UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**SISTEMAS DEPOSICIONAIS E PALEOGEOGRAFIA DO
SUBGRUPO ITARARÉ (NEOPALEOZÓICO DA BACIA DO
PARANÁ), NA REGIÃO ENTRE ITU E INDAIATUBA, SP**

RODRIGO ARTUR PERINO SALVETTI

Orientador: Dr. Paulo Roberto dos Santos

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Paulo Roberto dos Santos
Examinadores:	Prof. Dr. Antonio Roberto Saad
	Prof. Dr. José Roberto Canuto

SÃO PAULO
2005

DEDALUS - Acervo - IGC

30900016397

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

SISTEMAS DEPOSICIONAIS E PALEOGEOGRAFIA DO
SUBGRUPO ITARARÉ (NEOPALEOZÓICO DA BACIA DO
PARANÁ), NA REGIÃO ENTRE ITU E INDAIATUBA, SP

RODRIGO ARTUR PERINO SALVETTI

ORIENTADOR: PROF. DR. PAULO ROBERTO DOS SANTOS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar e Ambiental

São Paulo
2005

Para meus pais e minha esposa,
por me entusiasmarem a
tentar compreender o mundo.

"Coragem!", animou-me o mestre. "Não é cedendo
ao ócio nem refestelando-se sobre plumas que
se conquistam os prêmios ao valor. Aquele que
à inatividade se entregar, de si deixará sobre a terra
memória igual ao traço que o fumo risca no ar
e a espuma traça na onda. Supera a fadiga, vence o torpor,
recobra o ânimo, que das vitórias sobre os perigos,
a primeira é a da vontade sobre o corpo."
(Virgílio a Dante em "*A Divina Comédia*", Inferno, Canto XXIV)

Índice

Índice de Figuras	iii
Índice de Tabelas	viii
Agradecimentos	ix
Resumo	xi
Abstract	xii
1. Introdução	1
2. Objetivos e Métodos	4
2.1. Fundamentação e relevância.....	4
2.2. Objetivos.....	7
2.3. Métodos	8
3. Fundamentação teórica	10
3.1. Subgrupo Itararé: estratigrafia e paleogeografia.....	10
3.2. Ambiente glacial e processos sedimentares associados	14
3.2.1. Introdução.....	14
3.2.2. Processos erosivos e sistemas deposicionais glaciais	16
3.2.3. Sistema glácio-marinho	25
3.2.4. Fluxos gravitacionais de massa.....	31
4. Geologia da região de Itu/Indaiatuba, SP	46
4.1. Compartimentação tectônica	46
4.2. Mapeamento geológico.....	49
4.2.1. Embasamento	49
4.2.2. Associações de fácies: o Subgrupo Itararé na região de Itu/Indaiatuba..	51
5. Modelos genéticos	66
5.1. Associações de fácies e sistemas deposicionais.....	66
5.2. Tratos de sistemas e sistemas deposicionais: modelos faciológicos.....	67
5.2.1. Trato de sistemas deposicionais glaciais	67
5.2.2. Trato de sistemas deposicionais marinhos profundos	71
5.2.3. Trato de sistemas deposicionais marinhos rasos.....	80
5.2.4. Fácies diamictitos de matriz areno-argilosa.....	84

6. Paleogeografia do Subgrupo Itararé junto a borda leste da Bacia do Paraná	86
6.1. Condicionantes paleogeográficos	86
6.2. Modelos paleogeográficos regionais	87
6.3. Paleogeografia do Subgrupo Itararé na região de Itu/Indaiatuba	90
7. Conclusões	99
Referências bibliográficas	101

Índice de figuras

Figura 1. Localização da área de estudos. Notar o contato que delimita o embasamento cristalino e a Bacia do Paraná. O mapa de pontos com a localização dos afloramentos estudados encontra-se no Anexo I.....	3
Figura 2. A. Mapa paleogeográfico do Gondvana no Devoniano inferior, Viseano inferior e Westphaliano inferior. As bacias permo-carboníferas estão numeradas de 1 a 9 (legenda em B). B. Quadro estratigráfico mostrando a idade dos principais depósitos glaciogênicos nas bacias do Gondvana (localização das bacias em A). Idades baseadas em Daemon & Quadros, 1970; Daemon, 1974 e Veevers & Powell, 1987. Modificado de Eyles <i>et al.</i> , 1993.....	12
Figura 3. Principais sistemas deposicionais glácio-terrestres (topo) e glácio-marinhos (base) com suas respectivas associações de fácies. Modificada de Eyles, 1993.....	16
Figura 4. Rocha <i>moutonnée</i> em Salto (localização do afloramento indicada no mapa), com feições de abrasão (estrias) e polimento. Em destaque (tracejado vermelho), tilitos de alojamento recobrendo a superfície do granito. O sentido estimado do deslocamento do gelo (seta verde) é para NW (Almeida, 1948; Rocha-Campos, 1967; Rocha-Campos, 2000).	19
Figura 5. A. Contato entre o embasamento cristalino (filitos) com tilito de alojamento (localização do afloramento indicada no mapa). B. Tilito de alojamento preenchendo cavidades e irregularidades do embasamento. C. O embasamento encontra-se estriado e polido (estrias paralelas a direção da lapiseira). Notar concentração de clastos junto ao contato com o tilito.....	20
Figura 6. Modelo de sistema deposicional para geleiras em contato com corpos de água (marinho ou lacustre). Modificada de Eyles, 1993.....	23
Figura 7. A. Modelo deposicional para sedimentação em lagos distais em relação à frente da geleira. B. Modelo clássico para formação de varves nessa situação. Localização dos pontos numerados em A.	24
Figura 8. Diferenciação dos ambientes glácio-marinhos. Modificada de Eyles & Eyles, 1992.....	27
Figura 9. Processos e depósitos associados a plataforma de gelo marinho. A existência de um ponto de ancoragem permite o crescimento da plataforma. a) zona de acumulação de gelo e neve; b) <i>till</i> e depósitos de leque formados durante o avanço prévio da geleira; c) deposição por <i>rain out</i> a partir de <i>icebergs</i> ; d) diamictito formado por fluxo gravitacional de massa; e) retrabalhamento dos sedimentos por correntes marítimas. Setas horizontais indicam velocidade relativa do fluxo do gelo. Modificada de Rocha-Campos & Santos, 2000.	28
Figura 10. Sedimentação glácio-marinha proximal associada a geleira de maré. 1) Sedimentos marinhos glacioteconizados; 2) <i>tills</i> de alojamento; 3) diamictitos estratificados; 4) argilas pelágicas e diamictitos arenosos; 5) <i>outwash</i> proximal; 6) arenitos acanalados, com estratificação cruzada; 7) fácies de ressedimentação (fluxos de detritos, escorregamentos e turbiditos); 8)	

detritos supraglaciais. Pluma de sedimentos em suspensão representada pela porção hachurada. Modificada de Eyles & Eyles, 1992.	29
Figura 11. Tipos de fluxos e processos que atuam em águas profundas. Modificada de Stow & Mayall, 2000.	33
Figura 12. A. Tipos de fluxos gravitacionais de massa subaquosos. Os perfis de velocidade são esquemáticos e não estão em escala. B. Associação de fácies esquemática dos principais processos de fluxos gravitacionais subaquosos. Espessura dos pacotes esquemática, fora de escala. A espessura média dos depósitos e o volume de sedimentos decresce da esquerda para direita. Modificada de Eyles (1993) e Benn & Evans (1998).	34
Figura 13. Nomenclatura de fluxos gravitacionais de sedimentos, baseados na reologia e no mecanismo de suporte das partículas. Modificada de Lowe, 1982.	35
Figura 14. Reologia (relação esforço/deformação) de fluidos newtonianos (e.g. correntes de turbidez) e plásticos de Bingham (e.g. fluxos de detritos). O gráfico mostra que os fluxos de detritos apresentam alta resistência ao início do fluxo, enquanto que as correntes de turbidez não. Em geral, as correntes de turbidez apresentam alta turbulência, enquanto que os fluxos de detritos são essencialmente laminares. Modificada de Shanmugam (1997; 2000).	37
Figura 15. Classificação de fluxos gravitacionais subaquosos, baseada na reologia do fluido, apresentando dois tipos principais, <i>newtoniano</i> e <i>plástico</i> . Esta classificação é análoga a proposta por Dott (1963) e considera a concentração de sedimentos como a principal propriedade controladora da reologia do fluido. Modificada de Dott (1963), Lowe (1982) e Shanmugam (1996; 1999; 2000).	38
Figura 16. Quatro tipo de transformações atuantes em fluxos gravitacionais de massa. Modificada de Fisher (1983), após Shanmugam (2000).	40
Figura 17. Sequência ideal de Bouma e suas divisões (T_a , T_b , T_c , T_d e T_e), comumente interpretada como sendo produzida por correntes de turbidez (Bouma, 1962; Middleton & Hampton, 1973). Lowe (1982) considera que a divisão T_a é um produto de corrente de turbidez de alta densidade e a T_b , T_c e T_d são depósitos de corrente de turbidez de baixa densidade. Já Shanmugam (1997) associa a divisão T_a é considerada como originada por correntes de turbidez apenas quando gradadas. Modificada de Pickering <i>et al.</i> , 1989 e Shanmugam, 1997.	42
Figura 18. Depósitos de fluxos coesivos: A) maciço, desestruturado, suportado por matriz lamítica com seixos e depositados por fluxos coesivos, onde os clastos foram suspensos e suportados pela matriz; B) maciço, desestruturado, suportado por clastos (conglomerados com lama) e depositados por um fluxo onde os clastos foram lubrificadas, mas não totalmente suportados ou suspensos pela matriz; C) depósito estratificado formado pela sedimentação de arenito grosso e seixo da parte basal de um fluxo coesivo turbulento, seguido por congelamento coesivo na parte superior. Exemplos da Formação Mount Rogers (pré-Cambriano Superior), Virgínia, EUA. Modificada de Lowe, 1982.	45

- Figura 19.** Principais elementos tectônicos da margem nordeste da Bacia do Paraná, detectados por levantamentos aeromagnéticos e geológicos. Compilada de Saad (1977), Ferreira (1982) e Trosdorf Jr. (2002).....47
- Figura 20.** Imagem de satélite mostrando os principais lineamentos tectônicos presentes na área de estudos. Linha tracejada amarela: limite entre a bacia sedimentar e o embasamento cristalino; linhas vermelhas: possíveis alinhamentos tectônicos (tracejados quando inferidos para o interior da bacia).....49
- Figura 21.** A. Domo granítico aparentemente moldado pela ação glacial. A seta indica o sentido aparente de deslocamento do gelo (E para W). B. Detalhe dos blocos. Não há estrias ou sulcos na superfície do granito. C. Arenito conglomerático imaturo, cimentado, e aparentemente desestruturado, recobrindo a porção rebaixada a oeste dos blocos.....52
- Figura 22.** A. Camada conglomerática recobrindo arenitos erodidos e deformados. B. Detalhe da camada arenosa, apresentando estratificações planares e acanaladas, acompanhando a topografia irregular do topo da camada conglomerática. C. Nível arenoso deformado, entre camadas conglomeráticas. Todas as fotos são em cortes diferentes do mesmo afloramento. A e B: Fotos de José Roberto Canuto.53
- Figura 23.** Folhelho homogêneo típico. Notar os delgados níveis arenosos (em destaque, ampliados nas fotos maiores). Em I, fratura preenchida por calcita, que cimenta também a camada de arenito (acima do martelo). Em II, nível planar de grânulos ressaltados pela cimentação de calcita. A localização do afloramento está indicada no mapa.54
- Figura 24.** A. Folhelho homogêneo apresentando níveis rítmicos (pares argila-areia fina), com freqüentes concreções calcáreas. B. Níveis arenosos, milimétricos, de continuidade lateral restrita, contendo grânulos e pequenos clastos, possivelmente associados a despejo de *icebergs*. Localização do afloramento indicada no mapa.....55
- Figura 25.** A. Clasto de quartzito, deformando a laminação superior e inferior do folhelho (ponto azul no mapa de localização); B. Matacão (caído?) de granito em extração de argila (ponto vermelho no mapa); C. Marcas onduladas ocorrendo sobre folhelhos com delgados níveis de areia fina (ponto amarelo no mapa). Em D, detalhe dos níveis arenosos, onde se observa laminação cruzada.56
- Figura 26.** Fácies folhelho com intercalações silto-arenosas. A, B e C. Seção típica desta fácies (localização do afloramento indicada no mapa). Notar as delgadas camadas deformadas de arenito entre as grandes camadas horizontais. D. Dique clástico de arenito, provavelmente associado a vibração causada pela passagem de fluxos gravitacionais de massa. E. Detalhe da base das camadas de arenito, que contém fragmentos de folhelho englobados durante o fluxo de massa.....57
- Figura 27.** A. Exposição dos ritmitos no clássico Parque do Varvito, em Itu (ponto azul do mapa). Notar a grande horizontalidade e continuidade lateral das camadas. B. Estratificação plano-paralela (base da foto) e cruzada lenticular (acima da escala), com preservação da forma de leito. C. Clasto de quartzito (aprox. 10 cm de diâmetro), moldando a estratificação superior e inferior dos

- ritmitos. D. Ritmitos dobrados, limitados no topo e na base por camadas horizontais, aparentemente não-deformadas (ponto vermelho do mapa).59
- Figura 28.** A. Sucessão de pacotes arenosos intercalados com camadas de folhelhos, depositados sobre superfície irregular. O contato entre o arenito e o folhelho é relativamente brusco. B. As camadas arenosas são constituídas por grandes estratos tabulares. Na base de cada camada, podem ocorrer fragmentos de folhelho. Não há indicadores evidentes de direção de fluxo nos arenitos (turboglifos). Fotos de José Roberto Canuto.....60
- Figura 29.** Resultado da análise granulométrica de seção em afloramento da fácies arenito médio a fino (ponto indicado no mapa), que mostra forte tendência de granodecrescência ascendente. Esta tendência é observada em muitos dos afloramentos estudados. Os pontos vermelhos representam o local de coleta de amostra. Modificada de Salvetti, 2001.....61
- Figura 30.** A. Arenito entrecortado por canais, com aproximadamente 15 metros de espessura total, recobrando a unidade faciológica folhelho com intercalações silto-arenosas (localização do afloramento indicada no mapa). As estruturas sedimentares presentes variam de plano-paralelas com leve inclinação, truncando (B) ou sendo truncada por canais com estratificação cruzada evidente (C). Notar a ocorrência freqüente de pequenos clastos e concreções (setas verdes) no contato entre os diversos canais. D. Estratificação cruzada acanalada, passando a plano-horizontal para o topo da unidade. Esta foto registra outro ponto do mesmo afloramento, numa porção estratigraficamente superior as demais.....62
- Figura 31.** Clastos (caídos?) de quartzito (A) e de granito (B) ocorrendo deformando a fina laminação presente no arenito.....63
- Figura 32.** Arenito fino, maciço, aflorante em corte de estrada de ferro do bairro de Itaiaci (norte de Indaiatuba – vide mapa de localização). Notar as grandes concreções cimentadas por sílica ao longo do afloramento. No detalhe, clasto de folhelho suspenso na matriz (seta). A aparente estratificação plano-paralela é o resultado da variação de cor, por alteração, do arenito, sem refletir estruturas deposicionais evidentes.....63
- Figura 33.** A. Diamictito estratificado, com clastos polimíticos arredondados. B. Estratificação deformada, possivelmente por perda de fluidos após a deposição. A foto B representa a porção superior do afloramento da foto A.....64
- Figura 34.** Diamictito desestruturado (2) recobrando espesso pacote de folhelhos cinzentos (1). Notar a deformação do folhelho próximo ao contato com o diamictito (A). Sobre o diamictito, ocorrem arenitos médios a finos, laminados (3), com franca granodecrescência ascendente, gradando a siltitos, na forma de corpos acanalados que preenchem as irregularidades da superfície do diamictito (B). Esta sucessão representa um fluxo de detritos de alta energia, capaz de transportar grandes blocos junto ao fundo (C), por arrasto. Os arenitos finos acanalados seriam formados em seguida, representando a cauda de sedimentos em suspensão, com o mesmo comportamento apresentado por turbiditos diluídos.65
- Figura 35.** Sucessão esquemática das fácies presentes no sistema subglacial e proglacial.68

- Figura 36.** Modelo deposicional de tilitos de alojamento, que requer um embasamento resistente e rígido. As taxas de sedimentação, neste caso, não são superiores a 10 cm/ano, em contraste com a grande quantidade de sedimentos transportados pela geleira. Modificada de Eyles, 1993.69
- Figura 37.** Representação esquemática com exagero vertical de túnel subglacial terminando em corpo de água, onde predominam os processos deposicionais normais da bacia, e depositando sedimentos arenosos conglomeráticos.70
- Figura 38.** Marcas onduladas em folhelho, associadas a níveis levemente mais arenosos, sugerindo registro de ação de ondas de tempestade (De Raaf et al., 1977).74
- Figura 39.** A. Camadas deformadas de areia intercalada em folhelhos; B. Camada de areia dobrada, "envelopando" nível de folhelho, devido, provavelmente, a escorregamento; C. Contato entre nível de areia e folhelho, sugerindo uma possível superfície de escorregamento.75
- Figura 40.** Seção esquemática do afloramento do trevo entre as rodovias SP-075 e a Rodovia do Açúcar.76
- Figura 41.** Modelo deposicional de leques submarinos. Conglomerados desestruturados são depositados nas porções proximais do leque, junto a quebra do talude da bacia. A figura não está em escala. Modificada de Walker, 1978.77
- Figura 42.** Diagrama esquemático mostrando fluxo gravitacional de massa e as correntes de fundo geradas, paralelas ao talude e perpendiculares ao sentido do fluxo. Modificada de Shanmugam (2000).78
- Figura 43.** Diagrama esquemático de fluxo turbulento de alta densidade, mostrando níveis de fluxo não-turbulento (fluxo por inércia) e níveis superiores de fluxo turbulento. Adaptado de Shanmugam, 1996.79
- Figura 44.** Paleogeografia generalizada da Bacia do Paraná durante a glaciação neopaleozóica. Modificada de Frakes & Crowell, 1972.88
- Figura 45.** Mapas paleogeográficos: A = Carbonífero Médio – Permiano Inferior; B = Permiano Inferior; C = Permiano Tardio I; D = Permiano Inferior Tardio II. SP = São Paulo; W = Windhoek. Áreas em amarelo: Formação Rio Bonito. SAB = Bacia Sergipe-Alagoas; RGS = capa de gelo do Rio Grande do Sul; A = capa de gelo de Assunção; R = lobo de Rio do Sul; P = lobo Paraná; K = lobo Kaokoveld; SER = embaiamento de Rio do Sul. Extensões dos lobos no interior da bacia estimadas pela distribuição de estrias e outras feições morfológicas. Distribuição de geleiras em outras bacias do Brasil é meramente comparativa. Modificada de Santos *et al.*, 1996.89
- Figura 46.** A. Mapa paleogeográfico do sistema subglacial/proglacial, mostrando a extensão do manto de gelo bacia à dentro, associado à presença de mar interno e depósitos proximais arenosos. B. Início da transgressão e instalação do sistema de leques submarinos, acompanhando as áreas tectônica ou glacialmente rebaixadas. Grande quantidade de *icebergs* liberando clastos e detritos.93
- Figura 47.** A. Mapa paleogeográfico do sistema plataformar, sedimentação concomitante, a norte, de fluxos gravitacionais arenosos, e ao sul, do início da deposição dos ritmitos de Itu (sistema de

baía). B. Início da transgressão e instalação do sistema de leques submarinos, acompanhando as áreas tectônica ou glacialmente rebaixadas.	94
Figura 48. Representação esquemática de lago ou baía com influência glacial e aporte sedimentar restrito, na forma de leques subaquáticos. A formação de sedimentos rítmicos se dá na porção central do lago, sendo mais arenosos e menos argilosos para as porções mais externas da depressão.	96
Figura 49. Coluna estratigráfica composta levantada ao longo da Rodovia do Açúcar, em direção <i>grosso modo</i> ortogonal a direção geológica. Nível do Mar: MB = Mar Baixo; MA = Mar Alto.	97
Figura 50. Bloco-diagrama ilustrando o trato de sistema de plataforma e as associações de fácies presentes, de acordo com os diversos sistemas deposicionais existentes (sistema de leques submarinos, sistema deltaico, sistema glácio-marinho distal e proximal).	98

Índice de tabelas

Tabela 1. Associação de fácies e sistemas deposicionais correspondentes.....	67
---	----

Agradecimentos

É natural imaginar que um trabalho no estilo de uma dissertação de mestrado, como o é este, seja oriundo do esforço de um único indivíduo. Ah, quão longe da verdade essa afirmação se encontra! Um trabalho deste cunho, ou qualquer outro trabalho científico, por mais pessoal e particular que seja, depende do esforço de muitas outras pessoas, além do próprio autor, para que se materialize. E por ser impossível dar o crédito final a todas as pessoas que, direta ou indiretamente, contribuíram para a conclusão desta dissertação, deixarei aqui os meus mais sinceros agradecimentos às pessoas mais marcantes desta jornada.

Em primeiro lugar, é indispensável o agradecimento ao meu orientador, o Professor Paulo Roberto. Não somente pela pessoa maravilhosa que é, cujo bom humor contagia a todos em qualquer momento, por mais árduo que seja o trabalho ou por mais rigoroso que esteja o sol. Mas sim, sobretudo, pela naturalidade com que ele se anima com cada descoberta, com cada nova idéia, com cada conquista e conseqüente avanço que se dá ao longo das várias etapas da pesquisa. Mais do que um professor, mais do que um orientador, o Prof. Paulo Roberto é meu verdadeiro mestre e um grande amigo que, tenho certeza, me acompanhará para sempre.

Não é possível também deixar de agradecer aos mestres Antônio Carlos Rocha-Campos e José Roberto Canuto. O professor Rocha-Campos é o grande culpado de eu estar aqui, encerrando este trabalho. Foi ele quem me ensinou a enxergar a beleza escondida por detrás das fácies interdigitadas e das estruturas complicadas no Subgrupo Itararé. Foi ele que, com sua inesgotável energia, me ensinou a trabalhar no campo, a discutir os modelos, a escarafunchar cada burquinho no terreno à procura de novas evidências para reforçar nossas idéias. Ao Canuto, muitas vezes companheiro no levantamento de seções estratigráficas, agradeço a todos os esforços, tanto na correção do texto como na interpretação das colunas e no auxílio com a confecção do modelo final. Muitas coisas, neste trabalho, são frutos de longas conversas e discussões com estes três grandes mestres. Obrigado por tudo!

Tenho ainda de agradecer aos meus queridos amigos Alexandre Tomio e Ivo Trosdtorf Jr., por todo o auxílio no campo, as infindáveis discussões antes de dormir e a sempre contagiante vontade no levantamento de dados em qualquer parte da bacia. Corremos juntos muitos locais, temos muitas boas histórias, e espero que possamos, um dia, voltar a trabalhar todos juntos novamente.

Agradeço de coração, ainda, por todo o apoio, estímulo e auxílio das mais diversas naturezas, aos professores Paulo Giannini, José Alexandre Perinotto, Theodoro Isnard, Ginaldo

Campanha, Thomas Fairchild, Arlei Benedito Macedo, Giorgio Basilicci, Setembrino Petri e Kenitiro Suguio; aos amigos e colegas da Geo, Gabriel Peres, Paula "π" Amaral, André "Frutinha" Sawakuchi, Caroline Tháís Martinho, Sandrinha, Renata, Alethéa e Willian, Emílio, dentre muitos outros, cuja citação de todos se torna impraticável. Agradeço ainda aos meus amigos "sanroquenses", a galera do Clube Lusa (Souza, Ricardo, Miguel, Fábio, Ivan, Esther), Fábio Sanches, ao pessoal da UNITAU, personificado aqui na figura do Prof. Johel Abdallah, e a todos que, em algum momento, contribuíram, nem que ao menos com uma palavra de estímulo, para a conclusão deste trabalho.

Agradeço ainda ao Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências pela cessão do equipamento a laser para análises granulométricas; ao LIG, pelo apoio com a análise das imagens de satélite e processamento dos mapas digitais; à Secretária de Pós (Ana Paula e Magali), por todo o apoio e informações; à CPRM e ao IG, que tão cordialmente cederam os dados dos poços de sondagem; e à CAPES, pelo auxílio financeiro, na forma de bolsa individual de mestrado, que patrocinou parte deste projeto.

Finalmente, mas não em menor grau de importância, devo agradecer a algumas pessoas muito especiais para mim. Em primeiro lugar, aos meus pais, Rodolfo e Roseli, por sempre me apoiarem em tudo, sob quaisquer circunstâncias. Obrigado por sempre saberem o que fazer e o que dizer, não importa o que esteja em pauta. E, por fim, a minha esposa, Deise Bentz, cujo apoio e carinho só me fez crescer e buscar ser uma pessoa cada vez melhor. Amo muito vocês todos.

Resumo

O Subgrupo Itararé contém o mais expressivo registro da glaciação que atingiu a Bacia do Paraná durante o Neopaleozóico. Junto a borda leste da bacia, em especial na área entre Itu e Indaiatuba (SP), este registro é caracterizado essencialmente por depósitos glácio-marinhos, representativos de períodos de mar relativamente mais baixo intercalados com registros de mar relativamente alto.

Com base na análise de fácies e suas associações, foram identificadas na área de estudos, oito unidades faciológicas: fácies diamictito compacto; fácies arenito grosso imaturo; fácies conglomerado desestruturado; fácies folhelho homogêneo; fácies folhelho com intercalações silto-arenosas; fácies folhelho rítmico; fácies arenito médio; e fácies diamictito de matriz areno-argilosa, agrupadas em quatro associações de fácies. A partir das associações analisadas, e de suas relações laterais e verticais, foram interpretados quatro sistemas deposicionais principais: sistema subglacial/proglacial; sistema glácio-marinho distal; sistema glácio-marinho proximal; e sistema de leques submarinos. Estes sistemas deposicionais estão articulados na forma de três grandes tratos de sistema: trato de sistema deposicional glacial (sistema subglacial/proglacial); trato de sistema deposicional marinho profundo (sistemas glácio-marinho distal e de leques submarinos); e trato de sistema deposicional marinho raso (sistema glácio-marinho proximal). Não há evidências, na área de estudos, da presença de sistemas deposicionais tipicamente terrestres.

A evolução paleogeográfica interpretada para a área de estudos leva em consideração uma área topograficamente irregular, intensamente escavada pelos sucessivos avanços da geleira, quando se formariam os depósitos subglaciais. Com o recuo do gelo, o mar avança rapidamente sobre as regiões deprimidas, formando um grande corpo de água marinha. Áreas mais altas serviriam como fonte para sedimentos grossos e fluxos gravitacionais de massa, dando origem ao sistema de leques submarinos. Nas áreas protegidas das correntes litorâneas e da ação de ondas mais intensas, depositam-se folhelhos rítmicos. A fase de regressão marinha, devida tanto a compensação glácio-isostática como ao recrudescimento das condições glaciais, permite a progradação de corpos arenosos deltáicos na porção sul da área de estudos, e fluxos arenosos subaquosos na porção norte.

Abstract

The Itararé Subgroup contains the more expressive record of the glaciation that reached the Parana Basin during the Neopaleozoic. Near to the east margin of the basin, in special in the area between Itu and Indaiatuba (SP), the sedimentary sucession is characterized essentially by glaciomarine deposits representative of alternated periods of low and high sea-level.

Eight facies has been identified: compact diamictite; immature coarse sandstone; strutureless conglomerate; homogeneous shale; shale with silte-sandstones intercalations; rhythmic shale; fine to medium sandstones; and sand-argillaceous diamictites. From the characteristics of the as well as this lateral and vertical relations, four main deposicionais systems had been interpreted: subglacial/proglacial system; distal glaciomarine system; proximal glaciomarine system; and submarine fans system. These deposicional systems are articulated in in three systems tracts: glacial deposicional system tract (subglacial/proglacial system); deep marine deposicional system tract (distal glaciomarine and of submarine fans systems); proximal marine system tract (proximal glaciomarine system). It does not have evidences, in the area of studies, of the formation of typically terrestrial deposicionais systems.

The interpreted paleogeografy of the area takes in consideration a topografically irregular area, intensely excavated by the successive advances of the glacier, when the subglacial deposits were formed. With the retreat of the ice, the sea advances quickly on the depressed regions, forming a great sea water body. Higher areas would serve as source for coarse sediments and gravitational sedimentary flows in a submarine fan system. In the protected areas of littoral the deposition of rhythmic shales occurred. The phase of sea regression as a result of the glacio-isostatic compensation as well as the intensification of the glacial conditions, allows the subaquous progradation of deltaic sand bodies in the south portion of the area, and sand debris flows in the north portion of the studied area.

*O registro geológico... não os modelos de computadores,
é a fonte principal de dados a respeito de climas antigos.*

Eyles, 1993, p. 211.

1. Introdução

A identificação e o estudo de glaciações antigas é uma tarefa nada fácil. Na sua complexidade, a fonte dessa dificuldade natural é constituída pela litificação dos depósitos, pela sua natureza dispersa e fragmentária e pelas alterações geográficas e geomorfológicas na área onde esses depósitos foram gerados. Não obstante, geólogos experimentados estão hoje convencidos de terem encontrado muitos exemplos de tilitos verdadeiros na coluna geológica representativa, pelo menos, dos últimos dois bilhões de anos. Dessa forma, conseguiram eles convencer ao menos alguns de seus críticos colegas que suas evidências e interpretações são válidas, especialmente naquelas instâncias em que tilitos repousam sobre superfícies polidas e estriadas glacialmente.

Durante o final do Carbonífero e o início do Permiano, a Bacia do Paraná foi palco de uma das mais marcantes glaciações já registradas no tempo geológico, e ao certo um dos mais dramáticos fenômenos naturais que afetaram o continente do Gondwana durante sua história (Crowell & Frakes, 1975). As causas agentes desse evento deixaram como registro centenas de metros de sedimentos de intrínseca natureza glaciônica, nos quais se inserem tilitos de alojamento, diamictitos e ritmitos com clastos caídos, além de rochas *moutonnées* e pavimentos estriados e/ou polidos, preservados tanto sobre embasamento cristalino como sobre ocorrências sedimentares pretéritas à glaciação. Esta espessa pilha sedimentar, sem aparente organização estratigráfica e com intensa variação faciológica lateral e vertical, compõe o Subgrupo Itararé da Bacia do Paraná (Petri, 1964; Rocha-Campos, 1967).

Se comparado às demais unidades litoestratigráficas presentes na Bacia do Paraná, o Subgrupo Itararé apresenta uma das mais variadas e heterogêneas associações de fácies, com ambientes deposicionais abrangendo desde depósitos não glaciais, assim como glaciais terrestres (Rocha-Campos, 1967; Santos *et al.*, 1996; Vieira, 2003; Tomio, 2004), depósitos equivalentes a ambientes marinhos proximais, de plataforma e de sedimentação marinha distal (Canuto, 1985; Gama Jr. *et al.*, 1992; Santos *et al.*, 1996; Canuto *et al.*, 2001; Tomio, 2004). Esta grande variação faciológica deve-se, sobretudo, ao forte controle tectônico/se dimentar imposto pela glaciação então presente na bacia que, associada ao ciclo transgressivo/regressivo registrado durante o Paleozóico, controlou a variação do nível do mar interior da Bacia do Paraná.

Particularmente na região centro-leste do Estado de São Paulo, a interpretação de um ambiente glacial para o Subgrupo Itararé é suportada pela ocorrência de rocha *moutonnée*, superfícies polidas e estriadas glacialmente, e pelo registro sedimentar bem preservado que inclui tilitos e diamictitos contendo clastos facetados e estriados, pavimentos de clastos estriados, além de folhelhos e ritmitos regulares contendo clastos caídos (Rocha-Campos, 1967; Frakes & Crowell, 1969; Rocha-Campos & Santos, 1981; Gravenor & Rocha-Campos, 1983; Santos *et al.*, 1996; Salvetti, 2001). Regionalmente, ocorrem espessas camadas de folhelhos, com intercalações decimétricas a métricas de arenitos, comumente interdigitados a ritmitos, e pacotes métricos a decamétricos de arenitos maciços ou com tênue estratificação, contendo, por vezes, fragmentos de rocha dispersos em sua base e raros clastos caídos.

Pesquisas recentes a respeito dos padrões de sedimentação do Subgrupo Itararé (e.g. Gravenor & Rocha-Campos, 1983; Canuto, 1985; 1993; Santos *et al.*, 1996; Canuto *et al.*, 2001) permitiram a elaboração de modelos que vêm demonstrando que as geleiras que atingiram o nível do mar na Bacia do Paraná depositaram, durante seu avanço, seqüências de diamictitos maciços interpretados como tilitos de alojamento. As decorrentes fases de recuo glacial foram acompanhadas por uma concomitante elevação do nível do mar, quando se depositaram várias seqüências de fluxos de detritos, arenitos, folhelhos e ritmitos. Vários dos embaiamentos que configuravam a linha de costa da Bacia do Paraná (Gravenor & Rocha Campos, 1983; Santos, 1987; Santos *et al.* 1992; 1996) foram então preenchidos por águas marinhas (Santos, 1987; Santos *et al.*, 1992), ou, alternativamente, por águas de degelo, que permitiram o estabelecimento ali de um ambiente propício para a deposição de sedimentos rítmicos contendo clastos caídos.

