante períodos de alta descarga (Bhattacharya & Walker, 1992).

### V.2.2 - Depósitos Caóticos

As principais fácies que integram os depósitos caóticos são: Ritmitos pelíticos dobrados e escorregados (RE), paraconglomerados de matriz lamosa-arenosa (PLA) ou de matriz areno-lamosa (PAL) e paraconglomerado de matriz síltica (PS). Os depósitos caóticos são assim denominados por apresentarem baixo grau de organização interna, sendo comum ocorrerem intervalos onde é difícil precisar o principal mecanismo deposicional atuante, se o fluxo de detritos ou o escorregamento. Estes estratos caóticos foram gerados pela instabilização de pacotes sedimentares relativamente ricos em lama e que foram remobilizados através de escorregamentos e fluxos de detritos, o que provocou uma intensa deformação plástica dos estratos. Os pacotes escorregados são constituídos por pelitos dobrados e deformados por *slump*, e, com o aumento da deformação mergulho abaixo, evoluem às vezes a fluxos de detritos, originando fácies de paraconglomerados. Depósitos caóticos atingem grandes espessuras nas sequências 2 e 4 (Fig. 6.3).

Na região de Alfredo Wagner ocorrem espessos pacotes caóticos equivalentes à Fm. Rio do Sul, correlacionáveis à sequência 4 (e parte da seq. 3?). Estes depósitos são constituídos por intervalos pelíticos deformados, escorregados, que englobam blocos deslizados oriundos de sistemas deltaicos e costeiros, associando-se também a turbiditos areno-conglomeráticos possivelmente gerados por outwash subaquático (Santos, comunicação pessoal, 2003; Santos, em preparação; e d'Avila e Santos, 2004b).

Segundo Eyles & Eyles (1992b), muitas plataformas continentais de clima temperado e com influência glacial marcante apresentam extensos lençóis de diamicton de *rain-out*, formados pela decantação da lama suspensa em plumas túrbidas e por detritos liberados com o derretimento de icebergues. Os processos de ressedimentação são comuns neste ambiente, resultando das altas pressões de poros geradas com a rápida deposição de sedimentos finos, o que reduz a resistência ao cisalhamento dos sedimentos, facilitando a movimentação dos estratos mergulho abaixo. Diamictons gerados desta forma são maciços ou têm estratificação mal definida (*crudely stratified*), ocorrendo associados a turbiditos. Tal como acontece no Grupo Itararé, estes autores reportam que é freqüentemente difícil distinguir diamictons de *rain-out* daqueles formados por ressedimentação. Além disso, muitos

dos diamictitos (paraconglomerados) do Grupo Itararé parecem tratar-se de sedimentos gerados por *rain-out* que foram posteriormente remobilizados por maior ou menor distância.

### **V.2.3 - Turbiditos**

Na área de estudo os depósitos turbidíticos podem ser subdivididos, faciologicamente, em turbiditos areno-conglomeráticos e turbiditos arenosos. Os turbiditos areno-conglomeráticos, de mais alta energia, ocorrem na parte inferior da seção (sequências 2 e 3), enquanto os turbiditos arenosos dominam a porção superior do Grupo Itararé na região (sequência 4) (ver Fig. 6.3).

Turbiditos são aqui definidos como os depósitos de uma corrente de turbidez. As correntes de turbidez são fluxos gravitacionais bipartidos, com uma camada basal laminar, mais densa, e uma porção superior mais diluída e turbulenta. Estas correntes deslocam-se como um fluxo de alta velocidade e maior densidade em meio à água do mar ou de um lago, devido à presença de uma grande quantidade de sólidos transportados. Uma breve síntese sobre correntes de turbidez e turbiditos será apresentada a seguir:

#### **Correntes de turbidez e turbiditos**

O nome corrente de turbidez se originou do aspecto túrbido de torrentes fluviais que adentravam lagos glaciais, o que foi observado pela primeira vez no Lago Geneva, já no século XIX (Forel, 1885 *apud* Middleton & Hampton, 1973). As correntes de turbidez com alto grau de turbulência são o tipo mais estudado, podendo ser subdivididas em três partes: 1) a cabeça, a porção frontal, mais rápida e até duas vezes mais espessa que o resto do fluxo, onde são transportados os grão maiores, que é seguida por 2) o corpo, a região central da corrente onde o fluxo é aproximadamente uniforme, e finaliza com 3) a cauda da corrente, uma zona de rápido adelgaçamento do fluxo, onde dominam os tamanhos de grão menores (Fig. 6.21). A cabeça é uma região de intensa turbulência e erosão do leito, formando escavações no substrato, tais como os turboglifos (*flutes*) e as marcas de objetos (*tool marks*). Nesta região mais turbulenta da corrente, as partículas são erguidas e arremessadas para trás, em direção à cauda, desenvolvendo uma série de redemoinhos.

As correntes de turbidez requerem uma enorme energia para serem iniciadas, podendo ser disparadas por diversos tipos de eventos catastróficos, de curta ou longa duração (Normark & Piper, 1991).

Correntes de turbidez de curta duração são bruscas e com tendência desacelerante (*surge, short-lived*). Os turbiditos gerados por eventos de curta duração são comumente disparados por ondas de tempestade que carregam nuvens de sedimentos de águas mais rasas para mais profundas, freqüentemente ao longo de *canyons* (cânions), ou ainda por choques induzidos por erupções vulcânicas ou terremotos, que geram falhamentos na borda do talude, provocando o colapso e a remobilização de sedimentos mergulho abaixo. Um exemplo de fluxo tipo *surge*, com duração curta (horas), é o das correntes de turbidez detonadas pelo terremoto de Grand Banks, em 1929, onde fluxos de detritos provocados pelo colapso de sedimentos da borda da plataforma evoluíram para correntes de turbidez.

Nos eventos de mais longa duração (*long-lived*) a corrente sofre acelerações e desacelerações, antes de cessar totalmente. São comumente disparadas por cheias fluviais catastróficas, que produzem fluxos hiperpicnais que carregam grandes volumes de sedimentos para lagos ou mares. Por muito tempo, possivelmente devido ao evento de Grand Banks, apenas os fluxos de massa gerados na borda de plataforma foram considerados como mecanismos importantes para originar correntes de turbidez. Mais atualmente os fluxos hiperpicnais têm sido considerados como importantes disparadores de correntes de turbidez (Bates, 1953; Milliman & Syvitski, 1992; Mutti *et al*, 1996; 1999; 2003; Mulder & Syvitski, 1995; Mulder *et al*, 2003; Plink-Björklund & Steel, 2004). Nas bacias da margem brasileira estas cheias descomuns são, provavelmente, o mecanismo mais comum de início de correntes de turbidez. Muitos reservatórios de águas profundas destas bacias são turbiditos originados de fluxos hiperpicnais (Emiliano Mutti & Roberto Tinterrri, comunicação pessoal, 2002; d'Avila & Santos, 2004a; d'Avila *et al*, 2004; Paim *et al.*, 2005, d'Avila *et al.*, 2008).

Correntes de turbidez de grande volume tendem a desenvolver elevadas aceleração e concentração, desenvolvendo uma boa segregação das frações granulométricas no espaço, originando fluxos de altíssima eficiência, com grande transpasse (*bypass*). Fluxos turbidíticos de menor volume tendem a formar correntes que se misturam mais prontamente com a água ambiente, perdendo rapidamente a energia, acelerando menos e, em consequência, depositam sua carga mais próxima

da área fonte. A eficiência de uma corrente de turbidez refere-se à habilidade do fluxo em carregar sua carga sedimentar bacia adentro, segregando as populações de tamanho de grão em diferentes fácies durante este deslocamento (Mutti *et al.*, 1999). Correntes de alta eficiência são geralmente mais turbulentas, de maior volume e segregam melhor as fácies no espaço.

A presença de sedimentos finos é importante, pois aumentam a densidade da corrente, e, através da mistura com a água ambiente, desenvolvem uma maior turbulência na camada superior do fluxo. Os finos proporcionam também uma redução do atrito na camada basal, formando um filme lubrificante entre os grãos maiores, o que permite ao fluxo carregar os sedimentos mais longe. Ao perder os finos, os choques entre os grãos passam a acontecer, o atrito aumenta muito e o fluxo desacelera e deposita a carga areno-conglomerática.

Ao passarem pela região de talude ou outras áreas íngremes as correntes de turbidez aceleram e erodem o substrato, incorporando sedimento e aumentando sua densidade. Esse fenômeno produz uma nuvem túrbida densa que se move rapidamente, até que o fluxo seja obrigado a desacelerar e depositar sua carga. Essa desaceleração deve-se ao decréscimo do gradiente e à diminuição da densidade da corrente, e conseqüente perda de competência do fluxo, quando este sai dos cânions e canais submarinos e se mistura com um grande volume de água ambiente, espalhando-se por regiões mais amplas no sopé do talude. Quanto maiores o confinamento e o gradiente do talude, menor é a diluição da corrente de turbidez e maior a erosão do substrato e a aceleração do fluxo, o que contribui para o aumento da densidade da corrente, possibilitando, assim, o transporte de grãos mais grossos por distâncias maiores. Fluxos de altas densidade e turbulência podem registrar sua passagem apenas como uma superfície erosiva abrupta no substrato e pela deposição de *lags* ortoconglomeráticos, enquanto o restante da carga continua em movimento com a corrente, talude abaixo.

A fisiografia da área fonte e da bacia influenciam sobremaneira o tipo de corrente de turbidez e os depósitos turbidíticos formados. Correntes de turbidez geradas em bacias de *foreland*, com montanhas de grande gradiente e relevo na área fonte atingem uma aceleração catastrófica muito maior que a de correntes de turbidez geradas por fluxos hiperpicnais, geradas por cheias de rios em bacias de área fonte menos elevadas.

Correntes de turbidez de origem hiperpicnal têm sua dinâmica ligada à do sistema fluvial parental. Este sistema fluvial geralmente exibe duas fases deposicionais bem distintas: a fase de baixa/média energia, que configura a sedimentação fluvial “normal”, e a fase de alta energia, com sedimentação catastrófica, quando as cheias produzem fluxos hiperpicnais que constroem sistemas turbidíticos. Nos períodos de cheia catastrófica o sistema fluvial recebe um enorme volume de sedimentos e água, alimentado por chuvas vigorosas, águas do degelo ou rupturas de barragens fluviais ou glaciais, aumentando em muito sua velocidade e a densidade da corrente. Parte dos sedimentos depositados nos períodos “calmos” no canal fluvial e na planície de inundação, ou que foram transportados para jusante até o sistema deltaico/costeiro, são erodidos nesta fase de alta energia e incorporados à corrente. Os fluxos hiperpicnais assim gerados atingem densidade e velocidade suficientes para vencerem o atrito com o corpo d’água receptor, um lago ou mar. Ao invés de originarem um delta ou serem retrabalhados por ondas ou marés, estes fluxos extremamente densos gerados pelos rios conseguem seguir adiante, depositando sua carga como turbiditos na plataforma, talude (ou rampa) e bacia, ultrapassando em muito a região da área fonte flúvio-deltaica durante as cheias catastróficas. A presença de fácies trativas com oscilações de energia e a repetição dos *laminasets* arenosos nas camadas é uma marca característica destes depósitos (Mutti *et al.*, 2003; Mutti, comunicação pessoal, 2002; 2004).

### **Correntes de turbidez em contexto glacial**

Durante uma glaciação continental, como as glaciações do Quaternário no hemisfério Norte e a do Carbonífero e Permiano no Gondwana, existem condições muito propícias para o desenvolvimento de correntes de turbidez. O volume dos fluxos de degelo pode ser enorme, devido à gigantesca quantidade de água aprisionada na forma de geleiras, as quais cobrem áreas imensas e possuem espessuras de centenas de metros ou até alguns quilômetros.

O degelo pode estabelecer fluxos hiperpicnais de grande duração, em função da farta disponibilidade de águas estocadas nos glaciares, do grande volume de sedimento disponível e da baixa temperatura destas águas, o que aumenta a densidade da corrente. Estes fluxos hiperpicnais podem ser originados de diversas maneiras, gerando cheias de energia muito elevada no sistema fluvial (geralmente um

sistema tipo *braided*) a jusante dos glaciares. Cheias extremamente catastróficas, chamadas de *jökulhlaup* ou *Missoula Floods*, podem ser disparadas com a ruptura de lagos glaciais barrados por gelo (Bretz, 1925; Allen & Burns, 1986; Brunner *et al.*, 1999; Anderson *et al.*, 2003) ou por erupções vulcânicas subglaciais, que derretem subitamente grande quantidade de gelo (Björnsson, 1998).

Outro tipo de depósito turbidítico gerado em contexto glacial é o leque de lavagem subaquático (ou “subaquoso”, *subaqueous outwash*), gerado quando um considerável volume de água e sedimentos que estão aprisionados sob pressão no interior da geleira é liberado, através de túneis junto à base do glaciar, desenvolvendo fluxos hiperconcentrados, que desconfinam e depositam sua carga como leques turbidíticos areno-cascalhosos. Estes leques de *outwash* subaquoso freqüentemente se associam a fluxos de detritos e escorregamentos. Exemplos destes depósitos foram descritos para a glaciação do Quaternário (Rust & Romanelli, 1975; Rust, 1977; Powell & Molnia, 1989; Lonne, 1995 e 1997; Russel & Arnott, 2003).

Apesar de ser comum a intercalação de depósitos caóticos e turbiditos nos afloramentos do Grupo Itararé em Santa Catarina, não ocorrem feições que indiquem que estes turbiditos se relacionem geneticamente a estratos caóticos parentais, detonados por colapso de sedimentos na borda da plataforma que desenvolvem fluxos de massa que evoluem para correntes de turbidez, como no caso dos turbiditos de Grand Banks (1929). Diferentemente, os turbiditos estudados na região de Dr. Pedrinho a Vidal Ramos e Alfredo Wagner apresentam duas gêneses distintas: a) correntes de turbidez iniciadas por fluxos de *outwash* subaquático saídos da base de geleiras e b) por fluxos hiperpicnais iniciados no sistema flúvio-deltaico.

### **Turbiditos areno-conglomeráticos gerados por *outwash* subaquático:**

Pacotes de turbiditos areno-cascalhosos com até 30 m de espessura, com extensão regional, são mapeáveis por pelo menos 20 km nas direções *strike* e *dip* da bacia, preenchem vales largos e marcam a porção basal das sequências 2 e 3 do Grupo Itararé na região de Dr. Pedrinho. Estes turbiditos areno-cascalhosos correspondem litoestratigraficamente à Formação Mafra e são compostos por três fácies de ortoconglomerados (Cbar, Ctab e Cimb), três fácies arenosas de grão médio até grosso e muito grosso (fácies AGm, AGb e AMs) e quatro fácies arenosas de grão

médio a fino ( fácies AMsx, AFrs, AMb e AFrs). Estes turbiditos, assim como os paraconglomerados da região, possuem clastos bastante variados, de diferentes rochas do embasamento e de diversas rochas sedimentares, sugerindo o retrabalhamento de material oriundo de uma grande área de drenagem.

Turbiditos areno-conglomeráticos afloram em diversas localidades em Santa Catarina. No clássico afloramento “Massaroca”, na região de Alfredo Wagner, os turbiditos areno-conglomeráticos são similares aos de Dr. Pedrinho, porém são mais jovens, mais delgados, e, aparentemente, mais restritos em área, situando-se estratigraficamente próximo ao topo do Grupo Itararé (Formação Rio do Sul). Em ambas as regiões estes turbiditos de alta energia ocorrem sobre pelitos e pacotes caóticos. Parte destes depósitos caóticos constituía fácies de *rain-out* de contexto deltaico, que se tornaram instáveis e foram ressedimentadas através de fluxos de detritos e escorregamentos, originando paraconglomerados de matriz lamosa (“diamictitos”) e, mais localmente, pelitos escorregados.

A chegada das densas correntes de turbidez cascalhosas provocou o desenvolvimento de estruturas em chama e carga no topo dos depósitos caóticos na área de Dr. Pedrinho, o que indica que estes não estavam compactados quando receberam este aporte (Fig. 6.10b). Em regiões mais íngremes, como nas áreas de margem dos canais, estes turbiditos foram posteriormente remobilizados como blocos deslizantes (*slides*) que deformaram e cisalharam o substrato de pelitos e caóticos durante sua movimentação (Fig. 6.22). Outras feições deformacionais presentes nos turbiditos, mais comuns nos primeiros 5 a 10 m basais dos depósitos, são as estruturas de carga e fluidização de grande porte, que atingem vários metros de altura. Estas feições se devem à amalgamação e o peso das camadas de turbiditos, depositadas num intervalo de tempo pequeno pelas sucessivas correntes de turbidez, sem que houvesse tempo suficiente para ocorrer a compactação e a expulsão da água intersticial dos sedimentos.

O posicionamento estratigráfico dos turbiditos areno-cascalhosos da sequência 2, logo acima de um tilito, sugere que estes turbiditos se originaram de fluxos altamente concentrados, gerados pelos jatos de água de degelo da base de uma geleira aterrada no mar (Fig. 6.23). Estes depósitos são similares aos leques de *outwash* do Quaternário, descritos por Rust & Romanelli (1975), Rust (1977), Lonne (1995; 1997) e Russel & Arnott (2003). No Grupo Itararé outros turbiditos também já

foram interpretados como leques de *outwash* por França & Potter (1991) e Eyles & Eyles (1992). Na seção permocarbonífera cronoequivalente ao Grupo Itararé no lado africano do Gondwana (Formação Dwyka) Visser *et al.* (1986) também reconheceram depósitos de *outwash* subaquático.

Os dois pacotes turbidíticos areno-cascalhosos da área de Dr. Pedrinho mostram um padrão de diminuição do tamanho de grão para o topo (Fig. 6.24), o que indica o decréscimo da energia das correntes de turbidez ao longo do tempo. Possivelmente isto se dá em função da diminuição da potência dos fluxos de degelo, devido ao afastamento e paulatino derretimento e diminuição de volume dos glaciares. As feições trativas nos conglomerados ( fácies Cbar, Cimb, Ctab) e arenitos ( fácies AFRs) e os níveis com aumento do tamanho de grão no interior das camadas indicam que estes fluxos possuíam longa duração, variavam de energia e desenvolviam alto grau de turbulência na camada superior da corrente de turbidez, a qual retrabalhava os sedimentos depositados pela camada basal mais densa da corrente.

Nos turbiditos areno-cascalhosos de Dr. Pedrinho as feições de *bypass* para parte da população arenosa (passagem da fácies Cimb para AFRs), a extensão dos depósitos areno-conglomeráticos mergulho abaixo por vários quilômetros e a geometria de lentes estratificadas destas camadas, similares a barras, sugerem que estes sistemas turbidíticos possuíam eficiência moderada. Estas barras cascalhosas e arenosas são mais similares às barras turbidíticas com *bypass* desenvolvidas em sistemas (turbidíticos) mistos ligados a cheias catastróficas (Mutti *et al.*, 1996) do que às barras de ortoconglomerados de sistemas turbidíticos de altíssima eficiência ( fácies F3, Mutti *et al.*, 1999).

O trato de fácies ideal destes depósitos é mostrado na Fig. 6.25. As porções conglomerática e arenosa mais grossa possuem feições mais típicas de turbiditos, com cascalhos “flutuando” em meio à areia. Os arenitos médios e finos que encimam a seção ( fácies AMb e AFR) são trativos, de menor energia que os da parte inferior do pacote, e são interpretados como depósitos de correntes de turbidez de alta densidade (no sentido de Mutti *et al.*, 1999) ou de fluxos densos concentrados (*concentrated density flows* de Mulder & Alexander, 2001), cuja densidade era menor que a dos fluxos que depositaram as camadas de granulação mais grossa da base da seção.

Uma interpretação alternativa para estas fácies seria a de depósitos de barra de desembocadura de um sistema deltaico. Todavia, a análise sedimentológica em detalhe revela a presença de clastos em meio aos arenitos e de lâminas de material mal selecionado, indicando fluxos de densidade elevada. Além disso, estes arenitos estão situados no topo dos estratos turbidíticos, e são recobertos diretamente por pelitos sem feições de retrabalhamento por onda ou marés, com clastos caídos de icebergues, o que sugere um contexto relativamente profundo, abaixo do nível base de ondas. Desta forma, a associação das fácies, o contexto e a sucessão faciológica vertical sugerem que estes arenitos são também turbiditos.

Tal como nestes turbiditos areno-conglomeráticos de Dr. Pedrinho, a geometria sigmoidal e o caráter progradacional dos turbiditos/depósitos hiperpicnais ocorrem em outros depósitos do Grupo Itararé, como nos afloramentos dos arenitos Lapa e Vila Velha, no Estado do Paraná (d'Avila, 1999; Marques, 2000). Devido à amalgamação freqüente das camadas estes turbiditos podem constituir-se em rochas com boa qualidade como reservatório de petróleo (d'Avila & Paim, 2004; d'Avila *et al.*, 2008).

### **Turbiditos arenosos gerados por fluxos hiperpicnais**

Os turbiditos arenosos afloram na seção superior do Grupo Itararé na região de Dr. Pedrinho, envelopados por espessos depósitos pelíticos. São constituídos por dois pacotes de arenitos finos a médios (20 e 30 m de espessura), em camadas tabulares a lenticulares alongadas, separados por um intervalo de folhelho preto laminado e ritmito folhelho-siltito com 5 m de espessura. Este conjunto de estratos arenosos, aqui denominado informalmente de Arenito Beckham, possui extensão regional, sendo rastreável por dezenas de quilômetros nas direções *dip* e *strike* da bacia, formando escarpas que se destacam no relevo, freqüentemente formando cachoeiras (Fig. 6.26 e 6.27). Diferentemente dos turbiditos areno-conglomeráticos que preenchem vales largos e se associam a pacotes caóticos, a topografia de fundo dos turbiditos arenosos era mais suave e plana, devido a colmatação e aplainamento do relevo com depósitos pelíticos do topo da sequência 3 (Fig. 6.3). Localmente, porém, ocorriam algumas irregularidades de fundo, como diápiros de lama (Fig. 6.28b), possivelmente gerados pelo crescente aporte de sedimentos arenosos para a bacia durante as fases de construção deste sistema turbidítico. Já na porção proximal da bacia a fisiografia de fundo era diferente, mais encaixada, e seções geológicas indicam que o intervalo

cronoequivalente na região de Vidal Ramos, constituído por um pacote de turbiditos arenosos, informalmente denominado de Arenito Vidal Ramos, preenche vales acentuados, quase cortando o embasamento.

Os turbiditos arenosos são predominantemente de granulação fina, também média, sendo constituídos por sete fácies sedimentares: arenito médio a fino com estratificação cruzada (AMc), arenito fino com clastos e injeção de areia (AFin), arenito fino com laminação plano-paralela (AFp), arenito fino a médio maciço/fluidizado (AFmflu), arenito fino em camadas delgadas tabulares (AFdelg), arenito fino em camadas com carga amalgamadas (AFcarg) e arenito fino em camadas delgadas com sequência de Bouma incompleta (AFTac).

O tamanho de grão predominantemente fino dos arenitos sugere que estes tenham se depositado de correntes de turbidez de densidade relativamente baixa, cujos fluxos iniciais ainda possuíam uma base sobrepresurizada (Fig. 6.28a), capaz de provocar a injeção de areia no substrato. Estes fluxos podem ter-se desenvolvido pela diluição de correntes turbidíticas de alta densidade ou mesmo sido já iniciados como correntes de densidade relativamente baixa, com alta turbulência junto ao fundo (Fig. 6.29a), produzindo turboglifos. As correntes de turbidez possuíam frequência e taxa de deposição relativamente altas, indicadas pela presença comum de estruturas de carga e em chama. Escorregamentos locais, com alguns metros de espessura, sugerem que os turbiditos tenham se depositado numa área com declividade (Fig. 6.29b), como a região de prodelta.

A seção do Arenito Beckham (Fig. 6.27) mostra a presença de fácies mais finas na base do pacote, ocorrendo arenitos de grão médio em direção ao topo, o que indica um aumento da energia deposicional ao longo do tempo de deposição da sucessão turbidítica. Devido à grande cobertura por vegetação e solo, a possível transição destes arenitos finos e médios para depósitos pelíticos mergulho abaixo não está clara na região de Dr. Pedrinho. Todavia, no pacote turbidítico similar, aflorante em Vidal Ramos, é possível verificar os depósitos laterais e distais dos turbiditos arenosos: as camadas decimétricas de arenito fino a médio passam lateralmente a camadas centimétricas de arenito fino com ondulações por corrente, que se intercalam aos pelitos depositados de plumas hipopícnais geradas durante os períodos de quiescência, sem correntes de turbidez. O trato de fácies ideal para o Arenito Beckham é apresentado na Fig. 6.30.

A passagem abrupta para pelitos no topo das camadas turbidíticas, bem como a relativa escassez de ondulações por corrente, no topo das camadas, pode ter sido causada pelo escape mais lento dos fluidos da camada basal da corrente de turbidez, desenvolvendo um menor grau de turbulência na camada superior, que teria menor energia para tracionar o leito e desenvolver ondulações por corrente. Parte da fração arenosa muito fina está comumente ausente, sugerindo o *bypass* desta fração corrente abaixo. O material pelítico fino depositado no topo da camada pode ter-se originado do processo de *flow lofting*, que consiste na geração de uma pluma túrbida pela elutriação de finos e água doce da camada basal da corrente de turbidez, criando uma nuvem ascendente de baixa densidade, que decanta sua carga fina quando a água ambiente é muito pouco agitada (Sparks *et al.*, 1993; Mutti *et al.*, 2003). Outra possibilidade é que estes finos sejam depositados diretamente de fluxos hipopícnais (Bates, 1953), geneticamente relacionados com as cheias que originaram os fluxos hiperpícnais parentais dos turbiditos.

Dado o contexto glacial, acredita-se que os turbiditos arenosos da região de Dr. Pedrinho foram possivelmente disparados por fluxos hiperpícnais criados durante grandes cheias fluviais (*jokulhläups?*) (Fig. 6.31). As seguintes feições sedimentológicas também indicam fluxos hiperpícnais como os precursores destes turbiditos:

**a)** as camadas possuem feições indicativas de fluxos de longa duração com variação de energia, tais como diversos níveis de aumento e diminuição de tamanho de grão na mesma camada, lâminas de grãos mais grossos destacando-se em meio a sedimentos mais finos, que representam possíveis picos de cheia (segundo Mutti, 2002, comunicação pessoal; Mutti *et al.*, 2003), e *laminasets* amalgamados, com carga na base. Estas feições sugerem que a corrente de turbidez está sendo continuamente alimentada e que não conseguiu desenvolver densidade e aceleração suficientes para descolar do fluxo parental. Camadas geradas por fluxos de curta duração, tipo *surge*, por outro lado, são geralmente desacelerantes, desenvolvendo comumente camadas gradadas com uma sucessão de estruturas indicativas da redução da energia para o topo das camadas, como no caso da sequência de Bouma.

**b)** a presença comum de fragmentos de vegetais superiores nos turbiditos, que sugerem a existência de duas etapas no desenvolvimento da sedimentação: os períodos de baixa energia que caracterizam a fase “normal” do sistema fluvial, quando

a vegetação crescia nas terras altas e na planície de inundação do rio, e os momentos de altíssima energia, com as cheias catastróficas, em que o rio transbordava violentamente, erodindo os depósitos marginais e arrancando a vegetação que proliferou nos períodos de baixa energia.

Depósitos do sistema fluvial geneticamente relacionado a estes turbiditos não foram identificados nos afloramentos do Grupo Itararé na região a montante da área de estudo (Alfredo Wagner e Vidal Ramos). Isto se deve, provavelmente, ao baixo espaço de acomodação para os sedimentos continentais no ambiente glacial. Com a repetição de ciclos de avanço e recuo glacial e com o soerguimento da área fonte pelo reajuste isostático (*rebound*), ocorre a erosão quase total dos depósitos glaciais continentais e costeiros, preservando apenas delgados pacotes de tilitos acomodados e preservados no fundo de paleovales glaciais.

## **VI O MODELO DEPOSICIONAL EVOLUTIVO PARA O GRUPO ITARARÉ NA ÁREA DE DR. PEDRINHO**

A deposição do Grupo Itararé no Estado de Santa Catarina é representada por estratos turbidíticos, pelíticos e caóticos, depositados num contexto predominantemente marinho, de rampa prodeltaica, glácio-influenciada, entre o final do Carbonífero e o início do Permiano, alternando fases de maior ou menor proximidade das massas de gelo (Fig. 6.32). De fato, o ambiente de plataforma distal em contexto glaciomarinho de baixo relevo, conforme definido por Eyles & Eyles (1992b), guarda muitas similaridades com a deposição do Grupo Itararé, quais sejam: a) deposição de sedimentos finos suspensos a partir de plumas; b) ressedimentação mergulho abaixo; c) presença de estrias geradas por icebergues.

A “sedimentação Itararé” foi desenvolvida ao longo da glaciação permocarbonífera, mostrando uma influência progressivamente menor das geleiras com o tempo, seguindo uma tendência de melhoria climática em direção a climas temperados, a qual fica evidenciada na sequência 5, litoestratigraficamente correlata à Formação Rio Bonito, registrada por sistemas costeiros associados a carvão.

O registro da passagem dos glaciares, tanto na área de estudo como em afloramentos do Grupo Itararé por todo Estado de Santa Catarina, ficou registrada na forma de raros e delgados pacotes de tilitos e estrias subglaciais. Uma delgada

camada de tilito, assentada sobre depósitos caóticos, registra um destes avanços do gelo na região de Dr. Pedrinho.

Os espessos pacotes caóticos das sequências 1 e 2, foram gerados pela instabilização, devido à alta taxa de sedimentação, de sedimentos pelíticos e turbidíticos prodeltaicos que recebiam clastos caídos de icebergues.

Com o início do degelo o grande volume de água saído da base das geleiras depositou turbiditos areno-conglomeráticos como leques de *outwash* subaquoso, acompanhando a margem da geleira em retração, apresentando um padrão geral *fining upward*, devido à diminuição da energia e do aporte com o tempo. O trato de fácies ideal para estes turbiditos mostra que as correntes de turbidez possuíam capacidade elevada, depositando ortoconglomerados com clastos de até 3m e segregando camadas arenosas de granulação fina. O pacote turbidítico areno-conglomerático da sequência 3 é recoberto por pelitos com alguns clastos pingados, que sugerem que os glaciares estavam afastados do sítio deposicional, e a chegada dos icebergues era apenas esporádica. Estes icebergues foram possivelmente liberados de alguns recortes costeiros tipo fiorde, onde as massas de gelo ocasionalmente entravam em contato com o mar. Na região à montante, em Vidal Ramos (ao sul), estes vales e recortes são acentuados, íngremes, entalhados no embasamento. Os vales tornam-se progressivamente mais largos e suaves para o quadrante norte, escavados nos sedimentos, em direção à bacia, como na área de Dr. Pedrinho.

Os sedimentos pelíticos proximais mostram a presença de delgadas camadas turbidíticas intercaladas aos ritmitos. Pelitos mais distais ou laterais aos pontos de maior aporte e aqueles gerados com o progressivo afastamento dos glaciares mostram a diminuição da chegada dos turbiditos e o paulatino decréscimo da presença dos siltitos, culminando com a formação dos folhelhos pretos (fácies “Folhelho Lontras”, Schneider *et al.*, 1974). Em nenhum destes depósitos foram identificadas feições de retrabalhamento por ondas ou marés, o que indica um contexto marinho relativamente profundo, abaixo do nível base das ondas de tempestade. Os turbiditos arenosos da sequência 4 estão envelopados por estes pelitos, o que sugere, também, um contexto marinho “profundo” para estes turbiditos (Fig. 6.3)

Diferentemente dos turbiditos de grão mais grosso das seções inferiores, gerados por fluxos de *outwash* subaquático saídos da base das geleiras, os turbiditos arenosos das seções mais jovens foram produzidos por cheias catastróficas do sistema fluvial, cujas causas podem estar relacionadas a fenômenos distintos, tais como chuvas torrenciais, pelo incremento abrupto do volume das águas dos rios devido ao degelo, ou ainda em função de rompimentos de represas de gelo situadas à montante (*jökulhlaup*). O empilhamento vertical dos turbiditos arenosos e seu trato de fácies mostram a passagem de fácies arenosas de granulação média para fácies de granulação muito fina. As evidências paleontológicas e icnológicas sugerem que as condições do mar Itararé, neste período, foram predominantemente salobras para esta seção, o que pode estar indicando certa constância dos eventos de degelo aportando um grande volume de água doce à bacia.

A presença de abundantes fragmentos vegetais nos turbiditos arenosos indica que os glaciares já haviam desocupado uma boa parte do espaço continental na região à montante, sobre o qual se implantou uma vegetação estabelecida com a melhoria climática. Esta transição de um clima frio para condições mais amenas, com o afastamento dos glaciares, deveu-se à deriva desta parte do paleocontinente Gondwana para o norte, afastando a Bacia do Paraná dos centros de glaciação. Durante ciclos glaciais menores, de mais alta frequência, as geleiras chegavam até a margem da bacia, desprendendo blocos de gelo flutuante, que registraram seu vagar pela região através dos clastos pingados e de algumas raras estrias formadas pelo arraste da quilha dos icebergues no substrato.

A seção superior do Grupo Itararé (topo da sequência 4) mostra a passagem paulatina de pelitos prodeltaicos *in situ* para pelitos ressedimentados, escorregados, e paraconglomerados depositados por fluxos de detritos. Nos pelitos escorregados pode-se ainda observar a influência dos icebergues, devido à presença dos clastos pingados. Dentro deste conjunto de estratos pelíticos prodeltaicos há camadas deformadas, dobradas, de turbiditos arenosos com feições de carga pronunciadas, indicando um substrato muito plástico, empapado. No interior de pacotes caóticos espessos podem-se observar grandes blocos de turbiditos, que são megaclastos imersos na matriz lamosa. Ao longo da vertical desta seção, na escala de dezenas de metros, observa-se que a deformação das camadas é acompanhada pelo aumento do teor de silte e areia para o topo. Depósitos de fluxos de detritos

(paraconglomerados lamosos) foram gerados a partir da deformação progressiva dos depósitos de escorregamento produzidos pela instabilização de ritmitos pelíticos e turbiditos. Isto sugere que a remobilização dos sedimentos como fluxos de massa tenha se desenvolvido em resposta a uma progradação relativamente rápida do sistema arenoso, que avançava sobre um pacote prodeltaico predominantemente pelítico, rico em sedimentos argilosos e água, depositado com alta taxa sedimentar sobre um substrato inclinado, condições que são bastante propícias a instabilização. A seção culmina com a chegada discordante dos sedimentos flúvio-deltaicos e marinhos rasos da sequência 5 (Formação Rio Bonito, em termos litoestratigráficos), que marcam uma mudança para um contexto costeiro e marinho mais raso e de clima mais ameno do que aquele prevalecente durante a maior parte do tempo para as seções sotopostas, pertencentes ao Grupo Itararé.

## **VII - CONSIDERAÇÕES FINAIS**

Na porção sul da Bacia do Paraná, em Santa Catarina, os depósitos do Grupo Itararé foram subdivididos em quatro sequências deposicionais, limitadas por discordâncias regionais, que registram a glaciação permocarbonífera do Gondwana. Os sedimentitos presentes nestas sequências foram depositados em ambiente predominantemente marinho glácio-influenciado, relacionado a um contexto prodeltaico. Localmente se observa uma sedimentação diretamente relacionada a geleiras aterradas no mar, que configuravam pontos de injeção de sedimentos clásticos grossos para a bacia. Esta sedimentação é caracterizada por dois tipos de depósitos turbidíticos, gerados por fluxos hiperpicnais e por jatos originados da base de geleiras em recuo (*outwash*), que se associam a depósitos pelíticos prodeltaicos, gerados pela decantação lenta de finos e fracas correntes de turbidez, e a depósitos caóticos, formados pela remobilização de pelitos e turbiditos através de escorregamentos e fluxos de detritos. Mais raramente ocorrem depósitos glácio-continentais que registram ocasionais períodos em que houve um maior avanço dos glaciares sobre a região.

Os depósitos do Grupo Itararé revestem-se de importância para a geologia do petróleo por configurarem reservatórios petrolíferos (subcomerciais) na Bacia do Paraná e por constituírem, provavelmente, os melhores afloramentos análogos, no

Brasil, para os turbiditos, pelitos e depósitos caóticos presentes na margem continental brasileira.

Do ponto de vista científico, além de registrarem a glaciação permocarbonífera do Gondwana, estes afloramentos permitem aprofundar os estudos sobre os depósitos turbidíticos e caóticos.

Para os turbiditos podem-se verificar diferentes tipos de sistemas turbidíticos, sua faciologia contrastante, bem como abordar o tema da gênese dos depósitos, o mecanismo detonador das correntes de turbidez (fluxos de *outwash* subaquático e por fluxos hiperpicnais).

Os mecanismos deposicionais para os paraconglomerados (“diamictitos”) do grupo Itararé foram também reinterpretados. Estes depósitos integram pacotes caóticos espessos, em boa parte formados como fluxos de detritos evoluídos à partir de escorregamentos de sedimentos prodeltaicos (pelitos, turbiditos e fácies de *rain-out*). Os espessos e relativamente contínuos depósitos caóticos do Grupo Itararé servem como *datum* local que auxiliam no entendimento do empilhamento estratigráfico e da evolução deposicional da bacia. Estes “diamictitos” foram, anteriormente, freqüentemente caracterizados como depósitos glácio-continentais subglaciais, tilitos, ou como fluxos precursores para as correntes de turbidez.

Numa visão mais abrangente a reinterpretação destes depósitos como sedimentos marinhos relativamente profundos permite não só a correta caracterização do ambiente deposicional do Grupo Itararé, como também coloca em questão a real dimensão das massas de gelo presentes durante a glaciação permocarbonífera, sobretudo ao final do Carbonífero e início do Permiano. Mais do que modelos, o entendimento da glaciação permocarbonífera no sul do Brasil necessita de estudos regionais mais numerosos e detalhados das fácies sedimentares e das sequências que integram o registro do Grupo Itararé.

## **BIBLIOGRAFIA UTILIZADA**

- ALLEN, J. E.; & M. BURNS. 1986. **Cataclysms on the Columbia**. Portland, Oregon, Timber Press, 213 p.
- ANDERSON, S. P.; WALDER, J. S.; ANDERSON, R. S.; KRAAL, E. R.; CUNICO, M.; FOUNTAIN, A. G. & TRABANT, D. C. 2003. Integrated hydrologic and hydrochemical observations of Hidden Creek *jökulhlaups*, Kennicot Glacier, Alaska. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. F1, 6003.

- ASMUS, H. E. 1967 Geologia de semi-detulhe da região de Dr. Pedrinho, Barra do Prata, Itaió Grande, Serra do Espigão. Ponta Grossa: PETROBRÁS, 53 p. (relatório interno).
- ASMUS, H. E. & GUAZELLI, W. 1968 Geologia de semi-detulhe da região de Dr. Pedrinho, Barra do Prata, Itaió Grande, Serra do Espigão. Ponta Grossa: PETROBRÁS, 52 p. (relatório interno).
- BALISTIERI, P. R. M. N. – 2003 – **Paleoicnologia da porção superior do Grupo Itararé na região de Mafra (SC): limitações paleoecológicas, paleoambientais e estratigráficas.** São Leopoldo, Unisinos, Tese de Doutorado. V.1, 138 p.
- BATES, C. C. 1953. Rational theory of delta formation. **AAPG Bull.**, v. 737, n. 9, p. 2119-2162.
- BHATTACHARYA J.P., WALKER, R.G. 1992. Deltas. In: R.G. WALKER & N.P. JAMES (eds.). **Facies Models – response to sea level change.** Geological Association of Canada. pp.: 157-177.
- BEURLEN, K. 1953. Estratigrafia e paleogeografia das formações Gondwânicas no sul do Brasil. Notas Preliminares, **DNPM**, Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, 10 pp.
- BIGARELLA J. J., SALAMUNI R., FUCK R.A. 1967. Striated surfaces and related features developed by Gondwana ice sheets (State of Paraná, Brazil). **Palaeogeo. Palaeoclim. Palaeoeco**, 3:265-276.
- BJÖRNSSON, H. 1998. Hydrological characteristics of the drainage system beneath a surging glacier. **Nature**, 395, 771-774.
- BRETZ, J. H. 1925. The Spokane flood beyond the Channeled Scabland. **Journal of Geology**, v. 33. p. 97 – 115; 236-259.
- BRUNNER, C. A.; NORMARK, W. R.; ZUFFA, G. G. & SERRA, F. 1999. Deep-sea sedimentary record of the late Wisconsin cataclysmic floods from the Columbia River. **Geology**, v. 27, p. 463-466.
- CAETANO-CHANG, M.R., OLIVEIRA J.P., BRIGHETTI J.M.P. 1990. Pavimento estriado em rochas do Subgrupo Itararé ao longo do Rio Piritubinha, sul do Estado de São Paulo. **Rev. Bras. Geoc.**, 20:333-335.
- CANUTO J. R. 1985. **Origem dos diamictitos e 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 da Universidade de São Paulo).
- CANUTO, J. R. 1993. **Fácies e ambientes de sedimentação da Formação Rio do Sul (Permiano), Bacia do Paraná, na região de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina.** São Paulo. 164 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CANUTO, J. R.; ROCHA-CAMPOS, A. C. & SANTOS, P. R. 2001. Tectono-sedimentary evolution of the Itararé subgroup (late Paleozoic) in the Ponta Grossa arch, Brazil. **An. Acad. Bras. Cienc**, v. 73, n. 3, p. 461.
- CASTRO, J. C. 1988. Stratigraphic Framework of Rio do Sul/Rio Bonito Fms. In Sedimentology, stratigraphy and paleontology of the Gondwana sequence of Paraná Basin. Guidebook, Excursion A2. Seventh Gondwana Symposium, São Paulo. Petrobras, Rio de Janeiro.
- CASTRO, J. C. 1991. **A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltaico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Membro Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná.** Rio Claro, 147 p. Tese de Doutorado em Geologia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

- CASTRO, M. R. 1998. **Fácies e evolução estratigráfica das formações Rio do Sul e Rio Bonito (Membro Triunfo) no vale do Rio Hercílio, SC**. Rio Claro, 113 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista In: UNESP/ I.G.C.E.
- COLEMAN, J; WRIGHT, L. Modern River Deltas: Variability of Processes and Sand Bodies in Broussard, M. L. (ed.). **Deltas, Models for Exploration**. Houston Geological Society, p. 99–149.
- CROWELL, J.C. 1983. Ice ages on Gondwanan continents. **Transactions of the Geological Society of South Africa**, Johannesburg, v. 86, p. 230-261. (Alex L. du Toit Memorial Lectures, 18).
- DIAS, M. E. R., 1993. Associações microflóricas dos paleovales do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul, Permiano da Bacia do Paraná, Brasil. **Pesquisas**, UFRGS. Porto Alegre 20 (2), 132-140.
- D'AVILA, R. S. F. 1999. **Análise de fácies e estratigrafia física do Arenito Lapa, Grupo Itararé, Bacia do Paraná, Brasil**. Porto Alegre, UFRGS, Dissertação de Mestrado. 350 p.
- D'AVILA, R. S. F.; ARIENTI, L. M.; ARAGÃO, M. A. N. F.; VESELY, F. F.; SANTOS, S. F.; VOELCKER, H. E.; VIANA, A. R.; KOWSMANN, R. O.; MOREIRA, J. L. P.; COURA, A. P. P.; PAIM, P. S. G.; MATOS, R. S. & MACHADO, L. C. R. 2008. Ambientes Marinhos Profundos: Sistemas Turbidíticos (Capítulo X). In: Silva, A. J. C. L. P.; Aragão, M. A. N. F. & Magalhães, A. J. C. (Eds.). **Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil**, 2008. São Paulo: Beca-BALL Edições, p.244-301.
- D'AVILA, R. S. F. & PAIM, P. S. G. 2003. Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos. In: PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F. F. & NETTO, R. G. (Eds.). **Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares – estudos de casos**. p. 93-121. São Leopoldo, Unisinos.
- D'AVILA, R. S. F. & SANTOS, S. F. 2004a. Reservatórios da margem brasileira e sua comparação com turbiditos de *foredeep* e turbiditos hiperpicnais – discussão e aplicações para a exploração de petróleo. Rio de Janeiro, Petrobras, II SEDEST – Seminário de Estratigrafia e Sedimentologia. Relatório Interno.
- D'AVILA, R. S. F. & SANTOS, S. F. 2004b. Depósitos gravitacionais das bacias do Paraná e Itajaí – Guia do Workshop de Campo. Rio de Janeiro, Petrobras. Relatório Interno.
- D'AVILA, R. S. F.; SOUZA CRUZ, C. E.; OLIVEIRA FILHO, J. S.; JESUS, C. M. DE; CESERO, P. DE; DIAS FILHO, D. C.; LIMA, C. C. DE; QUEIROZ, C. L.; SANTOS, S. F. & FERREIRA, E. A. 2004. Fácies e modelo deposicional do Canyon de Almada, Bacia de Almada, Bahia. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 251-286.
- EYLES, C. H.; EYLES, N. & MIALL, A. D. 1985. Models of Glaciomarine Sedimentation and their Application to the Interpretation of Ancient Glacial Sequences. **Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.**, v. 51, p.15-84.
- EYLES, N.; & EYLES, C. H. 1992a. Tectonics and Sedimentation in the Permian-carboniferous Parana Basin, Brazil (Itarare Group). Curitiba, PETROBRAS/NEXPAR (Relatório Interno).102 p.
- EYLES, N.; & EYLES, C. H. 1992b. Glacial Depositional Systems. In: R.G. WALKER & N.P. JAMES (eds.). **Facies Models – response to sea level change**. Geological Association of Canada. pp.: 73-100.

- EYLES, C.H.; EYLES, N.; FRANÇA, A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Palaeozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology*, Oxford, v. 40, p. 1-25.
- FRANÇA, A. B. 1987. **Stratigraphy, depositional environment, and reservoir analysis of the Itarare Group (permo-carboniferous), Parana Basin – Brazil**. Tese de Doutorado, University of Cincinnati. 240 pp.
- FRANÇA, A. B. 1994. Itarare Group: Gondwanan Carboniferous-Permian Of the Parana Basin, Brasil. In: Deynoux, M., Miller, J.M.G., Domack, E.W. (Eds.) **Earth's Glacial Record**. Cambridge, p. 70-82.
- FRANÇA, A. B. & POTTER, P. E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, v. 2, n. 2/4, p. 147-191.
- FRANÇA, A. B. & POTTER, P. E. 1991. Stratigraphy and Reservoir Potencial of Glacial Deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil. **AAPG Bull.** v. 75, No.1, p. 62-85.
- FRANÇA, A. B.; WINTER, W. R.; ASSINE, M. L. 1996. Arenitos Lapa-Vila Velha: um modelo de trato de sistemas subaquosos canal-lobos sob influência glacial, Grupo Itararé (C-P), Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências** v. 26, n. 1, p. 43-56.
- GALLOWAY, W. E. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems, in Broussard, M. L. (ed.). **Deltas, Models for Exploration**. Houston Geological Society, p. 87–98.
- GAMA Jr., E. G.; PERINOTTO, J. A. J.; RIBEIRO, H. J. P. S. & PADULA, E. K. 1992. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Subgrupo Itararé: tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional. **Revista Brasileira de Geociências** v. 22, n. 2, p. 228-236.
- GONÇALVES, A. & TOMMASI, E. 1974. Mapeamento faciológico do Grupo Itararé no Estado de Santa Catarina. Ponta Grossa: PETROBRÁS / DESUL, 19 p. (relatório interno, 437).
- GRAVENOR, C. P. & ROCHA-CAMPOS, A.C. 1983. Patterns of Late Paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of the Paraná Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 43, n.1-2, p. 1-39.
- GUAZELLI, W. & FEIJÓ, F. J. 1970. Geologia de semi-detalhe do centro-leste e sudeste de Santa Catarina. Ponta Grossa: PETROBRÁS, 2 v. (relatório interno).
- HOLZ, M. 1995. **O intervalo gonduânico basal (Eo-Permiano) da Bacia do Paraná na região nordeste do Rio Grande do Sul - um exercício de Estratigrafia**. Porto Alegre, 2 vol. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- HOLZ, M. & DIAS, M. E. R. 1998. Taphonomy of palynological records in a sequence stratigraphic framework: an example from the Early Permian Paraná Basin of southern Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology** 99, p. 217-233
- LEINZ, V. 1937. Estudos sobre a glaciação Permo-Carbonífera do sul do Brasil. Rio de Janeiro, **DNPM** (Boletim 21).
- LAVINA, E. L. C. 1991. **Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 291 p.

