**DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA, CARACTERÍSTICAS E
FÁCIES DE DIAMICTITOS E ROCHAS ASSOCIADAS DO SUBGRUPO
ITARARÉ NO CENTRO E SUL DO ESTADO DE SÃO PAULO**

por

PAULO ROBERTO DOS SANTOS

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
APRESENTADA AO INSTITUTO DE
GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO**

[1979]

ORIENTADOR: Prof. Dr. A. C. Rocha-Campos

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005618

Aos meus pais, PRISCILLA e PAULO,
ã minha esposa MARLI e ã minha
filha ADRIANA.

ÍNDICE

1 - INTRODUÇÃO	1
AGRADECIMENTOS	6
2 - ESTRATIGRAFIA	8
ELEMENTOS TECTÔNICOS	14
DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS DIAMICTITOS	20
3 - CARACTERÍSTICAS DOS DIAMICTITOS	24
ESTRUTURAS	24
<u>Formas dos corpos</u>	25
<u>Espessura</u>	25
<u>Extensão</u>	26
<u>Estratificação</u>	27
<u>Dobras</u>	30
<u>Falhas</u>	30
<u>Corpos litológicos inclusos</u>	30
<u>Características e distribuição dos clastos</u>	38
TEXTURAS	44
<u>Metodologia</u>	46
<u>Resultados</u>	49
RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS	55
Sequências tipo "finning upward"	57
Sequências tipo "coarsening upward"	58

4 - MODELO SEDIMENTAR DO SUBGRUPO ITARARÉ	60
INTRODUÇÃO	60
RESENHA HISTÓRICA	62
MODELO UTILIZADO	66
<u>Domínio terrestre</u>	67
a) Feições de contato do gelo	67
<i>Deposição supraglacial</i>	67
<i>Deposição englacial</i>	76
<i>Deposição subglacial</i>	78
<i>Sequências glaciêgenas</i>	79
b) Feições pró-glaciais	80
<i>Sedimentação fluvio-glacial</i>	81
<i>Sedimentação glácio-lacustre</i>	88
<u>Domínio glácio-marinho</u>	94
5 - FÁCIES DE DIAMICTITOS E ROCHAS ASSOCIADAS	100
EVIDÊNCIAS PALEONTOLÓGICAS	100
EVIDÊNCIAS GEOLÓGICAS	102
<u>Estruturas glaciais</u>	102
<u>Litologias e relações estratigráficas</u>	107
Sequências continentais	107
Sequências glácio-marinhas	111
EVIDÊNCIAS SEDIMENTOLÓGICAS	113
RECONHECIMENTO DE FASES DE AVANÇOS E RECUOS	114

	iii
6 - ELEMENTOS DE PALEOGEOGRAFIA	118
PROVENIÊNCIA E DISPERSÃO	118
<u>Feições erosionais</u>	118
<u>Feições construcionais</u>	119
<u>Paleocorrentes</u>	120
SÍNTESE PALEOGEOGRÁFICA	122
7 - BIBLIOGRAFIA	125

ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Localização da área de estudo. 9
- Figura 2 - Distribuição estratigráfica dos diamictitos e subdivisão bioestratigráfica do Subgrupo Itararé (seg. SAAD, 1977). 10
- Figura 3 - Perfil estratigráfico (seg. SAAD, 1977, em anexo). Explicação: 1: Via Anhangue - ra; 2: Salto-Rio das Pedras; 3: Via Marechal Rondon; 4: Via Castelo Branco; 5: So rocabá-Cerquilha (FEPASA); 6: Via Raposo Tavares; 7: Capão Bonito-Itapetininga; 8: Itararé-Taquarituba; 9: Fazenda Nossa Se nhora Aparecida. Anexa
- Figura 4 - Caracterização litológica geral dos conjuntos litoestratigráficos do Grupo Tubarão (seg. SAAD, SANTOS & ROCHA-CAMPOS, 1978). 12
- Figura 5 - Principais elementos tectônicos da Bacia do Paraná, durante o Neopaleozóico, na área de estudo (seg. SAAD, 1977). 16
- Figura 6 - Fatores tecto-sedimentares durante a sedimentação do Grupo Tubarão. 19
- Figura 7 - Diamictito estratificado. 28
- Figura 8 - Diagrama parcial do afloramento situado no ponto 109 da estrada Salto-Rio das Pedras. 31
- Figura 9 - Diagramas triangulares mostrando as composições granulométricas da matriz de diamictitos dos conjuntos litológicos A e B. 50

- Figura 10 - Diagramas triangulares mostrando as composições granulométricas da matriz de diamictitos dos conjuntos litológicos C e D. 51
- Figura 11 - Diagrama triangular mostrando as composições granulométricas da matriz de diamictitos do Subgrupo Itararé da área estudada, baseadas em 262 análises sedimentológicas. 52
- Figura 12 - Composições granulométricas da matriz de tills da América do Norte, baseadas em mais de 1.000 análises sedimentológicas, segundo DREIMANIS (1978). 53
- Figura 13 - Gráfico de SAHU (1964) para diamictitos do Subgrupo Itararé da área estudada. 55
- Figura 14 - Desenvolvimento de uma superfície mamelonar de till e de uma planície de till (seg. BOULTON, 1972). 68
- Figura 15 - Mapa de frente de geleira em Spitsbergen mostrando o padrão irregular dos cursos das correntes de degelo (seg. BOULTON, 1972). 70
- Figura 16 - Seções hipotéticas mostrando o desenvolvimento de uma sequência supraglacial de till e sedimentos de lavagem, produzindo uma sequência estratigráfica sistemática de till/sequências de lavagem/till (seg. BOULTON, 1972). 72
- Figura 17 - Seções hipotéticas mostrando o desenvolvimento de estruturas típicas em sedimentos, resultantes da fusão de gelo soterrado (seg. BOULTON, 1972). 74

Figura 18 - Falhas e dobras em sedimentos supraglaciais resultantes do seu deslize sobre uma superfície de gelo inclinada(seg. BOULTON, 1972).	76
Figura 19 - Deposição de sedimentos fluviais englaciais (seg. BOULTON, 1972).	78
Figura 20 - Padrão idealizado da entrada de correntes densas em um lago pró-glacial(seg. GUSTAVSON, 1972).	91
Figura 21 - Modelo para reconhecimento de depósitos glácio-marinhos antigos, proposto por ANDERSON (1972). Fase de avanço.	95
Figura 22 - Modelo para reconhecimento de depósitos glácio-marinhos antigos, proposto por ANDERSON (1972). Fase de recuo.	96
Figura 23 - Diagrama parcial do afloramento situado no ponto 1 do perfil medido ao longo da Via Anhanguera, SP-300.	110
Figura 24 - Seção colunar parcial da parte basal do Subgrupo Itararé junto a Salto, exposta no ponto nº 1 da estrada Salto-Rio das Pedras.	112
Figura 25 - Interpretação de prováveis fases de avanço e recuo das geleiras neopaleozônicas da Bacia do Paranã.	117
Figura 26 - Direções de transporte de sedimentos no Subgrupo Itararé a partir de diferentes evidências direcionais.	121
Figura 27 - Mapa paleogeográfico.	123

1. INTRODUÇÃO

O registro geológico da grande glaciação gondvânica encerrada na sequência sedimentar do Subgrupo Itararé, na Bacia do Paraná, constitui-se, provavelmente, no mais importante documentário de "um dos mais dramáticos acontecimentos geológicos" que afetaram a crosta da Terra (CROWELL & FRAKES, 1975), em todo o hemisfério sul.

Com efeito, a evolução do conhecimento sobre a geologia do Subgrupo Itararé, nos seus mais diversos aspectos, particularmente, de estratigrafia, fácies, petrologia sedimentar e paleontologia, disperso em uma já volumosa literatura (vide, p. ex., ROCHA-CAMPOS, 1967), vem revelando de maneira consistente, um quadro complexo, cujo entendimento adequado ainda não foi atingido. Do ponto de vista atualístico, os novos componentes obtidos ajustam-se de maneira satisfatória aos modelos formais de sedimentação do Subgrupo Itararé, elaborados em analogia com o derivado da análise do registro da glaciação cenozóica (LEINZ, 1937; MARTIN, 1961; ROCHA-CAMPOS, 1967; LANDIM, 1970; FRAKES & CROWELL, 1969, 1972).

Uma rápida análise da bibliografia prévia, revela que o conceito de uma glaciação de natureza continental que teria afetado o sudeste do Brasil, durante o Neopaleozóico, parece ter-se consolidado na literatura nacional, após os trabalhos de campo realizados por WOODWORTH (1912), em São Paulo e Paraná (1908, 1909). Como resultado de suas observações, reconheceu ele a existência de vários horizontes de "tilitos" na então chamada "Série Glacial", distinguindo-os dos "conglomerados fluvio-glaciais". Registrou também a presença de clastos estriados e de "deformações glaciais" em folhelhos associados aos "tilitos", reconhecendo ainda diversas litofácies glaciais e introduzindo os termos pelodito para argi

las feldspáticas glaciais e loessito, correspondente a depósitos glaciais eólicos consolidados.

A natureza glácio-marinha de horizontes conglomeráticos intercalados com sedimentos contendo braquiópodes fósseis, registrados por E.P. OLIVEIRA (1908), foi também aventada por WOODWORTH.

Anteriormente, coubera a DERBY (1888) a sugestão pioneira de origem glacial para "conglomerados" observados na parte norte da Bacia do Paranã, em terrenos aos quais havia atribuído uma idade permo-carbonífera (1883, 1889). A interpretação de DERBY foi, ao que parece, influenciada pelas idéias de BLANFORD (1856), que opinara a favor da natureza glacial dos sedimentos rudáceos, englobados atualmente sob o nome de Formação Talchir, unidade inferior da sequência Gondvânica da Índia.

No que diz respeito à parte norte da Bacia do Paranã, no Estado de São Paulo, foi significativa a contribuição de WASHBURNE (1930), que forneceu valiosas informações relativas a glaciação neopaleozóica, tais como descrições de feições glaciais, os primeiros dados sobre a direção de deslocamento do gelo baseados em deformações de sedimentos, além de assinalar também pela primeira vez, a presença de rochas glaciais vârvicas no Brasil. Além disso, dentre os fatores que fazem com que o trabalho de WASHBURNE (1930) mereça ser citado entre os de grande importância para o conhecimento da história sedimentar do Grupo Tubarão, está o fato do referido autor ter esboçado, mesmo em seus traços gerais, o primeiro modelo de sedimentação do Subgrupo Itararé, na área paulista da Bacia do Paranã.

O primeiro tratamento extensivo da glaciação neopaleozóica da Bacia do Paranã, deve-se, contudo, a LEINZ (1937). Sua monografia inclui importantes conceitos sobre a sedimentação da sequência "glacial" neopaleozóica, tais co-

mo o seu caráter continental e cíclico, acompanhados de numerosos dados sobre litologias, feições glaciais e direções do fluxo dos gelos, com base na análise de "fabric" de clastos. As idéias de WOODWORTH sobre a possibilidade da existência de depósitos glácio-marinhos, foram desenvolvidas por LEINZ que os descreveu sob a denominação de "pseudo-tilitos".

A contribuição de LEINZ (1937) encerra a fase "pioneira" das pesquisas sobre a geologia glacial neopaleozóica do sudeste brasileiro.

As informações posteriores, cuja revisão extensiva foge aos objetivos deste trabalho, podem ser subdivididas nas seguintes categorias: a) contribuição à estratigrafia do Grupo Tubarão e/ou Subgrupo Itararé, que incluem informações sobre a distribuição espacial dos diamictitos (e.g., GORDON JR., 1947; BARBOSA & ALMEIDA, 1949a, 1949b; BARBOSA & GOMES, 1958; PETRI, 1964; ROCHA-CAMPOS, 1967; SOARES, 1972); b) contribuições à paleontologia do Grupo Tubarão e/ou Subgrupo Itararé, relevantes para a interpretação de idade e biofácies (e.g., LANGE, 1944, 1952, 1954; MENDES, 1952, 1961; ROCHA-CAMPOS, 1961, 1966, 1970; DAEMON & QUADROS, 1970; MILLAN, 1972, 1974, 1975; DOLIANITI & MILLAN, 1972; LIMA, SAAD, CARVALHO & SANTOS, no prelo); c) análises estratigráficas regionais da sequência sedimentar da Bacia do Paraná, inclusive do pacote contendo diamictitos, particularmente através da elaboração de mapas de isópacas e litofácies, úteis para o discernimento da evolução tecto-sedimentar e interpretação paleogeográfica regional, inclusive glacial (e.g., SANFORD & LANGE, 1960; NORTHFLEET, MEDEIROS & MÜHLMANN, 1969; FULFARO, 1971; LANDIM, 1970, 1972); d) descrição de diamictitos e suas fácies a partir de dados geológicos e/ou análises sedimentológicas e de estruturas glaciais diversas, inclusive sobre o embasamento, de importância para a caracterização dos diversos ambientes e subambientes glaciais (e.g., ALMEIDA, 1948; ROCHA-CAMPOS, 1963, 1967; AMARAL, 1965; FRANKES & FI-

GUEIREDO FILHO, 1967; FRANKS, FIGUEIREDO FILHO & FULFARO, 1968; ROCHA-CAMPOS, FARJALLAT & YOSHIDA, 1968, 1969a,b; LANDIM, 1970; LANDIM & BARROS, 1972; FULFARO & LANDIM, 1976; ROCHA-CAMPOS, OLIVEIRA, SANTOS & SAAD, 1976).

A revisão dessa literatura e os novos dados obtidos durante a presente pesquisa revelam tanto pela extensão areal, quanto pela riqueza dos pormenores oferecidos, a extrema relevância do estudo do Subgrupo Itararé, para a reconstituição do paleoclima do sudeste sul-americano, durante o Neopaleozóico. Mesmo no âmbito gondvânico, as informações disponíveis indicam que o registro da glaciação neopaleozóica preservada na sequência sedimentar do Grupo Tubarão é dos mais completos e valiosos para a análise de glaciações pré-pleistocênicas.

Tendo em conta essas circunstâncias, foi estabelecido no Departamento de Paleontologia e Estratigrafia um projeto de investigação sistemática da estratigrafia do Grupo Tubarão, particularmente voltado para a sequência glacial do Subgrupo Itararé, iniciado em 1972, que envolve duas fases distintas. A primeira objetiva a obtenção de um arcabouço estratigráfico necessário para, numa segunda etapa, permitir a análise e interpretação das lito e biofácies, e seu relacionamento espacial. Com base nesses estudos pretende-se tentar reconstruir a evolução paleogeográfica e a história geológica da grande glaciação gondvânica na Bacia do Paraná.

É bem verdade que um estudo global no âmbito da Bacia do Paraná não pode prescindir da análise dos dados de subsuperfície, já que aí está encerrado o maior volume de rochas do Grupo Tubarão. Alguns esforços nesse sentido foram e vêm sendo feitos com base na manipulação de dados de espessura e distribuição de litofácies, seja através de técnicas estratigráficas convencionais (mapas de isopacas de litofácies; e.g., SAAD, SANTOS & ROCHA-CAMPOS, 1978) ou

através de tratamentos mais sofisticados, pela análise de superfície de tendência ("trend-surface analysis"; e.g., FULFARO, 1971; FULFARO & LANDIM, 1972; LANDIM & FULFARO, 1972). A disponibilidade atual de um esquema palinobioestratigráfico (DAEMON & QUADROS, 1970) permite já uma visão "cronoestratigráfica" da evolução tecto-sedimentar da sequência neopaleozóica.

A presente pesquisa baseia-se, contudo, no exame das características da sequência sedimentar exposta nas margens atuais da Bacia do Paranã, já que muitas feições estruturais, texturais e relações estratigráficas importantes para interpretar fácies e paleogeografia, só podem ser adequadamente examinadas, identificadas e/ou medidas a partir do exame de afloramentos, relativamente abundantes ao longo das rodovias que atravessam a faixa sedimentar oriental do Grupo Tubarão.

Os resultados da primeira fase da pesquisa, versando a estratigrafia do Grupo Tubarão, na área paulista da Bacia do Paranã, foram já relatados por SAAD (1977).

Na presente dissertação, tomando por base o esquema estratigráfico proposto por esse autor, pretende-se descrever algumas características dos diamictitos e de litologias associadas do Subgrupo Itararé, mais significativas do ponto de vista da reconstituição da geografia glacial, abordando de maneira mais específica a sua distribuição estratigráfica e comportamento espacial, relações com outras litologias associadas, estruturas intrínsecas e contidas em corpos litológicos intercalados e feições do embasamento, observadas em afloramentos, além de características sedimentológicas (granulometria e textura), fósseis e sua distribuição e significado paleoecológico, com vistas à interpretação de fácies.

São apresentados também alguns dados direcionais de interesse para a reconstrução do padrão geral das paleo-correntes que distribuíram os sedimentos e para a identificação de áreas-fonte e sua variação na vertical, além de outros produzidos diretamente pelo deslocamento das massas de gelo neopaleozóicas.

Esse conjunto de dados foi utilizado numa tentativa de reconstituição paleoambiental do intervalo glacial gondvânico no norte da Bacia do Paran, interpretado luz do modelo oferecido pela glaciao cenozica, que j demonstrou ser til para a interpretao da histria sedimentar do Subgrupo Itarar (LEINZ, 1937; ROCHA-CAMPOS, 1967; FRANKES & CROWELL, 1969; LANDIM, 1970). As evidncias disponveis indicam, contudo, uma interrelao complexa entre os domnios terrestre e marinho da glaciao, o que tornou necessrio discutir mais pormenorizadamente os elementos do modelo formal adotado.

AGRADECIMENTOS. Inicialmente, desejo expressar, de uma maneira especial, o mais profundo reconhecimento ao Prof. Dr. Antonio Carlos Rocha-Campos pela efetiva, dedicada e profcua orientao no desenvolvimento e composio desta dissertao, assim como pelo treinamento profissional incansvel e amizade sincera.

Deixo tambm registrados os meus agradecimentos as inmeras pessoas que colaboraram de maneira direta ou indireta, para que o presente trabalho se concretizasse; ao Prof. Dr. Ronaldo Gama de Carvalho, pelo auxlio nos trabalhos de campo e laboratrio; aos Profs. Dr. Vicente Jos Fulfaro e Dr. Kenitiro Suguio pelas discusses e sugestes, ao Prof. Armando Mrcio Coimbra e ao Geol. Jorge Tachibana pelo auxlio no tratamento estatstico dos dados sedimentol-

gicos; à Profa. Dra. Mary E.C.B. de Oliveira pelo auxílio nos trabalhos de campo e revisão do texto; aos Profs. Dr. Oscar Rösler, Dr. Murilo Rodolfo de Lima e a Pesq. Diana Mussa pelo carinhoso interesse demonstrado; ao Sr. Edson Rodriguez pelo auxílio prestado nos trabalhos de laboratório; à Srta. Itacy Kroehne, pelo auxílio e orientação na confecção dos desenhos; ao Sr. Jaime Alves da Silva e equipe pela amizade e pela dedicação demonstrada durante os trabalhos gráficos. À sra. Cleide M. de Sousa Blanes registro um agradecimento especial pela abnegada dedicação durante o serviço datilográfico. Desejo agradecer, ainda, aos meus familiares e a minha esposa Marli pela compreensão e paciência, assim como pelo constante estímulo.