Na região entre Itu e Indaiatuba, Estado de São Paulo (Figura 1), a sucessão de eventos acima delineada pode ser reconhecida de forma consistente. Nessa região, em particular, devido à proximidade com a borda da bacia, e, conseqüentemente, com o embasamento cristalino, é, a um tempo, boa a preservação de estruturas glaciênicas e comum a ocorrência de fácies características de fluxos gravitacionais de massa. A fisiografia da linha de costa, interpretada como sendo caracterizada por grandes recortes, formando baías relativamente protegidas (Gravenor & Rocha-Campos, 1983; Santos *et al.*, 1996), foram, possivelmente, os responsáveis pelo alto potencial de preservação desses sedimentos.

A correta caracterização dessas fácies, sua interpretação genética e integração com os modelos paleogeográficos disponíveis para essa região são de suma importância para compreender, de maneira detalhada, quais os principais sistemas deposicionais que estiveram atuantes na borda da bacia, a influência desta nos processos sedimentares e sua distribuição geográfica. Essas informações, quando integradas a trabalhos regionais, poderão permitir uma

caracterização mais consistente da gênese, evolução e condicionantes da deposição da sucessão glaciônica da Bacia do Paraná. Podem, adicionalmente, ser úteis para a elaboração de modelos prospectivos para água subterrânea e hidrocarbonetos. Desta forma, as asserções notáveis deste trabalho foram as de uma análise faciológica pomenorizada das rochas aflorantes na região de Itu-Indaiatuba (Figura 1), estabelecer um arcabouço estratigráfico mais refinado para estas rochas, analisar os processos genéticos responsáveis por sua origem, e tentar elaborar um quadro paleogeográfico consistente e conforme com as informações disponíveis a respeito do cunho do Subgrupo Itararé junto à borda leste da Bacia do Paraná.

Figura 1. Localização da área de estudos. Notar o contato que delimita o embasamento cristalino e a Bacia do Paraná. O mapa de pontos com a localização dos afloramentos estudados encontra-se no Anexo I.

2. Objetivos e métodos

2.1. Justificativa e Relevância

Dentre os principais eventos responsáveis pela gênese e desenvolvimento de uma bacia sedimentar, estão os de caráter tectônico, em especial os processos de subsidência e soerguimento da área da bacia ou de suas proximidades. No entanto, outros fatores endógenos, como a circulação das águas e a origem, transporte e condições de deposição e redistribuição da carga sedimentar são de grande importância para a caracterização dos processos de sedimentação atuantes. No interior das bacias, a distribuição espacial das fácies sedimentares resultantes é, em grande parte, controlada pela relação entre a subsidência, razão de fornecimento sedimentar e variação do nível relativo do mar.

Muitas características do Subgrupo Itararé intrínsecas à gênese do seu registro sedimentar são ainda discutíveis, provavelmente como resultado da deficiência, e, muitas vezes, da inexistência, de estudos de detalhe. A freqüente variação lateral das suas fácies comumente dificulta, sobretudo, as tentativas de correlações regionais e caracterização e interpretação dos ambientes deposicionais a que estão associadas. Quanto maior a proximidade com a borda da bacia, maior a complexidade destas unidades, já que a contigüidade do embasamento interfere diretamente nos processos de deposição destes sedimentos de maneira muito particular. Além dos fatores atuantes na área da bacia propriamente dita, os processos sedimentares e, conseqüentemente, as fácies resultantes são também controlados pela fisiografia das regiões circundantes (morfologia periférica, clima, tipos de rocha e atividades tectônicas nas áreas fontes), que influencia diretamente tanto as áreas produtoras de sedimentos como o próprio ambiente deposicional. Deste modo, a análise de uma bacia deve basear-se não somente em critérios sedimentológicos (i.e., o conceito de fácies e a definição dos ambientes de sedimentação, Anderton, 1985; Walker, 1992a), mas também incluir uma análise crítica e pormenorizada dos processos tectono-estruturais que influenciaram a bacia sedimentar e todo seu entorno.

A evolução do conhecimento sobre a geologia do Subgrupo Itararé, nos seus mais diversos aspectos, particularmente no que tange à estratigrafia, sedimentologia, caracterização e variação faciológica, variações do nível relativo do mar, paleontologia etc., dispersos em uma já volumosa literatura (vide, por exemplo, Rocha-Campos, 1967; Saad, 1977; Rocha-Campos & Santos, 1981; Canuto, 1985; Santos, 1987; Petri & Souza, 1993; Santos *et al.*, 1996; Canuto *et*

al., 1997; Pires, 2001) vem revelando, de maneira cada vez mais consistente, um quadro evolutivo de grande complexidade, cujo entendimento adequado ainda não foi atingido.

Particularmente na região centro-leste do estado de São Paulo, a interpretação de um ambiente glacial para o Subgrupo Itararé é suportada, substancialmente, pela ocorrência de rocha *moutonnée*, superfícies polidas e estriadas glacialmente, e pelo registro sedimentar bem preservado que inclui tilitos e diamictitos, por vezes contendo clastos facetados e estriados, pavimentos de clastos estriados, além de folhelhos e ritmitos regulares contendo clastos caídos (Rocha-Campos, 1967; Frakes & Crowell, 1969; Santos, 1979, 1987; Rocha-Campos & Santos, 1981; Gravenor & Rocha-Campos, 1983; Santos *et al.*, 1996; Salvetti, 2001). Entretanto, pesquisas sistemáticas de detalhe que vêm sendo efetuadas junto à borda leste da Bacia do Paraná na região de Itu-Salto, nos últimos anos (e.g. Setti, 1998; Viviani, 2001; Salvetti, 2001) estão revelando a ocorrência de uma grande variedade faciológica que está se mostrando extremamente útil na identificação e caracterização de sistemas deposicionais glaciogênicos específicos, inseridos nos domínios glácio-terrestres e/ou glácio-marinhos.

A despeito do grande interesse que vem sendo demonstrado, tanto por especialistas das áreas de estratigrafia e geologia glacial (Rocha-Campos, 1967; Gravenor & Rocha-Campos, 1983; Canuto, 1985; Saad, 1977; Santos, 1979, 1987; Santos *et al.*, 1996; Canuto *et al.*, 1997), como pelos responsáveis por prospecções minerais, em geral voltadas à água subterrânea e carvão (Souza Filho & Stevaux, 1984, 1986; Stevaux *et al.*, 1985; Souza Filho, 1986), um entendimento adequado da relação e gênese das diversas fácies sedimentares que ocorrem no Subgrupo Itararé, principalmente nas proximidades com o embasamento cristalino, ainda não foi alcançado. Particularmente entre Itu e Indaiatuba, não só as relações estratigráficas entre as rochas e a sucessão estratigráfica regional do Subgrupo Itararé não estão bem definidas, como sua história evolutiva ainda não foi consensualmente estabelecida. Diversos trabalhos estratigráficos regionais de levantamento e/ou mapeamento geológico, que incluem a proposta área de estudo ou arredores (por exemplo, Barbosa & Gomes, 1958, Soares, 1972; Saad, 1977; Landin & Soares, 1979; Fiori & Cottas, 1980; Souza Filho, 1986; Massoli, 1991; Gama Jr. *et al.*, 1992; CPRM, 1999a; 1999b; Pires, 2001), apresentam diferentes pontos de vista em relação às interpretações paleoambientais e à correlação entre as diferentes associações faciológicas presentes na unidade em estudo, devido, sobretudo, à inexistência de camadas guias, ou a continuidade lateral restrita destas, para serem mapeáveis a ponto de representarem formações geológicas distintas. Este fato conduz a concepções divergentes, e, por vezes, equivocadas, a respeito das associações de fácies e das resultantes reconstruções paleoambientais e paleogeográficas, as quais, algumas vezes, inclusive, não levam em consideração o fator geológico glacial, comprovadamente determinante na sedimentação destas unidades. Este,

como as informações disponíveis já permitem determinar, atuou durante toda a evolução sedimentar do Subgrupo Itararé (Santos *et al.*, 1996; Tomio, 2004), tendo-a influenciado, portanto, de modo mais ou menos constante, porém com caráter reconhecidamente cíclico, num *continuum* de condições glácio-terrestres e glácio-marinhas.

Recentemente, o estudo da influência da variação do nível relativo do mar em bacias glaciadas começou a ser aplicado com maior ênfase na análise da evolução da Bacia do Paraná durante os episódios de glaciação e deglaciação, refinando os modelos de evolução paleoambiental do Subgrupo Itararé. (Canuto *et al.*, 1997; 2001; Trosdorf Jr., 2002). Estruturas indicativas de ressedimentação, descritas nas proximidades da área de estudo, e sugestivas de influência de correntes de turbidez episódicas e fluxos de detritos, constituem também registros sedimentares importantes na caracterização de sistemas marinhos e costeiros (Gama Jr. *et al.*, 1992). Com o advento das pesquisas envolvendo a estratigrafia de seqüências na Bacia do Paraná, e, sobretudo, com a análise mais detalhada da variação vertical e lateral de fácies do Subgrupo Itararé, iniciou-se um processo, até agora sem perspectivas de interrupção, de avaliação das constantes variações do nível do mar, e da identificação dos tratos de sistemas que compõem toda a seqüência, que apresenta visível tendência transgressiva ao longo do Permo-Carbonífero, e que atingiu seu ápice durante o Permiano, cujo registro sedimentar é representado pela Formação Palermo (Milani *et al.*, 1994).

Outro atrativo dessa região é a possibilidade de explorar os modelos paleogeográficos disponíveis para o Subgrupo Itararé. De acordo com reconstruções paleogeográficas mais recentes (Santos *et al.*, 1996), geleiras do lobo Kaokoveld (Frakes & Crowell, 1972), que residiram nesta área e fluíram no sentido geral SE-NW, adentraram a Bacia do Paraná na forma de extensões multilobadas do manto de gelo de Windhoeck, condicionadas por depressões topográficas em contato com um mar raso, e controladas por recortes da linha de costa. Estas geleiras atuaram intensamente no sentido de fornecer sedimentos ao mar epicontinental estabelecido no interior da sinéclise (Saad, 1977; Gama Jr. *et al.*, 1992; Santos *et al.*, 1996), sendo também responsáveis pela geração de condições propícias ao retrabalhamento dos sedimentos. Desta forma, os sedimentos carregados pelo gelo eram depositados junto à margem da bacia, onde sofriam retrabalhamento pelas águas de degelo e eram redepositados na forma de corpos arenosos por fluxos densos no interior da bacia (Gama Jr. *et al.*, 1992; Eyles *et al.*, 1993; Santos *et al.*, 1996; Salvetti, 2001).

Assim sendo, a orla leste da bacia, durante o Neopaleozóico, é interpretada como uma região costeira de relevo moderado, com uma linha de costa de configuração irregular, em cujos recortes se desenvolviam bacias locais sob a forma de embaixamentos alternadamente preenchidos por águas marinhas e de degelo glacial (Gravenor & Rocha-Campos, 1983;

Canuto, 1985; Santos, 1987; 1996; Santos *et al.*, 1996). O paleodeclive regional suave (Soares, 1974), geralmente não excedendo 1° (Saad, 1977), varia localmente, onde apresenta inclinações maiores em função das variações topográficas do embasamento, do grau de subsidência diferencial de certas áreas, ou, ainda, devido à acumulação de sedimentos trazidos pelas geleiras e pelas águas de degelo.

A partir de todos os dados aqui apresentados, é possível notar que a história da deposição das rochas do Subgrupo Itararé presentes na borda da bacia pode apresentar características potencialmente peculiares, principalmente no que tange à influência das margens da bacia na sedimentação, e que ainda carecem de estudos de detalhes. Pode, portanto, contribuir de forma efetiva para o entendimento, se não completo, pelo menos mais coerente com os modelos evolutivos interpretados para esta porção da Bacia do Paraná. No âmbito desta contextura, o objetivo deste trabalho, antes de tentar solucionar todos estes problemas, é contribuir, através das técnicas clássicas de campo e à luz dos mais atuais modelos deposicionais, para o melhor entendimento da história deposicional do Subgrupo Itararé junto à margem leste da Bacia do Paraná, entre Itu e Indaiatuba, e colaborar com as tentativas de correlação das diversas sucessões que compõem esta unidade.

A área de estudos selecionada é potencialmente interessante, pois vem juntar-se a uma sequência de mapeamentos previamente realizados pelo Grupo de Sedimentação Glacial do Instituto de Geociências, na região de Salto (Viviani, 2001; Viviani & Rocha-Campos, 2002), de Itu (Salvetti, 2001) e, especificamente, na região onde afloram os ritmitos de Itu (Setti, 1999). Estas áreas, contíguas ao longo a margem leste da Bacia do Paraná, abrangem, de forma muito satisfatória, a faixa de afloramentos do Subgrupo Itararé junto a borda da bacia e permitem uma visão conjunta e integrada dos processos ali atuantes durante o Neopaleozóico.

2.2 Objetivos

O objetivo geral desta pesquisa foi a realização de uma análise faciológica de detalhe das rochas do Subgrupo Itararé junto à borda leste da Bacia do Paraná, na região que compreende os municípios de Itu, Salto e Indaiatuba (SP – Figura 1), no sentido de propor um modelo deposicional para a área e contribuir para o esclarecimento de sua complexa estratigrafia. Esta análise de fácies, bem como qualquer outra análise pomenorizada, requer um *modus operandi* próprio, que, automaticamente, estabelece metas secundárias à pesquisa (Walker, 1992a). Portanto, a descrição, identificação e interpretação das fácies e suas associações, e da história geológica da sucessão sedimentar do Subgrupo Itararé, no que tange aos processos glaciogênicos envolvidos, incluiu:

- ♦ Identificação e caracterização dos litotipos presentes;
- ♦ Caracterização e interpretação faciológica do Subgrupo Itararé no contexto do sistema deposicional glacial;
- ♦ Elaboração de um modelo faciológico para as associações estudadas, e sua integração em um modelo geral evolutivo;
- ♦ Correlação das diversas sucessões sedimentares identificadas ao longo de poços e seções, e com outras seções levantadas no Subgrupo Itararé, no sentido de delinear um arcabouço estratigráfico mais abrangente, que permita a interpretação de sua história geológica.

2.3 Métodos

A metodologia aplicada neste trabalho baseou-se nas técnicas clássicas da Estratigrafia e levantamento geológico, que podem ser agrupadas em dois grandes blocos: trabalhos de escritório/laboratório e trabalhos de campo. Ambos os blocos são relacionados e interdependentes.

Os trabalhos de escritório e laboratório incluíram:

- Estudo das informações bibliográficas existentes para familiarização com os dados disponíveis a respeito do Subgrupo Itararé na Bacia do Paraná e, em particular, da região de Itu/Indaiatuba;
- Aquisição e análise dos dados de subsuperfície da área de estudo;
- Aquisição e interpretação de fotografias aéreas e imagens de satélite da área de estudo e arredores, a fim de se delimitar, *a priori*, contatos e estruturas das rochas tanto do embasamento como da bacia;
- Aquisição e análise cartográfica das cartas em escala 1:10.000 e 1:50.000, que abrangem a área de interesse (Figura 1);
- Tratamento dos dados estratigráficos e o empilhamento das seções levantadas em campo;
- Análises sedimentológicas para caracterização das amostras coletadas, utilizando-se granulômetro a laser para classificação granulométrica dos sedimentos;
- Análise da facilogia presente na área de estudo e integração com modelos faciológicos pré-existentes;
- Elaboração de modelos faciológicos e evolutivos para a área de estudo;

- Integração dos dados disponíveis em trabalhos prévios realizados nas proximidades da borda leste da Bacia do Paraná;
- Interpretação dos dados obtidos, sob a ótica dos processos glacigênicos e evolução sedimentar de seqüências deposicionais.

Os trabalhos de campo se basearam nos procedimentos básicos de levantamento geológico e estratigráfico, que incluíram:

- Mapeamento geológico de detalhe na escala 1:10.000 que, a despeito das rápidas mudanças faciológicas verificadas no Subgrupo Itararé, se mostrou extremamente útil para delimitar corpos litológicos e entender suas relações tridimensionais. Verificou-se que o mapeamento, em escala adequada, constitui uma abordagem prática de grande utilidade para o entendimento das relações estratigráficas entre as litofácies e suas associações em áreas limitadas;
- Levantamento de seções estratigráficas a fim de identificar e caracterizar as fácies aflorantes e seu empilhamento.

Esta metodologia clássica tem como princípio a definição básica dos litotipos presentes, suas relações geométricas e inter-relações com outras unidades, além de suas estruturas sedimentares (Walker, 1992a). O termo fácies aqui empregado segue a definição proposta por Walker (1992a) e baseada em Middleton (1978), e estabelece fácies como sendo o conjunto das características litológicas, sedimentares e orgânicas reconhecidas no campo. As fácies, agrupadas em associações e comparadas aos modelos faciológicos existentes, caracterizam processos sedimentares próprios e intercambiáveis, e, conseqüentemente, sistemas deposicionais.

3. Fundamentação teórica

3.1. Subgrupo Itararé: estratigrafia e paleogeografia

Apesar dos inúmeros trabalhos já realizados envolvendo a caracterização dos ambientes deposicionais, a sucessão de eventos e a evolução paleogeográfica do Subgrupo Itararé, o conhecimento acerca da estratigrafia e dos processos que condicionaram a deposição desses sedimentos glacioclásticos durante o Neopaleozóico da Bacia do Paraná parecem ser ainda insuficientes para gerar o consenso entre os pesquisadores que se dedicam ao estudo dessa unidade. Até o presente, muitas tentativas de subdivisão estratigráfica mostraram-se incompatíveis com o seu reconhecimento seguro em campo, ou em subsuperfície (Caetano-Chang, 1984), sendo que inúmeras proposições já foram apresentadas e seguidamente rejeitadas em trabalhos subseqüentes.

Informações a respeito dos padrões de sedimentação do Subgrupo Itararé, envolvendo sua estratigrafia, descrição e caracterização de fácies, evolução paleogeográfica e fisiográfica, paleontologia, condicionamento geológico etc., encontram-se disponíveis em uma rica e diversificada bibliografia (e.g., Maack, 1946; Martin, 1964; Rocha-Campos, 1967; Daemon & Quadros, 1970; Tommasi, 1973; Schneider *et al.*, 1974; Saad, 1977; Rocha-Campos *et al.*, 1977; Rocha-Campos & Santos, 1981; Almeida, 1980; Fulfaro *et al.*, 1982; Gravenor e Rocha-Campos, 1983; França, 1983; Caetano-Chang, 1984; Canuto, 1985; Santos, 1987; França, 1987, 1994; França & Potter, 1988; Massoli, 1991; Gama Jr. *et al.*, 1992; Eyles *et al.*, 1993; Petri e Souza, 1993; Santos *et al.*, 1996; Milani, 1997; Canuto *et al.*, 1997; Pires, 2001; Tomio, 2004). Não é escopo desta dissertação discutir pormenorizadamente toda a evolução histórica dos conhecimentos a respeito do Subgrupo Itararé. Desta forma, serão tratadas aqui somente as informações relevantes ao tema e à área de estudo.

Os sedimentos do Subgrupo Itararé, cuja deposição iniciou-se durante o Carbonífero Médio (Westphaliano) e estendeu-se até o Permiano Médio (Kunguriano, Daemon & Quadros, 1970; Daemon, 1974; Petri & Souza, 1993; Eyles *et al.*, 1993 – Figura 2), constituem uma das mais expressivas unidades da Bacia do Paraná, com espessura superior a 1000m (França & Potter, 1988; Santos, 1996; Santos *et al.*, 1996). No Estado de São Paulo, esta unidade aflora em toda a extensão da borda leste da bacia, nos limites com as unidades pré-cambrianas que compõem os domínios Tocantins e Mantiqueira (CPRM, 2001). Na área de estudo, especificamente, recobre tanto rochas metamórficas de baixo grau do Grupo São Roque (Almeida *et al.*, 1977; Schobbenhaus *et al.* 1984; CPRM, 2001) como granitos e granitóides da

Província Tocantins (CPRM, 2001). Constitui, ali, a unidade basal da Bacia do Paraná, sendo composta principalmente por arenitos, siltitos, folhelhos, diamictitos e ritmitos. O conteúdo fóssilífero, no geral, inclui microfósseis e invertebrados, além de icnofósseis (interpretados como de vermiformes e artrópodes – Petri & Souza, 1993). Macrofósseis são relativamente raros e mal conhecidos em relação à sua taxonomia e posição estratigráfica. O mesmo se aplica ao estudo palinológico, que muitas vezes esbarra na problemática da determinação da idade e das correlações estratigráficas (Amaral, 2000).

Desde os primeiros trabalhos sobre o Grupo Tubarão, que remontam ao início do século passado (por exemplo White, 1908), já se evidenciavam vários problemas envolvendo as tentativas de subdivisão litoestratigráfica do Itararé, devido, principalmente, à ausência de camadas guias, e a extrema variação lateral e vertical de fácies que esta unidade exhibe, impedindo, desta forma, o estabelecimento de correlações estratigráficas consistentes em âmbito regional. Tal fato fica evidente quando se verifica, por exemplo, a subdivisão litoestratigráfica proposta por Schneider *et al.* (1974), somente reconhecida parcialmente nos estados de Santa Catarina e sul do Paraná. No Estado de São Paulo, ainda não foi possível promover a individualização de unidades mapeáveis e/ou correlatas às do sul do país, e a compreensão exata da inter-relação entre as diversas associações faciológicas. Confusões dessa espécie são devidas à ampla diversidade de sistemas deposicionais que estiveram concomitantemente ativos, e aos complexos processos sedimentares que atuaram no ambiente glacial que influenciou esta sedimentação.

Inúmeros trabalhos já foram realizados na tentativa de se compreender a distribuição espacial e a gênese destes sedimentos (partindo de Gordon Jr., 1947 e passando por trabalhos clássicos como o de Barbosa & Almeida, 1949; Petri, 1964; Rocha-Campos, 1967; Rocha-Campos *et al.*, 1977; Saad, 1977; Gama Jr. *et al.*, 1982; Gravenor & Rocha-Campos, 1983; França, 1987; França & Potter, 1988) sem, no entanto, chegarem a conclusões que pudessem ser aplicáveis, se não a toda a bacia, pelo menos no setor paulista da Bacia do Paraná.

Esta situação se torna ainda mais crítica no momento em que se analisam os processos sedimentares atuantes em áreas situadas junto às bordas da bacia, onde as interferências de intervalos de quiescência e diastrofismo afetaram o sítio deposicional de forma mais direta e inseriram complexidades adicionais à faciologia e à estratigrafia da bacia, e podem ser melhor reconhecidos e avaliados. Sucede, ainda, que a complexidade dos sistemas deposicionais e suas inter-relações aumentam devido à maior ou menor proximidade do gelo em relação ao mar interno à bacia, assim como ao desenvolvimento e preservação até mesmo de estruturas subglaciais provavelmente terrestres (como vales em U na região de Jundiá – Martin *et al.*, 1959; pavimentos estriados e polidos em Itu – Salvetti, 2001; rochas *moutonnée* em Salto –

Rocha-Campos, 1967; Santos *et al.*, 1996; Viviani & Rocha-Campos, 2002). A margem da bacia é, também, uma região muito mais sensível à variação relativa do nível do mar, sendo possível ali identificar as associações de fácies características dos tratos de sistemas em bacias glaciadas (Canuto *et al.*, 2001).

Figura 2. A. Mapa paleogeográfico do Gondvana no Devoniano inferior, Viseano inferior e Westphaliano inferior. As bacias permo-carboníferas estão numeradas de 1 a 9 (legenda em B). B. Quadro estratigráfico mostrando a idade dos principais depósitos glaciênicos nas bacias do Gondvana (localização das bacias em A). Idades baseadas em Daemon & Quadros, 1970; Daemon, 1974 e Veevers & Powell, 1987. Modificado de Eyles *et al.*, 1993.

A revisão da literatura permite verificar que, na região entre Itu e Indaiatuba (Figura 1), as informações geológicas e estratigráficas a respeito do Subgrupo Itararé são fragmentárias, carecendo de um quadro geológico que as integre de maneira coerente. Destas, a maioria refere-se às clássicas ocorrências de rocha *moutonnée* e varvitos, ou, menos especificamente, a situações aplicáveis a todo o Subgrupo Itararé (e.g. Almeida, 1948; Rocha-Campos, 1967; Saad, 1977; Santos, 1979; Rocha-Campos & Sundaram, 1981; Rocha-Campos *et al.*, 1981; 1988; Santos *et al.*, 1996; Setti, 1999; Salvetti, 2001; Viviani e Rocha-Campos, 2002). Da mesma forma, os mapeamentos realizados nos arredores da área de estudo (DNPM, 1979; Souza Filho, 1986; CPRM, 1999a; 1999b; Pires, 2001) discutem, de maneira muito localizada, e, mesmo assim, generalizada do ponto de vista sedimentológico, a origem dos sedimentos e/ou a evolução paleogeográfica da glaciação gondvânica registrada no Subgrupo Itararé.

Tendo em vista sua proximidade com a borda leste da Bacia do Paraná, na região de Itu essas rochas são tradicionalmente consideradas representantes da porção basal do Subgrupo Itararé (Rocha-Campos, 1967; Frakes & Crowell, 1969; Saad, 1977; Santos, 1979). As interpretações das idades desses estratos através de análises palinológicas, no entanto, têm se mostrado contraditórias, indicando ora correlações com intervalos bioestratigráficos mais antigos do Subgrupo Itararé (Carbonífero; Daemon & Quadros, 1970; Daemon, 1974; Longhim, 2003), ora mais jovens (Permiano; Lima *et al.*, 1983; Dino *et al.*, 1987), enquanto que trabalhos recentes de levantamentos estratigráficos posicionam esta porção do Itararé entre o intervalo médio (Souza Filho, 1986) e o topo da sucessão (Massoli, 1991).

É evidente, no entanto, a influência glácio-marinha na gênese de grande parte desses sedimentos. Pires & Petri (1993), por exemplo, com base na estratigrafia de seqüências, consideram o Itararé, juntamente com as formações Tatuí, Irati e Corumbataí, como sendo formado em ambiente marinho franco, ao contrário das formações Aquidauana (no conceito de Pires & Petris, 1993), Pirambóia e Botucatu, essencialmente continentais. Com efeito, um quadro que vem se tomando cada vez mais consistente é o de que o Subgrupo Itararé seria o produto da associação entre a glaciação e o grande ciclo transgressivo neopaleozóico (Santos *et al.*, 1996), cujo registro indica a passagem progressiva de sedimentos marinhos costeiros e deltáicos a depósitos essencialmente marinhos, culminando na sedimentação típica de mar alto, já nas formações Palermo e Tatuí (Petri & Souza, 1993; Canuto, 1997). Apesar dessa intensa influência marinha, são inegáveis as evidências de influência glacial direta, registradas desde a base até o topo do Itararé (Santos *et al.*, 1996; Tomio, 2004), as quais, no entanto, no Estado de São Paulo, restringem-se à faixa leste de afloramentos da unidade (Eyles *et al.*, 1993).

Um dos modelos deposicionais propostos e disponíveis na literatura sugere que as geleiras que atingiram essa porção da bacia (tanto as correntes de gelo do Manto de Gelo de

Windhoek quanto casquetes de gelo do Rio Grande do Sul e Assunção – Santos *et al.*, 1996; Rocha-Campos *et al.*, 1997) forneceram uma grande quantidade de sedimentos, depositados em condições glaciomarinhas, fluvio-deltáicas e de leques subaquáticos. A inundação inicial do mar epicontinental presente no interior da bacia, durante o Carbonífero Médio, poderia ser responsável pela umidade necessária ao crescimento das geleiras, cuja estabilidade, ao longo do tempo, foi afetada por elevações do nível relativo do mar (Santos *et al.*, 1996).

Embora a glaciação tenha tido longa duração (40 Ma a 30 Ma – Eyles *et al.*, 1993; Santos *et al.*, 1996), ela alternou-se com períodos interglaciais também longos, períodos nos quais os sedimentos depositados junto à margem da bacia pelas geleiras seriam intensamente retrabalhados. Uma vez desestabilizados, estes sedimentos seriam redepositados bacia adentro, na forma de fluxos de detritos e turbiditos (Eyles *et al.*, 1993; Santos *et al.*, 1996; Pires, 2001). Nos interglaciais, devido ao degelo, ocorreriam variações no nível relativo do mar interno à bacia, onde se depositariam espessas seqüências de folhelhos, associadas a tratos transgressivos e de mar alto (Canuto *et al.*, 2001). No entanto, a influência glacial nesta fase ainda persistiu, sendo evidenciada pela ocorrência, progressivamente menor, de clastos caídos nos depósitos representativos de nível do mar cada vez mais alto.

3.2. Ambiente glacial e processos sedimentares associados

3.2.1. INTRODUÇÃO

Até a década de 1970, o estudo dos ambientes glaciais antigos e seus depósitos, em termos de suas fácies sedimentares, associações de fácies e estratigrafia, sempre esteve, de certa forma, relegada a um segundo plano. O principal motivo disso era a dificuldade no reconhecimento de sucessões glaciogênicas pré-cenozóicas e, mais importante, a associação da indústria petrolífera à idéia de que depósitos glaciais são pouco significativos como armazenadores de hidrocarbonetos (Ashley, 1985). Desta forma, até a década de 1980, os principais estudos focavam-se em depósitos pleistocênicos e em problemas ligados à cronologia glacial, ciclos de variação do nível relativo do mar, paleoclimatologia e registro fóssil (incluindo a evolução do homem – Ashley, 1985; Eyles & Eyles, 1992). A compreensão dos sistemas deposicionais glaciais, hoje, adquiriu maior importância, não só porque muitas áreas urbanizadas de relativamente importantes na América do Norte e Europa situam-se sobre (ou próximas) a áreas afetadas por glaciações recentes, mas, sobretudo, devido à maior importância dada ao entendimento da variação climática global e suas conseqüências ao longo da história geológica da Terra. Além disso, com a intensificação dos estudos sobre depósitos glaciais paleozóicos, foram registradas reservas significantes de óleo e gás em depósitos dessa

natureza na Austrália, Argentina, Brasil, Bolívia, Arábia Saudita e Omã (Levell *et al.*, 1988; França & Potter, 1991; Eyles *et al.*, 1993).

De fato, o ambiente glacial é um dos mais ricos em diversidade de sistemas deposicionais associados, e é o único que propicia a ação conjunta de água líquida e gelo, tanto nos processos erosivos quanto nos processos relacionados ao transporte e sedimentação (Ashley, 1985). A ocorrência de glaciação em áreas continentais cria uma grande variedade de ambientes deposicionais associados, ligados à dinâmica de deslocamento do gelo (processos subglaciais e supraglaciais) e à formação de sistemas deposicionais (flúvio-glacial, glacio-lacustre, glacio-marinho, etc.) a frente da geleira ou em áreas adjacentes, relacionados com as águas de degelo (Eyles & Eyles, 1992). Isto possibilita uma grande diversidade de processos e, conseqüentemente, de produtos sedimentares distintos e inter-relacionados, já que as geleiras agem no sentido de fornecer grandes volumes de sedimentos, distribuídos heterogeneamente em cada um dos sistemas deposicionais existentes, e retrabalhados por processos muitas vezes não-glaciais (Eyles & Eyles, 1992; Eyles, 1993).

Desta forma, não se pode ter em mente, por exemplo, que a associação de fácies predominante nesse ambiente seja composta apenas por *tills* (ou seu equivalente litificado, *tilitos*), ou seja, diamictitos, compostos por clastos de dimensões variadas e imersos em matriz, transportados e depositados diretamente (grifo meu) pela ação do gelo (Eyles *et al.*, 1983; Shaw, 1985; Eyles, 1993). Pelo contrário, a existência de vários processos sedimentares atuando concomitantemente acaba por gerar, como produto, sedimentos de natureza variada em íntima associação de fácies. Assim, é comum que uma sucessão de fácies glaciogênicas apresente-se associada a sedimentos fluviais, lacustres, costeiros, e a fluxos gravitacionais de massa (Benn & Evans, 1998).

Assim, para se reconhecer os *sistemas deposicionais glaciais* (Eyles & Eyles, 1992), ou seja, os sistemas deposicionais presentes no ambiente glacial (incluindo-se aqui os ambientes com franca influência glacial, como o glácio-marinho), deve-se, primeiro, identificar as assembléias distintas de fácies geneticamente relacionadas (associação de fácies – Walker, 1992a) que, quando comparadas aos modelos deposicionais existentes, devem permitir o reconhecimento, a um tempo, dos principais agentes atuantes na deposição desses sedimentos (processos deposicionais) e os principais elementos paleogeográficos de uma bacia.