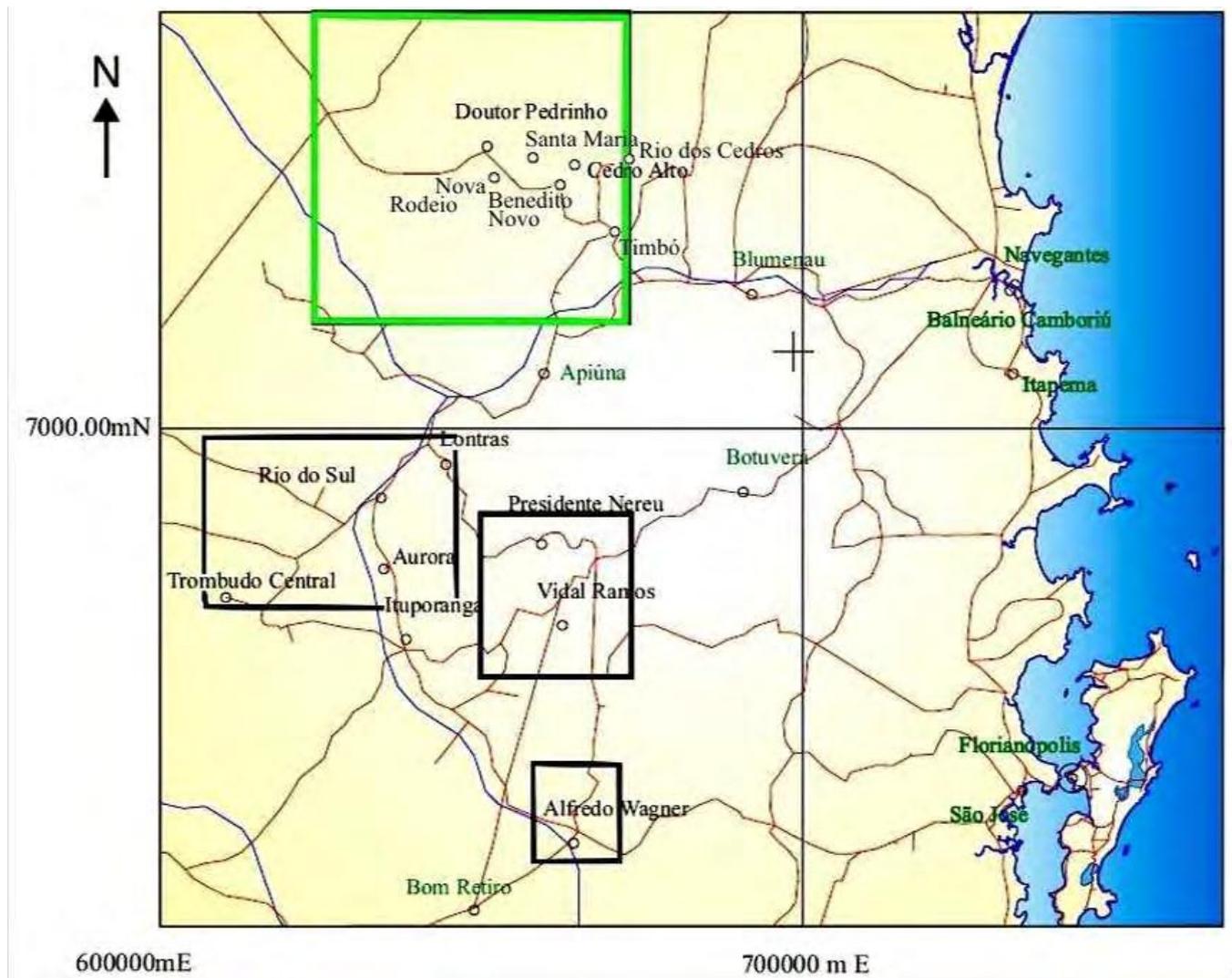
- LOCZY, L. de. 1964. Problemas da estratigrafia e paleogeografia carbonífera da Bacia do Paraná, Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, 214:
- LONNE, I. 1995. Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. **Sedimentary Geology**, v. 98, p. 13-43
- LONNE, I. 1997. Facies characteristics of a proglacial turbiditic sand-lobe at Svalbard. **Sedimentary Geology**, v. 109, p. 13-35.
- LOPES, R. C. 1995. **Arcabouço Aloestratigráfico para o Intervalo "Rio Bonito-Palermo" (Eopermiano da Bacia do Paraná), entre Butiá e São Sepé, Rio Grande do Sul**. São Leopoldo, Dissertação de Mestrado em Geologia, Centro de Ciências Tecnológicas, Universidade do Vale dos Sinos, 254 p.
- LOPES, R.C. & LAVINA, E.L. 1995. Arcabouço aloestratigráfico para o intervalo "Rio Bonito-Palermo" (Eopermiano), entre Butiá e São Sepé, RS. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2, Porto Alegre, 1995. Resumos... Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 51-56.
- LÓPEZ-GAMUNDÍ, O.R. & ROSSELLO, E. A. 1998. Basin fill evolution and paleotectonic patterns along the Samfrau geosyncline: the Sauce Grande basin-Ventana foldbelt (Argentina) and Karoo basin-Cape foldbelt (South Africa) revisited. **Geologische Rundschau**, Berlim, v. 86, p. 819-834.
- MACHADO, L. C. R. 1989. **Fácies e arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé em Alfredo Wagner (SC) - Sedimentação periglacial**. Ouro Preto. 164 p. Dissertação de Mestrado em Geologia, Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto.
- MACKIEWICZ, N. E., POWELL, R. D., CARLSON, P. R. E MOLNIA, B. F. 1984. Interlaminated ice-proximal glaciomarine sediments in Muir Inlet, Alaska. **Marine Geology**, v. 57: 113-147.
- MARQUES, E. J. J. – 2000 - **Aplicação do método de radar de penetração de solo (Ground Penetrating Radar) na análise estratigráfica do sistema de arenitos Lapa/Vila Velha - Grupo Itararé, Neocarbonífero da Bacia do Paraná, Brasil**. Porto Alegre, 244 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MARTINI, I. P.; BROOKFIELD, M. E. & SADURA, S. 2001. **Principles of Glacial Geomorphology and Geology**. Upper Saddle River, Prentice Hall. 381p.
- MEDEIROS, R.A. & THOMAZ FILHO, A. 1973. fácies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. Anais... Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, p. 3-32.
- MEDEIROS, R. A. 1995. Hierarquia e caráter cronoestratigráfico dos tratos de sistemas marinhos transgressivos associados às formações Rio do Sul, Rio Bonito e Palermo. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2, Porto Alegre, 1995. Resumos... Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 76-77.
- MEDEIROS, R.A. 1998. História da evolução da estratigrafia na exploração de petróleo no Brasil. Boletim da ABGP, Rio de Janeiro, n. 2, p. 9-29.
- MEDEIROS, R.A.; THOMAZ FILHO, A.; RONCARATI, H. 1971. Projeto Rio Bonito – Fase I. Ponta Grossa: PETROBRÁS, 402 p. (relatório interno).
- MILANI, E.J. 1997. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. Porto Alegre. 255 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- MILANI, E.J.; FACCINI, U.F.; SCHERER, C.M.S.; ARAÚJO, L.M.; CUPERTINO, J.A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. **Boletim IG USP**, São Paulo, Série Científica, n. 29, p. 125-173.
- MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. 1994. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82.
- MILANI, E.J.; & RAMOS, V. 1998. Orogenias Paleozóicas no domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, 28 (4): p. 473-484.
- MILANI, E.J.; & ZALÁN, P. V. 2003. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes**, Vol. 22, no. 3, P. 199 –205.
- MILLIMAN, J. D. & SYVITSKI, J. P. M. – 1992 – geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. **Journal of Geology**, v. 100, p. 525-544.
- MITCHUM, R. M.; JR. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 1: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: PAYTON, C. E. (ed.). **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon exploration**. AAPG memoir 26, p. 117-143.
- MULDER, T. & ALEXANDER, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. **Sedimentology**, v. 48, p. 269-299.
- MULDER, T. & SYVITSKI, J. P. M. – 1995 – Turbidity currents at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. **Journal of Geology**, v. 103, p. 285-299.
- MULDER, T.; SYVITSKI, J. P. M.; MIGEON, S.; FAUGÉRES, J. C. & SAVOYE, B. – 2003 – Marine hiperpicinal *flows*: initiation, behavior and related deposits. **Marine and Petroleum Geology**, V.20, p. 861–882.
- MUTTI, E., DAVOLI, G., TINTERRI, R., & ZAVALA, C. – 1996 - The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. **Memorie di Scienze Geologiche**, 48, p. 233–291.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., BENEVELLI, G., ANGELLA, S., DI BIASE, D., CAVANNA, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. **Marine and Petroleum Geology**, v. 20, p. 733–755.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., REMACHA, E.; MAVILLA, N., ANGELLA, S., & FAVA, L. 1999. **An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective**. AAPG Course Note, 39, p. 93
- NORMARK, W. R. & PIPER, D. J. W. – 1991 – Initiation Processes and *flow* evolution of turbidity currents: implication for the depositional record. In OSBORNE, R. H. (ed.). **From Shoreline to Abyss: Contributions in Marine Geology in Honor to Francis Parker Shepard**. Tulsa, SEPM (Spec. Pub. 46), p. 207-230.
- NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R.A.; MÜHLMANN, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Boletim Técnico da PETROBRÁS, Rio de Janeiro, v. 12, n. 3, p. 291-346.
- PAIM, P. S. G.; SILVEIRA, A. S. S.; BIDÓIA, R.; VARGAS, J. M.; D'AVILA, R. S. F.; FONSECA, M. M.; FACCION, J. E. & SANTOS, S. F. - 2005 – Estudo comparativo dos depósitos gravitacionais do Grupo Itararé – Bacia do Paraná, com os depósitos do Complexo de Apiúna - Bacia do Itajaí. São Leopoldo, UNISINOS/PETROBRAS, Relatório Interno.

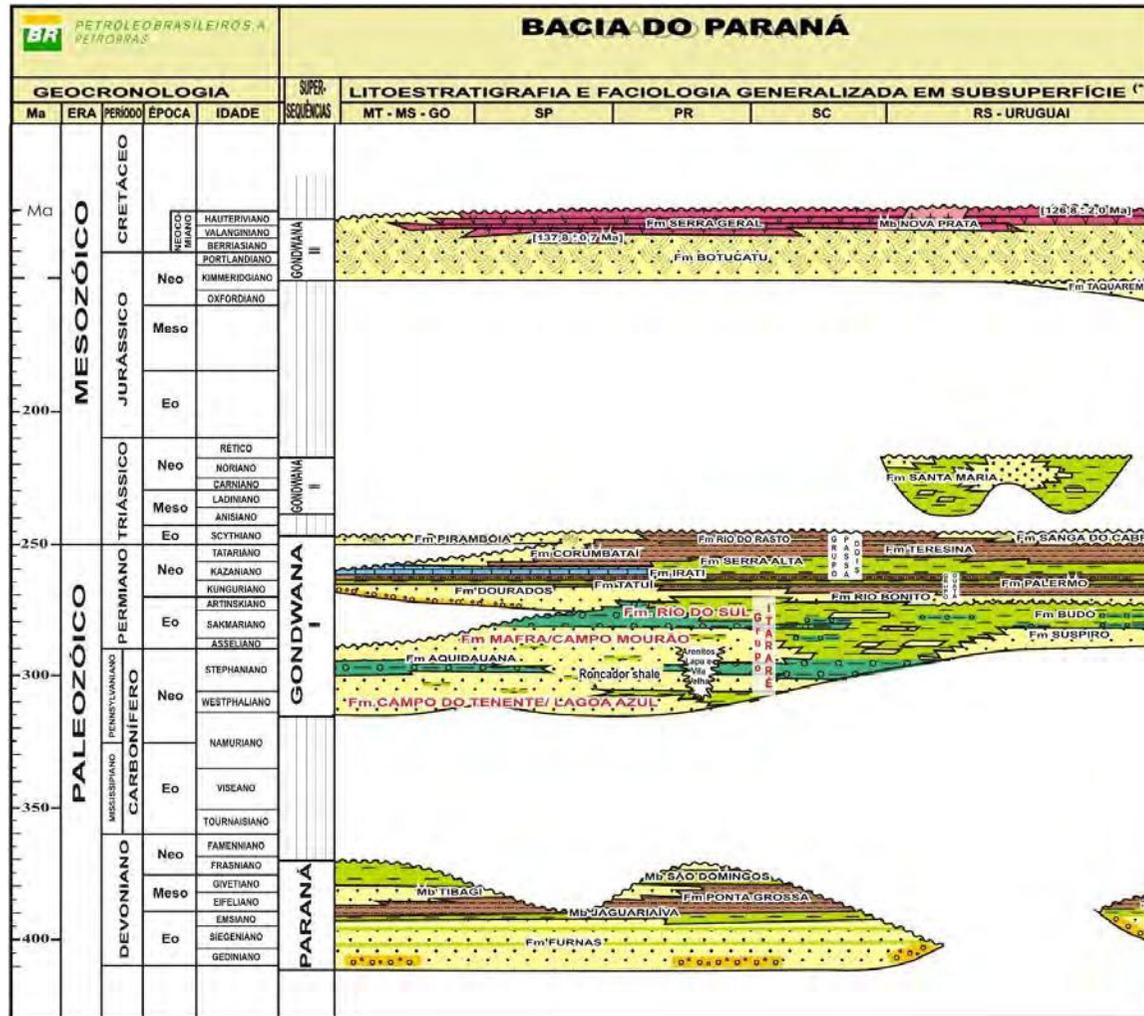
- PERINOTTO, J. A. J. & PIRES, P.F.R. 1992. Ritmitos ondulados da Formação Rio do Sul (P-C), Bacia do Paraná, na Região de Alfredo Wagner (SC). **Geociências** (UNESP), São Paulo, v. 11, n. 1, p. 49-62.
- PINHEIRO-MACHADO, M. A. –1994 – O degelo final permiano e seu registro geológico na borda sudeste da Bacia do Paraná (Paleovale de candiota – RS). Porto Alegre. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS, 173p.
- PLINK-BJÖRKLUND, P. & STEEL, R. J – 2004 - Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal *flow* turbidites. *Sedimentary Geology*, v.165, p. 29–52.
- POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P. – 1999 – **Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications**. Tulsa, SEPM. SEPM Concepts in Sedimentology and paleontology n. 7. 204p.
- POWELL, R.D., MOLNIA, B.F. 1989. Glacimarine sedimentary processes, facies, and morphology of the south-southeast Alaska Shelf and fjords. *Marine Geology* 85, 359-390.
- READING, H. G. & COLLINSON, J. D.1996.Clastic Coast. In: Reading, H.G. (Editor).*Sedimentary environments:processes facies and estratigraphy*.3ª edição.Oxford: Blackwell Science, p. 154-231.
- RICCOMINI, C. & VELÁZQUEZ, V.F. 1999 Superfície estriada por geleira neopaleozóica no Paraguai Oriental. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 29, n. 2, p. 233-236.
- 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.; 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**, São Paulo, v. 19, p. 39-46.
- ROCHA-CAMPOS, A. C.; SANTOS, P. R. dos; CANUTO, J. R. 1994. Ice scouring structures in Late Paleozoic rhythmites, Paraná Basin, Brazil. In: DEYNOUX, J. M. ; MILLER, J. M. G.; DOMACK, E. W.; EYLES, N.; FAIRCHILD, I. J. & YOUNG, G. M. (eds.). **Earth's Glacial Record**. International Geological Correlation Project 260 – Earth's Glacial Record (UNESCO/IUGS/IGCP). Cambridge, Cambridge University Press (266 p.), p. 234-240.
- RUSSELL, H. A. J. & ARNOTT, R. W. C. – 2003 - Hydraulic-jump and *Hyperconcentrated-flow* deposits of a glacialigenic subaqueous fan: Oak Ridges moraine, southern Ontario, Canada. **Journal of Sedimentary Research**, v. 73, n. 6 p. 887–905.
- RUST, B. R. & ROMANELLI, R. –1975 – Late quaternary subaqueous *outwash* deposits near Ottawa, Canada. In: JOPLING, A. V. & MCDONALD, B. C. (eds.) – 1975 – **Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation**. Tulsa, SEPM Spec. Pub. No. 23. p. 177 – 192.
- RUST, B. R. -1977 - Mass *flow* deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canada: diagnostic criteria for subaqueous *outwash*. **Can. J. Earth Sci.** v.14, p. 175-184.
- SANTOS, P. R dos; ROCHA-CAMPOS, A.C.; CANUTO, J.R. 1996. Patterns of late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 125, p. 165-184.

- SANTOS, S. F. (em prep.) **Análise Faciológica e Estratigráfica do Permiano Inferior (Gr. Itararé e Fm. Rio Bonito) da Bacia do Paraná na Região de Alfredo Wagner (SC)**. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SCHNEIDER, R.L.; MÜHLMANN, 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: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 41-65.
- SILVA, J. G. R. 2000. Estudo de cicloestratigrafia nos depósitos eopermianos do Grupo Itararé, Bacia do Paraná, nos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, baseado em dados de testemunho e de perfis de raios gama. Porto Alegre. 288 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SILVEIRA, A. S. 2000. Estratigrafia de Sequências e Evolução Paleoambiental da Sucessão Permiana (Sakmariano-Eokazaniano) da Bacia do Paraná, entre Rio Pardo e Mariana Pimentel (RS). Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UNISINOS;
- SPARKS, S. J., BONNECAZE, R. T., HUPPERT, H. E., LISTER, J. R., HALLWORTH, M. A., MADER, H., & PHILLIPS, J. .1993. Sediment-laden gravity currents with reversing buoyancy. **Earth Planetary Science Letters**, 114, 243–257.
- TOMAZELLI L. J. & SOLIANI E. 1982. Evidências de atividade glacial no Paleozóico Superior do Rio Grande do Sul, Brasil. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 32, Salvador, Anais..., 4:1378-1391.
- VESELY F. F. 2001. Análise de Sequências em Sucessões Glaciais: Estudo de Caso no Grupo Itararé (C-P), Nordeste do Estado do Paraná. Rio Claro. 119 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista.
- VESELY, F. F. 2006. Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) no centro-leste da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 226 p.
- VESELY, F. F. & ASSINE, M. L. 2002. Superfícies estriadas em arenitos do Grupo Itararé produzidas por gelo flutuante, sudeste do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, 32(4):161-162.
- VISSER J. N. J., LOOCK J. C., COLLISTON W. P. 1986. Subaqueous *outwash* fan and esker sandstones in the permo-carboniferous Dwyka Formation of South Africa. **J. Sed. Pet.**, 57:467-478.
- VISSER, J. N. J. & PRAEKELT, H.E. 1996. Subduction, mega-shear systems and Late Palaeozoic basin development in the African segment of Gondwana. **Geologische Rundschau**, Berlim, v.85, p. 632-646.
- VISSER, J. N. J. 1987. The palaeogeography of part of southwestern Gondwana during the Permo-Carboniferous glaciation. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 61, p. 205-219.
- WEIMER, R.J., 1970, Rates of deltaic sedimentation and intrabasin deformation, Upper Cretaceous of the Rocky Mountain region, in Morgan, J.P., ed., **Deltaic Sedimentation, Modern and Ancient**. SEPM Special Publication 15, p. 270-292.
- ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V. T.; NETO, E.V.S.; CERQUEIRA, J.R.; MARQUES, A. 1990a. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M.W.; KOLATA, D.R.; OLTZ, D. F.; EIDEL,

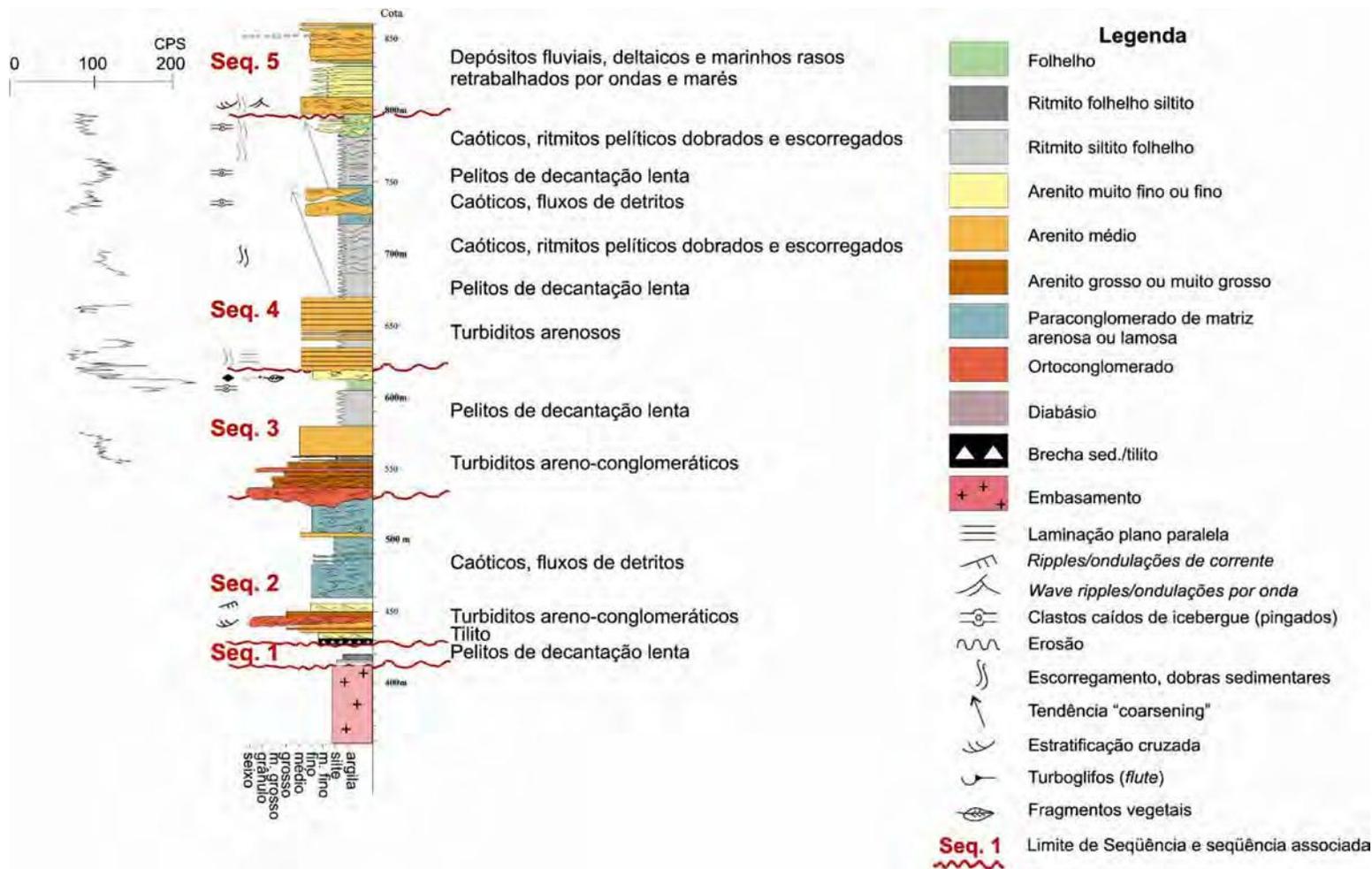
- J. J. (eds.). **Interior cratonic basins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p. 681-708 (Memoir, 51).
- ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O.A. 1990b. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G. P. & MILANI, E.J. (eds.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 415 p.
- ZUFFA, G. G.; NORMARK, W. R.; SERRA, F. & BRUNNER, C. A. – 2000 – Turbidite megabeds in an oceanic rift valley recording jökulhaups of the late Pleistocene glacial lakes of the western United States. **Journal of Geology**, v. 108, p. 253-274.



**Figura 6.1** – Mapa de localização da área de estudo no estado de Santa Catarina. As áreas marcadas com os retângulos negros foram utilizadas para estudos de contextualização regional, ao passo que a área delineada pelo quadrado verde se constitui no objetivo principal deste estudo (figura modificada de Paim *et al.*, 2004) .



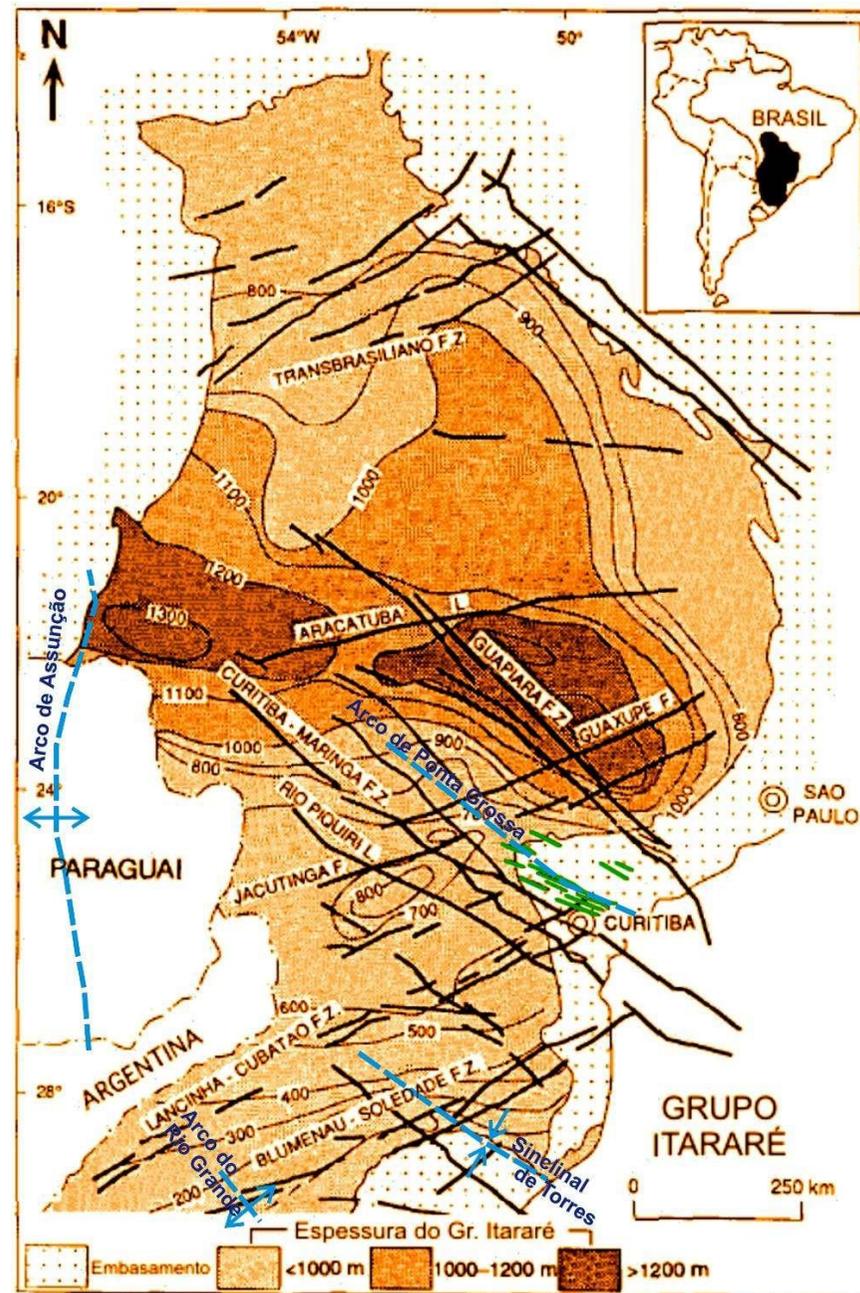
**Figura 6.2** - Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná, modificada de Milani (1997), focada para o intervalo do Grupo Itararé, cujas unidades principais estão destacadas com letras vermelhas, colocando-se lado a lado os nomes das unidades correlatas, conforme definidas em superfície e subsuperfície, respectivamente.

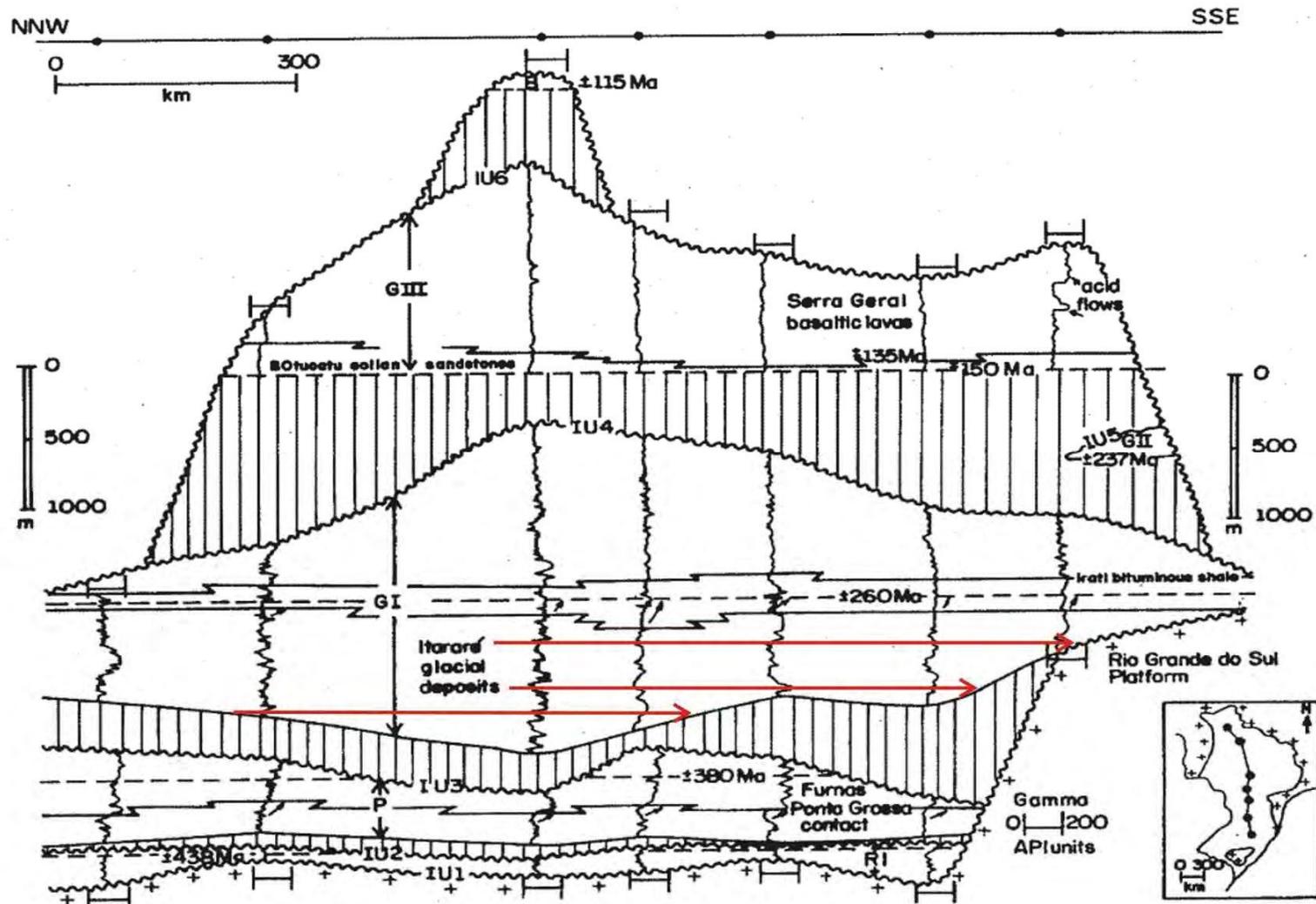


**Figura 6.3** – Seção colunar composta das regiões de Dr. Pedrinho, Santa Maria e Rio dos Cedros. A curva à esquerda representa a cintilometria levantada no pacote rochoso e a escala em CPS (cintilações por segundo), similar a um perfil de raios gama.

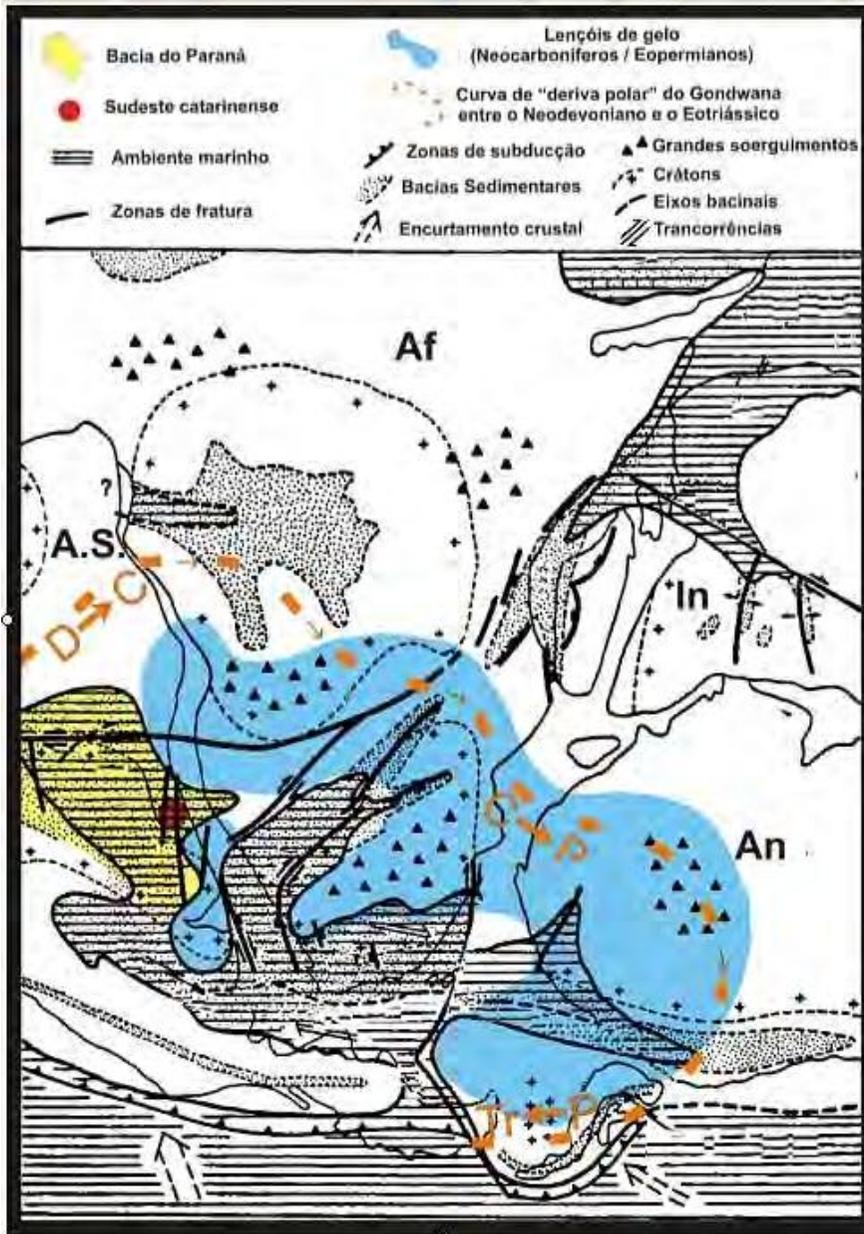
**Figura 6.4** – Mapa de isópacas do Gr. Itaré em metros, com os principais lineamentos estruturais (linhas mais grossas), enxames de diques da Fm. Serra Geral (linhas verdes, ao norte de Curitiba), arcos e sinclinais (em azul). F.Z. = Zona de Falha; L = Lineamento estrutural.

Modificado de Eyles & Eyles (1993) e Zalán *et al.* (1990b)



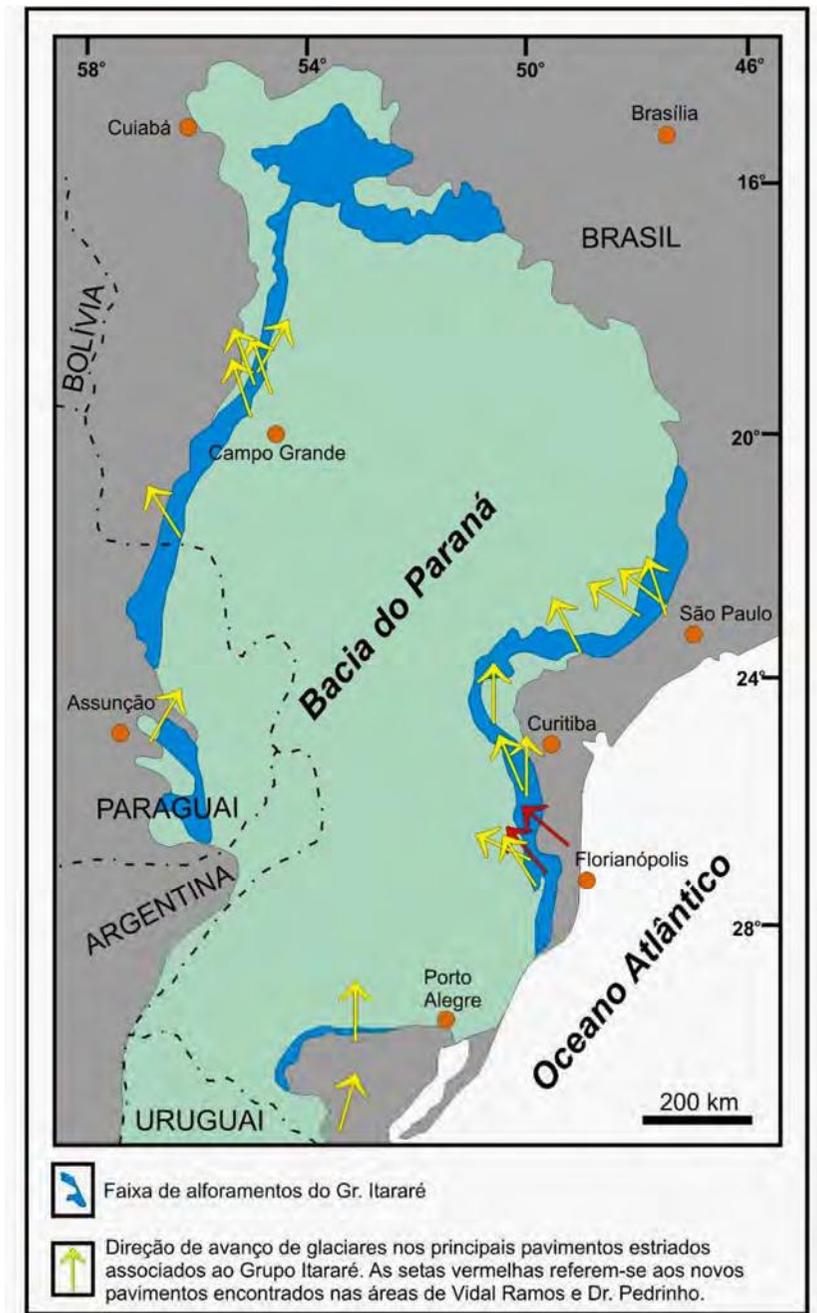


**Figura 6.5** – Seção estratigráfica de Milani *et al.* (1998), mostrando o *onlap* (setas vermelhas) para o sul dos depósitos do Grupo Itararé.



**Figura 6.6** – Esboço paleogeográfico da Bacia do Paraná durante a glaciação permocarbonífera do Gondwana, ressaltando o intervalo Neocarbonífero/Eopermiano (280-300 Ma). Em amarelo a Bacia do Paraná, e em vermelho a região do estado de Santa Catarina. Em azul os lençóis de gelo de cada etapa. An – Antártica; Af – África; A.S. – América do Sul; In – Índia; D – Devoniano; C - Carbonífero; P – Permiano; Tr – Triássico. Figura de Santos (em prep.), comendo a curva de deriva polar de Crowell (1983), lençóis de gelo de López-Gamundí & Rossello (1998) e reconstrução tectônica de Visser & Praekelt (1996).

**Figura 6.7** – Direção das estrias glaciais do Grupo Itararé (Carbonífero e Permiano). Figura de d'Avila & Santos (2004), modificada de Riccomini & Velásquez (1999).





**Figura 6.8** – Fotografia do tilito (fácies BRE), com típico aspecto brechóide e superfície basal cisalhada (junto ao martelo). Este nível de tilito caracteriza a base da sequência 02.

**Figura 6.9** – Fácies paraconglomerado de matriz lamosa-arenosa, com o típico aspecto cisalhado e clastos flutuando na matriz (à direita, Fig. 6.9a). Estes depósitos formam espessos pacotes, com alguns níveis de clastos caídos de icebergues (próximo ao geólogo). No topo do afloramento ocorrem ritmitos pelíticos e turbiditos arenosos (abaixo, Fig. 6.9b).



**Fig. 6.9b**



**Fig. 6.9a**



**Fig.6.10a**



**Fig. 6.10b**

**Figura 6.10** – Fotografias mostrando as feições de carga no topo dos paraconglomerados de matriz lamosa gerados por debris flows. Na Fig. 6.10a, na pedreira da Pref. de Aurora, arenitos afundam na matriz lamosa. Na foto à direita (6.10b), na região de Santa Maria, próximo a Dr. Pedrinho, turbiditos conglomeráticos afundam e provocam o desenvolvimento de chamuscas no topo dos depósitos de fluxo de detritos lamosos (ver setas).

Fig. 6.11a



Fig. 6.11b

**Figura 6.11** – Ortoconglomerados que caracterizam a base dos depósitos turbidíticos areno-conglomeráticos da sequência 3. Acima (Fig. 6.11a), observe o grande matakão no teto da gruta. A geóloga está sentada no contato com os paraconglomerados de matriz lamosa (*debris flow*). Localmente os ortoconglomerados apresentam estratificações cruzadas, como na foto à esquerda (Fig. 6.11b).



**Fig.6.12a**

**Figura 6.12** – Fácies ortoconglomerado gradado em camadas tabulares (acima, Fig. 6.12a), recobrando arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo, com ondulações de corrente e sinusoidais e fluidizações. A foto à esquerda (Fig. 6.12b) apresenta fácies de ortoconglomerado com clastos imbricados/alinhados (indicados pela seta) depositados sobre arenitos médios maciços e com cruzadas de baixo ângulo. Estas fácies estão presentes nos depósitos turbidíticos arenoconglomeráticos da sequência 3.



**Fig. 6.12b**



Fig. 6.13a

**Figura 6.13** – Arenitos grossos e muito grossos. Na Fig. 6.13a aparece camada de arenito grosso a muito grosso maciço com seixos (fácies AGm) afundando e provocando carga e chamas (seta, foto acima) sobre camadas de arenito argiloso. A Fig. 6.13b mostra camadas de arenito grosso com estratificação cruzada de baixo ângulo (fácies AGb) intercaladas a camadas de conglomerado (clasto suportado) em camadas tabulares (fácies Ctab).

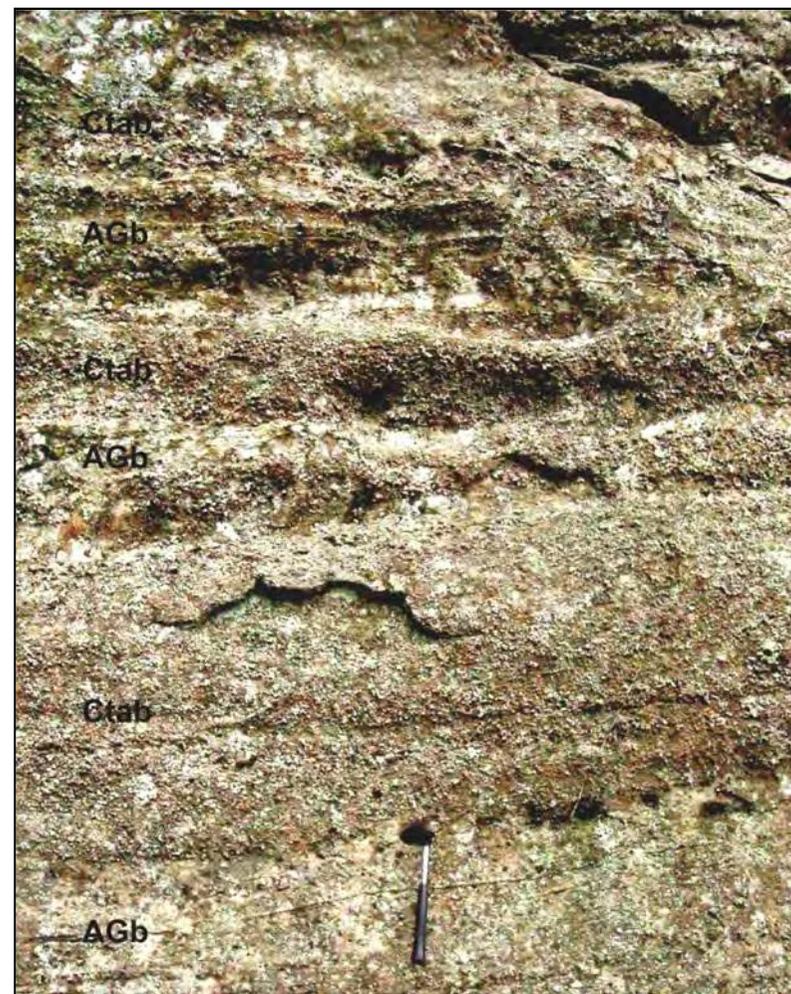


Fig. 6.13b



**Figura 6.14a** – Fácies arenito médio sigmoidal (AMs), com maior concentração de clastos junto à base da camada.

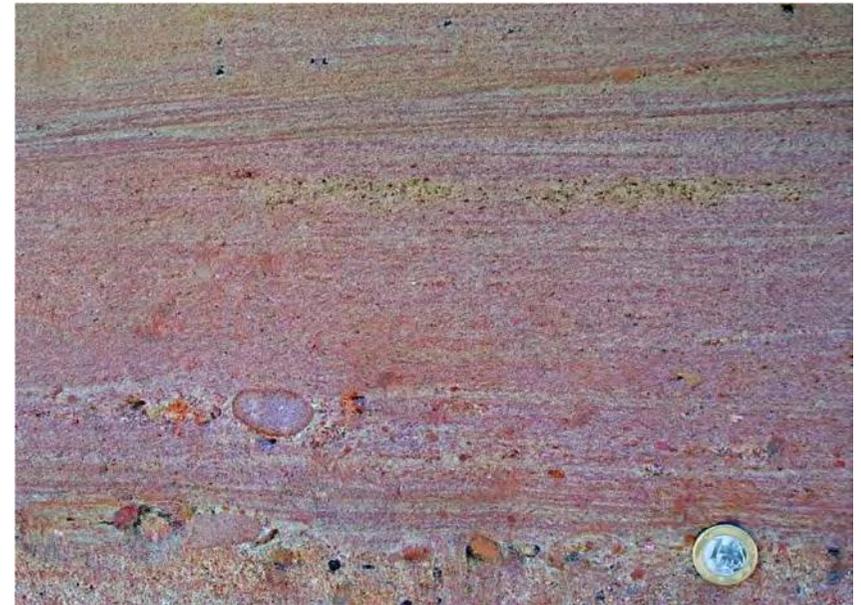
**Figura 6.14b** – Detalhe da fácies arenito médio a fino maciço com seixos dispersos, (AMsx), mostrando a presença de níveis de ondulações de corrente (*ripples*) sinusoidais fluidizados (topo da foto). O aspecto maciço da base desta camada (centro da foto) deve-se, possivelmente, ao intenso escape de fluidos. O topo da camada inferior apresenta intervalo trativo com laminação plano-paralela (logo acima da moeda)





**Figura 6.15a** – Fácies arenito fino e médio com ondulações de corrente (*ripples*) sinusoidais (AFrs), intercalado a ortoconglomerados. Esta fácies frequentemente recobre conglomerados turbidíticos clasto-suportados, delineando uma superfície de *bypass* de sedimentos.