Finalmente, desejo externar minha eterna gratidão ao meu grande amigo Geol. Antonio Roberto Saad, pela amizade sincera e por ter tornado possível o desenvolvimento deste trabalho.

A atual dissertação constitui parte da contribuição brasileira ao Projeto PICG nº 73/I/42 "Upper Paleozoic of South America", que conta com o apoio financeiro do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico CNPq (Processo 222.222/76).

2. ESTRATIGRAFIA

O gráfico da Figura 2 adaptado de SAAD (1977) exibe, de maneira sintética, a subdivisão proposta por esse autor (p. 60, fig. 7) da sequência sedimentar, do Grupo Tubarão, na área em estudo, em 5 "conjuntos"* litológicos. Os quatro primeiros (A, B, C e D) correspondem, estratigraficamente, ao Subgrupo Itararé, enquanto que o último (E), refere-se à Formação Tatuí, de acordo com a nomenclatura de ROCHA-CAMPOS (1967).

As seções colunares originais, esquematicamente representadas, derivam de perfis estratigráficos de detalhe (SAAD, 1977, fig. 6), medidos ao longo de 8 estradas que cruzam a faixa leste de afloramentos do Grupo Tubarão, na parte nordeste da Bacia do Paraná (Estado de São Paulo), entre as latitudes aproximadas de 21°-24°S, adicionados de mais uma, compilada da literatura (SOARES & LANDIM, 1973) (Figura 3.) A faixa abrangida pela presente investigação atinge cerca de 500 km, orientada, grosseiramente, de SW-NE (Figura 1).

O reconhecimento dos diversos "conjuntos" baseia-se na composição litológica e textural da sequência sedimentar estudada, do que derivou a identificação de uma sucessão de assembléias litológicas complexas, porém relativamente consistente nas suas características laterais. A delimitação dos seus limites é obviamente variável na precisão, dependendo da disponibilidade de afloramentos.

* O termo "conjunto" está sendo aplicado para subdivisões litoestratigráficas do Grupo Tubarão constituídas de assembléias litológicas relativamente complexas, reconhecidas, principalmente, pelas variações texturais das diferentes rochas que as compõem. Correspondem a unidades para-estratigráficas no sentido de KRUMBEIN & SLOSS (1963).

Figura 2 - Distribuição estratigráfica dos diamictitos e subdivisão bioestratigráfica do Subgrupo Itararé (seg. SAAD, 1977). Explicação: 1: Via Anhangüera; 2: Salto-Rio das Pedras; 3: Via Marechal Rondon; 4: Via Castelo Branco; 5: Sorocaba-Cerquilho (FEPASA); 6: Via Raposo Tavares; 7: Capão Bonito-Itapetininga; 8: Itararé-Taquarituba; 9: Fazenda

De maneira resumida, os conjuntos caracterizam-se da seguinte maneira (Figura 4):

Conjunto A: caracteriza-se por uma predominância de clásticos finos associados a diamictitos e clásticos grossos, na região centro-leste. Em direção ao sul, predominam diamictitos e clásticos grossos, em relação aos finos;

Conjunto B: contrastantemente com a unidade inferior, verifica-se aqui uma maior incidência de clásticos finos, ocorrendo, subsidiariamente, diamictitos e clásticos grossos. Tal característica persiste em quase todas as seções examinadas;

Conjunto C: a sequência sedimentar do intervalo caracteriza-se, novamente, pela grande quantidade de clásticos finos, associados a diamictitos e clásticos grossos, na parte centro-leste, enquanto que em direção ao sul e a nordeste, voltam a predominar clásticos grossos e diamictitos em relação aos termos mais finos;

Conjunto D: observa-se aqui a mesma situação verificada no conjunto B. Nas regiões centro-leste e centro-sul há maior incidência de clásticos finos em relação aos grossos e diamictitos. Na região nordeste predominam os clásticos grossos sobre os demais termos litológicos;

Conjunto E: constitui-se, predominantemente, de clásticos finos.

A Figura 2 exhibe também a subdivisão bioestratigráfica preliminar da sequência estudada, com base na distribuição dos principais grupos de palinomorfos (SAAD, 1977). Verifica-se a equivalência aproximada entre os intervalos bioestratigráficos caracterizados pelas microfloras, I, II e III e os "conjuntos" A-B, C e D, respectivamente.

Figura 4 - Caracterização litológica geral dos conjuntos litoestratigráficos do Grupo Tubarão (seg. SAAD, SANTOS & ROCHA-CAMPOS, 1978). Explicação: 1: diamictito; 2: conglomerao; 3: arenito grosso; 4: arenito médio; 5: arenito fino; 6: siltito; 7: argilito; 8: ritmito; 9: folhelhos; 10: lamito.

O datum utilizado na construção do painel de correlação corresponde à base do "conjunto" E (Formação Tatuí), o único disponível no âmbito da atual pesquisa. A sua adoção apresenta, contudo, algumas vantagens de ordem prática, tendo em vista a identificação relativamente fácil no campo dos sedimentos pertencentes a essa unidade. Do ponto de vista bioestratigráfico, verifica-se um comportamento relativamente regular do horizonte escolhido, conforme se depreende do exame do painel de correlação dos poços estudados por DAEMON & QUADROS (1970, fig. 4). O datum utilizado por esses autores (base do intervalo bioestratigráfico K), corresponde, na área abrangida pelo presente estudo, ao limite Itararé-Tatuí.

Os dados bioestratigráficos acima, além do controle palinológico que acompanhou a presente pesquisa (SAAD, 1977), não revelaram qualquer descontinuidade significativa na sucessão de microfloras, ao longo das seções examinadas do Subgrupo Itararé, inclusive na sua parte superior, junto ao contato com a Formação Tatuí. Assim sendo, a discordância erosiva postulada por SOARES (1972), que separaria as duas unidades do Grupo Tubarão, não parece abranger um intervalo erosional de extensão significativa, suficiente para ser detectado, mesmo através de análise palinológica mais pormenorizada (SAAD, 1977, p. 63-68, fig. 7).

Um aspecto de relevância para a análise de fácies dos sedimentos do Grupo Tubarão relaciona-se com a orientação geral das seções estratigráficas estudadas, ao longo da faixa de afloramentos. As evidências paleogeográficas disponíveis, particularmente, as referentes à direção de transporte de sedimentos (ROCHA-CAMPOS, 1967; FRANKES & CROWELL, 1972; SAAD, 1977), parecem indicar ser a mesma, grosso modo, coincidente com a direção geológica deposicional. O exame da seção permitiu reconhecer os diversos conjuntos de li

tologias, que a despeito de variações laterais, guardam relativa consistência interna e parecem ter significado no discernimento da história da sedimentação do Grupo Tubarão, como poderá ser visto a seguir.

Outra característica de interesse prende-se ao possível significado bioestratigráfico ("cronoestratigráfico") das subdivisões ou "conjuntos" litoestratigráficos. Neste particular, o gráfico da Figura 2 exibe a possível localização do limite bioestratigráfico entre as microfloras I e II, cuja caracterização pode ser feita com mais nitidez e que se dispõe, no geral, paralelamente aos limites litoestratigráficos estabelecidos, com exceção dos três últimos perfis mais setentrionais, onde se nota uma aparente "transgressão" temporal dos conjuntos litológicos, em direção à margem norte da Bacia do Paraná.

ELEMENTOS TECTÔNICOS. Além dos elementos estratigráficos acima mencionados, seria interessante resumir os dados e interpretações já atingidos com respeito ao condicionamento tectônico que influenciou a sedimentação do Grupo Tubarão, por causa da óbvia influência que tais estruturas podem ter tido na distribuição das espessuras, litologias e fácies sedimentares.

Assim, o exame da seção estratigráfica da Figura 2 revela que a deposição do Grupo Tubarão ocorreu sobre um embasamento irregular, envolvendo regiões elevadas e baixas, algumas delas identificadas com elementos tectônicos já conhecidos, na margem norte da Bacia do Paraná.

Em direção norte, o pacote sedimentar do Grupo Tubarão parece adelgaçar-se sobre uma ampla região positiva, provavelmente correspondente ao flanco sul do chamado arco da Canastra, que delimitaria as margens nordeste e norte da Bacia do Paraná (NORTHFLEET, MEDEIROS & MÜLHMANN, 1969).

Na parte mais central da área abrangida pela presente investigação, as feições mais conspícuas do embasamento são constituídas por um elemento positivo (alto) e outro negativo (sulco), separados por estruturas menores. O primeiro deles coincide, na sua posição geográfica, com o alinhamento do Paranapanema proposto por FULFARO (1974), correspondente a uma zona de falhas orientadas, no geral de ESE-WNW, cuja atividade repetida durante o Fanerozóico teria sido responsável pela compartimentação tectônica da Bacia do Paraná, com reflexos na natureza do registro sedimentar. FULFARO (1974) alinha algumas evidências estratigráficas indicativas de caráter tectonicamente positivo dessa importante feição estrutural, durante o Neopaleozóico, possivelmente através da atuação dos falhamentos, previamente à deposição do Subgrupo Itararé (PETRI & FULFARO, 1967).

Adjacentemente, e um pouco ao norte do alinhamento do Paranapanema reconhece-se uma região deprimida na qual depositou-se uma das maiores espessuras de sedimentos do Grupo Tubarão, aproximadamente, na parte central do Estado de São Paulo. Esta região, de caráter essencialmente negativo, corresponde ao que parece a uma feição estrutural também alongada, denominada por SAAD (1977), alinhamento de Tietê. Sua localização e orientação geográficas mostradas no mapa da Figura 5 são, em grande parte, hipotéticas, com base na disposição aparente dos eixos de subsidência dos depocentros principais durante a sedimentação e da distribuição das litofácies do Grupo Tubarão (NORTHFLEET, MEDEIROS & MÜLHMANN, 1969; FULFARO, 1971; LANDIM & FULFARO, 1972; SAAD, 1977, figs. 11-16). Outras feições secundárias de posição intermediária entre as duas estruturas maiores acima discutidas poderiam ser visualizadas na Figura 5, mas sua caracterização é presentemente pouco precisa.

Finalmente, o gráfico da Figura 5 exhibe ainda evi

Figura 5 - Principais elementos tectônicos da Bacia do Paraná, durante o Neopaleozóico, na área de estudo (seg. SAAD, 1977).

dências da presença de uma área deprimida, situada ao sul do alinhamento do Paranapanema, onde foram preservados arenitos da Formação Furnas (Devoniano), aos quais se superpõe o mais espesso pacote de sedimentos glaciais medidos na parte norte da Bacia do Paraná (cerca de 1 100 m). Corresponderia, pois, ao que parece, a uma área de caráter tectonicamente negativo, durante o Neopaleozóico, cujo limite sul (não mostrado na figura) seria formado pelo arco de Ponta Grossa (SANFORD & LANGE, 1960; NORTHFLEET, MEDEIROS & MÜLHMANN, 1969).

Adicionalmente ao arcabouço estrutural acima, vale notar, contudo, que a interpretação da história tecto-sedimentar do Grupo Tubarão deve levar em conta um conjunto de fatores inter-atuantes de significado regional (local) e universal, como já notado por SAAD (1977) e SAAD, SANTOS & ROCHA-CAMPOS (1978) e cujos efeitos, em termos de resposta sedimentar, somente agora vem sendo discernidos.

O pacote sedimentar que constitui o Grupo Tubarão corresponde a uma sequência clástica, relativamente espessa (máximo de 1 200 m, no Estado de São Paulo), depositada e preservada na extensa Bacia do Paraná, de natureza intracratônica, contemporaneamente à ocorrência da glaciação Gondwânica durante o Neopaleozóico, no sudeste da América do Sul.

O condicionamento geotectônico geral da unidade, implica, pois, na intervenção de fatores próprios de regiões cratônicas na evolução tecto-sedimentar do Grupo Tubarão, cujos elementos principais já são razoavelmente conhecidos (SANFORD & LANGE, 1960; NORTHFLEET, MEDEIROS & MÜLHMANN, 1969; FULFARO, 1971; LANDIM & FULFARO, 1972; FULFARO & LANDIM, 1976; SOARES, LANDIM & FULFARO, 1978).

Adicionalmente, a elaboração de um "modelo" de evolução tecto-sedimentar do Grupo Tubarão deve ainda levar em conta, segundo o ponto de vista atualístico, um outro con

junto de fatores tectônicos, peculiares às áreas submetidas à ação de extensas geleiras continentais (Figura 6).

Mudanças eustáticas do nível do mar foram frequentes durante o Pleistoceno, em decorrência dos avanços e recuos das geleiras continentais (FLINT, 1971, p. 315-342; MORNER, 1975). Além disso, a depressão da crosta sob o formidável peso do gelo continental, durante as fases máximas da glaciação, foi seguida pelos reajustes isostáticos, após as fases de recuo periódico e final das calotas de gelo (ANDREWS, 1974). Efeitos similares devem, provavelmente, ter ocorrido em todo o craton marginal à Bacia do Paraná, durante o Neopaleozóico, como já fora pioneiramente advogado por LEINZ (1937), na sua explicação do mecanismo das ingressões marinhas registradas dentro da sequência glacial do Grupo Tubarão e da repetição vertical de sequências de litologias do Subgrupo Itararé, que simulam ciclos.

Atualmente, contudo, a possibilidade de discriminar entre as sequências "cíclicas" decorrentes de mudanças glaciais e glácio-eustáticas do nível do mar, daquelas produzidas por outras circunstâncias geológicas, constitui um problema não adequadamente resolvido.

Como se sabe, duas outras causas podem resultar em repetições de sequências litológicas. Inicialmente, sedimentação cíclica pode ocorrer, por exemplo, durante o desenvolvimento de deltas e leques abissais (SEALLEY, 1970; SLOSS, 1976). De outro lado, o avanço do conhecimento sobre a tectônica de placas e expansão dos fundos oceânicos, levou ao aparecimento de hipóteses que procuram relacionar as variações na taxa de expansão da crosta oceânica e a evolução da crista médio-oceânica, com episódios de transgressão e regressão (SCLATER & FRANCHETEAU, 1970; PITTMAN & HAYS, 1973; WISE, 1974).

Na Bacia do Paraná, durante o desenvolvimento da atual pesquisa, pode-se vislumbrar alguns critérios aparen-

Figura 6 - Fatores tecto-sedimentares durante a sedimentação do Grupo Tubarão.

temente úteis para a identificação de sequências regressivas e transgressivas (avanços e recuos glaciais) particularmente, no que se supõe corresponder aos depósitos formados no âmbito terrestre da glaciação, com base na análise pormenorizada de fácies e processos sedimentares. A mesma abordagem oferece grandes potencialidades no caso da interpretação de sequências que incluem sedimentos marinhos e glácio-marinhos. De um modo geral, parece que a escala do fenômeno, em termos de espessura (e, provavelmente, área) das sequências envolvidas; pode constituir um parâmetro importante para a distinção dos diversos tipos de "ciclos".

Assim, de acordo com o ponto de vista aqui adotado (SAAD, 1977; SAAD, SANTOS & ROCHA-CAMPOS, 1978) as variações litológicas e texturais regionais, observadas na sequência sedimentar do Grupo Tubarão, ao longo da direção de posicional e que serviram de base para a discriminação dos diversos conjuntos litológicos, provavelmente, refletem condições tectônicas também regionais e de caráter cratônico. Internamente, cada conjunto sedimentar encerra outras variações litológicas nas relações estratigráficas entre corpos de litologias que parecem refletir a ação dos processos sedimentares próprios ao ambiental glacial, ou mesmo comuns a outros ambientes de deposição (Figura 6).

Na presente dissertação procurar-se-á em capítulo posterior elaborar um pouco mais a questão da interpretação das sequências de litologias em termos dos diversos fatores tecto-sedimentares regionais atuantes durante a deposição do Subgrupo Itararé.

DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS DIAMICTITOS. SAAD(1977) discutiu anteriormente o problema da distribuição regional espacial dos diamictitos do Subgrupo Itararé, em termos da espessura total da unidade e espessura unitária dos corpos (p.76).

Os resultados da análise estratigráfica representada nas Figuras 2-3 e da elaboração de mapas de litofácies (SAAD, 1977, figs. 11, 15, 16) tornou claro que a distribuição dos diamictitos do Subgrupo Itararé na área estudada sofreu um controle topográfico nítido, concentrando-se em maiores porcentagens em locais de maior espessura total do Subgrupo Itararé. Isto é perfeitamente visível nas Figuras 2-3, onde se nota a maior concentração dessa litologia nas áreas de maior subsidência representadas pelo lineamento de Tietê e flanco norte do arco de Ponta Grossa (Itararé). Correlativamente, são estas as regiões que abrigam as maiores espessuras individuais e/ou de número de corpos de diamictito.

A distribuição de espessura demonstrada nas seções estratigráficas é perfeitamente consistente com aquela obtida da comparação dos mapas de isôpacas do Subgrupo Itararé, com o de porcentagem de diamictitos em relação à espessura total do Subgrupo. Nota-se aqui, também, a maior concentração dessas rochas sob a forma de uma língua alongada de SE-NW localizada, exatamente, sobre os elementos estruturais negativos acima referidos, e que se estende até a parte mais interna da bacia. Correspondentemente, feições representativas de altos estruturais situados entre as regiões deprimidas da margem nordeste abrigam porcentagens menores de diamictitos, os quais, em geral, apresentam também menores espessuras individuais.

O padrão de distribuição das espessuras totais e individuais dos diamictitos tem um importante significado no entendimento do padrão geral de sedimentação, e da própria geografia glacial (LANDIM, 1970; FRANKES & CROWELL, 1972; SAAD, 1977), como será visto a seguir. Deste modo, o estabelecimento das suas relações com a paleotopografia e principais elementos tectônicos deve ser entendida de maneira clara, a fim de que deduções corretas possam ser alcançadas.

LANDIM (1970) analisou o padrão de distribuição das espessuras totais dos "mistitos" (SCHERMERHON, 1966 = diamictito) e sua porcentagem em relação às espessuras totais do Subgrupo Itararé, no Estado de São Paulo, tendo concluído por uma maior ocorrência de "mistitos" coincidentemente com altos estruturais delineados através da aplicação da técnica da análise de superfície de tendência aos dados de espessura.

Essas feições estruturais seriam constituídas por uma região de caráter ligeiramente positivo disposta segundo a direção definida pelas cidades de Três Lagoas, Lins e Pitanga, no Estado de São Paulo, e outra, de caráter positivo mais acentuado, localizada na região da cidade de São Je rônimo da Serra, no Estado do Paraná, fora portanto, da á-rea da atual pesquisa. Separando estas duas estruturas ocorreria uma região deprimida disposta no sentido NW.

Os resultados obtidos por LANDIM (1970) diferem, contudo, daqueles apresentados por SAAD (1977) e SAAD, SANTOS & ROCHA-CAMPOS (1978), no que tange à distribuição das espessuras dos sedimentos do Subgrupo Itararé e suas relações com os principais elementos tectônicos da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. A zona tectônica ligeiramente positiva (balisada pelas cidades de Três Lagoas, Lins e Pitanga) postulada por LANDIM (1970), corresponde, aproximada mente, à região deprimida na parte central do Estado de São Paulo, aqui reconhecida e denominada alinhamento de Tietê, por SAAD (1977). Independentemente de seu comportamento tectônico há, entretanto, uma concordância geral em se considerar a referida região como um dos locais de maior acumula-ção de sedimentos do Subgrupo Itararé no Estado de São Paulo.