3.2.2. PROCESSOS EROSIVOS E SISTEMAS DEPOSICIONAIS GLACIAIS

Como exposto anteriormente, o ambiente glacial é o único capaz de combinar o gelo e a água líquida nos processos de erosão, transporte e deposição. A importância de cada um se modifica de acordo com a proximidade da geleira e sua influência (Ashley, 1985). Com base na predominância dos processos erosivos e deposicionais existentes no ambiente glacial, Eyles & Eyles (1992), dividiram-no em duas categorias principais, sendo a primeira dominada essencialmente pelos processos glácio-terrestres, e a segunda pelos processos marinhos influenciados pelo ambiente glacial (*glacially-influenced marine depositional system*, no conceito de Eyles *et al.*, 1985 – Figura 3). No entanto, é importante também destacar os processos erosivos, responsáveis pela gênese de estruturas características do ambiente glacial, sem as quais, muitas vezes, a interpretação desse ambiente se torna impraticável.

Figura 3. Principais sistemas deposicionais glácio-terrestres (topo) e glácio-marinhos (base) com suas respectivas associações de fácies. Modificada de Eyles, 1993.

Erosão e transporte glacial

As geleiras são os agentes naturais de erosão e de transporte de carga sedimentar mais eficientes do planeta. Elas têm a capacidade de erodir o substrato sobre a qual se deslocam, incorporar grande quantidade de detritos e fragmentos de rocha de dimensões variadas (desde argila e silte até matacões – Benn & Evans, 1998; Rocha-Campos & Santos, 2000), e de transportá-los por grandes distâncias, às vezes até a muitos quilômetros da área fonte.

Os processos de erosão glacial *strictu sensu* ocorrem sob as massas de gelo e em suas margens e são, portanto, de franco caráter subglacial. São três os principais mecanismos de erosão glacial: *abrasão*, *remoção* e *ação da água de degelo* (Bennet & Glasser, 1996; Rocha-Campos & Santos, 2000). A abrasão corresponde ao desgaste do substrato no qual a geleira se desloca pela ação de desgaste produzido pelas partículas incorporadas pelo gelo. A maior ou menor eficiência da abrasão vai depender da pressão exercida pela partícula rochosa sobre o assoalho, da velocidade do movimento do gelo e da disponibilidade de fragmentos em sua base (Bennet & Glasser, 1996; Rocha-Campos & Santos, 2000). A abrasão pode estar relacionada a outros dois processos: estriamento (*striation*) e polimento (*polishing*). O primeiro relaciona-se à formação de sulcos (estrias) paralelos em uma superfície, pela passagem de partículas e clastos carregados pelo gelo. Já o termo polimento refere-se à redução da rugosidade da superfície da rocha pela eliminação, em pequena escala, de suas protuberâncias (Benn & Evans, 1998).

O processo de remoção (*plucking* ou *quarrying*) consiste na retirada de fragmentos rochosos maiores do que 1 cm pelo gelo. Este processo está associado à ocorrência de fraturas ou descontinuidades nas rochas do substrato, que podem corresponder a estruturas previamente existentes ou a descontinuidades formadas subglacialmente pelo alívio da pressão causada pela erosão glacial (Rocha-Campos & Santos, 2000). De modo geral, tanto a abrasão quanto a remoção, apesar de conceitualmente díspares, possuem estágios comuns, que atuam em escalas diferenciadas: 1. *fraturamento da rocha*, em que os fragmentos são partidos e separados da rocha original; 2. *retirada (evacuation)*, onde os fragmentos são incorporados pelo gelo e removidos de sua posição original; e 3. *transporte*, em que os detritos são carregados pela geleira ou pelas águas subglaciais (Benn & Evans, 1998).

O terceiro agente de erosão em ambientes glaciais é a água corrente de degelo (*meltwater*), que erode o substrato mecanicamente, de maneira semelhante aos processos fluviais, ou quimicamente, por dissolução. A ação abrasiva da água de degelo provém do

impacto de partículas e clastos transportados sobre a superfície das rochas, dentro de canais e cavidades subglaciais, e pelo processo de *cavitação*¹ (Rocha-Campos & Santos, 2000).

Os processos de dissolução química, apesar de serem menos importantes devido às condições de clima frio e árido (Bennet & Glasser, 1996), ocorrem graças ao estado insaturado das soluções aquosas, à disponibilidade de grande quantidade de partículas finas (aumentando a superfície relativa de reação disponível) e à maior solubilidade do dióxido de carbono em baixas temperaturas (Bennet & Glasser, 1996; Rocha-Campos & Santos, 2000).

No entanto, todos os processos de erosão glacial dependem de um fator físico relevante: o regime térmico basal da geleira, ou seja, a temperatura da interface gelo/substrato (Bennet & Glasser, 1996). Quando a temperatura da base do gelo é muito baixa (base fria), predomina o congelamento e a fixação do gelo no substrato. Não há, portanto, a formação de água de degelo. O deslocamento da geleira é lento e ocorrerá apenas devido à deformação do gelo. Por outro lado, quando a geleira possui base quente (base úmida), é produzida água de degelo em abundância, mantendo as geleiras desligadas do assoalho sobre o qual se assentam. A grande quantidade de água presente age como lubrificante do substrato e propicia o deslocamento basal da geleira por deslizamento, permitindo, conseqüentemente, a ação dos processos de abrasão e remoção glacial (Rocha-Campos & Santos, 2000).

A erosão glacial pode gerar um grande número de feições típicas, dependendo dos fenômenos atuantes e do comportamento reológico do substrato sobre o qual a geleira se assenta. Estas feições incluem estrias e sulcos, fraturas de fricção (*friction cracks*), fraturas em crescente (*crescentic fractures*) e sulcos em crescente (*crescentic gouges*). Formas de terreno moldadas pela abrasão glacial também podem ser geradas, incluindo vales glaciais e formas alongadas moldadas (estruturas do tipo dorso de baleia – *whale back* – e rochas *moutonnées* – Figura 4). Embora a preservação dessas estruturas ocorra com maior facilidade em substratos consolidados (rochas duras), algumas delas podem também se formar em substratos inconsolidados (Rocha-Campos *et al.*, 1999; Rocha-Campos & Santos, 2000; Trosdorf Jr., 2002; Tomio, 2004).

Depósitos glaciais

A ocorrência de grandes massas de gelo recobrindo áreas continentais acaba por gerar uma ampla associação de sistemas deposicionais, intimamente relacionados. Estes sistemas podem ser diretamente influenciados pelas geleiras e ocorrer em contato com o gelo (depósitos subglaciais e de frente de geleira) ou no seu entorno, como também afetar regiões mais

¹ Cavitação consiste na formação de ondas de choque pelo colapso de bolhas de ar dentro da corrente aquosa (Benn & Evans, 1998).

afastadas, sobretudo devido a ação das águas de degelo e de *icebergs* (depósitos flúvio-glaciais, glácio-lacustres ou glácio-marinhos, por exemplo).

Figura 4. Rocha *moutonnée* em Salto (localização do afloramento indicada no mapa), com feições de abrasão (estrias) e polimento. Em destaque (tracejado vermelho), tilitos de alojamento recobrindo a superfície do granito. O sentido estimado do deslocamento do gelo (seta verde) é para NW (Almeida, 1948; Rocha-Campos, 1967; Rocha-Campos, 2000).

Um dos depósitos típicos de áreas glaciadas são os *tilitos*. Constituem depósitos descontínuos e pouco espessos de sedimentos bem compactados, mal selecionados, formados por matriz variada (argilosa, siltosa ou arenosa) e contendo fragmentos rochosos dispersos caoticamente, de dimensões variadas (de grânulos a seixos), de aspecto muito semelhante a brechas tectônicas ou diamictitos formados em fluxos gravitacionais densos. Por esse motivo, tilitos são de difícil reconhecimento, o que causa, por vezes, confusões e interpretações errôneas a respeito de ambientes glaciais. Já alertava Wegener (1929 *apud* Eyles, 1993) que “deve-se usar de muita precaução para com tilitos; muitos correspondem a apenas conglomerados pseudo-glaciais e não podem ser considerados evidências seguras de climas glaciais”². O principal processo formador de tilitos verdadeiros (i.e., diamictitos cujos

² Wegener (1929 *apud* Eyles, 1993) foi, inclusive, o primeiro a criticar o uso indiscriminado do termo *tilito* para quaisquer conglomerados, cuja gênese não estivesse ligada diretamente a processos glaciais. Posteriormente,

componentes foram comprovadamente transportados e depositados pela ação do gelo), segundo Benn & Evans (1998) é o de alojamento subglacial.

Tilitos de alojamento subglacial são formados pela deposição e compactação de detritos glaciais transportados na base de geleira em deslizamento sobre um substrato rígido ou semi-rígido (Dreimanis, 1989, 1990; Benn & Evans, 1998), em contato discordante (Figura 5). Este processo ocorre devido ao retardamento friccional de detritos contidos pelo gelo e liberados a partir da base de geleiras em movimento. A liberação dos detritos se dá pelo derretimento, sob pressão, durante o deslizamento do gelo (Rocha-Campos & Santos, 2000). Taxas de deposição de tilitos de alojamento raramente atingem 10 cm por ano. O processo resulta no acúmulo de sedimentos supercompactados, não inteiramente maciços, muitas vezes intercalados com depósitos acanalados, e por vezes deformados, de águas de degelo. É comum, nesses depósitos, a presença de clastos estriados, facetados, e no formato de ferro de engomar ou de bala (*bullet shaped*).

Figura 5. A. Contato entre o embasamento cristalino (filitos) com tilito de alojamento (localização do afloramento indicada no mapa). B. Tilito de alojamento preenchendo cavidades e irregularidades do embasamento. C. O embasamento encontra-se estriado e polido (estrias paralelas a direção da lapiseira). Notar concentração de clastos junto ao contato com o tilito.

Flint *et al.* (1960) e Eyles *et al.* (1983) adotam o termo descritivo *diamictito* para rochas mal-selecionadas terrígenas não-calcáreas, mantendo o termo *tilito* para rochas comprovadamente glaciogênicas.

Diamictitos com franca origem glacial podem ser gerados também por deposição gravitacional (Benn & Evans, 1998) ou a partir de água de degelo (*meltout water*). O primeiro (*debris release*) ocorre em cavidades subglaciais. Os detritos glaciais carregados pelo gelo são lançados nessas cavidades devido ao alívio da pressão na base da geleira e à maior taxa de derretimento do gelo. Já a água de degelo atua no sentido de retrabalhar os sedimentos previamente depositados, desestabilizando-os e ressedimentando-os na forma de fluxos de detritos. A água de degelo pode ter origem subglacial, ou ser proveniente do derretimento do gelo, retrabalhando o material liberado quando a geleira cessa seu movimento e descarrega, *in situ*, sua carga sedimentar (Rocha-Campos & Santos, 2000).

Outro depósito típico de ambientes glaciais são as morainas, que representam a expressão morfológica do acúmulo de detritos em áreas adjacentes a geleiras e são, geralmente, classificadas de acordo com sua posição em relação ao gelo, seu estado de atividade (associadas a geleiras ativas ou passivas) e seu processo de formação (Tomio, 2004). Constituem, de maneira genérica, cristas arqueadas de detritos glaciais, que acompanham a margem frontal/lateral da geleira (Rocha-Campos & Santos, 2000). Morainas são muito comuns no registro das glaciações pleistocênicas, mas raras em depósitos glaciais antigos (Trosdort Jr., 2002; Tomio, 2004). Outras feições glaciais podem ainda ocorrer, como *drumlins* e *eskers*, comuns no registro de glaciações recentes, mas de baixo potencial de preservação no registro geológico.

Depósitos flúvio-glaciais e glácio-lacustres

As águas de degelo carregam uma quantidade enorme de sedimentos a partir das margens da geleira em direção as regiões proglaciais, transportando-os e redepositando-os em diversos ambientes, incluindo os fluviais, lacustres e glácio-marinhos (Smith, 1985). Rios e lagos, inclusive, são algumas das feições mais comuns em regiões afetadas pela ação glacial. Ambos se formam como resultado do escoamento da água de degelo proveniente de geleiras que terminam em ambiente terrestre, sejam elas de vale ou continentais. Correntes de água de degelo podem se formar dentro ou sobre as geleiras, porém com menor capacidade de remoção e deposição de sedimentos do que as águas subglaciais (Rocha-Campos & Santos, 2000). A água gerada drena o substrato, erodindo, incorporando, transportando e depositando sedimentos sob ou além das margens da geleira, em planícies de lavagem próglacial (*outwash plain* ou *sandur*), onde se forma um sistema tipicamente entrelaçado (*braided*).

Os processos de sedimentação que então ocorrem são os típicos desse tipo de ambiente, influenciados apenas pela proximidade do gelo, e pela variação sazonal da descarga

de água e da quantidade de sedimentos. Na região proximal à geleira, predomina o sistema fluvial entrelaçado típico, com canais e barras de diferentes tipos, cujos depósitos apresentam estratificações plano-paralelas horizontais e imbricações de clastos no cascalho. Estes depósitos podem se intercalar com níveis arenosos de menor energia, relacionados aos períodos de final de fusão do gelo (Eyles & Eyles, 1992; Rocha-Campos & Santos, 2000). Em condições médias e distais, predominam, na carga de fundo, areia cascalhosa a pura e silte, sem a formação de barras pronunciadas. A ação do vento, na ausência de vegetação, pode transportar as partículas finas e formar depósitos de siltitos eólicos (*loess*) e/ou arenitos (Eyles & Eyles, 1992).

Os processos fluvio-glaciais são muito importantes na dinâmica sedimentar próglacial, pois são eles os responsáveis pelo completo retrabalhamento dos sedimentos depositados pelas geleiras (Eyles & Eyles, 1992; Rocha-Campos & Santos, 2000). Algumas vezes este retrabalhamento é tão intenso que chega a eliminar as evidências da presença e/ou influência de gelo.

Já no ambiente glácio-lacustre, as águas de degelo são acumuladas em bacias de dimensões variadas (de estreitos lagos alpinos a lagos de dimensões continentais – Eyles & Eyles, 1992), tanto no ambiente próglacial quanto no subglacial (Rocha-Campos & Santos, 2000), podendo apresentar, portanto, uma grande variedade de sistemas deposicionais atuantes.

Um dos processos comuns na formação de lagos é o represamento da água de degelo pelos depósitos de morainas, na frente da ou lateralmente à geleira. Lagos proglaciais também podem formar-se junto à margem de mantos de gelo em recuo, preenchendo depressões causadas pelo rebaixamento isostático da crosta da Terra, em resposta ao enorme peso do gelo (Eyles & Eyles, 1992). Os processos sedimentares variam de acordo com a proximidade do gelo. Por exemplo, lagos em contato direto com geleiras estarão sujeitos a rápidos influxos de sedimentos pouco selecionados e à influência de *icebergs*, e seus depósitos apresentaram fácies representativas de ambiente de alta energia (como fluxos gravitacionais de massa, por exemplo – Figura 6). Já em lagos distantes do manto de gelo, a influência glacial é mais restrita e os processos deposicionais são controlados apenas pelas descargas sazonais de águas de degelo (Figura 7-A – Eyles, 1993; Eyles & Eyles, 1992; Rocha-Campos & Santos, 2000). São essas correntes de águas de degelo as responsáveis pela introdução de sedimentos dentro do ambiente lacustre.

Figura 6. Modelo de sistema deposicional para geleiras em contato com corpos de água (marinho ou lacustre). Modificada de Eyles, 1993.

No interior dos lagos, a sedimentação e as características dos depósitos glácio-lacustres são controlados pelas propriedades físico-químicas da água. Temperatura, salinidade e a carga sedimentar em suspensão são fatores que influenciam a densidade da água do lago, fator primordial no controle dos processos que ali ocorrem. As correntes de água de degelo que entram nos lagos carregando sedimentos podem deslocar-se junto ao fundo (corrente hiperpícnal), à superfície (hipopícnal), ou no meio da coluna d'água (homopícnal), dependendo de sua densidade em relação à da água da bacia receptora. A variação sazonal da temperatura afeta a estrutura térmica, estratificação, circulação e comportamento ecológico dos lagos. Durante os verões, muitos desenvolvem uma estratificação formada por camadas de águas de temperatura e densidades distintas. Do mesmo modo, correntes, ondas, variações atmosféricas e a queda de *icebergs* podem provocar mudanças no equilíbrio desses corpos de água doce, promovendo a circulação da água dentro dos lagos. Além de afetarem o transporte de partículas em suspensão, essas ondas e correntes podem provocar a mistura das camadas superficiais da água, alterando sua estrutura térmica (Rocha-Campo & Santos, 2000).

Figura 7. A. Modelo deposicional para sedimentação em lagos distais em relação à frente da geleira. B. Modelo clássico para formação de varves nessa situação. Localização dos pontos numerados em A. Modificada de Eyles (1993).

A associação de fácies típica de lagos glaciais consiste nos chamados varvitos, que correspondem a ritmitos formados pela intercalação sucessiva de pares de argila e areia/silte (varves), produzidos anualmente pelas alternâncias de diferentes condições deposicionais existentes nos verões e invernos (Figura 7-B). Uma varve típica corresponde a um par sedimentar formado por uma camada de sedimentos relativamente mais grossos (areia e/ou silte), correspondentes ao verão, e uma fina camada argilosa correspondente ao inverno.

Equivalentes proximais podem incluir conglomerados várvidos, de difícil reconhecimento (Eyles & Eyles, 1992).

Esse modelo clássico de formação de varves em lagos sem contato direto com o gelo enfatiza um severo regime sazonal (verão = degelo, e inverno = congelamento) no controle do aporte sedimentar lacustre. No verão, o aumento da descarga das águas de degelo geraria correntes densas de fundo, responsáveis pela formação das fácies arenosas, que podem ser gradadas e conter estratificações cruzadas cavalgantes ou laminação plano-paralela. Esta fácies é sempre limitada, no topo e na base, pelos níveis argilosos, depositados por decantação quando a superfície do lago congela.

Infelizmente, o termo *varve* (ou *varvito*) vem sido usado indiscriminadamente como um termo descritivo (como proposto pioneiramente por De Geer, 1912), em detrimento de seu significado genético, para representar sedimentos laminados (*laminitos*) ou com laminação rítmica (*ritmitos*). O real significado de sucessões várvidas é a indicação da sazonalidade imposta pelo clima à deposição de cada par sedimentar (Bates & Jackson, 1987; Eyles & Eyles, 1992; Eyles, 1993). Muitas das camadas descritas como varves compreendem, na verdade, uma ou muitas unidades de silte e argila com divisões C, D e E da sequência turbidítica de Bouma (1962), que podem ter sido depositadas em um evento único de corrente de turbidez, sem nenhuma evidência de controle sazonal (Eyles & Eyles, 1992). Desta forma, a única maneira de se determinar se uma sucessão rítmica é geneticamente relacionada a lagos glaciais ou a correntes de turbidez é o preciso reconhecimento das associações de fácies adjacentes e a ela relacionada (Ashley, 1975).

Além das correntes de água de degelo, outra forma de ocorrer aporte sedimentar em lagos é pelo despejo direto de detritos, liberados a partir da margem do gelo em contato com as águas dos lagos. Os detritos glaciais provêm de concentrações supraglaciais ou subglaciais, normalmente transportadas por algum tipo de fluxo aquoso denso (Rocha-Campos & Santos, 2000). Outra maneira envolve a queda de detritos (*rain out*) a partir do derretimento de geleiras ou de gelo flutuante (Eyles & Eyles, 1992). Estes processos resultam em associações de fácies que incluem diamictitos desestruturados e arenitos conglomeráticos maciços.

3.2.3. SISTEMA GLÁCIO-MARINHO

Geleiras de dimensões continentais possuem grande peso e podem sobrecarregar a crosta sobre a qual se instalaram. Esse peso gera um rebaixamento glácio-isostático continental, formando grandes depressões e permitindo, eventualmente, que águas marinhas invadam o continente (Rocha-Campos & Santos, 2000). Assim, é relativamente comum que as geleiras continentais consigam atingir o nível do mar, formando plataformas de gelo flutuante,

geleiras de maré ou paredes de gelo na orla da praia (Brodzikowski & Van Loon, 1991). Em cada caso, formam-se complexos sistemas deposicionais marinhos em um ambiente muito dinâmico, dominado essencialmente por processos de alta energia (vide Figura 6). Associações de fácies com bruscas variações laterais e verticais, corpos com geometrias irregulares e uma variedade de fácies sedimentares são típicas desse ambiente. Ao contrário do que se possa imaginar, no entanto, o potencial de preservação de depósitos tipicamente glaciais em ambientes glácio-marinhos com contato de geleira (proximais) é relativamente reduzido, devido à deformação destes depósitos por novos avanços do gelo, ressedimentação em águas profundas por processos de fluxos gravitacionais de massa, ou ainda pelo retrabalhamento por corpos deltáicos progradantes ou por processos marinhos costeiros (Visser & Loock, 1987; Eyles, 1993).

Muitos dos modelos disponíveis na literatura sobre sedimentação glácio-marinha, e muitas das interpretações aplicadas a depósitos glácio-marinhos antigos, derivam de estudos realizados no sistema glacial da Antártica. Apesar desse sistema glacial ser, atualmente, o mais desenvolvido de todo o globo, ele não é ideal para ser aplicado, sem restrições, aos modelos glácio-marinhos, pois: (a) não é comum a ocorrência de grandes descargas de águas de degelo, o que resulta na ausência ou menor ocorrência de fácies típicas desse processo; (b) a margem continental antártica onde os sedimentos glácio-marinhos são depositados é muito profunda, irregular, e oposta, quanto à direção do mergulho, a outra margem glaciada atual; e (c) não se tem certeza, ainda, da idade precisa e da extensão dessa glaciação (Molnia, 1983). Desta forma, os modelos glácio-marinhos antárticos são relativamente limitados em relação à variedade de fácies glácio-marinhas e suas características, além de não discutirem os processos de retrabalhamento sedimentar ali atuantes, em relação aos modelos baseados em outras regiões, como o Golfo do Alasca, por exemplo (Molnia, 1983).

Desta forma, deve-se ter sempre alguma cautela ao se referir a sedimentos glácio-marinhos, principalmente de depósitos antigos. Esse cuidado merece ainda mais destaque se levarmos em conta que os sistemas deposicionais marinhos não-glaciais podem gerar associações faciológicas semelhantes às presentes no ambiente glácio-marinho (Schermerhorn, 1974; Anderson, 1983; Eyles, 1993).

Outra possibilidade, ainda, é que a influência glacial se dê de maneira indireta no ambiente marinho, o que vai depender da proximidade da margem da geleira em relação à linha de costa. Disso resulta a possibilidade de ocorrer, no sistema glácio-marinho, uma variação dos processos sedimentares atuantes, que podem ser dominados essencialmente por processos glaciais (ambiente proximal – *ice proximal*) ou por processos marinhos típicos (ambiente distal – *ice distal*). Uma simples divisão do ambiente glácio-marinho (Figura 8), proposta por Eyles &

Eyles (1992), distingue as condições marinhas costeiras proximais das marinhas distais, de plataforma e de fiordes. Este último, também classificado como sistema glácio-estuarino, não é abordado neste volume. Para mais informações sobre o tema, ver Syvitsky *et al.*, 1987; Brodzikowski & Van Loon, 1991; Eyles & Eyles, 1992; Eyles, 1993; Rocha-Campos & Santos, 2000.

Variações climáticas regionais também exercem um importante controle na deposição de sedimentos glácio-marinhos, pois são elas que ditam as quantidades de água de degelo geradas junto às geleiras e que acabam por atingir o ambiente marinho. Mares temperados, por exemplo, receberão grandes volumes de águas de degelo, que carregam sedimentos diretamente para o ambiente costeiro (vide Figura 3), ao contrário dos ambientes de clima glacial mais severo, como as áreas polares, em que o volume de água de degelo é relativamente menor (Eyles & Eyles, 1992). Fica evidente, desta forma, que a maior espessura de sedimentos glácio-marinhos depositados, e, portanto, com maior chance de preservação no registro geológico, é justamente a de mares temperados (Anderson & Ashley, 1991; Eyles & Eyles, 1992).

Figura 8. Diferenciação dos ambientes glácio-marinhos. Modificada de Eyles & Eyles, 1992.

Sistema deposicional glácio-marinho proximal

Este sistema deposicional ocorre com gelo diretamente em contato com o mar. Assim, os fluxos de água de degelo e outros fluxos gravitacionais de massa a partir do ambiente glacial penetram diretamente no corpo de água marinho, sem sofrer retrabalhamento pelos processos fluvio-glaciais subaéreos. Do mesmo modo, a ocorrência de *icebergs* nesse ambiente é muito comum, já que a fragmentação do gelo se dá diretamente em contato com o mar (Brodzikowski & Van Loon, 1991). Nessas condições, o gelo pode até avançar bacía adentro, aterrado ou na forma de gelo flutuante. Nesta circunstância, a maior parte dos sedimentos transportados na base da geleira é depositada principalmente na zona de aterramento, sendo menos expressivos os sedimentos liberados na plataforma continental (Figura 9).

Figura 9. Processos e depósitos associados a plataforma de gelo marinho. A existência de um ponto de ancoragem permite o crescimento da plataforma. a) zona de acumulação de gelo e neve; b) *till* e depósitos de leque formados durante o avanço prévio da geleira; c) deposição por *rain out* a partir de *icebergs*; d) diamictito formado por fluxo gravitacional de massa; e) retrabalhamento dos sedimentos por correntes marítimas. Setas horizontais indicam velocidade relativa do fluxo do gelo. Modificada de Rocha-Campos & Santos, 2000.

Quando não há a formação de gelo flutuante, a geleira tende a avançar mar adentro, mas sendo fortemente influenciada pela maré local (geleira de maré – *tidewater glacier*), o que impede, deste modo, a formação de plataforma de gelo flutuante. Nesses avanços, a geleira forma bancos de morainas subaquáticas (Eyles & Eyles, 1992), que podem ser deformadas, como qualquer outro depósito proximal, por avanços ulteriores do gelo, pela passagem de *icebergs* ou pelas descargas de águas de degelo mais densas contendo grandes quantidades de sedimentos finos e arenosos (Figuras 6 e 10). Estas águas de degelo, fornecidas em descargas sazonais, depositam junto à margem do gelo cascalhos e outros sedimentos

grossos, na forma de fluxos densos. Os processos atuantes nessas condições são, até certo ponto, muito semelhantes aos processos que ocorrem em lagos glaciais. Analogamente, as correntes subglaciais carregando sedimentos atingem o mar, sob a forma de correntes de fundo ou plumas de sedimentos em suspensão (vide Figura 10). Os sedimentos em suspensão podem ser transportados por longas distâncias, até se depositarem por decantação, processo que pode ser acelerado pela floculação das partículas argilosas devido à água salgada (Setti, 1999; Rocha-Campos & Santos, 2000).

Figura 10. Sedimentação glácio-marinha proximal associada a geleira de maré. 1) Sedimentos marinhos glacioteconizados; 2) tills de alojamento; 3) diamictitos estratificados; 4) argilas pelágicas e diamictitos arenosos; 5) outwash proximal; 6) arenitos acanalados, com estratificação cruzada; 7) fácies de ressedimentação (fluxos de detritos, escorregamentos e turbiditos); 8) detritos supraglaciais. Pluma de sedimentos em suspensão representada pela porção hachurada. Modificada de Eyles & Eyles, 1992.

Os grandes volumes de águas de degelo que podem atingir as regiões marinhas proximais glaciadas permitem o acúmulo de enormes quantidades de sedimentos arenosos e argilosos, propiciando altas taxas de sedimentação (Molnia, 1983). Nessas condições, os sedimentos, muitas vezes saturados em água, podem se acumular com relativa instabilidade, o que resulta em freqüentes fluxos gravitacionais de massa (Brodzikowski & Van Loon, 1991; Rocha-Campos & Santos, 2000).

Depósitos provenientes de gelo flutuante (*ice-raft*) também são muito comuns nesse ambiente proximal, já que, devido à influência da maré, a margem da geleira se desestabiliza e libera os blocos de gelo diretamente no corpo marinho. A fusão desses *icebergs*, ou seu emborcamento (resultante da fusão do gelo e conseqüente variação de seu centro de gravidade), leva à liberação dos detritos contidos no gelo, a distâncias variáveis da geleira (Brodzikowski & Van Loon, 1991; Rocha-Campos, 2000). Esses depósitos incluem clastos caídos isolados (*dropstones*) e quantidades variáveis de detritos mais finos, depositados por chuvas de detritos (*rain out*). Os *icebergs* podem, ainda, remobilizar os sedimentos, ao tocarem e se arrastarem pelo fundo marinho (Figura 10).

Sistema deposicional glácio-marinho distal

Apesar do limite entre os ambientes glácio-marinho proximal e distal ser estabelecido a partir da frente da geleira (1-100 km para proximal e mais de 100 km para o distal – Eyles & Eyles, 1992; Rocha-Campos & Santos, 2000 – Figura 8), estes ambientes são muito melhor caracterizados pelos processos sedimentares típicos de cada um deles. Enquanto o ambiente proximal é dominado essencialmente por processos de alta energia, onde a geleira dita o ritmo de fornecimento e retrabalhamento de sedimentos, o ambiente glácio-marinho distal é regido por processos tipicamente não-glaciais. Devido a menor influência direta do gelo, estes sedimentos terão maior potencialidade de preservação.

As associações de fácies presentes no ambiente glácio-marinho distal incluem as formadas a partir de plumas de sedimentos em suspensão, através de chuvas de detritos liberados de *icebergs* e fluxos gravitacionais de massa (vide capítulo 3.2.4). Na plataforma continental, a sedimentação será diretamente influenciada: 1) pelo volume de sedimentos em suspensão; 2) pelo retrabalhamento e ressedimentação por fluxos gravitacionais de massa; 3) por variações no volume d'água e na profundidade da bacia, controlados pelo acúmulo ou liberação de água pelas geleiras e dos conseqüentes efeitos glácio-isostáticos; 4) perturbações por *icebergs*, ondas, correntes e tempestades; e 5) bioturbação.

Diamictitos, nesse ambiente, podem ser formados basicamente por dois processos. O primeiro envolve ressedimentação dos detritos glaciais bacia adentro, a partir de fluxos de detritos subaquosos. Esses fluxos podem ter origem ainda nos ambientes proximais, devido aos grandes volumes de sedimentos depositados pela geleira e saturados por água intersticial e facilmente instabilizados, e escorregarem talude abaixo. Estes diamictitos depositados por fluxos gravitacionais podem se associar a sucessões turbidíticas, comuns nesse ambiente. Abalos sísmicos e a influência de *icebergs* podem também ser responsável pelo início de fluxos gravitacionais. O outro processo envolve o acúmulo de diamictitos por *rain out*, ou seja, pelo

transporte e deposição por aggradação de detritos transportados por gelo flutuante fragmentado a partir das geleiras de maré.

A influência marinha pode também atingir o talude continental e as planícies abissais. Essas áreas, de grande potencial de preservação no registro geológico, são influenciadas pelos fluxos gravitacionais de massa, mais comumente constituídos por correntes de turbidez, produzidos a partir dos sedimentos lançados pelas geleiras. Nos taludes ocorrem, em geral, sistemas de canais separados por zonas intercanais. Os fluxos gravitacionais de massa tendem a serem confinados nesses canais, preenchendo-os progressivamente com conglomerados e depósitos turbidíticos de alta energia. Canais abandonados são preenchidos por argilas decantadas e, por vezes, diamictitos provenientes de *rain out* (Eyles & Eyles, 1992). As áreas intercanal recebem grandes volumes de sedimentos finos, juntamente com detritos provenientes da zona de quebra de talude.

Como a formação de grandes mantos de gelo acaba proporcionando o rebaixamento relativo do nível do mar, em nível global, é possível imaginar que as geleiras possam atingir, muitas vezes, a região de quebra de talude (Eyles, 1987). Os sedimentos então liberados da geleira podem ser diretamente lançados talude abaixo, sem serem retrabalhados pelas correntes atuantes na plataforma continental, sendo depositados na forma de fluxos gravitacionais densos, de detritos ou de correntes de turbidez. Conseqüentemente, essa região de talude continental, em épocas de glaciação intensa e nível relativo do mar mais baixo, é dominada por espessas sucessões arenosas turbidíticas e de fluxos de detritos. Devido à importância desses eventos, tanto pela sua ocorrência significativa, quanto pelo seu potencial de preservação no registro geológico, convém detalhar os mecanismos controladores destes processos deposicionais, o que é feito no capítulo 3.2.4.