**Figura 6.15b** – Fácies arenito médio com estratificação cruzada de baixo ângulo (à direita).



**Figura 6.15c** – Fácies arenito fino e médio com ondulações de corrente, constituindo *sets* inclinados em barra de acreção frontal (AFr) (à esquerda).



Fig. 6.16a



Fig.6.16b

**Figura 6.16** – Fácies dos turbiditos arenosos: arenito médio a fino com estratificação cruzada – AMc (Fig. 6.16a, acima, à esquerda), arenito fino com clastos e injeção de areia – AFin (Fig. 6.16b, acima, à direita), arenito fino com laminação plano-paralela – AFp (Fig. 6.16c, abaixo, à esquerda) e arenito fino a médio maciço/fluidizado – AFmflu (Fig. 6.16d, abaixo, à direita)



Fig.6.16c

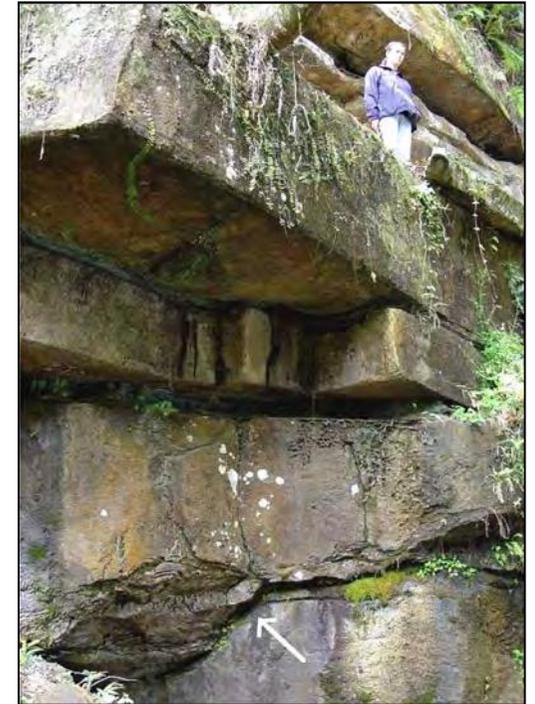


Fig.6.16d

**Fig. 6.17a**



**Fig. 6.17b**



**Figura 6.17** – Fácies dos turbiditos arenosos: Arenito fino em camadas delgadas tabulares – AFdelg (Fig. 6.17a, acima, à esquerda), Arenito fino em camadas com carga amalgamadas - AFcarg (Fig. 6.17b, acima, à direita) e Arenito fino em camadas delgadas com sequência de Bouma incompleta - AFTac (Fig. 6.17c, à direita).

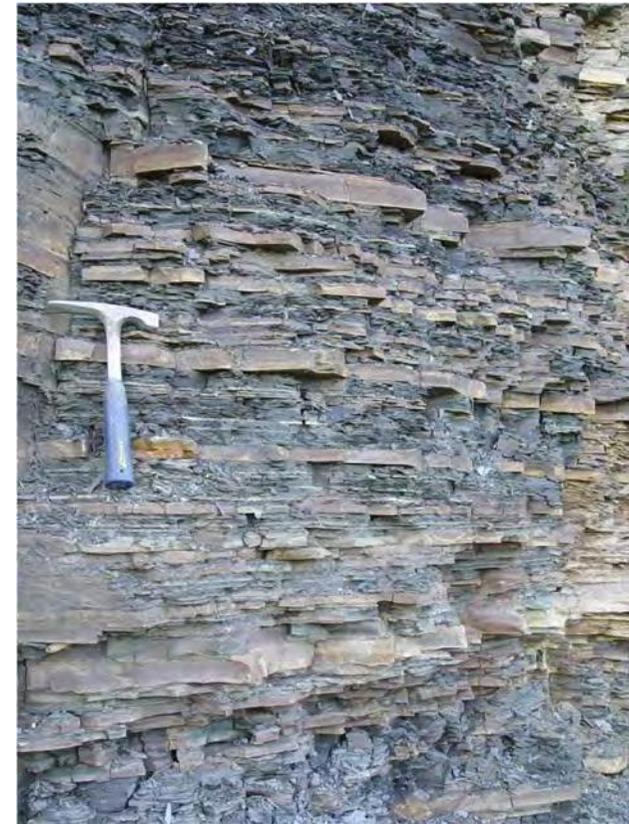
**Fig. 6.17c**



**Figura 6.18** – Fotografias da fácies folhelho preto laminado, mostrando intercalações de delgadas camadas de turbiditos com *ripples* de corrente (à direita, Fig. 6.18a) e, localmente, apresentando um matacão caído de um icebergue (abaixo, Fig. 6.18b).



**Fig. 6.18b**



**Fig. 6.18a**

**Figura 6.19** – Fotografias das fácies ritmito siltito-folhelho (à direita, Fig. 6.19a) com intercalação de turbiditos delgados e da fácies ritmito siltito-folhelho ondulado, formando um espesso pacote



**Fig. 6.19b**



**Fig. 6.19a**

**Figura 6.20** – Fotografias da fácies ritmitos pelíticos dobrados e escorregados. Dobras com eixos sub-horizontais (à direita, Fig. 6.20a) e panorâmica do afloramento mostrando as feições de carga do pacote arenoso sobre os ritmitos escorregados e dobrados (abaixo, Fig. 6.20b).



**Fig. 6.20a**



**Fig. 6.20b**

## **7. SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS DO GRUPO ITARARÉ (CARBONÍFERO E EOPERMIANO), BACIA DO PARANÁ, NA ÁREA DE DR. PEDRINHO, SANTA CATARINA, BRASIL**

Este capítulo inclui artigo, a ser traduzido para a língua inglesa, visando publicação em revista internacional.

Apresenta os sistemas deposicionais e o contexto ambiental interpretado para o Grupo Itararé em Santa Catarina, delineando a estratigrafia das sequências, seus possíveis controles e a constituição dos tratos de sistemas deposicionais. São enfocados a origem da discordância pré-Itararé, a arquitetura de sequências glaciais, e os ciclos de alta e baixa frequência presentes em sucessões glaciadas.

As sequências definidas para o Grupo Itararé são correlacionadas por grande distância na Bacia do Paraná, sendo comparadas com os estratos cronoequivalentes depositados durante a glaciação permocarbonífera em outras regiões do Gondwana.

## SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS DO GRUPO ITARARÉ (CARBONÍFERO E EOPERMIANO), BACIA DO PARANÁ, NA ÁREA DE DR. PEDRINHO, SANTA CATARINA, BRASIL

Roberto Salvador Francisco d'Avila\*, Paulo Sérgio Gomes Paim\*\*, Saulo Ferreira Santos\*,  
Ariane Santos da Silveira\*\*

\*Petrobras – E&P-Exploração. Rio de Janeiro, RJ

\*\*Universidade do Vale do Rio dos Sinos – Unisinos. São Leopoldo, RS

### 1 RESUMO

A sucessão carbonífera e permiana do Grupo Itararé no Estado de Santa Catarina é representada por turbiditos conglomeráticos e arenosos, pelitos depositados da decantação lenta abaixo do nível base de ondas de tempestade, depósitos de *rain-out* e estratos caóticos, gerados pela ressedimentação dos demais estratos através de fluxos de detritos, escorregamentos e deslizamentos de blocos. A deposição ocorreu predominantemente em ambiente marinho glácio-influenciado, em contexto deltaico distal ou ligado ao aporte pontual pelos glaciares. Depósitos glácio-continentais são muito raros. Estes sedimentitos pertencem às formações Maфра e Rio do Sul. Estas unidades foram estudadas regionalmente, incluindo seções próximas às localidades de Alfredo Wagner, Vidal Ramos, Aurora, Rio do Sul, Trombudo, Presidente Nereu e Lontras, e, em detalhe, na área de Dr. Pedrinho, onde se encontram as melhores exposições.

Na região de Dr. Pedrinho afloram depósitos de 5 sequências, separadas por discordâncias de extensão regional, compostas por sedimentitos predominantemente marinhos. Cada sequência é iniciada pela entrada abrupta de arenitos e conglomerados sobre sedimentitos lamosos, marcando um rápido deslocamento das fácies mais grossas para o interior da bacia, em função de um rebaixamento relativo do nível do mar. As sequências 1 a 4 equivalem, nesta área, a depósitos do Grupo Itararé, nos quais é perceptível a influência glacial durante a deposição. A sequência 5 engloba sedimentitos costeiros litoestratigraficamente atribuíveis à Formação Rio Bonito, depositados em período de melhoria climática, quando já não havia a presença de expressivas massas de gelo nas proximidades da bacia.

## 2 INTRODUÇÃO

O Grupo Itararé contém os registros da glaciação permocarbonífera do paleocontinente Gondwana no Brasil. Ao longo das décadas os estudos desta unidade enfocaram, inicialmente, a subdivisão litoestratigráfica do pacote rochoso, e, bem mais recentemente, tem-se buscado a análise destes depósitos segundo a abordagem da estratigrafia de seqüências.

Uma das propostas de subdivisão litoestratigráfica mais aceitas para esta unidade é a formulada por Schneider *et al.* (1974), integrada, da base para o topo, pelas formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul. Em termos de subsuperfície, o fatiamento litoestratigráfico deste pacote rochoso foi proposto por França & Potter (1988), que embasaram seu trabalho no estudo de mais de 100 poços de petróleo. Para estes autores, cada uma das formações do Grupo Itararé – formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba - corresponderia a um ciclo de retrocesso e avanço da glaciação. Estes ciclos de deglaciação/glaciação podem ser igualmente depreendidos da faciologia e interpretação ambiental contida no empilhamento proposto por Schneider *et al.* (1974), integrado pelas formações Campo do Tenente/Aquidauana, Mafra e Rio do Sul.

Na região de Dr. Pedrinho foram identificadas cinco seqüências, denominadas, da base para o topo, de seqüências 1 a 5. As seqüências 1 a 4 equivalem litoestratigraficamente a depósitos do Grupo Itararé (Schneider *et al.*, 1974), sedimentados entre o final do Carbonífero e o início do Permiano, constituindo o principal objeto de interesse deste artigo (Figs. 1, 2 e 3).

A Sequência 1 está diretamente assentada sobre o embasamento granítico pré-cambriano, sendo constituída por estratos pouco espessos (15 a 20 m) e avermelhados, estéreis para datação palinológica, podendo ser correlacionados às Formações Campo do Tenente ou Mafra (basal). As seqüências 02 a 04 são compostas por sedimentitos marinhos (turbiditos, pelitos, depósitos caóticos); apenas um delgado pacote, na base da seqüência 02, foi possivelmente depositado em ambiente continental. Em termos de litoestratigrafia as seqüências 02, 03 e a base da seqüência 04 são atribuíveis à Formação Mafra, enquanto a parte superior da seqüência 04 é equivalente à Formação Rio do Sul (Schneider *et al.*, 1974). Uma

discordância de caráter regional delinea o topo da sequência 04, sendo identificada desde as regiões meridionais do estado, em Alfredo Wagner e Vidal Ramos, até a área de Dr. Pedrinho, mais de 100 km ao norte. Assentam-se sobre este limite de sequência os sedimentitos da sequência 05, que constituem depósitos flúvio-deltaicos e marinhos rasos, retrabalhados por ondas normais, marés e tempestades e pertencem litoestratigraficamente à Formação Rio Bonito. Estes estratos da Formação Rio Bonito foram estudados para fornecer um maior controle estratigráfico às seções levantadas nas sequências 1 a 4 (Grupo Itararé), que constituem o objetivo deste artigo.

A seção do Grupo Itararé na seção de Dr. Pedrinho, Santa Catarina, é predominantemente lamosa, constituída por pelitos e paraconglomerados, interrompidos por alguns pacotes espessos de arenitos e conglomerados e, raramente, brechas sedimentares (Tabela 1), atingindo uma espessura máxima da ordem de 450 m. A maior parte da deposição processou-se num ambiente marinho glácio-influenciado, de contexto deltaico distal, relativamente profundo, com períodos maiores de deposição lenta pontuados por correntes de turbidez e movimentação de massa, associados à sedimentação de detritos por *rain-out* de icebergues e ao aporte direto de sedimentos descarregados diretamente no mar por geleiras.

Os sedimentitos pelíticos prodeltaicos presentes na região são folhelhos e ritmitos síltico-argilosos que marcam condições de sedimentação lenta à partir de suspensões turbulentas de baixa densidade aportadas por sistemas flúvio-deltaicos e glaciares, depositados abaixo do nível base de ondas de tempestade. Localmente apresentam clastos de tamanho grânulo até matacão, caídos de icebergues (“seixos pingados”), dispersos ou formando níveis com alta concentração de detritos de *rain-out*. Os paraconglomerados possuem matriz areno-lamosa ou lamosa-arenosa, com um teor similar das frações arenosa e lamosa. São fácies produzidas pelos processos de *rain-out* e também por escorregamentos que evoluíram a fluxos de detritos. Os ortoconglomerados integram turbiditos desenvolvidos por *outwash* subaquático defronte a geleiras aterradas no mar. Possuem clastos até o tamanho matacão, desenvolvendo camadas lenticulares a tabulares gradadas ou camadas seixosas com geometria de possíveis barras. Os arenitos se associam a dois tipos de depósitos turbidíticos, gerados pelos processos de *outwash* subaquático e por fluxos hiperpicnais oriundos de cheias catastróficas do sistema fluvial. Formam pacotes

tabulares a lenticulares, de grão predominantemente fino, ocorrendo também arenitos médios e muito finos. Arenitos grossos e muito grossos são pouco comuns.

Depósitos continentais subglaciais são raros, ocorrendo como delgadas camadas brechas sedimentares interpretadas como tilitos. Estes diferentes sistemas foram depositados em fases de maior ou menor influência dos glaciares sobre a bacia receptora, conforme as massas de gelo estivessem mais próximas ou distantes da bacia.

O Grupo Itararé é, possivelmente, a unidade litoestratigráfica que melhor registra a glaciação permocarbonífera do Gondwana, conforme indicam sua significativa espessura máxima de 1.500 metros, o grande intervalo de tempo de cerca de 40 milhões de anos registrado e a vasta extensão areal da sedimentação, que cobre mais de 700.000 km<sup>2</sup> na Bacia do Paraná (França, 1994). O estudo desta sucessão reveste-se de grande interesse por fornecer informações sobre os fenômenos geológicos atuantes durante esta glaciação, sobre o papel direto ou indireto do gelo sobre a sedimentação e ainda sobre a duração e a extensão das calotas glaciais. O controle da glácio-eustasia na geração e diminuição do espaço de acomodação da bacia é manifestado durante os vários ciclos transgressivos e regressivos documentados pelas rochas desta unidade. As rochas reservatório e selantes do Grupo Itararé possuem também um interesse econômico, pois integram o principal sistema petrolífero da Bacia do Paraná (França 1987; 1994, França & Potter, 1988;1991 e Milani & Zalán, 2003). Adicionalmente, no Brasil os afloramentos do Grupo Itararé são os melhores análogos para os turbiditos e a sedimentação marinha associada que caracteriza diversas bacias da margem brasileira, nas quais os turbiditos constituem importantes reservatórios de petróleo (França *et al.*, 1996; d'Avila, 1999; d'Avila *et al.*, 2008).

### **3 MÉTODO DE TRABALHO**

O presente trabalho reporta os resultados de levantamentos geológicos regionais e de detalhe com a aplicação da metodologia da estratigrafia de sequências em depósitos aflorantes no estado de Santa Catarina, visando caracterizar a distribuição dos sistemas deposicionais dentro de um arcabouço temporal e compreender os controles fundamentais para o desenvolvimento das sucessões sedimentares e suas discordâncias delimitantes. Para a contextualização regional

foram estudadas diversas seções próximas às localidades de Alfredo Wagner, Vidal Ramos, Aurora, Rio do Sul, Trombudo, Presidente Nereu, Lontras e Dr. Pedrinho (Fig. 7.1). Estudos regionais e de detalhe são fundamentais para o entendimento da história geológica impressa no Grupo Itararé, já que há baixa resolução dos métodos bioestratigráficos para esta seção paleozóica e também existe uma grande variedade faciológica, o que torna complexa a interpretação do ambiente deposicional desta unidade.

Os estudos do Grupo Itararé são limitados pela descontinuidade da faixa de afloramentos, causada pelo excesso de cobertura vegetal e solo, o que resulta numa qualidade geralmente ruim das exposições rochosas, dificultando o estabelecimento do empilhamento estratigráfico. Estudos de afloramentos têm a grande vantagem de prover o estudo detalhado das fácies e associações de fácies, o reconhecimento da geometria dos corpos, as mudanças laterais de fácies e os sentidos de paleocorrentes, informações muito importantes na análise estratigráfica (Vesely e Assine, 2004). Dentre os levantamentos de campo mais recentes no Grupo Itararé, dedicados à elaboração de seções detalhadas e à análise das unidades deposicionais segundo uma ótica de estratigrafia sequências, pode-se listar os trabalhos de França *et al.* (1996), d'Avila (1999), Canuto *et al.* (2001b), Vesely (2001) e Vesely e Assine (2004), que identificaram sequências deposicionais que foram interpretadas como associadas a períodos de avanço e recuo de geleiras.

Na região de Dr. Pedrinho, aproveitando as boas exposições rochosas, a caracterização faciológica e o empilhamento estratigráfico da sucessão foram realizados através de seções geológicas de detalhe (escalas 1:20 e 1:50) e semidetalhe (escala 1:100). As unidades litoestratigráficas estudadas em Dr. Pedrinho são correlacionáveis às formações Mafra e Rio do Sul (Schneider *et al.*, 1974) equivalendo, em subsuperfície, aos pacotes das formações Campo Mourão e Taciba de França & Potter (1988) (Fig. 7.2). Um delgado pacote de sedimentitos avermelhados e palinologicamente estéreis ocorre na base da seção (sequência 1), e pode ser correlacionável tanto à Formação Campo do tenente quanto à formação Mafra, podendo, assim, representar o registro da sedimentação do Carbonífero superior ou mesmo do Permiano inferior.

Nesta mesma região foram realizados trabalhos de geologia de campo nas décadas de 1960 e 1970, destacando-se os estudos de Asmus (1967), Asmus &

Guazelli (1968) e Guazelli & Feijó (1970), que efetuaram mapeamentos regionais e de detalhe, inclusive elaborando, de maneira pioneira e ousada para a época, mapas faciológicos para o Grupo Itararé. Estes estudos revelaram que nas seções mais ao sul afloram predominantemente depósitos da seção mais jovem, atribuíveis à Formação Rio do Sul, e que para o norte ocorrem sedimentos progressivamente mais antigos, atribuíveis às formações Mafra e Campo do Tenente. Posteriormente, logo ao norte desta região, Castro (1998) e Castro *et al.* (1999), estudaram afloramentos e testemunhos de poços da CPRM, caracterizando a passagem da Fm. Rio do Sul para a Fm. Rio Bonito.

#### **4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL**

O Grupo Itararé é uma unidade litoestratigráfica pertencente à Bacia do Paraná, uma bacia intracratônica de grandes dimensões, com um perfil em rampa, de mergulho suave, cuja história de sedimentação é marcada por múltiplos episódios de acumulação e subsequente erosão regional dos pacotes rochosos (Milani & Ramos, 1988). A Bacia do Paraná ocupa uma vasta área entre os países do Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai, abrangendo aproximadamente 1.400.000 km<sup>2</sup>. A espessura sedimentar atinge cerca de 8.000 metros na região fronteira do Brasil (Estado do Paraná) com o território paraguaio (Zalán *et al.*, 1990a; 1990b; Milani, 1997).

De acordo com dados paleontológicos (Daemon & Quadros, 1970), os sedimentitos glácio-influenciados do Grupo Itararé foram depositados entre o Carbonífero e o Eopermiano, atingindo uma espessura máxima de 1.500 metros, com depocentro na região dos estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul (Fig. 7.4). Os sedimentos mais antigos do Grupo Itararé são correlacionáveis ao Westphaliano (Daemon & França, 1993).

O registro sedimentar da bacia abrange o intervalo geocronológico do Neo-Ordoviciano (cerca de 410 Ma) ao Neocretáceo (65 Ma), sendo subdividido em seis unidades aloestratigráficas de segunda ordem ou supersequências (Milani 1997) (Fig. 7.2): Rio Ivaí (Caradociano-Landoveriano), Paraná (Lockoviano-Frasniano), Gondwana I (Westfaliano-Scythiano), Gondwana II (Anisiano-Norian), Gondwana III (Neojurássico-Berriasiano) e Bauru (Aptiano-Maestrichtiano). As supersequências Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I materializam grandes ciclos transgressivo-regressivos paleozóicos, enquanto Gondwana II, Gondwana III (Neojurássico-Berriasiano) e Bauru

(Aptiano-Maestrichtiano) são constituídas por pacotes sedimentares continentais e rochas ígneas associadas. De acordo com Milani & Ramos (1998) os níveis locais de máxima inundação da Bacia do Paraná estão documentados no Eossiluriano, Eodevoniano e Neopermiano, não coincidindo com os "altos eustáticos" da curva de Vail, cujos picos de máxima inundação marinha com suposta "correlação global" situam-se temporalmente no Neossiluriano, Eocarbonífero e Eopermiano. Estes momentos de inundação máxima da Bacia do Paraná são respostas à história de subsidência da bacia, que, em última instância, são a manifestação intraplaca dos eventos tectônicos operantes na margem do Gondwana.

A Supersequência Gondwana I apresenta uma espessura máxima de 2.500 m, englobando o maior volume sedimentar dentre todas as supersequências da bacia, registrando condições deposicionais muito variadas, desde um contexto neocarbonífero glacial (tanto terrestre quanto marinho) até o registro de um amplo e árido interior continental, marcado pelo domínio dos campos de dunas eólicas no início do mesozóico (Milani, 1997). A deposição foi iniciada após o ápice das condições glaciais estabelecidas durante o Carbonífero inferior, com os estratos do Grupo Itararé. O limite basal é a discordância pré-Itararé, sendo a supersequência constituída, em termos litoestratigráficos, por 3 grupos: Grupo Itararé (formações Lagoa Azul, Aquidauana, Campo Mourão, Suspiro, Taciba, Rio do Sul e Budó), Grupo Guatá (formações Rio Bonito, Dourados, Palermo e Tatuí) e Grupo Passa Dois (formações Irati, Serra Alta, Corumbataí, Teresina, Pirambóia, Rio do Rasto e Sanga do Cabral).

O Grupo Itararé é o pacote sedimentar diretamente relacionado às fases de glaciação e degelo da calota gondwânica, sendo composto predominantemente por "diamictitos" intercalados a arenitos e pelitos, depositados em contextos glacioterrestre e glaciomarinho (Milani & Ramos, 1998). Estes estratos glaciogênicos apoiam-se em *onlap* de norte para sul sobre a discordância pré-Itararé, ocupando áreas progressivamente mais amplas. No Eopermiano, a sedimentação do Grupo Itararé alcançou a porção meridional da bacia, que até então constituía apenas altos do embasamento submetidos à erosão.

O final da deposição Itararé é indicado por duas características marcantes: o término da influência glacial sobre a sedimentação e a mudança do padrão de *onlap* na Bacia do Paraná. Uma importante fase de rearranjo da geometria da bacia,

marcada pela alteração do sentido regional de *onlap* das unidades sedimentares, ocorreu após a deposição do Grupo Itararé: o padrão de norte para sul, dominante durante a sedimentação Itararé, foi sucedido por uma distribuição em *onlap* de sul para norte quando da acumulação do Grupo Guatá e equivalentes. Após a sedimentação flúvio-deltaica e costeira da Formação Rio Bonito é atingida a fase de deposição de contexto mais profundo da Supersequência Gondwana I, com a deposição da Formação Palermo, no início do Neopermiano. Após este máximo (paleo)batimétrico foi depositada a espessa seção regressiva do Grupo Passa Dois, com até 1.400 metros de espessura, acomodada em novo ciclo de subsidência do embasamento, culminando nos depósitos eólicos eotriássicos das formações Sanga do Cabral e Pirambóia. Acompanhando a deformação da margem gondwânica entre o Meso e o Neopermiano ocorreu uma progressiva e definitiva continentalização dos sistemas deposicionais na bacia, registrada pelos depósitos da Formação Rio do Rasto, que marcam a etapa terminal da Supersequência Gondwana I (Milani & Ramos, 1998).

O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná é marcado por elementos tectônicos lineares que se entrecruzam segundo três grupos gerais de orientação: NE-SW, NW-SE e E-W (Zalán *et al.*, 1990b; ver Fig. 7.4). Os lineamentos NE-SW e NW-SE são direções herdadas do embasamento pré-Cambriano, reativados ao longo da evolução da bacia em função dos esforços atuantes na borda da placa gondwânica. Enquanto os lineamentos NE-SW apresentam-se corriqueiramente ligados a movimentações transcorrentes, os lineamentos NW-SE, por sua vez, estão freqüentemente relacionados a intrusões de diabásio do vulcanismo Serra Geral, de idade Eocretácea, que teria aproveitado essas zonas de fraqueza. O terceiro grupo de feições (E-W) tem menor expressão e estaria possivelmente relacionado aos esforços ligados à abertura do oceano Atlântico Sul, em vista do paralelismo destes lineamentos com as zonas de fratura oceânica.

O principal mecanismo controlador do espaço de acomodação sedimentar na bacia é a reativação dos falhamentos (transcorrentes) de orientação NE-SW, movimentados em diversos momentos da sedimentação paleozóica (Milani, 1997). Na região de Dr. Pedrinho os padrões estruturais NE-SW e NW-SE se destacam em imagens de satélite, sendo também ressaltados em mapas geológicos (Asmus, 1967; Asmus & Guazelli, 1968 e Guazelli & Feijó, 1970), como fraturas e falhas com

pequenos rejeitos, da ordem de poucos metros ou dezenas de metros. As principais falhas mapeadas só foram realmente identificadas após a elaboração de seções estratigráficas, quando se verificaram dois falhamentos normais com rejeito da ordem de 100 m, orientados segundo E-W e NW-SE, que se manifestam como lineamentos pouco a moderadamente expressivos em imagens de satélite (Fig. 7.5). A seção sedimentar do Grupo Itararé nesta área é interrompida por algumas soleiras de diabásio, com até 30m de espessura, atribuíveis à Fm. Serra Geral, e que freqüentemente controlam as cachoeiras na região.

Os afloramentos de paraconglomerados freqüentemente exibem fraturas sigmoidais e romboedros sub-horizontais, que configuram padrões de cisalhamento sindeposicional produzidos durante o fluxo de detritos. Estas feições podem ser confundidas com falhamentos de origem tectônica, merecendo uma análise acurada para evitar este engano.

O mapa 7.1 apresenta a distribuição litofaciológica das sequências mapeadas e os principais falhamentos identificados na área de estudo.

## **5 A IDADE DA SEDIMENTAÇÃO ITARARÉ E SUA RELAÇÃO COM OS EVENTOS TECTÔNICOS DO GONDWANA**

Dados mais recentes, com datações “absolutas”, baseados no método SHRIMP, apresentaram idades mais antigas para as unidades sobrejacentes ao Grupo Itararé, o que poderia implicar que esta unidade, e, em consequência, o registro glacial desta porção do Gondwana, poderia ter ocorrido inteiramente dentro do Carbonífero. As idades obtidas pelo método SHRIMP foram de 267+- 3 Ma para a Fm. Rio Bonito (Mattos *et al.*, 2001) e de 278 Ma para a Fm Irati (Santos *et al.*, 2005), a qual é, contudo, estratigraficamente mais jovem que a Formação Rio Bonito. Assim, mesmo estes estudos mais atuais ainda têm fornecido resultados controversos, não permitindo, ainda, uma datação mais precisa desta seção paleozóica. Em função disso, neste trabalho será considerado que o Grupo Itararé teve sua deposição ocorrida durante o Carbonífero e o Eopermiano, seguindo as interpretações palinológicas de Daemon & Quadros (1970) e revisões mais recentes como a de Souza & Toigo (2005).

No Estado de Santa Catarina, os afloramentos do Grupo Itararé e dos sedimentitos sobrejacentes, pertencentes à Formação Rio Bonito, cobrem uma faixa de direção NNW-SSE, cuja largura varia de 20 km, na sua porção sul, na área de Lauro Müller e Criciúma, até cerca de 80 km na região de Mafra, no extremo norte do estado. Em Santa Catarina os estratos do Grupo Itararé assentam em discordância regional esculpida sobre rochas do embasamento pré-cambriano e sedimentitos eo-paleozóicos da Bacia do Itajaí.

Para o norte, já no Estado do Paraná, em direção ao depocentro da bacia, o Grupo Itararé passa a recobrir discordantemente os pelitos marinhos da Fm. Ponta Grossa, acomodados entre o embasamento pré-cambriano e os sedimentitos carboníferos. Esta superfície discordante de ampla escala define o limite Devoniano-Carbonífero, uma feição marcante na geologia do Gondwana, que se materializa na Bacia do Paraná por uma lacuna de 55 Ma, onde é conhecida como "discordância pré-Itararé" ou "discordância infra-Pensilvaniano" (Milani, 1997).

A discordância pré-Itararé é a superfície equivalente, na bacia do Paraná, à discordância angular que ocorre nas margens do Gondwana, manifestada nas bacias do oeste argentino e na bacia de Sauce Grande, áreas diretamente afetadas pela Orogenia Chánica (Milani & Ramos, 1988). Para estes autores, a Orogenia Chánica (eo-Herciniana), ocorrida durante o Eocarbonífero, produziu soerguimento na margem oeste da América do Sul e, ao mesmo tempo, um ciclo de subsidência no antepaís. Esta discordância na bacia do Paraná poderia, também, ter se desenvolvido em função da glaciação carbonífera gondwânica, devido a um acentuado rebaixamento glácio-eustático do nível do mar ou ao trânsito dos glaciares sobre a bacia, com seu elevado poder abrasivo do substrato (Milani, 1997). Milani e Ramos (1998) consideraram, posteriormente, que o grande hiato deposicional que removeu os sedimentos do Mississipiano foi causado por uma etapa de erosão intensa causada pela ação dos glaciares, com a sedimentação retornando apenas no Westphaliano, já em fase de deglaciação da bacia.

Em outras bacias da América do Sul os sedimentos do Carbonífero inferior, cronoequivalentes ao grande hiato Mississipiano da Bacia do Paraná, estão preservados, documentando o mais antigo registro da glaciação do Gondwana. Estes depósitos se assentam diretamente sobre sedimentitos Devonianos, e estão presentes na região do Lago Titicaca no noroeste da Bolívia (López-Gamundí, 1997)

e na Bacia de Calingasta Uspallata (López-Gamundí *et al.*, 1994), desenvolvendo uma pseudo-concordância, sem hiato significativo, entre o Devoniano e o Carbonífero (Milani, 1997). Estas bacias registram locais da porção sul americana do Gondwana onde, durante a orogenia Chánica/Eo-Herciniana, havia suficiente espaço de acomodação sedimentar.

## **6 RECONSTRUÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS PARA A GLACIAÇÃO PERMOCARBONÍFERA**

Reconstruções paleogeográficas para o Grupo Itararé, sobretudo as que apontam para a localização e extensão das massas de gelo permocarboníferas, são baseadas tanto em dados de geologia regional na escala continental, utilizando informações das porções africana, antártica, australiana e sul-americana do Gondwana, como em dados da própria Bacia do Paraná, empregando os leitos de diamictitos, estrias glaciais e ritmitos “várnicos” para embasar as reconstruções. Todavia, uma análise mais recente destes dados por diversos autores, tanto na escala da reconstrução paleocontinental quanto na escala de bacia, tem levado a uma reinterpretação dos depósitos e da própria extensão da glaciação permocarbonífera.

### **6.1- Reconstruções paleogeográficas de grande escala**

Durante o paleozóico superior o Gondwana foi afetado pelo episódio climático da Glaciação Gondwânica, com depósitos glaciais ocorrendo desde a margem oeste do paleocontinente (Bolívia) até a margem leste (Austrália) (Limarino *et al.*, 2002). A glaciação Gondwânica inclui três eventos principais, de acordo com Lopez-Gamundí (1997):

- 1) Devoniano-Carbonífero inferior;
- 2) Parte inferior do Carbonífero superior, e
- 3) Carbonífero superior-Permiano inferior, que na Bacia do Paraná é registrada pelos depósitos do Grupo Itararé.

A maioria das reconstruções paleogeográficas do Gondwana posiciona o pólo sul do Carbonífero na região meridional da África e Antártica, enquanto no Permiano Inferior este pólo já estaria situado apenas na Antártica (Lopez-Gamundí, 1989; Lopez-Gamundí & Rossello, 1998; Scotese, 2001). A Bacia do Paraná ocuparia uma

posição marginal ao pólo durante a glaciação permocarbonífera, sofrendo avanços e recuos das massas de gelo, com o clima variando de temperado frio a temperado neste intervalo, conforme ocorressem as glaciações e deglaciações.

A seção cronoequivalente aos sedimentos permocarboníferos da Bacia do Paraná no lado africano do Gondwana foi documentada por Visser (1987). Segundo este autor, ao final do Carbonífero (Stephaniano), a região da Namíbia ao norte da Bacia do Kalahari configurava um platô continental (Windhoek Highlands) que provavelmente estendia-se para oeste, até a América do Sul, com altitudes entre 1500 e 3000 metros. Estas formações montanhosas teriam abrigado um grande centro de glaciação, cujo padrão de fluxo de sedimentos provindos dos glaciares aponta para o continente sul-americano.

De acordo com Santos (2006), a Bacia do Paraná comportou-se como um grande golfo do paleo-oceano Panthalassa durante a glaciação permocarbonífera, cujas margens receberiam uma quantidade cada vez maior de sedimentos disponibilizados pela retração dos lençóis de gelo (Fig. 7.6), criando condições propícias ao desencadeamento de uma ampla gama de fluxos gravitacionais, influenciados ou não pela reativação de falhamentos NE. A natureza glácio-influenciada da sedimentação seria materializada durante os períodos esporádicos de avanço dos glaciares, que permitiriam uma maior liberação de icebergues com a deposição das fácies de *rain-out* associadas, bem como a deposição de sedimentos glácio-proximais.

Situadas a oeste da Bacia do Paraná, as bacias localizadas na Argentina e Bolívia ocupam uma posição mais distal que a Bacia do Paraná em relação às massas de gelo originadas na África. Três bacias do oeste argentino (Patagônia Central, Calingasta-Uspallata e Tarija), formadas em contexto de *foreland* e *back-arc*, ocuparam posição adjacente à margem oeste tectonicamente ativa do Gondwana. Nelas o registro da glaciação permocarbonífera está bem preservado, e a sedimentação foi dominada por uma sedimentação marinha glácio-influenciada (Lopez-Gamundí, 1989). Na margem leste destas bacias afloram espessos pacotes de diamictitos glácio-marinhos, em grande parte ressedimentados. Estes estratos estão direta ou indiretamente ligados a episódios glaciais, sendo recobertos por sedimentos transgressivos predominantemente finos, de ambiente marinho aberto, ricos em fauna marinha. Este evento transgressivo pós-glacial ocorreu nestas bacias

durante a passagem do Namuriano-superior/Westphaliano, sendo considerado um fenômeno fundamentalmente glácio-eustático, ligado ao degelo, em função do gradativo afastamento da porção sul americana do pólo sul (Lopez-Gamundí, 1989). Este mesmo evento transgressivo pós-glacial do final do Carbonífero está também registrado em outras duas bacias de *foreland* do oeste argentino, as bacias de Rio Blanco e Paganzo (Limarino *et al.*, 2002).

A magnitude e a extensão dos lençóis de gelo permocarboníferos do Gondwana permanecem questões de debate. Artigos mais recentes sugerem que esta glaciação não foi tão extensa quanto anteriormente pensado, o que tem grandes implicações para a reconstituição paleogeográfica da glaciação permocarbonífera, para a compreensão do clima durante o paleozóico e ainda sobre quais foram os principais fatores controladores das variações relativas do nível do mar durante o carbonífero e o trecho inicial do Permiano.

Isbell *et al.* (2003) sugerem que o continente Antártico, que então integrava o Gondwana, não estava completamente coberto de gelo durante o Carbonífero e o Permiano, como referido pelos modelos paleogeográficos de Ziegler *et al.* (1997); Scotese *et al.* (1999) e Veevers (2001). Tais reconstituições paleogeográficas foram elaboradas tendo em mente a necessidade da existência de enormes massas de gelo na Antártica e áreas adjacentes do Gondwana, de forma a explicar as grandes flutuações do nível do mar (60 a 200 m) que teriam controlado a deposição dos clássicos ciclotemas do Carbonífero.

Segundo Isbell *et al.* (2003) diversas feições presentes nos estratos abaixo da discordância pré-glacial (pré-Permiano) indicam que a Antártica não estava locada no centro de um enorme lençol de gelo durante o Carbonífero e o Permiano. Estes estudos abrangeram uma vasta região, incluindo as Montanhas Trans-antárticas e as áreas de Victoria Land e Darwin Glacier, compondo uma seção com 2000 km de comprimento, onde afloram até 440m de depósitos glaciogênicos. Estes estratos apresentam paleoperfis de solos, feições de deformação sedimentar (*soft sediment deformation*), clastos caídos de icebergues em pelitos, e estruturas de escape de fluidos em arenitos do Devoniano, situados logo abaixo do contato com os sedimentitos do Permiano. Estas feições indicam que, durante o Carbonífero, grande parte da Antártica estava livre da influência do gelo, que a glaciação carbonífera foi

menos extensa do que tem sido proposto, e ainda que durante o Permiano inferior esta região ocupava um contexto marginal ao gelo, periglacial e/ou glaciomarinho.

As pesquisas recentes de Jones & Fielding (2004) sugerem que, assim como a Antártica, a Austrália também não foi coberta por extensos lençóis de gelo de base fria durante as glaciações entre o final do Devoniano e o início do Permiano. Isto contraria frontalmente interpretações anteriores, como a de Powell & Veevers (1987), que assumiam que as glaciações nesta parte do Gondwana teriam sido de grande duração, prolongando-se por quase 50 Ma. Os estudos de Jones & Fielding (2004) em espessas sucessões nas bacias de Galilee, Bowen e no cinturão dobrado de New England, todas as três no leste da Austrália, sugerem que as glaciações foram restritas a três curtos e isolados episódios: dois deles durante o Carbonífero (Namuriano, 315 Ma e Westphaliano, 311 Ma) e um episódio no início do Permiano (Sakmariiano, 289-293 Ma). O artigo indica, também, que os glaciares eram localizados, tratando-se de geleiras de montanha ou de vales (tipo Alpino), e que os depósitos dos três episódios glaciais estão envelopados por intervalos substanciais de estratos fluviais, lacustres e marinhos rasos, depositados sob condições não-glaciais. Estes autores concluem que, apesar de muito já ter sido escrito sobre a glaciação do Gondwana, ainda restam dúvidas sobre a verdadeira extensão geográfica e o *timing* desta glaciação, a qual é considerada um controle fundamental sobre o clima e as flutuações do nível do mar no Paleozóico superior, supostamente governando, sem a necessidade de outros fatores, o desenvolvimento dos clássicos ciclotemas na América do Norte.

## **6.2 - A influência da interpretação dos espessos pacotes de diamictitos, dos ritmitos e dos pavimentos estriados nas reconstruções paleogeográficas para o Grupo Itararé**

A interpretação do ambiente deposicional do Grupo Itararé influencia sobremaneira a reconstrução paleogeográfica da Bacia do Paraná ao tempo da glaciação permocarbonífera. As mesmas fácies e feições têm sido atribuídas por diferentes autores como indicativas de contextos muito diferentes: alguns consideram a ação direta dos glaciares, em ambiente lacustre e continental subglacial, outros interpretam as fácies como indicativas de uma sedimentação marinha relativamente profunda e glácio-influenciada, sem relação direta com o gelo. Destas duas principais correntes derivam reconstruções paleogeográficas em que o gelo ocupa freqüentemente a bacia, depositando estratos glácio-continentais, ou onde o gelo tem

papel subordinado, situado no entorno de uma bacia predominantemente marinha, glácio-influenciada.

As controvérsias mais destacadas acerca da interpretação de fácies e ambientes deposicionais estão centradas na interpretação dos “varvitos”, diamictitos e estrias glaciais do Grupo Itararé. Os ritmitos “várnicos” são ora considerados como varvitos glácio-lacustres, ora como ritmitos depositados pela decantação de plumas turbidas num ambiente marinho glácio-influenciado. Os depósitos de “diamictitos” são tanto interpretados como tilitos ou, de maneira oposta, como depósitos de fluxos de detritos no ambiente marinho. Por fim, as estrias glaciais, podem tanto indicar o atrito de geleiras continentais contra o substrato ou estrias provocadas por icebergues arrastando no fundo marinho.

A análise de fácies isoladas não auxilia esta solução. Por outro lado, a interpretação paleoambiental obtida pela associação e sucessão vertical de fácies, consideradas no contexto deposicional que abarca as regiões mergulho acima e abaixo dos afloramentos estudados, proporciona a correta caracterização dos processos e fácies sedimentares, fornecendo, assim, uma interpretação mais robusta do cenário deposicional.

### **Varvitos e pelitos marinhos glácio-influenciados**

Ritmitos síltico-argilosos do Grupo Itararé tem sido interpretados, desde longa data (Leinz, 1937; Loczy, 1964), como varvitos, que são ritmitos lacustres com ciclicidade induzida pela sazonalidade climática. Os característicos pares de silte-argila de um varvito representam a deposição ocorrida durante um ano, o silito indicando a deposição de verão e o folhelho representando a de inverno. Algas *Botryococcus* presentes nos ritmitos do Grupo Itararé, antes consideradas como indicadoras de contextos lacustres (Dias, 1993), têm sido encontradas junto a tasmanáceas e acritarcas, que são formas marinhas. Isto indica que estes ritmitos se depositaram numa bacia com condições salobras a marinhas (Dias, 1993; Santos *et al.*, 1996).

Em áreas próximas de Dr. Pedrinho, em Rio Negro (PR) e Mafra (SC), estes ritmitos pelíticos com delgadas intercalações arenosas foram reinterpretados como turbiditos finos por Salamuni *et al.* (1966) e Rocha-Campos (1967). Estes sedimentitos apresentam traços fósseis com baixa icnodiversidade e tamanho diminuto, que foram

interpretados por Balistieri (2003) como feições geradas por faunas adaptadas a ambientes marginais marinhos, como estuários, fiordes e baías restritas, contextos onde a energia do meio, o aporte sedimentar, a espessura da lâmina d'água, a disponibilidade de alimento e a salinidade podem flutuar até diariamente. A ocorrência comum de traços de deslocamento de artrópodes indicaria, ainda, um ambiente muito raso.

Um contexto paleofisiográfico similar, configurado por estuários, fiordes ou baías tem sido interpretado para as unidades superiores do Grupo Itararé (formações Mafra e Rio do Sul) por outros pesquisadores (Machado, 1989; Canuto, 1993). O aporte da água doce de degelo em regiões marinhas semi-confinadas deste tipo poderia gerar as condições propícias para o desenvolvimento de formas de vida como as algas *Botryococcus* (Holz & Dias, 1998), bem como favorecer icnofaunas de contextos estuarinos/fiordais sujeitos a inundações marinhas. Por conta deste grande afluxo de água doce oriunda do derretimento dos glaciares o “Mar Itararé” apresentaria condições salobras (Balistieri, 2003; P. A. de Souza, comunicação pessoal 2004).

### **Diamictitos**

Reconstruções paleogeográficas regionais do Grupo Itararé freqüentemente sugerem a existência de múltiplos lobos glaciais adentrando a Bacia do Paraná pelas bordas sul, leste e oeste, tais como nos artigos de Santos *et al.* (1996) e França & Potter (1988). Muitas destas interpretações estão influenciadas pela idéia de que os espessos pacotes de “diamictitos” encontrados nesta unidade seriam estratos diretamente relacionados a estes lobos glaciais, depositados como tilitos ou supridos da base das geleiras e depositados em ambiente subaquático.

Todavia, estes conspícuos pacotes de diamictitos (paraconglomerados) do Grupo Itararé já foram pioneiramente interpretados por Fuck (1966) como depósitos gerados pela ressedimentação do material liberado pelas geleiras através de fluxos de massa, sem a ação direta do gelo. Para este autor, os tilitos do Grupo Itararé são depósitos bem mais raros, restringindo-se aos estratos alojados sobre pavimentos estriados no embasamento.

Diversos autores, cujos trabalhos foram fundamentados em levantamentos de campo, seguem basicamente a mesma concepção de Fuck (1966), posicionando as fácies de diamictitos num contexto de ressedimentação marinha, tais como Medeiros

*et al.* (1971), Medeiros & Thomaz Filho (1973), Gama Jr. *et al.* (1992), Medeiros (1995; 1998), França *et al.* (1996), d'Avila (1999), Vesely (2001; 2006), Vesely & Assine (2002), d'Avila & Santos (2004b), Santos (2006), d'Avila *et al.* (2008). Para estes autores os depósitos diretamente relacionados às geleiras são relegados a um plano secundário na história deposicional do Grupo Itararé.

Em síntese, para este conjunto de autores, os glaciares estariam posicionados preferencialmente no entorno da bacia de acumulação, e a maior parte da sedimentação do Grupo Itararé seria constituída por paraconglomerados (diamictitos) originados de processos gravitacionais subaquáticos (*slumps, slides, debris flows*), associados a turbiditos e pelitos formados pela lenta decantação de argila e silte, compondo o domínio de um contexto marinho glácio-influenciado. Esta concepção implica não apenas numa mudança na interpretação do contexto deposicional desta unidade, mas também têm como consequência a idéia de que as massas de gelo estariam situadas no entorno da bacia, a qual não estaria ocupada por lençóis de gelo.