Em direção ao sul LANDIM (1970) verificou, somente, a existência do alto estrutural de S. Jerônimo da Serra

sem, no entanto, reconhecer o alinhamento estrutural do Paranapanema, o qual, como já visto anteriormente, desempenhou importante papel na compartimentação tectônica da Bacia do Paraná.

3. CARACTERÍSTICAS DOS DIAMICTITOS

Dentre as características consideradas diagnósticas para o entendimento da gênese dos diamictitos, três conjuntos de feições são mais significativas não só para a compreensão dos mecanismos de deposição dessas rochas, como também para a diferenciação dos seus subambientes deposicionais: a) estruturas; b) texturas; e c) relações estratigráficas (FRAKES & CROWELL, 1969).

ESTRUTURAS. O termo estrutura está sendo aqui utilizado para descrever feições megascópicas maiores observadas em afloramentos, de caráter singenético ou penecontemporâneo à sedimentação.

Abrange não só as estruturas sedimentares clássicas sin e epigenéticas (estratificação, estratificação cruzada, marcas ondulares, etc.) como também outras ligadas a processos diastróficos sedimentares ocorridos após a sedimentação, porém ligados à processos comuns no ambiente glacial.

O reconhecimento e/ou reconstituição das estruturas observadas foi feita: a) através de exame direto em afloramento, às vezes seguido da elaboração de esquemas simples; b) em alguns casos em que as exposições eram excepcionalmente importantes e demonstravam uma grande complexidade de relações - tanto no que diz respeito às litologias envolvidas como às suas disposições espaciais - foi usado o expediente de fotografar completamente as exposições, utilizando-se filme "Polaroid", e montar, no campo, a sequência de fotografias abrangendo todo o afloramento. Isto feito, o passo seguinte consistiu em desenhar os contatos sobre as fotografias, com observações sobre as características litológicas, texturas e estruturas. Este método, como será visto du

rante o desenvolvimento desta dissertação, apresentou resultados excepcionalmente bons, mormente, nos casos de relações estruturais complexas de litofácies envolvendo a ocorrência de estruturas glaciais, ou até mesmo, estruturas tectônicas, o que permitiu a reconstituição de sequências não só na horizontal como também na vertical. Estas reconstruções, no caso do Subgrupo Itararé, são particularmente importantes, pois mostram os engrenamentos de fácies, que são de extrema valia para as tentativas de reconstrução paleoambiental.

Forma dos corpos. De maneira geral, os afloramentos de diamictitos examinados não permitem o reconhecimento de suas formas geométricas, pois correspondem apenas a exposições parciais dessas rochas. Além disso, as complexas relações dos diamictitos com outros corpos litológicos a eles associados ou neles contidos, parecem indicar que esses depósitos sedimentares tiveram suas formas originais modificadas por mecanismos sin-e/ou pós-deposicionais.

Contudo, a geometria desses corpos pode ser melhor observada em alguns afloramentos de duas faces que não exibiam evidências de deformações plásticas intensas. Consequentemente, a relativa simplicidade das relações estratigráficas das sequências locais permitiu verificar que diversos corpos de diamictito possuíam formas lenticulares ou tabulares.

Espessuras. As espessuras individuais dos corpos de diamictitos variam grandemente. As maiores espessuras unitárias verificadas foram medidas nos perfis Itararé-Taquarituba (SP-281) e Capão Bonito-Itapetininga (SP-127), onde alcançam valores de até 75 e 74 m respectivamente. De maneira geral, correspondem a litologias de características homo-

gêneas, sem quaisquer evidências de estruturas internas e poucas inclusões de outras rochas.

Espessuras menores, aproximadamente entre os intervalos de 2 a 10 m são, contudo, mais comuns, fato, aliás, já notado por FRAKES & CROWELL (1969). Foram ainda constatados corpos estreitos de 10 a 60 cm de espessura, associados a sequências de arenitos, siltitos ou ritmitos.

Em termos comparativos, a observação do painel da Figura 2 permite verificar que a seção medida ao longo da Rodovia Marechal Rondon (SP-300) apresenta um maior número de corpos de diamictitos com grandes espessuras individuais, 20 a 30 m, distribuídos em toda a sua extensão. Contrastantemente, em toda a área estudada, as maiores espessuras unitárias são registradas nas partes inferior da seção Itararé-Taquarituba (75 m, conjunto A) e superior da seção Capão Bonito-Itapetininga (74 m, conjunto D) onde está concentrada a maior parte dos corpos de diamictitos reconhecidos ao longo de cada um dos dois perfis. Na seção medida entre as cidades de Sorocaba e Itapetininga (Rodovia Raposo Tavares, SP-270) os diamictitos estão distribuídos desde a sua base até o topo, alcançando espessuras de 20 a 30 m, na sua parte média (conjunto C). Já nos perfis Sorocaba-Cerquilha (FEPASA), Rodovia Castelo Branco (SP-280) e Salto-Rio das Pedras, os diamictitos, embora bem representados em termos numéricos, não apresentam localização preferencial e variam de 5 a 15 m de espessura. Ao longo da Rodovia Anhangüera (SP-330), a característica falta de afloramentos não permitiu que se tivesse uma idéia mais precisa a respeito do número de corpos de diamictitos e suas espessuras.

Extensão. Pelo fato dos reconhecimentos de campo terem sido feitos apenas ao longo de seções estratigráficas, aproximadamente perpendiculares à direção da faixa de aflo-

ramentos do Grupo Tubarão, a extensão dos corpos de diamictitos revelou ser um parâmetro a refletir apenas parcialmente as dimensões dos mesmos, sendo, ainda, diretamente dependente do traçado topográfico das estradas percorridas.

Dessa maneira, foram reconhecidos corpos que, pelas adequações locais, significaram afloramentos considerados pontuais, da ordem de alguns metros. Outros puderam ser seguidos por mais de 500 m, geralmente em trechos de pouca variação topográfica, revelando-se estes extremamente úteis nas correlações locais de pequena distância.

Estratificação. A estratificação, por representar uma resposta às mudanças na sedimentação, é uma estrutura de grande valia para a distinção dos diamictitos depositados no continente como tills e aqueles originados por meio de retrabalhamento e deposição subaquosa (FRAKES & CROWELL, 1973).

Os diamictitos do Subgrupo Itararé podem ser classificados megascopicamente em três grupos:

a) Maciços: são aqueles de aspecto homogêneo, normalmente densos e coerentes quando não alterados, cuja matriz não exhibe qualquer lineamento ou mudanças mesmo sutis na textura que possam ser interpretadas como estratificação. Entretanto, alguns desses diamictitos, quando alterados, podem apresentar uma pseudo-estratificação que somente é ressaltada pela deposição de óxidos, presumivelmente de ferro ou manganês.

b) Estratificados: são aqueles nos quais a estratificação é uma característica física, conspicua da matriz, ou cujo aspecto estratificado geral é resultante da presença de bancos, lentes ou lâminas de siltitos e/ou arenitos, dentro de uma matriz de diamictito, seja ela, macroscó

A

B

Figura 7 - Diamictito estratificado. Ponto 109 da estrada Salto-Rio das Pedras. Foto A: vista geral; Foto B: detalhe.

picamente, estratificada ou não.

Tais intercalações alcançam uma espessura média de alguns milímetros e ocorrem de maneira espaçada. Há situações, contudo, em que o grande número e a alta concentração dessas lâminas conferem ao afloramento um aspecto rítmico, como ocorre, por exemplo, no ponto 109 da estrada Salto-Rio das Pedras (Figuras 3-7) onde apresentam-se deformadas formando dobras.

Não raro, alguns bancos ou lentes de pequena continuidade lateral, que ocorrem isolados ou amplamente espaçados, alcançam espessuras de até 50 cm, possuem grande quantidade de fragmentos de siltitos argilosos, argilitos ou mesmo ritmitos, de alguns milímetros a 2 cm de diâmetro e de forma angular a subarredondada.

A estratificação pode também tornar-se aparente por causa de enriquecimento de clastos dentro dos diamictitos (pontos 61, 63, 65 da Rodovia Raposo Tavares - SP-270, Figura 3), ou porque a parte estratificada contém fragmentos de argilito e/ou siltito (ponto 1 da Rodovia Castelo Branco, SP-280 e pontos 61, 63, 65 da Rodovia Raposo Tavares, SP-270, Figura 3) ou, ainda, por conter fragmentos carbonizados de vegetais (ponto 52 da Rodovia Anhanguera, SP-330, Figura 3).

c) **Foliados:** A foliação, ou fissilidade, é uma das características mais comuns dos diamictitos do Subgrupo Itararé. Os diamictitos foliados têm a propriedade de se desagregarem em pequenas plaquetas de alguns milímetros a poucos centímetros de espessura, orientados, ao que parece, paralelamente à superfície de deposição.

O aspecto da foliação lembra a estrutura de rochas xistosas e sua origem tem sido interpretada por diversos autores como relacionada aos processos de deposição

dos diamictitos e/ou ao cisalhamento provocado pela presença de gelo sobrejacente (DREIMANIS, 1976).

Dobras. Deformações plásticas intrincadas, sob a forma de dobras, principalmente, do tipo isoclinal e monoclinal, podem ser vistas em alguns diamictitos do Subgrupo Itararé. Estas ocorrem como zonas estratificadas deformadas (Figura 7), ou são evidenciadas por intercalações clásticas. Muitas foram interpretadas por MARTIN (1961) como resultantes de empuxo glacial.

Possuem dimensões variáveis, de alguns centímetros até poucos metros de amplitude, e sua morfologia é indicativa do estado hidroplástico desses sedimentos à época da formação das estruturas. Raramente são encontradas associadas a falhamentos.

Falhas. São estruturas relativamente raras nos sedimentos do Subgrupo Itararé, sendo que nos diamictitos estão comumente associadas aos processos de ruptura de corpos clásticos inclusos.

Caracteristicamente, os planos de falha apresentam mergulhos altos, sendo o rejeito vertical da ordem de alguns centímetros.

Entre os pontos 108 e 109 da Estrada Salto Rio das Pedras, Figura 8, onde sua ocorrência é relativamente comum em toda a sequência, tais falhas apresentam uma íntima associação com sedimentos que sofreram dobramentos.

Corpos litológicos inclusos. Os corpos litológicos inclusos nos diamictitos do Subgrupo Itararé constituem uma porção apreciável de muitos afloramentos e são extremamente variáveis em termos de forma, espessura e distribuição.

SE

NW

DIAMICTITO
 ARENITO GROSSO
 ARENITO FINO A MÉDIO
 MINERAIS PESADOS
 NÍVEIS DE ARGILA

Figura 8 - Diagrama parcial do afloramento situado no ponto 109 da Estrada Salto-Rio das Pedras. Diamictitos e arenitos do Subgrupo Itararé, exibindo falhas e dobras. Linha grossa inferior representando o nível da estrada.

Depósitos clásticos semelhantes, associados aos diamictitos do Grupo Aquidauana, no sul do Mato Grosso, foram descritos por FARJALLAT (1970) que os considerou muito importantes para a elucidação da origem dos diamictitos. Anteriormente, FRAKES & CROWELL (1969) já haviam apontado a extrema relevância do estudo das intercalações clásticas para o entendimento dos principais processos responsáveis pela formação dos diamictitos do Subgrupo Itararé.

Durante os reconhecimentos de campo foi possível verificar que, litologicamente, tais intercalações clásticas são constituídas, em sua maior parte, de arenitos finos a médios, com grau de seleção variando de pobre a bom, com raros seixos isolados. Embora, no geral, sejam não estratificados, um leve acamamento planar ou estratificação cruzada pode ser observado em zonas mais intemperizadas. São, por vezes, friáveis, com espessuras variando de alguns milímetros a alguns metros.

Siltitos podem ocorrer inclusos nos diamictitos e são de coloração cinza esverdeada ou amarelada. Possuem quantidades variáveis de argila e mica, sendo microscopicamente estratificados ou, mais comumente maciços. Clastos isolados são raros.

Intercalações centimétricas de ritmitos constituídos de lâminas milimétricas alternadas de argilito escuro e siltito amarelado, com eventuais clastos isolados, foram encontrados em vários afloramentos. No ponto 72 da rodovia Capão Bonito-Itapetininga (SP-127) alcançam até 20 cm de espessura e repetem-se em vários níveis dentro do diamictito, alguns deles dobrados. Nas partes superiores desse afloramento alcançam espessuras de 2,5 m.

Corpos conglomeráticos não estratificados alcançam localmente espessuras de até 2 m, apresentando-se, usualmente, como leitos descontínuos na base de corpos arenosos.

Seus clastos são constituídos, predominantemente, de rochas cristalinas, semelhantes aos dos diamictitos, envolvidos por uma matriz de arenito feldspático, pobremente selecionado.

Embora sejam raras, algumas estruturas sedimentares que incluem acamamento gradativo, estratificação cruzada, lineação de partição e estruturas de sobrecarga, puderam ser reconhecidos no interior dos corpos clásticos ou ao longo dos seus contatos com os diamictitos.

Os contatos entre os corpos inclusos e os diamictitos que os envolvem são bruscos, mais raramente erosivos, exceto em alguns casos em que o contato superior da intercalação é erosivo.

De acordo com suas formas os corpos litológicos inclusos podem ser classificados em vários grupos:

a) Camadas e lentes: vários tipos de camadas e corpos lenticulares ocorrem intercalados nos diamictitos.

Camadas de arenito de granulação fina a média, mais raramente grossa ou conglomerática, pobremente selecionada, de cor vermelha amarelada, maciço ou estratificado, alcançam alguns metros de comprimento e variam de alguns centímetros a mais de 2 metros de espessura. Em alguns casos apresentam comportamento lenticular, visto serem pouco persistentes lateralmente.

As lentes, quando bem individualizadas, alcançam até dezenas de metros de comprimento, mas, no geral, são menores, atingindo de 1 a 2 m de espessura. Litologicamente, são idênticas às camadas e podem ocorrer isoladas ou formando conjuntos de lentes interselecionadas.

Algumas lentes, contudo, assumem formatos acanalados mais acentuados e exibem estrutura gradativa, que varia desde conglomerado ou arenito grosso, na base, até termos

granulométricos mais finos no topo. Tais corpos exibem uma relativa abundância de estratificações cruzadas, tipo acanalado, possuem grande quantidade de seixos semelhantes aos dos diamictitos e têm sido interpretados como depósitos de canal.

Os contatos basais das camadas e lentes com os diamictitos podem ser bruscos ou erosivos, por vezes confusos por causa da grande mistura de litologias. Numerosas estruturas de sobrecarga ou recalque são aí encontradas. Já os contatos superiores com os diamictitos raramente são gradacionais.

Numerosas lentes e camadas ocupam posição horizontal dentro dos diamictitos. Frequentemente, contudo, são encontradas deformadas e contorcidas sob a forma de dobras, ou rompidas em vários pedaços, possivelmente por esforços de tração.

b) Circulares: os diamictitos do Subgrupo Itararé contêm intercalações de seção circular correspondentes, provavelmente, a corpos esféricos ou cilíndricos constituídos de arenito fino a médio, similares em litologia às camadas e lentes intercaladas nos diamictitos, das quais, em alguns casos, parecem ter evoluído, através de processos de estiramento e rompimento.

Alguns apresentam-se retorcidos e, internamente, podem ser estruturalmente complicados por dobramentos em escala de alguns centímetros de amplitude. Raramente, pequenas falhas contemporâneas com o dobramento são observadas. Correspondem, pois, a estruturas almofadadas ou a bolas de areia desenvolvidas através de processos de deformação atectônica ligados à compactação diferencial dos sedimentos.

Outros exemplos podem corresponder a vários tipos de preenchimentos de canais ou "tuneis" cilíndricos engla-

ciais ou subglaciais (FRAKES, FIGUEIREDO FILHO & FULFARO, 1968; ROCHA-CAMPOS, SAAD, SANTOS & OLIVEIRA, 1977).

Corpos dessa natureza, localizados no ponto 78 da seção Capão Bonito-Itapetininga (SP-127) foram interpretados por FRAKES, FIGUEIREDO FILHO, FULFARO (1968) como possíveis "eskers" fósseis, associados a depósitos de canais englaciais, ou subglaciais e de preenchimento de fissuras ("crevasses").

c) Diques e vênulas: os primeiros correspondem a corpos tabulares mais espessos, geralmente de arenito, ocorrentes dentro de diamictitos, com atitude aproximadamente vertical. Assemelham-se a diques clásticos, porém um exame mais acurado não revela qualquer evidência de intrusão do material arenoso.

Outras estruturas de menor porte e de atitude variável são denominadas "veios" ou "vênulas" de areia. Ocorrem, por exemplo, no diamictito localizado no ponto 279 da Rodovia Marechal Rondon (Figura 3). Tais estruturas podem ramificar-se complexamente em várias direções, assumindo aspecto celular (ROCHA-CAMPOS, FARJALLAT & YOSHIDA, 1968). Compõem-se de arenito grosso, mal selecionado, com abundantes fragmentos de argilito, os quais a semelhança de um revestimento, alinham-se com o eixo maior paralelamente às paredes de diamictito.

d) Corpos cuneiformes: o termo foi utilizado para designar estruturas tabulares, geralmente verticais ou quase, de seção triangular, alongadas, estreitando-se para baixo, ramificando-se às vezes.

A ocorrência mais significativa desse tipo de estrutura localiza-se no ponto 97 da Rodovia Castelo Branco (Figura 3), e foi descrita por ROCHA-CAMPOS, SAAD, SANTOS & OLIVEIRA (1977).

Neste local, dois diamictitos superpostos estão se parados por uma concentração horizontal de clastos, associados a uma discordância erosiva no topo do diamictito inferior.

As estruturas cuneiformes estreitam-se para baixo, sub-verticalmente, ou obliquamente, variando de comprimento, exposto no corte vertical, desde 1,60 até 3 m. Suas espessuras variam, no geral, de cerca de 1 m, até poucos centímetros; a maior delas tendo cerca de 5 m de espessura.

Suas dimensões e formas, no plano horizontal, não puderam ser determinadas. Correspondem, aparentemente, a corpos grosseiramente tabulares, ou prismáticos, normalmente encurvados ou ondulados ao longo de seu comprimento e dispostos obliquamente em relação ao plano do corte da estrada, segundo, aproximadamente, SW-NE e leste-oeste. Todas as 5 estruturas ali encontradas estão truncadas em sua porção superior pela superfície de discordância que separa os dois diamictitos.

Os contatos laterais entre os corpos cuneiformes e o diamictito envolvente são bruscos e ondulares, incluindo expansões e constrições, particularmente, nas extremidades basais dos corpos, que normalmente exibem entumecimentos, em alguns casos associados a zonas limonitizadas.

Três estruturas ocorrentes neste local são simples. Uma quarta estrutura, contudo, parece ligada, lateralmente, a um corpo grosseiramente elíptico de arenito conglomerático incluído dentro do mesmo diamictito. Ainda uma quinta estrutura apresenta, no seu topo, diversos ramos de formas e dimensões variadas.