Variações no nível relativo do mar também podem estar registradas, na plataforma continental, como superfícies erosivas (nível relativo do mar mais baixo), ou como níveis extensos de argilas (representando a superfície de máxima inundação – trato de sistema de mar alto; Eyles & Eyles, 1992; Canuto *et al.*, 2001).

3.2.4. FLUXOS GRAVITACIONAIS DE MASSA

O estudo de sucessões glaciais modernas ou antigas comumente acaba por abranger não somente os mecanismos e características da deposição glacial propriamente dita, mas, também, os processos marinhos responsáveis pelo retrabalhamento e ressedimentação dos depósitos glaciênicos. Destes, os ligados aos movimentos de massa são, sem dúvida, os mais importantes e intrigantes, sobretudo se levamos em conta a distribuição final e a associação de fácies gerada na margem continental (Wright *et al.*, 1983; Benn & Evans 1998).

Fluxo gravitacional de massa, ou apenas fluxo de massa, é o termo utilizado para designar todos os processos que envolvem movimentos de massa sob a ação direta da gravidade³ (Benn & Evans, 1998; Suguio, 1998). Depósitos dessa natureza são estudados desde o fim do século XIX (Shanmugam, 2000), mas ganharam notória popularidade após a metade da década de 1960, quando se deu o advento e a difusão da clássica seqüência turbidítica de Bouma (1962) para fluxos turbulentos subaquáticos. Desde então, os principais modelos de fluxos gravitacionais que dominaram a literatura relacionavam-se, sobretudo, a correntes de turbidez e seus depósitos (Shanmugam, 1999). Somente após as revisões feitas por Middleton & Hampton (1973), Lowe (1979; 1982) e, mais recentemente, Shanmugam (1996; 2000), é que os mecanismos geradores e condicionantes de fluxos gravitacionais de massa, e seus diversos depósitos, passaram a ser mais bem compreendidos.

Fluxos gravitacionais subaquosos são freqüentes e, no ambiente glacial, são formados a partir da grande quantidade de detritos liberados diretamente pela geleira e acumulados junto às bordas da bacia ou sobre a plataforma continental. Ao se desestabilizar, estes sedimentos fluem bacia adentro na forma de fluxos gravitacionais densos ou turbulentos. A instabilidade da pilha sedimentar ocorre devido às altas taxas de deposição, alto ângulo de inclinação do talude, ultrapassagem da quebra do talude por avanços do gelo, por *calving*, impacto de ondas ou mesmo pequena tremores sísmicos (Benn & Evans 1998). A própria variação do nível relativo do mar pode mudar as condições de estabilidade da pilha sedimentar, gerando sua instabilização e dando início a um fluxo gravitacional de massa (Canuto *et al.*, 2001).

Vários processos associados a fluxos gravitacionais de massa são de ocorrência comum no ambiente glacial, sendo que cada um possui suas particularidades e variantes quanto aos mecanismos deposicionais e às associações faciológicas geradas. De modo geral, podemos dividir os principais tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos em cinco categorias, caracterizadas de acordo com a reologia do fluxo e do tipo de mistura sedimento-fluido (Middleton & Hampton, 1973; 1976; Lowe, 1982; Eyles, 1993; Benn & Evans, 1998; Stow & Mayall; 2000), (Figuras 11 e 12):

- a) Corrente de turbidez (sedimentos suportados por fluxo turbulento);
- b) Fluxo fluidificado (partículas inteiramente suportadas pelo fluxo ascendente através dos poros intergranulares);

³ Como consequência da definição, é fácil compreender que existem fluxos gravitacionais de massa subaquáticos e subaéreos. Este trabalho trata, preferencialmente, do primeiro tipo, por ser a associação presente nos ambientes glácio-marinhos. No entanto, fluxos gravitacionais sub-aéreos também podem ocorrer durante as fases de erosão e deposição glácio-terrestre. Para mais detalhes, vide Benn & Evans, 1998.

- c) Fluxo liqüefeitos (sedimentos parcialmente sustentados pelo escape ascendente de fluido intergranular);
- d) Fluxo de grãos (detritos suportados pela pressão dispersiva – interação direta das partículas);
- e) Fluxo coeso de detritos (sedimentos sustentados pela resistência da matriz).

Figura 11. Tipos de fluxos e processos que atuam em águas profundas. Modificada de Stow & Mayall, 2000.

Segundo Mutti (1992), embora conceitualmente importantes, os fluxos granulares, liquefeitos e fluidizados não são aparentemente eficazes no transporte de quantidades significativas de sedimento através de grandes distâncias. Assim, fluxos de detritos coesos e correntes de turbidez de alta e baixa densidades devem ser considerados como os principais mecanismos responsáveis pelo transporte e deposição da grande quantidade de “turbiditos” descritos na literatura (Shanmugam, 1997). Assim, se faz importante a compreensão dos processos que regem o transporte e deposição de sedimentos, sobretudo os arenosos, bacia adentro, na forma de fluxos gravitacionais, sejam eles tipicamente fluidais (ou de caráter Newtoniano) ou plásticos, sustentados pela matriz (Figura 13). Além destes, correntes de fundo (*bottom currents* ou *contour currents*) são importantes no retrabalhamento de depósitos de águas relativamente profundas (Shanmugam, 2000).

Figura 12. A. Tipos de fluxos gravitacionais de massa subaquosos. Os perfis de velocidade são esquemáticos e não estão em escala. B. Associação de fácies esquemática dos principais processos de fluxos gravitacionais subaquosos. Espessura dos pacotes esquemática, fora de escala. A espessura média dos depósitos e o volume de sedimentos decresce da esquerda para direita. Modificada de Eyles (1993) e Benn & Evans (1998).

Mesmo esta subdivisão compreende apenas uma das inúmeras proposições já efetuadas para a classificação dos fluxos gravitacionais e de suas caracterizações. Estas classificações baseiam-se, em alguns casos, na reologia do fluxo (Dott, 1963), nos mecanismos de suporte sedimentar (Middleton & Hampton, 1973), ou ambos (Lowe, 1979; 1982 – Figura 13).

A classificação baseada apenas nos mecanismos de suporte das partículas (sejam fluxos ascendentes ou pressão dispersiva, dentre outros) se torna comprometida devido a: 1) esta classificação se basear apenas no “produto final” existente em um depósito, sendo que um fluxo pode ter vários mecanismos diferentes de sustentação das partículas durante seu deslocamento (vide tópico sobre transformação de fluxos, adiante); 2) não levar em conta os mecanismos de suporte das partículas durante a deposição; e 3) não haver critérios, atualmente, para reconhecer com segurança todos os mecanismos de transporte sedimentar atuantes na formação dos registros deposicionais (Shanmugam, 2000). Por esses motivos, é preferível a separação dos fluxos gravitacionais em duas classes principais, os fluxos turbulentos (*newtonianos*) e os fluxos plásticos, separados de acordo com sua reologia. Esta classificação é análoga à proposta por Dott (1963) e adotada por Shanmugam (1999; 2000).

Comportamento do fluxo	Tipo de fluxo		Mecanismo de suporte do sedimento
Fluido	Fluxo fluidal	Corrente de turbidez	Fluido turbulento
		Fluxo fluidizado	Escape de fluidos (totalmente suportado)
		Fluxo liquefeito	Escape de fluidos (suporte parcial)
Plástico	Fluxo de detritos	Fluxo de grãos	Pressão dispersiva
		Fluxo de lama ou fluxo coesivo de detritos	<div style="display: inline-block; vertical-align: middle;"> <div style="font-size: 2em; vertical-align: middle;">{</div> <div style="display: inline-block; vertical-align: middle;"> Flutuabilidade da matriz Densidade da matriz </div> </div>

Figura 13. Nomenclatura de fluxos gravitacionais de sedimentos, baseados na reologia e no mecanismo de suporte das partículas. Modificada de Lowe, 1982.

Fluxos turbulentos

Os fluxos turbulentos possuem comportamento semelhante aos fluidos newtonianos (i.e., possuem baixa resistência [*strength*]), como a água, tendendo a se deformar a medida que uma tensão lhe é aplicada. Nessas condições, o critério para o início da turbulência é o Número de Reynolds (*Re*), ou seja, a razão entre a inércia e a viscosidade do fluido, que geralmente é maior que 2000 (Figura 14).

Em águas profundas, correntes de turbidez representam os fluxos turbulentos, tendo sido sua reologia exaustivamente analisada por vários autores (e.g. Dott, 1963; Lowe, 1979; 1982; Nardin *et al.*, 1979). Lowe (1979) e Nardin *et al.* (1979) classificaram correntes de turbidez como sendo, simultaneamente, um fluxo gravitacional e um fluxo fluidal. Essa nomenclatura, no entanto, é passível de discussão, visto que fluxos gravitacionais são fluxos nos quais as *partículas* que se movem devido a ação da gravidade, enquanto que, em fluxos fluidais, é o *fluido* que se move devido a ação da gravidade (Middleton & Hampton, 1973; Oakeshott, 1989 *apud* Shanmugam, 2000). Em outras palavras, correntes de turbidez não podem ser consideradas fluxos gravitacionais de massa e fluxos fluidais, simultaneamente. A classificação, proposta por Shanmugam (2000), para esse tipo de fluxo, como fluxo newtoniano, parece ser a que melhor considera essas divergências.

A turbulência é a característica dominante de um fluxo newtoniano, e não de um fluxo plástico, e, portanto, as correntes de turbidez são um dos tipos de fluxos gravitacionais em que os sedimentos são sustentados e transportados pela turbulência do fluido (Middleton, 1993). Do mesmo modo, se um fluxo é laminar ou não-turbulento, ele não pode ser considerado uma corrente de turbidez (Middleton, 1993; Shanmugam, 2000).

Fluxos plásticos

Ao contrário dos fluxos newtonianos, determinados fluidos não serão deformados até que o limite de resistência de sua matriz seja superado (Figura 14); uma vez vencida esta resistência, porém, a deformação será linear, e o fluido se comportará como um plástico de Bingham (Shanmugam, 2000). Fluxos que exibem este comportamento são denominados fluxos plásticos, cujo início da turbulência se baseia, experimentalmente, tanto em função do número de Reynolds (*Re*) quanto do número de Bingham (*B* – vide Figura 14). Isso permite que alguns fluxos de detritos possam ter certa turbulência (Enos, 1977), perdendo o padrão laminar que os caracteriza. Um dos principais exemplos de fluxos plásticos são os fluxos de detritos (*debris flows*), que possuem reologia plástica e estado de fluxo laminar, e cuja deposição ocorre por “congelamento” das partículas, ou seja, o encerramento brusco e repentino do movimento das partículas em transporte, o que gera sua deposição instantânea, por vezes preservando suas estruturas deformacionais internas.

Apesar da reologia ser um parâmetro de difícil verificação, trata-se de um conceito muito útil para distinguir correntes de turbidez de outros tipos de fluxos gravitacionais de massa. A reologia de uma mistura água/sedimento é controlada, sobretudo, pela concentração de partículas e, menos importante, pela dimensão dos grãos e suas propriedades físicas e químicas (Pierson & Costa, 1987). O limite de concentração de sedimento entre os fluxos

newtonianos e os plásticos é de 20-25% em volume (Shanmugam, 1999; 2000 – Figura 15). A exceção é o processo de corrente de turbidez de alta densidade (*high density turbidity current*), cuja densidade de carga sedimentar pode variar tanto no campo dos fluxos plásticos quanto no dos turbulentos (Shanmugam, 2000).

Figura 14. Reologia (relação esforço/deformação) de fluidos newtonianos (e.g. correntes de turbidez) e plásticos de Bingham (e.g. fluxos de detritos). O gráfico mostra que os fluxos de detritos apresentam alta resistência ao início do fluxo, enquanto que as correntes de turbidez não. Em geral, as correntes de turbidez apresentam alta turbulência, enquanto que os fluxos de detritos são essencialmente laminares. Modificada de Shanmugam (1997; 2000).

Os processos de transportes de massa são dominados pelo caráter plástico (Nardin *et al.* 1979). Entretanto, é sempre preferível o uso do termo *fluxo de massa* apenas para os fluxos plásticos, evitando utilizá-lo para as correntes de turbidez. Os fluxos plásticos compreendem os fluxos coesivos de detritos, fluxos liquefeitos, fluxos fluidificados e os fluxos de grãos (Lowe, 1979; 1982 – Figura 13). Adicionalmente, as correntes de turbidez de alta densidade (ou fluxos de detritos arenosos – *sandy debris flows* de Shanmugam, 1996; 1997) e os fluxos de partículas grossas sem coesão (*liquefied cohesionless coarse-particle flow* de Sanders & Friedman, 1997) fariam parte da família dos fluxos arenosos plásticos (*sandy plastic flows*).

Transformação de fluxos

Lowe (1979; 1982) e Shanmugam (2000), analisando o comportamento reológico dos diferentes fluxos gravitacionais, concluíram que os depósitos sedimentares refletem diretamente o processo pelo qual foram depositados, podendo, não necessariamente, mostrar qualquer

relação com a história do processo de transporte sedimentar. Desta forma, apresentaram uma classificação de fluxos gravitacionais (Figura 13), baseando-se no processo de *deposição final* desses depósitos.

Figura 15. Classificação de fluxos gravitacionais subaquosos, baseada na reologia do fluido, apresentando dois tipos principais, *newtoniano* e *plástico*. Esta classificação é análoga a proposta por Dott (1963) e considera a concentração de sedimentos como a principal propriedade controladora da reologia do fluido. Modificada de Dott (1963), Lowe (1982) e Shanmugam (1996; 1999; 2000).

Especulando que os fluxos gravitacionais possuem uma história muito mais complexa do que se imaginava inicialmente, Kuenen (1950), com base em considerações hidrodinâmicas hipotéticas, propôs que depósitos de fluxos de lama poderiam ser originados a partir de escorregamentos (*slumps*) que, progressivamente, perderam a capacidade de transporte. Essa foi, indiretamente, a primeira tentativa de explicar o conceito de transformação de fluxos, explorado subsequenteemente por outros autores (e.g. Dott, 1963; Hampton, 1972; Lowe, 1979; 1982; Shanmugam, 2000) para explicar transformações de escorregamentos e fluxos de detritos em correntes de turbidez. Todos estes autores argumentam que um dado fluxo gravitacional

não responde, necessariamente, por todos os depósitos relacionados ao evento, mas que cada depósito gerado está intrinsecamente associado a um tipo particular de fluxo, formado pelo processo final responsável por sua gênese (Lowe, 1982).

A transformação de um tipo de fluxo (e.g. fluxos plásticos laminares) para outro (e.g. fluxos turbulentos – Lowe, 1982; Fisher, 1983) durante o transporte, o que pode ocorrer mais de uma vez e em diferentes modos durante o fluxo, é, provavelmente, um dos mais importantes fatores para a compreensão e reconhecimento dos processos sedimentológicos envolvidos, fator essencial para a elaboração de modelos geológicos confiáveis.

Durante a desaceleração e transformação dos fluxos, os estágios finais de deposição refletirão dois dos mecanismos de transporte de sedimentos: nos fluidais, tração e/ou suspensão; nos plásticos, congelamento por fricção (*frictional freezing*) e/ou congelamento por coesão (*cohesive freezing*)⁴. Esta variação condicionará, sobretudo, a forma e a geometria do depósito final. Entretanto, não há um critério estabelecido para o reconhecimento, no registro deposicional, dos mecanismos de transporte atuantes durante a transformação dos fluxos (Dott, 1963; Middleton & Hampton, 1973; Lowe, 1982; Postma, 1986; Middleton, 1993; Shanmugam, 1996; 2000). Assim, os termos utilizados para discriminar os processos, em geral, referem-se somente aos mecanismos deposicionais, e não aos mecanismos de transporte.

Um trato de fácies turbidíticas, por exemplo, pode ser definido como a associação lateral de fácies geneticamente associadas a processos de correntes de turbidez, observada dentro de uma camada individual ou um pacote de fácies estritamente equivalentes em tempo (Kneller, 1995). Embora essa associação de fácies se desenvolva tanto na direção ao longo da corrente, quanto transversalmente a ela, o trato de fácies lateral refere-se, primariamente, à mudança de fácies observada na direção paralela ao fluxo. Essa mudança é considerada como produzida por transformações do fluxo, que ocorrem durante o movimento talude abaixo. Somente uma parte dessas transformações ficaria registrada nos sedimentos. Algumas transformações não deixam registro deposicional; outras se exprimem principalmente por feições erosivas, que podem ou não estarem associadas à deposição. Cortes ou escavações (*scours*) precisam, assim, ser incorporados aos critérios que definem estas associações de fácies (Kneller, 1995).

⁴ O termo “congelamento”, da maneira como é utilizado na terminologia de fluxos gravitacionais de massa, refere-se ao término brusco do movimento que as partículas sofrem sob a ação da gravidade. Desta forma, as partículas se depositam quase que instantaneamente, preservando suas principais feições de transporte (camadas deformadas e rompidas, e clastos flutuantes na matriz, por exemplo). O congelamento friccional ocorre pela própria interação das partículas. A força de atrito atuante no contato entre cada partícula existente “freia” o fluxo, cessando o movimento. Já o congelamento coesivo se dá pela própria natureza da matriz presente no fluxo. O aumento da coesão da matriz, possivelmente pela perda d’água durante o movimento, torna-a menos dúctil e, portanto, menos susceptível ao movimento por deformação, aumentando sua resistência e causando o fim do deslocamento do fluxo.

Quatro tipos de transformação são sugeridos por Fisher (1983) para os fluxos gravitacionais (Figura 16):

- 1) transformação de corpo: ocorre quando o fluxo muda entre laminar e turbulento dentro do corpo de um fluxo, sem adição ou perda significativa de fluido intersticial;
- 2) transformação gravitacional: fluxos de partículas, inicialmente turbulentos, que, pela ação da gravidade, tomam-se segregados e desenvolvem um subfluxo laminar basal de alta concentração, com um fluxo turbulento diluído em sua porção superior;
- 3) transformação de superfície: o fluido ambiente se mistura ou se perde nos limites do fluxo pela fricção com o topo do corpo do fluxo, ou abaixo do nariz de um fluxo de alta concentração, resultando em diluição, turbulência e separação dos fluxos laminares e turbulentos;
- 4) transformação por elutriação: ocorre elutriação das partículas devido aos fluidos ascendentes em um fluxo de alta concentração, de modo a reproduzir uma fase diluída e turbulenta acima da base do fluxo. O estado real de fluxo, seja ele turbulento ou laminar, é difícil de ser determinado.

A turbulência, desenvolvida em diversas intensidades, está provavelmente presente na maioria dos fluxos, mesmo nos de maior coesão (Mutti, 1992). Segundo Postma (1982 *apud* Mutti, 1992), a maior parte dos fluxos sem coesão, altamente concentrados, que resultam em camadas de arenito seixoso ou níveis espessos de arenito são, provavelmente, resultado de fluxos laminares durante os estágios finais de transporte, embora o fluxo como um todo possa ter sido turbulento em estágios anteriores. Assim, estas transformações podem se repetir durante um fluxo gravitacional. Um fluxo de detritos, por exemplo, pode se transformar em um fluxo de grãos, pelo aumento da pressão dispersiva das partículas, e,

Figura 16. Quatro tipo de transformações atuantes em fluxos gravitacionais de massa. Modificada de Fisher (1983), após Shanmugam (2000).

posteriormente, voltar a se comportar com um fluxo de detritos, apresentando novamente um comportamento plástico (Phillips & Davies, 1991). Similarmente, Middleton (1970 *apud* Shanmugam, 2000) sugere que um fluxo de grãos (estado laminar) pode se transformar em corrente de turbidez (estado turbulento) e retornar a um fluxo de grãos (laminar) em seus estágios finais de deposição.

Os únicos dois fluxos nos quais, teoricamente, o estado de fluxo estável coincide com o estágio final, no qual ocorre a deposição, são os fluxos de detritos coesos e as correntes de turbidez de baixa densidade.

Correntes de turbidez

Dentre os modelos sedimentológicos mais comumente utilizados, e mais abordados na literatura ultimamente, estão as correntes de turbidez. O conceito inicialmente proposto para as correntes de turbidez é, ao mesmo tempo, simples e elegante (Walker, 1992b). Simples, devido ao fato de que cada turbidito é o resultado de um evento temporalmente curto, e que este depósito dificilmente será retrabalhado por outras correntes. Elegante, pois sugere que muitos dos depósitos de areias gradadas intercaladas em folhelhos existentes em todo o mundo tenham sido originados pelo mesmo processo.

Correntes de turbidez, de modo geral, são correntes densas (fluxos de reologia fluidal), em estado de alta turbulência, que se movem declive abaixo, junto ao assoalho da bacia, sob ação direta da gravidade, que conduz a corrente de acordo com as variações de densidade entre a corrente e as águas (marinhas) circundantes (Shanmugam, 1996). Estão geralmente associadas a depósitos de águas profundas, apesar de que o *processo* pode ocorrer com qualquer espessura de lâmina d'água, sendo assim necessário pouco ou nenhum retrabalhamento destes sedimentos para sua preservação (Walker, 1992b).

A Seqüência de Bouma (Bouma, 1962), formada pelas divisões designadas T_a , T_b , T_c , T_d e T_e (Figura 17), é o principal modelo genético utilizado para a compreensão dos depósitos de turbiditos verdadeiros, i.e., depósitos originados por correntes de turbidez típicas, com reologia newtoniana, na qual os sedimentos são mantidos em suspensão pelo estado de turbulência do fluido.

Mais recentemente, sobretudo após os trabalhos de Middleton & Hampton (1973), Lowe (1982), Shanmugam (1996; 1997; 2000) e Stow & Mayall (1999), passou-se a discutir, com maior ênfase, os aspectos condicionantes do processo e seus diferentes tipos de depósitos resultantes (Figura 17). De forma geral, a discussão centraliza-se na caracterização das correntes de turbidez de baixa e alta densidade, e seus respectivos depósitos.

Dimensão dos grãos	Divisões propostas por Bouma (1962)		Middleton & Hampton (1973)	Lowe (1982)	Shanmugam (1997)
	Argila	Te	Laminado a homogêneo	Pelágico e corrente de turbidez de baixa densidade	Pelágico e hemipelágico	Pelágico e hemipelágico
	Areia-Silte	Td	Porção superior laminada	Corrente de turbidez	Corrente de turbidez de baixa densidade	Retrabalhamento por corrente de fundo
		Tc	Laminação cruzada, ondulada ou convoluta			
	Areia (com grânulos na base)	Tb	Laminação plano-paralela		Corrente de turbidez de alta densidade	Fluxo de detrito arenoso (sandy debris flow) Corrente de turbidez, se gradado
		Ta	Maciço, gradado			

Figura 17. Sequência ideal de Bouma e suas divisões (T_a , T_b , T_c , T_d e T_e), comumente interpretada como sendo produzida por correntes de turbidez (Bouma, 1962; Middleton & Hampton, 1973). Lowe (1982) considera que a divisão T_a é um produto de corrente de turbidez de alta densidade e a T_b , T_c e T_d são depósitos de corrente de turbidez de baixa densidade. Já Shanmugam (1997) associa a divisão T_a é considerada como originada por correntes de turbidez apenas quando gradadas. Modificada de Pickering *et al.*, 1989 e Shanmugam, 1997.

As correntes de turbidez de baixa densidade correspondem às divisões T_{bode} da sequência de Bouma (1962); a divisão T_a é considerada como resultante de correntes de alta densidade (Lowe, 1982), que pode sofrer retrabalhamento por correntes de fundo (Shanmugam, 1997). Nas correntes de turbidez de alta densidade, predominam os processos de tração (com estratificações horizontais e oblíquas, ou cruzadas), enquanto que nas de baixa densidade predominam decantação e suspensão (Lowe, 1982).

Walker (1992b) afirma que a sequência de Bouma (1962) representa um modelo de grande generalidade para os "turbiditos clássicos", já que é "destilada de um grande número de exemplos – literalmente, milhares de camadas individuais" (p. 241). Infelizmente, o principal problema desta afirmação é que, mesmo no caso de "turbiditos clássicos", dos quais o modelo de Bouma foi extraído, a maior parte das divisões basais, de granulação grossa (a divisão "a" do modelo) não são desestruturadas, como predito pelo modelo. O problema foi claramente percebido por Walker (1965), onde várias ocorrências representativas da divisão "a" foram consideradas e cada uma registrava um tipo ou aspecto diferente de corrente de turbidez.

As demais divisões da sequência de Bouma ("b" até "d"), no contexto das correntes de alta densidade, seriam originadas a partir dos fluxos residuais de baixa densidade. A divisão T_e ,

segundo Lowe (1982), equivaleria, ainda, ao produto tardio da sedimentação por suspensão de uma corrente de turbidez nessas condições. Desta forma, o registro preservado estaria associado mais diretamente aos estágios iniciais de deposição do que aos finais de uma corrente de turbidez de alta densidade.

Já Shanmugam (1996; 2000) argumenta que as correntes de turbidez de alta densidade não teriam o comportamento reológico esperado para se caracterizar correntes de turbidez. Explica o autor que uma corrente com estas características se comportaria muito mais plasticamente, com menor influência da turbulência e maior importância da coesão da matriz no transporte dos grãos. Propõe ainda que o processo formador de areias maciças contendo clastos suspensos, atualmente associados a "corrente de turbidez de alta densidade", seja o de fluxos arenosos de detritos (*sandy debris flows*). Este processo, geralmente associado a fluxos de reologia plástica, possui um comportamento temporal e espacialmente variável, podendo passar de fluxos coesivos a não-coesivos. Os mecanismos de suporte dos sedimentos nos fluxos arenosos de detritos incluem pressão dispersiva, coesão da matriz e fluxos ascendentes. Podem apresentar, da mesma forma, caudas tardias de material em suspensão, cujo registro seria algo semelhante ao observado nos depósitos clássicos de turbiditos.

Conseqüentemente, se admitirmos essas considerações, torna-se claro que o modelo proposto por Bouma deve ser utilizado com critério, de modo que a caracterização dos atributos que definem sua porção basal seja estabelecida corretamente, evitando-se erros de interpretação. Para propósitos descritivos gerais, esta divisão pode ser amplamente definida como "divisão basal, de granulação grossa", o que permitiria a descrição da maior parte das camadas turbidíticas em termos da seqüência de Bouma, isto é, uma unidade com granulação grossa "a" – que pode ser tanto internamente estratificada ou sem estratificação, e apresentar ou não gradação – que é capeada por unidades com grãos mais finos, laminadas pela corrente ("b" até "d") e uma unidade de argilito maciço ("e"). Entretanto, tal definição não pode ser usada com finalidades genéticas (Pickering *et al.*, 1989; Shanmugam, 1997). Como afirmado por Pickering *et al.* (1989), "a seqüência de Bouma é um bom modelo para turbiditos de granulação média que resultam da desaceleração de *correntes de turbidez de baixa concentração* (itálico meu), mas é imprópria tanto para camadas de granulometria grossa, depositadas por fluxos de alta concentração como o que ocorre em geral com os turbiditos de grã fina, que consistem inteiramente das divisões "d" e "e". (p. 26).

Fluxos fluidificados e fluxos liquefeitos

Fluxos liquefeitos e fluidificados podem ser iniciados a partir de escorregamentos (*slumpings*) e fluidização destes sedimentos, ou por fluidificação espontânea do material, em baixos gradientes (3° a 4°), (Lowe, 1976; 1982).

Durante o conseqüente evento deposicional, a energia atuante no processo de fluxos fluidificados e liquefeitos pode variar, sendo predominantemente laminar (menor energia), ou acelerando e tornando-se inicialmente turbulento, podendo até se assemelhar a correntes de turbidez. Esta variação energética pode originar depósitos diferentes em cada estágio do fluxo (Chamberlain, 1964; Lowe, 1976, 1982).

Os depósitos típicos deste processo apresentam arcabouço suportado por grãos, geralmente contendo areia fina e silte grosso, e apresentam-se maciços ou com estruturas de escape de água. Também podem ser levemente gradados (gradação normal), e tendem a apresentar bases planas e ausência de estruturas erosivas (Lowe, 1982; Pires, 2001).

Fluxos de grãos

Os fluxos de grãos são caracterizados por manter as partículas suspensas por colisões grão-a-grão. Sua deposição se dá por imobilização (congelamento coesivo), para areias subaquosas, em declives médios de 18° a 28° (Middleton & Hampton, 1973; 1976; Lowe, 1982). São representados por depósitos de arenitos suportados por grãos, apresentam gradação inversa e são inclinadas segundo o ângulo de repouso (Pires, 2001). Estes depósitos são comuns em regiões de *foresets* de dunas subaéreas e subaquosas.

Fluxos de detritos de baixa coesão também podem gerar depósitos semelhantes aos de fluxos de grãos. Depósitos desta natureza foram descritos em rochas da sequência mesozóica do Great Valley, na Califórnia (Mansfield, 1972; Lowe, 1976) e em outras áreas (Walker, 1975, 1977). São unidades individuais, de no máximo 0,5 m de espessura, consistindo de seixos e calhaus suportados por matriz argilo-arenosa. Apresentam forte tendência à gradação inversa quanto maior a dimensão dos clastos presentes.

Fluxo de detritos

Os depósitos de fluxos de detritos, ou fluxos de lama (*true debris flows*, Middleton & Hampton, 1973; 1976; Lowe, 1979; 1982), são diferenciados dos fluxos de grãos pela existência, nos primeiros, de matriz silto-argilosa sustentando seixos, calhaus ou mesmo matacões. Este tipo de fluxo é um dos mais competentes agentes de transporte, tanto em meios subaéreos quanto subaquosos (Lowe, 1982).

Neste processo, os clastos maiores são postos em suspensão por fluidos ascendentes de grande energia, e pela coesão da matriz. A deposição ocorre por congelamento coesivo, mantendo as principais características deste material. Clastos maiores não precisam, necessariamente, ser postos em suspensão, mas podem ser transportados junto ao fundo por rolamento ou simplesmente deslizando sobre o substrato (Lowe, 1982). A matriz argilosa, saturada em água, gera fluidos ascendentes com energia suficiente para reduzir o peso efetivo dos clastos, lubrificando os grãos e gerando superfícies apropriadas ao deslizamento do material (Rodine & Johnson, 1976).

Enos (1977) propõe que muitos dos fluxos coesivos de detritos podem evoluir para fluxos turbulentos em algum estágio de sua evolução, sendo os clastos suportados pela coesão da matriz ainda restante, ou por fluxos ascendentes. Durante a desaceleração, cessaria a turbulência e a deposição da fração grossa seria praticamente instantânea. A fase final da deposição envolve a imobilização, ou congelamento coesivo do fluxo laminar restante (Lowe, 1982). Assim, a partir das variações que os fluxos de detritos podem sofrer durante sua evolução, é possível distinguir três depósitos distintos para este processo (Lowe, 1982; Pires, 2001), exemplificados na Figura 18:

1. Maciço, desestruturado e suportado por matriz argilosa;
2. Maciço, desestruturado e suportado por clastos;
3. Depósitos estratificados.

Figura 18. Depósitos de fluxos coesivos: A) maciço, desestruturado, suportado por matriz lamítica com seixos e depositados por fluxos coesivos, onde os clastos foram suspensos e suportados pela matriz; B) maciço, desestruturado, suportado por clastos (conglomerados com lama) e depositados por um fluxo onde os clastos foram lubrificados, mas não totalmente suportados ou suspensos pela matriz; C) depósito estratificado formado pela sedimentação de arenito grosso e seixo da parte basal de um fluxo coesivo turbulento, seguido por congelamento coesivo na parte superior. Exemplos da Formação Mount Rogers (pré-Cambriano Superior), Virginia, EUA. Modificada de Lowe, 1982.

4. Geologia da região de Itu/Indaiatuba, SP

4.1. Compartimentação tectônica

Uma bacia intracratônica, como a classificação aceita para a Bacia do Paraná, representa o sítio de acumulação de sedimentos no interior de um cráton ou plataforma, que pode ser considerada como uma unidade geotectônica relativamente estável, geralmente de grandes dimensões, da superfície da Terra (Fúlfaro *et al.*, 1982). Nestas unidades, os elementos tectônicos mais importantes para a evolução de uma bacia sedimentar, como um todo, são as linhas de fraqueza pré-existentes no embasamento, que controlam e determinam a dinâmica dos falhamentos subseqüentes, por reativação (Frost *et al.*, 1981), durante ou posteriormente à deposição sedimentar.

A Bacia do Paraná é uma vasta bacia intracratônica, instalada completamente sobre crosta continental (Zálan *et al.*, 1991), correspondente a uma das áreas mais jovens da Plataforma Sul-Americana. Pelo menos até o Cambro-Ordoviciano, o embasamento da bacia ainda estava em formação, ou cratonização, com movimentação essencialmente vertical e, portanto, impedido de receber sedimentação de caráter cratônico (Fúlfaro *et al.*, 1982). O primeiro evento sedimentar de caráter amplo inicia-se no Ordoviciano Superior, prosseguindo até o Siluriano Inferior, correspondendo, litoestratigraficamente, ao Grupo Rio Ivaí (Zálan *et al.*, 1991; Milani, 1997), sobre o qual depositaram-se as unidades de idade devoniana, correspondendo às formações Furnas e Ponta Grossa (Milani, 1997). A direção da calha deposicional da seqüência devoniana é governada por uma direção NW-SE, localmente E-W, transversal à direção estrutural do seu embasamento cristalino (Fúlfaro *et al.*, 1982).