A contextualização regional das seções levantadas e a interpretação dos processos deposicionais via associação de fácies indica que depósitos de *rain-out* e de escorregamentos do Grupo Itararé transicionam mergulho abaixo a fluxos de detritos, produzindo “diamictitos” como uma grande diversidade de feições. De fato, no exame de um único afloramento é por vezes difícil caracterizar o processo dominante na exposição, se são fluxos de detritos, escorregamentos, fluidização ou mesmo deslizamentos. Em regiões sem continuidade física dos depósitos, como na Bacia do Paraná, identificar os processos deposicionais nestes estratos “caóticos” torna-se um desafio extra para os geólogos. Como exemplo desta dificuldade, acentuada pela valorização de feições sedimentares “distintivas” em detrimento da contextualização, observa-se que até dez fácies de “diamictitos” foram caracterizadas dentro de um mesmo pacote caótico de contexto marinho, com interpretações tão variadas quanto tilitos, de ambiente continental, até depósitos ressedimentados em ambiente marinho (e.g. Canuto, 1985).

Eyles *et al.* (1993) estudaram afloramentos e testemunhos do Grupo Itararé visando a elaboração de um modelo geológico para esta unidade. Os afloramentos da borda leste da Bacia do Paraná representariam depósitos diretamente ligados aos glaciares, ao passo que nos testemunhos de poços situados no interior da bacia estes autores não reconheceram evidências de depósitos subglaciais. Para Eyles *et al.*

(1993), nos depósitos preservados no interior da bacia “o componente verdadeiramente ‘glacial’ de sedimentação está provavelmente restrito ao abundante suprimento sedimentar oriundo de correntes de degelo e de icebergues”. Devido ao volumoso aporte sedimentar seriam construídos verdadeiros “taludes” sedimentares (“*high substrate relief*”) que, em associação ou não a atividades sísmicas, seriam os responsáveis pela ocorrência freqüente de fácies de ressedimentação. Estes autores sugerem que o gelo estaria relativamente distante da área-fonte, como indicado pela maturidade textural de alguns arenitos do Grupo Itararé, derivados do retrabalhamento fluvial ou marinho costeiro, caracterizados por França & Potter (1991).

O contexto deposicional dominante para o Grupo Itararé (Formações Mafra e Rio do Sul) parece estar bem resumido no trabalho de Medeiros & Thomaz Filho (1973), que interpretaram uma sedimentação marinha glácio-influenciada na seção permiana do Grupo Itararé na região de Rio do Sul, preenchendo uma sub-bacia com “leques submarinos constituídos de arenitos e ritmitos associados a frentes deltaicas de deltas distantes, já erodidos, que se situavam a leste e nordeste de Rio do Sul”. Este contexto deltaico, ligado ao abundante degelo e ao grande aporte de sedimentos para o ambiente marinho é o responsável pela criação do “talude sedimentar” apontado em Eyles *et al.* (1993), onde o gradiente do substrato e a presença de sedimentos empapados e ricos em lama propiciaram o desenvolvimento de fácies de ressedimentação, como a maior parte dos diamictitos do Grupo Itararé.

### **Pavimentos estriados**

Pavimentos estriados do Grupo Itararé estão bem documentados nas bordas sul, leste e oeste da Bacia do Paraná (e.g. Bigarella *et al.*, 1967; Tomazelli & Soliani Jr., 1982; Rocha-Campos *et al.*, 1988; Caetano-Chang *et al.*, 1990; Riccomini & Velázquez, 1999), mostrando um padrão geral de movimento dos glaciares para N-NW (Fig. 7.7). Muitos autores interpretam estes pavimentos como feições subglaciais indicativas do paleofluxo de geleiras sobre áreas continentais.

Parte destas estrias glaciais, porém, foram esculpidas no substrato marinho durante o deslocamento de icebergues. Rocha-Campos *et al.* (1994) e Vesely & Assine (2002) identificaram estrias do Grupo Itararé formadas pelo arraste da quilha de icebergues sobre o fundo lacustre e marinho, as quais indicam o mesmo sentido geral de movimentação para o quadrante norte.

Ocorre ainda outro tipo de estria, não glacial, desenvolvida nas superfícies de topo e base dos estratos. São as estrias interestratais, geradas pelo deslizamento entre as camadas durante a movimentação por deslizamento e escorregamento dos pacotes sedimentares mergulho abaixo. Estas estrias são geralmente pouco profundas, ocorrem no topo de diversas camadas dentro de um mesmo conjunto de estratos, e são feições comuns em regiões onde dominou a ressedimentação, com nos pacotes caóticos associados a camadas deslizadas da região de Alfredo Wagner (Santos, 2006).

Em suma, a mera ocorrência de pavimentos glaciais não é indicativa de um contexto subglacial continental, não servindo, assim, para demonstrar a extensão dos glaciares continentais. Os lençóis de gelo não ocupavam uma área tão grande, já que parte das estrias glaciais e a maior parte dos afloramentos do Grupo Itararé estão relacionadas a um ambiente marinho, glácio-influenciado, com presença de icebergues.

## **7 A IDADE DO GELO DO PERMIANO E CARBONÍFERO – UMA CONJUNÇÃO DE FATORES PROPÍCIOS**

Cada idade do gelo se deve provavelmente a uma concatenação de fatores e não há duas idades do gelo que sejam iguais, não havendo, assim, uma hipótese única que possa explicar todas as glaciações (Martini *et al*, 2001). Estas condições de *icehouse* desenvolvem-se gradualmente, após longos períodos de resfriamento global que duram até 50 Ma, e terminam, então, rapidamente. Mudanças climáticas devido aos efeitos dos ciclos de Milankovitch ocorrem tanto nos períodos *icehouse* quanto *greenhouse*, e não parecem suficientes para explicar a maneira pela qual os maiores ciclos de resfriamento se estabelecem, podendo, entretanto, somar-se a outros fatores de forma a acentuar ou atenuar condições de resfriamento (Martini *et al.*, 2001).

Oscilações de alta frequência, numa escala temporal sub-Milankovitch, parecem ter sido fundamentais para o controle das massas de gelo da glaciação do Quaternário. Segundo Lowe (2001) o último ciclo glacial foi caracterizado por oscilações climáticas de alta frequência, com mudanças de temperatura de até 7° centígrados, marcadas por aquecimentos abruptos (os interstadais), com as temperaturas máximas sendo mantidas por algumas décadas, revertendo

gradualmente para o resfriamento, até atingir uma nova condição glacial. Estes ciclos são chamados de Dansgaard-Oeschger (ciclos D-O), mostrando uma duração de 500 a 2.000 anos, com um intervalo mais freqüente de cerca de 1.500 anos. Estes eventos caracterizaram o final do último período interglacial no hemisfério norte, acentuando-se durante o último glacial. Cada evento sucessivo de aquecimento não retorna à condição mais quente registrada no ciclo prévio, sucedendo-se, desta maneira, ciclos cada vez mais frios que os anteriores. A duração destes eventos, na escala de poucos milhares de anos, não apresenta relação com os ciclos orbitais terrestres.

Após alguns episódios de aquecimento e resfriamento ocorre um resfriamento terminal dramático que precede um evento de aquecimento maior. Este ciclo, marcado por um “pacote” que engloba vários ciclos D-O, foi identificado por Bond *et al.* (1992) e Bond & Lotti (1995), sendo atualmente chamado de “Ciclo de Bond”. O final de um ciclo de Bond é marcado por um grande resfriamento, quando armadas de icebergues, geradas com o colapso dos espessos lençóis de gelo, adentram o oceano e, com o derretimento, deixam cair sua carga de detritos clásticos (*Ice rafted Debris*). Camadas lamosas, com níveis ricos em clastos caídos de icebergues marcam esta mudança notável na sedimentação marinha profunda, interrompendo o padrão de sedimentação marinha normal, que é rica em microfósseis. Estes episódios de rápida deposição de detritos carregados pelo gelo são chamados de *Heinrich events*, menos freqüentes que os eventos D-O, e com um intervalo de recorrência entre 5.000 e 15.000 anos (Lowe, 2001), marcando a fase terminal de um ciclo de Bond (Fig. 7.8).

Todos estes diferentes ciclos registrados no último evento glacial ocorrem numa freqüência incompatível com os ciclos orbitais de Milankovitch (Bond *et al.*, 1992). De fato, são ciclos de mais alta freqüência, na escala sub-Milankovitch.

Retornando para a escala de tempo da idade do gelo do Permiano e Carbonífero, com vários milhões de anos de duração, uma conjugação de fatores propícios ao desenvolvimento de uma glaciação parece ter ocorrido:

- 1) A posição do paleocontinente Gondwana em altas latitudes, próximas do pólo sul (Crowell, 1983; Milani, 1997).

- 2) A existência e relativa proximidade de massas d’água oceânicas e embaixamentos no interior do Gondwana, que poderiam suprir a umidade necessária para a formação de neve e gelo, que de outra maneira não se formariam, caso houvesse uma grande área continental afastada do mar.

3) A presença de oscilações de alta frequência, similares às atuantes nos ciclos glaciais e interglaciais do quaternário, incluindo os ciclos de Bond, com seus Eventos Heinrich, ciclos Dansgaard-Oeschger e mesmo os ciclos orbitais de Milankovitch.

No Caso específico do Grupo Itararé, os ciclos de mais alta frequência registrados nos pelitos da porção superior desta unidade (Fm. Rio do Sul) são marcados pela intercalação de delgados pares “várnicos” de siltito ou arenito e folhelho, os quais apresentam uma periodicidade que seria compatível com ciclos solares de 22 anos (Silva, 2000).

## 8 O CONTEXTO DEPOSICIONAL DO GRUPO ITARARÉ

Durante o intervalo de tempo da sedimentação glácio-influenciada do Grupo Itararé, entre o carbonífero e o eopermiano, o depocentro da bacia do Paraná apresentou uma migração de norte para sul. Os estratos carboníferos mais antigos estão depositados nas porções setentrionais da bacia, adelgaçando-se progressivamente para sul, até desaparecerem na região meridional do Estado de Santa Catarina. Daí, para o sul, foram depositados apenas os estratos eopermianos do Grupo Itararé, assentados diretamente sobre rochas pré-cambrianas. Esta geometria da “Bacia Itararé” sugere a existência de uma paleoborda situada aproximadamente na posição da divisa estadual do Rio Grande do Sul com Santa Catarina. Esta feição positiva, já identificada nos trabalhos regionais de Medeiros (1973; 1998) e Castro (1988), foi denominada de “Plataforma do Rio Grande do Sul” por Milani *et al.* (1998), e só cedeu maior espaço de acomodação aos sedimentos transgressivos pós-carboníferos da Supersequência Gondwana I (Fig. 7.9).

A comparação das seções estudadas em Santa Catarina sugere que a bacia do Paraná mostrava uma fisiografia marcada por altos do embasamento cortados por vales acentuados, similares a fiordes, nas regiões de Alfredo Wagner e Vidal Ramos. Estes vales se tornam progressivamente mais amplos e suaves para norte, em direção ao depocentro da bacia, como ocorre em Dr. Pedrinho. Esta fisiografia de vales glaciais é frequentemente identificada pelos estudos efetuados mais ao sul, sobretudo aqueles realizados em território gaúcho, onde o embasamento estaria ainda mais

elevado que em Santa Catarina, onde os vales só teriam sido preenchidos por sedimentos já no início do Permiano (Medeiros, 1973; Dias, 1993; Pinheiro-Machado, 1994; Lopes, 1995; Holz, 1995; Silveira, 2000).

Os depósitos mais antigos do Grupo Itararé são caracterizados por uma sedimentação continental, desenvolvida durante o carbonífero superior (Fm. Campo do Tenente), ocorrendo um progressivo predomínio de condições marinhas através dos tempos, até o início do Permiano, registradas na deposição das Formações Maфра e Rio do Sul.

Daemon *et al.* (1991), utilizando-se de dados palinológicos, consideram que a maior incidência de depósitos glaciogênicos continentais do Grupo Itararé está na base desta unidade, com a sucessão assumindo um condicionamento marinho cada vez mais acentuado em direção ao topo, com as primeiras transgressões marinhas ocorrendo no Permiano inferior (Sakmariano). Esta mudança paleoambiental é acompanhada de uma passagem de um clima frio (periglacial), que marca a base da sucessão, até um clima temperado, que domina nas porções intermediária e superior da unidade. A sedimentação final do Grupo Itararé, registrada pela formação Rio do Sul, se daria já em condições marinhas bem estabelecidas, o que é também indicado pela fauna de braquiópodos estudada por Beurlen (1953).

Vesely (2001), integrando estudos de afloramentos e dados palinológicos do Gr. Itararé no estado do Paraná, chegou, basicamente, às mesmas conclusões de Daemon (1991). Estudos de palinomorfos efetuados por Souza (2000) indicam, porém, que depósitos marinhos já ocorriam no Grupo Itararé desde o intervalo de tempo da Fm. Campo do Tenente (base da unidade), persistindo e ampliando sua área de ocorrência até o tempo da Fm. Rio do Sul (topo da unidade).

A interpretação dos ritmitos síltico-argilosos, fácies bastante comuns no Grupo Itararé é bastante variada e contrastante. Estas fácies são atribuídas tanto a varvitos depositados em lagos glaciais quanto a turbiditos de ambiente marinho glácio-influenciado.

Na área de Dr. Pedrinho estes ritmitos de grão fino, que foram interpretados por diversos autores como “varvitos” em outras regiões da bacia, são interpretados como depósitos da sedimentação pelítica marinha, dominada pela lenta decantação abaixo do nível base de ondas, com ocasional chegada de correntes de turbidez. Em áreas vizinhas, nos municípios de Rio Negro (PR) e Maфра (SC), situadas algumas

dezenas de quilômetros para norte de Dr. Pedrinho, os ritmitos pelíticos do Grupo Itararé foram também interpretados como turbiditos finos por Salamuni *et al.* (1966) e Rocha-Campos (1967). A baixa icnodiversidade e o pequeno tamanho dos traços fósseis presentes em nestes ritmitos foram interpretados por Balistieri (2003) como sugestivos de faunas adaptadas a um ambiente marinho com baixa salinidade, originada pelo grande afluxo de água doce trazido pelas águas de degelo. Estes ritmitos seriam depósitos de ambientes marginais marinhos, tais como estuários, fiordes e baías restritas, contextos onde ocorreria uma flutuação até diária na energia do meio, no aporte sedimentar, espessura da lâmina d'água, disponibilidade de alimento ou na salinidade. A presença de traços de deslocamento de artrópodes indicaria, também, um ambiente muito raso.

Na área de Dr. Pedrinho, porém, estes ritmitos apresentam feições indicativas de um contexto mais profundo, quais sejam:

- a) ausência de feições de retrabalhamento por ondas ou marés.
- b) intercalação de turbiditos de baixa densidade.
- c) presença comum de clastos caídos de icebergues.
- d) intercalação com depósitos turbidíticos ou caóticos mais espessos.

e) ausência de feições erosivas comuns, como seria de esperar no caso destes ritmitos pelíticos tratarem-se de depósitos de uma planície lamosa dominada pelas marés (*mud flat*). Neste caso ocorreriam inúmeros canais de marés, os quais não foram verificados nos afloramentos estudados.

Durante as fases de degelo um enorme volume de água doce é liberado com o derretimento dos glaciares, em volume tão grande que pode mesmo reduzir, durante certo tempo, a salinidade da água do mar que receba estas descargas da deglaciação. Este efeito está particularmente bem documentado para a glaciação e fases de degelo do Quaternário. Bond *et al* (1992), por exemplo, verificaram que os sedimentos ricos em detritos glaciais que ocorrem no Atlântico norte estariam relacionados a seis camadas depositadas durante "*Heinrich events*", em períodos onde ocorrem a marcante redução da temperatura e da salinidade da água do mar, devido, provavelmente a descargas massivas de icebergues, ocorridas com o colapso do lençol de gelo Laurentide, há 14 Ka e 70 Ka. Pelo menos cinco grandes eventos de cheias disparados pelo degelo atingiram também o Golfo do México, provocando uma redução na salinidade do Oceano Atlântico, no intervalo de tempo entre 16 Ka e 8,9

Ka (Aharon, 2003). Durante estas cheias, um gigantesco volume de água chegou até a região do golfo através do Rio Mississippi. O último grande evento de cheia de degelo consistiu de quatro cheias individuais, datadas de 9,9 , 9,7 , 9,4 e 9,1 Ka, algumas das quais com uma vazão estimada em oito vezes a vazão atual do Rio Mississippi.

A baixa salinidade do Mar Itararé e a presença comum de turbiditos sugerem um freqüente e abundante aporte de água doce originada diretamente das geleiras aterradas no mar ou trazida por rios criados pelo degelo. Os estudos paleontológicos de Balistieri (2003), baseada no estudo de icnofósseis, e Paulo Alves de Souza (comunicação pessoal 2004), a partir do estudo de palinomorfs, indicam também que o “Mar Itararé” teria condições salobras em função, provavelmente, do enorme afluxo de água doce do degelo.

## **9 AMBIENTES DEPOSICIONAIS DA ÁREA DE ESTUDO**

Na área de Dr. Pedrinho os estratos permocarboníferos do Grupo Itararé estão representados por uma espessa seção, com espessura máxima da ordem de 450 m, predominantemente lamosa, constituída por pelitos e paraconglomerados (conglomerados suportados por lama e areia), interrompidos por alguns pacotes espessos de arenitos e ortoconglomerados (conglomerados suportados pelos clastos), e, mais raramente, brecha sedimentar (Tabela 1).

Os diferentes sistemas deposicionais foram sedimentados em fases de maior ou menor influência dos glaciares sobre a bacia receptora, conforme as massas de gelo estivessem mais próximas ou distantes da bacia. Estes estratos representam, preponderantemente, o registro de sistemas depositados em ambiente marinho glácio-influenciado, relacionados a um contexto deltaico distal ou, mais raramente, a um aporte direto dos glaciares. Os principais depósitos são turbiditos conglomeráticos e arenosos, pelitos formados pela decantação lenta abaixo do nível base de ondas de tempestade e por rain-out desprendido de icebergues. A estes sistemas se associam estratos caóticos, gerados pela ressedimentação de sedimentos pelíticos e arenosos através de fluxos de detritos, escorregamentos e, localmente, deslizamentos de blocos. De maneira bastante subordinada ocorrem depósitos de sistemas continentais

subglaciais (Fig. 7.10). Estes diferentes sistemas colmatam gradativamente o relevo deposicional, caracterizado por vales relativamente largos na base da seção, como pode ser observado em afloramentos na área de Vidal Ramos e também na seção estratigráfica strike na região de Dr. Pedrinho (Fig. 7.11). Estes sistemas e suas fácies constituintes serão detalhados a seguir.

## **9.1 AMBIENTE CONTINENTAL**

### **Sistema glácio-continental subglacial (tilito)**

Possíveis depósitos continentais subglaciais ocorrem nas áreas de Alfredo Wagner, Vidal Ramos e Dr. Pedrinho, sendo representados por tilitos de alojamento, que afloram como camadas delgadas de pequena extensão areal.

Em Alfredo Wagner e Vidal Ramos os tilitos foram identificados, respectivamente, por Rocha Campos *et al.* (1988) e por Saulo Santos (comunicação verbal, 2000), ocorrendo como paraconglomerados de matriz lamosa e lamosa-arenosa, com estrias glaciais, alojados no embasamento pré-Cambriano.

Em Dr. Pedrinho os tilitos afloram como uma brecha sedimentar, rica em clastos angulosos de rochas sedimentares, com até 60 cm de diâmetro (fácies BRE). A camada apresenta um delgado nível cisalhado na base, com o aspecto de cataclasito, que delinea o contato com os paraconglomerados de matriz areno-lamosa subjacentes. Este nível cisalhado foi desenvolvido ao longo da superfície de deslocamento da brecha, ao ser “esfregado” contra o substrato sedimentar por uma geleira em deslocamento (Fig. 7.12).

## **9.2 - AMBIENTE MARINHO**

A maior parte dos afloramentos do Grupo Itararé em Santa Catarina registra depósitos de ambiente marinho glácio-influenciado, de contexto relativamente profundo, abaixo do nível base de ondas de tempestade. Os sedimentos foram supridos ao “Mar Itararé” em duas situações principais: 1) contexto deltaico distal, representado por depósitos de prodelta, e 2) aporte direto de sedimentos por geleiras aterradas no mar.

A sedimentação de *background* que domina o contexto prodeltaico é representada por depósitos pelíticos gerados pela decantação lenta de plumas turbidas carregadas de silte e argila. A estes pelitos se associam fácies geradas sob condições de energia muito elevada, turbiditos arenosos disparados por cheias e depósitos caóticos produzidos pela instabilização e ressedimentação dos estratos pelíticos e arenosos previamente acumulados sobre o talude prodeltaico. Fácies de *rain-out*, com detritos caídos de icebergue, também estão intercaladas a estes depósitos.

### **9.2.1 - Depósitos pelíticos prodeltaicos de contexto marinho profundo do Grupo Itararé**

Estes depósitos são caracterizados por quatro fácies sedimentares (Tabela 1):

- 1 - Folhelho preto laminado (FI),
- 2 - Ritmito siltito-folhelho (RSF),
- 3 - Ritmito siltito-folhelho ondulado (RSFo),
- 4 - Ritmito folhelho-siltito (RFS) e

Estas fácies ocorrem associadas formando pacotes com uma espessura total de até 100 m na sequência 5 (Fig. 7.3). Os sedimentitos pelíticos originaram-se da decantação lenta de sedimentos finos, argila e silte, num ambiente marinho de águas calmas, de baixa energia, abaixo do nível base das ondas de tempestade. Ocorrem leitões pelíticos com ou sem clastos caídos de icebergues (*dropstones*, “seixos pingados”), que são geralmente de rochas granitóides. O domínio dos pacotes sem clastos caídos indica que durante a maior parte do tempo de deposição dos pelitos as massas de gelo estavam distantes do sítio deposicional, com os glaciares aterrados no continente, sem contato com o mar. Todavia, há estratos com a intercalação de níveis centimétricos ricos em pequenos clastos caídos de icebergues com outros níveis pelíticos delgados, sem clastos caídos, o que sugere momentos em que ocorreram flutuações de alta frequência no avanço e recuo dos glaciares.

Durante os momentos de avanço dos glaciares ocorria o desprendimento de icebergues carregados de detritos, liberando os clastos devido ao paulatino derretimento do gelo, produzindo, assim, os níveis de clastos caídos. Nos períodos de recuo das geleiras a maior parte dos glaciares perderia o contato com o mar, e, assim, os pelitos depositados nestas épocas não apresentariam clastos caídos de icebergues ou, quando muito, mostrariam alguns raros *dropstones*.

Intercalados aos pelitos ocorrem turbiditos delgados depositados por correntes de turbidez de baixa densidade, caracterizados por camadas de arenito fino a muito fino com ondulações de corrente (1 a 3 cm), ou de arenito fino com laminação plano paralela (10 - 25 cm de espessura), com ou sem ondulações de corrente no topo, com feições de carga, *tool marks* e turboglifos na base. Algumas poucas camadas de turbiditos têm o topo perturbado por clastos caídos de icebergues. Estes turbiditos, bastante comuns na fácies RSFo, são similares aos das fácies AFr e AFp, porém com menor teor de areia.

### **Fácies folhelho preto laminado – FI**

Camadas espessas de folhelho preto (10 a 30 m), com lâminas milimétricas (1 - 2 mm) de siltito cinza claro, localmente com camadas centimétricas (1 a 5 cm) de turbiditos, caracterizados por arenito fino a muito fino com ondulações de corrente, com marcas de sola (*tool marks*, turboglifos) e traços de pastagem no topo. Raramente ocorrem clastos pingados de icebergues (seixos e matações, ver Fig. 7.13).

### **Fácies Ritmito folhelho-siltito - RFS**

Ritmitos em pacotes espessos (6 a 10 m), predominantemente argilosos, marcados pela alternância de camadas centimétricas (0,5 cm - 2 cm) de siltito cinza ou amarelado (cor chocolate quando alterado) gradado ou laminado, que passa abruptamente a camadas (0,3 cm a 1 cm) de folhelho cinza escuro. Podem ou não ocorrer clastos caídos de icebergue. Muito localmente ocorrem estrias e sulcos entre as camadas, geradas possivelmente pelo arraste da quilha de icebergues no substrato (Fig. 7.13).

### **Fácies Ritmito siltito-folhelho - RSF**

Pacotes espessos de ritmito (10 a 50 m) predominantemente síltico, com camadas (0,2 cm a 30 cm) de siltito cinza ou amarelado, gradado e/ou laminado, que passam abrupta ou gradativamente para camadas centimétricas de folhelho cinza escuro com lâminas milimétricas de siltito. Traços de locomoção e pastagem são localmente comuns. Ocorrem intercaladas delgados leitos de turbiditos (1 a 5 cm) de grão fino a muito fino, com laminação plano-paralela e/ou ondulações de corrente, com marcas

de sola (Fig. 7.13). A proporção de clastos caídos de icebergues, é variável, ocorrendo pacotes sem qualquer seixo pingado (*dropstone*).

### **Fácies Ritmito siltito-folhelho ondulado - RSFo**

Espessos conjuntos de estratos (15 a 20 m) compostos por camadas centimétricas de siltito amarelado, gradado e/ou laminado, por vezes com ondulações de corrente, que passam abruptamente para níveis centimétricos (0,5 a 1,5 cm) de folhelho cinza escuro. As camadas são tabulares, com ondulação suave (Fig. 7.13). Ocorrem níveis com traços de locomoção e pastagem. Localmente ocorrem seixos caídos de icebergues. Em vários afloramentos da sequência 4 observa-se que este pacote se torna progressivamente deformado para o topo, desenvolvendo dobras e cisalhamento devido a escorregamento (*slump*). Com o aumento da deformação, os depósitos de escorregamento evoluem à fluxos de detritos da fácies paraconglomerado de matriz síltica.

**Interpretação:** estas fácies pelíticas prodeltaicas se originaram de decantação lenta a partir de plumas túrbidas, depositando-se abaixo do nível base de ondas de tempestade. A Fácies folhelho preto laminado (FI) é a que registra uma sedimentação sob as mais baixas condições de energia na região, depositada em períodos de rara chegada de icebergues na bacia, que, com o derretimento, liberavam clastos para o substrato marinho. Esta fácies caracteriza as condições de deposição mais distal dentre todas as fácies aflorantes, em condições de clima menos frio que o prevalente durante o tempo de deposição dos demais pelitos. A presença de clastos caídos de icebergues não está associada à proximidade das massas de gelo, já que dados do Recente indicam que icebergues podem executar viagens muito longas, depositando os *dropstones* a até 3.000 km de distância da sua área de origem (Bond *et al*, 1992). A alternância de níveis pelíticos com e sem estes clastos aponta para a existência de ciclos de resfriamento de mais alta frequência pontuando a tendência geral em direção a climas temperados.

A fácies ritmito folhelho-siltito (RFS), também de baixa energia, reflete uma condição transicional entre as fácies folhelho preto laminado e ritmito siltito-folhelho, de energia também baixa, mas um pouco mais elevada. Já a fácies ritmito siltito-folhelho ondulado (RSFo) registra a chegada de correntes de turbidez de baixa densidade

(arenitos com ondulações de corrente e marcas de sola), que se intercalam à sedimentação de *background*, caracterizando condições de energia um pouco maiores, capazes de desenvolver ondulações de corrente nos siltitos, o que sugere um contexto mais proximal para esta fácies. Os estratos mais ricos em siltito indicam a deposição de plumas túrbidas mais concentradas, supridas para a bacia durante períodos de tempo relativamente longos, em função do degelo ou de períodos úmidos com chuvas e cheias mais duradouras.

### 9.2.2 - Depósitos Caóticos

Estratos caóticos do Grupo Itararé foram gerados pela instabilização de pacotes sedimentares de contexto prodeltaico, ricos em lama, com influência de *rain-out* e de correntes de turbidez, remobilizados através de escorregamentos e fluxos de detritos, compondo pacotes espessos nas sequências 2 e 4. Os pacotes escorregados são constituídos por pelitos dobrados e deformados por *slump*. Partes dos estratos escorregados continuaram sua movimentação e conseqüente deformação mergulho abaixo, evoluindo para fluxos de detritos, caracterizados por fácies de paraconglomerados (diamictitos). Os depósitos caóticos apresentam um baixo grau de organização interna, sendo comuns intervalos onde é difícil precisar se o principal mecanismo deposicional é o fluxo de detritos ou o escorregamento. As principais fácies aflorantes que caracterizam estes depósitos são:

Depósitos de escorregamento - fácies ritmitos pelíticos dobrados e escorregados (RE)

Depósitos de fluxos de detritos – compostos por 3 fácies: paraconglomerado de matriz areno-lamosa (PAL), paraconglomerado de matriz lamosa-arenosa (PLA) e paraconglomerado de matriz síltica, amarelado (PS).

#### 9.2.2.1 - Depósitos de escorregamento (*slump*)

Os depósitos gerados por escorregamento são caracterizados pela fácies Ritmitos pelíticos dobrados e escorregados (RE), aflorando como espessos pacotes (20 a 30 m) de camadas dobradas e cisalhadas de ritmito siltito-folhelho (fácies RSF) e/ou ritmito folhelho-siltito (fácies RFS), de cor cinza ou amarelo claro, com dobras suaves a isoclinais apertadas com eixo horizontal. O exemplo mais típico de *slump* ocorre no topo da sequência 4 (Fig. 7.3), na estrada a leste de Dr. Pedrinho. Ocorrem

intercalações de camadas arenosas de grão fino, com laminação plano-paralela e carga na base, cisalhadas, esgarçadas (com *boudinage*), dobradas, interpretadas como turbiditos de prodelta. Blocos e seixos dispersos nos pelitos relacionam-se, possivelmente, a blocos caídos de icebergues. Estes turbiditos e *dropstones* registram fenômenos anteriores ao escorregamento. Com o aumento da deformação os escorregamentos passam a depósitos de fluxos de detritos, caracterizados por paraconglomerados de matriz lamosa-arenosa ou areno-lamosa. No topo dos pacotes de pelitos escorregados afloram paraconglomerados gerados por fluxos de detritos ou pacotes de arenitos com grandes feições de carga na base, interpretados como depósitos deltaicos ou turbiditos de prodelta (ver Fig. 7.14).

#### **9.2.2.2 - Depósitos de fluxos de detritos (*debris flows*)**

As três fácies que constituem estes depósitos, paraconglomerados de matriz lamosa-arenosa (PLA), paraconglomerados de matriz areno-lamosa (PAL) e paraconglomerados de matriz síltica (PS), serão descritas a seguir:

#### **Fácies de paraconglomerados de matriz lamosa-arenosa (PLA) ou de matriz areno-lamosa (PAL).**

São paraconglomerados de cor cinza escura, de matriz lamosa-arenosa (fácies PLA) ou areno-lamosa (fácies PAL), com teor similar de lama e areia na matriz. Estas fácies são intergradacionais, tanto lateralmente como na vertical. A composição é polimítica, com seixos e matacões (até 2 m) predominantemente de granitos, dioritos, e gnaisses, também de arenitos e pelitos, que perfazem de 2 a 15% do volume rochoso. Nas duas fácies de paraconglomerados a fração arenosa dominante possui granulação fina e muito fina, com teores menores das frações média, grossa e muito grossa. Nos paraconglomerados de matriz lamosa-arenosa a matriz é dominada pelo tamanho silte, com teores menores de argila e areia (Fig. 7.15).

Ambas as fácies apresentam uma estratificação incipiente (*crudelly stratified*) ou um aspecto maciço. Localmente observam-se restos deformados da estratificação original, com alternância de delgadas camadas de arenito fino e siltito argiloso. Níveis de matacões alinhados, alguns deformando o substrato e sendo recobertos em *drape* por sedimentos, sugerem a queda de grandes clastos de icebergues (“pingados”) no

substrato, antes da ressedimentação. Feições de cisalhamento comuns nestas fácies são as fraturas de geometria sigmoidal, com estrias sub-horizontais, bem como fraturas romboidais, geradas durante o fluxo dos detritos.

Regionalmente (e.g. no afloramento de Aurora, SC) observa-se a passagem gradativa de pacotes onde a estratificação está deformada, mas ainda preservada (*slumps*), para pacotes onde o fluxo de sedimentos levou a uma homogeneização quase completa da rocha (fluxo de detritos), originando os paraconglomerados.

Estas feições sugerem que os paraconglomerados foram originados por escorregamentos e fluxos de detritos de sedimentos prodeltaicos arenosos e pelíticos, que continham seixos e outros detritos caídos de icebergue (*rain-out*). Localmente, como na pedreira municipal em Aurora e no afloramento da Gruta de Santo Antonio na localidade de Santa Maria (Fig. 7.1), observa-se que, antes da compactação, os pacotes caóticos foram recobertos por camadas de arenito ou conglomerado, que afundaram ou provocaram feições de carga e estruturas de chama no substrato plástico (Fig. 7.16). Isto indica que estes depósitos não se tratam de tilitos de alojamento.

Regiões próximas a lençóis de gelo e contextos plataformais de clima temperado comumente apresentam espessos depósitos caóticos depositados defronte às geleiras, em função das altas taxas de deposição e acúmulo de sedimentos finos que tipificam as fases de mar alto e de mar baixo (Eyles & Eyles, 1992b; Hiscott & Aksu, 1994).

Processos de ressedimentação são comuns em plataformas continentais de clima temperado e com influência glacial marcante (Eyles & Eyles, 1992b). Nestas áreas se formam lençóis de diamicton de *rain-out*, depositados pela decantação da lama suspensa em plumas túrbidas e por detritos caídos com o derretimento de icebergues. Altas pressões de poros são geradas com a rápida deposição de sedimentos finos, o que diminui a resistência ao cisalhamento e facilita a movimentação dos pacotes sedimentares mergulho abaixo. Estes diamictons ocorrem associados a turbiditos, sendo difícil distinguir diamictons de *rain-out* daqueles formados por ressedimentação. Muitos dos diamictitos (paraconglomerados) do Grupo Itararé tratam-se, possivelmente, de sedimentos gerados por *rain-out* que foram posteriormente remobilizados.

Estudos do Ártico Canadense na área da Baía de Baffin efetuados por Hiscott & Aksu (1994) revelam que os taludes marinhos defronte aos lençóis de gelo quaternários são dominados por depósitos de fluxos de detritos supridos das vizinhanças da margem das geleiras, remobilizando sedimentos que foram rapidamente depositados no talude superior, formando fluxos de massa com espessura de até 180 m. Estes sedimentos caóticos foram depositados mesmo em áreas onde o nível relativo do mar estava alto por causa da depressão isostática da crosta, não sendo supridos por *canyons* e sim por uma fonte linear, formando uma série de lentes de fluxos de detritos de grande volume, depositadas no talude inferior. A deposição destes fluxos de massa provocou profundas mudanças na morfologia de fundo do talude inferior, aplainando o relevo. As falhas do talude superior que geraram estes *debris* provocaram também uma redução do gradiente do talude, feição que pode, também, ter ocorrido na Bacia do Paraná no “tempo Itararé”.

#### **Fácies paraconglomerado de matriz síltica – PS**

A fácies PS é caracterizada por paraconglomerados de cor amarelo claro e matriz síltica ou síltica argilosa, com 1% a 5% de seixos e blocos, predominantemente de rochas granitóides. São maciços, com esfoliação esferoidal e aspecto muito cisalhado, com fraturas de geometria sigmoidal (Fig. 7.15). Apresentam estrias sub-horizontais, geradas pelo deslizamento interestratal durante o fluxo dos detritos. Localmente apresentam uma estratificação incipiente a bem definida, marcada por delgadas camadas de siltito amarelo e folhelho cinzento bastante dobradas e cisalhadas, as quais representam as fácies originais, menos deformadas pelo fluxo de detritos. O grande teor de silte nesta fácies sugere que os depósitos originais tenham se originado de plumas túrbidas ricas em silte, com contribuição de detritos de rain-out, depositando-se em contexto relativamente profundo, porém mais proximal do que aquele onde se depositaram sedimentos predominantemente argilosos. A espessura das camadas indica que estes fluxos tiveram uma duração relativamente longa. A alta taxa de deposição de finos resultou em estratos com muita água trapeada, o que reduziu a resistência das camadas ao fluxo, facilitando a ressedimentação mergulho abaixo, gerando escorregamentos. Onde houve possibilidade de fluxo à maior distância, processou-se um maior cisalhamento das camadas, originando fluxos de detritos (Fig. 7.17).

### 9.2.3 - Turbiditos

Os turbiditos do Grupo Itararé na região de Dr. Pedrinho possuem duas gêneses distintas: depósitos gerados por cheias fluviais (fluxos hiperpicnais) e depósitos gerados diretamente de torrentes liberadas da base das geleiras (Fig. 7.10).

Assim como boa parte dos chamados turbiditos da margem brasileira, uma grande parte dos turbiditos do Grupo Itararé parecem ter sido gerada de fluxos hiperpicnais disparados por cheias catastróficas do sistema fluvial, sendo mais similares a sistemas (turbidíticos) mistos (Mutti *et al.*, 2003), por sua faciologia e relativa proximidade aos sistemas deltaicos, que aos turbiditos de águas muito profundas que preenchem as *foredeeps* (d'Avila & Paim, 2003; d'Avila & Santos, 2004a; 2004b; Paim *et al.*, 2005; d'Avila *et al.*, 2008). Outros turbiditos do Gr. Itararé, por outro lado, foram gerados por fluxos saídos diretamente da base de geleiras aterradas no mar, durante as fases de degelo, sendo depositados como turbiditos de *outwash* subaquático.

Ao longo de uma glaciação continental, como nos casos da glaciação do Quaternário no hemisfério Norte e a do Carbonífero e Permiano do Gondwana, ocorrem condições muito propícias para o desenvolvimento de correntes de turbidez. Nas fases de degelo podem ser estabelecidos fluxos hiperpicnais de grande duração e enorme volume, em função da grande disponibilidade de água estocada nos glaciares, que cobrem áreas imensas e possuem espessuras de centenas de metros ou até alguns quilômetros. Estas torrentes carregam quantidades abundantes de sedimentos, erodidos pelas geleiras, e a concentração sedimentar elevada, associada à baixa temperatura das águas, produzem correntes de alta densidade que desenvolvem fluxos hiperpicnais quando adentram corpos d'água lacustres ou marinhos.

Fluxos hiperpicnais se formam de diversas maneiras no ambiente glacial. Podem se iniciar pelo derretimento dos glaciares, produzindo grandes cheias no sistema fluvial (*braided*), ou através de cheias extremamente catastróficas, chamadas de *jökulhlaup*, disparadas com a ruptura de lagos glaciais barrados por gelo (Bretz, 1925; Allen & Burns, 1986; Brunner *et al.*, 1999; Anderson *et al.*, 2003) ou por erupções vulcânicas que derretem subitamente grande quantidade de gelo (Björnsson, 1998).

Um segundo tipo de depósito turbidítico produzido em contexto glacial é o leque de lavagem subaquático (*subaqueous outwash*), gerado quando um grande volume de água e sedimentos mantidos sob pressão no interior de uma geleira, aterrada no mar ou em lago, é liberado de túneis junto à base do glaciar. A descarga forma um fluxo hiperconcentrado, que desconfinha e deposita sua carga sedimentar como leques turbidíticos areno-cascalhosos, freqüentemente associados a fluxos de detritos e escorregamentos.

Os turbiditos areno-conglomeráticos das sequências 2 e 3 foram gerados por fluxos de degelo saídos da base de uma geleira em retração, que formaram depósitos de *outwash* subaquático presentes na parte inferior da seção em Dr. Pedrinho. Já os pacotes turbidíticos arenosos, gerados por fluxos hiperpicnais, dominam a porção superior do Grupo Itararé na região (sequência 4).

A área de estudo na região de Dr. Pedrinho é, assim, bastante interessante, pela possibilidade de estudar dois tipos de depósitos turbidíticos, de faciologias e gêneses diferentes (Figuras 10 e 11).

### **9.2.3.1 - Turbiditos areno-conglomeráticos**

Turbiditos areno-conglomeráticos da Fm. Maфра caracterizam a porção basal das sequências 2 e 3 do Grupo Itararé na região de Dr. Pedrinho. Formam pacotes de até 30 m de espessura, com extensão regional, mapeáveis por pelo menos 20 km nas direções *strike* e *dip* da bacia, preenchendo vales largos (Fig. 7.11), alguns desenvolvidos logo adiante de vales escavados no embasamento (fiordes?). São constituídos por três fácies conglomeráticas e sete fácies de arenitos, de granulação grossa até fina, cuja descrição está sintetizada abaixo. Estes turbiditos, assim como os paraconglomerados da região, possuem clastos bastante variados, de diferentes rochas do embasamento e de diversas rochas sedimentares, sugerindo o retrabalhamento de material oriundo de uma grande área de drenagem.

Turbiditos semelhantes, porém mais jovens e formando pacotes mais delgados, ocorrem na região de Alfredo Wagner. Estes depósitos são mais restritos em área, ocorrendo próximos ao topo do Grupo Itararé (Fm. Rio do Sul) (d'Avila & Santos, 2004b; Santos, em preparação). Tanto em Dr. Pedrinho quanto em Alfredo Wagner estes turbiditos de alta energia recobrem pelitos formados por decantação lenta ou pacotes caóticos, caracterizados por paraconglomerados lamosos (“diamictitos”),

gerados por fluxos de detritos, e pelitos escorregados, produzidos por *slumps*. Estruturas em chama e carga no topo dos caóticos indicam que estes não estavam compactados quando se depositaram os turbiditos. Alguns pacotes de turbiditos estão deslizados (*slide*), com mergulho acentuado e deformando e cisalhando os pelitos e caóticos subjacentes. Localmente o intervalo basal do pacote turbidítico apresenta grandes feições de carga e fluidização, com alguns metros de altura. Estas feições indicam um intervalo de tempo relativamente pequeno entre as correntes de turbidez, provocando a amalgamação das camadas e uma rápida expulsão da água intersticial.

Uma das feições mais marcantes dos turbiditos areno-conglomeráticos de Dr. Pedrinho é a geometria sigmoidal. Outros turbiditos do Grupo Itararé apresentam geometria sigmoidal em afloramentos ou em imageamento GPR, associado a um caráter progradacional, como ocorre nos depósitos do Arenito Lapa e do Arenito Vila Velha, aflorantes no estado do Paraná (d'Avila, 1999; Marques, 2000). Estes depósitos são similares aos leques de lavagem subaquáticos do Quaternário, descritos por Rust & Romanelli (1975), Rust (1977), Russel & Arnott (2003) e Lonne (1995;1997). Turbiditos do Grupo Itararé já foram interpretados como depósitos de *outwash* por França & Potter (1991) e Eyles & Eyles (1992a). No lado africano do Gondwana, na seção cronoequivalente da Fm. Dwyka, Visser *et al.* (1986) também reconheceram a presença de depósitos de *outwash* subaquático.

Os turbiditos areno-cascalhosos de Dr. Pedrinho são sistemas turbidíticos de eficiência moderada a alta, dado o *bypass* para parte da população arenosa mais grossa, a extensão dos depósitos mergulho abaixo por vários quilômetros e a geometria lenticular dos estratos, configurando possíveis barras. Estas barras cascalhosas e arenosas são similares às barras turbidíticas desenvolvidas em sistemas (turbidíticos) mistos ligados a fluxos hiperpicnais (Mutti *et al.*, 1996), diferindo das barras de ortoconglomerados de sistemas turbidíticos de altíssima eficiência (fácies F3, Mutti *et al.*, 1999), que apresentam *bypass* para quase toda população arenosa e são recobertas por *drapes* de lama. Devido à amalgamação freqüente das camadas estes turbiditos do Grupo Itararé podem constituir-se em rochas com boa qualidade como reservatório de petróleo (d'Avila & Paim, 2004).

As porções conglomerática e arenosa mais grossa apresentam cascalhos “flutuando” em meio a areia, feição indicativa de fluxos de alta densidade, bastante comum em turbiditos. O posicionamento stratigráfico dos turbiditos areno-

cascalhosos da sequência 2, logo acima de um tilito, sugere que estes depósitos tenham sido gerados em fase transgressiva, por fluxos altamente concentrados, originados de jatos de água de degelo da base de uma geleira aterrada no mar (Figs. 10 e 11).

Os arenitos médios e finos que encimam a seção turbidítica da sequência 2 ( fácies AMb e AFr) poderiam ser interpretados como depósitos de barra de desembocadura de um sistema deltaico. Entretanto, estes arenitos são diretamente recobertos por pelitos com clastos caídos de icebergues, sem ocorrerem feições exposição ou de retrabalhamento por ondas ou marés, o que indica um contexto deposicional relativamente profundo. A presença de grânulos e pequenos seixos em meio aos arenitos e a característica má seleção das lâminas arenosas, com material desde fino até muito grosso, indicam fluxos de densidade elevada, o que indica depósitos de corrente de turbidez, geneticamente relacionados ao pacote de conglomerados turbidíticos sotoposto.

Estes turbiditos arenitos são interpretados como depósitos de um fluxo denso trativo, de menor energia e densidade que os conglomerados da parte inferior do pacote. Possuem propriedades equivalentes aos depósitos de uma corrente de turbidez de alta densidade (no sentido de Mutti *et al*, 1999) ou de um fluxo denso concentrado (os *concentrated density flows* de Mulder & Alexander, 2001).

O pacote de turbiditos areno-cascalhosos apresenta granodecrescência ascendente, indicando o paulatino decréscimo da energia das correntes de turbidez ao longo do tempo (Fig. 7.18). Isto pode ser interpretado como um reflexo da diminuição do volume e potência dos fluxos de degelo com o passar do tempo, em decorrência do derretimento e afastamento dos glaciares. As estruturas trativas comuns nos conglomerados e arenitos e os níveis com súbito incremento do tamanho de grão no interior das camadas sugerem fluxos de longa duração, com variação de energia. Isto pode indicar o retrabalhamento dos sedimentos depositados pela camada basal, mais densa, durante a passagem da porção superior, mais turbulenta, da corrente de turbidez.

As fácies sedimentares que constituem os turbiditos areno-conglomeráticos serão descritas a seguir:

**Fácies de ortoconglomerados dos turbiditos areno-conglomeráticos:** Ocorrem três fácies de ortoconglomerados, as fácies **Cbar**, **Ctab** e **Cimb** (Figuras 7.18 e 7.19). Os conglomerados são polimíticos, com clastos de granitos com e sem biotita, diorito, rochas sedimentares (arenitos, pelitos e paraconglomerados), mica xistos, quartzitos e filitos.

#### **Fácies Ortoconglomerado de blocos e matações - Cbar**

Camadas de ortoconglomerado polimítico com estratificação cruzada, com 1 m a 3 m de espessura. A geometria é lenticular ou em cunha, formando grandes lentes cascalhosas estratificadas, com gradação inversa ou normal, localmente truncadas por níveis cascalhosos sub-horizontais. Os contatos basais são erosivos, com escavação de poucos metros. Os clastos variam desde grânulos até matações (3 m), e os mais alongados mostram imbricação paralela à direção da paleocorrente. Os conglomerados ocorrem amalgamados ou passam abruptamente para camadas lenticulares de arenito fino. Estas possuem espessura de 30 cm a 1 m e são compostas por *laminasets* de ondulações de corrente sinusoidais ou estratificação cruzada sigmoidal, com freqüentes *lags* seixosos de espessura centimétrica, espaçados de 15 a 20 cm na base dos *laminasets*. Escapes de fluidos, com fluidização e estrutura em chama, são comuns nestes arenitos. Os conglomerados passam ao topo e mergulho abaixo para arenitos médios ou grossos conglomeráticos (Figuras 7.18 e 7.19).