O material de preenchimento é constituído de arenito fino a médio, às vezes conglomerático, particularmente, na porção superior dos corpos. Estes mostram evidências de

estratificação subhorizontal, plana ou ligeiramente encurvada. Nas proximidades das estruturas, o diamictito inferior que circunscreve os corpos, no geral, magascopicamente maciço, desagrega-se em lâminas irregulares, subhorizontais, planas ou ligeiramente inclinadas ou curvadas para cima ou para baixo.

→ ROCHA-CAMPOS, SAAD, SANTOS & OLIVEIRA (1977) analisaram a natureza dessas estruturas e concluíram por sua correspondência a pseudomorfos de cunhas de gelo desenvolvidas em solo perenemente congelado (permafrost) durante a glaciação gondvânica, ou então a preenchimento de fendas de contração sazonal, que se formam também em substrato periglacial de região desprovida de cobertura vegetal e submetida a congelamento perene.

Outras feições similares às acima referidas e geometricamente incluídas entre as estruturas cuneiformes, foram descritas por FRACKES, FIGUEIREDO FILHO & FULFARO (1968, fig. 2), intercaladas em diamictito, junto a Gramadinho, entre os Km 167 e 168 da Rodovia SP-127 (Figura 3).

Neste caso, corpos alongados sob a forma de cunhas, com paredes quase perpendiculares ao acamamento e alongados verticalmente, constituídos de arenitos e conglomerados, ocorrem em grande número. Tais estruturas alcançam alturas que variam de 20 cm a 4 m e apresentam espessura desde 5 cm até mais de 1 m.

Todos esses corpos alongados estão quase que inteiramente envolvidos por diamictito exceto nos seus topos onde se unem a uma camada de arenito sobrejacente da qual estendem-se para baixo. Os contatos basais com o diamictito são bruscos enquanto que os laterais, por vezes, podem ser gradacionais.

FRACKES, FIGUEIREDO FILHO & FULFARO (1968) concluíram que as formas e relações geométricas dos corpos cu-

neiformes com o arenito superior, sugerem sua origem a partir do preenchimento de antigas fissuras em diamictito congelado, desenvolvidas a partir de "crevasses".

a) Formas complexas: além das estruturas já referidas, corpos clásticos intercalados nos diamictitos podem apresentar-se com formas muito complexas, interdigitados com outras litologias além dos diamictitos, e com seus limites pouco precisos.

Alguns parecem representar porções de corpos arenosos rompidos e complexamente deformados (Figura 3).

Características e distribuição dos clastos. Os clastos constituem um dos elementos mais característicos dos diamictitos do Subgrupo Itararé, em cuja constituição estão presentes em proporção muito variável que pode atingir 30% em volume (LEINZ, 1937; MARTIN & BJORNBERG, 1959, ROCHA-CAMPOS, 1967; LANDIM, 1970).

Na área estudada não foi feita qualquer tentativa de avaliar quantitativamente a proporção de clastos em relação à matriz. Estes parecem variar grandemente em quantidade em relação à matriz dos diamictitos estudados, sendo, no geral, de raros a comuns. MARTIN & BJORNBERG (1959), contudo, mencionam a porcentagem de 29% de clastos em volume em diamictito num pequeno vale pré-glacial ao norte de Jundiá.

a) Distribuição: De maneira geral, os clastos dispõem-se caoticamente na maioria dos corpos de diamictito estudados. Outros tipos de distribuição espacial encontrados referem-se a concentrações circulares (esféricas?) e lineares (planares).

Concentrações circulares de clastos correspondentes provavelmente a "bolsas" ou aglomerados, de forma mais

irregular, sem contatos nítidos com a matriz dos diamictitos, foram encontrados, por exemplo, no ponto 65 da Rodovia Capão Bonito-Itapetininga (SP-127), (Figura 3). Assemelham-se às concentrações globulares de seixos descritas por FARJALLAT (1970) em diamictitos do Grupo Aquidauana, em Mato Grosso. De acordo com esse autor, tais tipos de aglomerados poderiam indicar, dados os seus contatos difusos, acúmulos subaquosos de clastos que não puderam se dispersar totalmente na matriz dos diamictitos por movimentação posterior. Os contatos graduais com os diamictitos seriam indicativos de estado ainda bastante plástico desses aglomerados, os quais poderiam ter sido depositados por correntes de turbidêz, gelos flutuantes, ou a partir do derretimento, no fundo do corpo aquoso, de blocos de gelo afundados pelo peso da carga de sedimentos neles contida.

Alinhamentos horizontais, ou quase horizontais, correspondentes às concentrações planares de clastos são de dois tipos. Em alguns casos, como no ponto 167 da Rodovia Marechal Rondon (SP-300; Figura 3), clastos centimétricos alinhados dispõem-se paralelamente, e mais ou menos regularmente, a planos de estratificação visíveis na matriz arenosa e relativamente selecionada do diamictito. Originaram-se, ao que parece, da ação de "lavagem" de diamictos através da ação de água corrente (DREIMANIS, 1976).

Ocorrem também casos de distribuição preferencial linear de clastos de tamanhos variáveis, de centimétricos (seixos), até matacões (mais ou menos 1 m de dimensão máxima), intercalados entre dois diamictitos e dispostos ao longo de superfícies de disconformidade, ou incluídos dentro do mesmo corpo de diamictito.

No ponto 97 da Rodovia Castelo Branco (SP-280; Figura 3), dois diamictitos de espessura máxima conjunta de cerca de 4 m superpõem-se, separados por uma superfície ero

siva irregular e ligeiramente inclinada, ao longo da qual ocorre um alinhamento de clastos de tamanho e natureza variados (ROCHA-CAMPOS, SAAD, SANTOS & OLIVEIRA, 1977, fig. 2). A composição dos clastos coincide com a do diamictito inferior, razão pela qual supõem-se que representem um tipo de concentrado derivado da remoção dos finos intersticiais durante a fase erosiva que precedeu a deposição do diamictito superior.

Em outros dois locais da área investigada, as concentrações lineares de clastos ocorrem dentro de um único corpo de diamictito. Em Jumirim, cerca de 200 m ao sul da estação da FEPASA, tal tipo de estrutura pode ser observada ao longo de dois cortes paralelos da ferrovia (ROCHA-CAMPOS, FARJALLAT & YOSHIDA, 1968, fig. 14-15; ROCHA-CAMPOS, SANTOS & SAAD, 1972, fig. 10). Na face oeste do corte, melhor exposta, a concentração horizontal pode ser seguida por cerca de 50 m, embora na extremidade sul do alinhamento este seja mais dificilmente distinguível, por causa da maior dispersão vertical dos clastos. No resto da exposição, contudo, a disposição linear dos seixos é claramente visível, embora estes possam, em alguns locais, estar separados de 2 a 3 m horizontalmente. Em outros pontos em que a concentração é maior, podem ser notados casos de imbricamento.

Como no caso anterior, a composição dos clastos é variável, porém semelhante à dos outros clastos relativamente raros e dispersos caoticamente no diamictito.

Vários clastos da concentração mostram suas superfícies superiores biseladas e portando estrias e sulcos orientados paralelamente entre si. Outros tipos de marcas erosivas foram também verificadas sobre a superfície superior plana de um matacão (ROCHA-CAMPOS, FARJALLAT & YOSHIDA, 1969a, b).

Uma situação muito semelhante à acima descrita

foi ainda observada em dois cortes paralelos da Rodovia SP-101, entre os km 35 e 36 (ROCHA-CAMPOS, OLIVEIRA, SANTOS & SAAD, 1976, fig. 2). Neste local, dois alinhamentos horizontais e superpostos de clastos ocorrem separados por cerca de 2 m, dentro do mesmo diamictito. Na face sul do corte da rodovia, o alinhamento superior pode ser observado ao longo de, pelo menos, 80 metros. É notável a retilinearidade da estrutura formada por concentração de seixos, blocos e matacões mais ou menos densamente dispostos. A dispersão vertical dos clastos é mínima (menos de 0,5 m), e em alguns pontos de maior densidade foram constatados clastos imbricados.

O alinhamento inferior mantém as mesmas características básicas do primeiro, porém expõem-se ao longo de cerca de 60 m.

O exame dos clastos dos dois alinhamentos revelou que muitos apresentam suas superfícies superiores planas ou facetadas, muitas delas inclinadas em direção ao sul. Podem conter estrias subparalelas ou em retículo, as primeiras paralelas ao eixo maior dos clastos sobre os quais ocorrem.

ROCHA-CAMPOS, FARJALLAT & YOSHIDA (1968), ROCHA-CAMPOS, OLIVEIRA, SANTOS & SAAD (1976) e ROCHA-CAMPOS, SAAD, SANTOS & OLIVEIRA (1977) discutiram a provável origem dos alinhamentos de clastos acima referidos, que correspondem, provavelmente, a pavimentos de clastos ("boulder pavements", FLINT, 1957; 1961).

No primeiro caso de pavimentos intertilíticos, a concentração de clastos parece ser devida a vários processos de erosão superficial de um till depositado anteriormente, durante a fase de estagnação da geleira, seguida de seu rejuvenescimento que provoca a reorientação dos clastos, biselamento do till inferior e estriação dos clastos (FLINT, 1957, 1961; DREIMANIS & REAVELY, 1953).

A origem das estruturas do segundo tipo, isto é, intratilitica, é mais controvertida. De acordo com a literatura (HOLMES, 1941; DREIMANIS & REAVELEY, 1953; DREIMANIS, 1976) elas formar-se-iam através de processos relacionados com a dinâmica de uma geleira em movimento, podendo incluir apastamento de um till através de planação ou cisalhamento de detritos em movimento relativamente mais rápido abaixo de uma geleira que se move, e erosão seletiva englacial ou subglacial de partículas finas ao redor de clastos maiores, que permanecem fixos sob a forma de um pavimento.

Do acima discutido percebe-se claramente o enorme interesse paleoclimático e paleogeográfico dos pavimentos de clastos. São eles extremamente úteis no estabelecimento da direção e sentido do fluxo local do gelo durante a deposição glacial (DREIMANIS & REAVELEY, 1953; ELSON, 1957). De acordo com DREIMANIS (1976) a variedade intratilitica de pavimento de clastos estaria associada a tills basais.

b) Composição: a composição média dos clastos contidos nos diamictitos da área estudada parece não variar grandemente. Quartzitos, granitos e gnaisses constituem, separadamente ou em conjunto, pelo menos 40-50% dos clastos (LEINZ, 1937; ROCHA-CAMPOS, 1967; LANDIM, 1970). ROCHA-CAMPOS, OLIVEIRA, SAAD & SANTOS (1976) estudaram pormenorizada mente a composição dos clastos de um diamictito localizado perto de Capivari, entre os kms 35-36 da Rodovia SP-101, e que contém os pavimentos de clastos já discutidos acima.

Os resultados obtidos por esses autores (tab. 1) indicaram a presença de algumas litologias peculiares entre os clastos, dentre as quais arcósios vermelhos e violeta (até 44%) e quartzitos vermelhos e violeta (até 24,5%). Destes últimos não se conhecem, até o presente, afloramentos extensos no embasamento pré-cambriano a leste da Bacia do

Paraná, de onde parecem ter provido.

c) Tamanho: a maior parte dos clastos dos diamictitos examinados exibe um diâmetro máximo cujo valor varia de 2 a 10 cm. Megaclastos de 1 a 3 m parecem ser raros.

d) Forma: predominam entre os diamictitos da área em estudo, clastos esferoidais, talvez a forma mais comum ($\simeq 60\%$), até a romboédrica (MAU, 1958; BJORNBERG, 1965), com o desenvolvimento eventual de facetas. LANDIM (1970) refere-se a presença de seixos com formas arredondadas, semelhantes a seixos fluviais.

e) Estrias: a raridade de clastos estriados nos diamictitos do Subgrupo Itararé tem sido interpretada como provavelmente decorrente da raridade de rochas "moles" mais apropriadas ao estriamento, tais como: folhelhos, calcários e xistos (LEINZ, 1937). MAU (1958) demonstrou, contudo, que no norte do Paraná o quartzito constitui a litologia mais comum entre os clastos estriados.

Na área do presente trabalho ROCHA-CAMPOS, OLIVEIRA, SANTOS & SAAD (1976, tab. 2) observaram estrias em até 48% dos seixos de um diamictito localizado junto a Capivari (Rodovia SP-101, km 35-36).

Os resultados dessa pesquisa basearam-se no exame de 310 clastos e são bastante comparáveis aos obtidos por WENTWORTH (1936) em um estudo de formas e feições superficiais de clastos de tills pleistocênicos.

O tipo predominante de estrias neste caso (e, provavelmente, na maioria dos diamictitos da área) é o subparalelo, orientado, no geral, paralelamente ao eixo maior dos clastos alongados. Outros tipos encontrados foram, em ordem

decrecente, o reticulado e caótico seguido de perto pelo paralelo.

De acordo com WENTWORTH (1936) esses dois primeiros tipos de estrias são mais característicos de ação glacial, enquanto o tipo paralelo é frequentemente associado à atividade tectônica (FRAKES & CROWELL, 1969).

TEXTURAS. O termo "textura" de uma rocha refere-se a sua constituição física. No caso das rochas sedimentares clásticas, que possuam uma variação ampla nos tamanhos das partículas, o material constituinte pode ser subdividido, de maneira conveniente para finalidades descritivas, em "granulos" (ou clastos) e "matriz". Nesta distinção, contudo, não está implícito, a priori, nenhum tamanho particular da fração mais grossa, pois os termos granulométricos máximos e mínimos referem-se ao tamanho relativo e a distribuição das partículas constituintes da rocha.

De acordo com DREIMANIS (1978), o termo "till", do ponto de vista sedimentológico, tem sido empregado para caracterizar depósitos glaciais clásticos constituídos de uma mistura heterogênea de fragmentos de rochas e minerais de composição litológica, tamanho e forma variados.

Essa ampla variação no tamanho das partículas resulta da cominuição, por processos de abrasão e trituramento, do material incorporado e transportado pelas geleiras. Como resultado desse processo, os componentes líticos do material transportado definem dois intervalos granulométricos principais: um deles caracteriza uma fração mais grossa constituída de grânulos e clastos, enquanto que o outro, mais fino, é referido como matriz. Contudo, o volume e a granulometria de cada intervalo depende da distância do transporte glacial, da litologia dos constituintes clásticos, ou do grau de cominuição (DREIMANIS & VAGNERS, 1972).

Os tills pleistocênicos do hemisfério norte têm sido intensivamente estudados durante as últimas décadas e toda uma variação de critérios tem sido empregada nas tentativas de descrevê-los e correlacioná-los.

Os métodos que vêm sendo empregados com sucesso no estudo desses tills incluem aqueles baseados nas texturas (matriz e proporção de clastos), composição litológica de um determinado intervalo granulométrico, "fabric" dos clastos e composição mineralógica.

Os diamictitos do Subgrupo Itararé são, basicamente, compostos de uma matriz e de uma fração mais grossa dispersa. Existe uma gradação completa desde matacões até partículas tamanho argila mas, para propósitos descritivos, todo o material maior que 2 milímetros de diâmetro foi considerado sob o título de "clastos" e as partículas menores foram classificadas como matriz.

Tais diamictitos são constituídos de uma mistura finamente granulada principalmente de minerais micáceos e argilosos, quartzo e feldspato que preenche os espaços entre os grãos maiores. Os fragmentos de rocha são constituídos dos mesmos tipos de rochas dos grandes clastos: granito, gnaiss, quartzito, quartzo de veio, rochas metamórficas, etc.

A análise da literatura a respeito das características sedimentológicas dos diamictitos do Subgrupo Itararé, mostra que os dados tem sido utilizados não só para finalidade de determinação de fácies desses diamictitos, como também para caracterização de processos sedimentares (e.g., LANDIM & FRAKES, 1968; LANDIM, 1970; FRAKES & CROWELL, 1973).

Na presente dissertação a investigação a respeito das características sedimentológicas e litológicas dos diamictitos foi expandida, já que houve oportunidade de co-

leta sistemática extensiva de amostras ao longo de todas as seções. Dessa maneira, todos os diamictitos reconhecidos e aflorantes, aos quais se teve acesso, foram amostrados, o que propiciou a obtenção de um volume muito grande de dados. Estes dados, contudo, serão tratados aqui de duas maneiras: a) pura descrição em termos de caracterização litológica e b) aproveitamento dos mesmos para caracterização de fácies segundo métodos que têm sido propostos na literatura.

Metodologia. A identificação dos processos sedimentares que controlam a deposição das rochas sedimentares clásticas é facilitada, desde que possa ser obtida uma estimativa objetiva dos parâmetros granulométricos dessas rochas.

No caso específico da sedimentação em ambiente glacial, os sedimentos depositados a partir do gelo — remobilizados ou não, penecontemporaneamente, pela água — são os que melhor se prestam a esse tipo de abordagem, em vista do rico dote de características variáveis que apresentam, resultantes de amplo espectro de materiais rochosos que são incorporados pela ação glacial.

Com o intuito de obter dados a respeito da composição granulométrica da matriz dos diamictitos do Subgrupo Itararé, foi posto em prática um plano de coleta sistemática de amostras que englobou, praticamente, todos os diamictitos reconhecidos durante os trabalhos de campo. O processamento ulterior em laboratório de todo o material coletado, permitiu refinar as descrições de campo, visto que uma caracterização mais completa da textura da matriz dos diamictitos pode então ser obtida.

No que concerne, especificamente, as técnicas de amostragem empregadas, alguns cuidados foram tomados quanto ao estado das amostras e quanto à localização destas no a-

floramento.

No primeiro caso evitou-se obter amostras muito intemperizadas, pois a desagregação das partículas maiores somada à decomposição dos feldspatos, poderia causar um desvio da distribuição granulométrica em direção às frações mais finas.

O segundo fator considerado dizia respeito à situação geológica representada no afloramento. Assim, quando o pacote de diamictito apresentou-se macroscopicamente maciço, a coleta foi feita aleatoriamente na horizontal, mas representando, contudo, uma sucessão vertical contínua, de modo que toda a espessura aflorante foi representativamente mostrada. Entretanto, nos casos em que foi possível identificar uma sucessão de intervalos com características próprias, situação esta que conferia um certo aspecto estratificado ao afloramento, usou-se a técnica da amostragem estratificada, na qual cada amostra foi selecionada aleatoriamente dentro de um intervalo pré-determinado.

Os trabalhos de laboratório incluíram análises granulométricas das 262 amostras coletadas durante os trabalhos de campo, as quais foram processadas de acordo com a metodologia normalmente utilizada pelo Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, já pormenorizadamente descrita por COIMBRA (1976).

Tal metodologia implicou na tomada de uma porção em peso de 35 gramas de cada amostra as quais, separadamente, foram desagregadas manualmente em almofariz com auxílio de um pistilo com ponta de borracha. A seguir, as amostras foram homogeneizadas por meio de agitadores de pás rotativas e processadas por pipetagem e peneiramento. Dessa forma conseguiu-se um dimensionamento das partículas entre 0,062 e 0,004 milímetros de diâmetro, com uso da pipetagem, e en-

tre 4,0 e 0,062 milímetros de diâmetro pelo peneiramento. A escala granulométrica utilizada foi a de WENTWORTH (1922 *in* SUGUIO, 1973).