Com a aglutinação final das placas tectônicas, no Carbonífero, e formação do continente Gondwana, delineou-se o arcabouço tectônico da Bacia do Paraná com os limites estruturais atuais, estabelecendo-se o eixo deposicional entre os alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva (Vieira, 1973) e do Rio Tietê (Saad, 1977; Fúlfaro *et al.*, 1982; Trosdorf Jr., 2002 – Figura 19).

Contudo, anteriormente, já no pré-Devoniano, a área da bacia apresentava-se intensamente arrasada pela erosão, como se depreende da observação da superfície basal da Formação Furnas em suas exposições em superfície, no geral plana e desprovida de grandes depósitos conglomeráticos associados. Entre o término da sedimentação devoniana e o início da deposição do Subgrupo Itararé, o processo erosivo marginal foi retomado, provocando arrasamento complementar do embasamento pré-cambriano e devoniano circundante, sobre os quais se assentaram as geleiras que atingiram a Bacia do Paraná (Santos, 1987; 1996).

Figura 19. Principais elementos tectônicos da margem nordeste da Bacia do Paraná, detectados por levantamentos aeromagnéticos e geológicos. Compilada de Saad (1977), Ferreira (1982) e Trosdorf Jr. (2002).

Desta forma, ao se deslocarem para o interior da bacia, as geleiras se movimentaram sobre rochas cristalinas e metassedimentares pré-cambrianas, sobre rochas do embasamento paleozóico, e também sobre seus próprios depósitos (Santos *et al.*, 1996; Tomio, 2004). Os múltiplos avanços dos lobos glaciais ficaram registrados na forma de delgados tilitos depositados subglacialmente, identificados em diferentes níveis estratigráficos ao longo da seção do Subgrupo Itararé (Gravenor & Rocha-Campos, 1983; Canuto, 1985; Santos *et al.*, 1996; Tomio, 2004). Em cada fase de recuo, as geleiras deixaram "tapetes" de sedimentos glaciogênicos, muitos deles retrabalhados por água de degelo e/ou processos gravitacionais de massa, tanto no continente como em contato com corpos de água, possivelmente marinhas (Frakes & Crowell, 1972; Gravenor & Rocha-Campos, 1983; Santos, 1987; 1996; Santos *et al.*, 1996).

Ao longo da faixa leste de afloramentos da Bacia do Paraná, as camadas glaciogênicas são separadas localmente uma das outras por espessos estratos flúvio-deltáicos e/ou marinhos, que exibem pouca ou nenhuma influência glacial (fases interglaciais). Estudos faciológicos recentes mostram que a maior parte da sucessão do Subgrupo Itararé acabou por ser preservada em ambiente marinho da Bacia do Paraná (Gravenor & Rocha-Campos, 1983; Eyles *et al.*, 1993; Santos *et al.*, 1996). Somente na parte norte da bacia é que os registros de fácies glaciais terrestres parecem ser mais amplamente distribuídos (Rocha-Campos & Santos, 1981; Gravenor & Rocha-Campos, 1983; Santos, 1987; Santos *et al.*, 1996).

Esta sedimentação desenvolveu-se durante uma fase amplamente transgressiva, em função do degelo e conseqüente subida do nível relativo do mar. A tendência transgressiva, no entanto, foi localmente compensada pela progradação das cunhas arenosas da Formação Rio Bonito (Milani, 1997), possivelmente associada à compensação glácio-isostática (Canuto *et al.*, 2001), resultante da retirada definitiva da cobertura glacial. Arenitos associados a leitos de carvão, siltitos e folhelhos localmente carbonosos, formam um contexto clássico de sedimentação deltáica (Milani, 1997; Santos, 1996; Canuto *et al.*, 2001).

Os limites dos blocos estruturalmente altos e baixos então instalados refletem-se na cobertura sedimentar posterior, através de grandes alinhamentos (Figuras 19 e 20). Durante a deposição do Subgrupo Itararé, intensa subsidência atingiu a bacia, sendo fortemente influenciada por movimentos diferenciais ao longo das falhas SE-NW (Santos, 1987; Zalán *et al.*, 1990; 1991; Santos, 1996). As mudanças nos padrões de áreas estruturalmente altas e baixas ao longo do tempo controlaram as localizações dos depocentros e dos altos estruturais (Santos *et al.*, 1992). Estes eventos eram interrompidos por períodos de calma tectônica, reconhecidos nas porções médias e superiores da unidade (Saad, 1977). Todos estes elementos acabaram por influenciar, também, o fluxo do gelo para o interior da bacia, a

distribuição das principais litofácies glaciênicas e a extensão das transgressões marinhas na Bacia do Paraná.

Figura 20. Imagem de satélite mostrando os principais lineamentos tectônicos presentes na área de estudos. Linha tracejada amarela: limite entre a bacia sedimentar e o embasamento cristalino; linhas vermelhas: possíveis alinhamentos tectônicos (tracejados quando inferidos para o interior da bacia).

4.2. Mapeamento geológico

4.2.1. EMBASAMENTO

O Subgrupo Itararé, na região de Itu/Indaiatuba, assenta-se exclusivamente sobre rochas cristalinas do embasamento, agrupadas em dois domínios (norte e sul) limitados entre si

pela Falha de Jundiuvira (Hasui *et al.*, 1981; Santoro, 1984 – Figura 20). O domínio norte é composto por rochas metamórficas de alto grau, pertencentes ao Complexo Amparo (Proterozóico Inferior – Schobbenhaus Filho, 1981), incluindo gnaisses ricos em biotita, hornblenda e granada, associados à migmatitos e intercalações freqüentes de quartzitos, xistos e anfibolitos (Hasui *et al.*, 1981). No domínio sul, predominam xistos, filitos e quartzitos de grau baixo a médio, relacionados ao Grupo São Roque (Proterozóico Superior – Hasui *et al.*, 1969; 1981; 1984; Santoro, 1984; CPRM, 2001).

Intrudindo ambos os domínios metamórficos, ocorrem corpos graníticos, aflorando, sobretudo, na porção central da área de estudos (entre o município de Itu e norte do município de Salto). São corpos graníticos isotrópicos, de granulação fina a grossa, e coloração, no geral, avermelhada, tendo como componentes básicos microclínio, oligoclásio, quartzo e pouca biotita (Hasui *et al.*, 1981). Estas intrusões são consideradas tardi ou pós-Brasilianas (Santoro, 1984) e fazem parte da Fácies Itu de Hasui *et al.* (1981).

Na área de estudos, as rochas cristalinas representativas do domínio norte são, essencialmente, os granitos avermelhados da Fácies Itu, com raros níveis quartzíticos aflorantes. Quando exumados, comumente estes granitos apresentam estrias e sulcos, e são recobertos por diamictitos compactos pouco espessos, típicos de alojamento (Figura 4). Os granitos também podem aflorar na forma de domos, no interior da bacia, apresentando, por vezes, geometria arredondada, possivelmente correspondente a formas de terrenos moldadas pelo deslocamento do gelo, e sendo cobertos por arenitos imaturos, conglomeráticos (Figura 21, A a C), e/ou folhelhos.

No domínio sul, o embasamento cristalino exposto na porção leste/sudeste da área de estudo é representado principalmente por filitos, com grau variado de preservação, xistosidade bem definida, localmente dobrados e compostos essencialmente por sericita, quartzo e muscovita, observados apenas a olho descoberto ou com o auxílio de lupa de mão. A orientação estrutural média de seu acamamento é N10E/50SE. Estas rochas apresentam-se pouco deformadas tectonicamente, apesar de dobramentos regionais e locais serem comuns em outros pontos desta unidade (Hasui *et al.*, 1984). Estes filitos apresentam topografia irregular, formando pequenos morrotes na porção centro-sudeste da área de estudo, aflorando, por vezes, no interior da área sedimentar. Níveis quartzíticos são comuns, e localmente estão deformados. Veios de quartzo comumente associam-se a estas rochas, tanto acompanhando como truncando o acamamento.

Estas rochas encontram-se melhor preservadas na porção leste da área, onde são recobertas, em contato direto, por diamictitos. Apresentam, nestes pontos, superfícies polidas e

estriadas por abrasão glacial e caneluras de abrasão (Figura 5). As estrias preservadas possuem orientação geral N60W, localmente variando para N10E (Salvetti, 2001).

Para efeito de confecção do mapa geológico neste trabalho (Anexo I), optou-se por não diferenciar as unidades cristalinas presentes na área de estudos, dando ênfase, sobretudo, às unidades sedimentares existentes, escopo deste trabalho.

4.2.2. FÁCIES DO SUBGRUPO ITARARÉ NA REGIÃO DE ITU/INDAIATUBA

Nos trabalhos de reconhecimento e mapeamento das litofácies presentes na região entre Itu e Indaiatuba, foram identificadas oito unidades faciológicas, sumarizadas e descritas a seguir. A posição estratigráfica dessas unidades, uma em relação à outra, e no tocante ao Subgrupo Itararé como um todo, será discutida posteriormente. No entanto, a ordem de descrição das unidades é aqui feita, grosso modo, da porção mais basal para o topo da sucessão.

Fácies diamictito compacto

Esta fácies ocorre preenchendo irregularidades e depressões do embasamento cristalino, com espessura variável que raramente excede 1m. É constituída de diamictito compacto, de aspecto maciço, com grânulos dispersos caoticamente na matriz argilosa e apresentando tênue fissilidade horizontal. Os clastos presentes são, no geral, arredondados e facetados, ocasionalmente apresentando estrias, e se concentram, comumente, no contato com o embasamento (Figura 5), apesar de ocorrerem também dispersos homoganeamente na matriz. Sua composição varia desde rochas metamórficas (filitos, gnaisses, quartzitos e metassedimentos) a rochas plutônicas (granitos) do embasamento próximo. Estes clastos podem variar em dimensão, desde 2 a 4 centímetros, atingindo até grandes dimensões (15-30 cm), como verificado na rocha *moutonnée* de Salto (Figura 4).

Esta fácies possui pequena expressão geográfica, sendo freqüentemente recoberta, em contato abrupto, pela fácies folhelho homogêneo. Pode, ainda que localmente, estar recoberta, em contato abrupto e, por vezes, erosivo, pela fácies arenito médio, que se apresenta acanalada e estratificada.

Fácies arenito grosso, imaturo

Composta por arenito de granulometria média a grossa, até muito grossa, com matriz essencialmente arenosa grossa a muito grossa, com pouca ou nenhuma argila, que jaz sobre o embasamento cristalino, nos pontos em que este aflora e não é recoberto por diamictito maciço e compacto (Figura 21-C), sendo possivelmente uma variação lateral deste. Contém clastos

arredondados a sub-arredondados de quartzo leitoso, de diâmetro não superior a 5 cm, e grãos de feldspato alterados para caulinita. Não foram observadas estruturas sedimentares nessa unidade. Os blocos de arenito aflorantes apresentam-se intensamente cimentados, e ocorrem na forma de grandes lentes, com espessura raramente ultrapassando 0,5m.

Figura 21. **A.** Domo granítico aparentemente moldado pela ação glacial. A seta indica o sentido aparente de deslocamento do gelo (E para W). **B.** Detalhe dos blocos. Não há estrias ou sulcos na superfície do granito. **C.** Arenito conglomerático imaturo, cimentado, e aparentemente desestruturado, recobrendo a porção rebaixada a oeste dos blocos.

Fácies conglomerado desestruturado

De ocorrência restrita a apenas um afloramento em toda a área de estudo (trevo de interligação entre a Rodovia do Açúcar e SP-075, em Salto), esta fácies é caracterizada por conglomerado maciço (Figura 22), acanalado, intercalado, em contato gradacional na base e abrupto no topo, com níveis de arenitos médios a grossos, de espessura nunca superior a um metro. Apenas localmente são visíveis delgadas laminações deformadas. Toda a sucessão encontra-se intensamente cimentada.

Figura 22. **A.** Camada conglomerática recobrindo arenitos erodidos e deformados. **B.** Detalhe da camada arenosa, apresentando estratificações planares e acanaladas, acompanhando a topografia irregular do topo da camada conglomerática. **C.** Nível arenoso deformado, entre camadas conglomeráticas. Todas as fotos são em cortes diferentes do mesmo afloramento. A e B: Fotos de José Roberto Canuto.

Diferente da fácies diamictito compacto, em que a matriz predomina visivelmente sobre a quantidade de clastos, estes conglomerados possuem uma proporção muito menor de matriz

sustentando os clastos, sendo que alguns deles chegam a se tocar pontualmente. Os clastos são compostos por rochas do embasamento (quartzitos, granitos e gnaisses, essencialmente), possuem baixo a médio grau de arredondamento e são pouco polidos ou facetados. Esta unidade, que atinge aproximadamente 2 metros de espessura, jaz sobre arenitos finos contendo fragmentos de folhelhos, em contato inferior discordante e cuja base não foi observada, e é recoberto por uma sucessão de arenitos finos e diamictitos acanalados.

Fácies folhelho homogêneo

Esta unidade é caracterizada predominantemente por argila, com pouco ou nenhum silte. Os folhelhos são, em geral, homogêneos, de coloração acinzentada quando frescos (Figura 23), apresentando localmente concentrações planares de grãos milimétricos, que se ressaltam na matriz (Figuras 23 e 24-B). Podem apresentar leve laminação ou ritmicidade (Figura 24). Possui ampla área de ocorrência e, em planta, ocupa praticamente 60% da porção sul da área de estudos, sendo de ocorrência mais limitada a norte (Mapa Geológico, Anexo I).

Figura 23. Folhelho homogêneo típico. Notar os delgados níveis arenosos (em destaque, ampliados nas fotos maiores). Em I, fratura preenchida por calcita, que cimenta também a camada de arenito (acima do martelo). Em II, nível planar de grânulos ressaltados pela cimentação de calcita. A localização do afloramento está indicada no mapa.

Figura 24. A. Folhelho homogêneo apresentando níveis rítmicos (pares argila-areia fina), com freqüentes concreções calcáreas. **B.** Níveis arenosos, milimétricos, de continuidade lateral restrita, contendo grânulos e pequenos clastos, possivelmente associados a despejo de *icebergs*. Localização do afloramento indicada no mapa.

Clastos estão presentes, porém com freqüência relativamente baixa, e ocorrem deformando as laminações presentes (Figura 25-A). Estes clastos, em geral, ocorrem com mais freqüência nas porções basais e nas porções mais proximais (em relação ao embasamento cristalino) desta unidade, sendo progressivamente menos comuns tanto para o topo da unidade quanto nas porções mais distais (Salvetti, 2001). São constituídos principalmente por rochas graníticas ou metamórficas (xistos, gnaisses e quartzitos), provenientes do embasamento. Em geral apresentam alto grau de alteração, são sub-arredondados, por vezes facetados e deformam as camadas sobre as quais foram depositados. No geral, possuem poucos centímetros ao longo do eixo maior, podendo, porém, raramente, atingir mais de 2 metros de diâmetro (Figura 25-B). Nos níveis estratigraficamente superiores dos folhelhos os clastos são raros.

Intercalações de delgados níveis de siltitos, arenitos finos e até mesmo diamictitos de matriz argilosa ou areno-argilosa são comuns e atribuem ao folhelho aspecto finamente estratificado. Esta associação litológica, porém, ocorre com maior freqüência e espessura nos níveis superiores da unidade, caracterizando a fácies folhelho com intercalações silto-arenosas, descrita adiante. Estruturas de sobrecarga são comuns nesses níveis. Localmente, os folhelhos apresentam fina laminação plano-paralela evidenciada pela intercalação de delgadas camadas de areia fina a muito fina, ou silte, por vezes contendo marcas onduladas (Figura 25-C e D). Fraturas são comuns nessa unidade e freqüentemente são preenchidas por calcita, a qual

também ocorre como cimento em alguns dos níveis silto-arenosos intercalados nos folhelhos (Figura 23).

Figura 25. **A.** Clasto de quartzito, deformando a laminação superior e inferior do folhelho (ponto azul no mapa de localização); **B.** Matacão (caído?) de granito em extração de argila (ponto vermelho no mapa); **C.** Marcas onduladas ocorrendo sobre folhelhos com delgados níveis de areia fina (ponto amarelo no mapa). Em **D**, detalhe dos níveis arenosos, onde se observa laminação cruzada.

O contato desta fácies com a inferior (arenito grosso e imaturo, diamictito compacto, ou mesmo o embasamento cristalino) é brusco, enquanto que seu contato superior, com a fácies folhelho com intercalações silto-arenosas, é transicional e mal marcado. Esta transição se dá pelo aumento progressivo da espessura dos níveis arenosos e sua persistência.

Fácies folhelho com intercalações silto-arenosas

Esta fácies é muito semelhante a fácies folhelhos homogêneos, mas as intercalações de siltitos, arenitos finos e diamictitos de matriz argilosa ou areno-argilosa são mais comuns, ocorrendo com frequência e espessura relativamente maiores nos níveis superiores desta unidade faciológica (Figura 26-A a C). O contato entre o folhelho e suas intercalações, quaisquer sejam elas, é geralmente brusco. A areia intercalada apresenta geralmente grande proporção de argila em sua matriz.

Figura 26. Fácies folhelho com intercalações silto-arenosas. **A, B e C.** Seção típica desta fácies (localização do afloramento indicada no mapa). Notar as delgadas camadas deformadas de arenito entre as grandes camadas horizontais. **D.** Dique clástico de arenito, provavelmente associado a vibração causada pela passagem de fluxos gravitacionais de massa. **E.** Detalhe da base das camadas de arenito, que contém fragmentos de folhelho englobados durante o fluxo de massa.

Localmente estes níveis apresentam estruturas sedimentares (em geral estratificação plano-paralela), sendo, no entanto, geralmente maciços. Por vezes, algumas camadas de areia encontram-se deformadas, dobradas e/ou rompidas (Figura 26-A e B). Clastos são ausentes nesta unidade. Estruturas de sobrecarga e diques clásticos, truncando verticalmente as

camadas de folhelho, podem ocorrer nos contatos entre as camadas de areia e os níveis de folhelho (Figura 26-D).

Os folhelhos, nesta unidade, também se encontram intensamente fraturados e, por vezes, tais fraturas estão preenchidas por calcita, que também aparece sob a forma de cimento, tornando estes folhelhos e suas intercalações menos suscetíveis à erosão.

Estruturas de ressedimentação são raras nos folhelhos, e, quando presentes, caracterizam-se por corpos acanalados de arenito, de dimensões variadas, contendo clastos de siltito e argilito, e apresentando leve estratificação plano-paralela. Os raros clastos de rochas de do embasamento presentes, que não ultrapassam 2 cm de diâmetro, encontram-se alinhados na base dos canais e possuem leve imbricação (no geral, rumo oeste). Estruturas de ressedimentação também são visíveis em alguns dos níveis arenosos, que apresentam fragmentos de folhelhos em sua base ou flutuando em sua matriz (Figura 26-E).

Esta fácies tem aproximadamente 10 metros de espessura. Seu contato superior com a fácies arenito médio a fino se dá por sucessivas intercalações dos níveis arenosos com os folhelho, que aumentam progressivamente de espessura, até o completo predomínio da fração arenosa.

A distribuição em área desta fácies acompanha o contato entre as fácies folhelho homogêneo (inferior) e arenito médio (superior – vide Mapa Geológico e Seções correspondentes, Anexo I). Sua delimitação, no entanto, é prejudicada por ser esta unidade faciológica a transição entre uma fácies e outra.

Fácies folhelho rítmico

Caracteriza-se por apresentar pares rítmicos de argila-silte, ou de argila-areia fina, dispostos em estratos horizontais de grande persistência lateral. Ocorrem predominantemente na porção centro-sudeste da área de estudos, e sua melhor exposição ocorre no clássico Parque do Varvito (Figura 27-A). Em subsuperfície, abrange uma área de pelo menos 72 km², do Parque do Varvito em direção ao interior da bacia (Petri, 1985; 1986), e assenta-se sobre arenitos finos a conglomeráticos (Petri, 1986).

Estes sedimentos apresentam fina estratificação, e os pares comumente não ultrapassam dois centímetros de espessura, embora, por vezes, o nível silto-arenoso possa atingir alguns decímetros de espessura. Intercalações arenosas gradadas (de areia fina a muito fina), às vezes com estruturas tracionais (em geral estratificação cruzada tabular, cruzada acanalada tangencial na base e no topo, e marcas onduladas – Figura 27-B), localmente intercalam-se nesses sedimentos rítmicos, em alguns pontos prevalecendo sobre os níveis mais argilosos. A espessura dos pares, em geral, tende a diminuir em direção ao topo desta unidade,

acompanhada da diminuição da granulometria da porção areno-siltosa dos pares, de areia média passando a silte (Rocha-Campos *et al.*, 1988; Setti, 1998). Clastos são raros e, quando presentes, ocorrem deformando as estratificações superiores e inferiores do ritmito ao seu redor (Figura 27-C).

Figura 27. A. Exposição dos ritmitos no clássico Parque do Varvito, em Itu (ponto azul do mapa). Notar a grande horizontalidade e continuidade lateral das camadas. B. Estratificação plano-paralela (base da foto) e cruzada lenticular (acima da escala), com preservação da forma de leito. C. Clasto de quartzito (aprox. 10 cm de diâmetro), moldando a estratificação superior e inferior dos ritmitos. D. Ritmitos dobrados, limitados no topo e na base por camadas horizontais, aparentemente não-deformadas (ponto vermelho do mapa).

Localmente, a estratificação está deformada formando dobras intra-estratais (Figura 27-D). São dobras apertadas, com orientação média do eixo da dobra para N30W e ocorrem entre níveis de ritmitos não deformados, com estratificação plano-paralela preservada.

Estratigraficamente, esta fácies parece estar intimamente associada à fácies de folhelhos homogêneos, não rítmicos, sendo apenas uma diferenciação lateral localizada destes,

ocorrendo preferencialmente na sua porção superior. Sua continuidade lateral ao longo da margem da bacia é aparentemente restrita, apesar de poder atingir dezenas de metros de espessura. No entanto, forma um grande corpo alongado, de direção aproximada NW-SE, que se estende em subsuperfície por cerca de 70 km² (Petri, 1985; 1986) mantendo as mesmas características sedimentológicas e recobrindo arenitos grossos e médios (não aflorante) e o embasamento cristalino.

Fácies arenitos médios, maciços

Representam a fácies mais comum da porção norte da área de estudo (Mapa Geológico, Anexo I), sendo, em geral, constituída por arenitos médios a finos, raramente atingindo a fração areia grossa. Apresentam-se geralmente maciços, mas podem também exibir estratificações plano-paralelas, cruzadas tabulares e cruzadas acanaladas.

Arenitos finos a médios formam espessos pacotes, em alguns pontos com mais de 20 metros de espessura, sobretudo ao sul do município de Itu, e na região de Indaiatuba (Seção I – Anexo II). Podem conter intercalações de folhelhos, siltitos ou diamictitos, cujos contatos com os arenitos são geralmente bruscos (Figura 28). Estas intercalações podem ter até 1 metro de espessura, e serem deformadas por sobrecarga.

Figura 28. A. Sucessão de pacotes arenosos intercalados com camadas de folhelhos, depositados sobre superfície irregular. O contato entre o arenito e o folhelho é relativamente brusco. B. As camadas arenosas são constituídas por grandes estratos tabulares. Na base de cada camada, podem ocorrer fragmentos de folhelho. Não há indicadores evidentes de direção de fluxo nos arenitos (turboglifos). Fotos de José Roberto Canuto.

Análises granulométricas mostram que há uma grande concentração de argila na matriz dos sedimentos arenosos, principalmente nas proximidades dos contatos com os níveis argilosos e forte tendência geral de gradação normal para o topo dos pacotes sedimentares (granodecrescência ascendente – Figura 29).

As estruturas sedimentares primárias mais comuns preservadas nestes arenitos são estratificações cruzadas acanaladas, principalmente nos níveis estratigraficamente superiores. Intervalos de canais entrecortados em contato erosivo sobre camadas já depositadas, preenchidos por areia granulometricamente um pouco mais grossa são comuns, principalmente no topo desta unidade (Figura 30).

Figura 29. Resultado da análise granulométrica de seção em afloramento da fácies arenito médio a fino (ponto indicado no mapa), que mostra forte tendência de granodecrescência ascendente. Esta tendência é observada em muitos dos afloramentos estudados. Os pontos vermelhos representam o local de coleta de amostra. Modificada de Salvetti, 2001.

Clastos e concreções também podem ocorrer, mais raramente, nos arenitos (Figuras 30 e 31). Os clastos variam em dimensão de poucos milímetros a mais de meio metro de diâmetro, ocorrem isoladamente, deformando a estratificação presente, e possuem as mesmas características litológicas e morfométricas dos demais clastos descritos: sub-arredondados, por vezes facetados, e de litologias variadas (em geral, granitos, quartzitos e filitos). Ocorrem ainda clastos de menor dimensão, geralmente de folhelho ou argilito/siltito, que aparecem “flutuando” na matriz argilo-arenosa desta unidade, porém sem deformar sua estrutura. São geralmente tabulares, com dimensões raramente excedendo 5 cm em seu eixo maior (Figura 32).

Figura 30. A. Arenito entrecortado por canais, com aproximadamente 15 metros de espessura total, recobrindo a unidade faciológica folhelho com intercalações silto-arenosas (localização do afloramento indicada no mapa). As estruturas sedimentares presentes variam de plano-paralelas com leve inclinação, truncando (B) ou sendo truncada por canais com estratificação cruzada evidente (C). Notar a ocorrência freqüente de pequenos clastos e concreções (setas verdes) no contato entre os diversos canais. D. Estratificação cruzada acanalada, passando a plano-horizontal para o topo da unidade. Esta foto registra outro ponto do mesmo afloramento, numa porção estratigraficamente superior as demais.

Figura 31. Clastos (caídos?) de quartzito (A) e de granito (B) ocorrendo deformando a fina laminação presente no arenito.

Figura 32. Arenito fino, maciço, aflorante em corte de estrada de ferro do bairro de Itaipu (norte de Indaiatuba – vide mapa de localização). Notar as grandes concreções cimentadas por sílica ao longo do afloramento. No detalhe, clasto de folhelho suspenso na matriz (seta). A aparente estratificação plano-paralela é o resultado da variação de cor, por alteração, do arenito, sem refletir estruturas deposicionais evidentes.

Fácies diamictitos de matriz areno-argilosa (organizados e desorganizados)

Ocorrem associados na forma de lentes a todas as fácies descritas anteriormente. Em geral, apresentam matriz areno-argilosa, cujo teor de areia varia de acordo com a litologia com a qual está associado, sendo mais argilosa quando embutido nos folhelhos.

Os clastos, em geral, ocorrem dispersos na matriz, caracterizando uma textura de paraconglomerado. Apresentam alto grau de arredondamento e dimensões variadas (de poucos milímetros a mais de 20 centímetros de diâmetro). São geralmente polimíticos, e incluem clastos de granito, quartzito e gnaisses, além de fragmentos de siltitos, arenitos e folhelhos internos da bacia.

Apesar de geralmente maciços, os diamictitos podem exibir, localmente, uma tênue estratificação (diamictitos organizados – Figura 33), que é ressaltada por níveis arenosos, que localmente podem estar deformados. Quando desorganizados (sem estruturas evidentes) apresentam-se deformados (englobando e dobrando níveis arenosos ou de folhelhos depositados preteritamente) e amoldados segundo a topografia sobre a qual se depositaram. Muitas vezes, os depósitos de diamictito são recobertos por seqüências arenosas com evidente gradação normal, que passam de arenito médio, maciço, para arenito fino, laminado e, finalmente, para siltito laminado (Figura 34).

Figura 33. A. Diamictito estratificado, com clastos polimíticos arredondados. B. Estratificação deformada, possivelmente por perda de fluidos após a deposição. A foto B representa a porção superior do afloramento da foto A.

Figura 34. Diamictito desestruturado (2) recobrindo espesso pacote de folhelhos cinzentos (1). Notar a deformação do folhelho próximo ao contato com o diamictito (A). Sobre o diamictito, ocorrem arenitos médios a finos, laminados (3), com franca granoblasticidade ascendente, gradando a siltitos, na forma de corpos acanalados que preenchem as irregularidades da superfície do diamictito (B). Esta sucessão representa um fluxo de detritos de alta energia, capaz de transportar grandes blocos junto ao fundo (C), por arrasto. Os arenitos finos acanalados seriam formados em seguida, representando a cauda de sedimentos em suspensão, com o mesmo comportamento apresentado por turbiditos diluídos.

5. Modelos genéticos

5.1. Associações de fácies e sistemas deposicionais

Um sistema deposicional, em sua concepção clássica, é uma assembléia tridimensional de fácies, mutuamente associadas por processos genéticos ou ambientes de sedimentação, ativos ou inferidos, comuns (Posamentier *et al.*, 1988; Walker, 1992a). Um sistema deposicional inclui em uma mesma associação todos os ambientes deposicionais e processos que atuam em uma determinada área geográfica, e que produzam fácies inter-relacionadas cronológica e estratigraficamente (associação de fácies, Walker, 1992a), de maneira contínua e sem quebra no registro.

O primeiro passo para o reconhecimento de sistemas deposicionais é a identificação, portanto, das associações de fácies e dos ambientes de sedimentação que os compõem. Para tanto, é necessária a descrição e análise prévia das fácies presentes e de suas relações laterais e verticais, e o entendimento de como estas fácies se relacionam com feições e estruturas diagnósticas próprias, como, por exemplo, no sistema glacial, que inclui estrias, falhas, fraturas e dobras por cisalhamento, além da forma de estruturas glaciais erosivas moldadas no embasamento cristalino (Canuto, 1993).

Seguindo este critério, foram identificadas quatro associações de fácies, sumariadas na Tabela I, que compõem os quatro sistemas deposicionais presentes na área de estudos: a) sistema subglacial/proglacial; b) sistema glácio-marinho distal; c) sistema de leques submarinos; e d) sistema glácio-marinho proximal (Tabela I).

Não há evidências claras de que um sistema deposicional glácio-terrestre tenha sido preservado na área de estudos. As ocorrências de tilitos de alojamento (item 5.2.1) identificadas permitem, tão somente, interpretar a existência de gelo aterrado junto à borda da bacia, o que é razoável, visto as considerações sobre o comportamento das geleiras anteriormente explicitadas e os modelos paleogeográficos vigentes (e.g. Santos, 1996; Santos *et al.*, 1996).

5.2. Tratos de sistemas e sistemas deposicionais: modelos faciológicos

5.2.1. Trato de sistemas deposicionais glaciais

Conceitualmente, equivale, em parte, ao "trato de sistemas deposicionais glácio-proximais" de Machado (1989), e inclui as fácies equivalentes a ambientes adjacentes ou

próximos a frente da geleira, presentes durante as fases de avanço e recuo glacial. Engloba aqui as associações da fácies pertencentes ao sistema deposicional subglacial/proglacial.

Tabela 1. Associação de fácies e sistemas deposicionais correspondentes.

<i>Associação de fácies</i>	<i>Fácies</i>	<i>Sistema deposicional</i>	<i>Trato de sistema</i>
Associação IV	Folhelho rítmico Arenitos médios, maciços	Sistema glácio-marinho proximal	Trato de sistema deposicional marinho raso
	<i>Folhelho com intercalações silto-arenosas</i>		
Associação III	Arenitos médios, maciços Conglomerado destruturado	Sistema de leques submarinos	Trato de sistema deposicional marinho profundo
Associação II	Folhelho homogêneo	Sistema glácio-marinho distal	
Associação I	Diamictito compacto Arenito grosso, imaturo	Sistema subglacial/proglacial	Trato de sistema deposicional glacial

Sistema deposicional subglacial/proglacial

O sistema subglacial/proglacial de Salto e Itu é composto pelas fácies diamictito compacto maciço e arenitos grossos imaturos, ambas instaladas sobre embasamento polido e estriado ou moldado, tanto na região de Salto (Figuras 4 e 21) como na de Itu (Figura 5). Estas fácies são recobertas, em toda a extensão da área de estudos, por siltitos e folhelhos da fácies folhelho homogêneo.

A associação de fácies do sistema subglacial/proglacial (Figura 35) corresponde à porção estratigráfica inferior em toda a área de estudos e parece ser análoga ao "Sistema Subglacial-Proglacial de Campinas", de Souza Filho (1986).