#### **Fácies ortoconglomerado gradado em camadas tabulares – Ctab.**

Camadas de conglomerado de seixos e grânulos, clasto-suportado, tabulares a lenticulares, decimétricas (0,15 a 0,6 m), com gradação normal. Os clastos mostram orientação sub-horizantal. O contato basal é erosivo. Estes conglomerados passam abruptamente a arenitos grossos ou finos com estratificação cruzada de baixo ângulo, localmente desenvolvendo suaves ondulações assimétricas (Figuras 7.18 e 7.19).

#### **Fácies Ortoconglomerado com clastos imbricados/alinhados – Cimb.**

Pacotes conglomeráticos com 4 a 5 m de espessura, gerados pela amalgamação de camadas com espessuras de 0,5 m a 1,5 m, com geometria de lentes alongadas e contato basal erosivo. Os clastos são alinhados ou imbricados,

atingindo até 20 cm. O espaço intersticial entre os clastos maiores é preenchido por grânulos e arenito grosso e muito grosso. Algumas camadas gradam ao topo para arenito muito grosso conglomerático (Figuras 7.18 e 7.19).

### **Interpretação:**

As fácies de ortoconglomerados são interpretadas como depósitos de correntes de turbidez cascalhosas de alta densidade, formadas sob fluxos trativos de alta velocidade, de duração relativamente longa. As gradações inversa e normal nos conglomerados da fácies Cbar sugerem estágios acelerantes e desacelerantes do fluxo, respectivamente. A passagem abrupta para fácies arenosas finas sugere a ocorrência de *bypass* (transpasse) para parte da fração arenosa mais grossa. As ondulações de corrente sinusoidais nos arenitos finos acima dos conglomerados sugerem que, após o *bypass*, a corrente de turbidez desacelerante ainda apresentava velocidade suficiente para tracionar areia e possuía muito material arenoso em suspensão. Os *lags* cascalhosos nestes arenitos indicam que apesar do fluxo mostrar um padrão geral desacelerante, este era ainda instável, ocorrendo picos de velocidade na corrente. Os conglomerados da fácies Ctab apresentam clastos de menor tamanho e possuem gradação normal, o que sugere um fluxo desacelerante com energia e *bypass* menores que na fácies Cbar. Os conglomerados da fácies Cimb representam fluxos com *bypass* para a fração arenosa fina. A presença de areia grossa entre os clastos de cascalho indica fluxos de altas concentração e densidade, porém com menores *bypass* e energia que a corrente que depositou a fácies Cbar.

### **Fácies arenosas de granulação média a muito grossa dos turbiditos areno-conglomeráticos:**

Nestes turbiditos ocorrem três fácies arenosas de grão médio até grosso e muito grosso, as fácies **AGm**, **AGb** e **AMs**.

### **Fácies arenito grosso a muito grosso, maciço e com seixos dispersos – AGm.**

Camadas lenticulares com espessuras de 1,5 a 2,0 m de arenito grosso a muito grosso, mal selecionado, com teor elevado da granulação fina e muito fina. As camadas possuem um *lag* cascalhoso basal, com blocos e seixos, o qual passa

abruptamente ao intervalo arenoso maciço que possui seixos e blocos dispersos e feições de escape de fluidos (Fig. 7.20).

### **Fácies arenito grosso a médio com estratificação cruzada de baixo ângulo – AGb.**

Camadas tabulares a lenticulares alongadas de arenito grosso e médio, com 0,3 m a 1,0 m de espessura, com grânulos e seixos dispersos, com base erosiva. Apresentam estratificação cruzada de baixo ângulo, freqüentemente com uma ondulação assimétrica suave superposta. Estrutura de chama ocorre localmente. Associam-se com camadas tabulares de ortoconglomerados gradados (Fig. 7.20).

### **Fácies arenito médio em barras sigmoidais – AMs.**

Camadas sigmoidais com espessuras de 0,5 a 2,0 m, com nível de blocos e seixos alinhados ou imbricados na base, passando abruptamente a arenito médio e fino com *laminasets* constituídos por ondulações de corrente sinusoidais fluidizadas ou estratificação cruzada sigmoidal, com *lags* seixosos centimétricos, espaçados de 10 a 20 cm. O contato basal é erosivo. A passagem abrupta do intervalo conglomerático para o arenoso sugere a ocorrência de *bypass* para parte da fração arenosa (Fig. 7.20).

### **Interpretação:**

Estas fácies representam os depósitos de correntes de turbidez areno-cascalhosas de alta densidade. A fácies AGm mostra a sustentação dos grãos pelo escape de fluidos durante parte do transporte. Com a saída dos fluidos ocorreria a colisão entre as partículas, aumentando a fricção intergranular e provocando a deposição do leito. As fácies AGb e AMs resultam de correntes de turbidez trativas e de alta velocidade, de duração relativamente longa, capazes de gerar retrabalhamento do leito pela passagem da porção superior, turbulenta, da corrente. Na fácies AMs a passagem do fluxo sobrepassante permitiu o *bypass* para parte da fração arenosa mais grossa. A brusca passagem para o intervalo com ondulações de corrente sinusoidais marca uma súbita desaceleração do fluxo após o *bypass*, ocorrendo então a tração sobre o leito arenoso, acompanhada de decantação de muito material arenoso fino que ainda estava em suspensão. Os *lags* cascalhosos nos arenitos

indicam que mesmo na fase desacelerante o fluxo era bastante instável, com picos de alta velocidade na corrente.

**Fácies arenosas médias e finas dos turbiditos areno-conglomeráticos:** afloram quatro fácies arenosas de grão médio a fino nestes turbiditos, as fácies **AMsx**, **AFrs**, **AMb** e **AFrs**.

#### **Fácies arenito médio a fino, maciço e com seixos dispersos – AMsx**

Camadas lenticulares de arenito médio a fino, mal selecionado, com teor elevado de grãos grossos e muito grossos, com espessuras de 0,7 a 1,2 m. Apresenta aspecto maciço, com blocos e seixos dispersos, e intervalos com ondulações de corrente sinusoidais parcial a totalmente obliteradas pelo escape de fluidos (Fig. 7.21).

#### **Fácies arenito médio com estratificação cruzada de baixo ângulo – AMb**

Camadas de arenito médio com seixos na base e cruzadas de baixo ângulo no topo, formando lentes alongadas com 0,15 a 0,50 m de espessura, que, amalgamadas, formam pacotes métricos. A estratificação de baixo ângulo é marcada pela alternância de lâminas de arenito médio ou fino bem selecionado com lâminas de arenito médio mal selecionado, com alto teor de areia fina e presença de areia grossa e grânulos. Na base das camadas é comum ocorrer uma cunha alongada, com espessura de 5 a 20 cm, de arenito médio mal selecionado (alto teor de areia fina e grossa), granuloso, seixoso, com os clastos dispersos (Fig. 7.21).

#### **Fácies arenito fino e médio com ondulações de corrente sinusoidais – AFRs**

Camadas de arenito com geometria lenticular ou em cunha, com espessura variando de 0,5 a 3,0 m. A granulação é fina a média, seleção moderada a boa, com *laminaset*s compostos por ondulações de corrente sinusoidais, deformadas pelo escape tardi-deposicional de fluidos, que por vezes produzem estruturas em chama (Fig. 7.21).

#### **Fácies arenito fino com ondulações de corrente – AFR**

Camadas tabulares, com topo levemente ondulado, de arenito fino a médio, com seleção boa a moderada, rosado ou amarelado, com espessuras de 0,30 m a

1,20 m. Os contatos são bruscos, com base pouca erosiva. A amalgamação das camadas resulta em pacotes com até 6 m de espessura, localmente formando barras de acreção frontal. As camadas apresentam *laminasets* compostos por ondulações de corrente (*current ripples*) ou estratificação cruzada de pequeno porte. Quando intemperizadas têm aspecto maciço. Ocorrem pequenos seixos e grânulos, dispersos ou formando delgados níveis no arenito (Fig. 7.21).

### **Interpretação:**

Estas fácies são depósitos de correntes de turbidez de concentração variável, desde alta (fácies AMsx), passando por intermediária (AMb), até concentrações mais baixas (AFr e AFrs), quando se assemelham à fácies de uma corrente trativa “normal”, sendo, porém, desenvolvidas por descargas turbidíticas mais duradouros no ambiente marinho.

Os depósitos da fácies AMsx sugerem uma corrente de turbidez de alta densidade, na qual os grãos foram sustentados pelo escape de fluidos e colisão entre partículas, e onde a tração teria operado de maneira pulsátil, nos estágios finais de deposição, com as estruturas sedimentares sendo logo obliteradas pelo escape de fluidos.

A fácies AMb foi produzida por uma corrente trativa de alta energia, de duração relativamente longa, com velocidade do fluxo variável, controlando a alternância de lâminas de tamanho de grão e seleção diferentes. A camada basal arenoconglomerática indica um fluxo denso concentrado, que por diluição desaceleraria, produzindo a corrente trativa de alta velocidade que gerou a estratificação cruzada de baixo ângulo. A alternância de lâminas trativas bem selecionadas (menor concentração) com as lâminas mal selecionadas, com material grosso (maior concentração) indica um fluxo instável.

A fácies AFrs é interpretada como produto de uma corrente de turbidez de baixa densidade, em que as ondulações de corrente sinusoidais indicam uma atuação conjunta da tração e decantação da areia que estava suspensa na corrente. O escape de fluidos afetou as ondulações de corrente sinusoidais, gerando estruturas de escape e em chamas.

Correntes de turbidez trativas, de densidade relativamente baixa (similar a uma corrente hidrodinâmica “normal”), energia moderada e longa duração depositaram a

fácies AFr. Os pequenos níveis cascalhosos e arenosos mal selecionados desta fácies sugerem o ocasional aumento na energia do fluxo, quando a corrente atingia uma maior concentração sedimentar, comportando-se momentaneamente como um fluxo mais denso.

### **9.2.3.2 - Turbiditos Arenosos**

Turbiditos arenosos envelopados por espessos pacotes pelíticos prodeltaicos afloram na seção superior do Grupo Itararé na região de Dr. Pedrinho. Ocorrem dois pacotes de camadas tabulares a lenticulares alongadas de arenitos finos a médios (20 m e 30 m de espessura), separados por camadas de folhelho preto laminado e ritmito folhelho-siltito, com até 5 m de espessura. Estes estratos turbidíticos são denominados informalmente de arenitos Beckham (pacote inferior) e Alto Forcação (pacote superior). Possuem extensão regional e são rastreáveis por dezenas de quilômetros nas direções *dip* e *strike* da bacia, formando escarpas que se destacam no relevo. Diferentemente dos turbiditos areno-conglomeráticos mais antigos, que preenchem vales largos e se associam a pacotes caóticos, a topografia de fundo dos turbiditos arenosos era mais suave, devido a progressiva colmatação e aplainamento do relevo do fundo marinho com depósitos pelíticos. Ocorrem algumas irregularidades locais no substrato, de porte métrico, tais como diápiros de lama, gerados provavelmente pelo incremento do volume de sedimentos durante a construção do sistema turbidítico. A porção proximal da bacia possuía uma fisiografia de fundo distinta, mais encaixada, com um pacote de turbiditos (informalmente denominado de Arenito Vidal Ramos) preenchendo vales acentuados, quase cortando o embasamento, sendo bem exemplificada pelos depósitos cronoequivalentes na região de Vidal Ramos.

#### **Fácies arenosas médias e finas dos turbiditos arenosos:**

Os depósitos turbidíticos do Arenito Beckham são constituídos por sete fácies sedimentares, onde dominam os arenitos finos e médios, quais sejam: arenito fino a médio maciço/fluidizado (AFmflu), arenito fino com clastos e injeção de areia (AFin), arenito médio a fino com estratificação cruzada (AMc), arenito fino em camadas com carga amalgamadas (AFcarg), arenito fino com laminação plano-paralela (AFp), arenito fino em camadas delgadas com sequência de Bouma incompleta (AFTac) e

arenito fino em camadas delgadas tabulares (AFdelg). Estas fácies são descritas a seguir:

#### **Fácies arenito fino a médio maciço/fluidizado – AFmflu**

Camadas com geometria em cunha, com 0,4 a 1,4 m de espessura de arenito fino a médio, maciço ou com laminação mal definida, perturbada pelo escape de fluidos. A base é erosiva e o topo plano, levemente ondulado. Esta fácies passa de forma abrupta para folhelho preto laminado (Fig. 7.22).

#### **Fácies arenito fino com clastos e injeção de areia – AFin**

Camadas lenticulares alongadas, com espessura decimétrica (0,4 a 0,8 m) de arenito fino ou médio, com laminação plano-paralela mal definida, com alguns grandes clastos pelíticos (0,15 a 1,2 m), sub-horizontais no meio da camada. A base das camadas apresenta *flutes*, fragmentos vegetais lenhosos com até 0,5 m e, localmente, feições métricas de injeção de areia no substrato. Ondulações de corrente mal definidas ocorrem no topo de algumas camadas. A passagem é abrupta para folhelho preto laminado (Fig. 7.22).

#### **Fácies arenito médio a fino com estratificação cruzada – AMc**

Camadas lenticulares, com espessura decimétrica (0,4 a 0,6 m) de arenito médio ou fino, com estratificação cruzada incipiente, cruzada tangencial ou sigmoidal, localmente com laminação plano-paralela no topo. Em algumas camadas o topo apresenta nível milimétrico (3 a 4 mm) de arenito muito fino laminado seguido por arenito fino com ondulações de corrente, cujas paleocorrentes são opostas às das cruzadas no topo. A passagem desta fácies é abrupta para o folhelho preto laminado (Fig. 7.22).

#### **Fácies arenito fino com laminação plano-paralela – AFp**

Camadas tabulares ou lenticulares muito alongadas, de arenito fino a médio, com laminação plano-paralela, com espessura de 0,45 a 1,35 m. As camadas são comumente gradadas, com granulação fina a média na base e topo de grão fino a muito fino. A base das camadas é pouco erosiva, com a presença de *flutes*, *grooves*, *prod marks* e fragmentos vegetais lenhosos. No topo a passagem é abrupta para o folhelho preto laminado ou ritmitos pelíticos (Fig. 7.22).

### **Fácies arenito fino em camadas delgadas tabulares – AFdelg**

Camadas tabulares a lenticulares muito alongadas, com 0,25 a 0,4 m de espessura, de arenito fino a muito fino, maciço ou com laminação plano-paralela mal definida, com *laminasets* amalgamados e estruturas de carga. Localmente ocorrem clastos pelíticos (até 0,4 m), sub-horizontais, no meio das camadas. A base é abrupta e o topo passa bruscamente a folhelho preto laminado (Fig. 7.23).

### **Fácies arenito fino em camadas com carga amalgamadas – AFcarg**

Camadas de arenito fino lenticulares, muito alongadas, amalgamadas, com 0,15 a 0,3 m de espessura, com estrutura de carga pronunciada, formando pacotes de até 2 m de espessura. São maciços ou mostram estratificação cruzada sigmoidal de pequeno porte. A fluidização é freqüente. Localmente as camadas estão dobradas devido a escorregamento. A base das camadas é abrupta, com *flutes* e *grooves*. No topo passam bruscamente para camadas centimétricas de folhelho preto laminado ou ritmito folhelho/siltito, que se mostram rompidas pelas estruturas de carga e em chama criadas pelo peso das camadas sobrejacentes (Fig. 7.23).

### **Fácies arenito fino em camadas delgadas com sequência de Bouma incompleta – AFTac**

Camadas lenticulares alongadas de arenito fino com base plana e topo ondulado, com espessuras de 0,10 a 0,15 m, separadas por intervalo centimétrico (1 a 2 cm) de ritmito siltito/folhelho, com lâminas milimétricas de arenito muito fino. As camadas são maciças na base e possuem ondulações de corrente com baixa assimetria no topo, desenvolvendo sequências de Bouma incompletas (Ta-c). Estas camadas formam *bedsets* com 40 a 50 cm de espessura, que passam abruptamente para camadas de folhelho preto laminado (Fig. 7.23).

### **Interpretação:**

Estas fácies arenosas são interpretadas como depósitos de correntes de turbidez de densidade moderada a baixa, disparadas por cheias do sistema fluvial. A granulação predominantemente fina e média destes arenitos (Fig. 7.24) indica uma origem de correntes de turbidez de densidade baixa (a intermediária). Estes fluxos

podem tanto ter sido originados da diluição de correntes de turbidez de alta densidade como provirem diretamente de correntes turbidíticas cuja densidade era originalmente baixa. A presença comum de estruturas de carga e em chama sugere alta frequência e alta taxa de deposição dos turbiditos.

No Arenito Beckham as fácies mais finas dominam a base do pacote, ocorrendo o incremento de arenitos de grão médio a grosso em direção ao topo, o que indica um aumento da energia ao longo do tempo de deposição da sucessão turbidítica (Fig. 7.24).

As fácies AFmflu e AFin indicam sedimentos depositados com uma grande quantidade de fluidos trapeados no momento da deposição, sugerindo deposição a partir da camada basal, mais densa e sobrepressurizada, de uma corrente de turbidez. A base bastante erosiva da fácies AFmflu e os grandes clastos flutuantes na fácies AFin sugerem que estas sejam mais proximais que as demais. O fluxo era também bastante turbulento para gerar as *flutes*, e trativo, desenvolvendo a laminação plano-paralela e o alinhamento dos clastos, arrancados pela corrente ao passar pelo substrato pelítico em posições mais à montante, onde o fluxo era mais erosivo. Nestas fácies o desenvolvimento de laminação por tração junto ao topo do leito é por vezes perturbado pelo escape de fluidos da base da camada, podendo adquirir um aspecto maciço.

A fácies AMc é o produto de correntes de turbidez trativas, com *bypass* para a fração arenosa muito fina, aportadas à bacia ao mesmo tempo em que turbiditos de mais baixa energia chegavam de um quadrante oposto. A fácies AFp também indica o retrabalhamento trativo exercido por uma corrente de turbidez de baixa densidade, desacelerante.

As fácies AFdelg e AFcarg indicam a alta frequência dos eventos turbidíticos, capazes de gerar os *laminasets* amalgamados, com cargas, da fácies AFdelg ou feições ainda mais pronunciadas de carga e fluidização como na fácies AFcarg.

A fácies AFTac representa depósitos de corrente de turbidez de baixa densidade, desacelerante, com atuação de tração e muita decantação nos estágios finais da deposição, gerando ondulações de corrente com baixa assimetria.

A passagem abrupta de arenitos para pelitos e a escassez de ondulações de corrente no topo das camadas sugerem uma corrente de turbidez arenosa sem alto grau de turbulência na parte superior da corrente. O material pelítico fino depositado

no topo das camadas arenosas parece ter-se originado do processo de *flow lofting* (Sparks *et al.*, 1993; Mutti *et al.*, 2003), quando os finos elutriados da camada basal ascendem na coluna d'água e depois decantam. Outra hipótese é que estes pelitos derivam de fluxos hipopícnais (Bates, 1953), geneticamente relacionados às cheias que originaram os fluxos hiperpícnais parentais dos turbiditos. Parte da fração arenosa muito fina, que deveria ter sido depositada entre o intervalo arenoso fino a médio e os pelitos está comumente ausente, o que sugere o *bypass* desta fração corrente abaixo.

No pacote turbidítico similar aflorante em Vidal Ramos é possível verificar a relação dos turbiditos com seus possíveis depósitos laterais/distais: as camadas decimétricas de arenito fino a médio passam lateralmente a camadas centimétricas de arenito fino com ondulações de corrente, que ocorrem intercalados aos pelitos depositados de plumas hipopícnais durante os períodos de quiescência, sem correntes de turbidez.

Os turbiditos arenosos da região de Dr. Pedrinho foram possivelmente disparados por grandes cheias fluviais (*jokulhläups?* ver Fig. 7.25), que desenvolveram fluxos hiperpícnais, o que é sugerido pelas seguintes feições:

**a)** presença de níveis com aumento e diminuição de tamanho de grão numa mesma camada: lâminas de grãos mais grossos destacam-se em meio a sedimentos mais finos, representando possíveis picos de cheia (segundo Mutti, 2002, comunicação pessoal; Mutti *et al.*, 2003) associados a fluxos de longa duração com variação de energia. Estas características sugerem que a corrente de turbidez está sendo continuamente alimentada por um sistema fluvial sujeito a cheias catastróficas, que geram fluxos hiperpícnais com diferentes concentrações e velocidade, como função das variações de vazão. Estes fluxos turbidíticos não conseguiram desenvolver densidade e aceleração suficientes para descolar do fluxo parental.

**b)** ocorrência comum de fragmentos de vegetais superiores nos turbiditos, sugerindo fluxos iniciados no continente e que conseguiram adentrar o mar. Estes fragmentos vegetais nos turbiditos indicam a existência de duas etapas fundamentais, a de crescimento da vegetação e a de erosão e transporte: nos períodos de baixa energia, fase “normal” do sistema fluvial, a vegetação crescia nas terras altas e na planície de inundação do rio; já nos momentos de altíssima energia, com as cheias catastróficas,

o rio transbordava violentamente, erodindo os depósitos marginais e arrancando a vegetação que proliferou nos períodos de baixa energia. Nesta etapa foram desenvolvidos os fluxos hiperpicnais que transportaram areia e os fragmentos vegetais até a região de prodelta.

Apesar de estas evidências sugerirem a existência de um sistema fluvial alimentador destes turbiditos, cabe salientar que não foram identificados depósitos fluviais geneticamente relacionados a estes turbiditos nos afloramentos do Grupo Itararé na região a montante da área de estudo. Isto se deve, possivelmente, à repetição de ciclos de avanço e recuo glacial e ao soerguimento da área fonte pelo reajuste isostático (*rebound*), levando à erosão quase total dos depósitos continentais, devido ao baixo espaço de acomodação disponível neste contexto subaéreo, preservando apenas delgados pacotes de tilitos, acomodados no fundo de paleovales glaciais.

## **10 O MODELO DEPOSICIONAL PARA O GRUPO ITARARÉ NA ÁREA DE DR.**

### **PEDRINHO**

O ambiente deposicional do Grupo Itararé em Santa Catarina é dominado por sedimentação marinha glácio-influenciada, destacando-se os contextos prodeltaico e ligado ao aporte direto das geleiras ao mar, com seus depósitos turbidíticos, pelíticos e caóticos associados, em menor ou maior grau a fácies de *rain-out* (Fig. 7.10). Depósitos de contexto continental, representados por fácies subglaciais, são bastante subordinados. Estes depósitos integram sequências depositadas durante a glaciação permocarbonífera, entre o final do Carbonífero e o início do Permiano, mostrando uma influência progressivamente menor das geleiras sobre a sedimentação com passar do tempo, seguindo uma tendência de melhoria climática, de climas frios para temperados, determinada pela deriva continental do Gondwana para posições mais afastadas do pólo sul. Os depósitos com maior influência glacial são aqueles das sequências 1 e 2, com esta influência diminuindo para os das sequências 3 e 4, até não mais registrar uma influência glacial, como nos sedimentitos costeiros e leitos de carvão da sequência 5, litoestratigraficamente equivalentes à Fm. Rio Bonito.

A configuração de bacia seria marcada por uma ampla região com embasamento elevado situada ao sul (Rio Grande do Sul), de onde se deslocavam as principais massas de gelo para o norte, em direção à bacia. Os depósitos de deslizamentos, escorregamentos e fluxos de detritos da região de Alfredo Wagner, situados mergulho abaixo deste alto, depositaram-se num contexto marinho de costa recortada, com declive acentuado, mergulho abaixo da zona de falha que delineava a paleoborda da “plataforma do Rio Grande do Sul”.

O aporte sedimentar e o gradiente na região meridional de Santa Catarina favoreceriam a instabilização dos sedimentos marinhos costeiros e plataformais rasos aí depositados, sendo redepositados como fluxos de massa caóticos e deslizamentos. Os afloramentos de Vidal Ramos registram o afogamento de vales glaciais, antes ocupados por geleiras, durante a fase transgressiva que se associa ao degelo. O preenchimento destes vales íngremes, escavados em meio a altos do embasamento, é caracterizado por delgados pacotes de tilitos na base, depositados durante a fase de ocupação glacial, os quais são sucedidos por depósitos caóticos, turbidíticos e ritmitos decantados de plumas túrbidas, que vão paulatinamente colmatando e suavizando o relevo.

Nas áreas ao norte, como em Dr. Pedrinho, o embasamento torna-se paulatinamente deprimido, com vales mais largos e rasos, desembocando na região mais plana que configura o substrato do “Mar Itararé”. Uma fisiografia similar é descrita por Von Brunn (1996) para os depósitos glácio-influenciados cronoequivalentes que afloram no sul da África, nas áreas leste e nordeste da Bacia do Karoo, destacando-se três domínios geomorfológicos principais: uma região de vales acentuados, uma região transicional e uma região de bacia plana.

O avanço dos glaciares pela região de Dr. Pedrinho e demais afloramentos em Santa Catarina ficou registrada como delgados pacotes de tilitos e estrias subglaciais. Os espessos depósitos caóticos das sequências 1 e 2, foram originados pela remobilização de depósitos pelíticos e turbidíticos que possuíam em seu interior clastos caídos de icebergues, sendo instabilizados devido à alta taxa de sedimentação, causada pela progradação de sistemas arenosos e/ou ao avanço de geleiras. Um delgado pacote de tilito, assentado sobre estratos caóticos, registra um destes avanços do gelo na região de Dr. Pedrinho. Sobre este tilito afloram turbiditos areno-conglomeráticos de leques de lavagem (*outwash*) subaquático, derivados do

grande volume de água saído da base das geleiras com o início do degelo, cujo padrão geral *fining upward* reflete a diminuição da energia e do aporte com o tempo, num padrão retrogradante que acompanhou a margem da geleira em retração (ver a base da sequência 2, na figura 3).

Durante a etapa de retração dos glaciares da bacia as massas de gelo ficaram limitadas a poucas áreas de contato com o mar, encolhendo até ocuparem posições no interior do continente. Esta fase é registrada pelos pelitos com poucos clastos pingados que recobrem os turbiditos areno-conglomeráticos da sequência 3. Isto sugere que havia uma chegada esporádica dos glaciares até o mar, quando liberavam os icebergues a partir de recortes costeiros tipo fiorde, ao longo dos quais as massas de gelo desciam.

Os sedimentos pelíticos do contexto proximal apresentam comumente intercalações de delgadas camadas turbidíticas arenosas. Pelitos mais distais ou situados em posições laterais aos pontos de maior aporte, bem como aqueles gerados nas fases transgressivas estabelecidas com o progressivo afastamento dos glaciares, mostram a diminuição da chegada dos turbiditos e o paulatino decréscimo da presença dos siltitos, culminando com a deposição de folhelhos pretos ( fácies “Folhelho Lontras”, Schneider *et al.*, 1974). Não foram identificadas feições de retrabalhamento por ondas ou marés nestes estratos, o que indica um contexto marinho relativamente profundo, abaixo do nível base de onda de tempestade. Os turbiditos arenosos da sequência 4 estão envelopados por estes pelitos, o que indica que também estes turbiditos foram depositados num contexto marinho relativamente profundo.

Os turbiditos do Grupo Itararé diferem não apenas em faciologia, mas também quanto à gênese. Os turbiditos mais grossos presentes nas seções inferiores (sequências 2 e 3) foram gerados por fluxos de *outwash* subaquáticos saídos da base das geleiras. Já os turbiditos arenosos das seções mais jovens (sequência 4) foram gerados por cheias catastróficas do sistema fluvial, disparados por grandes chuvas, rápido aumento da água de degelo que supria os rios que alimentaram os turbiditos ou ainda pela ruptura de represas barradas pelo gelo, gerando *surges* glaciais do tipo *jökulhlaup*. O mar Itararé durante o período de tempo relativo à sequência 4 foi predominantemente salobro, de acordo com dados paleontológicos e icnológicos,

sugerindo uma certa constância dos eventos de degelo que aportavam grande volume de água doce à bacia.

A ocorrência de abundantes fragmentos vegetais nos turbiditos arenosos registra que fluxos poderosos erodiram inclusive as áreas vegetadas desenvolvidas em regiões estáveis, situadas às margens dos sistemas fluviais. Durante estas cheias catastróficas ocorria o aumento da vazão e velocidade do fluxo produzindo fluxos hiperconcentrados que extravasavam o canal fluvial. Estas correntes de alta densidade carreavam a carga sedimentar que estava depositada no canal e nas áreas marginais, porções relativamente estáveis nos períodos “normais” de funcionamento do sistema fluvial. Após adentrar o mar estes fluxos hiperpicnais depositaram turbiditos na região de prodelta.

O florescimento desta vegetação ocorreu com a melhoria climática que acompanhou o recuo e o derretimento dos glaciares. Nesta fase o gelo desocupou boa parte do espaço continental, permitindo o desenvolvimento de sistemas fluviais, de solos e crescimento vegetal. Esta transição de um clima frio para condições mais amenas, com o afastamento dos glaciares, deve-se à deriva desta parte do paleocontinente Gondwana para o norte, afastando a Bacia do Paraná dos centros de glaciação polares. Apesar de o ciclo maior ser de paulatino aquecimento, ciclos glaciais menores, de mais alta frequência, pontuaram o final do grande ciclo glacial. Nestes períodos ocorreu o crescimento das geleiras, que chegavam até a margem da bacia, desprendendo blocos de gelo flutuante, registrando seu vagar pela região através dos clastos pingados e de algumas raras estrias formadas pelo arraste da quilha dos icebergues no substrato marinho.

A porção mediana e o topo da sequência 4, equivalentes à seção superior do Grupo Itararé, mostram uma passagem progressiva de pelitos prodeltaicos *in situ* para ressedimentados, gerando escorregamentos e fluxos de detritos. Nos pelitos escorregados pode-se ainda observar a influência dos icebergues, marcada pela presença dos clastos pingados. Dentro destes pacotes há camadas de turbiditos arenosos deformadas, dobradas, com feições de carga pronunciadas, indicando um substrato muito plástico, que recebia a chegada freqüente de correntes de turbidez, sem que houvesse tempo para a compactação da argila e expulsão da água intersticial. Observam-se dois grandes ciclos granocrescentes ascendentes superpostos (*coarsening upward*), com cerca de 50 m cada (Fig. 7.3, indicados por

setas), iniciados com pelitos na base, ocorrendo o incremento do teor de silte e areia para o topo, acompanhado do aumento da deformação dos estratos, o que indica a progressiva instabilização da pilha sedimentar com o aumento do aporte. Os depósitos originais compostos por ritmitos pelíticos e turbiditos passam a depósitos de escorregamento e, com o aumento da deformação, gradam a paraconglomerados lamosos de fluxos de detritos. Este conjunto de feições sugere que a remobilização dos sedimentos desenvolveu em resposta a uma progradação relativamente rápida do sistema arenoso, que avançava sobre pacotes predominantemente pelíticos, depositados com alta taxa sedimentar, ricos em sedimentos argilosos e água, condições bastante propícias à instabilização. Alguns pacotes caóticos espessos possuem grandes blocos de turbiditos, que formam clastos de porte métrico imersos na matriz lamosa.

A seção glácio-influenciada de Dr. Pedrinho termina com a chegada discordante dos sedimentos flúvio-deltaicos e marinhos rasos da sequência 5 (Fm. Rio Bonito, em termos litoestratigráficos), que marcam uma mudança para um contexto costeiro e marinho mais raso e de clima mais ameno do que aquele prevalecente durante a maior parte do tempo para as seções sotopostas, pertencentes ao Grupo Itararé.

## **11 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DA ÁREA DE ESTUDO**

O Grupo Itararé registra o início da sedimentação da supersequência Gondwana I (Milani, 1997; Milani *et al.*, 1998). Assenta-se discordantemente sobre sedimentitos devonianos (Vesely e Assine, 2004) no estado do Paraná, logo ao sul do depocentro da bacia, situado entre o Mato Grosso do Sul e São Paulo. Em direção ao sul o Grupo Itararé passa a recobrir discordância erosiva regional esculpida diretamente no embasamento pré-cambriano. É a primeira unidade paleozóica a capear em *onlap* o embasamento em Santa Catarina e áreas mergulho acima, como o Rio Grande do Sul, que configurava a elevação do “arco sul-rio-grandense” (Eyles & Eyles, 1993). Este progressivo *onlap* para o sul marca a expansão da sedimentação permocarbonífera na Bacia do Paraná (Medeiros & Thomaz Filho, 1973; Medeiros, 1998).

A sucessão sedimentar da área de Dr. Pedrinho, correlacionável ao Grupo Itararé e base da Fm. Rio Bonito, foi dividida em 5 sequências deposicionais (no sentido de Mitchum, 1977 e Posamentier & Allen, 1999), constituídas por pacotes de sedimentitos predominantemente marinhos, separados por discordâncias regionais, e que são denominadas, da base para o topo, de sequências 1 a 5. As sequências deposicionais 1 a 4 totalizam cerca de 450 m de espessura de sedimentitos glácio-influenciados, correlatos ao Grupo Itararé (Fig. 7.3).

### **11.1 Modelos de estratigrafia de sequências glaciais**

Diferentemente dos modelos de estratigrafia de sequências elaborados para margens passivas (Vail *et al.*, 1977; Posamentier & Vail, 1988), os modelos estratigráficos para bacias glaciadas devem levar em conta não apenas os fenômenos de variação glácio-eustática do nível do mar, mas também o reajuste isostático que ocorre durante os avanços e recuos dos lençóis de gelo (Vesely, 2001). Durante as glaciações ocorre a diminuição da temperatura global e parte do volume de água do globo acaba sendo trapeado nos continentes sob a forma de neve e gelo, o que produz um rebaixamento do nível do mar. Em períodos de aquecimento global há o derretimento parcial ou total das massas de gelo polares e daquelas situadas sobre as montanhas em regiões de latitude elevada, ocorrendo então uma subida do nível do mar.

Numa bacia em glaciação a primeira fase é marcada por uma regressão, sem haver, inicialmente, um papel maior da isostasia. Com o passar do tempo, o crescimento e o avanço de pesadas geleiras provocam uma depressão na crosta, levando a uma subida relativa do nível do mar e conseqüente transgressão. Enquanto numa bacia glaciada este é um momento transgressivo, bacias distantes do centro glacial estarão sofrendo regressão, devido à remoção de água dos oceanos. Durante a deglaciação ocorre o inverso, e o derretimento e conseqüente recuo das massas de gelo proporcionam um alívio do peso sobre a crosta, levando a um reajuste isostático com soerguimento (*rebound*), o que produz um rebaixamento do nível relativo do mar numa bacia diretamente afetada pelo gelo, ao mesmo tempo em que o nível global dos oceanos estará subindo (Boulton, 1990).

Martini & Brookfield (1995) e Brookfield & Martini (1999) desenvolveram um modelo para explicar os controles sobre as sequências depositadas em lagos glaciais

do Pleistoceno, considerando que o modelo clássico da estratigrafia de sequências necessita de uma adaptação a este contexto específico. Os principais controles para o desenvolvimento destas sequências são o nível do lago, que pode subir quando ocorre a obstrução dos escoadouros, provocando uma transgressão, e os pontos de injeção de sedimentos, definidos por geleiras que adentram o lago (*glacier injection points* ou *glacier input-points*), cujo grande aporte pode simular uma regressão, produzindo características semelhantes a um trato de mar baixo. O inverso acontece quando a geleira está distante da bacia, ocorrendo uma situação similar a um trato de mar alto.

Este modelo, desenvolvido para um lago, pode ser aplicável para explicar a sedimentação em porções localizadas de uma bacia marinha, sujeitas ao avanço e recuo de geleiras. Porém, esta concepção não parece ser suficiente para explicar as variações de larga escala numa grande bacia marinha glaciada, tal como a Bacia do Paraná durante a glaciação permocarbonífera, já que superfícies transgressivas e regressivas de caráter regional não são explicáveis por fatores que afetam localmente a sedimentação, tais como geleiras isoladas adentrando ou recuando da bacia. Adicionalmente, não se possuem evidências, até este momento, de que transgressões marinhas tenham sido provocadas por fases de fechamento do “Mar Itararé”, através de obstruções por massas de gelo ou soerguimento tectônico local, que poderiam bloquear passagens mais estreitas neste mar.

Visser (1997) propôs o modelo de estratigrafia de sequências de deglaciação para a sucessão de idade Westphaliana a Artinskiana, crono-correlata ao Grupo Itararé, que aflora nas bacias do Karoo e Kalahari, no sul da África (Fig. 7.26). Sequências de deglaciação são definidas como pacotes sedimentares com estrato-decrescência ascendente (*thinning-upward*) depositados mar adentro (*seaward*) da linha de aterramento de uma geleira durante uma fase recessiva maior de uma margem glaciada marinha.

Quatro sequências de deglaciação estão presentes nas Bacias do Karoo e Kalahari, onde um ciclo completo (uma sequência de deglaciação) é composto por diamictitos maciços e resistentes na base, passando a diamictitos estratificados, cambiando para ritmitos distais ricos em argila, ritmitos proximais ricos em areia e depósitos arenosos deltaicos ou costeiros no topo. Em algumas áreas ocorrem depósitos cascalhosos de *outwash* subaquático entre os diamictitos e os ritmitos

argilosos. As quatro sequências seriam produzidas por quatro flutuações maiores na posição relativa do gelo junto à margem da bacia. Estes depósitos não apresentam feições de cisalhamento e empurrão pelo gelo, o que também reforça a idéia de que estas fácies tenham se depositado durante o recuo do gelo, e não durante uma fase de avanço glacial.

Para Visser (1997) as fácies de diamictitos maciços representam depósitos de *aprons* subaquáticos formados próximos da linha de aterramento basal de uma geleira durante o recuo, sob condições de clima polar a subpolar. Os diamictitos estratificados seriam depósitos de fluxos de detritos desenvolvidos pelo grande aporte de lama decantada de suspensão, configurando leques de talude distais, formados nas fases de maior taxa de recuo do gelo, já sob clima temperado e lâmina d'água mais profunda. Depósitos pelíticos representariam a sedimentação de silte e argila a partir de suspensões geradas por plumas de degelo carregadas de sedimento, num ambiente marinho relativamente quiescente. Icebergues supriram clastos para o substrato durante o seu vagar e paulatino derretimento no ambiente marinho. Os arenitos são interpretados como turbiditos (lobos e canais) e “deltas subaquáticos”, similares a fandeltas. A água de degelo parece ter sido o principal mecanismo disparador destes fluxos, mas alguns canais conglomeráticos podem ter-se originado de falhamentos no talude ou de fases de grande aumento do fluxo de degelo.

Canuto *et al* (2001b) elaboraram um arcabouço de estratigrafia de sequências adaptado à sucessão do Grupo Itararé (formações Campo do Tenente, Maфра, e Rio do Sul) aflorante na região sul do Paraná e norte de Santa Catarina. Estes autores subdividiram a sucessão glácio-influenciada do Grupo Itararé em sete sequências, separadas por discordâncias definidas como superfícies de abrasão glacial, produzidas nos avanços glaciais, geralmente recobertas por “tilitos subglaciais”. Estas sequências apresentariam uma tendência de espessamento para o topo.

Nestas sequências Canuto *et al* (2001b) identificaram quatro tratos de sistemas: TSMB (Mar Baixo), TST (Transgressivo), TSMA (Mar Alto) e TSRGi (Trato de Sistemas Regressivos Glácio-isostáticos). Os depósitos do TSMB seriam caracterizados por tilitos de alojamento e de ablação, associados a depósitos flúvio-deltaicos progradacionais gerados com o recuo e degelo dos glaciares. Os depósitos do TST recobrem a sucessão do TSMB, sendo caracterizados por arenitos, siltitos e folhelhos com clastos caídos de icebergues, e sedimentitos fluviais e deltaicos

encharcados, que se instabilizariam, gerando diamictitos intercalados a folhelhos, siltitos e arenitos costeiros. A sedimentação do TSMA seria marcada por arenitos, siltitos e folhelhos com raros clastos caídos de icebergues, devido ao afastamento das geleiras da costa, associados a arenitos flúvio-deltaicos e diamictitos, escorregados declive abaixo. Os depósitos do TSRGi se originariam do soerguimento isostático (*rebound*) após o tempo do TSMA, devido ao recuo do gelo e conseqüente alívio de peso sobre o continente, produzindo sedimentos regressivos característicos, dominados por uma grande quantidade de fluxos gravitacionais.

Em relação ao trato de sistemas regressivos glácio-isostáticos proposto por Canuto *et al* (2001b), Vesely & Assine (2004) comentam, apropriadamente, que nas seções estudadas no Grupo Itararé no estado do Paraná não foram encontradas feições indicativas de ambientes rasos, tais como retrabalhamento por ondas e superfícies de exposição subaérea, as quais seriam esperadas em sequências de emergência glácio-isostática. Na Irlanda McCabe *et al.* (1994) estudaram afloramentos de uma sucessão deste tipo. Estes autores caracterizaram três associações de fácies geradas com a emergência glácio-eustática, organizadas, da base para o topo em: (1) diamictitos maciços basais, gerados pela ressedimentação da cunha sedimentar depositada no ambiente de geleira de maré (*tidewater setting*), (2) Ritmitos de areia e lama, com estruturas de retrabalhamento por ondas e (3) cascalhos e arenitos preenchendo escavações, depositados durante tempestades. O padrão de granocrescência ascendente desta sequência seria uma resposta ao degelo e ao rápido reajuste isostático concomitante, que ocorreram durante o último glacial.

Os dados da última glaciação indicam que o efeito do *rebound* é demasiadamente rápido, e, assim, o trato de sistemas regressivos glácio-isostáticos deve se formar já no início da deglaciação, assim que o gelo desocupe áreas da bacia. Estudos realizados por Walcott (1973) nas regiões deglaciadas da Fenoscandia (norte da Europa) e da América do Norte revelaram que o soerguimento dômico da superfície terrestre após o desaparecimento dos lençóis de gelo da última glaciação foi rápido. A espessura do lençol de gelo Laurentide da América do Norte teria atingido entre 2,5 e 3,6 km, e o seu derretimento e recuo de até 1.000 km em 5.000 anos teria propiciado um alívio da carga, resultando num *rebound* de 138 m até o presente, prosseguindo atualmente com uma taxa de 2 cm/ano. Ainda de acordo com Walcott (1973), a taxa

de soerguimento em qualquer ponto próximo à margem do gelo dependerá muito da taxa de recuo do gelo, e o re-avanço do gelo pode reverter o movimento vertical ascendente. O tempo de relaxamento seria inversamente proporcional ao quadrado das dimensões da área de *rebound*, ou seja, considerando uma mesma taxa de recuo do gelo, grandes áreas glaciadas, como a Bacia do Paraná, tendem a soerguer mais rapidamente se comparadas a áreas menores.

Uma proposta mais recente de estratigrafia de sequências e tratos de sistemas, formulada para as sucessões glaciadas do Grupo Itararé foi apresentada por Vesely e Assine (2004), que estudaram uma espessa seção aflorante no norte do Paraná, entre as cidades de Ventania e Ibaiti, correlacionando-a com seções atravessadas por poços de petróleo próximos (Fig. 7.27). Esta seção, que doravante será denominada de seção de Ventania, foi subdividida em cinco sequências, limitadas por superfícies erosivas associadas à entrada de clásticos grossos na bacia, ligados a fases de avanço das geleiras durante os picos de glaciação. O arcabouço básico das sequências é integrado por três associações de fácies, que constituem três tratos de sistemas: o trato glacial máximo (TGM), trato de deglaciação (TDG) e trato de avanço glacial (TAG).

Estas sequências possuem um empilhamento vertical de tratos bem similar. A base das sequências é caracterizada por um padrão retrogradacional, que caracteriza a associação de fácies B, enquanto o topo é marcado por empilhamentos progradacionais, que caracterizam a associação de fácies C. Os depósitos de topo das sequências podem, ou não, estar preservados. O limite entre as associações de fácies B e C é marcado por fácies mais argilosas, as quais separam os padrões retrogradacionais (abaixo) dos progradacionais (acima), definindo superfícies de afogamento de sistemas de *outwash* durante o progressivo recuo da margem da geleira. Estes pacotes pelíticos relacionados à superfície de inundação máxima foram sedimentados em épocas de mínimo glacial e reduzido aporte sedimentar, em fases de elevação relativa do nível do mar. A superfície de inundação máxima de maior continuidade lateral identificada por Vesely e Assine (2004) pertence à sequência 4, correspondendo litoestratigraficamente aos folhelhos do Membro Lontras (Castro, 1991).

O trato glacial máximo (TGM) é caracterizado por depósitos subglaciais, tais como tilitos de alojamento e de *melt-out*, preservados localmente, e níveis de

conglomerados polimíticos, ricos em matacões, gerados pelo retrabalhamento destes depósitos subglaciais pela água de degelo. Associam-se conglomerados caóticos, lenticulares, intercalados aos tilitos, interpretados como depósitos de *esker*, sedimentados durante períodos de avanços das geleiras sobre a bacia, sob as condições de clima mais frio (Fig. 7.27).

O trato de deglaciação (TDG) é formado por depósitos com empilhamento retrogradacional e granodecrescência ascendente, caracterizado por leques de *outwash* em retração, que acompanham o recuo da margem da geleira, formando fluxos confinados e desconfinados (Fig. 7.27). Os depósitos basais destes leques são caracterizados por conglomerados desorganizados, maciços, gradados ou com estratificação cruzada, associados a arenitos maciços, gradados, com estratificação plano-paralela, cruzadas cavalgantes e ondulações de corrente. No topo ocorrem arenitos finos a médios maciços, gradados, com estratificação plano-paralela, deformações penecontemporâneas ou ondulações de corrente, associados a diamictitos maciços ou estratificados, ritmitos lama-areia gradados e lamitos/folhelhos, freqüentemente com clastos caídos. A porção mais diluída destes fluxos depositou os ritmitos pelíticos, que eventualmente apresentam clastos caídos de icebergues. Localmente o teor de clastos caídos é muito elevado, formando diamictitos de *rain-out*. Os folhelhos registram as fácies com menor influência glacial. Estes depósitos do trato de deglaciação se desenvolveram em períodos em que o ponto de injeção de sedimentos progressivamente se afastou da bacia, sendo equivalentes ao trato de sistemas transgressivo.

Para Vesely e Assine (2004) este trato caracteriza uma etapa em que o aumento da taxa de suprimento sedimentar oriunda do degelo é superado pela geração de espaço de acomodação que se segue ao derretimento dos glaciares, havendo a conseqüente subida glácio-eustática. Isto leva ao recobrimento dos leques turbidíticos de *outwash* por lamitos marinhos distais, até atingir-se a deposição pelítica associada à superfície de inundação máxima. O espesso pacote de sedimentos areno-conglomeráticos gerados nos estágios iniciais de degelo, em etapas de recuo ou estacionamento da geleira, era altamente instável, produzindo fluxos de massa que evoluíram mergulho abaixo para correntes de turbidez de alta e baixa densidade, os quais desenvolveram sobrecarga e deformação nas sucessões sotopostas. A presença de clastos caídos de icebergues nas sucessões pelíticas que recobrem os

turbiditos indica que mesmo no estágio de mínimo glacial ainda havia contato do gelo com o mar. Este trato, assim proposto por Vesely e Assine (2004), é uma adaptação da proposta de trato de deglaciação elaborada por Visser (1997).