Os parâmetros granulométricos foram calculados a partir das fórmulas de FOLK & WARD (1957) e para os cálculos necessários foi utilizado o programa LABSE, em lingua guem FORTRAM IV, de autoria de YAMAMOTO, SUGUIO & COIMBRA (no prelo). Por meio desse programa foram obtidas as porcentagens de cada classe granulométrica, as porcentagens acumuladas, além dos parâmetros estatísticos para a distribuição total e distribuição areia.

Após a obtenção dos dados sedimentológicos, alguns agrupamentos de amostras foram então estabelecidos com base na distribuição estratigráfica dos diamictitos, tanto nas colunas estratigráficas, como nos conjuntos litológicos identificados por SAAD (1977). Para cada um desses agrupamentos as porcentagens das classes granulométricas areia, silte e argila, foram lançadas em diagramas triangulares para classificação de sedimentos clásticos de SHEPARD (1954). Tal procedimento teve por objetivo verificar se a distribuição dos atributos granulométricos da matriz dos diamictitos poderia exibir algum padrão eventualmente relacionado ao condicionamento geológico, que pudesse ser relevante para o esclarecimento de problemas relacionados à fácies, paleogeografia e processos deposicionais dos diamictitos do Subgrupo Itararé.

A fim de comparar, quantitativamente, os atributos granulométricos da matriz dos diamictitos e sua distribuição areal, foi utilizado o método estatístico de correlação denominado análise de agrupamento ("cluster analysis"). Este método é extremamente útil para este propósito, pois fornece um dendrograma onde são organizadas, hierarquicamente, as várias medidas de similaridade entre as variáveis u-

tilizadas.

Na atual pesquisa foram utilizados dados da frequência dos parâmetros estatísticos de FOLK & WARD (1957) e da frequência percentual das classes granulométricas de WENTWORTH (1922), obtidos através das análises sedimentológicas realizadas. Para o seu processamento em computador, os dados numéricos foram reunidos em diversos agrupamentos que representavam os diamictitos localizados em cada seção e ao longo de cada um dos conjuntos litológicos reconhecidos por SAAD (1977).

Resultados: Os diagramas triangulares exibidos nas Figuras 9 e 10 evidenciam um predomínio da contribuição relativa da fração silte na composição da matriz dos diamictitos, assim como uma significativa contribuição percentual da fração arenosa e, mais raramente, da argilosa.

Comparando-se os dados sedimentológicos acima com outros disponíveis na literatura, verifica-se que a composição granulométrica da matriz dos diamictitos do Subgrupo Itararé (Figura 11), da área estudada, assemelha-se em muito à de tills pleistocênicos do hemisfério norte.

Neste sentido, o diagrama exibido na Figura 12 é bastante ilustrativo, pois permite verificar que em mais de mil análises sedimentológicas da matriz de tills da América do Norte a maior parte dos constituintes é representada pela fração silte. De acordo com DREIMANIS (1978) a matriz de tais tills contém, no mínimo, 25% de silte enquanto que as frações areia e argila contribuem com proporções mínimas de 3% e 1% respectivamente.

Por outro lado, a análise de frequência dos parâmetros estatísticos evidenciou que as amostras aqui analisadas apresentam-se, na distribuição total, com o diâmetro médio variando de silte grosso à silte médio, e com grande se

Figura 9 - Diagramas triangulares mostrando as composições granulométricas da matriz de diamictitos do Subgrupo Itararé, localizados nos conjuntos litológicos A e B.

Figura 10 - Diagramas triangulares mostrando as composições granulométricas da matriz de diamictitos do Subgrupo Itararé localizados nos conjuntos litológicos C e D.

Figura 11 - Diagrama triangular mostrando as composições granulométricas da matriz de diamictitos do Subgrupo Itararé da área estudada, baseadas em 262 análises sedimentológicas.

Figura 12 - Composição granulométrica da matriz de tills da América do Norte, baseada em mais de 1.000 análises sedimentológicas, segundo DREIMANIS (1978).

leção variando de muito pobremente selecionada a pobremente selecionada. No intervalo areia, contudo, o diâmetro médio é, predominantemente, de areia fina e a seleção varia de pobremente selecionada a, principalmente, moderadamente selecionada.

A análise dos dendrogramas resultantes da análise de agrupamento ("cluster analysis"), demonstrou ser possível estabelecer níveis de similaridade consistentes entre os atributos granulométricos da matriz dos diamictitos. Contudo, a ocorrência indiscriminada de diamictitos de características sedimentológicas correlacionáveis, ao longo de toda a extensão dos conjuntos litológicos e das seções, não permitiu que se identificasse qualquer padrão na distribuição estratigráfica dessas rochas.

Os valores numéricos dos parâmetros estatísticos de FOLK & WARD (1957), obtidos das análises sedimentológicas, foram, ainda, lançados no gráfico de SAHU (1964), onde estão dispostas linhas de demarcação entre os diversos ambientes de sedimentação, assim como as indicações dos sentidos de decréscimo da energia e da fluidez do meio.

Como pode ser observado na Figura 13, a maior parte dos pontos concentrou-se entre as linhas de demarcação do ambiente fluvial. Esse ambiente, contudo, é muito variável em suas características, exibindo amplas mudanças nos fatores de fluidez e, principalmente, nos energéticos.

Entretanto, em se tratando de diamictitos, as disposições dos diversos pontos no gráfico, independentemente das suas relações com os ambientes de sedimentação, demonstram que essas rochas foram depositadas sob as mesmas condições medianas de viscosidade. As variações na energia, também constatadas poderiam indicar a atuação mais efetiva do caráter selecionador da água.

Figura 13 - Gráfico de SAHU (1964) para diamictitos do Subgrupo Itararé da área estudada.

RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS. A variação espacial nas sequências glaciênicas depende, em escala regional, da maneira como ocorre a erosão, do transporte dos sedimentos e do fluxo da geleira considerada. O entendimento das variações laterais e verticais é, portanto, de fundamental importância para a distinção sistemática dos vários subambientes glaciais, os quais, quando tratados conjuntamente, podem fornecer o quadro paleogeográfico de uma determinada área durante um determinado intervalo de tempo.

Em uma escala local, contudo, essa variação espacial está mais estreitamente relacionada ao modo de deposição dos sedimentos, o qual, por sua vez, é determinado pe

lo estilo do avanço e do recuo da geleira.

Até o presente momento os diamictitos do Subgrupo Itararé foram aqui descritos em termos da caracterização granulométrica da matriz e da descrição das estruturas a eles relacionadas. Pelo fato desses diamictitos ocorrerem inseridos em conjuntos litológicos que parecem caracterizar sequências, foi feita uma tentativa de classificação dessas sequências cuja finalidade foi verificar a existência, ou não, de combinações entre os depósitos sedimentares e o possível grau de variação.

Para tanto, foram examinadas as sequências litológicas representadas nas colunas estratigráficas, Figura 3, e nos afloramentos levantados em detalhe no campo. Procurou-se, dessa maneira, verificar o modo de ocorrência dos diamictitos, considerando-se os tipos de rochas associadas e a forma sob a qual essa associação ocorre, além dos seus contatos superiores, inferiores e laterais.

As análises locais de litologia, onde as sequências encontradas no campo não estão reconstituídas a longa distância, indicaram que os diamictitos exibem contatos basais e superiores do tipo brusco irregular, mais raramente erosivo, principalmente para arenitos de granulação média. Contatos com siltitos, ritmitos e folhelhos ocorrem em menor número e, normalmente, são bruscos ou, ainda, erosivos. Embora ocorram relações de contatos gradacionais com várias litologias, a sua caracterização torna-se difícil dada a grande mistura de litologias e o grau de alteração dos afloramentos.

Os arenitos são predominantemente feldspáticos, vermelho-amarelados e exibem grandes variações granulométricas, estando presentes todos os parâmetros da fração areia. O grau de seleção varia de mediano a extremamente pobre, sendo os arenitos finos normalmente bem selecionados.

Corpos arenosos assumem formas de canais, lentes e camadas de aspecto normalmente maciço. Alcançam espessuras individuais de 5 m embora mais comumente fiquem restritos a variações de 1 a 2 m. Contêm estratificações cruzadas dos tipos acanalado, planar ou tangencial.

Intercalações argilosas e/ou siltosas são frequentes e, ao que parece, atuaram como níveis preferenciais para o desenvolvimento de deformações hidroplásticas.

Os siltitos exibem cores amareladas ou acinzentadas, possuem quantidades variáveis de argila e mica, são maciços ou incipientemente estratificados e formam corpos individuais de alguns metros de espessura. Intercalações de arenito fino, assim como leitos milimétricos de diamictito são encontrados associados aos siltitos. Microclastos embora raros no geral, podem ser encontrados dispersos.

Os ritmitos são relativamente expressivos ao longo de todas as seções. São definidos por uma alternância cíclica de pares litológicos milimétricos a centimétricos, raramente, decimétricos, constituídos de arenitos finos e siltitos ou siltitos e argilitos ou ainda folhelhos. Seixos isolados, ou concentrados em intercalações delgadas, são encontrados deformando os estratos subjacentes. Deformações plásticas registradas nos ritmitos estão, no geral, associadas à presença de corpos de arenito sobrejacentes.

A reconstrução das sequências a longa distância e seu consequente empilhamento vertical em colunas estratigráficas, permitiu reconhecer dois padrões fundamentais na ordem de aparecimento vertical das diferentes litologias.

Sequências tipo "finning upward". Este padrão é caracterizado por uma tendência "finning upward" na granulometria dos sedimentos e, como pode ser observado em quase todas as colunas estratigráficas, é formado pela seguinte

sequência geral, de baixo para cima: diamictito com contato basal brusco ou erosivo, arenito grosso ou conglomerado, arenito médio, arenito fino, siltito e/ou folhelho e/ou ritmito.

Esta sequência de aparecimento pode ser verificada na Rodovia Raposo Tavares (SP-270), cuja característica mais expressiva é a tendência de repetição de conjuntos de litologias. Entre os pontos 26 e 53 a ordem de aparecimento se faz na seguinte sequência, de baixo para cima: arenito médio, arenito fino, lamito, horizonte erosivo.

Outra sequência que pode ser considerada como exemplo é a que ocorre entre os pontos 108 e 109 da estrada Salto-Rio das Pedras. A sequência vertical, de baixo para cima, inicia-se com diamictito estratificado e deformado, que, por meio de contato brusco, passa para uma espessa sequência de arenitos que gradam de grossos, na base, a finos nas partes mais superiores.

Localmente, essas associações são repetidas e têm sido interpretadas como ciclos (LEINZ, 1937; FRANKS & FIGUEIREDO FILHO, 1967) ligadas a fenômenos de avanço e recuo das geleiras neopaleozóicas.

Sequências tipo "coarsening upward". O segundo padrão tem por característica uma tendência "coarsening upward" e é composto da seguinte maneira, de baixo para cima: siltitos e/ou folhelhos e/ou ritmitos, arenitos finos, arenitos médios, arenitos grossos, superfície de erosão.

Os dois tipos de sequências podem ocorrer associados e isto pode ser visto nos pontos 108 e 109 da estrada Salto-Rio das Pedras, Figura 3. Neste local os arenitos finos da sequência "finning upward" inferior são recobertos, erosivamente, por arenitos grossos sotopostos a um diamictito, da sequência "coarsening upward" sobrejacente.

O exame da distribuição vertical de litologias em todas as colunas estratigráficas, permitiu verificar que a grande maioria das sequências reconhecidas apresenta-se geralmente incompleta. Tal fato pode ser explicado se for considerado que as fases erosivas associadas à deposição das camadas de diamictitos e arenitos podem levar à destruição de partes das sequências.

A presença de níveis marinhos pode complicar o entendimento das relações e disposições verticais e horizontais das litologias, pelo fato de aumentar o grau de complexidade das interrelações faciológicas. Um exemplo de tal sequência pode ser observado entre os pontos 82 e 90 da estrada Salto-Rio das Pedras, próximo a Capivari, Figura 3. Neste local a sequência inicia-se com folhelho na base que passa para um pacote de siltitos que contêm um nível marinho e canais de arenito intercalados. Uma espessa seção de arenitos sobrepõem-se ao siltito e é recoberta discordantemente por diamictitos, caracterizando assim uma sequência "coarse ning upward".

Do acima exposto não é fora de propósito considerar que as sequências litológicas encontradas poderiam caracterizar uma tendência de repetição de ciclos litológicos, que poderiam estar relacionados com mecanismos de avanço e recuo das geleiras, associados a regressões e ingressões de mares rasos, controlados, basicamente, por fenômenos isostáticos e eustáticos, conforme será discutido posteriormente.

4. O MODELO SEDIMENTAR DO SUBGRUPO ITARARÉ

INTRODUÇÃO. Um dos objetivos básicos do estudo de qualquer tipo de sedimento é o estabelecimento do seu modo de origem.

No caso dos diamictitos e rochas associadas do Subgrupo Itararé, as evidências disponíveis apontam, de maneira inequívoca, para a sua formação sob a influência de uma glaciação do tipo continental, que afetou o sudeste brasileiro durante o Neopaleozóico (LEINZ, 1937; MARTIN, 1961; ROCHA-CAMPOS, 1967).

Com relação específica à área em estudo, várias tentativas foram já feitas de enquadramento da sequência sedimentar em termos do modelo ou modelos adaptáveis ao conjunto de dados sedimentares, paleogeográficos e tectônicos disponíveis (ROCHA-CAMPOS, FARJALLAT & YOSHIDA, 1969b; LANDIM, 1970; etc.).

A utilização de modelos sedimentares (POTTER & PETTIJOHN, 1963) constitui um modo de abordagem de grande potencialidade para a análise de bacias sedimentares, particularmente nas tentativas de elaboração de sínteses integradoras de padrões de deposição com outros aspectos da sedimentação.

De maneira sintética, as feições mais notáveis do modelo glacial continental abrangeriam o conjunto de depósitos (sedimentos) consangüíneos (POTTER & PETTIJOHN, 1963) depositados em contato com o gelo e os materiais pró-glaciais. Esses depósitos ou entidades petrológicas distintas estão arranjados espacialmente e temporalmente de maneira ordenada, que, em parte, exprime-se por formas topográficas. O arranjo espacial dos conjuntos litológicos adquire especial significado quando examinado dentro do arcabouço fornecido pelo padrão de movimento do gelo. Assim, as morainas fron-

tais correspondem a cordões de tills dispostos concentricamente, os drumlins assumem a forma de cristas paralelas ao fluxo do gelo, os lagos e deltas de areia pró-glaciais orientam-se, no geral, transversalmente ao movimento.

Do ponto de vista "temporal" verifica-se também a existência de um ciclo glacial normal, do que decorre uma ordem estratigráfica padrão. De acordo com o ponto de vista clássico, esta exprime-se por um embasamento erodido, frequentemente estriado, superposto por till, por sua vez recoberto por depósitos flúvio-glaciais e/ou eólicos (silte/loess). Em alguns casos reconhecem-se perfis de intemperismo (solos) desenvolvidos sobre estes materiais.

A composição do "drift" é também um reflexo do padrão de movimento. Por exemplo: as trilhas de matacões situam-se a jusante e divergem das áreas fontes. A concentração de um componente específico cai exponencialmente nessa mesma direção.

O modelo esquemático acima esboçado abrange, contudo, várias complicações que dificultam a sua aplicação direta e que derivam, de um lado, do comportamento dos elementos estruturais das bacias sedimentares que abrigam os depósitos (SAAD, SANTOS & ROCHA-CAMPOS, 1978; fig. 6).

Em segundo lugar, o modelo clássico leva em conta somente o domínio terrestre da glaciação continental, cujos efeitos podem atingir as margens dos continentes, em ambiente glácio-marinho (CAREY, AHMAD, 1961; ANDERSON, 1972) cujos depósitos têm mais probabilidade de se preservar.

Finalmente, pesquisas recentes em geleiras atuais permitiram entender melhor os mecanismos sedimentares e pós-sedimentares que ocorrem principalmente durante as fases de recuo do gelo e das quais derivam padrões complexos de distribuição horizontal e vertical de fácies, de importância

para o entendimento de depósitos glaciais antigos (BOULTON, 1972).

Assim sendo, tornou-se necessário discutir, de maneira resumida, os principais aspectos ligados ao entendimento atual dos mecanismos sedimentares glaciais e seus produtos, e que serviram de base às interpretações de fácies que serão discutidas em seguida.

RESENHA HISTÓRICA. As primeiras idéias a respeito da elaboração de um modelo sedimentar aplicável a sequência sedimentar do Subgrupo Itararé, na área em estudo, derivam de WASHBURNE (1930).

Além de discutir os mecanismos e as características dos processos sedimentares do ambiente glacial WASHBURNE (1930) apresentou os primeiros dados sobre as direções de deslocamento dos gelos na parte norte da Bacia do Paraná, baseado em deformações de sedimentos, às quais considerou terem sido causadas pelo empuxo glacial. WASHBURNE (1930) apresentou ainda um modelo esquemático (esboço nº 2) das relações entre as geleiras neopaleozóicas, o embasamento cristalino pré-cambriano e as diversas fácies glaciais então reconhecidas (tilitos, arenitos flúvio-glaciais e varvitos).

LEINZ (1937), em seguida, revisou extensivamente os argumentos favoráveis a atribuição de uma origem glacial aos sedimentos permocarboníferos da Bacia do Paraná, e na elaboração de seu modelo de sedimentação abordou elementos tais como tipo de glaciação, proveniência e direção do gelo, além do número de intervalos glaciais.

Um dos elementos mais importantes deste modelo dizia respeito ao fato de que as mudanças de fácies litológicas se faziam com tendência de repetição rítmica de litologias, cuja sequência completa seria constituída de tilito, arenito grosso, arenito fino, pelodito, arenito fino, areni

nito grosso, tilito. LEINZ (1937) supôs, então, que essa variação de fácies sedimentares poderia corresponder a fases ou ciclos glaciais, que estariam relacionados a fenômenos de avanço e recuo das geleiras, associados a ingressões marinhas. Cada um destes ciclos teria 70 ou 90 metros de espessura, e sua ocorrência 5 vezes na sequência sedimentar do Subgrupo Itararé, em São Paulo, poderia corresponder a 5 fases glaciais distintas, e o seu significado implicaria em periodicidade da glaciação ou, simplesmente, épocas de fusão do gelo. Os horizontes marinhos associados foram interpretados como evidências de períodos interglaciais, quando, depois da ingressão do mar nas áreas baixas, a compensação isostática devido à fusão das geleiras, provocaria a elevação do continente com a consequente regressão do mar.

A interpretação de LEINZ (1937) foi discutida por MARTIN (1961) que, enfocando o problema de maneira mais ampla, examinou a sequência neopaleozóica da Bacia do Paraná dentro do contexto da teoria da deriva continental.

Utilizando dados de campo e analisando criticamente as informações até então disponíveis na literatura, MARTIN (1961) considerou irrefutáveis os argumentos a favor da origem glacial dos sedimentos do Subgrupo Itararé, assim como o esquema de uma glaciação do tipo continental.