FÁCIES DIAMICTITO COMPACTO MACIÇO DE MATRIZ ARENO-ARGILOSA

Os diamictitos maciços e compactos ocorrem preenchendo irregularidades do embasamento, que se apresenta comumente polido e estriado, apresentando espessura reduzida (não superior a 1 metro), com tênue fissilidade horizontal quando intemperizados. A associação com embasamento polido e estriado, seja ele granítico ou não, e cujo melhor exemplo, na área de estudos, pode ser observado no Parque da Rocha *Moutonnée* (Figura 4),

permite interpretar estes depósitos como sendo diretamente ligados à ação glacial. Desta maneira, seguindo os conceitos de Flint *et al.* (1960) e Eyles *et al.* (1993), e o modelo de Boulton (1982) e Boulton & Eyles (1979), correspondem à tilitos “verdadeiros” de origem subglacial, depositados sob a camada de gelo ativo.

Figura 35. Sucessão esquemática das fácies presentes no sistema subglacial e proglacial.

Seu aspecto maciço e compacto, a má seleção granulométrica, pequena espessura e o caráter descontínuo de seus depósitos, com evidente concentração de clastos no contato com o embasamento polido e estriado (Figura 5), sugerem que se trate de tilitos de alojamento. Correspondem, assim, a depósitos formados por agregação subglacial de detritos liberados a partir da base de geleiras em movimento, sendo depositados sobre substrato com comportamento rígido durante o avanço da massa de gelo (Boulton, 1979; 1982; Eyles, 1993; Rocha-Campos & Santos, 2000; Tomio, 2004 – Figura 36). O deslocamento do gelo, arrastando as partículas e clastos englobados, provocaria a erosão, polimento e estriamento do embasamento local, por aração, e criariam as superfícies polidas e estriadas (Eyles *et al.*, 1993; Canuto *et al.*, 2001; Tomio, 2004 – Figuras 4 e

Figura 36. Modelo deposicional de tilitos de alojamento, que requer um embasamento resistente e rígido. As taxas de sedimentação, neste caso, não são superiores a 10 cm/ano, em contraste com a grande quantidade de sedimentos transportados pela geleira. Modificada de Eyles, 1993.

5). Este processo resulta no acúmulo de massa sedimentar compacta, não inteiramente maciça, que pode intercalar-se com delgados depósitos acanalados rasos de águas de degelo (Rocha-Campos & Santos, 2000; Viviani, 2001).

Outros depósitos desta natureza foram reconhecidos em outros pontos da porção paulista da Bacia do Paraná, como em Jumirim e Capivari (Rocha-Campos *et al.*, 1976; 1992; Tomio, 2004), porém jazendo sobre outros depósitos do Subgrupo Itararé, mostrando a recorrência dos avanços do gelo e a franca influência glacial durante toda a história deposicional desta unidade. Na área de estudos, entretanto, diferentemente destas demais localidades, não há informações suficientes para determinar se estes depósitos de tilitos de alojamento foram depositados em ambiente terrestre ou subaquoso, i.e., se a geleira encontrava-se aterrada sobre substrato terrestre ou já teria adentrado no corpo de água.

FÁCIES ARENITO DE GRANULAÇÃO GROSSA, IMATURO

Os arenitos imaturos, de granulação grossa e contendo clastos centimétricos, possuem ocorrência restrita e relativamente pontual, sempre relacionada à proximidade com o embasamento, granítico ou metamórfico, jazendo diretamente sobre ele. As rochas do embasamento associadas à ocorrência desta unidade não apresentam evidências de polimento ou estriamento. Em uma localidade, porém (Figura 21), o embasamento granítico sobre o qual esta unidade se assenta parece ter sido moldado pela ação glacial, apresentando forma alongada e estreita, lembrando uma estrutura do tipo "dorso de baleia" (*whale back*), o que permite associar a presença do gelo anteriormente ou, ao menos, durante o início da deposição desta unidade.

Além da associação com o embasamento, outro fator que permite considerar a influência do gelo na gênese deste depósito são suas próprias características sedimentológicas e de distribuição em área. Esta unidade faciológica apresenta um baixo teor de argila em sua matriz, reflexo de um ambiente de alta energia, comum nas porções proximais às geleiras (Eyles, 1993). Sua ocorrência pontual e lateralmente restrita, no entanto, sugere que os processos de alta energia presentes não possuíam grande extensão longitudinal em relação à frente do gelo.

Processos com estas características são facilmente observados em geleiras atuais, onde túneis subglaciais conduzem a água de degelo, carreando grande quantidade de sedimentos em suspensão ou por arrasto. Quando a geleira termina em ambiente terrestre o resultado é a formação de sistemas fluviais entrelaçados (*braided*), com a formação de grandes barras proximais de sedimentos grossos com as características expostas acima (Eyles & Eyles, 1992).

No entanto, seu relacionamento faciológico lateral não condiz com a interpretação de uma planície de lavagem glácio-terrestre, pois, lateral e imediatamente acima desta unidade, ocorrem folhelhos cinzentos homogêneos (Figura 37), com raros clastos, sugestivos de corpos de água de maior profundidade e menor agitação. Do mesmo modo que nas geleiras com terminações terrestres, geleiras que terminam em corpos de água podem, também, possuir túneis subglaciais que conduzem a água de degelo e os sedimentos presentes junto à base do gelo (Eyles, 1993; Figura 6). Esta água, de maior densidade que a da água circundante, penetraria no corpo de água na forma de uma corrente de alta densidade (fluxo hiperpicnal), depositando os sedimentos mais grossos e imaturos na porção proximal, e conduzindo, bacia a dentro, na forma de correntes de fundo, os sedimentos mais finos. Eventualmente, segundo este modelo, com a regularização do fluxo ou abandono do conduto, a deposição de sedimentos grossos cessaria e ocorreria a deposição de areias gradativamente mais finas para o topo desse pacote, até predominar a deposição normal da bacia.

Figura 37. Representação esquemática com exagero vertical de túnel subglacial terminando em corpo de água, onde predominam os processos deposicionais normais da bacia, e depositando sedimentos arenosos conglomeráticos.

É importante salientar que este processo deposicional é diferente do normalmente associado à deposição no interior de túneis subglaciais. Quando o depósito é originado pelo preenchimento de um túnel subglacial, preservando sua morfologia retilínea e levemente ondulada, temos a formação de um ésker ou parte de um vale-túnel. Já a formação da fácies arenito conglomerático estaria associada a depósitos de dejeção formados em ambiente proglacial subaquático, muito próximo a frente do corpo de gelo (Figura 37).

5.2.2. Trato de sistemas deposicionais marinhos profundos

Compreende dois sistemas deposicionais: o glácio-marinho distal e o de leques submarinos. O primeiro inclui a fácies folhelho homogêneo e é particularmente bem desenvolvido na porção sul da área de estudos (Mapa Geológico, Anexo I). Já a associação representativa dos leques submarinos ocorre localmente, abrangendo um conjunto de fácies clásticas grossas, depositadas sobretudo por fluxos gravitacionais de massa (Tabela 1).

Vale notar que o termo “profundo”, aqui utilizado, tem sentido relativo, devendo ser entendido no contexto fisiográfico de condições marinhas distais e pelágicas do mar epicontinental presente na Bacia do Paraná durante o Neopaleozóico (Canuto, 1993; Santos, 1996; Santos *et al.*, 1996).

Sistema deposicional glácio-marinho distal

As associações de fácies que compõem este sistema são a fácies folhelho homogêneo, com ou sem clastos, e a fácies folhelho com intercalações silto-arenosas. Estas associações possuem ampla persistência lateral e em área, com espessura variando de 5 a 8 metros na região de Indaiatuba, para além de 20 metros na região de Itu e Salto (Seções Estratigráficas, Anexo I). Este sistema é materializado por uma sucessão de fácies em que predominam litologias finas, onde o principal processo sedimentar ativo é a decantação, com contribuição de queda (*dropping*) de clastos a partir de gelo flutuante em diferentes intensidades. Fluxos arenosos esporádicos e localizados ocorrem formando intercalações de camadas de arenitos e raros diamictitos, ambos mais comuns e espessos no topo desta sucessão.

Este sistema é correspondente ao *marker* transgressivo descrito por Souza Filho & Stevaux (1984) e aparentemente correlacionável ao Sistema de Plataforma de Hortolândia, de Souza Filho (1986). Comporta-se, desta maneira, como o sistema predominante na área de estudos, tendo atuado como cenário ambiental de fundo para a sedimentação das demais unidades presentes.

FÁCIES FOLHELHO HOMOGÊNEO, CONTENDO OU NÃO CLASTOS

Esta unidade faciológica estende-se, na área estudada, tangenciando a margem da bacia, desde o norte do município de Itu (Viviani, 2001; Salvetti, 2001) até o limite norte da área de estudos (Mapa Geológico, Anexo I), em Indaiatuba, com suas características sedimentológicas mantidas quase que constantemente. É caracterizada por grandes espessuras (às vezes superiores a 20 m) de folhelhos escuros, homogêneos, com raras

intercalações de arenitos ou diamictitos (Figura 23). Uma característica evidente no intervalo basal da seção de folhelhos é a rara presença de estruturas de marcas onduladas, o que parece indicar que sua deposição ocorreu, no geral, abaixo do nível de base das ondas. Assim, a deposição da carga em suspensão, por decantação, parece ter sido o principal processo sedimentar atuante na gênese desta fácies. Esse processo, ao que tudo indica, deve ter atuado também na deposição dos níveis areno-siltosos presentes, já que estes não apresentam estruturas indicativas de corrente.

Os comentários acima expostos permitem considerar a prevalência de um ambiente de deposição desses folhelhos abaixo do nível de base das ondas, com mar relativamente mais alto que o relativo às fácies até então descritas, onde a argila é normalmente depositada. Nessa situação, somente a intervenção de condições catastróficas poderia ser responsável pelo fornecimento de sedimentos silto-arenosos para essa região da bacia. Além disso, na medida em que os leitos silto-arenosos não exibem estruturas características de turbiditos, como gradação normal ou estruturas indicativas de tração, a interpretação da atuação de eventos de tempestade torna-se mais verossímil.

Quanto aos processos de deposição dos raros níveis silto-arenosos, transportados em suspensão, as seguintes possibilidades devem ser consideradas: a) turbilhonamento de sedimentos da zona costeira, provavelmente por turbulência de ondas, seguido de transporte por algum tipo de corrente (correntes de fundo, principalmente) para a zona de predomínio de deposição das argilas; b) seleção por lavagem de lamas, suspensão e posterior deposição das frações silto-arenosas na mesma área após a queda do nível de energia do meio. Contudo, a ausência de feições erosivas desenvolvidas sobre o substrato lamítico, de nível baixo de energia, parece indicar que a seleção por lavagem não foi um processo constantemente ativo. Já nos níveis superiores da seção de folhelhos, como será visto posteriormente (fácies folhelho com intercalações silto-arenosas), a identificação de alguns corpos com formas acanaladas, contendo leitos de fragmentos irregulares de lamitos, parece indicar que os dois mecanismos foram ali atuantes.

Por suas características sedimentológicas, portanto, é possível considerar uma região relativamente profunda, ou nível de mar relativamente mais alto, onde a influência glacial direta era menos pronunciada. Este sistema possivelmente representa a sedimentação normal da bacia, associada a um longo período transgressivo. Complementarmente, a grande extensão e espessura desta unidade (mapeável a escala 1:25.000) permite considerá-la como um marco litoestratigráfico para essa região.

FÁCIES FOLHELHO COM INTERCALAÇÕES SILTO-ARENOSAS

Esta unidade faciológica está sobreposta à fácies folhelho homogêneo, e representa o contato transicional entre esta unidade faciológica e a fácies arenito médio, sendo interpretada como a materialização do início do processo de rebaixamento relativo do nível do mar, e o fim das condições de mar profundo nesta porção da bacia (vide item 5.2.3).

Uma das feições proeminentes desta sucessão de folhelhos é seu caráter heterolítico: lamelas representando condições de baixa energia se alternam, com frequência, com siltes e areias potencialmente indicativas de condições de maior energia (Figura 26). A razão e o tipo de alternância, entretanto, modificam-se verticalmente ao longo da seção. Em suas porções inferiores, a deposição de sedimentos finos prevalece sobre os sedimentos arenosos, tanto em termos de volume como em frequência, e os intervalos silto-arenosos, muito delgados, são essencialmente estratificados plano-parallelamente, quando não maciços. A falta de evidências indicativas de retrabalhamento efetivo é altamente sugestiva de um ambiente situado abaixo do nível de base de ondas, local este onde a argila é depositada.

Na parte superior da sucessão de folhelhos, as intercalações silto-arenosas se tornam mais pronunciadas e, localmente, exibem estruturas onduladas longas e estratificação plano-parallelamente (Figura 38), associadas a níveis contendo laminações cruzadas unidirecionais entrecortantes ou superpostas. Essas informações permitem especular que a deposição deste intervalo superior dos folhelhos ocorreu em profundidades menores do que as do intervalo inferior (fácies folhelho homogêneo), e acima do nível de base das ondas (De Raaf *et al.*, 1977), com influência de tempestades e/ou condições mais altas de energia prevalentes durante intervalos de mau tempo.

Figura 38. Marcas onduladas em folhelho, associadas a níveis levemente mais arenosos, sugerindo registro de ação de ondas de tempestade (De Raaf *et al.*, 1977).

Finalmente, uma tentativa de explicação para a preservação no registro geológico dessas estruturas tão delicadas deve levar em consideração as seguintes possibilidades: a) tratava-se de um ambiente de baixa energia de ondas, com tempestades ocasionais; b) o ambiente era caracterizado por ampla variação no nível de energia, incluindo freqüentes tempestades, que foram parcialmente atenuadas pela caráter lamoso do assoalho da bacia; c) rápido recobrimento dos leitos silto-arenosos, o que os protegeu da erosão subsequente.

Estes níveis silto-arenosos, intercalados nestes folhelhos, são maciços ou localmente estratificados. Apresentam em sua base, muitas vezes, fragmentos de folhelhos e siltitos, ou mesmo clastos de arenito, possivelmente arrancados do fundo lamoso durante a passagem dos fluxos arenosos. Estes fluxos poderiam ser considerados turbidíticos, não fosse a ausência de estruturas sedimentares, sobretudo as trativas, e evidências de gradação normal. Assim, devem estar mais relacionados a fluxos arenosos de detritos (*sand debris flows* de Shanmugam, 2000), ou seja, fluxos arenosos de alta energia, que possuem a capacidade de erodir o substrato, englobar as partículas e transportá-las, por suspensão ou pressão dispersiva, imersas na matriz do fluxo. Esses arenitos depositar-se-iam rapidamente sobre os folhelhos ainda não-coesos, permitindo a formação de estruturas de sobrecarga. Já a estrutura do tipo dique clástico (Figura 26-D), de ocorrência pontual e restrita, dificilmente pode ser associada a sismos, como é comum. Uma das possibilidades é a de que a própria onda de choque mecânico transmitida ao substrato pela passagem de fluxos de alta energia poderia gerar estruturas desse tipo.

Localmente, escorregamentos e fluxos gravitacionais de massa afetaram estes sedimentos, dobrando-os e deformando-os (Figura 39). Lateralmente, esta unidade pode passar transicionalmente para folhelhos rítmicos (Associação IV, Tabela I), com maior ou menor espessura do par várvido.

Sistema deposicional de leques submarinos

Na porção norte da área de estudos, a bacia se torna relativamente mais profunda. Apesar disso, o que predomina não são as litologias mais finas, típicas de ambientes mais calmos, mas arenitos e diamictitos. Os processos atuantes neste sistema são associados a tração e suspensão (lobos de suspensão), escorregamentos, fluxo de massa e decantação. Estas características são indicativas de fácies de escorregamentos (*slumps* no conceito de Walker, 1992b) e de leques submarinos, em suas mais diversas porções, como será visto a seguir. Estes leques provavelmente se desenvolveram em uma região de declive mais acentuado, provavelmente relacionado a uma quebra topográfica na margem da bacia, ou, ainda, preenchendo formas previamente erodidas pelo gelo e sendo alimentados pelas águas de degelo.

Este sistema é correspondente ao Sistema de Leques Subaquosos de Campinas, de Souza Filho (1986), sendo composto pelas fácies conglomerados desestruturados e fácies arenitos médios (Tabela I).

Figura 39. **A.** Camadas deformadas de areia intercalada em folhelhos; **B.** Camada de areia dobrada, “envelopando” nível de folhelho, devido, provavelmente, a escorregamento; **C.** Contato entre nível de areia e folhelho, sugerindo uma possível superfície de escorregamento.

FÁCIES CONGLOMERADO DESESTRUTURADO

Conglomerados caóticos, onde os clastos são sustentados, praticamente, pelo contato mútuo e pontual entre um seixo e outro, são raros na porção paulista da Bacia do Paraná (José Roberto Canuto, comunicação verbal). Os melhores afloramentos dessa unidade estão descritos na porção sul da Bacia, sobretudo no Estado de Santa Catarina (Canuto, 1993).

Esta litofácies representa uma associação de alta energia, sugerindo processos sedimentológicos capazes de transportar grandes quantidades de fragmentos de rocha a longas distâncias. Sua distribuição lateral limitada e a associação de fácies lateral e superior, que incluem arenitos finamente laminados, diamictitos e intercalações de camadas de folhelho (às vezes com espessura superior a 2 metros – Figura 40), atestam um ambiente de alta energia, com períodos de estagnação da deposição, quer por cessação do aporte sedimentar, quer por variação do nível relativo do mar.

Fluxos de detritos capazes de formar ortoconglomerados como o descrito nesta sucessão sedimentar, entretanto, precisam de condições especiais de formação. São

necessárias uma grande disponibilidade de detritos grossos e alta energia de transporte para que o fluxo tenha energia e competência suficiente para o transporte. Estas condições podem ser encontradas nas porções proximais de leques submarinos, onde os detritos acumulados pelo gelo, ao se desestabilizarem, se acomodariam na área de início de talude, desembocando na parte superior do leque (*upper fan* – Figura 41), fluindo na forma de fluxos de detritos confinados (Canuto, 1993; Gama Jr. *et al.*, 1992; Walker, 1978; 1992b).

Desta forma, o início do processo se dá com o acúmulo de material junto a borda da bacia, o qual, com o aumento do nível relativo do mar que acompanha os períodos de degelo, se satura em água e perde sua estabilidade inicial. Nestas condições, qualquer esforço mínimo, como o

deslocamento e liberação de blocos por *icebergs*, as densas correntes de degelo ou o desmoronamento de blocos de gelo da frente da geleira (Gama Jr *et al.*, 1992), podem criar condições suficientes para que a pilha sedimentar inicie seu movimento, que passa a ser controlado pela gravidade. Quando confinados, como é o caso das partes superiores de um leque submarino, o fluxo, altamente viscoso, não apresenta nenhuma organização interna. Essa organização começa a surgir apenas nas porções mais distais, quando o fluxo começa a perder viscosidade e competência (Walker, 1978), se transformando em fluxos de detritos arenosos e correntes de turbidez.

Estes depósitos podem, ainda, corresponder a depósitos do tipo *rock fall* de Nardin *et al.* (1979) e Stow (1985), formados em avalanches subaquáticas. As intercalações locais de areia grossa podem ter sido depositadas durante os episódios de grande turbulência que seguem esses processos, antes de um novo episódio de fluxo gravitacional.

Em associação lateral a estes depósitos, podem se formar depósitos de arenitos maciços ou turbiditos diluídos, de baixa energia, originados pela pluma sedimentar posta em suspensão pela alta turbulência que acompanha estes processos (Figura 42).

Figura 40. Seção esquemática do afloramento do trevo entre as rodovias SP-075 e a Rodovia do Açúcar.

Figura 41. Modelo deposicional de leques submarinos. Conglomerados desestruturados são depositados nas porções proximais do leque, junto a quebra do talude da bacia. A figura não está em escala. Modifica de Walker, 1978.

Eventos de grande energia, como os aventados para esta unidade, tendem a ser diluídos, perdendo energia e competência de transporte ao longo de grandes distâncias. Numa bacia sedimentar com assoalho apresentando baixo ângulo de mergulho, como é o caso da Bacia do Paraná (Saad, 1977) e, particularmente, para a área de estudos (Petri, 1986), torna-se difícil admitir fluxos de alta energia com competência suficiente para transportar sedimentos com essas características bacia a dentro.

Figura 42. Diagrama esquemático mostrando fluxo gravitacional de massa e as correntes de fundo geradas, paralelas ao talude e perpendiculares ao sentido do fluxo. Modificada de Shanmugam (2000).

FÁCIES ARENITOS MÉDIOS, MACIÇOS

A fácies arenito médio se faz presente em praticamente toda a área de estudos. Em sua porção meio-norte, entre Salto e Indaiatuba (Mapa Geológico, Anexo I), as características destes arenitos são bem diversificadas. Estruturas de canais preenchidos por arenitos, gradados ou maciços e, muitas vezes, sustentando clastos, ocorrem com frequência. O contato inferior desta fácies com a subjacente, a fácies folhelho homogêneo, geralmente é brusco e, muitas vezes, erosivo, visto a grande quantidade de fragmentos de folhelhos englobados na base das camadas arenosas. Já na porção sul da área de estudos, entre Itu e Salto, esta mesma fácies ocorre em contato transicional com a fácies folhelho homogêneo, formando camadas arenosas de extensa continuidade lateral. Desta forma, os domínios norte e sul serão aqui tratados separadamente, apesar de geneticamente relacionados. Nesta etapa, discutiremos a gênese dos arenitos da porção norte da área de estudos, entre Salto e Indaiatuba. No item 5.2.3, é abordada a gênese dos arenitos em sua porção sul.

Os arenitos do domínio norte (Mapa Geológico, Anexo I) são maciços, contém clastos suspensos, não possuem gradação aparente, e apresentam estruturas de escape de água no topo das camadas (Figura 32), características estas típicas de fluxos liquefeitos ou fluidizados. No entanto, para sustentar clastos em sua matriz, são necessárias pressão dispersiva e

resistência da matriz. Fluxos turbidíticos e fluxos liquefeitos não têm capacidade de sustentar clastos, pois são caracteristicamente turbulentos, e arrastam a carga de clásticos grossos junto ao leito por sobre o qual fluem. Interpreta-se, desta forma, que estes arenitos foram depositados por fluxos arenosos densos (*sand debris flow*, Shanmugam, 1996), em que a resistência da matriz é suficiente para sustentar partículas de dimensões diversas, inclusive clastos centimétricos (Figura 43).

Figura 43. Diagrama esquemático de fluxo turbulento de alta densidade, mostrando níveis de fluxo não-turbulento (fluxo por inércia) e níveis superiores de fluxo turbulento. Adaptado de Shanmugam, 1996.

Lateralmente, os arenitos com as características supracitadas podem estar associados a arenitos com gradação normal, tenuamente estratificados. Estes podem intercalar-se a areias maciças e diamictitos, que se sobrepõe a arenitos maciços ou finamente laminados, com estruturas de escape d'água, truncados no topo por arenitos com estratificação cruzada tabular, cruzada acanalada e plano-paralela.

Esta sucessão arenosa é aqui interpretada como tendo sido depositada por processos diferentes ao longo do tempo e do espaço. Os arenitos maciços da base da seção são interpretados como depósitos de fluxos arenosos densos que fluíram bacia a dentro, alimentados possivelmente pelas águas de degelo que alimentavam sistemas deltáicos distribuídos ao longo da borda da bacia (Mastalerz, 1995).

Já os arenitos gradados, que passam, progressivamente, de areia grossa, na base, para siltitos e argilitos laminados, no topo, podem ser considerados como representantes das unidades T_c e T_d da seqüência turbidítica clássica de Bouma (1962 – Figura 17). Eventuais pacotes arenosos maciços ou com tênue estratificação podem ter origem através dos mesmos

mecanismos de disparo dos fluxos turbidíticos. No entanto, os fluxos gravitacionais podem sofrer variações e transformações ao longo de seu percurso, devido à irregularidade do substrato, à perda de energia ao longo do talude ou à variação do aporte sedimentar à bacia (Lowe, 1982; Shanmugam, 2000). Desta forma, sofreriam variações quanto a capacidade de transporte e sustentação das partículas, variando, por exemplo, de fluxos densos para turbiditos diluídos. Estes arenitos não possuem clastos suspensos. Os clásticos mais grossos depositam-se junto à base dos pacotes, de modo que o processo característico de transporte nestes fluxos é trativo e turbulento, com pouca coesão da matriz.

Finalmente, todas as características e interpretações acima expostas permitem especular um ambiente com grande aporte sedimentar, alimentado por intensas correntes de degelo. Nas porções mais proximais à geleira, possivelmente se desenvolveram extensas planícies de lavagem (*outwashes*) subaquáticos (Eyles, 1993; Tomio, 2004). As camadas frontais deste sistema, ao receberem uma contínua carga sedimentar, seriam constantemente instabilizadas, tanto pelas variações no nível relativo do mar como pela própria carga sedimentar constantemente adicionada, e fluiria bacia a dentro na forma dos fluxos arenosos anteriormente descritos.

As camadas de areia, de modo geral, não se encontram deformadas glaciotectonicamente, sugerindo uma influência quase nula das geleiras. Contudo a presença próxima de geleiras sobre o continente ainda se faz sentir através da presença de raros clastos (Figura 31), porém não afetando o sistema deposicional ali originado, mas muito provavelmente as regiões de seu entorno (Canuto, 1985; Canuto *et al.*, 2001; Salvetti, 2001).

5.2.3. Trato de sistemas deposicionais marinhos rasos

Corresponde ao sistema deposicional glácio-marinho proximal, gerado a partir do rebaixamento do nível relativo do mar. A passagem entre o sistema glácio marinho distal e proximal é lenta e gradual, materializada na fácies folhelho com intercalações silto-arenosas (Tabela I), superposta a fácies folhelho homogêneo, e indicativa de condições regressivas. A fácies característica destas condições relativamente mais rasas é a de arenitos médios, maciços, progradantes sobre os folhelhos homogêneos ou com intercalações silto-arenosas. Estas condições são equivalentes ao sistema deltaico descrito por Salvetti (2001) para a porção sul da área de estudos (sul do município de Itu).

Localmente, em porções protegidas da linha de costa, foram geradas ainda as espessas associações de folhelhos rítmicos, também associadas à variação progressiva do nível relativo do mar.

Sistema deposicional glácio-marinho proximal

Estão presentes, neste sistema deposicional, três fácies predominantes: a fácies folhelho com intercalações silto-arenosas (discutida no item 5.2.2.), a fácies folhelho rítmico e a fácies arenito médio, maciço.

A fácies folhelho rítmico é relativamente peculiar dentro do contexto de margem glaciada de bacia intracratônica. Rocha-Campos *et al.* (1981) e Petri (1985; 1986) consideram esta unidade como sendo depositada em ambiente lacustre, englobada, portanto, em um sistema glácio-terrestre. Mais recentemente, Setti (1998) e Salvetti (2001), por meio de análises estratigráficas, consideraram a gênese desta unidade como sendo associada a ambientes marinhos. Por outro lado, Pires (2001) interpretou esta associação, inclusive, como representante distal de turbiditos diluídos.

Os três modelos deposicionais acima citados permitiram a formação de sedimentos rítmicos com as características do "Varvito de Itu" (ou "Litossoma de Itu" de Petri, 1985). No entanto, dadas as condições paleogeográficas estimadas para a região (e.g. Souza-Filho, 1986; Santos *et al.*, 1996; Setti, 1998; Salvetti, 2001), fica claro que os modelos glácio-marinhos parecem mais condizentes com o observado para o restante das unidades. Para se obter, em condições marinhas, o efeito rítmico observado nesta unidade, seria necessária uma variação brusca do aporte sedimentar, com longos períodos de estagnação, e a ausência de retrabalhamento por ondas e/ou correntes de fundo, o que remonta a uma região relativamente protegida. Assim, esta unidade pode ser a materialização paleogeográfica de uma área em forma de golfo ou pequena baía, onde o acesso de *icebergs* era restrito e o aporte sedimentar, controlado pelas águas de degelo, muito limitado.

FÁCIES FOLHELHO RÍTMICO

Inclui os clássicos varvitos de Itu (Rocha-Campos *et al.*, 1981 – Figura 27-A) e representam uma transição lateral dos folhelhos homogêneos. Apesar de poderem atingir algumas dezenas de metros de espessura, são comumente de continuidade lateral restrita. A característica sedimentológica mais típica destes sedimentos é seu caráter bimodal, i.e. a presença de lâminas claras e escuras, em contato brusco, denotando a atuação de, ao menos, dois processos deposicionais distintos. Enquanto as lâminas escuras, compostas essencialmente de argila e matéria orgânica, sugerem deposição por decantação dos finos, as lâminas claras seriam formadas por correntes de fundo, quando se depositariam os sedimentos silto-arenosos que a compõem (Walkers, 1992b; Setti, 1998).

A intensa ritmicidade, principalmente nos ritmitos mais regulares onde o par rítmico mostra-se bem definido, ainda gera controvérsias. Apesar de estudos sedimentológicos demonstrarem que são feições tipicamente de água doce (Fraser, 1929; Setti, 1998), deve-se levar em conta a intensa dinâmica dos processos glaciais para que se possa avaliar coerentemente a deposição destes sedimentos rítmicos.

Análises teóricas das condições físico-químicas da água do mar, associadas a geleiras que se estendam abaixo do nível do mar, podendo inclusive tornar-se flutuantes, indicam que um contraste abrupto pode ser esperado com relação à salinidade da água, dependendo do regime térmico do gelo (Carey & Ahmad, 1963). A descarga da água de degelo ocorrendo em grandes volumes no mar, junto à zona de flutuação do gelo, reduziria a salidade da água do mar circundante, tal qual se observa nas áreas de descarga em desembocaduras de grandes rios, criando as condições necessárias para a deposição dos sedimentos rítmicos (Santos *et al.*, 1992; Setti, 1998). Mudanças controladas climaticamente no afluxo de água de degelo e comportamento das correntes de fundo, sob diferentes condições térmicas de uma geleira marinha, imprimiriam o caráter sazonal nos depósitos, similarmente ao que ocorre em um lago glacial.

Para se criar condições propícias para a deposição de folhelhos rítmicos, portanto, são necessárias: a) variações no aporte sedimentar, com clara alternância entre os processos trativos e de decantação; b) uma região relativamente protegida, onde as correntes marinhas não possam retrabalhar os sedimentos ali deixados; c) presença de geleira, flutuante ou não, para que haja as condições físico-químicas necessárias para a deposição da argila sem que ocorra sua floculação. Os episódios de aporte sedimentar, provavelmente na forma de correntes hiperpicnais junto ao fundo, geram os intervalos gradados de arenitos e siltitos com estratificações plano-paralelas e cruzadas. A grande quantidade de material em suspensão liberada permite, inclusive, a preservação das formas de leito (Figura 27-B). Com a cessação do fluxo, o material em suspensão decanta lentamente, gerando os níveis argilosos.

Entretanto, estes eventos são espacialmente muito restritos. A salinidade da água ao redor das geleiras aumentaria gradativamente conforme se afastasse do pólo difusor de água doce, gerando as áreas e contatos transicionais entre os folhelhos homogêneos, circundantes, e os folhelhos rítmicos. Esta restrição espacial explica, inclusive, a persistente continuidade lateral das camadas, característica marcante destes sedimentos. Segundo Petri (1985; 1986), esta área protegida, por ele considerada como um "lago", se estenderia por até 8 km bacia a dentro, no sentido NW, provavelmente associado a lineamentos pré-existent, que controlaram a distribuição espacial das litofácies. Rumo ao interior da bacia, esta unidade é recoberta

progressivamente por folhelhos homogêneos, já sem as características marcantes de ritmicidade, e diamictitos resultantes de fluxos gravitacionais de massa.

FÁCIES ARENITO MÉDIO, MACIÇO

O contato entre a fácies folhelho homogêneo e os arenitos médios a finos ocorre de maneira transicional. Na porção sul da área de estudos, na região entre Itu e Salto (Mapa Geológico, Anexo I), esta unidade é representada por arenitos médios a finos, estratificados (estratificação plano-paralela e, no topo, cruzada tabular e cruzada acanalada). Os corpos de areia, inicialmente intercalados aos folhelhos subjacentes, vão se tornando progressivamente mais espessos e passam a predominar rumo ao topo da seção. Desta forma, o ambiente marinho relativamente profundo, de baixa energia e responsável pela deposição dos folhelhos, deixa de predominar, passando para um ambiente de maior energia, com maior influência continental.

Os níveis arenosos associados aos níveis de folhelho são, no geral, maciços e sem gradação. Conforme se tornam mais espessos, porém, vão ganhando estratificações plano-paralelas, e, localmente, estratificações cruzadas acanaladas. No topo da sucessão de arenitos, predominam estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, e comumente se observam canais preenchidos por arenitos de granulometria mais fina. As camadas, no geral, apresentam pequena inclinação, não superior a 5°, mergulhando para o interior da bacia.

Estas características sugerem que estes arenitos foram depositados em ambiente deltaico, progradante sobre as unidades argilosas das porções distais de um corpo de água em relação às frentes das geleiras (Salvetti, 2001). Este corpo deltaico seria alimentado pelas águas de degelo, sendo recoberto por sedimentos mais grossos das porções proximais da frente deltáica.