O trato de avanço glacial (TAG) ocorre no topo de algumas sequências. É constituído por sucessões com um empilhamento granocrescente ascendente, sugerindo a progradação de leques subaquáticos durante o estabelecimento de um novo ciclo glacial (Fig. 7.27). O trato é representado por turbiditos, caracterizados por ritmitos gradados e arenitos maciços e laminados, associados a diamictitos de chuva de detritos (*rain-out*), aportados por icebergues. Depósitos de fluxos de detritos coesivos foram gerados pela remobilização sedimentar talude abaixo. Ao longo do tempo de avanço das geleiras poderiam ocorrer, entretanto, ciclos de degelo de mais alta frequência pontuando este padrão geral progradacional. O trato de avanço glacial é uma modificação da proposta elaborada para lagos glaciais feita por Brookfield & Martini (1999), adaptada por Vesely e Assine (2004) para o contexto marinho que domina a sucessão Itararé.

## **11.2 Sequências deposicionais da área de estudo**

Cinco sequências deposicionais, limitadas por discordâncias, foram reconhecidas na área de estudo. As quatro sequências inferiores apresentam feições que indicam a presença do gelo na bacia, sendo litoestratigraficamente correlacionáveis ao Grupo Itararé. A sequência 5 não apresenta evidências da ação do gelo nas imediações da bacia, sendo atribuível, em termos litoestratigráficos, à formação Rio Bonito. A sequência 1, unidade mais basal, repousa diretamente sobre o embasamento granítico pré-cambriano, representando o início da deposição da Bacia do Paraná nesta região (Fms. Campo do Tenente ou Mafra). As demais sequências são limitadas por discordâncias regionais, definidas pela entrada abrupta de clásticos grossos sobre sedimentitos mais finos. As discordâncias basais das sequências 1 a 4 foram desenvolvidas durante épocas de rebaixamento do nível do mar, causado provavelmente por períodos mais frios dentro de cada sequência, relacionados a ciclos glaciais mais pronunciados.

As sequências 1 a 5 apresentam uma boa correlação com as sequências definidas por Vesely e Assine (2004), aflorantes no estado do Paraná, a cerca de 305 km de distância para o norte, mostrando uma tendência de espessamento para o

norte. Na área estudada por Vesely e Assine (2004), no Paraná, afloram depósitos de duas outras sequências, mais antigas que aquelas aflorantes no norte (Dr. Pedrinho) e sul (Vidal Ramos) de Santa Catarina. Estas sequências foram aqui denominadas como sequência A (parte inferior do Grupo Itararé no estado do Paraná, originalmente chamada de sequência 1 por Vesely e Assine, 2004) e depósitos da porção superior do Grupo Paraná, que inclui sedimentitos devonianos (Fig. 7.27).

A sequência 1 de Dr. Pedrinho é a mais delgada, com cerca de 17 m de espessura, ocorrendo em poucos afloramentos. É constituída por pelitos e paraconglomerados avermelhados de matriz areno-lamosa. Estas rochas são interpretadas como depositadas em ambiente marinho, abaixo do nível base de ondas, com os pelitos indicando a lenta decantação de finos oriundos de plumas turbidas supridas por sistemas flúvio-deltaicos e/ou fluxos de degelo, e os paraconglomerados representando depósitos de ressedimentação, via fluxo de detritos, de sedimentos arenosos e lamosos que recebiam possível contribuição de *rain-out*. O recobrimento dos pelitos da base da sequência por paraconglomerados sugere um padrão progradacional, que sugere depósitos relacionados ao trato de sistemas de mar alto (TSMA). Estes depósitos apresentaram-se estéreis para datação bioestratigráfica, e podem ser correlacionados as formações Mafra ou Campo do Tenente. Para o norte estes estratos correlacionam-se aos do trato de avanço glacial identificados por Vesely e Assine (2004) na seção de Ventania (Fig. 7.27). Em Dr. Pedrinho ocorrem tilitos assentados na discordância basal da sequência 2, recortando a sucessão sedimentar da sequência 1. Isto reforça a interpretação de um trato de avanço glacial, já que os sedimentos deste trato são freqüentemente sucedidos por depósitos do período glacial máximo, relacionados ao avanço das geleiras, que é registrado por estrias subglaciais e tilitos de alojamento. A abordagem destes depósitos como pertencentes aos tratos de mar alto ou de avanço glacial tem significado similar, pois ambas as situações implicam períodos de elevado suprimento sedimentar com disponibilidade de espaço de acomodação, o qual é posteriormente reduzido, quando um novo período glacial leva ao avanço do gelo e conseqüente redução do nível do mar.

A sequência 2 é iniciada com um pacote de tilito, assentado discordantemente sobre os paraconglomerados do topo da sequência 1. Isto indica o avanço de geleiras sobre a área, possivelmente aterradas no mar, durante um rebaixamento glácio-

eustático do nível do mar. Este tilito é equivalente a depósitos do trato de sistemas de mar baixo inicial (TSMBi – *early lowstand systems tract*) e ao trato glacial máximo (TGM). Turbiditos areno-conglomeráticos recobrem o tilito, o que sugere a rápida criação e preenchimento do espaço durante o episódio de degelo e subsequente recuo dos glaciares (Fig. 7.27). O aporte de clásticos grossos que caracterizam estes turbiditos está possivelmente associado ao efeito combinado de um grande volume de água trazido como fluxos de *outwash* subaquático com o soergimento isostático (*rebound*) criado rapidamente com o derretimento e saída das massas de gelo, configurando um trato de deglaciação (TDG), segundo a conceituação de Vesely & Assine (2004). Apesar de ter se formado com o início da subida relativa do nível do mar, o grande aporte de clásticos grossos com padrão retrogradante indica condições equivalentes às do trato de sistemas de mar baixo final – TSMBf (*late lowstand systems tract*, Posamentier & Allen, 1999).

Cessada a fase de maior taxa de reajuste isostático, o padrão transgressivo que acompanha o derretimento das massas de gelo manifesta-se mais claramente, registrado pelo acúmulo de sedimentos pelíticos e arenosos com influência de *rain-out*, que, quando instabilizados, produziram os sedimentitos caóticos que recobrem os turbiditos da sequência 2. Esta tendência transgressiva é também indicada pela diminuição do tamanho de grão dos pacotes caóticos, que marcam o trato de sistemas transgressivo (TST) desta sequência, associados às etapas terminais do trato de deglaciação. O aumento do percentual de areia nos depósitos de *debris flows* e a entrada de alguns turbiditos arenosos configuram a tendência progracional que caracteriza o trato de sistemas de mar alto desta sequência (TSMA) (Fig. 7.27).

A base da sequência 3 é caracterizada por turbiditos areno-conglomeráticos de *outwash* subaquático, assentados sobre os depósitos caóticos marinhos do topo da sequência 2. Estes turbiditos representam o trato de sistemas de mar baixo (TSMB, possivelmente o trecho final), apresentando um padrão *fining upward*, retrogradante, sendo correlacionáveis aos depósitos iniciais do trato de deglaciação na área de Ventania (Fig. 7.27). Ritmitos pelíticos com clastos caídos de icebergues recobrem abruptamente os turbiditos, indicando uma brusca redução da energia deposicional provocada pela subida do nível de base iniciada com a transgressão marinha. Estes pelitos caracterizam depósitos do trato de sistemas transgressivo (TST), depositados abaixo do nível base de ondas, numa fase onde os clásticos mais grossos ficaram

trapeados junto à costa. Para o norte estes sedimentitos equivalem aos depósitos finais do trato de deglaciação (TDG de Vesely e Assine, 2004). A tendência transgressiva culmina com a deposição de folhelhos pretos, que possuem raros clastos caídos de icebergues, caracterizando a seção condensada desta sequência. Sobre estes pelitos ocorreu a chegada de turbiditos arenosos de grão fino, em camadas centimétricas a decimétricas, num padrão de progressivo espessamento das camadas, sugerindo o característico padrão progracional do trato de sistemas de mar alto (TSMA), sendo correlacionáveis ao trato de avanço glacial (TAG) na área de Ventania, onde constituem estratos de maior espessura, mais ricos em areia.

Acima destes turbiditos delgados afloram espessos pacotes de turbiditos arenosos, com superfície basal erosiva, geometrias lenticulares e canalizadas, formados sob condições mais elevadas de energia. Estes turbiditos, ricos em fragmentos vegetais de grande tamanho, marcam o trato de sistemas de mar baixo (TSMB) da sequência 4, desenvolvida sob clima mais ameno que as sequências anteriores, o qual permitiu o estabelecimento da vegetação. Dois pacotes turbidíticos caracterizam a base da sequência 4, que poderiam representar duas sequências de mais alta frequência, mas, para o propósito deste artigo, foram agrupadas, de maneira que estes dois sistemas turbidíticos compõem os depósitos do trato de sistemas de mar baixo (Fig. 7.27). Estes depósitos correlacionam-se com os do trato de avanço glacial (TAG) na área de Ventania. Contudo, em Dr. Pedrinho, à partir desta sequência, a influência glacial é cada vez mais distal, sendo evidenciada apenas pela presença de alguns poucos clastos caídos de icebergues.

Acima dos pacotes turbidíticos espessos afloram ritmitos pelíticos com delgados turbiditos, que marcam a mudança das condições de sedimentação para uma deposição lenta em ambiente marinho abaixo do nível base de ondas. Neste período a presença de correntes de turbidez era ocasional, e as correntes de turbidez mais diluídas. Estes ritmitos pelíticos caracterizam o trato de sistemas transgressivo (TST) da sequência 4. Acima destes ocorre um espesso pacote caótico que caracteriza o trato de sistemas de mar alto (TSMA) desta sequência. A base do pacote caótico é constituída por pelitos que apresentam uma deformação progressiva para o topo da seção, desenvolvida com a ressedimentação através de escorregamentos e fluxos de detritos, desenvolvendo um espesso pacote caótico, no qual estes processos ocorrem freqüentemente associados num mesmo conjunto de estratos. Os

depósitos caóticos mais arenosos situam-se acima de um nível mais argiloso e deformado. É possível que os ritmitos pelíticos do topo do TST (seção condensada?), sotopostos aos estratos caóticos, tenham servido como uma superfície plástica, deslizante, propícia à instabilização do pacote mais arenoso sobrejacente.

O TSMA pode ser subdividido em dois pacotes caóticos (denominados C1 e C2 na figura 27). Estes possuem clastos caídos de icebergue, o que indica ainda a presença do gelo na borda da bacia. O topo do pacote inferior (C1) é caracterizado por paraconglomerados com enormes blocos de arenito. Para o norte, em Ventania, depósitos correlatos foram interpretados por Vesely & Assine (2004) como representantes do trato de avanço glacial. O pacote caótico superior (C2) apresenta um incremento do teor de areia para o topo, a qual foi rapidamente depositada, como é indicado pela abundância das estruturas de carga. Isto está provavelmente associado a uma progradação sob alta taxa de sedimentação, sem tempo para a compactação e expulsão de água dos sedimentos, o que provocou a instabilização dos sedimentos pelíticos e arenosos depositados, produzindo os estratos caóticos. Estes pacotes também mostram uma evolução de depósitos de escorregamento para fluxos de detritos, através do aumento da deformação ao longo da movimentação dos sedimentos mergulho abaixo no talude deposicional.

A sequência 5, que marca o topo da seção detalhada em Dr. Pedrinho, apresenta arenitos deltaicos avermelhados em sua base, assentados discordantemente sobre os depósitos caóticos que marcam o TSMA da sequência 4. Estes depósitos deltaicos basais da sequência 5 (TSMB) são recobertos transgressivamente por pelitos e arenitos finos com ondulações bidirecionais produzidas por ondas normais (*wave ripples*) e de tempestade (estratificação cruzada *hummocky*), os quais caracterizam o TST. A discordância entre as sequências 4 e 5 é uma superfície regional, que marca uma grande mudança no contexto deposicional e climático na Bacia do Paraná. Este limite de sequências separa as sucessões das sequências 1 a 4, com influência glacial, predominantemente marinhas e depositadas abaixo do nível base de ondas, da sucessão sedimentar da sequência 5, depositada em contexto transicional e marinho raso, sem evidências da ação do gelo. Em termos litoestratigráficos, esta superfície erosiva separa os depósitos da Fm. Rio do Sul (Grupo Itararé) dos arenitos e pelitos da Fm. Rio Bonito.

## 12 - CORRELAÇÃO REGIONAL DAS SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS

O caráter regional destas sequências é expresso tanto pela continuidade por mais de 20 km ao longo do *strike* deposicional na área de Dr. Pedrinho, em Santa Catarina (Fig. 7.11), como também por sua correlação mergulho abaixo com as sequências aflorantes em Ventania, no norte do Paraná, a mais de 300 km de distância (Fig. 7.27). A continuidade destas sequências ao longo do *strike* deposicional foi demonstrada por Vesely (2001) e Vesely e Assine (2002), também para o estado do Paraná, ao correlacionarem os afloramentos com a seção equivalente em subsuperfície, amostrada por poços de petróleo.

A seção geológica paralela ao mergulho, apresentada na figura 27, sugere um progressivo *onlap* para o sul dos depósitos devonianos do Grupo Paraná e das duas sequências inferiores do Grupo Itararé (sequências “A” e “1”). Para estas duas unidades o maior espaço de acomodação estava na região mais subsidente ao norte de Santa Catarina, como sugerido pela geometria em cunha da sequência 1, que contrasta com a tabularidade das sequências posteriores. Santa Catarina configurava um alto do embasamento, só ultrapassado nos momentos finais da sequência 1. Com o tempo ocorreu o paulatino desenvolvimento de espaço de acomodação para o sul, e a pouca diferença de espessura para as sequências 2 a 4 entre as áreas de Santa Catarina e Paraná indica uma subsidência similar durante a deposição destas alounidades. Observa-se o espessamento dos pacotes de arenitos em direção ao depocentro da bacia, registrada na seção de Ventania, onde a espessura de sedimentos arenosos é superior a de Dr. Pedrinho.

Os dados de paleocorrentes, mapas de isópacas e seções estratigráficas regionais indicam que a sedimentação do Grupo Itararé se processava predominantemente para o quadrante norte, aportada das áreas leste e sul-sudeste do contorno atual da bacia, onde estariam os glaciares (Rocha-Campos, 1967; França & Potter, 1988; Milani, 1997). Este padrão está presente mesmo nos afloramentos da borda ocidental junto ao Arco de Assunção. Entretanto, alguns intervalos das formações Mafra e Rio do Sul nos estados do Paraná e Santa Catarina, apresentam paleocorrentes para SW e W, sugerindo uma fase de inversão do depocentro da bacia, ou o soerguimento de altos locais (Canuto *et al.*, 2001a; d’Avila & Santos, 2004b). Esta região elevada, localizada entre Dr. Pedrinho e a seção levantada por Vesely (2001) no norte do Paraná, funcionou como um divisor da bacia, aportando sedimentos para

o sul e para o norte. Esta feição positiva ocorre possivelmente na mesma região onde posteriormente estabeleceu-se o Alto de Ponta Grossa. As paleocorrentes para o quadrante SW e W são concomitantes a um aporte ainda direcionado para N, sendo notáveis nas regiões de Dr. Pedrinho e Vidal Ramos, nos depósitos de turbiditos de baixa energia que ocorrem intercalados aos pelitos do TSMA da sequência 3, situados logo abaixo do limite de sequências recoberto pelos turbiditos dos arenitos Beckham (Dr. Pedrinho) e Vidal Ramos. Este padrão de suprimento tanto para norte quanto para sul e sudoeste está ainda presente nos turbiditos arenosos e ritmitos pelíticos com turbiditos de baixa densidade que ocorrem na sequência 4.

### **13 A GERAÇÃO DA DISCORDÂNCIA PRÉ-ITARARÉ – LENÇOL DE GELO DURADOURO OU BAIXO ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO?**

A hipótese de que o longo período erosivo ou não deposicional que antecedeu a deposição do Grupo Itararé se deva à ocupação da bacia por lençóis de gelo merece algumas considerações. Os vários ciclos glaciais do Quaternário, que estão mais bem estudados, revelam detalhes sobre os fenômenos presentes em uma glaciação, que podem servir de parâmetro comparativo para a glaciação permocarbonífera do Gondwana. Os ciclos glaciais do Quaternário foram marcados por ciclos relativamente rápidos de crescimento e desaparecimento dos lençóis de gelo, em intervalos com alguns milhares de anos de duração. Esta sucessão de ciclos climáticos de alta frequência do Quaternário sugere que é muito pouco provável que um lençol de gelo tenha resistido a tantos ciclos climáticos, cobrindo a Bacia do Paraná por tanto tempo. O hiato deposicional de cerca de 55 Ma, presente nas etapas iniciais da glaciação carbonífera, pode ter outra origem.

Durante um intervalo de tempo tão longo, inúmeros ciclos de glaciação, deglaciação e períodos interglaciais devem ter se desenvolvido, a despeito da Bacia do Paraná estar ocupando (paleo)latitudes elevadas. O continente antártico, por exemplo, ocupou latitudes elevadas, superiores a 70° S, nos últimos 100 milhões de anos, mas, mesmo ocupando o pólo, a Antártica ficou livre de gelo ou com reduzida extensão dos glaciares por diversas vezes, como durante o Eoceno (57 a 52 Ma) ou entre o Oligoceno e o Mioceno (27 Ma a 15 Ma) (Martini *et al.*, 2001). Durante o Quaternário, o período mais frio dos últimos 65 Ma (Zachos *et al.*, 2001), a Antártica

esteve glaciada durante a maior parte do tempo, mas, ainda assim, com muitas flutuações das massas de gelo (Martini *et al.*, 2001).

Assim, a grande lacuna na base do Grupo Itararé dificilmente se daria pela ocupação da bacia por um lençol de gelo tão duradouro (dezenas de milhões de anos), mas, por outro lado, poderia resultar do efeito somado de vários ciclos glaciais estabelecidos em períodos de baixo espaço de acomodação sedimentar na bacia.

Discordância de grande magnitude, similar à discordância pré-Itararé, ocorre também no carbonífero da Bacia do Parnaíba, onde desenvolveu um importante hiato na seção Mississipiana, entre as formações Poti (mais antiga) e Piauí. Durante o carbonífero, esta bacia, situada no norte do Brasil, estava posicionada em latitudes próximas do equador, longe da zona de desenvolvimento de calotas de gelo. A similaridade entre os hiatos cronoequivalentes nestas duas bacias, afastadas de quase dois mil quilômetros, sugere uma origem comum por erosão e falta de espaço de acomodação, manifestada numa escala continental. Se por um lado há falta de evidências para um soerguimento regional do substrato das bacias, por outro lado este hiato cronoequivalente em bacias tão distantes, ocupando zonas climáticas muito distintas, também contra-indica a existência de um duradouro lençol de gelo na Bacia do Paraná como a causa fundamental para a discordância pré-Itararé.

Considerando-se a hipótese de Milani & Ramos (1998) de que a Bacia do Paraná estava num contexto predominantemente subsidente à época do estabelecimento da discordância basal do Grupo Itararé, pode-se supor que esta taxa de subsidência era baixa, não proporcionando espaço de acomodação suficiente para preservar a seção Mississipiana. Neste contexto, o repetido retrabalhamento dos sedimentos durante os repetidos ciclos de avanços das geleiras e de soerguimento isostático da bacia durante as fases de deglaciação se somariam à falta de espaço deposicional para justificar este grande hiato na base do Grupo Itararé.

Durante a glaciação do carbonífero a Bacia do Paraná deve ter sido exposta e sofrido uma substancial redução da lâmina d'água da bacia pela remoção de grandes volumes das massas d'água marinhas quando de sua acumulação na forma de neve e gelo sobre os continentes. Com a diminuição da profundidade d'água na bacia reduzia-se, conseqüentemente, o espaço para acumulação sedimentar por efeito glácio-eustático.

Neste tempo as áreas ao sul (centro e sul de Santa Catarina e estado do Rio Grande do Sul) representavam altos de embasamento, nunca ocupados pela sedimentação paleozóica, sobre os quais a neve estaria se depositando e compactando, para gerar os glaciares. Os sedimentos ao norte desta região foram depositados em contextos de mar raso ou recobriam terrenos continentais, devido ao rebaixamento glácio-eustático da lâmina d'água. Com o avanço do gelo nos sucessivos ciclos glaciais, estes sedimentos seriam retrabalhados inúmeras vezes. Estas duas hipóteses para o desenvolvimento da discordância pré-Itararé, quais sejam, o rebaixamento glácio-eustático do nível do mar e o retrabalhamento dos sedimentos pelas massas de gelo, foram também aventadas por Milani (1997).

Depósitos predominantemente continentais, fluviais e de preenchimento de lagos na frente dos lençóis de gelo, e mesmo possíveis depósitos marinhos rasos da porção distal cronoequivalente, estariam sujeitos à remoção erosiva extensiva durante o *rebound* da bacia nas fases iniciais de deposição do Grupo Itararé. O contexto continental desta etapa inicial da glaciação carbonífera, com pouco espaço de acomodação e repetição de ciclos erosivos estabelecidos no avanço dos glaciares e no *rebound*, durante milhões de anos, reduziu grandemente o potencial de preservação dos sedimentos. Este fenômeno, comum em bacias glaciadas, provoca uma grande erosão durante o soerguimento isostático, devido ao alívio do peso dos glaciares que foram derretidos na deglaciação, tornando muito difícil a preservação dos depósitos continentais de uma glaciação. A preservação preferencial da sedimentação glacial se dá no contexto glácio-marinho, onde há um maior espaço de acomodação (Eyles, 1993; Martini *et al.*, 2001).

Em suma, a discordância pré-Itararé é possivelmente uma função do baixo espaço de acomodação na bacia devido ao contexto predominantemente continental e aos períodos subsequentes de contexto marinho sujeito a grandes rebaixamentos glácio-eustáticos do nível do mar, associados aos ciclos erosivos durante as etapas de avanços dos glaciares e de *rebound* na região. Estes fenômenos, ditados fundamentalmente pela deriva do paleocontinente Gondwana até regiões próximas do pólo, removeram grande parte dos sedimentos que foram produzidos numa bacia que possuía baixa subsidência e pouco espaço de acomodação nas etapas iniciais da glaciação permocarbonífera.

Após esta etapa inicial, a sedimentação Itararé passa a se processar num contexto de incremento do espaço de acomodação, identificada nos estudos regionais de subsidência de Milani & Ramos (1998). O contexto transgressivo e de aumento do espaço para a sedimentação está implícito nos trabalhos de cunho paleontológico elaborados por Daemon *et al.* (1991) e Souza (2003), os quais relatam o domínio de ambientes continentais de clima frio para as unidades basais pensilvanianas (Carbonífero superior, Westphaliano e Stephaniano) havendo, com o tempo, a progressiva expansão e domínio dos ambientes marinhos, associada à mudança para um clima temperado até a base do Permiano (Artinskiano), quando ocorreu a deposição glácio-influenciada terminal do Grupo Itararé (Fm. Rio do Sul).

A presença comum de ortoconglomerados e arenitos grossos preenchendo canais cortados em sedimentos e recobrimo vales íngremes encravados no embasamento, bem como tilitos, como ocorre na região de Vidal Ramos e de depósitos de tilitos, de deslizamento e escorregamentos em Alfredo Wagner (d'Avila & Santos, 2004; Santos, em prep.) sugere que ainda restariam montanhas relativamente altas nas proximidades da bacia, e que a região de Vidal Ramos a Alfredo Wagner constituiria posição próxima da borda da bacia durante o Permiano. Para o norte desta área, no centro-norte de Santa Catarina, um grande espaço de acomodação é sugerido pelo domínio de sedimentos marinhos glácio-influenciados depositados abaixo do nível base de ondas.

## **14 CONSIDERAÇÕES FINAIS**

A reinterpretção dos afloramentos do Grupo Itararé em Santa Catarina conduziu à elaboração de novos modelos deposicionais e estratigráficos para esta unidade, balizados por correlações de seções regionais, norteadas pela estratigrafia de sequências. A sedimentação do Grupo Itararé na área de estudo processou-se predominantemente em ambiente marinho, abaixo do nível base de ondas, com as geleiras situando-se nas margens da bacia, ocupando altos sobre o embasamento e alguns vales entre as montanhas. Esta sedimentação marinha glácio-influenciada é caracterizada por pelitos, decantados de plumas túrbidas de degelo, associados a depósitos de *rain-out*, turbiditos arenosos e conglomeráticos e depósitos caóticos,

gerados pela instabilização de pacotes predominantemente pelíticos e arenosos. Depósitos glácio-continentais e tilitos verdadeiros são raros no Grupo Itararé.

O detalhamento da área de Dr. Pedrinho, no norte do estado, permitiu a distinção de cinco sequências deposicionais, separadas por discordâncias de extensão regional, rastreáveis até 100 km para sul, nas proximidades de Vidal Ramos e Alfredo Wagner, e também até cerca de 300 km para norte, na região de Ventania, no estado do Paraná. As sequências 1 a 4 são equivalentes litoestratigraficamente às formações Mafra e Rio do Sul, com feições que indicam a presença do gelo na bacia, enquanto a sequência 5, mais jovem, engloba sedimentitos da Formação Rio Bonito, depositada já sem a influência glacial direta. Todas estas sequências apresentam uma boa correlação com as sequências aflorantes no Paraná. As sequências glácio-influenciadas mostram um espessamento para o norte, registrando o preenchimento do espaço maior de acomodação que estava disponível em direção ao depocentro da bacia.

O estudo das paleocorrentes nos afloramentos sugere a existência de fase de soerguimento de áreas situadas ao norte, ainda no “tempo Itararé”, precedendo o evento de inversão generalizada da bacia que é materializado pelos sedimentos do Grupo Guatá, que registram a mudança do padrão de aporte e *onlap* da bacia. As sequências mais antigas do Grupo Itararé (Formação Campo do Tenente e parte da Fm. Mafra) apresentam aporte em direção ao quadrante norte, enquanto os intervalos mais jovens, da parte superior da formação Mafra e da formação Rio do Sul, em Santa Catarina, apresentam aporte para SW e W, indicando o soerguimento de uma área ao norte das seções levantadas. A região soerguida está localizada entre as seções de Dr. Pedrinho, em Santa Catarina, e Ventania, no norte do Paraná. Situa-se, possivelmente, na área onde posteriormente desenvolveu-se o Alto de Ponta Grossa, atuando como um divisor local da bacia, suprindo sedimentos tanto para o quadrante sul quanto para o norte. Este evento tem seus primeiros registros indicado pelas paleocorrentes de turbiditos delgados do TSMA da sequência 3 em Dr. Pedrinho.

Feições indicativas da presença de massas de gelo na bacia, como a deposição de tilitos e estrias subglaciais no embasamento estão associadas às sequências mais antigas (p.ex. na sequência 2 em Dr. Pedrinho), marcando os períodos de clima mais frio, desenvolvidos durante a etapa de maior proximidade do Gondwana com o pólo sul. Nas sequências mais jovens estas feições ocorrem mais ao sul, nas proximidades

da borda da bacia, ao tempo em que a maior parte da bacia foi ocupada por uma sedimentação marinha glácio-influenciada. Estrias subglaciais entalhadas no embasamento delineiam a base das sucessões sedimentares mais jovens que afloram nas regiões de Vidal Ramos e Alfredo Wagner, mergulho acima (100 km para o sul) de Dr. Pedrinho, o que indica a expansão da bacia e o paulatino recuo dos glaciares que bordejavam a Bacia do Paraná ao final do Carbonífero e início do Permiano em direção aos altos de embasamento, situados no sul de Santa Catarina e norte do Rio Grande do Sul.

Os sedimentos transgressivos subseqüentes, que recobrem os depósitos glácio-continentais da sequência 2 e caracterizam as sequências seguintes, registram o domínio de um ambiente marinho glácio-influenciado. A influência dos glaciares neste contexto se manifesta pelo grande volume de água de degelo carreando sedimentos, levando à rápida progradação e instabilização dos sistemas ou ao desenvolvimento de fluxos turbidíticos, originados de geleiras aterradas no mar ou no continente. Em períodos de grande degelo a volumosa massa de água doce aportada ao Mar Itararé levava ao estabelecimento de condições salobras. Outra assinatura dos glaciares neste ambiente marinho glácio-influenciado é a ocorrência comum de clastos caídos de icebergues, de “diamictitos” de *rain-out* e, mais raramente, de estrias originadas pelo arraste da quilha dos icebergues no fundo marinho.

A tendência de melhoria climática em direção a climas mais amenos, temperados, é sugerida pela presença de grandes fragmentos vegetais na base dos turbiditos da sequência 4, indicando não apenas a mudança climática como também a desocupação de áreas continentais devido ao derretimento e recuo dos glaciares. A culminância desta tendência de aquecimento, causada pelo paulatino afastamento do Gondwana do pólo sul, é marcada pela chegada dos sedimentos marinhos rasos e continentais da sequência 5, sem feições glaciais, atribuíveis à Formação Rio Bonito, que documentam a derradeira retirada dos lençóis de gelo da Bacia do Paraná.

Uma análise das sucessões glácio-influenciadas das sequências 1 a 4, que caracterizam os afloramentos do Grupo Itararé em Santa Catarina, permite traçar algumas características gerais dos tratos de sistemas destes ciclos.

Os depósitos do trato de sistemas de mar baixo inicial foram desenvolvidos sob condições climáticas mais frias (equivalentes ao trato glacial máximo), sendo representados por raros e descontínuos pacotes de tilitos, que ocorrem em Dr.

Pedrinho delineando a base da sequência 2, e em outras regiões, como em Vidal Ramos e Alfredo Wagner, estão geralmente alojados em depressões no embasamento pré-cambriano, junto à borda da bacia. Depósitos turbidíticos arenosos e conglomeráticos, com dezenas de metros de espessura, caracterizam o trato de mar baixo final das sequências 2, 3 e 4. Os turbiditos mais conglomeráticos estão relacionados às sequências mais antigas (2 e 3), estabelecidas sob clima mais frio, com maior proximidade das geleiras, sendo desenvolvidos por fluxos de *outwash* liberados com o recuo e derretimento dos glaciares, acompanhados de grande aporte sedimentar trazido pelas águas de degelo e municiado pelo suprimento adicional provocado pela elevação do terreno (*rebound*) desocupado pelo gelo. Os turbiditos arenosos desenvolveram-se sob clima mais ameno, atestado pelos abundantes fragmentos vegetais na base das camadas e pela raridade de clastos caídos de icebergue nos pelitos intercalados aos turbiditos. Estes depósitos foram originados do afluxo de grandes cheias fluviais, ainda ligadas, possivelmente, ao derretimento de geleiras situadas em áreas mais distantes.

Os depósitos do trato de sistemas transgressivo das sequências 1, 3 e 4 são caracterizados por pelitos decantados em ambiente marinho, abaixo do nível base de onda, os quais ocasionalmente recebiam clastos caídos de icebergues. Na sequência 2 os depósitos caóticos, gerados pela ressedimentação de pelitos e arenitos, caracterizam o trato de sistemas transgressivo, sugerindo que um elevado aporte, oriundo do derretimento da geleira, acompanhava a elevação do nível relativo do mar e a criação do espaço de acomodação.

Os depósitos do trato de sistemas de mar alto são freqüentemente representados por depósitos de fluxos de massa, compostos por escorregamentos e fluxos de detritos, cuja íntima associação espacial define pacotes caóticos de grande extensão areal, que caracterizam o TSMA das sequências 1, 2 e 4. Na sequência 3 os depósitos do trato de mar alto são marcados pela progressiva chegada de turbiditos, cada vez mais espessos, intercalados a sedimentos pelíticos decantados. Estes depósitos turbidíticos adentraram a bacia após o tempo de deposição de folhelhos negros (TST), similares ao folhelho Lontras, que contém raros clastos caídos de icebergues e marcam a seção condensada da sequência 3. A ausência de ressedimentação por fluxos de massa no TSMA desta sequência, bem como a presença dos folhelhos pretos, sedimentos mais finos e distais presentes em todas as

sequências estudadas na região, podem se dever a, pelo menos, duas causas: a) um rápido rebaixamento do nível de base, com o desenvolvimento de uma frente deltaica menos extensa, ou b) períodos de menor aporte deposicional e maior estabilidade do substrato, que podem indicar que neste tempo o maior volume das massas de gelo estava mais afastado da bacia.

A discordância que separa as sequências 4 e 5 possui caráter regional e separa as sucessões com influência glacial, registradas pelos depósitos do Grupo Itararé (Fm. Rio do Sul), da sucessão depositada em contexto transicional e marinho raso, sem evidências da ação do gelo, representados litoestratigraficamente pela Fm. Rio Bonito. Esta discordância, além de separar diferentes contextos deposicionais e climáticos na maior parte da bacia possui uma provável origem tectônica, conforme sugerido pela completa alteração do padrão de *onlap* da bacia.

## 15 - BIBLIOGRAFIA UTILIZADA

- AHARON, P. 2003. Meltwater flooding events in the Gulf of Mexico revisited: Implications for rapid climate changes during the last glaciation. **Paleoceanography**, v. 18, n. 4: doi: 10.1029/2002PA000840. ISSN: 0883-8305.
- ALLEN, J. E.; & M. BURNS. 1986. **Cataclysms on the Columbia**. Portland, Oregon, Timber Press, 213 p.
- ALLEY, R. B. 1998. Icing the North Atlantic. **Nature**, v. 392, p. 335-337.
- ANDERSON, S. P.; WALDER, J. S.; ANDERSON, R. S.; KRAAL, E. R.; CUNICO, M.; FOUNTAIN, A. G. & TRABANT, D. C. 2003. Integrated hydrologic and hydrochemical observations of Hidden Creek *jökulhlaups*, Kennicott Glacier, Alaska. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. F1, 6003.
- ASMUS, H. E. & GUAZELLI, W. 1968 Geologia de semi-detálhe da região de Dr. Pedrinho, Barra do Prata, Itaió Grande, Serra do Espigão. Ponta Grossa: **PETROBRÁS**, 52 p. (relatório interno).
- ASMUS, H. E. 1967 Geologia de semi-detálhe da região de Dr. Pedrinho, Barra do Prata, Itaió Grande, Serra do Espigão. Ponta Grossa: **PETROBRÁS**, 53 p. (relatório interno).
- BALISTIERI, P. R. M. N. 2003. **Paleoicnologia da porção superior do Grupo Itararé na região de Mafra (SC): limitações paleoecológicas, paleoambientais e estratigráficas**. São Leopoldo, Unisinos, Tese de Doutorado. V.1, 138 p.
- BATES, C. C. .1953. Rational theory of delta formation. **AAPG Bull.**, v. 737, n. 9, p. 2119-2162.
- BERNER, R. A.1991. A model for atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic time: **American Journal of Science**, v. 291, p. 339–376.
- BEURLEN, K. 1953. Estratigrafia e paleogeografia das formações Gondwânicas no sul do Brasil. Notas Preliminares, **DNPM**, Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, 10 pp.

- BIGARELLA J. J., SALAMUNI R., FUCK R.A. 1967. Striated surfaces and related features developed by Gondwana ice sheets (State of Paraná, Brazil). **Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoeco**, 3:265-276.
- BJÖRNSSON, H. 1998. Hydrological characteristics of the drainage system beneath a surging glacier. **Nature**, 395, 771-774.
- BOND, G. & LOTTI, R. 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. **Science**, Vol. 267, pp. 1005-1010.
- BOND, G. ; HEINRICH, H.; BROECKER, W.; LABEYRIE, L.; MCMANUS, J.; ANDREWS, J. ; HUON, S. ; JANTSCHIK, R. ; CLASEN, S.; SIMET, C.; TEDESCO, K.; KLAS, M.; BONANI, G.; & IVY, S. .1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. **Nature**, v. 360, pp. 245 – 249.
- BOULTON, G. S.1990. Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial marine facies architecture. In: DOWDES WELL, J. A. & SCOURSE, J. D. (eds.) – **Glacial Marine Environments: Processes and Sediments**. Geological Society Special Publication N. 53, p. 15-52
- BRETZ, J. H. 1925. The Spokane flood beyond the Channeled Scabland. **Journal of Geology**, v. 33. p. 97 – 115; 236-259.
- BRUNNER, C. A.; NORMARK, W. R.; ZUFFA, G. G. & SERRA, F. 1999. Deep-sea sedimentary record of the late Wisconsin cataclysmic floods from the Columbia River. **Geology**, v. 27, p. 463-466.
- CAETANO-CHANG, M.R., OLIVEIRA J.P., BRIGHETTI J.M.P. 1990. Pavimento estriado em rochas do Subgrupo Itararé ao longo do Rio Piritubinha, sul do Estado de São Paulo. **Rev. Bras. Geoc.**, 20:333-335.
- CANUTO J. R. 1985. **Origem dos diamictitos e 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 da Universidade de São Paulo).
- CANUTO, J. R. 1993. **Fácies e ambientes de sedimentação da Formação Rio do Sul (Permiano), Bacia do Paraná, na região de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina**. São Paulo. 164 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CANUTO, J. R.; ROCHA-CAMPOS, A. C. & SANTOS, P. R. 2001a. Tectono-sedimentary evolution of the Itararé subgroup (late Paleozoic) in the Ponta Grossa arch, Brazil. **An. Acad. Bras. Cienc.**, v. 73, n. 3, p. 461.
- CANUTO, J. R.; SANTOS, P. R. dos; ROCHA CAMPOS, A. C. 2001b. Estratigrafia de sequências do Subgrupo Itararé (neopaleozóico) no leste da Bacia do Paraná, nas regiões sul do Paraná e norte de Santa Catarina, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, Brasil, v. 31, n. 1, p. 107-116.
- CAREY, J. S.; SHERIDAN, R. E.; ASHLEY, G. M. & UPTEGROVE, J. 2005. Glacially-influenced late Pleistocene stratigraphy of a passive margin: New Jersey's Record of the North American ice sheet. **Marine Geology**, 218. p. 155-173.
- CASTRO, J. C. 1980. fácies, 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: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 283-299.
- CASTRO, J. C. 1988. Stratigraphic Framework of Rio do Sul/Rio Bonito Fms. In: Sedimentology, stratigraphy and paleontology of the Gondwana sequence of Paraná Basin. Guidebook, Excursion A2. **Seventh Gondwana Symposium**, São Paulo. Petrobras, Rio de Janeiro.

- CASTRO, J. C. 1991. **A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltaico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Membro Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná.** Rio Claro, 147 p. Tese de Doutorado em Geologia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- CASTRO, J. C. & MEDEIROS, R. A. 1980. Fácies e modelos de sedimentação das formações Rio do Sul e Rio Bonito, leste de Santa Catarina, e fácies e evolução sedimentar do Grupo Passa Dois. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 31, Camboriú, 1980. Anais... Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 69-97 (Roteiro de excursões).
- CASTRO, M. R. 1998. **Fácies e evolução estratigráfica das formações Rio do Sul e Rio Bonito (Membro Triunfo) no vale do Rio Hercílio, SC.** Rio Claro, 113 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista In: UNESP/ I.G.C.E.
- CASTRO, M. R.; PERINOTTO, J. A. J; CASTRO, J. C. 1999. Fácies, análise estratigráfica e evolução pós-glacial do Membro Triunfo/Formação Rio Bonito na faixa subaflorante do norte catarinense. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 29, n. 4, p. 533-538.
- CROWELL, J.C. 1983. Ice ages on Gondwanan continents. Transactions of the Geological Society of South Africa, Johannesburg, v. 86, p. 230-261. (Alex L. du Toit Memorial Lectures, 18).
- D'AVILA, R. S. F. 1999. **Análise de fácies e estratigrafia física do Arenito Lapa, Grupo Itararé, Bacia do Paraná, Brasil.** Porto Alegre, UFRGS, Dissertação de Mestrado. 350 p.
- D'AVILA, R. S. F.; ARIENTI, L. M.; ARAGÃO, M. A. N. F.; VESELY, F. F.; SANTOS, S. F.; VOELCKER, H. E.; VIANA, A. R.; KOWSMANN, R. O.; MOREIRA, J. L. P.; COURA, A. P. P.; PAIM, P. S. G.; MATOS, R. S. & MACHADO, L. C. R. 2008. Ambientes Marinhos Profundos: Sistemas Turbidíticos (Capítulo X). In: Silva, A. J. C. L. P.; Aragão, M. A. N. F. & Magalhães, A. J. C. (Eds.). **Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil**, 2008. São Paulo: Beca-BALL Edições, p.244-301.
- D'AVILA, R. S. F. & PAIM, P. S. G. 2003. Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos. In: PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F. F. & NETTO, R. G. (Eds.). **Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares – estudos de casos.** p. 93-121. São Leopoldo, Unisinos.
- D'AVILA, R. S. F. & SANTOS, S. F. 2004a. Reservatórios da margem brasileira e sua comparação com turbiditos de *foredeep* e turbiditos hiperpicnais – discussão e aplicações para a exploração de petróleo. Rio de Janeiro, Petrobras, **II SEDEST – Seminário de Estratigrafia e Sedimentologia.** Relatório Interno.
- D'AVILA, R. S. F. & SANTOS, S. F. 2004b. Depósitos gravitacionais das bacias do Paraná e Itajaí – Guia do Workshop de Campo. Rio de Janeiro, **Petrobras.** Relatório Interno.
- D'AVILA, R. S. F.; SOUZA CRUZ, C. E.; OLIVEIRA FILHO, J. S.; JESUS, C. M. DE; CESERO, P. DE; DIAS FILHO, D. C.; LIMA, C. C. DE; QUEIROZ, C. L.; SANTOS, S. F. & FERREIRA, E. A. 2004. Fácies e modelo deposicional do Canyon de Almada, Bacia de Almada, Bahia. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 251-286.
- DAEMON R. F. & QUADROS, L. P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 24, Brasília. Anais, p. 359-412.

- DAEMON R. F.; CASALETTI, P. & CIGUEL, J. H. G. 1991. Biopaleogeografia da Bacia do Paraná. Curitiba, **Petrobras**, relatório interno. 34p.
- DAEMON, R. F. & FRANÇA, A. B. 1993. Sedimentos do Westfaliano (Carbonífero Médio) na Formação Lagoa Azul, Grupo Itararé. In: **Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná**, I, Rio Claro, 1993. Resumos... Rio Claro, UNESP, p. 36
- DIAS, M. E. R. 1993. Associações microflorísticas dos paleovales do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul, Permiano da Bacia do Paraná, Brasil. **Pesquisas**, UFRGS. Porto Alegre 20 (2), 132-140.
- EYLES, C. H.; EYLES, N. & MIAL, A. D..1985. Models of Glaciomarine Sedimentation and their Application to the Interpretation of Ancient Glacial Sequences. **Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.**, v. 51, p.15-84.
- EYLES, C. H.; EYLES, N.; FRANÇA, A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Palaeozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. **Sedimentology**, v. 40, p. 1-25.
- EYLES, N.1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. **Earth-Sci. Rev.**, 35:1-248.
- EYLES, N.; & EYLES, C. H. 1992a. Tectonics and Sedimentation in the Permo-carboniferous Parana Basin, Brazil (Itarare Group). Curitiba, **PETROBRAS/NEXPAR** (Relatório Interno).102 p.
- EYLES, N.; & EYLES, C. H. 1992b. Glacial Depositional Systems. In: R.G. WALKER & N.P. JAMES (eds.). **Facies Models – response to sea level change**. Geological Association of Canada. pp.: 73-100.
- EYLES, N.; & EYLES, C. H. 1993. Glacial geologic confirmation of an intraplate boundary in the Paraná Basin, Brazil. **Geology**, v. 21, p.459-462.
- FISCHER, A. G. 1984. The two Phanerozoic supercycles. In: **Catastrophes and Earth History: the new uniformitarianism**, Berggren, W.A. & Van Couvering, J.A. (eds.). Princeton University Press, Princeton, New Jersey, pp. 129-150.
- FRANÇA, A. B. 1987. **Stratigraphy, depositional environment, and reservoir analysis of the Itarare Group (permo-carboniferous), Parana Basin – Brazil**. Tese de Doutorado, University of Cincinnati. 240 pp.
- FRANÇA, A. B. 1994. Itarare Group: Gondwanan Carboniferous-Permian Of the Parana Basin, Brasil. In: Deynoux, M., Miller, J.M.G., Domack, E.W. (Eds.) **Earth's Glacial Record**. Cambridge, p. 70-82.
- FRANÇA, A. B. & POTTER, P. E. 1991. Stratigraphy and Reservoir Potencial of Glacial Deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil. **AAPG Bull.** v. 75, No.1, p. 62-85.
- FRANÇA, A. B. & POTTER, P. E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 2, n. 2/4, p. 147-191.
- FRANÇA, A. B. ; WINTER, W. R.; ASSINE, M. L. 1996. Arenitos Lapa-Vila Velha: um modelo de trato de sistemas subaquático s canal-lobos sob influência glacial, Grupo Itararé (C-P), Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências** v. 26, n. 1, p. 43-56.
- GAMA Jr., E. G.; PERINOTTO, J. A. J.; RIBEIRO, H. J. P. S. & PADULA, E. K. 1992. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Subgrupo Itararé: tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional. **Revista Brasileira de Geociências** v. 22, n. 2, p. 228-236.