Suas deduções paleogeográficas resultantes do estudo das direções de deslocamento dos gelos neopaleozóicos, foram baseadas nas evidências fornecidas por deformações em sedimentos, supostamente causados pelo empuxo glacial. A direção de transporte de sedimentos foi interpretada a partir da direção de vales glaciais, pavimentos estriados, feições topográficas e "petrofabric" dos sedimentos.

Em uma extensa revisão a respeito da evolução do conceito de uma glaciação paleozóica afetando a parte inferior da sequência gondvânica da Bacia do Paraná, ROCHA-CAM

POS (1967) apontou a homogeneidade relativa da composição dos diamictitos do Subgrupo Itararé, assim como sua grande espessura e distribuição sobre extensa área, como parâmetros indicativos da natureza continental dessa glaciação.

Em seu modelo estratigráfico ROCHA-CAMPOS (1967) fez uma análise do significado da multiplicidade de fenômenos sob a forma de repetição cíclica de litologias no Subgrupo Itararé, chamando atenção para a cautela que deveria ser observada na interpretação de horizontes marinhos como evidências indicativas de períodos interglaciais ou de degelo.

Pelo fato das ocorrências de "roche moutonnée" e de superfícies estriadas serem raras na borda leste da Bacia do Paran, ROCHA-CAMPOS (1967) demonstrou, atravs da compilao de dados de estruturas direcionais de sedimentos, que a direo de transporte indicava uma provenincia geral de E. Alm disto, embora o quadro paleogeogrfico ento apresentado tenha sido elaborado apenas em termos preliminares, a constncia geral das medidas direcionais levou o referido autor a sugerir que o centro da glaciao estaria localizado a SE da atual margem da Bacia do Paran.

ROCHA-CAMPOS, FARJALLAT & YOSHIDA (1969b) apresentaram um quadro paleogeogrfico preliminar para os sedimentos do Subgrupo Itararé, com base nos dados relativos direo de movimento do gelo, determinados a partir de propriedades direcionais das rochas e estudo de fcies do Subgrupo. Estas feies direcionais foram interpretadas como indicativas de uma direo principal de transporte de SE para NW da bacia. J as feies de contato de gelo foram interpretadas como indicativas do fato de que alguns diamictitos teriam sido depositados diretamente pelas geleiras, em ambiente terrestre. Foi registrado, ainda, naquele trabalho, que muitos diamictitos apresentaram evidncias de depo

sição por mecanismos de transporte de massa em ambiente subaquático.

Uma concepção diferente no que se refere à distribuição paleogeográfica dos depósitos glaciais continentais e glácio-marinhos e localização dos prováveis centros glaciais foi discutida por FRANKES & CROWELL (1969), posteriormente re-elaborado em 1972.

A paleogeografia delineada por esses autores indica que o desenvolvimento das geleiras durante o Neopaleozóico foi mais extensivo ao longo da borda leste da Bacia do Paranã, atingindo, muitas vezes o nível do mar, enquanto que, na borda oeste, o gelo esteve restrito a regiões elevadas.

Com base na coincidência geral da direção de transporte e contiguidade geográfica pré-deriva, FRANKES & CROWELL (1972) especularam que os lobos glaciais que atingiram a Bacia do Paranã (Kaokoveld, Paranã e Uruguai), na sua borda leste, tiveram o seu centro principal de glaciação na África. Sugeriram também a localização de um centroglacial sobre o arco de Assunção, de onde o gelo teria irradiado para leste atingindo a Bacia do Paranã e, possivelmente, para sudoeste em direção a Bacia Chaco-Paraná.

LANDIM (1970) propôs um modelo glacial do tipo continental predominantemente terrestre para o Subgrupo Itararé no Estado de São Paulo. Para tanto, o referido autor fundamentou-se na presença de tilitos verdadeiros, identificados por meio de métodos sedimentológicos e microscopia eletrônica associadamente ao reconhecimento e distribuição de feições construcionais típicas de ambiente glacial terrestre. Quanto à paleogeografia do Subgrupo Itararé naquela área da bacia, LANDIM (1970) propôs a existência de dois centros de irradiação glacial, um situado junto ao alto de São Jerônimo da Serra (PR) e outro no alto de Olimpia (SP),

separados por uma região tectonicamente negativa no sentido NW/SE.

MODELO UTILIZADO. A discussão detalhada do modelo sedimentar da glaciação continental não caberia nesta dissertação, onde procurou-se abordar os objetivos inicialmente propostos de uma maneira mais prática. Entretanto, na Bacia do Paranã, com exceção do trabalho de WASHBURN (1930), de alguns elementos já contidos no trabalho de LEINZ (1937) e das discussões apresentadas por ROCHA-CAMPOS (1961), ROCHA-CAMPOS, FARJALLAT & YOSHIDA (1969b) e LANDIM (1970), a abordagem ao problema tem sido parcial. Ou seja, o modelo da glaciação é mais complicado do que aquele que tem sido utilizado, apesar de que, praticamente, todos os seus elementos já estejam conhecidos.

O modelo geral da glaciação continental, e quanto a isto não há dúvidas, pois os elementos disponíveis já permitem assim determinar, envolve dois grandes domínios: o continental, que tem sido estudado com um pouco mais de detalhe, e o glácio-marinho.

No que diz respeito ao âmbito terrestre da glaciação, o esquema aqui adotado é o de BOULTON (1972) que a prática mostrou se adaptar às últimas informações disponíveis sobre os sedimentos do Subgrupo Itararé. Contudo, a necessidade de um modelo que servisse para interpretação da sedimentação glácio-marinha, também documentada no Subgrupo Itararé, levou à adoção do esquema proposto por ANDERSON (1972), que se baseia nas hipóteses de THOMAS (1960); CAREY & AHMAD (1961) e FRANKES & CROWELL (1967), além dos resultados de suas próprias pesquisas no mar de Waddell.

Dos dois modelos acima procurou-se derivar esquemas de sucessão vertical e horizontal de fácies que pudessem ser utilizados na interpretação de sucessões litolôgi-

cas examinadas em afloramentos, que constituiu a abordagem básica desta dissertação.

Domínio terrestre. As sequências sedimentares glaciais formadas atualmente nas margens das geleiras em Spitsbergen foram descritas por BOULTON (1972) que as considerou idênticas, em espessura e detalhe, a muitas sequências de idades pleistocênica e pré-pleistocênica. Neste trabalho foram propostas novas classificações para os depósitos estratificados e de till, em dependência do local de deposição, seja ela em posição supraglacial, englacial ou subglacial. As estruturas tectônicas até então interpretadas como resultado de empuxo glacial, foram consideradas como produtos de fluxos descendentes e colapso das sequências supraglaciais, situadas acima de uma superfície de gelo em fusão.

a) Feições de contato do gelo.

Deposição supraglacial

(A) Morainas mamelonares e planícies de till. Grande parte da carga de detritos englaciais tende a se acumular em séries de bandas paralelas à foliação do gelo, as quais, quando o processo de ablação rebaixa a superfície da geleira, tornam-se salientes e expostas na sua superfície, dando origem a depósitos delgados que proporcionam o aparecimento de uma cobertura inicial de detritos. Este till, por estar saturado pela água e, conseqüentemente, ser muito instável, flui para zonas mais baixas indo se acumular sobre a superfície da geleira ou sobre sedimentos supraglaciais, ou, ainda, sobre sedimentos pré-glaciais (Figura 14 A, B).

As variações na espessura dos tills supraglaciais condicionam uma ablação diferencial no gelo subjacen-

Figura 14 - A,B,C,D₁: desenvolvimento de uma superfície mame-
lunar de till resultante da predominância de
deposição supraglacial. A,B,C,D₂: desenvolvi-
mento de uma planície de till. Neste caso, o till
é mais fluído. E: fusão de gelo soterrado abai-
xo de um till fluído, originando uma superfície
plana (seg. BOULTON, 1972).

te, produzindo uma topografia irregular. Se os detritos en-
glaciais estão distribuídos em zonas distintas, separados
por outras relativamente pobres, estendendo-se paralelamente
à margem da geleira, haverá o desenvolvimento de um sistema
de cristas com núcleo de gelo e vales intercalados. Entretanto,
se as concentrações de detritos são distribuídas irregularmente,
os tills supraglaciais daí derivados mostrarão uma variação em
espessura mais complexa, originando uma topografia mamelonar de
distribuição casual.

Em tais feições topográficas a fusão do gelo soterrado
provoca o aparecimento de uma superfície mamelonar de till ou uma
planície de till. Os tills derivados dos locais em que o gelo
soterrado alcança grande relevo, fluem pelos flancos das elevações
e preenchem cavidades e sulcos circundantes alcançando espessuras
consideráveis. A fusão lenta dos núcleos de gelo soterrados
provoca uma inversão da topografia e dá origem a um padrão de
cristas e morrotes que refletem o padrão original das cavidades
preenchidas por till (Figura 14 A, B, C, D₁), além de representarem
o molde invertido da topografia original dos núcleos de gelo. Os
tills saturados de água e, portanto, muito fluídos, tendem a
fluir pelos declives formando um relevo de pequenas elevações
e planícies de till (Figura 14, A, B, C, D₂). A ablação diferencial
do gelo subjacente produz contínuos reajustamentos da superfície
do gelo, em resposta às mudanças da espessura dos tills
resultantes dos fluxos (Figura 14, E). Este mecanismo provoca
o rebaixamento dos declives das morainas e o desaparecimento
gradual dos núcleos de gelo, resultando uma superfície de till
com poucas irregularidades.

Estes tills assim originados foram descritos por BOULTON
(1968) como "tills de fluxo" e, de acordo com a origem, podem
ser classificados em dois tipos básicos. Quando a superfície do
gelo soterrado está em fusão, os detritos a acumulam-se sob a
cobertura pré-existente, seja ela till ou

sedimentos de lavagem. O novo till assim formado não exibe evidências de seleção e estratificação, pelo menos enquanto não for exposto à superfície. Entretanto, a ocorrência de outros fluxos pode trazer parte deste till para a superfície, onde o selecionamento por processos subaéreos pode ocorrer. Deste processo resulta uma sequência composta de um till superior, lavado e levemente estratificado, superposto a um till de aspecto maciço e que nunca esteve exposto subaereamente. Desta forma, a sequência till de ablação / till basal postulada por FLINT (1957), pode se desenvolver inteiramente supraglacialmente.

(B) Till - Sequências de lavagem. As morainas com núcleo de gelo formam uma barreira efetiva contra o movimento de saída das águas de degelo provenientes da geleira. Consequentemente, pequenos lagos se formam dentro dessa zona e as correntes de degelo são forçadas a formar cursos sinuosos por entre as cristas das morainas, resultando, assim, um padrão irregular de deposição. Nos locais onde os gradientes são baixos, ocorre uma deposição espalhada de argilas, siltes, areias e conglomerados (Figura 15).

Figura 15 - Mapa de frente da geleira em Spitsbergen mostrando o padrão irregular dos cursos das correntes de degelo (seg. BOULTON, 1972).

O esquema da Figura 16 mostra o desenvolvimento das sequências de till-sedimentos de lavagem e a topografia resultante da fusão total do gelo soterrado. O movimento de tills de fluxo para dentro dos sulcos adjacentes às morainas com núcleo de gelo é, frequentemente, contínuo, e, se as correntes de lavagem estão ativas dentro desses sulcos, os tills tendem a ser desagregados. Entretanto, se cessa a atividade das correntes, os tills de fluxo podem se acumular no topo dos depósitos de lavagem.

Nos locais onde isso ocorre a superfície do terreno é recoberta por tills derivados das cristas adjacentes. Embora um único fluxo de till raramente se estenda por mais de 500 metros, a coalescência de muitos fluxos produz uma superfície de till, aparentemente contínua, que repousa sobre depósitos de lavagem com contato brusco e definido. Estes sedimentos estratificados situados imediatamente abaixo dos tills de fluxo, exibem uma sequência gradativa fina para cima e representam o preenchimento final das depressões intermorânicas.

Quando os tills fluem para dentro de lagos, formar-se-ão sequências interacamadas de tills com siltes e argilas laminadas.

Os sedimentos depositados por pequenas correntes sobre a superfície de um till podem ser, subsequentemente, recobertos por outros fluxos de till e produzirão lentes estratificadas dentro de um till aparentemente maciço.

Nas áreas mais externas da zona terminal das geleiras, isto é, nas partes inativas das áreas de deposição de sedimentos de lavagem intermorânicas, os núcleos de gelo são parcial ou completamente fundidos. Assim a topografia é invertida e as acumulações estratificadas de lavagem tornam-se pontos elevados, e os locais originalmente ocupados pelas cristas de gelo tornam-se sulcos alongados. Mui-

Figura 16 - Seções hipotéticas mostrando o desenvolvimento de uma sequência supraglacial de till e sedimentos de lavagem, produzindo uma sequência estratigráfica sistemática de till/seqüências de lavagem/till (seg. BOULTON, 1972).

tas destas cristas localizadas paralelamente à frente da geleira, formam aquilo que, à primeira vista, parece ser uma moraina terminal.

Os sedimentos estratificados são, frequentemente, recobertos por tills de fluxos espessos e lateralmente contínuos, e recobrem "gelo morto" e o till dele derivado. Esta sequência triplíce poderia, fácil e erroneamente, ser interpretada como produtos de um avanço, recuo, novo avanço e um segundo recuo da geleira.

(C) Estruturas de sedimentos estratificados resultantes da fusão de gelo soterrado. As estruturas que resultam do assentamento de uma sequência de sedimentos situados sobre uma superfície de gelo em ablação, são dobras e estruturas de colapso. O processo de desenvolvimento destas estruturas, mostrados na Figura 17, conduzem à formação de falhas normais e reversas, cujos deslocamentos atingem de 1 a 3 m.

De uma maneira geral, a fusão do gelo soterrado produz dois resultados principais: a) fusão generalizada na interface sedimento/gelo, ou fusão preferencial nas cristas de gelo localizadas nos flancos de um canal, produzem uma flexura anticlinal nos sedimentos do canal (Figura 17, A-B). Se a fusão ocorre durante a deposição, os mergulhos das camadas aumentarão com a profundidade das mesmas (Figura 17, C-D); b) fusão induzida localmente na base do canal, quando ocorrerá subsidência geral dos sedimentos, enquanto a base do sulco será rebaixada mais rapidamente. Este tipo de subsidência durante a deposição resulta na inclinação para baixo dos mergulhos das camadas. Se a subsidência e deposição continuam até o rebaixamento sobre o embasamento, os depósitos resultantes serão, frequentemente, de topo plano (Figura 17, E-F-G).

Figura 17 - Seções hipotéticas mostrando o desenvolvimento de estruturas típicas em sedimentos, resultantes da fusão de gelo soterrado (seg. BOULTON, 1972); A-B: a fusão do gelo é pós-deposicional, resultando assim acamamento paralelo; C-D: fusão contemporânea com a sedimentação produz um aumento no mergulho das camadas em direção a base da sequência; E-F-G: fusão local durante a deposição causa flexuras em sinclinal, sendo que a fase final de assentamento origine uma estrutura anticlinal; H-I: a erosão pré-deposicional produz sequências de topo plano; J-K: estruturas resultantes do assentamento da sequência sedimentar sobre um substrato irregular.

As espessuras dos sedimentos que se acumulam nos sulcos supraglaciais são limitadas, no primeiro caso, pela profundidade do sulco, e, no segundo caso, pela espessura total do gelo soterrado.

Ainda um terceiro tipo de estrutura de colapso o corre quando os sedimentos supraglaciais são rebaixados sobre um embasamento irregular. Neste caso, fraturas e flexuras ocorrem nas zonas situadas imediatamente acima das partes mais irregulares do embasamento (Figura 17, J-K).

Claro está que os três tipos de estruturas podem ser superimpostas umas sobre as outras, como mostra a Figura 17 G, onde um conjunto de estruturas anticlinais foram superimpostas sobre estruturas sinclinais resultantes da subsidência, e a Figura 17 K, onde estruturas anticlinais foram superimpostas sobre estruturas relacionadas à forma do embasamento subglacial.

As correntes supraglaciais podem, ainda, cortar profundamente toda a sequência glacial e remover grandes quantidades de till e gelo, terminando por alcançar o embasamento subglacial. Os sedimentos de lavagem que se acumularem nestes sulcos assim formados, não mostrarão nenhum sinal de colapso, exceto nas suas margens, onde repousam sobre núcleos de gelo dos flancos do canal (Figura 17, H-I).

(D) Estruturas em sedimentos estratificados resultantes do movimento de deslizamento por gravidade. Além da deformação em sedimentos estratificados poder resultar do assentamento diferencial de uma superfície de gelo em fusão, a deformação pode ocorrer também por escorregamento ou fluxo de sedimentos ao longo de uma superfície inclinada. Este movimento de deslizamento não é comum somente entre tills, mas o corre também nas sequências supraglaciais espessas.

O esquema da Figura 18 revela uma série de falha

mentos e dobras em grande escala em sedimentos supraglaciais, os quais parecem ter deslizado sobre uma superfície de gelo.

Figura 18 - Falhas e dobras em sedimentos supraglaciais resultantes do seu deslize sobre uma superfície de gelo inclinada (seg. BOULTON, 1972).

É interessante notar que, embora estas estruturas possam sugerir empuxo pelo gelo, elas representam escorregamento superficial e a tectônica interna resulta de colapso e fluxo superficial.

Deposição englacial

(A) Tills de degelo ou de ablação. A fusão lenta de espessas massas de gelo rico em detritos soterradas sob sedimentos supraglaciais, originam tills que retêm alguns elementos de sua estrutura englacial original, para os quais BOULTON (1972) sugeriu o termo "melt out tills". Estas massas de gelo fundem-se para baixo, a partir do topo,

e, assim, os tills de degelo tendem a se depositar acima de uma superfície de gelo e abaixo de uma superfície confinante de outros sedimentos. Sem a presença destes sedimentos superiores o novo till assim formado tenderia a fluir para partes mais baixas sob a forma de till de fluxo.

A superfície abaixo da qual o till de degelo se forma pode ser constituída por sedimentos de lavagem, ou till de fluxo supraglacial, para o qual muitos tills de degelo apresentam gradação.

Tills de degelo podem também ser produzidos por baixo de gelo estagnado em fusão, em contraste com os tills de alojamento subglacial, que são depositados pelo gelo ativo, durante as fases de avanço das geleiras.

As mudanças na "fabric" e outras estruturas produzidas durante o processo de deposição dos tills de degelo, distinguem-nos dos outros tipos de till depositados em posição supraglacial ou subglacial.

(B) Depósitos estratificados. As massas de gelo estagnado situadas além das margens das geleiras são, por vezes, penetradas por sistemas de tuneis muito complexos, frequentemente cheios de água estagnada ou em movimento.

A presença ou ausência de depósitos sedimentares ao longo destes tuneis é, provavelmente, controlada pela existência de um suprimento de sedimentos.

Os sedimentos transportados são de origem englacial, derivados das áreas percorridas pela corrente, e são constituídos por conglomerados e areias grossas, com pouca quantidade de material mais fino. O acamamento é geralmente planar, sendo mais para a estratificação cruzada.

O processo de fusão da geleira expõe lentamente esses sedimentos fluviais à superfície e às paredes de re-

tenção, normalmente verticais, desaparecem rapidamente por deslizamento (Figura 19, A-C).