Nesse tipo de cenário, estabeleceram-se condições ambientais mais estáveis do que as vigentes em corpos de água com contato direto do gelo, já que, nestes, os sedimentos são freqüentemente deformados pela sobrepassagem das geleiras em seus deslocamentos para o interior da bacia.

No modelo sedimentar deltaico aqui considerado, as correntes de degelo depositam sua carga mais grossa de fundo sob a forma de um delta clássico do tipo Gilbert, o qual pode progradar rapidamente para o interior da bacia. Nessas condições os sedimentos são distribuídos sobre a frente deltáica através de diversos processos que incluem avalanches, queda da carga suspensa, fluxos hiperpicnais e movimentos gravitacionais de massa.

Desde que não tenham sido afetadas pela ação das ondas, as partes superiores do delta podem exibir elevadas inclinações das camadas de granulometria mais grossa. Neste

caso, a granulometria das areias pode variar como consequência da flutuação da competência das correntes de degelo. As camadas frontais da parte média do delta são menos inclinadas e geralmente compostas por sedimentos de granulometria mais fina. Frequentemente podem exibir estratificações cruzadas.

A região distal das camadas frontais é caracterizada por areias finas, por vezes exibindo estratificações cruzadas de pequeno porte e algumas camadas gradadas de areia fina a silte. Estes leitos resultam da atuação de correntes de fundo, que se desenvolvem durante o verão. São também frequentemente recobertas por leitos milimétricos de silte e argila, de coloração escura, que se depositam no período de inverno.

5.2.4. Fácies diamictitos de matriz areno-argilosa (organizados ou desestruturados)

Esta fácies está presente, na área de estudos, na forma de intercalações e lentes (Figura 33 e 34), em todas as unidades previamente descritas. Desta forma, ela não se encontra associada ou ocorre exclusivamente em um único sistema deposicional. Assim, preferiu-se tratá-la separadamente neste trabalho.

Diferentemente dos diamictitos interpretados como tilitos de alojamento, esta fácies não teria influência genética glacial direta e corresponderia a sedimentos glaciogênicos inicialmente depositados nas margens da bacia e posteriormente ressedimentados no seu interior por processos de fluxos gravitacionais de massa.

De modo geral, os detritos englaciais ou supraglaciais são liberados pelo degelo junto à margem das geleiras (Santos, 1996; Rocha-Campos & Santos, 2000), e ali se acumulam. Estes sedimentos, num dado momento, podem se desestabilizar, devido à combinação da contínua subsidência da bacia e a variação relativa do nível do mar (Santos, 1996), gerando fluxos gravitacionais densos, principalmente do tipo fluxo de detritos (*debris flows*), confinados ou não (Canuto *et al.*, 2001), que se depositam sobre unidades previamente sedimentadas (Figura 34). Podem ser considerados, deste modo, eventos esporádicos em relação à sedimentação usual da bacia.

Diamictitos ressedimentados apresentam, em geral, uma maior quantidade de clastos do que o material original *in situ*, devido principalmente à expulsão de água e consequente remoção dos finos durante o processo de transporte subaquático (Eyles & Miall, 1984). Estes fluxos gravitacionais de alta energia podem transportar grandes fragmentos rochosos, quer por arrasto junto ao fundo (Figura 34), quer sustentados pela matriz (Fritz & Moore, 1988), mesmo em inclinações menores que 2°. Os clastos presentes podem mostrar ligeiro alinhamento ao longo de seu eixo maior, ou imbricação, principalmente nas partes superiores do depósito. Quando ocorre a diminuição da energia de deslocamento da massa a fluir, e a consequente

perda de competência do fluxo, o movimento talude abaixo cessa quase que instantaneamente, devido à alta coesão da matriz (congelamento coesivo), e é possível a preservação das estruturas deformacionais geradas durante o movimento. O material posto em suspensão pelo fluxo, geralmente de teor areno-argiloso, tende a se depositar por sobre o depósito de diamictito, na forma de sucessões gradadas de arenito grosso a silte e argila, lembrando sucessões turbidíticas diluídas.

Alternativamente, a fusão de *icebergs* e a liberação dos detritos contidos no gelo (chuva de detritos) também podem ter fornecido material adicional para estes diamictitos (Figura 24-B). Estes depósitos contêm clastos isolados e quantidades variáveis de detritos mais finos que, ao se depositarem, estariam sujeitos ao retrabalhamento por correntes marinhas de fundo e à ressedimentação por fluxos gravitacionais de sedimentos (deslizamentos, fluxos de detritos ou fluxos de lama) acumulados sobre declives (Eyles & Miall, 1984; Rocha-Campos & Santos, 2000), além da influência direta de correntes de fundo em ambientes distais.

6. Paleogeografia do Subgrupo Itararé junto a borda leste da Bacia do Paraná

6.1. Condicionantes paleogeográficos

Durante o Carbonífero Médio, ou mesmo anteriormente, a Bacia do Paraná e toda a porção austral do Gondwana situavam-se em latitudes médias a baixas (50-20°S, aproximadamente – Figura 2 – Veevers & Powell, 1987; Santos, 1987; Eyles *et al.*, 1993; Santos, 1996; Santos *et al.*, 1996), próximas ao pólo sul. Este posicionamento continental permitiu que grandes mantos de gelo começassem a se desenvolver em regiões elevadas da porção centro-sul da África. Extensões lobadas marginais deste grande manto de gelo denominado Windhoek (Frakes & Crowell, 1972) irradiaram-se para sul, na direção da Bacia do Karoo, na África, e para oeste, na direção da atual região sul/sudeste do Brasil (Rust, 1965; Frakes & Crowell, 1969; 1972; Santos, 1996). Estas geleiras, no seu movimento a partir da África em direção ao setor sul-americano do Gondwana, deslocaram-se, em ambiente subaéreo, sobre uma plataforma previamente arrasada topograficamente, composta por rochas ígneas/metamórficas pré-cambrianas, até atingir a Bacia do Paraná, em processo de subsidência, rasa e preenchida em parte por sedimentos pré-Carboníferos. A partir de então, escavaram, estriaram, sulcaram e poliram o substrato, consolidado ou não, deformando sedimentos marinhos pretéritos e deixando uma infinidade de estruturas típicas de um evento dessa natureza e magnitude (e.g. Rocha-Campos, 1967; Santos *et al.*, 1996; Tomio, 2004).

Apesar da Bacia do Paraná fazer parte de uma região cratonizada, relativamente estável desde o início do Ordoviciano (Fúlfaro *et al.*, 1982; Zalán *et al.*, 1990), seu arcabouço estrutural apresenta um notável padrão de lineamentos transversais segundo três direções principais: NW, NE e EW. Estes lineamentos se mantiveram ativos separadamente ao longo do tempo, durante toda a história geológica da bacia. Particularmente durante o Neopaleozóico, movimentos diferenciais ao longo das falhas SE-NW (Santos, 1987; Zalán *et al.*, 1991; Santos *et al.*, 1996) modificaram paulatinamente a configuração dos blocos altos e baixos existentes no interior da bacia, e provavelmente também seu entorno, controlando a instalação de depocentros e altos estruturais (Daemon & Quadros, 1970; Santos, 1987; 1996; Santos *et al.*, 1992). Do mesmo modo, estes elementos tectônicos influenciaram o padrão do fluxo de gelo para o interior da bacia, a distribuição das principais litofácies presentes e a extensão das transgressões marinhas (Santos, 1996; Santos *et al.*, 1996).

Na porção oriental da Bacia do Paraná, e sobremaneira na área de estudos, o início da sedimentação do Subgrupo Itararé ocorreu sobre um embasamento de topografia irregular, com regiões deprimidas internas da bacia, de orientação geral SE-NW, e elevadas, que se estendiam até sua margem atual (Saad, 1977), resultado da atuação conjunta de processos tectônicos e glaciais. A Bacia do Paraná encontrava-se em fase de intensa subsidência, provavelmente devido à sobrecarga das geleiras continentais associada a uma fase de reativação distensional. Os sedimentos do Itararé refletem, de modo geral, esta influência tectônica, sendo afetados por grandes falhamentos normais sin e pós-deposicionais (Zálan *et al.*, 1990). Estas feições são responsáveis, em parte, pela intensa variação lateral de fácies, a grande quantidade de fácies de deslizamento e ressedimentação presentes, e de sua distribuição ao longo da margem leste. A faciologia ali presente inclui desde representantes de sistemas deposicionais continentais, diretamente alimentados por geleiras, até sistemas marinhos de águas relativamente profundas (Souza Filho, 1986; Gama Jr. *et al.*, 1991; 1992), inseridos no contexto de deposição em uma bacia intracratônica.

Nessa conjuntura, a borda leste da bacia, em especial a área de estudo, poderia ser caracterizada por uma região costeira de relevo moderado, com vales incisos esculpidos pelo gelo. A linha de costa glaciada deveria ter uma configuração irregular, em cujos recortes se desenvolviam embaixamentos que seriam alternadamente preenchidos por águas marinhas e de degelo glacial (Santos, 1987; 1996). O paleodeclive regional era suave, exceto localmente, onde apresentava inclinações maiores em função das variações topográficas do embasamento, do grau de subsidência diferencial de certas áreas, ou ainda devido à acumulação de sedimentos trazidos pelas geleiras e pelas águas de degelo.

6.2. Modelos paleogeográficos regionais

O manto de gelo de Windhoek deslocou-se por sobre a arrasada plataforma gondvânica até atingir a Bacia do Paraná dividido em três grandes lobos de gelo. Estes lobos foram guiados pelos três principais eixos das grandes depressões tectônicas existentes junto a margem da bacia. Assim, os lobos denominados Kaokoveld (coincidente com o eixo deposicional do Estado de São Paulo, com sentido para NW) e Paraná (localizado ao sul do arco de Ponta Grossa, onde teria se espreado sobre uma bacia relativamente rasa) teriam origem a leste da Bacia do Paraná (Figura 44), na região da Zâmbia-Rodésia-Botswana, na África, enquanto que o terceiro, denominado Lobo Uruguai, teria constituído um lobo glacial isolado (Frakes & Crowell, 1972; Santos, 1996; Santos *et al.*, 1996 – Figura 44).

Com base em dados de subsuperfície, Santos (1987; 1996) e Santos *et al.* (1992; 1996) propuseram um modelo de evolução paleogeográfica para o Subgrupo Itararé/Grupo Aquidauana em escala de bacia. Esta paleogeografia foi interpretada a partir da distribuição das isóclitas de arenito, clásticos finos (siltito + folhelho) e folhelho (> 40% - Santos, 1987), utilizando como referência os intervalos bioestratigráficos (G, H, I₁ e I₂-I₄) propostos por Daemon & Quadros (1970). Na área de estudos, de acordo com análises palinológicas recentes (Amaral, 2000; Souza, 2000; Longhim, 2003), predominam sedimentos dos intervalos G e H, apesar da influência glacial ser confirmada até o topo da sucessão na porção paulista da bacia (Santos *et al.*, 1996; Tomio, 2004).

Figura 44. Paleogeografia generalizada da Bacia do Paraná durante a glaciação neopaleozóica. Modificada de Frakes & Crowell, 1972.

Durante o intervalo G (Carbonífero Médio – Figura 45-A), a sedimentação predominante inclui clásticos grossos, sugestivos de ambiente proximal de alta energia, por vezes até mesmo continental (glácio-terrestre?). Os principais depocentros da bacia se encontravam próximo às margens leste e nordeste. Pelo menos três lobos de gelo principais atingiam a bacia nesse período: os lobos do Rio Grande do Sul, Paraná e Kaokoveld, que alcançavam a Bacia do Paraná vindo pelo Escudo Rio-Grandense e pela margem sul e sudeste, respectivamente.

Já no intervalo H (Permiano Inferior – Figura 45-B), se caracteriza um evento de transgressão e a formação de um mar relativamente profundo, vindo de sudoeste e sudeste, através da depressão de Rio do Sul e circundando o escudo Rio-Grandense. Nessa fase, predomina a deposição de clásticos finos e os principais depocentros se localizavam na porção sul da bacia. Corpos arenosos de possível origem flúvio-deltáica são comumente identificados nesta fase, englobando sedimentos glaciais retrabalhados. Sedimentos glaciogênicos ainda se formam na bacia, mas apenas nas margens leste e sudeste. Os lobos Kaokoveld e Paraná continuam avançando lentamente, e penetram na bacia durante as fases de mar baixo. Na margem leste não são raras as associações de folhelhos marinhos contendo clastos caídos com depósitos proximais, muitas vezes continentais, contendo carvão, e relacionados a períodos interglaciais.

A máxima transgressão marinha ocorre durante o intervalo I₁ (Permiano Inferior Tardio I – Figura 45-C), provavelmente coincidindo com a atenuação da atividade glacial. Arenitos flúvio-deltáicos progradam para o interior da bacia, prevalecendo sobre os depósitos tipicamente glaciais dos lobos Paraná e Kaokoveld, reconhecidos localmente. Esta progradação arenosa, na porção sul da bacia (estados de Santa Catarina e Paraná) é correlacionada aos eventos pós-glaciais da Formação Rio Bonito. Este processo contínuo de deglaciação continua durante os intervalos I₂ – I₄ (Permiano Inferior Tardio II – Figura 45-D). O Lobo Kaokoveld, no entanto, persiste na porção leste da bacia, deslocando-se muitas vezes sobre sedimentos flúvio-deltáicos e controlando sazonalmente a deposição do Itararé até o início da Formação Tatuí, correspondente ao pós-glacial na porção leste da Bacia do Paraná.

Figura 45. Mapas paleogeográficos: A = Carbonífero Médio – Permiano Inferior; B = Permiano Inferior; C = Permiano Tardio I; D = Permiano Inferior Tardio II. SP = São Paulo; W = Windhoek. Áreas em amarelo: Formação Rio Bonito. SAB = Bacia Sergipe-Alagoas; RGS = capa de gelo do Rio Grande do Sul; A = capa de gelo de Assunção; R = lobo de Rio do Sul; P = lobo Paraná; K = lobo Kaokoveld; SER = embaçamento de Rio do Sul. Extensões dos lobos no interior da bacia estimadas pela distribuição de estrias e outras feições morfológicas. Distribuição de geleiras em outras bacias do Brasil é meramente comparativa. Modificada de Santos *et al.*, 1996.

6.3. Paleogeografia do Subgrupo Itararé na região de Itu/Indaiatuba

A partir dos dados expostos anteriormente, torna-se possível elaborar um quadro paleogeográfico para o Subgrupo Itararé junto a borda leste da Bacia do Paraná, ao menos para a região entre Itu e Indaiatuba, onde se concentraram os estudos deste trabalho. Este quadro tentativo leva em consideração as condições de deposição existentes no interior da bacia, os elementos responsáveis pela distribuição dos sedimentos e os sistemas deposicionais identificados ao longo da margem da bacia e suas possíveis interrelações.

Os mapas e dados paleogeográficos expostos a seguir foram confeccionados a partir da arquitetura das curvas de isovalor de porcentagem de arenitos e folhelhos (Anexo II), baseadas em dados de subsuperfície disponibilizados pela CPRM a este projeto.

A instalação da bacia na área de estudos se deu sobre um relevo pretérito irregular, com altos e baixos de alta declividade (Saad, 1977; Petri, 1985; Souza-Filho, 1986). Essa irregularidade é atribuída tanto a fatores tectônicos como glaciais. Existem registros, em subsuperfície, de substrato estriado recoberto por tilitos de alojamento para o interior da bacia (Petri, 1986) o que comprova que as geleiras avançaram por grandes distâncias bacia a dentro e, possivelmente, esculpiram vales glaciais, que posteriormente controlariam a distribuição das fácies glácio-marinhas.

Nesses períodos de avanço, provavelmente durante o que corresponde ao final do intervalo G e início do intervalo H ($H_1?$) de Daemon & Quadros, 1970 (Amaral, 2000; Longhim, 2003), as geleiras não só geraram formas erosivas, como a Rocha *Moutonnée*, o domo granítico moldado de Salto e o embasamento estriado de Itu (Figuras 4, 21 e 5, respectivamente), como depositaram uma importante sucessão de tilitos de alojamento, caracterizando o sistema subglacial/proglacial. As direções avaliadas para o deslocamento do gelo nessas estruturas coincidem com a direção geral de deslocamento do gelo na porção paulista da Bacia do Paraná, de sudeste para noroeste (Salvetti, 2001; Viviani & Rocha-Campos, 2002).

Nesta fase, de mar relativamente baixo, poder-se-ia supor que as geleiras encontravam-se em ambiente terrestre. No entanto, os depósitos de arenitos conglomeráticos, localizados sobre altos do embasamento, tanto em Salto como a sul de Itu, e dispostos lateralmente a folhelhos cinzentos, permitem associar a existência de um (ou vários, isolados) corpo de água preenchendo os embaixamentos já existentes na linha de costa (Figura 46-A), cuja origem é associada ao evento transgressivo documentado no restante da bacia durante esse intervalo (Figura 45-B). Desta forma, as geleiras teriam adentrado à bacia aterradas em ambiente subaquático, o que permite, do mesmo modo que em ambientes terrestres, a geração de

estruturas tipicamente glaciais, como as documentadas anteriormente (i.e., pavimentos estriados, embasamento moldado e polido, e depósitos de tilitos de alojamento, dentre outros).

No entanto, quando as geleiras estão em contato com corpos de água, marinhos ou não, tendem a se desestabilizar mais facilmente (Santos, 1987). Nesse sentido, a existência pretérita, na área de estudos, de um mar interno teria atuado como limitante ao avanço do gelo, impedindo, localmente, sua progressão, como ocorreu na região de Indaiatuba, onde o mar preenchia os grandes recortes da linha de costa. Muito provavelmente, as geleiras puderam avançar aterradas mar a dentro, porém sem formar plataformas flutuantes (Figura 9), já que esta porção da bacia não se encontrava em posição polar e não há evidências de extensa fácies contendo clastos caídos (Santos, 1987). No entanto, as localidades em que há evidências de que as geleiras conseguiram avançar bacia a dentro coincidem com as zonas de lineamentos tectônicos, os quais, provavelmente, canalizaram o fluxo do gelo (Figura 46-A), controlando e facilitando seu deslocamento.

A contínua elevação do nível relativo do mar pode ter sido responsável, inclusive, pelo início do recuo do gelo (Santos, 1987; Santos *et al.*, 1996). Com o degelo, a transgressão ganhou força e inundou, inicialmente, os vales de origem glaciais e/ou tectônicos, deixando emersas as terras altas, que passam a servir de área fonte. Nessas condições, ter-se-ia instalado o sistema de leques submarinos (Figura 46-B). A sucessão de arenitos com fragmentos de folhelhos recoberta por conglomerados desestruturados, que compõe a associação de fácies deste sistema (Figura 41), denota um ambiente de alta energia, mais proximal, e com nível do mar relativamente baixo, e deve ter se instalado em locais de maior desnível topográfico, tanto de origem tectônica como glacial. Estas unidades foram rapidamente recobertas por sedimentos típicos de fluxos gravitacionais, possivelmente do tipo *fluxo arenoso de detritos* (*sand debris flows*), originados pela desestabilização dos sedimentos deixados junto à margem da bacia pelo gelo (Figura 41). Estes fluxos são frequentemente recobertos por níveis decimétricos a métricos de folhelhos, sugestivos de nível do mar em ascensão. No norte, a transgressão marinha foi acompanhada pela deposição de espessas seqüências arenosas, associadas à condições de planícies de lavagem subaquáticas (Souza-Filho, 1986) e controladas tanto pelos alinhamentos tectônicos quanto pela morfologia da linha de costa. No sul, o mar avançou diretamente sobre o embasamento, afogando os depósitos subglaciais (Salvetti, 2001 – Figura 46-B). O derretimento do gelo liberou grande quantidade de *icebergs*, responsáveis pela relativa abundância de clastos caídos e despejos de detritos nas porções basais da fácies folhelho homogêneo.

A transgressão marinha registrada durante o intervalo H, associada à deglaciação, foi muito rápida, e o mar avançou rapidamente por áreas topograficamente arrasadas e rebaixadas

glacio-isostaticamente, finalmente afogando as terras altas restantes e os depósitos glaciais pretéritos, dando origem ao sistema glácio-marinho distal. Na porção sul da área de estudos, bem como em outras regiões próximas à margem da bacia (Souza Filho, 1986), o mar avançou diretamente sobre o embasamento. Devido a menor influência dos lineamentos tectônicos (Petri, 1986), menor variação topográfica do embasamento e, possivelmente, ao reduzido aporte sedimentar oriundo das descargas de degelo, formaram-se grandes plataformas de sedimentação marinha (Figura 47-A), onde se depositaram os litotipos mais finos, que compõem a fácies folhelho homogêneo.

Ao mesmo tempo, possivelmente devido à influência dos alinhamentos tectônicos e pela distribuição das fácies bacia a dentro, instalou-se uma área protegida da ação de correntes de deriva e, possivelmente, das ondas (Figura 47-A). Esta região, fisiograficamente semelhante a uma baía de circulação relativamente restrita, recebia um aporte sedimentar esporádico e de baixa carga, na forma de correntes de turbidez de baixa densidade originadas de leques subaquosos, formando uma sucessão espessa, porém restrita lateralmente, de ritmitos. O aspecto relativamente restrito desta baía (Figura 48), possivelmente alcançada por geleiras de maré, limitaria a presença de *icebergs* nesse local, o que explica a baixa quantidade de clastos caídos observados nessa associação.

Já na porção norte, ao contrário, quando o mar avança por sobre os sedimentos glaciais e os trazidos pelas águas de degelo, o excesso de água marinha desestabilizaria este material, que fluiria, bacia a dentro, na forma de fluxos gravitacionais de massa do tipo *fluxo arenoso de detritos*, *fluxo de detritos* e *correntes de turbidez de baixa concentração*, formando grandes planícies de lavagem subaquáticas (*outwash*), compostas por arenitos médios, desestruturados, localmente intercalados com folhelhos e diamictitos. Esta sedimentação de clásticos grossos seria intensificada, ainda, pelas intensas descargas de águas de degelo (Figura 47-A) que atingiriam essa região, vindas tanto de norte (alto estrutural de Campinas - Stevaux *et al.*, 1987; Souza-Filho, 1986) quanto de leste e oeste, convergindo para o centro do embaçamento.

Nesta fase, as geleiras continuaram influenciando, em menor escala, a sedimentação, seja controlando as descargas de águas de degelo, seja liberando *icebergs* contendo detritos, que foram depositados na forma de clastos caídos (*dropstones*) ou chuva de detritos (*rain out*). A intensidade desta influência, no entanto, foi diminuindo paulatinamente, conforme indica a diminuição da quantidade de clastos para o topo da sucessão (Salvetti, 2001; Canuto *et al.*, 2001).

Figura 46. A. Mapa paleogeográfico do sistema subglacial/proglacial, mostrando a extensão do manto de gelo bacia à dentro, associado à presença de mar interno e depósitos proximais arenosos. **B.** Início da transgressão e instalação do sistema de leques submarinos, acompanhando as áreas tectônica ou glacialmente rebaixadas. Grande quantidade de icebergs liberando clastos e detritos.

Essa configuração paleogeográfica persistiu por um grande período, materializado por uma sucessão de folhelhos, na porção sul da área de estudos, de mais de 30 metros de espessura. Após um período de máxima transgressão, iniciou-se um processo de rebaixamento do nível relativo do mar, resultado tanto do recrudescimento das condições glaciais como da compensação glacio-isostática continental, devido ao alívio de carga do gelo sobre a crosta, permitindo o retorno progressivo de condições mais proximais, e a instalação de corpos arenosos deltáicos progradantes (Figura 47-B) em toda a extensão da margem leste da bacia.

Figura 47. A. Mapa paleogeográfico do sistema plataformar, sedimentação concomitante, a norte, de fluxos gravitacionais arenosos, e ao sul, do início da deposição dos ritmos de Itu (sistema de baía). **B.** Início da transgressão e instalação do sistema de leques submarinos, acompanhando as áreas tectônica ou glacialmente rebaixadas.

Estes corpos deltáicos apresentaram diferentes feições conforme sua situação geográfica: a sul, na região de Itu, se comportavam como deltas costeiros típicos, do tipo Gilbert, avançando por sobre os sedimentos da plataforma pelágica. No norte, próximo à Indaiatuba, comportavam-se como deltas de alta carga, formando uma infinidade de lobos arenosos coalescidos que, sucessivamente, preencheram esta porção da bacia, relativamente mais rasa que o sul (Figura 47-B). A influência glacial, no entanto, se fazia sentir na forma de poucos *icebergs* que liberavam detritos sobre os depósitos arenosos.

Esta situação deve ter persistido durante boa parte do intervalo H (intervalo Microflora II de Saad, 1977 – Souza Filho, 1986), cedendo lugar, por vezes, a transgressões marinhas de menor escala. Com efeito, o mar oscilou repetidas vezes durante este ciclo, permitindo a formação de uma sucessão sedimentar de mais de 300 metros de sedimentos (Seção B-B', Anexo 1) onde se alternam folhelhos marinhos, com pouco ou nenhum clasto caído, e arenitos

finos a médios, geralmente com estratificações plano-paralelas ou cruzadas de baixo ângulo (Figura 49).

Toda a sucessão sedimentar aqui descrita provavelmente se depositou em condições subaquáticas (Figura 50), não havendo evidências de depósitos subaéreos. Para a região de Campinas, a norte da área de estudos, Souza Filho (1986) identificou, no equivalente ao topo desta sucessão, a porção superior dos corpos deltáicos contendo carvão, a que este autor posicionou como correspondente ao terço superior do Subgrupo Itararé na área de estudos.

Não há informações disponíveis sobre quantos avanços de gelo ainda ocorreram nesta porção da bacia. As informações palinológicas disponíveis permitem apenas interpretar a posição desta sucessão entre o terço inferior e médio do Subgrupo Itararé (Daemon & Quadros, 1970; Saad, 1977; Amaral, 2000; Longhim, 2003). No entanto, de acordo com as reconstruções regionais, o manto de gelo de Windhoek avançaria novamente por sobre estes sedimentos, influenciando a deposição da unidade até seu limite superior. Infelizmente, o registro equivalente aos avanços posteriores se perderam durante a evolução geológica da bacia.

Figura 48. Representação esquemática de lago ou baía com influência glacial e aporte sedimentar restrito, na forma de leques subaquáticos. A formação de sedimentos rítmicos se dá na porção central do lago, sendo mais arenosos e menos argilosos para as porções mais externas da depressão. Modificada de Eyles & Eyles, 1983.

Figura 49. Coluna estratigráfica composta levantada ao longo da Rodovia do Açúcar, em direção *grosso modo* ortogonal a direção geológica. Nível do Mar: MB = Mar Baixo; MA = Mar Alto.

Figura 50. Bloco-diagrama ilustrando o trato de sistema de plataforma e as associações de fácies presentes, de acordo com os diversos sistemas deposicionais existentes (sistema de leques submarinos, sistema deltaico, sistema glácio-marinho distal e proximal). Modificada de Stevaux *et al.* (1997).

7. Conclusões

A partir dos dados e análises anteriormente expostos, as principais conclusões são:

1. Junto à margem leste atual da Bacia do Paraná, entre os municípios de Itu e Indaiatuba, afloram oito unidades faciológicas distintas que compõem o Subgrupo Itararé, sendo elas: fácies diamictito compacto; fácies arenito grosso, imaturo; fácies conglomerado desestruturado; fácies folhelho homogêneo; fácies folhelho com intercalações silto-arenosas; fácies folhelho rítmico; fácies arenito médio; e fácies diamictitos de matriz areno-argilosas.
2. Todas as fácies apresentam evidências de influência glacial em sua gênese, seja pela associação direta destas fácies com embasamento moldado pela ação erosiva glacial (rocha *moutonnée* e formas moldadas do tipo *whale back*), seja pela presença de clastos caídos ou sedimentos interpretados como depositados por chuvas de detritos (*rain out*).
3. A fácies folhelho homogêneo é a de maior persistência lateral, presente em toda a área de estudos, tangenciando a margem da bacia, sem alterações em suas características sedimentológicas. Esta unidade pode ser utilizada como marco estratigráfico na região.
4. A partir das fácies analisadas, e de suas relações laterais e verticais, foram interpretados quatro principais sistemas deposicionais: sistema subglacial/proglacial; sistema glácio-marinho distal; sistema glácio-marinho proximal; e sistema de leques submarinos. Estes sistemas deposicionais estão articulados na forma de três grandes tratos de sistema: trato de sistema deposicional glacial (sistema subglacial/proglacial); trato de sistema deposicional marinho profundo (sistemas glácio-marinho distal e de leques submarinos); e trato de sistema deposicional marinho raso (sistema glácio-marinho proximal). Não há evidências, na área de estudos, da formação de sistemas deposicionais tipicamente terrestres.
5. As fácies presentes no sistema subglacial/proglacial (fácies diamictito, compacto e fácies arenito grosso, imaturo) foram geradas diretamente pela geleira. A primeira representa tilito de alojamento, depositado subglacialmente. A segunda, de caráter proglacial, representa o produto da dejeção de túneis subglaciais em corpo de água marinho.
6. A gênese das fácies folhelho homogêneo e folhelho contendo intercalações silto-arenosas está ligada a instalação de um grande corpo de água, onde os processos de decantação prevalecem sobre os trativos. As intercalações silto-arenosas são formadas por esporádicos fluxos gravitacionais arenosos, do tipo *sand debris flows*, relacionados à desestabilização de sedimentos deixados pela geleira as margens da bacia.

7. A fácies conglomerado desestruturado compõe a porção proximal de leques submarinos, formadas no início da fase transgressiva associada ao recuo do manto de gelo. Esta fácies é recoberta por arenitos, formados por fluxos arenosos de detritos, e diamictitos desestruturados, formados por fluxos de detritos subaquosos. Estes processos predominam na área de estudos, em detrimento das fácies turbidíticas comumente descritas na literatura.
8. A fácies arenito médio, presente no sul da área de estudos, foi depositado na forma de corpos deltáicos progradantes, já na fase de rebaixamento do nível do mar, por compensação glácio-isostática, pelo recrudescimento das condições glaciais, ou por ambos os motivos.
9. A evolução paleogeográfica estimada para a área de estudos:
 - a. Parte de uma região topograficamente irregular, escavada pelos avanços da geleira, aterrada, bacia a dentro. Nesta fase se formariam os depósitos de tilitos de alojamento e os depósitos proglaciais de arenitos grossos;
 - b. Com o recuo do gelo, o mar avançaria rapidamente, recobrando estes sedimentos e formando um grande corpo de água marinho. Áreas mais altas serviriam como fonte para sedimentos grossos e fluxos gravitacionais de massa, dando origem ao sistema de leques submarinos;
 - c. Com a continua transgressão, porém, todas as terras altas seriam paulatinamente afogadas. Nas áreas protegidas da ação de correntes litorâneas e das ondas, e onde o aporte sedimentar era mais controlado, depositar-se-ia os folhelhos rítmicos;
 - d. A fase de regressão marinha, devida a compensação glácio-isostática e/ou à intensificação das condições glaciais, permitiria a progradação de corpos arenosos deltáicos na porção sul da área de estudos, e fluxos arenosos subaquosos na porção norte da área de estudos.
10. A compreensão da distribuição destas unidades estratigráficas, e seu inter-relacionamento, é de fundamental importância, tanto para a confecção de modelos deposicionais para a área de estudos, como para a prospecção de águas subterrâneas e hidrocarbonetos.

Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F.F.M. (1948). A "Roche Moutonnée" de Salto, Estado de São Paulo. *Geologia e Metalurgia*, **5**: 112-118.
- ALMEIDA, F.F.M. (1980). Síntese sobre a Tectônica da Bacia do Paraná. *Conferência de Abertura do 3º Simpósio Regional de Geologia*: 1-20.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. (1977). Províncias estruturais brasileiras. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, **8**, Atas... Campina Grande: 363-391.
- AMARAL, P.G.C. (2000). Estudo da taoflora do Subgrupo Itararé no afloramento km 96 da Rodovia dos Bandeirantes, município de Campinas, SP. *Monografia de Trabalho de Formatura*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 39 p.
- ANDERSON, J.B. (1983). Ancient glacial-marine deposits: their spatial and temporal distribution. In: B.F. MOLNIA (Ed.), *Glacial marine sedimentation*. Plenum, New York, 3-92.
- ANDERSON, J.W.; ASHLEY, G.M. (1991). Glacial marine sedimentation: paleoclimatic significance. *Geological Society of America, Special Paper* **261**, 232 p.
- ANDERTON, R. (1985). Clastic facies models and facies analysis. In: Brenchley, P.J. & Williams, B.P.J. (Eds), *Sedimentology: Recent developments and applied aspects*. Blackwell Scientific Publications, Oxford: 31-47.
- ASHLEY, G.M. (1975). Rhythmic sedimentation in glacial lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut. In: A.V. Jopling; B.C. McDonald (Eds). *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., **23**: 304-320.
- ASHLEY, G.M. (1985). Introduction (to glacial sedimentary environments). In: Gail. M. Ashley, John Shaw, Norman Smith (Eds), *Glacial Sedimentary Environments*, SEPM Short Course **16**, Tulsa, 1985: 1-6.
- BARBOSA, O.; ALMEIDA, F. F. M. (1949). A Série Tubarão na Bacia do Rio Tietê, Estado de São Paulo. *Notas Preliminares e Estudos*, Divisão de Geologia e Mineração (DNPM), **48**: 1-16.
- BARBOSA, O. & GOMES, F. A. (1958). Pesquisa de petróleo na Bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM*, **171**: 1-40..
- BATTES, R.L.; JACKSON, J.A. (1987). Glossary of Geology. Am. Geol. Inst., Alexandria, 754 p.
- BENN, D.I.; EVANS, D.J.A. (1998). Glaciers and glaciation. Great Britain, Arnold Publishers, 734 p.
- BENNET, M.R.; GLASSER, N.F. (1996). Glacial geology: ice sheets and landforms. John Willey & Sons, England, 364 p.
- BOULTON, G.S. (1979). Processes of glacier erosion on different substrata. *Journal of Glaciology*, **23**, 15-38.
- BOULTON, G.S. (1982). Subglacial processes and the development of glacial bedforms. In: DAVIDSON-ARNOTT R. ET AL. (Eds.), *Glacial, Glaciofluvial and Glaciolacustrine Systems*, Norwich: Norwich Geo-Books, 1-31.
- BOULTON, G.S.; EYLES, N. (1979). Sedimentation by valley glaciers; a model and genetic classification. In: C.H.SCHLUCHTER (Ed.) *Moraines and Varves*. Balkema, Rotterdam, 11-23.
- BOUMA, A.H. (1962). Sedimentology of some flysh deposits: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- BRODZIKOWSKI, K.; VAN LOON, A.J. (1991). Glacigenic sediments. *Developments in sedimentology*, **49**, Elsevier, Amsterdam, 1991, 674 p.

- CAETANO-CHANG, M.R. (1984). Análise ambiental e estratigráfica do Subgrupo Itararé (PC) no sudoeste do Estado de São Paulo. *Tese de Doutorado*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 309 p.
- CANUTO, J.R. (1985). Origem dos diamictitos e de rochas associadas do Subgrupo Itararé, no sul do Estado do Paraná e norte do Estado de Santa Catarina. *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 187 p.
- 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. *Tese de Doutorado*, IGc-USP, 164 p.
- CANUTO, J.R. (1997). Estratigrafia de seqüências da Bacia do Paraná, para o intervalo do Ordoviciano superior ao Triássico inferior, e de suas bacias precursoras vendiano-cambrianas, com base em arcabouços cronoestratigráficos de segunda e terceira ordens. V *Simpósio de Geologia do Sudeste*, Penedo/Itatiaia - RJ. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia: 56-57.
- CANUTO, J.R.; ROCHA-CAMPOS, A.C.; SANTOS, P.R. (1997). Sequence stratigraphy of Itararé Subgroup (Late Paleozoic), Paraná Basin, in southern Paraná and northern Santa Catarina, Brazil. 3º *Simpósio de Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná*, Barra do Garças, Atas, Abstract Volume: 18-19.
- CANUTO, J.R.; SANTOS, P.R.; ROCHA-CAMPOS, A.C. (2001). Estratigrafia de seqüências 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*, **31** (1): 107-116.
- CAREY, S.W.; AHMAD (1963). Glacial marine sedimentation. *Univ. Tasmania, Geol. Dept.*, Publication 87.
- CHAMBERLAIN, T.K. (1964). Mass transport in the heads of Scripps Submarine Canyon, California. In: Miller, R.L. (ed). *Marine Geology*: 42-64.
- CROWELL, J.C. & FRAKES, L.A. (1975). The Paleozoic glaciation. In: K.W.W. CAMPBELL (Ed.), *Gondwana Geology*, 313-331.
- CPRM (1999a). Projeto integração geológico-metalogenética – Folha Rio de Janeiro SF.23. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*, CPRM, São Paulo, 1999, 26 p.
- CPRM (1999b). Mapa geológico – Projeto integração geológico-metalogenética – Folha Rio de Janeiro SF.23-Y-C. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*, CPRM, São Paulo, 1999.
- CPRM (2001). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas - SIG e Mapas na escala 1:2.500.000 = Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil: Geographic Information System - GIS and Maps at the 1:2.500.000 scale / Luiz Augusto Bizzi, Carlos Schobbenhaus, João Henrique Gonçalves, Franciscus Jacobus Baars, Inácio de Medeiros Delgado, Máisa Bastos Abram, Reginaldo Leão Neto, Gerson Manoel Muniz de Matos, João Orestes Schneider Santos - Brasília : CPRM, 2001. 4 CD-Roms
- DAEMON, R.F.; QUADROS, L.P. (1970). Bioestratigrafia do Neopaleozóico na Bacia do Paraná. 24º *Congr. Bras. Geol.*, Brasília. Soc. Bras. Geol.: 359-414.
- DAEMON, R.F. (1974). Integração dos resultados palinológicos aos de fauna e flora de camadas fossilíferas do Neopaleozóico da Bacia do Paraná – implicações estratigráficas e paleogeográficas. *Revista UNIMAR*, **1**, 1974: 25-41.
- De GEER, G. (1912). A geochronology of the last 12.000 years. *C.R. Cong. Geol. Int.* Stockholm, 1910: 241-253.
- De RAAF, J.F.M.; BOERSMA, J.R.; Van GELDER, A. (1977). Wave-generated structures and sequences from a shallow marine sucesión, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, **24**, 451-483.
- DINO, R.; LIMA, M. R.; ROCHA-CAMPOS, A. C. (1987). Palinologia do varvito (Subgrupo Itararé, neopaleozóico) da região de Itu, São Paulo. *Congresso Brasileiro de Paleontologia*, **10**, Rio de Janeiro. Resumos, p. 46.

- DNPM (1979). Projeto Sapucaí – Estados de Minas Gerais e São Paulo. Relatório final de geologia. *Série Geologia*, 4, *Série Geologia Básica*, 2, Brasília, 1979, 299 p.
- DOTT Jr., R.H. (1963). Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 47: 104-128.
- DREIMANIS, A. (1989). Till, their genetic terminology and classification. In: Goldthwait, R.P.; Matsch, C.L. (eds). *Genetic classification of glacial deposits*. Balkema, Rotterdam: 17-84.
- DREIMANIS, A. (1990). Formation, deposition, and identification of subglacial supraglacial tills. In: R. Kujansuu & M. Saarnisto (Eds), *Glacial Indicator Tracing*: 35-61.
- ENOS, P. (1977). Flow regimes in debris flow. *Sedimentology*, 24, 133-142.
- EYLES, N. (1987). Glacially influenced submarine-channel sedimentation in the Yakataga Formation, Middleton Island, Alaska. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57-6:1004-1017.
- EYLES, N. (1993). Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth Science Review*, 35: 1-248.
- EYLES, N.; EYLES, C.H. (1983). Sedimentation in a large lake: a reinterpretation of the late Pleistocene stratigraphy at Scarborough Bluffs, Ontario, Canada. *Geology*, 11, 146-152.
- EYLES, N.; EYLES, C.H. (1992). Glacial depositional systems. In: Roger G. Walker & Noel P. James (eds). *Facies models: response to sea level change*. Love Printing Service Ltd., Ontario: 73-100.
- EYLES, N.; MIAL, A.D. (1984). Glacial facies. In: R.G. Walker (Ed.), *Facies Models*. Geological Association of Canada, Toronto, 15-38.
- EYLES, N.; EYLES, C.H.; MIAL, A.D. (1983). Lithofacies types and vertical profiles modes: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamictite sequence. *Sedimentology*, 30: 393-410.
- EYLES, C.H.; EYLES, N.; MIAL, A.D. (1985). Models of glaciomarine deposition and their implications to ancient glacial sequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51, 1-4: 15-84.
- EYLES, C.H.; EYLES, N.; FRANÇA, A.B. (1993). Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology*, 40, 1-25.
- FERREIRA, F.J.F. (1982). Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do arco de Ponta Grossa. *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências, USP, 169p.
- FIORI, A.P. & COTTAS, L.R. (1980). Divisão faciológica do Grupo Itararé no nordeste do Estado de São Paulo. *SBG, An. 31º Congr. Bras. Geol. Camboriu, Bol. 2* (resumos), p.360.
- FISHER, R.V. (1983) Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, 11 (5): 273-274.
- FLINT, R.F.; SANDERS, J.E.; RODGERS, J. (1960). Diamictite, a substitutive term to symmictite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71: 1809-1810.
- FRAKES, L.A.; CROWELL, J.C. (1969). Late Paleozoic glaciation: I, South America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 1007-1042.
- FRAKES, L.A. & CROWELL, J.C. (1972). Late Paleozoic glacial geography between the Paraná Basin and the Andean geosyncline. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 44: 139-145.
- FRANÇA, A.B. (1983). Subdivisão Preliminar do Grupo Itararé. Relatório RT-553/93, Consórcio CESP/IPT PAULIPETRO, 21p.
- FRANÇA, A.B. (1987). Stratigraphy, depositional environment, and reservoir analysis of the Itararé Group (Permo Carboniferous), Paraná Basin-Brazil. *Tese de doutoramento*, University of Cincinnati, Cincinnati, 188 p.
- FRANÇA, A. B. (1994). Itararé Group: Gondwanan Carboniferous-Permian of the Paraná Basin, Brazil. In: M. Deynoux, J.M.G. Miller, E.W. Domack, N. Eyles, I.J. Fairchild & G.M. Young (Eds.) *Earth's Glacial Record*, Cambridge University Press: 70-82.

- FRANÇA, A.B.; POTTER, P.E. (1988). Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (permo-carbonífero), Bacia do Paraná (parte I). *Bol de Geociências da PETROBRÁS*, 2 (214): 147-191.
- FRANÇA, A.B.; POTTER, P.E. (1991). Stratigraphy and reservoir potencial of glacial deposits of the Itararé Group (Carboniferous to Permian), Paraná Basin, Brazil. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 75: 62-85.
- FRASER, H.J. (1929). An experimental study of varve deposition. *Trans. Roy. Soc. Canada*, 23, 46-69.
- FRITZ, W.J.; MORRE, J.N. (1988). *Basic of physical stratigraphy and sedimentology*. John Wiley & Sons, 371p.
- FROST, R.T.C.; FITCH, F.J.; MILLER, J.A. (1981). The age and nature of the crystalline basement of the North Sea Basin. *Congress on Petroleum Geology of the Continental Shelf of North West Europe*, 2. 1981. Inst. Of Petroleum, Neyden & Son: 43-57.
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. (1982). Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 1982, 12 (4): 590-610.
- GAMA Jr., E. G.; BANDEIRA JÚNIOR, A. N.; FRANÇA, A. B. (1982). Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 12:19-40.
- GAMA JR., E.G.; PERINOTTO, J.A.J.; RIBEIRO, H.J.P.S. (1991). Contribuição ao estudo de parasequências no Subgrupo Itararé (P-C) no Estado de São Paulo. In: SIMP. GEOL. SUDESTE, 2. São Paulo, 1991. *Boletim de Resumos*. São Paulo, SBG-Núcleos SP/RJ. p. 37.
- GAMA Jr., E.; PERINOTTO, J.A.J.; RIBEIRO, H.J.P.S.; PADULA, E.K. (1992). Contribuição ao estudo da ressedimentação no Subgrupo Itararé: um guia temático de campo. *Revista Brasileira de Geociências*, 22 (2): 237-247.
- 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*, 43: 1-39.
- GORDON JÚNIOR, M. (1947). Classification of the gondwanic rocks of Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul. *DNPM, Div. Geol. Miner. Notas preliminares Est.*, 38.
- HAMPTON, M.A. (1972). The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 775-793.
- HASUI, Y.; PENALVA, F.; HENNIES, W.T. (1969). Geologia do Grupo São Roque. XXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, 1969. *Anais...* Salvador, SBG, 1, 101-134.
- HASUI, Y. (1981). *Mapa de Jazidas e Ocorrências Minerais do Estado de São Paulo – Texto Explicativo*. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, 349p.
- HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G.; RAMALHO, R. (1984). A parte central da região de dobramentos sudeste e o maciço mediano de Guaxupé. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (Coords.). *Geologia do Brasil – Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais*.
- KNELLER, B (1995). Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In: Hartley, A.J. & Prosser, D.J., (Eds.), *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*, Geological Society of America Special Publication, 94:31-49.
- KUENEN, Ph H. (1950). Turbidity currents of high density. *Proceedings of 18th International Geological Congress (1948)*. London, Reports, 8: 44-52.
- LANDIM, P.M.B & SOARES, P.C. (1979). Mapeamento faciológico do Subgrupo Tubarão. *Convênio DAEE-UNESP, Relatório Final*.
- LEVELL, B.K.; BRAAKMAN, J.H.; RUTTENK, V. (1988). Oil-bearing sediments of Gondwana glaciation in Oman. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 72: 775-796.

- LIMA, M. R.; DINO, R.; YOKOYA, N. S. (1983). Palinologia de concreções calcíferas do Subgrupo Itararé (neopaleozóico da Bacia do Paraná) na região de Araçoiaba da Serra, Estado de São Paulo. *Anais Academia Brasileira Ciências*, **55**: 195-208.
- LONGHIM, M.E. (2003). Palinologia do Grupo Itararé em Salto, Estado de São Paulo (Bacia do Paraná, Carbonífero Superior). *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 127 p.
- LOWE, D.R. (1976). Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology*, **23**: 285-308.
- LOWE, D.R. (1979). Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *Society Economic Paleontologists Mineralogists*, Special Publication, **27**: 75-82.
- LOWE, D.R. (1982). Sediment gravity flows: depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52** (1): 279-297.
- MAACK, R. (1946). Geologia e geografia da região de Vila Velha, Estado do Paraná, e considerações sobre a glaciação carbonífera no Brasil. *Série Arquivos do Museu Paranaense*, Curitiba, **5**, 305p.
- MACHADO, L.C. (1989). Fácies e arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé em Alfredo Wagner, SC: sedimentação periglacial. *Dissertação de Mestrado*, Ouro Preto: UFOP, 163p.
- MANSFIELD, C.F. (1972). Petrofacies units and sedimentary facies of the Late Mesozoic strata west of Coalinga, California. *Society Economic Paleontologists Mineralogists*, Pacific Section, Guidebook to Cretaceous of Coalinga Area: 19-26.
- MARTIN, H. (1964). The direction of flow of the Itararé ice sheets in the Paraná Basin, Brazil. *Boletim Paranaense de Geografia*, **10-15**: 25-76.
- MARTIN H., MAU H., BJÖRNBERG A.J.S. (1959). Vale Pré-Glacial a Nordeste de Jundiá, SP. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **8**(2): 35-40.
- MASSOLI, M. (1991). Relação entre o embasamento cristalino e os sedimentos basais do Subgrupo Itararé na região de Sorocaba-Salto de Pirapora, SP. *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 94 p.
- MASTALERZ, K. (1995). Deposits of high-density turbidity currents on fan-delta slopes: an example from the upper Visean Szczawno Formation, Intrasudetic Basin, Poland. *Sedimentary Geology*, **98**, 121-146.
- MIDDLETON, G.V. (1978). Facies. In: Fairbridge, R.W. & Bourgeois, J. (Eds). *Encyclopedia for sedimentology*. Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson & Ross: 323-325.
- MIDDLETON, G.V. (1993). Sediment deposition from turbidity currents. *Annual Review Earth Planetary Sciences*, **21**: 89-114.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. (1973). Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition in turbidites and deep-water sedimentation. *Society Economic Paleontologists Mineralogists*, Pacific Section Short Course Lecture Notes: 1-38.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. (1976). Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Stanley, D.J. & Swift, D.J.P. (Eds). *Marine sediment transport and environmental management*. New York, Wiley: 197-218.
- MILANI, E. J. ; FRANÇA, A. B. ; SCHNEIDER, R. L. (1994). Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, **8**(1): 69-82.
- MILANI, E.J. (1997). Evolução tectono-estratigráfica da bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. *Tese de doutoramento*, UFRGS, 255 p., vol.1.
- MOLNIA, B.F. (1983). Subarctic glacial-marine sedimentation: a model. In: B.F. Molnia (Ed). *Glacial-marine sedimentation*. Plenum Press, New York and London: 95-144.

- MUTTI, E. (1992). Turbidite sandstone. Milan, Italy, AGIP Special Publication, 275 p.
- NARDIN, T.R.; HEIN, F.J.; GORSLINE, D.S.; EDWARDS, B.D. (1979). A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrast in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor system. In: L.J. Doyle & O.H. Pilkey, *Geology of continental slopes*, SEPM, Special Publication, 2: 61-73.
- PETRI, S. (1964). Grupo Tubarão. In: *Geologia do Estado de São Paulo*. Instituto Geográfico e Geológico, Bol. 41: 56-63.
- PETRI, S. (1985). Ritmitos de Itu. In: *Simpósio Regional de Geologia*, 5, São Paulo, 1985. Atas..., 1, 235-241.
- PETRI, S. (1986). Notas adicionais sobre os ritmitos de Itu. *Rev. SMA/IG*, 7 (1/2): 31-34.
- PETRI, S. & SOUZA, P. A. (1993). Síntese dos conhecimentos e novas concepções sobre a bioestratigrafia do Subgrupo Itararé, Bacia do Paraná, Brasil. *Revista IG*, São Paulo, 14(2): 7-18.
- PHILLIPS, C.J. & DAVIES, T.R.H. (1991). Determining rheological parameters of debris flow material. *Geomorphology*, 4: 101-110.
- PICKERING, K.T.; HISCOTT, R.N.; HEIN, F.J. (1989). Deep marine environments. *Clastic sedimentation and tectonics*. Oxprint, Oxford and London, 416 p.
- PIERSON, T.C. & COSTA, J.E. (1987). A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. In: J.E. Costa & G.F. Wiczeorek, *Debris flows/avalanches: process, recognition and migration*. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, VII: 1-12.
- PIRES, F.A. (2001). Análise paleoambiental e estratigráfica do Subgrupo Itararé na região do Médio Tietê, Estado de São Paulo. *Tese de Doutorado*, IG-UNESP, Rio Claro, 113 p.
- PIRES, F.A. & PETRI, S. (1993). Estratigrafia da Bacia do Paraná (Carbonífero Superior – Triássico Inferior) no Estado de São Paulo. *Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná*. Resumos, Rio Claro.
- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T.; VAIL, P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition, I - conceptual framework. In: C.D. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G. ST. C. KENDAL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS, J.C. VAN WAGONER (eds.), *Sea-level Changes: an Integrated Approach*, Tulsa, Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 42:109-124.
- POSTMA, G. (1986). Classification of sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14: 291-294.
- ROCHA-CAMPOS, A. C. (1967). The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: J. J. Bigarella et al. (Eds), *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba: 27-102.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. (2000). Rocha *moutonnée* de Salto, SP. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Winge, M.; Berbert-Born, M. (Eds.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Disponível na Internet no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio021/sitio021.htm>.
- ✱ ROCHA-CAMPOS, A.C.; SAAD, A.R.; SANTOS, P.R.; OLIVEIRA, M.E.C.B. (1977). Algumas feições periglaciais do Subgrupo Itararé (neopaleozóico), no Estado de São Paulo. *Boletim do Instituto de Geociências*, Universidade de São Paulo, 8: 55-66.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; SANTOS, P.R. (1981). The Itararé Subgroup, Aquidauana Group and San Gregório Formation, Paraná Basin, southeastern South America. In: W. J. Hambrey & W. B. Harland (Eds.), *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*, Cambridge Univ Press: 842-852.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; SUNDARAM, D. (1981). Geological and palinological observations on Late Paleozoic varvites from the Itararé Subgroup, Paraná Basin, Brazil. *Anais XI Congresso Latino-Americano Paleontologia*, Porto Alegre: 257-275.

- ROCHA-CAMPOS, A.C. E SANTOS, P.R. (2000). Ação Geológica do Gelo. In: Wilson Teixeira; M. Cristina M. Toledo; Thomas R. Fairchild; Fábio Taioli (Eds.). *Decifrando a Terra*. Oficina de Textos: 215-246.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; OLIVEIRA, M.E.C.B.; SANTOS, P.R.; SAAD, A.R. (1976). Boulder pavements and the sense of movement of Late Paleozoic glacier in central eastern São Paulo state, Paraná Basin, Brazil. *Boletim IG, USP*, 7, 149-160.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; COTTER, J.F.P.; SANTOS, P.R.; CANUTO, J.R. (1992). Boulder pavements from the Itararé Subgroup (Late Paleozoic) at Capivari, SP: new evidences on origin. XXXVII Congresso Brasileiro Geologia, São Paulo, Resumos Expandidos, 521-522.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; ERNESTO, M.; SUNDARAM, D. (1981). Geological, palinological and paleomagnetic investigations on late Paleozoic varvites from the Paraná basin, Brazil. *Anais do III. Simpósio Regional de Geologia*, 2: 162-175.
- ROCHA-CAMPOS, A.C., MACHADO, L.C.R., SANTOS, P.R. DOS, CANUTO, J.R. AND CASTRO, J.C. (1988). Pavimento estriado da glaciação neopaleozóica em Alfredo Wagner, Santa Catarina, Brazil. *Boletim IG – Instituto de Geociências. USP, Série Científica*, 19: 39-46.
- ★ ROCHA-CAMPOS, A.C.; SANTOS, P.R.; CANUTO, J.R. (1997). Distribuição e padrões da glaciação neopaleozóica na Bacia do Paraná, Brasil. *Simpósio sobre cronoestratigrafia da Bacia do Paraná*, Resumo. Barra do Garça, p. 14.
- ★ ROCHA -CAMPOS, A. C.; SANTOS P. R. DOS; CANUTO, J. R. (1999). Multiple, glacially striated, soft sediment surfaces in the late Paleozoic and Proterozoic of Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, RJ, 71: p. 841.
- RODINE, J.D. & JOHNSON, A.M. (1976). The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic material to flow on gentle slopes. *Sedimentology*, 23: 213-234.
- SAAD, A.R. (1977). Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, USP, 107 p.
- SANDERS, J.E.; FRIEDMAN, G.M. (1997). History of petroleum exploration in turbidites and related deep-water deposits. *Northeastern Geology and Environmental Sciences*, 19 (1/2), 67-102.
- SANTORO, E. (1984). *Geologia da Folha de Cabreúva, SP. Dissertação de Mestrado IG-USP*, 114 p.
- SANTOS, P.R. (1979). Distribuição estratigráfica, características e fácies de diamictitos rochas associadas do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo. *Dissertação de Mestrado*. Instituto de Geociências, USP, 135 p.
- SANTOS, P. R. (1987). Fácies e evolução paleogeográfica do Subgrupo Itararé/Grupo Aquidauana (neopaleozóico) na Bacia do Paraná, Brasil. *Tese de Doutorado*. Instituto de Geociências, USP, 128 p.
- SANTOS, P.R. (1996). Condicionamento geológico da sedimentação glacial: o Neopaleozóico da Bacia do Paraná e o Terciário da Antártida. *Tese de Livre Docência*, Instituto de Geociências, USP, 111 p.
- SANTOS, P.R.; ROCHA-CAMPOS, A.C.; CANUTO, J.R. (1992). Evolution of the Late Paleozoic glaciation in the Parana basin, Brazil. XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, Brazil. Boletim de Resumos Expandidos. Sociedade Brasileira de Geologia, 529-531.
- SANTOS, P.R.; ROCHA-CAMPOS, A. C.; CANUTO, J. R. (1996). Patterns of late palaeozoic deglaciation in the Parana Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 125 (1-4), 165-184.
- SALVETTI, R.A.P. (2001). Litofácies do Subgrupo Itararé no centro-leste do Estado de São Paulo. *Monografia de Trabalho de Formatura*, IG-USP, 46 p.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (1981). *Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais - Escala 1/2.500.000*. Brasília, DNPM.

- SHANMUGAM, G. (1996). High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? *Journal of Sedimentary Research*, **66** (1), 2-10.
- SHANMUGAM, G. (1997). The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth Science Reviews*, **42**, 201-229.
- SHANMUGAM, G. (1999). Deep-water processes and facies models: a paradigm shift for the 21st century. Gulf Coast Section of SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists). Extraído do site em 27/03/2003.
- SHANMUGAM, G. (2000). 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models – a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 285-342.
- SHAW, J. (1985). Subglacial and ice marginal environments. In: Gail. M. Ashley, John Shaw, Norman Smith (eds), *Glacial Sedimentary Environments, SEPM Short Course*, **16**, Tulsa, 1985, 7-84.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1974) Late Precambrian mixtites: glacial and/or non-glacial. *American Journal Science*, **274**, 673-824.
- SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. (1974). Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, **1**, 41-65.
- SCHOBENHAUS, C; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. (1984). Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:250.000. DNPM, Brasília, 501 p.
- SETTI, G. C. X. (1998). Fácies e ambientes sedimentares do varvito e rochas associadas de Itu (Subgrupo Itararé, neopaleozóico). *Monografia de Trabalho de Formatura*, IG-USP, 28 p.
- SMITH, N.D. (1985). Proglacial fluvial environment. In: GAIL. M. ASHLEY, JOHN SHAW, NORMAN SMITH (eds), *Glacial Sedimentary Environments, SEPM Short Course*, **16**, Tulsa, 1985, 85-134.
- SOARES, P. C. (1972). O limite glacial – pós-glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. *Anais Academia Brasileira Ciências*, **44** (suplemento): 333-341.
- SOARES, P.C. (1974). Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação e gênese. SBG, *Anais XXVIII Congresso Brasileiro Geologia*, Porto Alegre, **4**, 107-122.
- SOUZA, P.A. (2000). Palinobioestratigrafia do Subgrupo Itararé, Carbonífero/Permiano da Bacia do Paraná, na porção nordeste da Bacia do Paraná (SP/PR, Brasil). *Tese de Doutorado*, São Paulo: 199p., 2 anexos.
- SOUZA FILHO, E. E. (1986). Mapeamento faciológico do Subgrupo Itararé na quadrícula de Campinas (SP). *Dissertação de Mestrado*, São Paulo, 121 p.
- SOUZA FILHO, E. E. & STEVAUX, J. C. (1984). Estudo hidrogeológico do Grupo Tubarão na bacia hidrográfica do Rio Capivari. *Geologia 2ª. Reunião de Avaliação de Resultados do Programa para Água Subterrânea*. FAPESP.
- SOUZA FILHO, E. E. & STEVAUX, J. C. (1986). Estudo hidrogeológico do Grupo Tubarão na bacia hidrográfica do Rio Capivari. *Geologia e Estratigrafia*. FAPESP.
- STEVAX, J. C.; SOUZA FILHO, E. E.; PERINOTTO, J. A. J.; WU, F. T. (1985). Descrição de testemunhos e análise paleogeográfica da ocorrência de carvão de Bairro Aliança, Cerquilho (SP). *SBG/SP, Atas, 5º. Simpósio Regional Geologia*.
- STEVAX, J.C.; SOUZA FILHO, E.E.; TEIXEIRA, J.A.; LANDIM, P.M.B. (1987). Sistemas deposicionais do Subgrupo Itararé (P-C) na bacia hidrográfica do baixo Rio Capivari (SP): um modelo para prospecção de água subterrânea. *SIMPÓSIO REGIONAL GEOLOGIA*, **6**. Rio Claro, 1987. Atas... Rio Claro, SBG/ NSP. v. I, 355-374.
- STOW, D.A.V. (1985). Deep-Sea clastics: where are we and where are we going? In: P.J. BRECHLEY & B.P.J WILLIAMS (Eds.). *Sedimentology recent development and applied aspects*. Blackwell, Oxford, 67-94.

- STOW, D.A.V. & MAYALL, M. (2000). Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st Century. *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 125-135.
- SUGUIO, K. (1998). Dicionário de geologia sedimentar. BCD União de Editoras, Rio de Janeiro, 1217 p.
- SYVITSKY, J.P.M.; BURRELL, D.C.; SKEI, J.M. (1987). Fjords: processes and products. Springer-verlag, 379p.
- * TOMIO, A. (2004). Estilos de deformações subglaciais no Subgrupo Itararé, neopaleozóico da Bacia do Paraná. *Tese de Doutorado*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 140p.
- TOMMASI, E., 1973. Geologia do flanco sudeste da Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná. *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, Porto Alegre, RS, **3**, 179-188.
- TROSDTORF Jr., I. (2002). Geologia glacial permo-carbonífera (Subgrupo Itararé) no flanco sul do Arco de Ponta Grossa, PR. *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP, 144p.
- VEEVERS, J.J. & POWELL, C.M. (1987). Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euroamerica. *Geological Society American Bulletin*, **98**: 475-487.
- VIEIRA, A.J. (1973). Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. *Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Geologia*, **3**, 259-277.
- VIEIRA, G.L.P. (2003). Feições periglaciais e fácies glácio-terrestres associadas do Subgrupo Itararé, no centro leste do Estado de São Paulo. *Monografia de Trabalho de Formatura*, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 70 p.
- VISSER, J.N.J.; LOOCK, J.C. (1987). Ice margin influence on glaciomarine sedimentation in the Permo-Carboniferous Dwyka Formation from the southwestern Karoo, South Africa. *Sedimentology*, **34**, 929-941.
- VIVIANI, J. B. (2001). Feições glaciais de abrasão e deposicionais do Subgrupo Itararé, em Salto, SP. *Trabalho de Iniciação Científica – FAPESP*, 67 p.
- VIVIANI, J.B.; ROCHA-CAMPOS, A.C. (2002) Late Paleozoic exhumed glacial erosive landscape in Salto, SP. *Anais Academia Brasileira Ciências*, 2002, **74** (3), p.549.
- WALKER, R.G. (1965). The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, **35**, 1-32.
- WALKER, R.G. (1975). Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geological Society of America Bulletin*, **86**, 737-748.
- WALKER, R.G. (1977). Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidite in southwestern Oregon. *Geological Society of America Bulletin*, **88**, 273-285.
- WALKER, R.G. (1978). Deep-water sandstones facies and ancient submarine fans: model for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, **62**, 932-966.
- WALKER, R.G. (1992a). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: ROGER G. WALKER & NOEL P. JAMES (eds). *Facies models: response to sea level change*. Love Printing Service Ltd., Ontário, 1-14.
- WALKER, R.G. (1992b). Turbidites and submarine fans. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (eds). *Facies models: response to sea level change*. Love Printing Service Ltd., Ontário, 239-263.
- WHITE, I. C. (1908). Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, Rio de Janeiro.
- WRIGHT, R.; ANDERSON, J.B.; FISCO, P.P (1983). Distribution and association of sediment gravity flow deposits and glacial/glacial-marine sediments around the continental margin of Antarctica. In: B.F. MOLNIA (Ed). *Glacial-marine sedimentation*. Plenum Press, New York and London, 265-300.

- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S; CONCEIÇÃO, C.J.; ASTOLFI, A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.; MARQUES, A. (1990). Bacia do Paraná. *In*: R. GABAGLIA, G.P.; MILANI, E.J. (Coords.). 1990. *Origem e evolução de bacias sedimentares*. PETROBRÁS.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S; CONCEIÇÃO, C.J.; ASTOLFI, A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.; MARQUES, A. (1991). Tectonics and sedimentation of the Paraná basin. *In*: H. ULBRICH AND A.C. ROCHA-CAMPOS (Editors), *Gondwana Seven Proceedings*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 83-118.

A N E X O S

Anexo I

- **Mapa Geológico**
- **Mapa de Pontos**
- **Seções Estratigráficas**

Anexo II

- **Mapas de Isovalores**

A N E X O I

MAPAS E SEÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

Seção Geológica A-A'

(Sul do município de Indaiatuba)

LEGENDA

Arenito

Siltito

Folhelho

Diamictito

Canal preenchido por areia

Grânulos na base de canais

Marcas onduladas

Clastos

Seção Geológica B-B'

(Seção Rodovia do Açúcar)

LEGENDA

Arenito

Siltito

Folhelho

Diamictito

Conglomerados

Estratificação cruzada
acanalada

Marcas onduladas

Estratificação
plano-paralela

Seção Geológica C-C' (Oeste do município de Itu)

LEGENDA

Arenito

Folhelho

Siltito

Folhelho ritmico

Seção Geológica D-D'-D''
(Sudeste/Sul do município de Itu)

LEGENDA

Arenito

Siltito

Folhelho

Embasamento (filitos e gnaisses)

A N E X O I I

MAPAS DE ISOVALORES

MAPA DE ISOVALORES - PORCENTAGEM DE ARENITO
Paleogeografia do Subgrupo Itararé
junto a borda leste da Bacia do Paraná, SP
 Rodrigo Artur Perino Salvetti