- GOLDBERG, K. 2004. Floral diversity data in the assessment of paleoclimate in the Paraná Basin, Southern Brazil. **Journal of Geology**, v. 112, pp. 719 – 727.
- GONÇALVES, A. & TOMMASI, E. 1974. Mapeamento faciológico do Grupo Itararé no Estado de Santa Catarina. Ponta Grossa: **PETROBRÁS / DESUL**, 19 p. (relatório interno, 437).
- GRAVENOR, C.P. & ROCHA-CAMPOS, A.C. 1983. Patterns of Late Paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of the Paraná Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 43, n.1-2, p. 1-39.
- GUAZELLI, W. & FEIJÓ, F.J. 1970. Geologia de semi-detulhe do centro-leste e sudeste de Santa Catarina. Ponta Grossa: **PETROBRÁS**, 2 v. (relatório interno).
- HISCOTT, R. N.; AKSU, A. E. .1994. Submarine *Debris Flows* and Continental Slope Evolution in Front of Quaternary Ice Sheets, Baffin Bay, Canadian Arctic. **AAPG Bulletin**, v. 78, n. 3, p. 445–460.
- HOLZ, M. & DIAS, M. E. R. 1998. Taphonomy of palynological records in a sequence stratigraphic framework: an example from the *Early Permian* Paraná Basin of southern Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology** 99, p. 217 233
- HOLZ, M. .1995. **O intervalo gonduânico basal (Eo-Permiano) da Bacia do Paraná na região nordeste do Rio Grande do Sul - um exercício de Estratigrafia**. Porto Alegre, 2 vol. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- ISELL, J. L.; LENAHER, P. A.; ASKIN, R. A.; MILLER, M. F. & BABCOCK, L. E. 2003. Reevaluation of the timing and extent of the late Paleozoic glaciation in Gondwana: Role of the Transantarctic Mountains. **GSA Bull.**, v. 31, n. 11, pp. 977 – 980.
- JONES, A. T. & FIELDING, C. R. 2004. Sedimentological record of the late Paleozoic glaciation in Queensland, Australia. **GSA Bull.**, v. 32, pp. 153 - 156.
- LAVINA, E. L. C. 1991. **Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 291 p.
- LEINZ, V. 1937. Estudos sobre a glaciação Permo-Carbonífera do sul do Brasil. Rio de Janeiro, **DNPM** (Boletim 21).
- LIMARINO, C. O.; CESARI, S. N.; NET, L. I.; MARENSSI, S. A.; GUTIERREZ, R. P. & TRIPALDI, A. 2002. The Upper Carboniferous postglacial transgression in the Paganzo and Río Blanco basins (northwestern Argentina): facies and stratigraphic significance. **Journal of South American Earth Sciences**, v.15, p. 445-460.
- LOCZY, L. de. 1964. Problemas da estratigrafia e paleogeografia carbonífera da Bacia do Paraná, Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, **DNPM**, 214:
- LONNE, I. 1995. Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. **Sedimentary Geology**, v. 98, p. 13-43
- LONNE, I. 1997. Facies characteristics of a proglacial turbiditic sand-lobe at Svalbard. **Sedimentary Geology**, v. 109, p. 13-35.
- LOPES, R. C. 1995. **Arcabouço Aloestratigráfico para o Intervalo "Rio Bonito-Palermo" (Eopermiano da Bacia do Paraná), entre Butiá e São Sepé, Rio Grande do Sul**. São Leopoldo, Dissertação de Mestrado em Geologia, Centro de Ciências Tecnológicas, Universidade do Vale dos Sinos, 254 p.
- LOPES, R.C. & LAVINA, E.L. 1995. Arcabouço aloestratigráfico para o intervalo "Rio Bonito-Palermo" (Eopermiano), entre Butiá e São Sepé, RS. In: **Simpósio sobre**

- Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná**, 2, Porto Alegre, 1995. Resumos... Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 51-56.
- LÓPEZ-GAMUNDÍ, O. R. .1989. Postglacial transgressions in Late Paleozoic basins of Western Argentina: a record of glacioeustatic sea level rise. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v.71. p. 257-270.
- LÓPEZ-GAMUNDÍ, O. R.1997. Glacial-postglacial transition in the late Paleozoic basins of southern South America. In Martini, I. P. (ed.) **Late glacial and postglacial environmental changes: Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic**. Oxford University Press, New York, p. 147-168.
- LÓPEZ-GAMUNDÍ, O. R.; ESPEJO, I. S.; CONAGHAN, P. J.; POWELL, C. M.1994. Southern South America. In: Veevers, J. J. & POWELL, C. M. A. (eds.). **Permian-Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland**. Boulder, Geological Society of America Memoir 184, p. 281-329.
- LÓPEZ-GAMUNDÍ, O.R. & ROSSELLO, E. A. 1998. Basin fill evolution and paleotectonic patterns along the Samfrau geosyncline: the Sauce Grande basin-Ventana foldbelt (Argentina) and Karoo basin-Cape foldbelt (South Africa) revisited. **Geologische Rundschau**, Berlim, v. 86, p. 819-834.
- LOWE, J. J. 2001. Climatic oscillations during the last glacial cycle—nature, causes and the case for synchronous effects. *Biology and Environment: Proceedings of the Royal Irish Academy*, vol. 101b, no. 1–2, 19–33 (2001).
- MACHADO, L. C. R. 1989. **Fácies e arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé em Alfredo Wagner (SC) - Sedimentação periglacial**. Ouro Preto. 164 p. Dissertação de Mestrado em Geologia, Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto.
- MACKIEWICZ, N. E., POWELL, R. D., CARLSON, P. R. E MOLNIA, B. F. 1984. Interlaminated ice-proximal glacial marine sediments in Muir Inlet, Alaska. **Marine Geology**, v. 57: 113-147.
- MARQUES, E. J. J. .2000. **Aplicação do método de radar de penetração de solo (Ground Penetrating Radar) na análise estratigráfica do sistema de arenitos Lapa/Vila Velha - Grupo Itararé, Neocarbonífero da Bacia do Paraná, Brasil**. Porto Alegre, 244 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MARTINI, I. P. & BROOKFIELD, M. E. 1995. Sequence analysis of upper Pleistocene (Wisconsinan) glaciolacustrine deposits of the north-shore bluffs of Lake Ontario, Canada. **J. Sedim. Res.**, B65, p. 388-400.
- MARTINI, I. P.; BROOKFIELD, M. E. & SADURA, S. 2001. **Principles of Glacial Geomorphology and Geology**. Upper Saddle River, Prentice Hall. 381p.
- MATOS S. L. F., YAMAMOTO J. K., RICCOMINI C., HACHIRO J. & TASSINARI C. C. G. . 2001. Absolute dating of Permian ash-fall in the Rio Bonito Formation, Paraná Basin. **Gondwana Research** 4: 421-426.
- MCCABE, A. M.; CARTER, R. W. G. & HAYNES, J. R. 1994. A shallow marine emergent sequence from the northwestern sector of the last British ice sheet, Portballintrae, Northern Ireland. **Marine Geology**, v. 117, p. 19-34.
- MEDEIROS, R. A. 1995. Hierarquia e caráter cronoestratigráfico dos tratos de sistemas marinhos transgressivos associados às formações Rio do Sul, Rio Bonito e Palermo. In: **Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná**, 2, Porto Alegre, 1995. Resumos... Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 76-77.

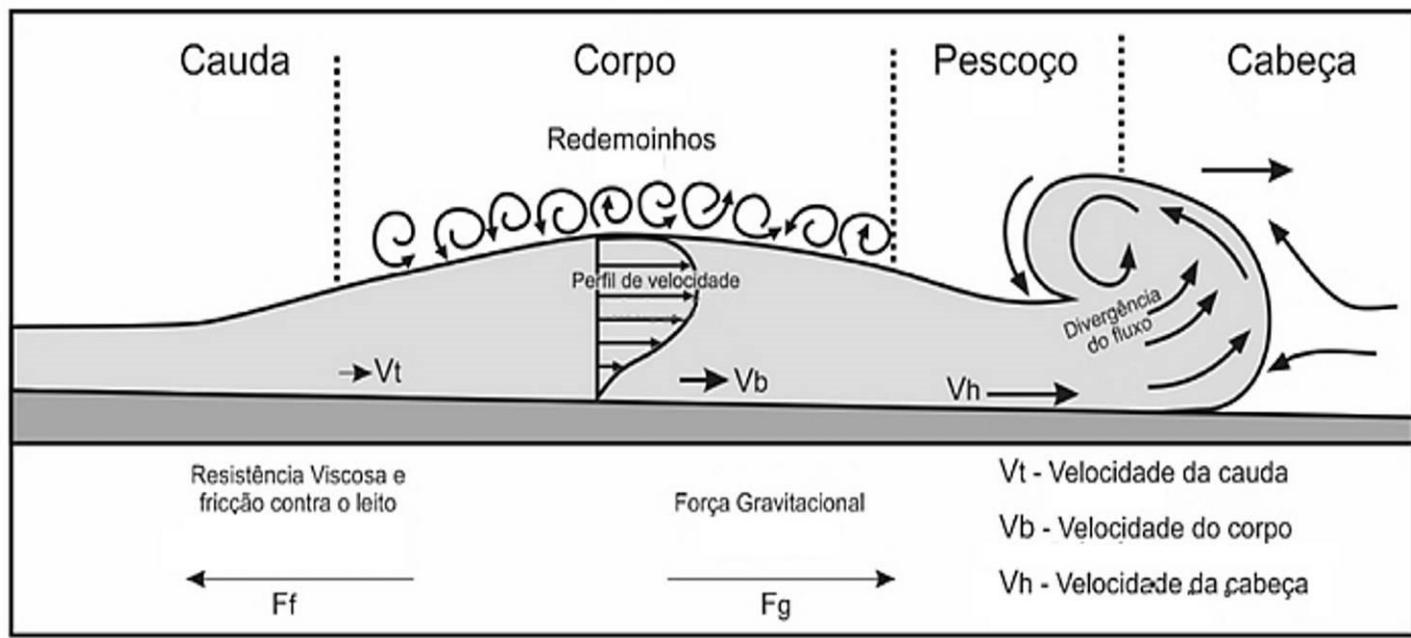
- MEDEIROS, R.A. 1998. História da evolução da estratigrafia na exploração de petróleo no Brasil. **Boletim da ABGP**, Rio de Janeiro, n. 2, p. 9-29.
- MEDEIROS, R. A. & THOMAZ FILHO, A. 1973. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 27, Aracaju, 1973. Anais... Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, p. 3-32.
- MEDEIROS, R. A.; THOMAZ FILHO, A.; RONCARATI, H. 1971. Projeto Rio Bonito – Fase I. Ponta Grossa: **PETROBRÁS**, 402 p. (relatório interno).
- MILANI, E. J. 1997. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. Porto Alegre. 255 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MILANI, E. J & RAMOS, V. A. 1998. Orogenias Paleozóicas no domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28(4): pp. 473-484.
- MILANI, E.J.; & ZALÁN, P. V. 2003. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes**, Vol. 22, no. 3, p. 199 –205.
- MILANI, E. J.; FACCINI, U.F.; SCHERER, C. M. S.; ARAÚJO, L. M.; CUPERTINO, J. A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. **Boletim IG USP**, São Paulo, Série Científica, n. 29, p. 125-173.
- MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. 1994. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82.
- MILLIMAN, J. D. & SYVITSKI, J. P. M. 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. **Journal of Geology**, v. 100, p. 525-544.
- MITCHUM, R. M.; JR. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 1: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: PAYTON, C. E. (ed.). **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon exploration**. AAPG memoir 26, p. 117-143.
- MULDER, T. & ALEXANDER, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. **Sedimentology**, v. 48, p. 269-299.
- MULDER, T. & SYVITSKI, J. P. M. 1995. Turbidity currents at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. **Journal of Geology**, v. 103, p. 285-299.
- MULDER, T.; SYVITSKI, J. P. M.; MIGEON, S.; FAUGÉRES, J. C. & SAVOYE, B. 2003. Marine hiperpicnal flows: initiation, behavior and related deposits. **Marine and Petroleum Geology**, v.20, p. 861–882.
- MUTTI, E., DAVOLI, G., TINTERRI, R., & ZAVALA, C. .1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. **Memorie di Scienze Geologiche**, 48, p. 233–291.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., BENEVELLI, G., ANGELLA, S., DI BIASE, D., CAVANNA, G.2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. **Marine and Petroleum Geology**, v. 20, p. 733–755.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., REMACHA, E.; MAVILLA, N., ANGELLA, S., & FAVA, L. – 1999 – **An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective**. AAPG Course Note, 39, p. 93
- NORMARK, W. R. & PIPER, D. J. W.1991. Initiation Processes and flow evolution of turbidity currents: implication for the depositional record. In OSBORNE, R. H.

- (ed.). **From Shoreline to Abyss: Contributions in Marine Geology in Honor to Francis Parker Shepard**. Tulsa, SEPM (Spec. Pub. 46), p. 207-230.
- NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R.A.; MÜHLMANN, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 3, p. 291-346.
- PAIM, P. S. G.; SILVEIRA, A. S. S.; BIDÓIA, R.; VARGAS, J. M.; D'AVILA, R. S. F.; FONSECA, M. M.; FACCIÓN, J. E. & SANTOS, S. F. 2005. Estudo comparativo dos depósitos gravitacionais do Grupo Itararé – Bacia do Paraná, com os depósitos do Complexo de Apiúna - Bacia do Itajaí. São Leopoldo, **UNISINOS/PETROBRAS**, Relatório Interno.
- PERINOTTO, J. A. J. & PIRES, P.F.R. 1992. Ritmitos ondulados da Formação Rio do Sul (P-C), Bacia do Paraná, na Região de Alfredo Wagner (SC). **Geociências** (UNESP), São Paulo, v. 11, n. 1, p. 49-62.
- PINHEIRO-MACHADO, M. A. 1994. **O degelo final permiano e seu registro geológico na borda sudeste da Bacia do Paraná (Paleovale de candiota – RS)**. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS, 173p.
- PLINK-BJÖRKLUND, P. & STEEL, R. J. 2004. Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal *flow* turbidites. **Sedimentary Geology**, v.165, p. 29–52.
- POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P. 1999. **Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications**. Tulsa, SEPM (SEPM Concepts in Sedimentology and paleontology n. 7). 204p.
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P. R.1988. Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and system *tract* models. In: WILGUS, C. K. *et al.* (orgs.). **Sea Level changes – an integrated approach**. SEPM, Spec. Pub. N. 42, p. 125-154.
- POWELL, C. MCA. & VEEVERS, J. J.1987. Namurian uplift in Australia and South America triggered the main Gondwanan glaciation. **Nature**, 326, pp. 117-119.
- RICCOMINI, C. & VELÁZQUEZ, V.F. 1999 Superfície estriada por geleira neopaleozóica no Paraguai Oriental. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 29, n. 2, p. 233-236.
- 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.; 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**, São Paulo, v. 19, p. 39-46.
- ROCHA-CAMPOS, A. C.; SANTOS, P. R. dos; CANUTO, J. R. 1994. Ice scouring structures in Late Paleozoic rhythmites, Paraná Basin, Brazil. In: DEYNOUX, J. M. ; MILLER, J. M. G.; DOMACK, E. W.; EYLES, N.; FAIRCHILD, I. J. & YOUNG, G. M. (eds.). **Earth's Glacial Record**. International Geological Correlation Project 260 – Earth's Glacial Record (UNESCO/IUGS/IGCP). Cambridge, Cambridge University Press (266 p.), p. 234-240.
- ROYER, D. L; BERNER, R. A.; MONTAÑEZ, I. P.; TABOR, N. J. & BEERLING, D. J. . 2004. CO2 as a primary driver of Phanerozoic climate. **GSA Today**, vol. 14, n.3, pp. 4 – 10.
- RUSSELL, H. A. J. & ARNOTT, R. W. C. 2003. Hydraulic-jump and Hyperconcentrated-*flow* deposits of a glacialigenic subaqueous fan: Oak Ridges

- moraine, southern Ontario, Canada. **Journal of Sedimentary Research**, v. 73, n. 6, p. 887–905.
- RUST, B. R. & ROMANELLI, R. 1975. Late quaternary subaqueous *outwash* deposits near Ottawa, Canada. In: JOPLING, A. V. & MCDONALD, B. C. (eds.) 1975. **Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation**. Tulsa, SEPM Spec. Pub. No. 23. p. 177 – 192.
- RUST, B. R. 1977. Mass *flow* deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canada: diagnostic criteria for subaqueous *outwash*. **Can. J. Earth Sci.** V.14, p. 175-184.
- SANTOS, P. R dos; ROCHA-CAMPOS, A. C.; CANUTO, J. R. 1996. Patterns of late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 125, p. 165-184.
- SANTOS, R. V.; SOUSA, P. A.; ALVARENGA, C. J. S.; DANTAS, E. L.; PIMENTEL, M. M.; OLIVEIRA, C. G. & ARAÚJO, L. M. 2005. Shrimp U-Pb Zircon dating and palinology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation: Stratigraphic Implications for Southwestern Gondwana. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 9, p. 456-463, 2006.
- SANTOS, S. F. (em prep.) **Análise Faciológica e Estratigráfica do Permiano Inferior (Gr. Itararé e Fm. Rio Bonito) da Bacia do Paraná na Região de Alfredo Wagner (SC)**. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, 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: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 41-65.
- SCOTese, C. R., 2001. **Atlas of Earth History**, Volume 1, Palaeogeography, PALEOMAP Project, Arlington, Texas, 52 pp.
- SCOTese, C. R., BOUCOT, A. J. & MCKERROW, W. S. 1999. Gondwanan palaeogeography and Palaeoclimatology: **Journal of African Earth Sciences**, v.28, p. 99-114.
- SILVA, J. G. R. 2000. **Estudo de cicloestratigrafia nos depósitos eopermianos do Grupo Itararé, Bacia do Paraná, nos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, baseado em dados de testemunho e de perfis de raios gama**. Porto Alegre. 288 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SILVEIRA, A. S. 2000. **Estratigrafia de Sequências e Evolução Paleoambiental da Sucessão Permiana (Sakmariano-Eokazaniano) da Bacia do Paraná, entre Rio Pardo e Mariana Pimentel (RS)**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UNISINOS;
- SOUZA, P. A. & TOIGO, M. M. 2005. Progress on the palynostratigraphy of the Permian strata in Rio Grande do Sul State, Paraná Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 77 (2): PP. 353-365.
- SOUZA, P. A. 2003. New palynological data of the Itararé Subgroup from the Buri Coal (late carboniferous, Paraná Basin), São Paulo state, Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, 5, pp. 49-58, Janeiro / Junho 2003.
- SPARKS, S. J., BONNECAZE, R. T., HUPPERT, H. E., LISTER, J. R., HALLWORTH, M. A., MADER, H., & PHILLIPS, J. 1993. Sediment-laden gravity currents with reversing buoyancy. **Earth Planetary Science Letters**, 114, 243–257.

- TOMAZELLI L. J. & SOLIANI E. 1982. Evidências de atividade glacial no Paleozóico Superior do Rio Grande do Sul, Brasil. In: SBG, **Congr. Bras. Geol.**, 32, Salvador, Anais..., 4:1378-1391.
- VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M., Jr.; TODD, R. G.; WIDMIER, J. M.; THOMPSON, S., III; SANGREE, J. B.; BUBB, J. N. & HATELID, W. G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: CLAYTON, C. E. (ed.). **Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration**. AAPG memoir 26, p. 49-212.
- VEEVERS, J. J. 2001. **Atlas of billion-year Earth history of Australia and neighbours in Gondwanaland**. GEMOC press, Sydney, 76 p.
- VESELY, F. F. 2001. **Análise de Sequências em Sucessões Glaciais: Estudo de Caso no Grupo Itararé (C-P), Nordeste do Estado do Paraná**. Rio Claro. 119 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista.
- VESELY, F. F. 2006. **Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) no centro-leste da Bacia do Paraná**. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 226 p.
- VESELY, F. F. & ASSINE, M. L. 2002. Superfícies estriadas em arenitos do Grupo Itararé produzidas por gelo flutuante, sudeste do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, 32(4):161-162.
- VESELY, F. F. & ASSINE, M. L. 2004. Sequências e tratos de sistemas deposicionais do Grupo Itararé, norte do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, no. 2, p. 219-230.
- VISSER J. N. J., LOOCK J. C., COLLISTON W. P. 1986. Subaqueous *outwash* fan and esker sandstones in the permo-carboniferous Dwyka Formation of South Africa. **J. Sed. Pet.**, 57:467-478.
- VISSER, J. N. J. & PRAEKELT, H.E. 1996. Subduction, mega-shear systems and Late Palaeozoic basin development in the African segment of Gondwana. **Geologische Rundschau**, Berlim, v.85, p. 632-646.
- VISSER, J. N. J. 1987. The palaeogeography of part of southwestern Gondwana during the Permo-Carboniferous glaciation. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 61, p. 205-219.
- VISSER, J. N. J. 1997. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Karoo and Kalahari basins of southern Africa: a tool in the analysis of cyclic glaciomarine basin fills. **Sedimentology**, v. 44, p. 507-521.
- VON BRUNN, V. 1996. The Dwyka Group in the northern part of Kwazulu/Natal, South Africa: sedimentation during late Palaeozoic deglaciation In: Martini, I. P. (Ed.). Carboniferous-Permian Late Glacial and Postglacial Environments. **Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology**, 125 (1-4), p. 141-164.
- WALCOTT, R.I. 1973. Structure of the Earth from Isostatic Rebound. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, 1, p.15-37.
- ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E. & BILLUPS, K. 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. **Nature**, v. 292, p. 686-693.
- ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V. T.; NETO, E. V. S.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. 1990a. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M. W.; KOLATA, D. R.; OLTZ, D. F.; EIDEL, J. J. (eds.). **Interior cratonic basins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p. 681-708 (Memoir, 51).

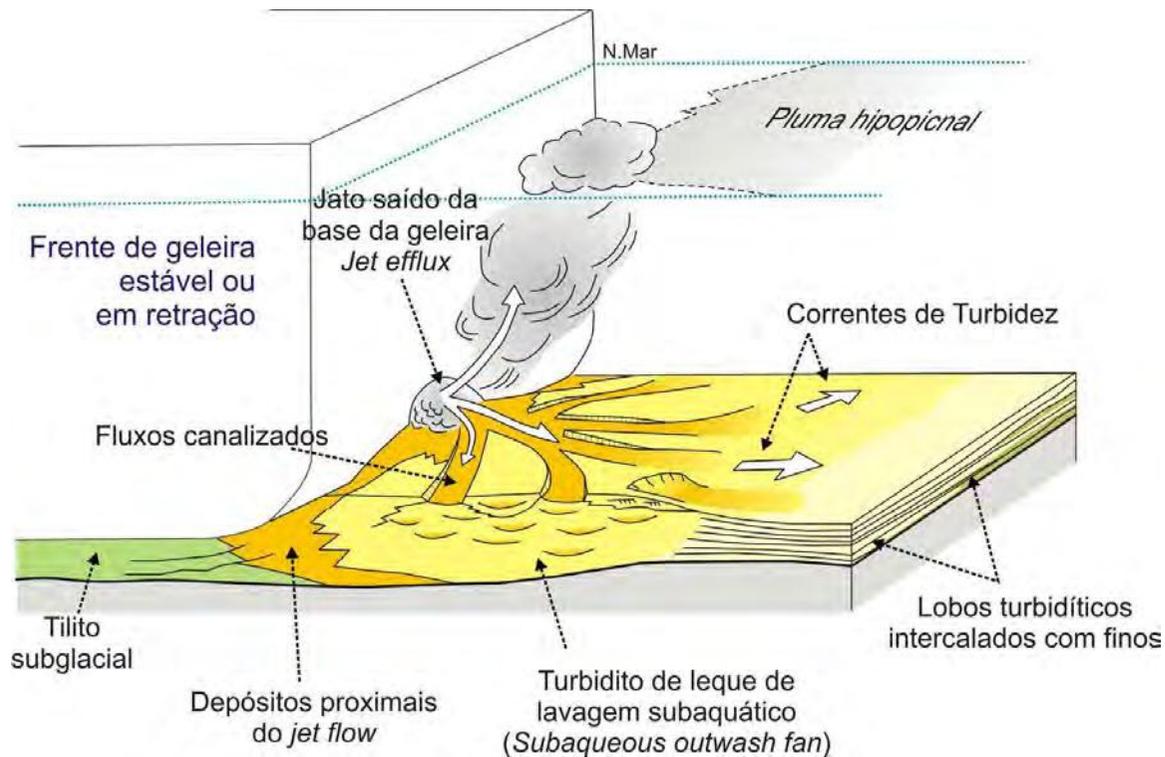
- ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O.A. 1990b. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G. P. & MILANI, E.J. (eds.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 415 p.
- ZIEGLER, A. M., M. L. HULVER, AND D. B. ROWLEY, 1997. Permian world topography and climate. In: I. P. Martini (ed.). **Late Glacial and Post-Glacial Environmental Changes - Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic**, p. 111-146, New York: Oxford University Press.
- ZUFFA, G. G.; NORMARK, W. R.; SERRA, F. & BRUNNER, C. A. 2000. Turbidite megabeds in an oceanic rift valley recording jökulhaups of the late Pleistocene glacial lakes of the western United States. **Journal of Geology**, v. 108, p. 253-274.



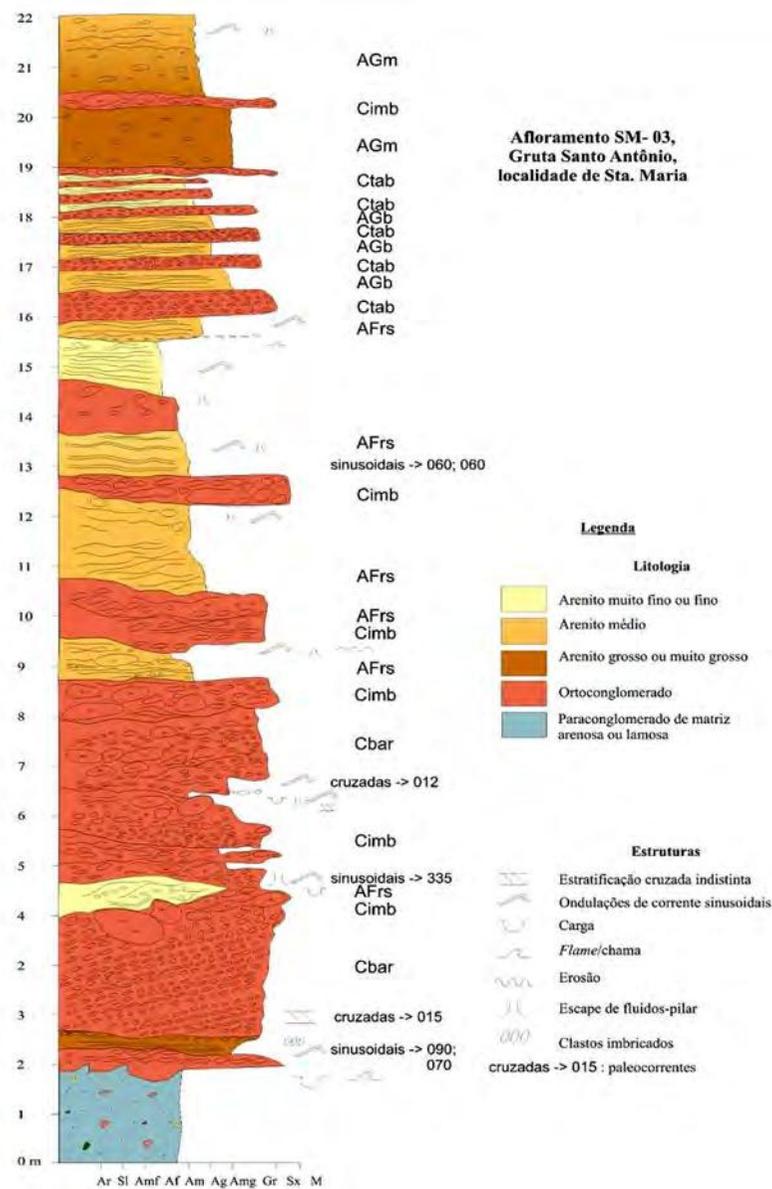
**Figura 6.21** – Esquema de uma corrente de turbidez, distinguindo a cabeça, parte mais veloz e erosiva da corrente, onde viajam os clastos maiores; o corpo, porção mediana da corrente, onde viajam os grãos de tamanho intermediário, e a cauda, parte mais diluída e lenta do fluxo, dominada por sedimentos de granulação fina, transportados em suspensão turbulenta. Figura de d’Avila *et al.*, 2008.



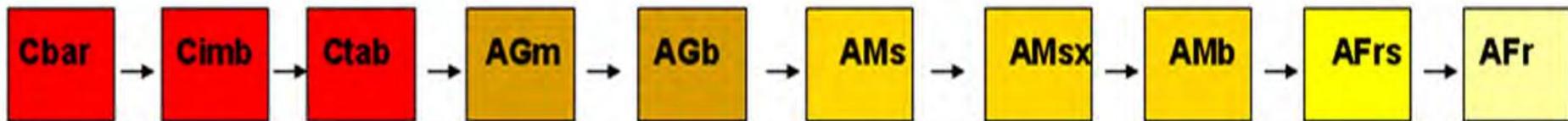
**Figura 6.22** – Deslizamento (*slide*) na base dos arenitos e conglomerados turbidíticos da sequência 3. Veja o truncamento dos pelitos estratificados para a direita. A seta indica a direção de movimento aparente deste bloco. Seção de Nova Rodeio, leste da cidade de Dr. Pedrinho.



**Figura 6.23.** Modelo deposicional para os turbiditos arenos-conglomeráticos do Grupo Itararé. A água e o sedimento mantidos sob alta pressão no interior do glaciar são liberados junto à frente da geleira, diretamente no ambiente marinho subaquático, desenvolvendo jatos de alta velocidade e elevada concentração de sedimentos. Estes fluxos densos desenvolvem correntes de turbidez que, na parte proximal do sistema, depositam um leque de lavagem subaquático composto por turbiditos arenos-conglomeráticos, com geometrias lenticulares e canalizadas, ricos em feições trativas. Com a diluição da corrente se desenvolveriam depósitos turbidíticos arenosos e lobados mergulho abaixo. Parte do sedimento fino carregado pelos jatos ascende, formando uma pluma túrbida hipopical, que irá decantar sua carga de finos (areia muito fina, silte e argila) em regiões mais distais, onde a agitação das águas é menor. Figura de Powell & Molnia, 1989, modificada por Vesely (2006) e d'Avila *et al.* (2008).



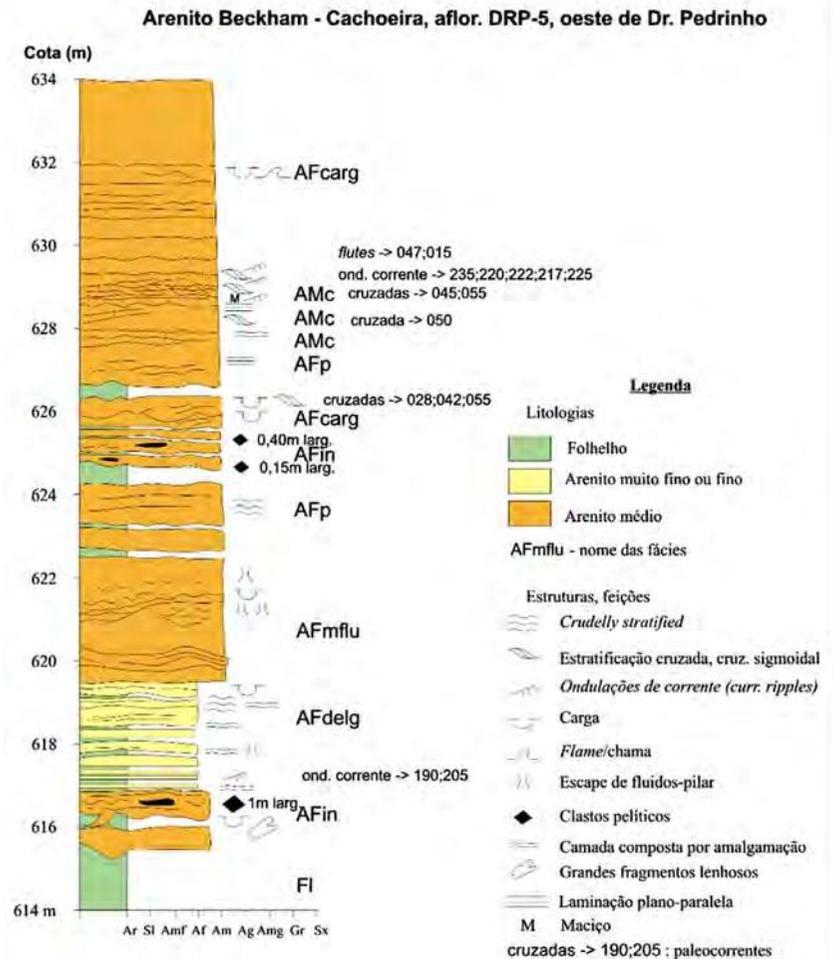
**Figura 6.24** – Padrão geral de granodecrescência ascendente dos turbiditos areno-conglomeráticos que caracterizam a base da sequência 3. Observe as possíveis superfícies de *bypass* entre os conglomerados e arenitos da fácies AFRs nas medidas de 3 m , 8 m, 9,5 m e 12 m. Afloramento SM-03, Gruta de Sto. Antonio, localidade de Sta. Maria.



**Figura 6.25** – Trato de fácies ideal para os turbiditos areno-conglomeráticos. As fácies foram tentativamente colocadas em um trato levando em conta sua sucessão vertical nos afloramentos, tamanho de grão dominante e tamanho dos clastos maiores presentes (grânulos até matacão).



**Figura 6.26** – Afloramento dos turbiditos arenosos, desenvolvendo uma cachoeira, uma feição típica para esta unidade. Cachoeira do Salto do Zinco, onde aflora um pacote turbidítico cronoequivalente ao Arenito Beckham, a sudoeste de Dr. Pedrinho. O degrau da queda d’água se dá praticamente no contato sobre os ritmitos pelíticos sotopostos, cortados por uma soleira de diabásio.



**Figura 6.27** – Descrição de um afloramento de turbiditos arenosos (Arenito Beckham). Seção levantada à oeste da cidade de Dr. Pedrinho.



Fig. 6.28a

**Figura 6.28** – Turbiditos arenosos (Arenito Beckham) com feição de injeção de areia no substrato (fig. 6.28a, acima) e amoldando-se em *onlap* lateral revelado pelo adelgaçamento das areias basais sobre leve irregularidade topográfica de fundo constituída por um diápiro de folhelho preto (fig. 6.28 b, à direita)

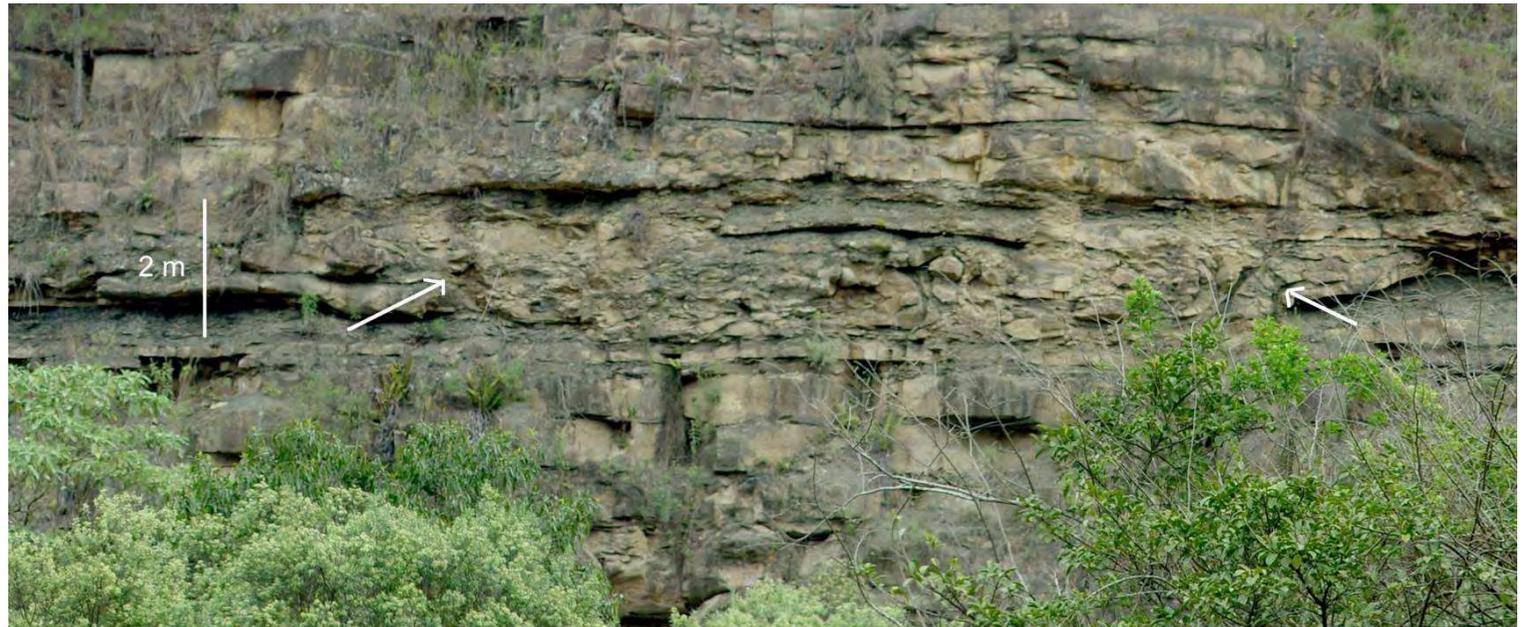


Fig. 6.28b



**Fig. 6.29a**

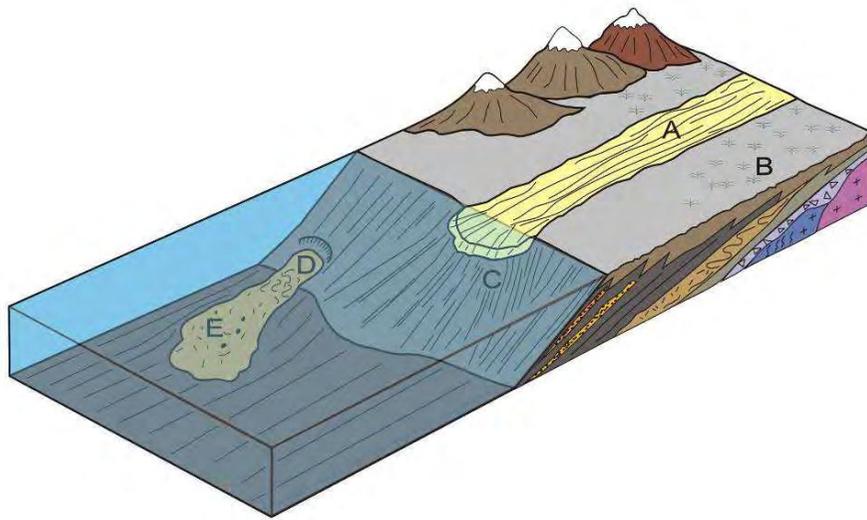
**Figura 6.29** – Marcas de sola (turboglifos, indicando paleocorrentes para o canto inferior esquerdo da foto) são feições comuns nas camadas de turbiditos arenosos (Arenito Beckham, figura 6.29a, à esquerda). Localmente ocorrem feições de deformação das camadas, devido ao possível deslocamento por escorregamento a curta distância, mergulho abaixo (Arn. Beckham, figura 6.29b , abaixo, indicada pelas setas) .



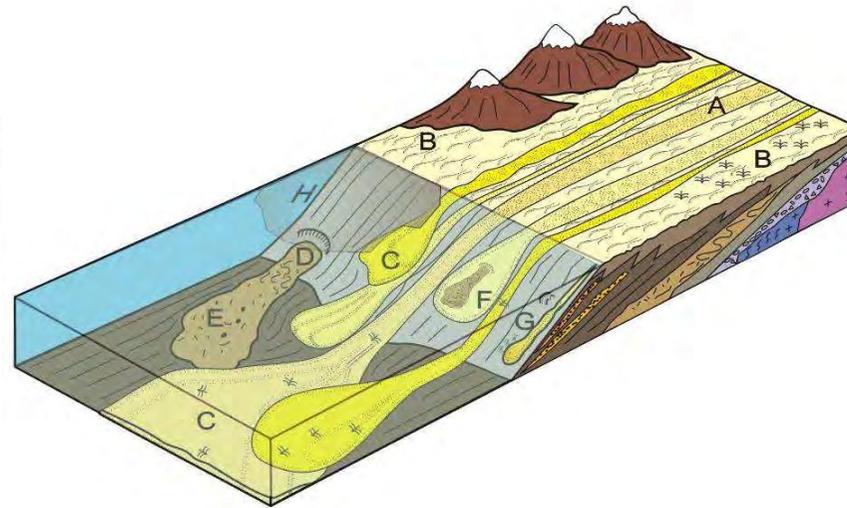
**Fig. 6.29b**



**Figura 6.30** – Trato de fácies ideal para os turbiditos arenosos. As fácies foram tentativamente colocadas em um trato levando em conta sua sucessão vertical nos afloramentos, tamanho de grão dominante, tipo de contato basal e poder de erosão e injeção de sedimentos no substrato.

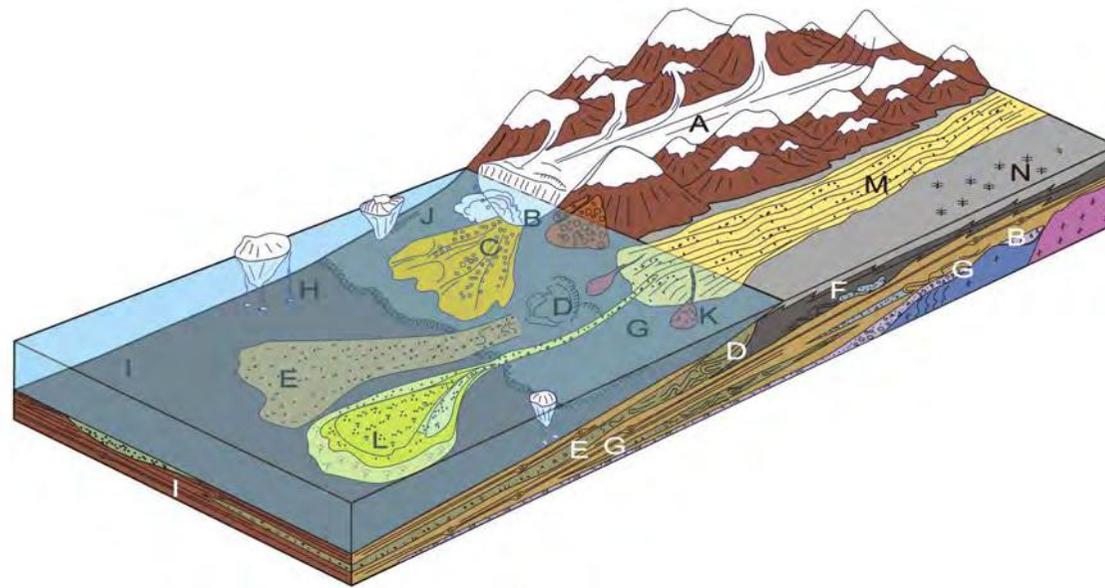


**Fig.6.31a**



**Fig. 6.31b**

**Figura 6.31.** Modelo deposicional para os turbiditos arenosos do Grupo Itararé na área de estudo. Fig. 6.31a : A – Sistema fluvial *braided* em período “normal”. B – Áreas de baixa energia, às margens do sistema fluvial, ocupadas pela vegetação. C – Sedimentação prodeltaica, caracterizada pela decantação de finos, depositando ritmitos síltico-argilosos na área proximal e folhelhos na região distal/bacia. D – Escorregamentos; E – Fluxos de detritos; Fig. 6.31b : A – Sistema fluvial *braided* em período de cheias catastróficas, gerando fluxos de alta densidade (hiperconcentrados); B – Erosão das antigas áreas de baixa energia, às margens do sistema fluvial, incorporando sedimentos e arrancando a vegetação durante as cheias catastróficas; C – Turbiditos arenosos, gerados pelos fluxos hiperpicnais desenvolvidos durante as cheias do sistema fluvial, localmente com grandes fragmentos vegetais na base das camadas; D – Escorregamentos; E – Fluxos de detritos; F – Pequenos escorregamentos nos turbiditos arenosos; G – Fluxo hiperpicnal desenvolvendo corrente de turbidez durante a cheia; H – Plumaz hipopicnais, carreadas de sedimentos finos, levando grande quantidade de silte e até areia muito fina para a bacia.



**Figura 6.32** – Modelo deposicional para o Grupo Itararé: A – geleiras ocupando vales em meio à montanhas, feição mais comum nas etapas iniciais de sedimentação do Gr. Itararé. Esta fisiografia é ainda comum ao final da sedimentação Itararé no sul de Santa Catarina e no Rio Grande do Sul. B – Tilitos de alojamento, formados no contato da geleira com o substrato. C – Turbiditos arenoconglomeráticos liberados da base de geleiras em retração. D – Escorregamentos; E – Fluxos de detritos (fácies PAL, PLA e OS). F – Blocos deslizados, localmente importantes. G – Sedimentos síltico-argilosos, gerados pela decantação de finos, localmente com tração e presença de clastos caídos de icebergues (fácies RSFo, RSF, RFS). H – Icebergues carreando e liberando detritos para o substrato. I – Pelitos ricos em argila (fácies FI), depositados nas regiões mais distais; J – estrias geradas por icebergues. K – Turbiditos delgados intercalados a pelitos em regiões prodeltaicas. L – Turbiditos arenosos, disparados por cheias do sistema fluvial. M - Possível sistema fluvial *braided* que ocorreria à montante da área de Dr. Pedrinho. N - vegetação das porções laterais do sistema aluvial, progressivamente mais comum com a melhoria climática ocorrida com o afastamento do Gondwana do pólo. A área de Dr. Pedrinho incluiria basicamente a sedimentação marinha glácio-influenciada exposta nesta figura.

**TABELA 6.1 – FÁCIES COMUNS NA ÁREA DE ESTUDO.**

<b>LITOFÁCIES</b>		<b>FACIES CONSTITUINTES</b>
<b>CONGLOMERADOS &amp; BRECHA</b>	ORTOCONGLOMERADOS	Barras conglomeráticas, com tamanho de clasto até matacão (2-3 m). Cbar Conglomerados de seixos e grânulos em camadas tabulares pouco espessas e gradadas. Ctab Conglomerados com seixos de até 20 cm, alinhados ou imbricados. Cimb
	PARACONGLOMERADOS	Paraconglomerado de matriz areno-lamosa. PAL Paraconglomerado de matriz lamosa-arenosa. PLA Paraconglomerado de matriz siltica (amarelado). PS
	BRECHA	Brecha sedimentar com clastos de rochas sedimentares - BRE
<b>ARENITOS</b>	ARENITOS GROSSOS	Arenito grosso a muito grosso maciço com seixos dispersos - AGm
		Arenito grosso com estratificação cruzada de baixo ângulo - AGb
	ARENITOS MÉDIOS	Arenito médio sigmoidal – AMs
		Arenito médio a fino, maciço, com seixos dispersos - AMsx
		Arenito médio a fino com estratificação cruzada – AMc
		Arenito médio com cruzadas de baixo ângulo – AMb
	ARENITOS FINOS	Arenito fino e médio com ondulações de corrente sinusoidais – AFrs
		Arenito fino com clastos e injeção de areia – AFin
		Arenito fino com laminação plano-paralela – AFp
		Arenito fino em camadas delgadas tabulares – AFdelg
		Arenito fino a médio maciço/fluidizado – AFmflu
		Arenito fino em camadas com carga amalgamadas - AFcarg
		Arenito fino em camadas delgadas com sequência de Bouma incompleta - AFTac
Arenito fino e médio com ondulações de corrente – AFr		
<b>PELITOS</b>	RITMITOS SÍLTICOS	Ritmito siltito-folhelho ondulado – RSFo
		Ritmito siltito-folhelho – RSF
	RITMITOS ARGILOSOS	Ritmito folhelho-siltito – RFS
		Folhelho preto laminado – FI
	RITMITOS PELÍTICOS DOBRADOS E ESCORREGADOS	Ritmitos siltito-folhelho (mesmas características da fácies RSF) e Ritmitos folhelho-siltito (similares à fácies RFS) com dobras e cisalhamento gerados durante escorregamento – RE

TABELA 6.2 – ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES DA ÁREA DE ESTUDO.

ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES		DEPÓSITOS	FÁCIES CONSTITUINTES
DEPÓSITOS CONTINENTAIS (subglaciais) - TILITO		BRECHA	Brecha sedimentar com clastos de rochas sedimentares - BRE
DEPÓSITOS DE AMBIENTE MARINHO GLÁCIO-INFLUENCIADO, RELACIONADOS AO APORTE DIRETO DE GLACIARES NO MAR OU DELTAICO (CONTEXTO PRODELTAICO) OU	DEPÓSITOS CAÓTICOS	ESCORREGAMENTOS ( <i>SLUMPS</i> )	Ritmitos pelíticos dobrados e escorregados – RE
		FLUXOS DE DETRITOS	Paraconglomerado de matriz areno-lamosa - PAL Paraconglomerado de matriz lamosa-arenosa - PLA Paraconglomerado de matriz siltica (amarelado) - PS
	TURBIDITOS ARENO- CONGLOMERÁTICOS	ORTOCONGLOMERADOS	Ortoconglomerado de blocos e matacões – Cbar
			Ortoconglomerado gradado em camadas tabulares – Ctab
			Ortoconglomerado com clastos imbricados/alinhados. – Cimb
		GROSSOS E MÉDIOS	Arenito grosso a muito grosso maciço com seixos dispersos - AGm
			Arenito grosso com estratificação cruzada de baixo ângulo - AGb
			Arenito médio sigmoidal – AMs
			Arenito médio a fino, maciço, com seixos dispersos - AMsx
			Arenito médio com cruzadas de baixo ângulo – AMb
	ARENITOS FINOS	Arenito fino e médio com ondulações de corrente sinusoidais – AFrs	
		Arenito fino e médio com ondulações de corrente – AFR	
	TURBIDITOS ARENOSOS	ARENITOS	Arenito médio a fino com estratificação cruzada - AMc
			Arenito fino com clastos e injeção de areia – AFin
		FINOS	Arenito fino com laminação plano-paralela - AFp
			Arenito fino a médio maciço/fluidizado – AFmflu
		E	Arenito fino em camadas delgadas tabulares – AFdelg
		MÉDIOS	Arenito fino em camadas com carga amalgamadas – AFcarg
Arenito fino em camadas delgadas com sequência de Bouma incompleta – AFTac			
PELITOS DE DECANTAÇÃO LENTA Com presença ocasional de correntes de turbidez de baixa densidade.	RITMITOS SÍLTICOS	Ritmito siltito-folhelho ondulado – RSFo	
		Ritmito siltito-folhelho – RSF	
	RITMITOS ARGILOSOS	Ritmito folhelho-siltito – RFS	
		Folhelho preto laminado – FI	

## 8. CONCLUSÕES

Os estudos dos afloramentos do Grupo Itararé, da Bacia do Paraná, no estado de Santa Catarina, permitiram chegar às seguintes conclusões:

1. A sedimentação do Grupo Itararé em Santa Catarina processou-se predominantemente em ambiente marinho, abaixo do nível base de ondas, com as geleiras situando-se nas margens da bacia, ocupando altos sobre o embasamento e alguns vales entre as montanhas. Esta sedimentação marinha glácio-influenciada é caracterizada por pelitos, decantados de plumas túrbidas de degelo, turbiditos arenosos e conglomeráticos e depósitos caóticos, gerados pela instabilização de pacotes predominantemente pelíticos e arenosos. Nesta região depósitos glácio-continentais e tilitos verdadeiros são raros.
2. A seção aflorante em Dr. Pedrinho (SC) foi subdividida em 5 sequências deposicionais, separadas por discordâncias erosivas de extensão regional. As sequências 1 a 4 são equivalentes às formações Mafra e Rio do Sul, do Grupo Itararé, com feições que indicam a presença do gelo na bacia, enquanto a sequência 5, mais jovem, engloba sedimentitos da Formação Rio Bonito, depositada em contexto costeiro, já sem a influência glacial direta.
3. Todas estas sequências apresentam uma boa correlação com as sequências aflorantes no Paraná, na região de Ventania, distantes cerca de 300 km para norte, o que atesta o caráter regional destas unidades.
4. As sequências glácio-influenciadas mostram um espessamento para o norte, registrando o preenchimento do maior espaço de acomodação disponível em direção ao depocentro da bacia.
5. Feições indicativas da presença de massas de gelo na bacia, como a deposição de tilitos e estrias subglaciais no embasamento, ligadas a períodos de clima mais frio, controlado pela maior proximidade do Gondwana com o pólo sul, estão associadas às sequências mais antigas, como na sequência 2 em Dr. Pedrinho. Nas sequências mais jovens (3 e 4) estas feições ocorrem mais ao sul, nas proximidades da borda da bacia.

Os sedimentos transgressivos que caracterizam estas sequências registram o domínio de um ambiente marinho glácio-influenciado.

6. A influência dos glaciares nas sucessões marinhas glácio-influenciadas se manifesta pelo grande volume de água de degelo carreando sedimentos, o que provoca a rápida progradação de sistemas deltaicos e sua conseqüente instabilização, e ocasionalmente dispara fluxos turbidíticos de geleiras aterradas no mar ou no continente. Outra assinatura dos glaciares neste contexto marinho é a ocorrência comum de clastos caídos de icebergues em pelitos prodeltaicos, de “diamictitos” de *rain-out* e, mais raramente, de estrias originadas pelo arraste da quilha dos icebergues no fundo marinho.

7. A tendência de melhoria climática para climas mais amenos, temperados, é indicada pela presença de grandes fragmentos vegetais na base dos turbiditos da sequência 4. Esta vegetação de maior porte se desenvolveu com a mudança climática, estabelecendo-se sobre áreas continentais que foram outrora ocupadas pelos glaciares. Nas seções descritas em Dr. Pedrinho a culminância desta tendência de aquecimento, causada pelo paulatino afastamento do Gondwana do pólo sul, é marcada pela chegada dos sedimentos marinhos rasos e continentais da sequência 5, atribuíveis à Formação Rio Bonito.

8. Os tratos de sistemas das sucessões glácio-influenciadas das sequências 1 a 4 possuem algumas características gerais:

a) os depósitos do trato de sistemas de mar baixo inicial desenvolvidos sob condições climáticas mais frias (equivalentes ao trato glacial máximo) são representados por raros e descontínuos pacotes de tilitos;

b) espessos depósitos turbidíticos arenosos e conglomeráticos caracterizam o trato de mar baixo final das sequências 2, 3 e 4. A análise de fácies sugere que estes sistemas turbidíticos possuam eficiência moderada. Os turbiditos mais conglomeráticos estão relacionados às sequências mais antigas (2 e 3), de clima mais frio, sendo desenvolvidos por fluxos de *outwash* liberados de geleiras aterradas no mar. Os turbiditos arenosos da sequência 4 são caracterizados por fácies arenosas finas e médias, depositados em contexto prodeltaico, originados por fluxos hiperpicnais relacionados a grandes cheias fluviais, formadas, possivelmente, por

fluxos de degelo oriundos de geleiras situadas em áreas mais distantes. A presença de abundantes fragmentos vegetais na base das camadas indica a existência de áreas continentais desocupadas pelo gelo, com a vegetação se desenvolvendo em condições climáticas mais amenas que aquelas presentes nas sequências mais antigas.

c) depósitos do trato de sistemas transgressivo das sequências 1, 3 e 4 são caracterizados por pelitos decantados em ambiente marinho, abaixo do nível base de ondas, e ocasionalmente recebiam clastos caídos de icebergues e a chegada de correntes de turbidez diluídas. Estes pelitos se depositaram em duas situações principais: em contexto prodeltaico e em regiões mais distais, defronte a geleiras aterradas no mar. Na sequência 2 o trato de sistemas transgressivo é caracterizado por depósitos caóticos, produzidos com a ressedimentação de pelitos e arenitos, sugerindo um elevado aporte, oriundo do derretimento de geleiras em retração, que acompanhava a elevação do nível relativo do mar e a criação do espaço de acomodação.

d) depósitos do trato de sistemas de mar alto são freqüentemente representados por espessos e extensos pacotes de escorregamentos e fluxos de detritos, presentes nas sequências 1, 2 e 4. Na sequência 3 os depósitos do trato de mar alto são marcados pela chegada de turbiditos cada vez mais espessos, intercalados aos sedimentos pelíticos decantados. Estes turbiditos adentraram a bacia após o tempo de deposição de folhelhos negros, que contém raros clastos caídos de icebergues e marcam a seção condensada da sequência 3. A ausência de ressedimentação por fluxos de massa no TSMA desta sequência sugere períodos de menor aporte deposicional e maior estabilidade do substrato, que podem indicar clima mais ameno e um maior afastamento das massas de gelo em relação à bacia. Outra possibilidade é a de um tempo relativamente curto para o TSMA, seguido de um rebaixamento muito rápido, sem que houvesse tempo para empilhar maior quantidade de sedimentos deltaicos e caóticos do TSMA.

**9.** A discordância que separa as sequências 4 e 5 possui caráter regional e separa as sucessões com influência glacial, registradas pelos depósitos do Grupo Itararé (Fm. Rio do Sul), da sucessão depositada em contexto transicional e marinho raso, sem evidências da ação do gelo, representados litoestratigraficamente pela Fm. Rio Bonito.

**10.** As seqüências mais antigas do Grupo Itararé (Formação Campo do Tenente e parte da Formação Mafra) apresentam aporte em direção ao quadrante norte, enquanto os intervalos mais jovens, da parte superior da formação Mafra e da formação Rio do Sul, em Santa Catarina, apresentam aporte para SW e W, sugerindo a presença de uma área soerguida entre as seções de Dr. Pedrinho, em Santa Catarina, e Ventania, no norte do Paraná, possivelmente na área onde posteriormente desenvolveu-se o Alto de Ponta Grossa. Este evento de inversão é primeiramente registrado nos turbiditos delgados do trato de sistemas de mar alto da seqüência 3 em Dr. Pedrinho. Esta possível fase de soerguimento de áreas situadas ao norte, ainda no “tempo Itararé”, precedeu o evento de inversão generalizada da bacia que é materializado pelos sedimentos da Fm. Rio Bonito, do Grupo Guatá.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHARON, P. 2003. Meltwater flooding events in the Gulf of Mexico revisited: Implications for rapid climate changes during the last glaciation. **Paleoceanography**, v. 18, n. 4: doi: 10.1029/2002PA000840. ISSN: 0883-8305.
- ALLEN, J. E.; & M. BURNS. 1986. **Cataclysms on the Columbia**. Portland, Oregon, Timber Press, 213 p.
- ALLEY, R. B. 1998. Icing the North Atlantic. **Nature**, v. 392, p. 335-337.
- ANDERSON, S. P.; WALDER, J. S.; ANDERSON, R. S.; KRAAL, E. R.; CUNICO, M.; FOUNTAIN, A. G. & TRABANT, D. C. 2003. Integrated hydrologic and hydrochemical observations of Hidden Creek *jökulhlaups*, Kennicott Glacier, Alaska. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. F1, 6003.
- ASMUS, H. E. & GUAZELLI, W. 1968. Geologia de semi-detalhe da região de Dr. Pedrinho, Barra do Prata, Itaió Grande, Serra do Espigão. Ponta Grossa: **PETROBRÁS**, 52 p. (relatório interno).
- ASMUS, H. E. 1967 Geologia de semi-detalhe da região de Dr. Pedrinho, Barra do Prata, Itaió Grande, Serra do Espigão. Ponta Grossa: **PETROBRÁS**, 53 p. (relatório interno).
- BALISTIERI, P. R. M. N. 2003. **Paleoicnologia da porção superior do Grupo Itararé na região de Mafra (SC): limitações paleoecológicas, paleoambientais e estratigráficas**. São Leopoldo, Unisinos, Tese de Doutorado. V.1, 138 p.
- BATES, C. C. 1953. Rational theory of delta formation. **AAPG Bull.**, v. 737, n. 9, p. 2119-2162.
- BERNER, R. A. 1991. A model for atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic time: **American Journal of Science**, v. 291, p. 339–376.
- BEURLEN, K. 1953. Estratigrafia e paleogeografia das formações Gondwânicas no sul do Brasil. Notas Preliminares, **DNPM**, Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, 10 pp.
- BIGARELLA J. J., SALAMUNI R., FUCK R.A. 1967. Striated surfaces and related features developed by Gondwana ice sheets (State of Paraná, Brazil). **Palaeogeo. Palaeoclim. Palaeoeco.** 3:265-276.
- BJÖRNSSON, H. 1998. Hydrological characteristics of the drainage system beneath a surging glacier. **Nature**, 395, 771-774.
- BOND, G. & LOTTI, R. 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation, **Science**, Vol. 267, pp. 1005-1010.
- BOND, G. ; HEINRICH, H.; BROECKER, W.; LABEYRIE, L.; MCMANUS, J.; ANDREWS, J. ; HUON, S. ; JANTSCHIK, R. ; CLASEN, S.; SIMET, C.; TEDESCO, K.; KLAS, M.; BONANI, G.; & IVY, S. .1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. **Nature**, v. 360, pp. 245 – 249.
- BOULTON, G. S. 1990. Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial marine facies architecture. In: DOWDESWELL, J. A. & SCOURSE, J. D. (eds.) – **Glacial marine Environments: Processes and Sediments**. Geological Society Special Publication N. 53, p. 15-52
- BOUMA, A. H. 1962. **Sedimentology of some Flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation**. Amsterdam: Elsevier, 168p.
- BOUMA, A. H. 2000. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. **Marine and Petroleum Geology**, v.17, p. 137 – 143.

- BOUMA, A. H.; NORMARK, W. R. & BARNES, N. E. 1985. **Submarine fans and related turbidite systems**. New York, Springer-Verlag. 351p.
- BRETZ, J. H. 1925. The Spokane flood beyond the Channeled Scabland. **Journal of Geology**, v. 33. p. 97 – 115; 236-259.
- BRUNNER, C. A.; NORMARK, W. R.; ZUFFA, G. G. & SERRA, F. 1999. Deep-sea sedimentary record of the late Wisconsin cataclysmic floods from the Columbia River. **Geology**, v. 27, p. 463-466.
- CAETANO-CHANG, M. R., OLIVEIRA J. P., BRIGHETTI J. M. P. 1990. Pavimento estriado em rochas do Subgrupo Itararé ao longo do Rio Piritubinha, sul do Estado de São Paulo. **Rev. Bras. Geoc.**, 20:333-335.
- CANUTO J. R. 1985. **Origem dos diamictitos e 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 da Universidade de São Paulo).
- CANUTO, J. R.; ROCHA-CAMPOS, A. C. & SANTOS, P. R. 2001a. Tectono-sedimentary evolution of the Itararé subgroup (late Paleozoic) in the Ponta Grossa arch, Brazil. **An. Acad. Bras. Cienc.**, v. 73, n. 3, p. 461.
- CANUTO, J. R.; SANTOS, P. R. dos; ROCHA CAMPOS, A. C. 2001b. Estratigrafia de sequências do Subgrupo Itararé (neopaleozóico) no leste da Bacia do Paraná, nas regiões sul do Paraná e norte de Santa Catarina, Brasil. **Rev. Bras. Geoc.**, São Paulo, Brasil, v. 31, n. 1, p. 107-116.
- CANUTO, J. R. 1993. **Fácies e ambientes de sedimentação da Formação Rio do Sul (Permiano), Bacia do Paraná, na região de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina**. São Paulo. 164 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CAREY, J. S.; SHERIDAN, R. E.; ASHLEY, G. M. & UPTEGROVE, J. 2005. Glacially - influenced late Pleistocene stratigraphy of a passive margin: New Jersey's Record of the North American ice sheet. **Marine Geology**, 218. p. 155-173.
- CARMINATTI, M. – 1994 – Fluxos Gravitacionais de Sedimentos e Turbiditos. I° Seminário de interpretação exploratória, Rio de Janeiro, 1994. **PETROBRAS/DEPEX (Relatório interno)**, p. 135-140.
- CASTRO, J. C. & MEDEIROS, R. A. 1980. fácies e modelos de sedimentação das formações Rio do Sul e Rio Bonito, leste de Santa Catarina, e fácies e evolução sedimentar do Grupo Passa Dois. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 31, Camboriú, 1980. Anais... Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 69-97 (Roteiro de excursões).
- CASTRO, J. C. 1980. fácies, 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: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 283-299.
- CASTRO, J. C. 1988. Stratigraphic Framework of Rio do Sul/Rio Bonito Fms. In: Sedimentology, stratigraphy and paleontology of the Gondwana sequence of Paraná Basin. Guidebook, Excursion A2. **Seventh Gondwana Symposium**, São Paulo. Petrobras, Rio de Janeiro.
- CASTRO, J. C. 1991. **A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltaico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Membro Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná**. Rio Claro, 147 p. Tese de Doutorado em Geologia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- CASTRO, M. R. 1998. **Fácies e evolução estratigráfica das formações Rio do Sul e Rio Bonito (Membro Triunfo) no vale do Rio Hercílio, SC**. Rio Claro, 113 p.

- Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista In: UNESP/ I.G.C.E.
- CASTRO, M. R.; PERINOTTO, J. A. J; CASTRO, J. C. 1999. Fácies, análise estratigráfica e evolução pós-glacial do Membro Triunfo/Formação Rio Bonito na faixa subaflorante do norte catarinense. **Rev. Bras. Geoc.**, São Paulo, v. 29, n. 4, p. 533-538.
- CROWELL, J.C. 1983. Ice ages on Gondwanan continents. **Transactions of the Geological Society of South Africa**, Johannesburg, v. 86, p. 230-261. (Alex L. du Toit Memorial Lectures, 18).
- D'AVILA, R. S. F. 1999. **Análise de fácies e estratigrafia física do Arenito Lapa, Grupo Itararé, Bacia do Paraná, Brasil**. Porto Alegre, UFRGS, Dissertação de Mestrado. 350 p.
- D'AVILA, R. S. F.; ARIENTI, L. M.; ARAGÃO, M. A. N. F.; VESELY, F. F.; SANTOS, S. F.; VOELCKER, H. E.; VIANA, A. R.; KOWSMANN, R. O.; MOREIRA, J. L. P.; COURA, A. P. P.; PAIM, P. S. G.; MATOS, R. S. & MACHADO, L. C. R. 2008. Ambientes Marinhos Profundos: Sistemas Turbidíticos (Capítulo X). In: Silva, A. J. C. L. P.; Aragão, M. A. N. F. & Magalhães, A. J. C. (Eds.). **Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil**, 2008. São Paulo: Beca-BALL Edições, p.244-301.
- D'AVILA, R. S. F. & PAIM, P. S. G. 2003. Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos. In: PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F. F. & NETTO, R. G. (Eds.). **Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares – estudos de casos**. p. 93-121. São Leopoldo, Unisinos.
- D'AVILA, R. S. F. & SANTOS, S. F. 2004a. Reservatórios da margem brasileira e sua comparação com turbiditos de *foredeep* e turbiditos hiperpicnais – discussão e aplicações para a exploração de petróleo. Rio de Janeiro, Petrobras, **II SEDEST – Seminário de Estratigrafia e Sedimentologia**. Relatório Interno.
- D'AVILA, R. S. F. & SANTOS, S. F. 2004b. Depósitos gravitacionais das bacias do Paraná e Itajaí – Guia do Workshop de Campo. Rio de Janeiro, **Petrobras**. Relatório Interno.
- D'AVILA, R. S. F.; SOUZA CRUZ, C. E.; OLIVEIRA FILHO, J. S.; JESUS, C. M. DE; CESERO, P. DE; DIAS FILHO, D. C.; LIMA, C. C. DE; QUEIROZ, C. L.; SANTOS, S. F. & FERREIRA, E. A. 2004. Fácies e modelo deposicional do Canyon de Almada, Bacia de Almada, Bahia. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 251-286.
- DAEMON R. F. & QUADROS, L. P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 24, Brasília. Anais, p. 359-412.
- DAEMON R. F.; CASALETTI, P. & CIGUEL, J. H. G. 1991. Biopaleogeografia da Bacia do Paraná. Curitiba, **Petrobras, relatório interno**. 34p.
- DAEMON, R. F. & FRANÇA, A. B. 1993. Sedimentos do Westfaliano (Carbonífero Médio) na Formação Lagoa Azul, Grupo Itararé. In: **Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná**, I, Rio Claro, 1993. Resumos... Rio Claro, UNESP, p. 36
- DIAS, M. E. R., 1993. Associações microflorísticas dos paleovales do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul, Permiano da Bacia do Paraná, Brasil. **Pesquisas**, UFRGS. Porto Alegre 20 (2), 132 140.
- EYLES, C. H.; EYLES, N. & MIALL, A. D. 1985. Models of Glaciomarine Sedimentation and their Application to the Interpretation of Ancient Glacial Sequences. **Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.**, v. 51, p.15-84.

- EYLES, C. H.; EYLES, N.; FRANÇA, A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Palaeozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. **Sedimentology**, v. 40, p. 1-25.
- EYLES, N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. **Earth-Sci. Rev.**, 35:1-248.
- EYLES, N. & EYLES, C. H. 1992a. Tectonics and Sedimentation in the Permo-carboniferous Parana Basin, Brazil (Itarare Group). Curitiba, **PETROBRAS/NEXPAR (Relatório Interno)**. 102 p.
- EYLES, N. & EYLES, C. H. 1992b. Glacial Depositional Systems. In: R.G. WALKER & N.P. JAMES (eds.). **Facies Models – response to sea level change**. Geological Association of Canada. pp.: 73-100.
- EYLES, N. & EYLES, C. H. 1993. Glacial geologic confirmation of an intraplate boundary in the Paraná Basin, Brazil. **Geology**, v. 21, p.459-462.
- FISCHER, A. G..1984. The two Phanerozoic supercycles. In: **Catastrophes and Earth History: the new uniformitarianism**, Berggren, W.A. & Van Couvering, J.A. (eds.). Princeton University Press, Princeton, New Jersey, pp. 129-150.
- FISHER, R. V. (1983) - Flow Transformations in sediment gravity flows. **Geology**, v.11, pp 273-274, Bulder.
- FRANÇA, A. B. 1987. **Stratigraphy, depositional environment, and reservoir analysis of the Itarare Group (permo-carboniferous), Parana Basin – Brazil**. Tese de Doutorado, University of Cincinnati. 240 pp.
- FRANÇA, A. B. 1994. Itarare Group: Gondwanan Carboniferous-Permian of the Parana Basin, Brasil. In: Deynoux, M., Miller, J.M.G., Domack, E.W. (Eds.) **Earth's Glacial Record**. Cambridge, p. 70-82.
- FRANÇA, A. B. & POTTER, P. E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 2, n. 2/4, p. 147-191.
- FRANÇA, A. B. & POTTER, P. E. 1991. Stratigraphy and Reservoir Potencial of Glacial Deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil. **AAPG Bull.** v. 75, No.1, p. 62-85.
- FRANÇA, A. B.; WINTER, W. R.; ASSINE, M. L. 1996. Arenitos Lapa-Vila Velha: um modelo de trato de sistemas subaquático s canal-lobos sob influência glacial, Grupo Itararé (C-P), Bacia do Paraná. **Rev. Bras. Geoc.** v. 26, n. 1, p. 43-56.
- GAMA Jr., E. G.; PERINOTTO, J. A. J.; RIBEIRO, H. J. P. S. & PADULA, E. K. 1992. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Subgrupo Itararé: tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional. **Rev. Bras. Geoc.** v. 22, n. 2, p. 228-236.
- GOLDBERG, K. 2004. Floral diversity data in the assessment of paleoclimate in the Paraná Basin, Southern Brazil. **Journal of Geology**, v. 112, pp. 719 – 727.
- GONÇALVES, A. & TOMMASI, E. 1974. Mapeamento faciológico do Grupo Itararé no Estado de Santa Catarina. Ponta Grossa: **PETROBRÁS / DESUL**, 19 p. (relatório interno, 437).
- GRAVENOR, C.P. & ROCHA-CAMPOS, A.C. 1983. Patterns of Late Paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of the Paraná Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 43, n.1-2, p. 1-39.
- GUAZELLI, W. & FEIJÓ, F.J. 1970. Geologia de semi-detalhe do centro-leste e sudeste de Santa Catarina. Ponta Grossa: **PETROBRÁS, (relatório interno)**. 2 v.

- HISCOTT, R. H. 1994. Traction-Carpet Stratification in Turbidites-Fact or Fiction? **Journal of Sedimentary Research**, Vol. A64, N.2, p.204-208. SEPM.
- HISCOTT, R. N.; AKSU, A. E. 1994. Submarine *Debris Flows* and Continental Slope Evolution in Front of Quaternary Ice Sheets, Baffin Bay, Canadian Arctic. **AAPG Bulletin**, v. 78, n. 3, p. 445–460.
- HOLZ, M. .1995. **O intervalo gonduânico basal (Eo-Permiano) da Bacia do Paraná na região nordeste do Rio Grande do Sul - um exercício de Estratigrafia**. Porto Alegre, 2 vol. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- HOLZ, M. & DIAS, M. E. R. 1998. Taphonomy of palynological records in a sequence stratigraphic framework: an example from the *Early Permian* Paraná Basin of southern Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology** 99, p. 217-233
- ISELL, J. L.; LENAHER, P. A.; ASKIN, R. A.; MILLER, M. F. & BABCOCK, L. E. 2003. Reevaluation of the timing and extent of the late Paleozoic glaciation in Gondwana: Role of the Transantarctic Mountains. **GSA Bull.**, v. 31, n. 11, pp. 977 – 980.
- JONES, A. T. & FIELDING, C. R. 2004. Sedimentological record of the late Paleozoic glaciation in Queensland, Australia. **GSA Bull.**, v. 32, pp. 153 - 156.
- KNELLER, B. & BUCKEE, C. 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. **Sedimentology**, v. 47, p. 62-94.
- KOMAR, P. D. – 1971- Hydraulic jumps in turbidity currents. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 82, p. 1477 – 1488.
- KUENEN, P. H. & MIGLIORINI, C. I. - 1950 – Turbidity currents as a cause of graded bedding. **J. Geol.**, v.58, p. 91-127.
- LAVINA, E. L. C. 1991. **Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 291 p.
- LEINZ, V. 1937. Estudos sobre a glaciação Permo-Carbonífera do sul do Brasil. **Rio de Janeiro, DNPM (Boletim 21)**.
- LIMARINO, C. O.; CESARI, S. N.; NET, L. I.; MARENSSI, S. A.; GUTIERREZ, R. P. & TRIPALDI, A. 2002. The Upper Carboniferous postglacial transgression in the Paganzo and Río Blanco basins (northwestern Argentina): facies and stratigraphic significance. **Journal of South American Earth Sciences**, v.15, p. 445-460.
- LOCZY, L. de. 1964. Problemas da estratigrafia e paleogeografia carbonífera da Bacia do Paraná, Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, **DNPM**, 214:
- LONNE, I. 1995. Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. **Sedimentary Geology**, v. 98, p. 13-43
- LONNE, I. 1997. Facies characteristics of a proglacial turbiditic sand-lobe at Svalbard. **Sedimentary Geology**, v. 109, p. 13-35.
- LOPES, R. C. 1995. **Arcabouço Aloestratigráfico para o Intervalo "Rio Bonito-Palermo" (Eopermiano da Bacia do Paraná), entre Butiá e São Sepé, Rio Grande do Sul**. São Leopoldo, Dissertação de Mestrado em Geologia, Centro de Ciências Tecnológicas, Universidade do Vale dos Sinos, 254 p.
- LOPES, R. C. & LAVINA, E. L. 1995. Arcabouço aloestratigráfico para o intervalo "Rio Bonito-Palermo" (Eopermiano), entre Butiá e São Sepé, RS. In: **Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná**, 2, Porto Alegre, 1995. Resumos... Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 51-56.

- LÓPEZ-GAMUNDÍ, O. R. 1989. Postglacial transgressions in Late Paleozoic basins of Western Argentina: a record of glacioeustatic sea level rise. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v.71. p. 257-270.
- LÓPEZ-GAMUNDÍ, O. R. 1997. Glacial-postglacial transition in the late Paleozoic basins of southern South America. In Martini, I. P. (ed.) **Late glacial and postglacial environmental changes: Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic**. Oxford University Press, New York, p. 147-168.
- LÓPEZ-GAMUNDÍ, O. R.; ESPEJO, I. S.; CONAGHAN, P. J.; POWELL, C. M. 1994. Southern South America. In: Veevers, J. J. & POWELL, C. M. A. (eds.). **Permian-Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland**. Boulder, Geological Society of America Memoir 184, p. 281-329.
- LÓPEZ-GAMUNDÍ, O.R. & ROSSELLO, E. A. 1998. Basin fill evolution and paleotectonic patterns along the Samfrau geosyncline: the Sauce Grande basin-Ventana foldbelt (Argentina) and Karoo basin-Cape foldbelt (South Africa) revisited. **Geologische Rundschau**, Berlim, v. 86, p. 819-834.
- LOWE, D. R. 1979. **Sediment Gravity Flows: Their classification and some Problems of Application to Natural Flows and Deposits**. SEPM spec. Pub. N. 27, p. 75-82.
- LOWE, D. R. 1982. Sediment Gravity Flows II: Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High Density Turbidity Currents. **Jour. Sed. Petr.**, v. 52, N. 1, p. 279 – 297.
- LOWE, D. R. 2000. Turbidity currents, slurry flows, and debris flows: the full spectrum of deep-water sediment flow and deposit types. In: APPI, C. J.; D'AVILA, R. S. F. & VIANA, A. R. – 2000 – **Deep-water sedimentation: technological challenges for the next millennium**. Rio de Janeiro, Petrobras/ANP/ABGP, 31 International Geological Congress, Book of abstracts. p. 37 - 42.
- LOWE, J. J. 2001. Climatic oscillations during the last glacial cycle—nature, causes and the case for synchronous effects. *Biology and Environment: Proceedings of the Royal Irish Academy*, vol. 101b, no. 1–2, 19–33 (2001).
- MACHADO, L. C. R. 1989. **Fácies e arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé em Alfredo Wagner (SC) - Sedimentação periglacial**. Ouro Preto. 164 p. Dissertação de Mestrado em Geologia, Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto.
- MACKIEWICZ, N. E., POWELL, R. D., CARLSON, P. R. E MOLNIA, B. F. 1984. Interlaminated ice-proximal glacial marine sediments in Muir Inlet, Alaska. **Marine Geology**, v. 57: 113-147.
- MARQUES, E. J. J. 2000. **Aplicação do método de radar de penetração de solo (Ground Penetrating Radar) na análise estratigráfica do sistema de arenitos Lapa/Vila Velha - Grupo Itararé, Neocarbonífero da Bacia do Paraná, Brasil**. Porto Alegre, 244 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MARTINI, I. P. & BROOKFIELD, M. E. 1995. Sequence analysis of upper Pleistocene (Wisconsinan) glaciolacustrine deposits of the north-shore bluffs of Lake Ontario, Canada. **J. Sedim. Res.**, B65, p. 388-400.
- MARTINI, I. P.; BROOKFIELD, M. E. & SADURA, S. 2001. **Principles of Glacial Geomorphology and Geology**. Upper Saddle River, Prentice Hall. 381p.
- MATOS S. L. F., YAMAMOTO J. K., RICCOMINI C., HACHIRO J. & TASSINARI C. C. G. 2001. Absolute dating of Permian ash-fall in the Rio Bonito Formation, Paraná Basin. **Gondwana Research** 4: 421-426.

- MCCABE, A. M.; CARTER, R. W. G. & HAYNES, J. R. 1994. A shallow marine emergent sequence from the northwestern sector of the last British ice sheet, Portballintrae, Northern Ireland. **Marine Geology**, v. 117, p. 19-34.
- MEDEIROS, R. A. 1995. Hierarquia e caráter cronoestratigráfico dos tratos de sistemas marinhos transgressivos associados às formações Rio do Sul, Rio Bonito e Palermo. In: **Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná**, 2, Porto Alegre, 1995. Resumos. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 76-77.
- MEDEIROS, R. A. 1998. História da evolução da estratigrafia na exploração de petróleo no Brasil. **Boletim da ABGP**, Rio de Janeiro, n. 2, p. 9-29.
- MEDEIROS, R. A. & THOMAZ FILHO, A. 1973. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 27, Aracaju, 1973. Anais... Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, p. 3-32.
- MEDEIROS, R. A.; THOMAZ FILHO, A.; RONCARATI, H. 1971. Projeto Rio Bonito – Fase I. Ponta Grossa: **PETROBRÁS**, 402 p. (relatório interno).
- MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. – 1973 – Sediment Gravity Flows: mechanics of flow and deposition In: MIDDLETON, G. V. & BOUMA, A. (eds.). **Turbidites and Deep Water Sedimentation**. Los Angeles, SEPM (Pacific Section) Short Course 1, Anaheim. Lecture Notes. p. 1 – 38.
- MILANI, E. J & RAMOS, V. A. 1998. Orogenias Paleozóicas no domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Rev. Bras. Geoc.**, v. 28(4): pp. 473-484.
- MILANI, E. J. 1997. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. Porto Alegre. 255 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MILANI, E.J.; & ZALÁN, P. V. 2003. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes**, Vol. 22, no. 3, P. 199 –205.
- MILANI, E. J.; FACCINI, U.F.; SCHERER, C. M. S.; ARAÚJO, L. M.; CUPERTINO, J. A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. **Boletim IG USP**, São Paulo, Série Científica, n. 29, p. 125-173.
- MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. 1994. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82.
- MILLIMAN, J. D. & SYVITSKI, J. P. M. 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. **Journal of Geology**, v. 100, p. 525-544.
- MITCHUM, R. M.; JR. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 1: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: PAYTON, C. E. (ed.). **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon exploration**. AAPG memoir 26, p. 117-143.
- MULDER, T. & ALEXANDER, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. **Sedimentology**, v. 48, p. 269-299.
- MULDER, T. & SYVITSKI, J. P. M. 1995. Turbidity currents at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. **Journal of Geology**, v. 103, p. 285-299.
- MULDER, T.; SYVITSKI, J. P. M.; MIGEON, S.; FAUGÉRES, J. C. & SAVOYE, B. 2003. Marine hiperpicnal flows: initiation, behavior and related deposits. **Marine and Petroleum Geology**, V.20, p. 861–882.

- MUTTI, E. 1992. **Turbidite sandstones**. Agip Instituto di Geologia Università di Parma: Milão, 275p.
- MUTTI, E., DAVOLI, G., TINTERRI, R., & ZAVALA, C. 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic *systems* dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. **Memorie di Scienze Geologiche**, 48, p. 233–291.
- MUTTI, E. & NORMARK, W. R. 1987: Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: Problems and Concepts. In: LEGGET, J. K. & ZUFFA, G. G. (eds.). **Deep-water clastic deposits: Models and Case Histories**, p. 1-38.
- MUTTI, E. & NORMARK, W. R. 1991: An integrated approach to the study of turbidite systems. In: WEIMER, P. & LINK, M. H. (eds.). **Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems"**. Nova Iorque, Springer-Verlag, p. 75-104.
- MUTTI, E., & RICCI LUCCHI, F. 1972. Le torbiditi dell' Appennino Settentrionale: introduzione all'analisi di facies. **Memorie della Società Geologica Italiana**, v.11, p. 161–199.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., BENEVELLI, G., ANGELLA, S., DI BIASE, D., CAVANNA, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient *foreland* basins. **Marine and Petroleum Geology**, v. 20, p. 733–755.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., REMACHA, E.; MAVILLA, N., ANGELLA, S., & FAVA, L. 1999. **An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective**. AAPG Course Note, 39, p. 93
- NORMARK, W. R. 1970. Growth patterns of deep sea fans: **AAPG Bull.**, v. 54, p. 2170-2195.
- NORMARK, W. R. & PIPER, D. J. W. 1991. Initiation Processes and *flow* evolution of turbidity currents: implication for the depositional record. In OSBORNE, R. H. (ed.). **From Shoreline to Abyss: Contributions in Marine Geology in Honor to Francis Parker Shepard**. Tulsa, SEPM (Spec. Pub. 46), p. 207-230.
- NORMARK, W. R.; POSAMENTIER, H. & MUTTI, E. 1993. Turbidite systems: state-of-the art and future. **Reviews of Geophysics**, v. 31, no. 2, p. 91 –116.
- NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R.A.; MÜHLMANN, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 3, p. 291-346.
- PAIM, P. S. G.; SILVEIRA, A. S. S.; BIDÓIA, R.; VARGAS, J. M.; D'AVILA, R. S. F.; FONSECA, M. M.; FACCION, J. E. & SANTOS, S. F. 2005. Estudo comparativo dos depósitos gravitacionais do Grupo Itararé – Bacia do Paraná, com os depósitos do Complexo de Apiúna - Bacia do Itajaí. São Leopoldo, **UNISINOS/PETROBRAS, Relatório Interno**.
- PERINOTTO, J. A. J. & PIRES, P.F.R. 1992. Ritmitos ondulados da Formação Rio do Sul (P-C), Bacia do Paraná, na Região de Alfredo Wagner (SC). **Geociências (UNESP)**, São Paulo, v. 11, n. 1, p. 49-62.
- PETTINGILL, H. S. .2001. Giant field discoveries of the 1990s. **The Leading Edge**, June, p.698-704.
- PINHEIRO-MACHADO, M. A.1994. **O degelo final permiano e seu registro geológico na borda sudeste da Bacia do Paraná (Paleovale de candiota – RS)**. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS, 173p.
- PLINK-BJÖRKLUND, P. & STEEL, R. J. 2004. Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal *flow* turbidites. **Sedimentary Geology**, v.165, p. 29–52.

- POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P. 1999. **Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications**. Tulsa, SEPM (SEPM Concepts in Sedimentology and paleontology n. 7). 204p.
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and system *tract* models. In: WILGUS, C. K. *et al.* (orgs.). **Sea Level changes – an integrated approach**. SEPM, Spec. Pub. N. 42, p. 125-154.
- POWELL, C. MCA. & VEEVERS, J. J. 1987. Namurian uplift in Australia and South America triggered the main Gondwanan glaciation. **Nature**, 326, pp. 117-119.
- READING, H. G. 1989. Facies. In: READING, H. G. (ed.). **Sedimentary Environments and Facies**. 3rd. Edition. Oxford. Blackwell Sci. Pub. p. 4-19.
- READING, H. G. & RICHARDS, M. 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain-size and feeder system. **AAPG Bull.**, v.78, no. 5, p. 792 – 822.
- RICCOMINI, C. & VELÁZQUEZ, V.F. 1999 Superfície estriada por geleira neopaleozóica no Paraguai Oriental. **Rev. Bras. Geoc.**, São Paulo, v. 29, n. 2, p. 233-236.
- 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.; 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**, São Paulo, v. 19, p. 39-46.
- ROCHA-CAMPOS, A. C.; SANTOS, P. R. dos; CANUTO, J. R. 1994. Ice scouring structures in Late Paleozoic rhythmites, Paraná Basin, Brazil. In: DEYNOUX, J. M. ; MILLER, J. M. G.; DOMACK, E. W.; EYLES, N.; FAIRCHILD, I. J. & YOUNG, G. M. (eds.). **Earth's Glacial Record**. International Geological Correlation Project 260. Earth's Glacial Record (UNESCO/IUGS/IGCP). Cambridge, Cambridge University Press (266 p.), p. 234-240.
- ROYER, D. L; BERNER, R. A.; MONTAÑEZ, I. P.; TABOR, N. J. & BEERLING, D. J. . 2004. CO2 as a primary driver of Phanerozoic climate. **GSA Today**, vol. 14, n.3, pp. 4 – 10.
- RUSSELL, H. A. J. & ARNOTT, R. W. C. 2003. Hydraulic-jump and Hyperconcentrated-flow deposits of a glacial subaqueous fan: Oak Ridges moraine, southern Ontario, Canada. **Journal of Sedimentary Research**, v. 73, n. 6, p. 887–905.
- RUST, B. R. 1977. Mass *flow* deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canada: diagnostic criteria for subaqueous *outwash*. **Can. J. Earth Sci.** V.14, p. 175-184.
- RUST, B. R. & ROMANELLI, R. 1975. Late quaternary subaqueous *outwash* deposits near Ottawa, Canada. In: JOPLING, A. V. & MCDONALD, B. C. (eds.) – 1975 – **Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation**. Tulsa, SEPM Spec. Pub. No. 23. p. 177 – 192.
- SALAMUNI, R.; MARQUES FILHO, P. L. & SOBANSKI, A. C. – 1966b - Considerações sobre turbiditos da Formação Itararé (Carbonífero Superior), Rio Negro-PR e Mafra-SC. **Bol. Soc. Bras. Geol.**, v.15, n.1 São Paulo.
- SANTOS, P. R dos; ROCHA-CAMPOS, A. C.; CANUTO, J. R. 1996. Patterns of late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 125, p. 165-184.

- SANTOS, R. V.; SOUSA, P. A.; ALVARENGA, C. J. S.; DANTAS, E. L.; PIMENTEL, M. M.; OLIVEIRA, C. G. & ARAÚJO, L. M. 2005. Shrimp U-Pb Zircon dating and palinology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation: Stratigraphic Implications for Southwestern Gondwana. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 9, p. 456-463, 2006.
- SANTOS, S. F. (em prep.) **Análise Faciológica e Estratigráfica do Permiano Inferior (Gr. Itararé e Fm. Rio Bonito) da Bacia do Paraná na Região de Alfredo Wagner (SC)**. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, 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: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 41-65.
- SCOTSE, C. R., 2001. **Atlas of Earth History**, Volume 1, Palaeogeography, PALEOMAP Project, Arlington, Texas, 52 pp.
- SCOTSE, C. R., BOUCOT, A. J. & MCKERROW, W. S. 1999. Gondwanan palaeogeography and Palaeoclimatology: **Journal of African Earth Sciences**, v.28, p. 99-114.
- SHANMUGAN, G. 1996. High-density Turbidity Currents: Are they sandy debris-flows? **Journal of Sedimentary Research**, v. 66, No. 1, p. 2 – 10.
- SHEPARD, F. P.; MARSHALL, N. F. & MCLOUGHLIN, P. A. – 1979 - **Currents in submarine canyons and other seavalleys**. Tulsa, AAPG, studies in Geology series, 173p.
- SILVA, J. G. R. 2000. **Estudo de cicloestratigrafia nos depósitos eopermianos do Grupo Itararé, Bacia do Paraná, nos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, baseado em dados de testemunho e de perfis de raios gama**. Porto Alegre. 288 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SILVEIRA, A. S. 2000. **Estratigrafia de Sequências e Evolução Paleoambiental da Sucessão Permiana (Sakmariano-Eokazaniano) da Bacia do Paraná, entre Rio Pardo e Mariana Pimentel (RS)**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UNISINOS;
- SMITH, G. A. 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional processes. **GSA Bull.**, v.97, p. 1- 10, January 1986.
- SMITH, G. A. 1993. Missoula flood dynamics and magnitudes inferred from sedimentology of slack-water deposits on the Columbia Plateau, Washington. **GSA Bull.**, v.105, p. 77- 100, January 1993.
- SOUZA, P. A. 2003. New palynological data of the Itararé Subgroup from the Buri Coal (late carboniferous, Paraná Basin), São Paulo state, Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, 5, pp. 49-58, Janeiro/Junho 2003
- SOUZA, P. A. & TOIGO, M. M. 2005. Progress on the palynostratigraphy of the Permian strata in Rio Grande do Sul State, Paraná Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 77 (2): PP. 353-365.
- SOUZA-CRUZ, C. E. DE. 1995. **Estratigrafia e sedimentação de águas profundas do neógeno da Bacia de Campos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil**. Tese de Doutorado. Porto Alegre, Instituto de Geociências, UFRGS, 186 p.
- SPARKS, S. J., BONNECAZE, R. T., HUPPERT, H. E., LISTER, J. R., HALLWORTH, M. A., MADER, H., & PHILLIPS, J. 1993. Sediment-laden gravity currents with reversing buoyancy. **Earth Planetary Science Letters**, 114, 243–257.

- STOW, D. A. V. & MAYALL, M. 2000. Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st century. **Marine and Petroleum Geology**, v. 17, p. 125 – 135.
- STOW, D. A. V.; READING, H. G. & COLLINSON, J. D. 1996. Deep seas. In: READING, H. G. (ed.) – **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**. 3rd. Edition. Oxford. Blackwell Sci. Pub. p. 395 – 453.
- TOMAZELLI L. J. & SOLIANI E. 1982. Evidências de atividade glacial no Paleozóico Superior do Rio Grande do Sul, Brasil. In: SBG, **Congr. Bras. Geol.**, 32, Salvador, Anais..., 4:1378-1391.
- VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M., Jr.; TODD, R. G.; WIDMIER, J. M.; THOMPSON, S., III; SANGREE, J. B.; BUBB, J. N. & HATELID, W. G. .1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: CLAYTON, C. E. (ed.). **Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration**. AAPG memoir 26, p. 49-212.
- VEEVERS, J. J. . 2001. **Atlas of billion-year Earth history of Australia and neighbours in Gondwanaland**. GEMOC press, Sydney, 76 p.
- VESELY F. F. 2001. **Análise de Sequências em Sucessões Glaciais: Estudo de Caso no Grupo Itararé (C-P), Nordeste do Estado do Paraná**. Rio Claro. 119 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista).
- VESELY, F. F. & ASSINE, M. L. 2002. Superfícies estriadas em arenitos do Grupo Itararé produzidas por gelo flutuante, sudeste do estado do Paraná. **Rev. Bras. Geoc.**, 32 (4):161-162.
- VESELY, F. F. & ASSINE, M. L. 2004. Sequências e tratos de sistemas deposicionais do Grupo Itararé, norte do Estado do Paraná. **Rev. Bras. Geoc.**, v. 34, no. 2, p. 219-230.
- VESELY, F. F. 2006. **Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) no centro-leste da Bacia do Paraná**. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 226 p.
- VISSER, J. N. J. 1987. The palaeogeography of part of southwestern Gondwana during the Permo-Carboniferous glaciation. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 61, p. 205-219.
- VISSER, J. N. J. 1997. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Karoo and Kalahari basins of southern Africa: a tool in the analysis of cyclic glaciomarine basin fills. **Sedimentology**, v. 44, p. 507-521.
- VISSER J. N. J., LOOCK J. C., COLLISTON W. P. 1986. Subaqueous *outwash* fan and esker sandstones in the permo-carboniferous Dwyka Formation of South Africa. **J. Sed. Pet.**, 57:467-478.
- VISSER, J. N. J. & PRAEKELT, H.E. 1996. Subduction, mega-shear *systems* and Late Palaeozoic basin development in the African segment of Gondwana. **Geologische Rundschau**, Berlim, v.85, p. 632-646.
- VON BRUNN, V. 1996. The Dwyka Group in the northern part of Kwazulu/Natal, South Africa: sedimentation during late Palaeozoic deglaciation In: Martini, I. P. (Ed.). Carboniferous-Permian Late Glacial And Postglacial Environments. **Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology**, 125 (1-4), p. 141-164.
- WALCOTT, R.I .1973. Structure of the Earth from Isostatic Rebound. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, 1, p.15-37.
- WALKER, R. G. – 1975a – Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. **GSA Bull.** v. 86, p. 737-748.

- WEIMER, P. & LINK, M. H. – 1991 – Global Petroleum Occurrences in Submarine Fans and Turbidite Systems. In: WEIMER, P. & LINK, M. H. (eds.). **Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems**. Nova Iorque, Springer-Verlag, p. 9 - 67.
- ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E. & BILLUPS, K.. 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. **Nature**, v. 292, p. 686-693.
- ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V. T.; NETO, E. V. S.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. 1990a. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M.W.; KOLATA, D.R.; OLTZ, D. F.; EIDEL, J. J. (eds.). **Interior cratonic basins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p. 681-708 (Memoir, 51).
- ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O.A. 1990b. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G. P. & MILANI, E.J. (eds.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 415 p.
- ZIEGLER, A. M., M. L. HULVER, AND D. B. ROWLEY, 1997. Permian world topography and climate. In: I. P. Martini (ed.). **Late Glacial and Post-Glacial Environmental Changes - Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic**, pp. 111-146., New York: Oxford University Press.
- ZUFFA, G. G.; NORMARK, W. R.; SERRA, F. & BRUNNER, C. A. 2000. Turbidite megabeds in an oceanic rift valley recording jökulhaups of the late Pleistocene glacial lakes of the western United States. **Journal of Geology**, v. 108, p. 253-274.