Figura 19 - Deposição de sedimentos fluviais englaciais (seg. BOULTON, 1972).

A contínua ablação do gelo conduz à situação mostrada na Figura 19, B, onde os depósitos de corrente são deixados sobre uma superfície de gelo. A fusão final deste substrato provoca um assentamento diferencial dos sedimentos subjacentes com consequente formação de planos de falhas e flexuras no plano de acamamento.

Deposição subglacial

Till de alojamento. Embora uma grande espessura de till seja depositada durante a retração das geleiras, uma porcentagem relativamente pequena de till é depositada abaixo do gelo durante o movimento de avanço. O till de alojamento subglacial assim formado tem a forma de "drum linóide", é frequentemente estriada e exibe deformações causadas pelo cisalhamento imposto pelo gelo subjacente.

Junto à base da geleira, os detritos são submetidos a uma série de processos abrasivos que, além de provocarem um aumento na fração fina nos tills de alojamento, fazem com que os seus seixos exibam facetas bastante estriadas.

Sequências glaciênicas

Conforme constatado por BOULTON (1972), as sequências sedimentares glaciênicas exibem algumas combinações entre os depósitos supraglaciais, englaciais e subglaciais, cujo grau de variação lateral depende, contudo, dos fatores locais que governaram o recuo do gelo em uma determinada região. Entretanto, três estilos básicos de padrões de distribuição de sedimentos foram identificados em Spitsbergen.

O primeiro é constituído por tills em morrotes ou formando planícies (Figura 14), nos quais as fases de avanços e recuos são representadas, predominantemente, por tills de fluxo e de degelo com poucas lentes e camadas estratificadas em seu interior, situados sobre um embasamento liso e estriado.

O segundo padrão identificado é composto pelo complexo till/sequências de lavagem. Neste caso, as lentes de sedimentos de lavagem ocorrem sotopostas a tills de fluxo e recobrem sequências formadas, de cima para baixo, por tills de fluxo, tills de degelo e tills de alojamento subglacial (Figura 16). Estas lentes de sedimentos estratificados, que podem alcançar dezenas ou até centenas de metros de largura, formam sequências múltiplas nas quais as camadas de tills são separadas por camadas de sedimentos estratificados. Uma feição muito comum nestas sequências é a sequência gradativa fina para cima exibida pelos sedimentos de lavagem, que representa o final da atividade das correntes superficiais antes de serem recobertas por tills de fluxo. Por outro lado, quando o till superior representa um till de reavanço das condições glaciais, o aumento gradual na granulometria que ocorre no depósito de lavagem está relacionado às descargas mais rápidas de sedimentos, associadas à proximidade da geleira.

É importante notar que o fato dos tills de fluxo serem derivados das partes superiores da carga de detritos englaciais e os tills de alojamento subglacial das partes inferiores desta carga, conduz à formação de tills de composições diferentes, embora sejam produzidos durante a mesma fase de retração da geleira.

O terceiro tipo de sequência resulta quando há pouco gelo soterrado além da margem ativa da geleira em retração. Nestes locais os tills podem ser preservados abaixo dos sedimentos de lavagem ou estarem totalmente ausentes.

b) Feições pró-glaciais

As águas de degelo que correm para fora dos limites das geleiras carregam grande quantidade de sedimentos constituídos de uma fração grossa desagregada e outra, mais fina, formada por silte fino, que produz a sua característica aparência leitosa. Os sedimentos mais grossos são, normalmente, depositados à frente da geleira e formam os depósitos fluvio-glaciais. Desta deposição, resultam dois tipos principais de feições que dependem do caráter do relevo local. Se a geleira está confinada entre paredes de vales estreitos, o consequente confinamento das correntes de lavagem condiciona a formação de depósitos estreitos, e alongados. Por outro lado, se a margem de gelo termina junto a uma área extensa e de relevo baixo, as correntes de degelo, podendo então se espalhar, constroem uma superfície, que recebe o nome de planície de lavagem, também conhecida pelo termo islandês "sandur". Os depósitos estreitos e alongados são associados, essencialmente, à geleiras de vale e as planícies de lavagem à geleiras do tipo continental.

CHURCH & GILBERT (1975) revisaram recentemente as principais características da sedimentação pró-glacial e que serviram de base principal para a discussão que se segue.

Sedimentação fluvio-glacial

As geleiras representam um reservatório natural que retêm em proporção variável, a precipitação total anual de água sob a forma de neve, liberando-a sob forma de água de rolamento superficial durante os períodos mais quentes de verão. Além disso, durante os períodos glaciais, um volume muito grande de água é estocado nos continentes sob a forma de gelo, e é libertado também como água de rolamento durante o recuo da geleira.

O fluxo das correntes dos rios pró-glaciais é, portanto, altamente variável e sazonal. Essas águas de rolamento são, aparentemente, extremamente sensíveis aos eventos atmosféricos os quais provocam marcantes diferenças entre as estações do ano.

Nas áreas próximas às geleiras há cinco períodos de águas de rolamento durante o ano: "chegada" (breakup), inundação nival, fim do verão, recongelamento e inverno.

O período da "chegada" tem o seu início na primavera quando começa a fusão da neve. Entretanto, nas fases iniciais do período, grande parte da água é, ainda, reabsorvida pela cobertura de neve por recongelamento. O período da "chegada" torna-se bem caracterizado quando os canais fluviais, até então congelados, transformam-se em uma mistura de gelo e água que começa a fluir por sobre as partes ainda congeladas das regiões mais profundas do canal. Somente depois que este fluxo inicial se estabelece é que ocorre a desagregação do gelo de inverno do fundo do rio. Durante este período os canais interligados são de pequena extensão e restritos a áreas de baixas elevações. A desobstrução de trechos mais amplos dos canais e o conseqüente início de um escoamento mais significativo, ocorre por causa de períodos mais extensos de fusão ou queda de chuvas pesadas.

As inundações nivais iniciam após o estabelecimento de uma grande área de drenagem interligada. Nesta fase, grande parte da água armazenada é drenada para fora das geleiras propiciando o aparecimento de fluxos anormalmente altos, em comparação com a fusão diária.

Durante as inundações nivais e de fim de verão, a queda de chuva na área das geleiras produz um aumento súbito no volume das águas de rolamento, pois grande parte desta corre diretamente para fora da superfície impermeável da geleira. Este fato é particularmente significativo nas geleiras subpolares cuja drenagem é inteiramente superficial. Já as geleiras temperadas, por possuírem drenagem interna via crevasses, tuneis, etc., podem impor um certo atraso no tempo de percurso das águas superficiais (STENBORG, 1969).

O período de recongelamento ocorre no outono, de pois que cessa a fusão da geleira. Embora o fluxo total de água de degelo esteja em recessão, a existência de passagens englaciais, funcionando à semelhança de drenos, provoca um declínio do nível da água no subsolo nas regiões próximas à geleira e na planície de lavagem. Nas regiões subpolares o recongelamento pode ser rápido desde que todo o fluxo de água é restrito à superfície. Mas, os rios que drenam geleiras temperadas podem manter uma razão baixa, mas constante, de fluxo durante todo o inverno, pois são alimentados pela drenagem das águas do subsolo (STENBORG, 1965).

(A) Inundações. A fusão da neve e do gelo durante as estações do ano é influenciada pelas flutuações diárias da quantidade de calor, o que introduz um caráter periódico na variação da quantidade das águas superficiais. As oscilações na quantidade de água são, aparentemente, resultantes das frequentes quedas de neve e movimentos de avanço de uma mistura água/gelo por sobre a geleira, que po

dem terminar por obstruir os canais fluviais. Por outro lado, algumas vezes, grandes quantidades desta mistura podem ser carregadas pelos rios, diminuindo a turbulência das águas e, conseqüentemente, o seu poder de transporte de sedimentos.

Os rios pró-glaciais podem, ainda, ser atingidos por grandes inundações, as quais ocorrem quando corpos de água armazenados dentro ou ao redor das áreas frontais das geleiras são subitamente drenados para fora destes limites. Durante tais inundações a descarga total de água aumenta abruptamente até atingir um ponto máximo quando, então, volta a diminuir rapidamente, atingindo as mesmas condições de drenagem da situação inicial.

Nesta fase, uma prodigiosa quantidade de sedimentos de granulação variando desde a fração argila até matações de quase 20 metros, é mobilizada até uma distância média de 2,5 km além da frente da geleira quando, então, começa a ser redepositada (BIRKELAND, 1968).

Estas grandes inundações provocam, ainda, o deslocamento dos canais dos rios e um conseqüente rearranjo da superfície da planície de lavagem. Em regiões mais distais da frente da geleira, a diminuição da energia das águas da inundação produz um rápido declínio da competência de transporte do fluxo da água e, conseqüentemente, ocorre uma deposição gradativa da carga de sedimentos que gradam para termos granulométricos mais finos a juzante.

(B) Regime hidrológico. A importância do regime hidrológico no desenvolvimento dos depósitos fluviais pró-glaciais reside na magnitude e na frequência dos parâmetros característicos dos fluxos de água que são gerados, os quais, em última análise, afetam o transporte de sedimentos. Para geleiras de regimes pró-glaciais diferentes, os fluxos, apa

rentemente, não representam uma população homogênea de eventos. De uma maneira geral, contudo, os fluxos de pequena magnitude ocorrem, principalmente, no início e no final das estações do ano, quando as temperaturas de congelamento restringem a quantidade das águas superficiais. Similarmente, a espessura da cobertura de neve no início da estação afeta a produção das águas superficiais. Por outro lado, os grandes fluxos produzidos pelas inundações nivais e de final de verão ocorrem quando uma grande parte da área de drenagem fornece água para as águas de rolamento superficial. Superimposta a estes fenômenos está a contribuição das fortes chuvas de verão e outono, que são de grande importância para o transporte de sedimentos, uma vez que atuam diretamente sobre as áreas das morainas e outros depósitos supraglaciais dos quais deriva grande quantidade de sedimentos. Finalmente, dentro desta série de eventos, devem ser registrados os grandes fluxos de água de rolamento originados pelas grandes e súbitas inundações resultantes da rápida drenagem de corpos de água represados pela geleira.

As variações diárias no fluxo das águas de rolamento superficial produzem um evento completo de inundação cada 24 horas, o qual atenua-se, uniformemente, à medida que se afasta dos limites da geleira. Nestas ocasiões os sedimentos são carregados em suspensão e depositados, novamente, mais adiante no sentido da corrente. Grandes quantidades de sedimentos são também coletadas no fundo dos canais dos rios pró-glaciais e armazenados, temporariamente, sob a forma de barras, ao longo dos flancos dos canais ou, quando os rios ultrapassam suas margens, são espalhados sobre a superfície de lavagem.

Em suma, as águas de rolamento superficial podem ser expressas em função das condições termais e das características das precipitações. A ocorrência de uma série de fluxos durante o ano, somada com a proporção relativamente al-

ta de inundações, são responsáveis pela movimentação de uma quantidade considerável de sedimentos. Portanto, os processos de coleta, transporte e deposição de sedimentos, sendo repetidos muitas vezes durante o verão, dão oportunidade para o rápido desenvolvimento e destruição dos depósitos sedimentares, para a mudança frequente do padrão dos rios e, conseqüentemente, favorecem a rápida evolução da superfície da planície de lavagem.

(C) Transporte de sedimentos. O transporte dos sedimentos clásticos é feito por meio de dois mecanismos principais: a) transporte em suspensão, no qual a carga de sedimentos é suportada pelas correntes e b) transporte como carga de fundo, por rolamento, deslizamento ou saltitação. Embora esta distinção seja puramente arbitrária, uma vez que os materiais transportados dependem da competência da corrente, a fração areia (0,062 mm - 2,0 mm), em particular, parece ser o limite natural entre a carga de fundo e a carga suspensa. Os materiais mais finos, quase sempre, constituem a carga suspensa, ao passo que os mais grossos são, usualmente, a carga de fundo.

O tamanho das partículas transportadas em suspensão parece variar entre os limites de 1 mm a 0,001 mm, sendo que a ordem de grandeza dos materiais mais finos depende da geologia local, do intemperismo e cominuição glacial. Entre os materiais mais grossos a distinção entre carga de fundo e suspensa é arbitrária, pois as partículas de uma determinada granulometria podem mover-se sobre o acamamento por uma certa distância, serem postas em suspensão, onde a turbulência é mais intensa e serem depositadas, novamente, sobre o acamamento mais adiante à juzante.

Em muitos rios, entretanto, a maior proporção de materiais é do tamanho areia ou maiores, predominando, nes-

te caso, o transporte como carga de fundo em virtude do caráter do sedimento. Altas taxas de transporte sob a forma de carga de fundo são características de canais conglomeráticos de alto gradiente. Os rios pró-glaciais são, geralmente, deste tipo, pelo menos em suas extensões proximais.

(D) Deposição de sedimentos. A deposição de sedimentos ocorre sob condições reversas daquelas vigentes na época de sua coleta. A deposição, na maior parte dos sedimentos fluviais, processa-se em um estilo mais ou menos ordenado, enquanto as águas selecionam e depositam os materiais.

O fator mais importante no estudo do ambiente pró-glacial é o reconhecimento dos ambientes proximal, caracterizado por feições que revelam maior proximidade do gelo ou pelo acamamento rudimentar em conglomerados, e o distal, caracterizado por uma variedade de estruturas sedimentares encontradas em barras de areia. Estas barras progradam, frequentemente, por meio de avalanches frontais de sedimentos, originando finos "sets" de estratos cruzados, preservando ainda, uma grande variedade de estruturas superficiais.

Nos ambientes proximais ocorre uma ampla variação no tamanho dos grãos e o acamamento é rudimentar. A deposição rápida do material transportado conduz à formação de depósitos de acamamento horizontal rudimentar e descontínuo, pobremente selecionados, com imbricação e "fabric" preferenciais. O aprisionamento de sedimentos finos, juntamente com os grossos, tende a obscurecer qualquer estrutura original que os depósitos possam ter além de tornar menos visíveis as estratificações.

Nos depósitos finos o acamamento em estratos frontais ("foreset") desenvolve-se nas extremidades distais das barras de areia. A estratificação cruzada desenvolve-se de uma forma mais típica nos depósitos arenosos das regiões dis

tais, do que nos conglomerados proximais, além de ser rara onde ocorre rápido assoreamento.

Os sedimentos, de uma maneira geral, tendem a gradar para termos mais finos tanto na vertical como no sentido à juzante, podendo este padrão ser complicado por vários episódios de erosão e deposição.

(E) Depósitos de inundação. Embora a grande maioria dos rios pró-glaciais esteja contida dentro de canais onde o movimento de sedimentos é sempre contínuo, a ocorrência de inundações periódicas promove a distribuição de parte deste material por sobre uma área muito grande. Os grandes deslocamentos da posição dos canais, de grande importância na determinação dos locais de deposição, são, usualmente, associados aos fenômenos das inundações. A incidência de transbordamentos e, se a planície de lavagem for muito ativa, uma grande área pode ser inundada várias vezes durante o mesmo período de verão. Por outro lado, superfícies de lavagem relativamente inativas podem sofrer um ou dois eventos em cada estação. Em grande parte da área inundada a pequena profundidade da lâmina de água e a baixa velocidade do meio líquido, fazem com que a carga de fundo raramente seja afetada, embora ocorra um considerável movimento e deposição de sedimentos finos. Já nas áreas mais próximas dos grandes canais fluviais um grande volume de conglomerados e/ou areias pode ser remobilizado.

Desde que os canais possam mudar rapidamente de posição, qualquer local sobre a superfície da planície de lavagem pode sofrer retrabalhamento e receber novos sedimentos dentro de um período de poucas dezenas de anos. Os depósitos sedimentares associados às inundações tomam três formas principais: a) preenchimento de canal; tais depósitos são formados no final do processo de escavação e preenchimento que acompanha o fenômeno de transbordamento dos rios.

No estágio de deposição, grandes quantidades de sedimentos carregados junto ao fundo são depositadas no canal assim que o rio perde sua capacidade de transporte; b) ombreiras: estes depósitos não são bem desenvolvidos em rios de fundo conglomerático. Entretanto, quando os fluxos de água ultrapassam as margens dos rios os depósitos alongados de conglomerados ali depositados, gradam para depósitos de granulação mais fina situados em áreas mais afastadas. Estas barras conglomeráticas, de forma alongada e de desenvolvimento paralelo às margens dos rios, são chamadas de ombreiras, ou "levees", e estão, frequentemente, associadas com depósitos de preenchimento de canal. As ombreiras de pequena elevação associam-se com canais de fundo arenoso; c) película superficial: terminada a inundação grandes áreas ficam cobertas de sedimentos cuja granulação varia de cascalho fino a areia, esta última recoberta de marcas de onda. A subsequente deflação pelo vento remove os sedimentos mais finos deixando um concentrado superficial constituído de conglomerados grossos que caracterizam o depósito.

Sedimentação glácio-lacustre.

Os lagos glaciais, atuais e antigos, são responsáveis pela formação de depósitos e formas de relevo que incluem feições marginais (linhas de praia e deltas) e depósitos de fundo, tal como as argilas laminadas. Atualmente, existem lagos que são resultantes do represamento pelo gelo e outros onde este constitui suas próprias margens, de modo que as relações com o gelo são tão variadas quanto no caso dos canais de água de degelo. Os lagos glaciais podem ser supraglaciais, marginais ou, ainda, englaciais ou subglaciais, embora o estudo destes dois últimos tipos raramente seja possível.

No caso dos lagos represados por geleiras tempe-

radas a drenagem é subglacial ou englacial. Já a perda de água por sobre a barreira de gelo é mais rara, exceto no caso das geleiras sub-polares e polares, onde as temperaturas abaixo de zero impedem o escape das águas por rotas subglaciais ou englaciais.

Feições associadas.

Linhas de praia. Estudos realizados em lagos glaciais modernos mostraram que dentro de um período de tempo surpreendentemente pequeno, as águas, ao permanecerem em um determinado nível, são capazes de construir uma linha de praia, provando, assim, a existência de sedimentos inconsolidados à disposição. As linhas de praia aparecem como cordões horizontais, frequentemente em posições sucessivas sobre o declive da margem, marcando, assim, as diversas mudanças do nível das águas do lago.

A definição das linhas de praia está intimamente relacionada aos depósitos a elas associados, construídos dentro dos terraços das praias, cuja granulometria varia de siltes a matacões e seixos. A caracterização de tais depósitos depende da natureza do material local disponível, do tamanho do lago e da intensidade e direção das ondas.

Se depósitos de morainas estão ao alcance das águas dos lagos, a ação das ondas tende a lavar esse material, carregando e redepositando a fração mais fina em outros locais, deixando, sobre a praia, um extenso depósito de matacões e seixos.

As mudanças no nível do lago são, também, de grande importância, sendo que as acumulações mais maciças de seixos e matacões podem estar relacionadas a levantamentos do nível das águas e consequente avanço da linha de praia, enquanto que as cristas menores estão, talvez, associadas com linhas de costa mais estáveis ou mesmo recessivas.

Deltas. A súbita diminuição da velocidade das correntes, no ponto onde elas atingem os limites dos lagos, resulta na formação de deltas lacustres. Os deltas são particularmente grandes quando formados pela água de degelo que flui diretamente do gelo ou, indiretamente, por um canal de rio, desde que a razão entre a descarga de sedimentos e a carga transportada seja alta. Em sua forma típica um delta é constituído de um talude frontal, relativamente íngreme e lobado, e de uma superfície suavemente inclinada em direção ao lago. O ponto de junção destas duas superfícies ocorre próximo da superfície do lago, embora o nível das águas esteja sujeito a flutuações. Mudanças positivas (para cima) no nível das águas resultarão em submersão e soterramento do delta. Já as mudanças negativas (para baixo) causarão a emergência de parte ou de todo o delta, com a consequente incisão da corrente que o alimenta, e a construção de um novo delta em posição mais distal. Mudanças repetidas no nível da água produzirão, assim sedimentos deltaicos de formas muito complexas.

A estrutura interna de um delta é composta pelas camadas de fundo, camadas frontais e camadas de topo, mas tal arranjo nem sempre é evidente. As mudanças no nível do lago provocam escorregamentos e redeposição de sedimentos condicionando o aparecimento de acamamento contorcido. Além disto, algumas complicações adicionais surgirão no caso do delta ser do tipo de contato de gelo.

Os deltas de contato de gelo possuem uma forma um tanto diferente do anteriormente descrito e são também chamados de deltas de "esker". Tais feições possuem uma superfície proximal inclinada e em contato com gelo, embora sua porção frontal, construída dentro do lago, seja do tipo normal. A presença de gelo condiciona o aparecimento de depressões ("kettle") nas camadas de topo, assim como provocam estruturas de escorregamento quando da sua fusão. Os "eskers"

que aparecem associados a este tipo de delta representam as correntes subglaciais que transportavam sedimentos para o lago.

Depósitos de fundo. Em ambientes lacustres não é possível reconhecer nenhuma linha divisória nítida entre os depósitos de fundo e os das margens dos lagos. Embora sedimentos finos e grossos possam ser encontrados nas praias e deltas, os chamados depósitos de fundo, situados além dos limites de crescimento dos deltas, são, predominantemente, finos e alcançam grandes espessuras nas partes mais centrais e profundas dos lagos. Os siltes e argilas que representam a "farinha de rocha" de origem glacial e são responsáveis pela alteração da cor natural das águas dos lagos e correntes, requerem períodos extremamente longos e águas muito calmas para o seu assentamento. Segundo KUENEN (1951) as correntes de turbidez são de grande importância no processo de distribuição de sedimentos sobre os fundos dos lagos, pois a água de degelo, carregada de silte, é ligeiramente mais densa do que as águas do lago.

A espessura da lâmina de água é um fator importante a afetar a natureza dos depósitos lacustres, sendo os lagos profundos os que proporcionam melhores condições para o aprisionamento e deposição de sedimentos finos. No caso de lagos rasos, alimentados por águas de degelo, a existência de correntes mais potentes impede a deposição dos sedimentos mais finos e, frequentemente, causa seu transporte para fora dos limites dos lagos e a sua consequente perda. Esta é a razão porque o assoreamento de lagos antigos produz, frequentemente, uma sequência de sedimentos que gradam para termos mais grossos para o topo, a par do fato de que os últimos estágios do processo de assoreamento são levados a cabo por correntes anastomosadas de alta taxa de deposição.

Os sedimentos finos de fundo de lago contêm quantidades variáveis de seixos e/ou matacões, por vezes isolados, que são interpretados como provenientes de gelos flutuantes. O peso e o impacto desses materiais são responsáveis pelas dobras presentes nos sedimentos de fundos de lagos.

Uma característica comum e altamente significativa dos depósitos de fundo de lagos glaciais é a sua natureza laminada. Tais laminações são evidenciadas por mudanças bruscas na granulação dos delgados leitos sucessivos que variam de lama fina a silte grosso. Uma mudança de cor acompanha também a mudança de granulometria, sendo que a lâmina mais delgada é mais escura que a de granulação mais grossa. Em tais depósitos, regularmente acamados e que têm sido chamados de ritmitos, o leito delgado e escuro, constituído de material argiloso, representa uma fase de deposição muito lenta sob condições de águas muito calmas, tal como poderia ser esperado no período de inverno quando o lago fica com sua superfície congelada e quase não recebe água de degelo. KINDLE (1930) mostrou que a "farinha de rocha" permanece em suspensão em águas inativas o tempo suficiente para permitir uma deposição contínua durante muito meses, mesmo que nenhum outro tipo de sedimento seja carregado para dentro do lago durante esse tempo. O silte claro, que compõe o membro de granulometria mais grossa do par litológico, representa uma acumulação mais rápida de sedimentos sob condições de maior energia. Tais perturbações podem ser verificadas quando as águas de degelo atingem os lagos, ou quando as próprias correntes deste, especialmente correntes de turbidez, são suficientemente fortes para promoverem o espalhamento do silte sobre toda a área dos fundos dos lagos. KUENEN (1951) atribuiu a deposição das lâminas de granulação mais grossa a fluxos de turbidez subaquáticos de sedimentos carregados pela água. A Figura 20 mostra um padrão típico de correntes densas ao atingirem um lago pró-glacial sob a forma de flu-

xos basais e intermediários.

Figura 20 - Padrão idealizado da entrada de correntes densas em um lago pró-glacial (seg. GUSTAVSON, 1972).

Em termos de espessura os pares litológicos rítmicos podem variar de menos de 1 mm a vários decímetros, sendo que a variação mais comum está entre 1 e 5 cm. Diversos fatores, de caráter local, podem afetar a espessura dos pares litológicos, tais como a carga e o volume das correntes que entram no lago, a profundidade e o relevo do fundo, a energia das correntes do lago e a distância do ambiente de deposição dos ritmitos do ponto de entrada da corrente de degelo. Desta maneira, é praticamente impossível correlacionar sequências rítmicas de lagos diferentes baseando-se somente nas suas espessuras absolutas. A aplicação de técnicas estatísticas, entretanto, tem se mostrado promissora na solução do problema.

Os depósitos de fundo de lagos glaciais incluem ritmitos que, em muitos casos, têm uma natureza sazonal. DE GEER (1912) desenvolveu a teoria da natureza anual de cada

par de lâminas rítmicas e introduziu o termo "varves" para descrevê-los. Na verdade existem fortes evidências de que muitos pares de lâminas são anuais, embora haja também agora o reconhecimento de que nem todas o são. De qualquer forma, um grande cuidado deve ser tomado para provar um dos dois pontos de vista.

Domínio glácio-marinho. O esquema proposto por ANDERSON (1972), sintetizado nas Figuras 21-22, engloba o modelo da glaciação glácio-marinha e demonstra as mudanças na sedimentologia e biofácies referentes a um ciclo completo de avanço e recuo de uma geleira, respectivamente, sob condições de base seca e base úmida, conforme definidas por CAREY & ADMAD (1961).

Assim, quando uma calota de gelo avança sobre o mar, expondo seu núcleo às águas frias subjacentes (Figura 21, A), o congelamento da água na interface água/gelo produz uma massa de água com alta concentração de sais, denominada água salina da plataforma (SSW), a qual se tornará dominante junto à plataforma continental.

Nestas condições, embora a taxa de sedimentação atinja graus mínimos pelo fato de não existir fusão do gelo, pode ocorrer deposição de areias lamíticas seixosas junto à linha basal da cobertura de gelo. A subsequente seleção lateral deste material, por correntes de turbidez e/ou correntes de fundo, promove o espalhamento das areias lamíticas, que gradarão para lamitos em direção ao mar. Ambos os depósitos contêm uma fauna de foraminíferos quase totalmente arenácea e constituem a biofacie arenosa de água rasa (SWAF). A característica carência de material calcário deve-se ao fato dessa área da plataforma estar situada abaixo da espessa cobertura de gelo, a qual inibe a produtividade biológica nas águas superficiais. Estas, por sua vez, são

Figura 21 - Modelo para reconhecimento de depósitos glácio-marinhos antigos proposto por ANDERSON (1972). A: início do avanço de uma calota glacial sob condições de base seca; B: posição alcançada pela calota após o avanço sob condições de base seca.

Figura 22 - Modelo para reconhecimento de depósitos glácio-marinhos antigos proposto por ANDERSON (1972). A: calota glacial em recuo sob condições de base úmida. B: fases finais do processo de recuo.

sub-saturadas em relação ao carbonato de cálcio, o que provoca a dissolução de todo o material calcário dentro da área de fluxo das águas salinas da plataforma (SSW).

O início do processo de fusão dos icebergs ocorre no limite externo da calota de gelo e condiciona a deposição de lamitos arenosos ricos em microorganismos plantônicos. A área de distribuição destes sedimentos coincide com o talude continental, onde ocorre a mistura das águas salinas da plataforma (SSW) com as águas quentes mais profundas (WDW) para formar as águas de fundo do oceano antártico (AABW). Neste processo de mistura - onde as águas mais quentes são deslocadas para cima pelas águas mais frias, salinas e mais densas - o fluxo ascensional de água contribui para o enriquecimento em nutrientes, o que conduz a um florescimento das faunas de águas frias dentro da zona de fusão dos icebergs. As testas dos foraminíferos calcários, contudo, serão preservadas somente nos sedimentos situados acima do nível de dissolução dos calcários, que coincide, aproximadamente, com a base do talude continental.

Quando as margens da cobertura de gelo se estendem além dos limites do talude continental (Figura 21, B), o material calcário estará ausente em todas as profundidades, ocorrendo, somente, foraminíferos arenáceos das biofácies da plataforma e das profundidades abissais.

Assim que a cobertura de gelo começa a fundir e recuar (Figura 22, A-B), as águas doces da plataforma (FSW) substituirão as águas salinas da plataforma (SSW), como massa de água dominante na área da plataforma continental. O primeiro efeito sobre os sedimentos é a deposição de grandes quantidades de material detrítico, até então retido na calota de gelo e nos icebergs. Nas proximidades do limite inferior da calota a deposição de diamictos escuros e não estratificados ocorre sob condições de águas relativamente calmas. Nes

te processo, as águas de degelo podem dar origem a correntes densas que, ao fluírem para fora da margem da geleira, promovem a separação das areias, siltes e argilas dos diamictos mais próximos, selecionando, lateralmente, estes sedimentos até a região do assoalho oceânico.

A transição inicial das condições de base seca para as de base úmida provoca um pronunciado aumento no número de icebergs, o que causa um aumento abrupto na quantidade de sedimentos transportados por gelos flutuantes nos depósitos de mar profundo.

A área da plataforma adjacente à calota de gelo é habitada por uma fauna de foraminíferos bentônicos de testas calcárias espessas, da biofácies da calota de gelo (ISF), associadas a diamictitos e areias lamíticas seixosas.

A parte mais externa da plataforma continental é caracterizada pela deposição de areia lamítica e por possuir uma assembléia diversificada de foraminíferos, predominantemente calcíferos, muitos dos quais pertencentes também à biofácies da calota de gelo (ISF). Esta população é chamada biofácies de água doce da plataforma (FSWF) por causa da sua afinidade com esta massa de água. A profundidade e a consequente dissolução dos carbonatos são fatores controladores da sua distribuição.

Os lamitos são os tipos de sedimentos dominantes desde os limites da plataforma continental até o assoalho abissal. Somente os foraminíferos calcários mais resistentes da biofácies da calota de gelo (ISF) são encontrados nas profundidades entre 550 e 3000 m. A ausência quase total de formas calcárias além da profundidade de 300 m, sugere que o nível de solução do carbonato de cálcio (CCD) esteja ali situado. Abaixo desse nível ocorrem somente espécies arenosas e constituem a biofácies arenosa (AF). Somente um rebaixamento do nível de solução do carbonato de cálcio poderia

permitir a deposição de material calcário biogênico ou não, a grandes profundidades. Correntes densas carregadas de sedimentos, geradas por baixo da calota de gelo, podem depositar areias moderadamente e/ou bem selecionadas sobre o as soalho abissal.

Uma vez que as coberturas de gelo tenham recuado, o intenso retrabalhamento dos depósitos glácio-marinhos torna-se o processo sedimentar dominante.

5. FÁCIES DE DIAMICTITOS E ROCHAS ASSOCIADAS

Os elementos do modelo sedimentar glacial discutido no capítulo anterior, mormente aqueles relacionados aos processos sedimentares em operação no ambiente terrestre e glácio-marinho da glaciação e seus produtos, revelaram-se de grande utilidade na interpretação das fácies (l.s.) dos diamictitos do Subgrupo Itararé e de algumas das litologias associadas.

Outras evidências disponíveis e que fornecem informações complementares úteis para o reconhecimento dos registros litológicos dos diversos subambientes deposicionais, representados na sequência sedimentar do Subgrupo Itararé, correspondem aos fósseis associados e as características sedimentológicas.

EVIDÊNCIAS PALEONTOLÓGICAS. Fósseis são considerados como relativamente raros na sequência do Subgrupo Itararé (ROCHA-CAMPOS, 1967).

SAAD (1977) descreveu a composição e posição estratigráfica das 4 assembléias faunísticas conhecidas na área em estudo, distribuindo-se descontinuamente tanto na vertical quanto na horizontal, além de mencionar a presença de microfósseis até então não registrados no Subgrupo Itararé, mas de interesse do ponto de vista paleoecológico (Figura 2).

Embora de maneira limitada, alguns grupos de fósseis (micro e mega) conhecidos são de grande interesse para a identificação das fácies de diamictitos e de algumas rochas associadas em que ocorrem.

Foraminíferos. Foraminíferos arenáceos ocorrem em pelo menos duas localidades na área em estudo; na assem-

blêia de Araçoiaba (SAAD, 1977) e na de Capivari.

Incluem espécies dos gêneros *Hyperammia*, *Ammodiscus*, *Brunsiella*, *Textutularia* e *Reophax* (Araçoiaba) e *Hyperammia* (Capivari), dentro de matriz lamítica silto-arenosa. Em Capivari associam-se a outros megafósseis abaixo discutidos.

A composição das assembléias sugere uma biofácies de plataforma interna, ou mesmo de ambientes mais marginais do continente (BANDY, 1964; WALTON, 1969). Nos dois locais associam-se a uma litofácies lamítica, que de acordo com ANDERSON (1972) caracterizaria as zonas de plataforma externa nas regiões marginais da calota glacial antártida.

Tasmanites. "Esporos" atribuíveis a este grupo de posição taxonômica ainda algo controvertida, atualmente atribuídos a algas (classe Prasinophyciae) foram constatadas associadas a vários corpos de diamictito na parte superior da sequência sedimentar (SAAD, 1977; Figura 3). Na seção Capão Bonito-Itapetininga, *Tasmanites* ocorrem descontinuamente ao longo de uma seção espessa, cerca de 150 m, na parte Superior do Subgrupo Itararé.

SARJEANT (1973) discute alguns aspectos da paleoecologia de ocorrências triássicas de *Tasmanites* indicando estarem eles associados a litologias e outros fósseis indicativos de condições intermediárias, ou de mares rasos, junto à linha de costa.

Megafósseis. Os grupos de megafósseis invertebrados presentes no Subgrupo Itararé e de importância na reconstituição de fácies, são os moluscos (bivalves, gastrópodes), braquiópodes e crinóides, que compõem nas assembléias de Itaporanga, Capivari e Hortolândia. Em Capivari associam-se a foraminíferos arenáceos (Figura 3). Em todas

as três localidades a litofácies é caracteristicamente constituída de um lamito silto-argiloso.

Os gêneros presentes abrangem formas predominantemente bentônicas e provavelmente da região sublitorânea (ROCHA-CAMPOS, 1969). Esta interpretação é consistente com as informações litológicas e estratigráficas derivadas da sequência sedimentar em que se inserem os fósseis.

EVIDÊNCIAS GEOLÓGICAS. Evidências geológicas observáveis em afloramento e consideradas diagnósticas para a interpretação de fácies são de dois tipos. O primeiro refere-se a uma série de estruturas sedimentares que vêm sendo identificadas no Subgrupo Itararé e que são geralmente consideradas resultantes de processos sedimentares em operação no ambiente glacial. Algumas delas permitem identificar os mecanismos de deposição e a própria posição dos depósitos sedimentares em relação às calotas glaciais.

Outras referem-se a litologias e suas relações verticais e horizontais que se assemelham àquelas resultantes dos processos de sedimentação atualmente ocorrentes em geleiras continentais.

Estruturas glaciais.

a) "Eskers". A despeito do seu valor como indicador ambiental, os depósitos tipo "esker" são considerados estruturas de ocorrência relativamente rara e de difícil reconhecimento no registro geológico de uma região que tenha sido afetada por glaciações. Contudo, uma referência à possível ocorrência dessas estruturas na sequência sedimentar do Subgrupo Itararé no Estado de São Paulo foi feita por FRANKES, FIGUEIREDO FILHO & FULFARO (1968), junto a Gramadinho, que as interpretaram como correspondentes a possíveis "eskers" fósseis associados a diamictito, conforme já comen

tado no Capítulo 3.

Se, alternativamente, as estruturas acima referidas representassem preenchimentos de tuneis englaciais, conforme proposto por (BOULTON, 1972; ver p.78), elas evidenciar^{iam} que na época de sua formação a região estaria localizada além dos limites máximos das geleiras neopaleozóicas. Além disso, a grande quantidade de água necessária para o seu desenvolvimento seria indicativa de uma fase de retração da frente glacial ou, pelo menos, de um período de degelo mais acentuado.

b) Formas alongadas moldadas. Segundo o ponto de vista clássico do modelo glacial continental, essas formas alongadas seriam resultantes do deslocamento do gelo que moldaria não só os próprios sedimentos glaciais, como também as rochas constituintes do embasamento local.

Na área da presente pesquisa, ROCHA-CAMPOS, FARJALLAT & YOSHIDA (1968) descreveram uma estrutura desse tipo exposta em duas faces de um corte situado no Km 107 do leito da FEPASA (ponto 24, do perfil Sorocaba-Cerquilha, Figura 3) junto a cidade de Sorocaba. Segundo a interpretação desses autores a erosão e/ou deposição pelo gelo poderia ser responsável pelo desenvolvimento da estrutura, neste caso constituída de sedimentos arenosos.

Tal situação, contudo, pode ser também interpretada como resultante do assentamento, sobre o embasamento, de sedimentos supraglaciais situados sobre uma superfície de gelo em ablação, de acordo com o esquema de deposição supraglacial apresentado no Capítulo 4.

Uma segunda ocorrência dessas estruturas é registrada junto a cidade de Salto, onde ALMEIDA (1948) descreveu uma superfície glacial polida e estriada, desenvolvida sobre ro

chas do embasamento cristalino, e recoberta por diamictito e arenitos estratificados. As direções das estrias sobre a superfície da estrutura, considerada como do tipo "roche moutonée" por ALMEIDA (1948), indicam um valor médio de $N45^{\circ}W$, constituindo-se elementos valiosos para análises paleogeográficas.

c) Pseudomorfos de cunhas de gelo. A ocorrência de estruturas cuneiformes e sua possível correspondência a pseudomorfos de cunhas de gelo, ou fraturas de congelamento sazonal, tem importantes consequências no entendimento do paleoclima da Bacia do Paraná.

Ambos os tipos de estruturas são características do ambiente periglacial e decorrem de severas condições de temperatura que afetam o substrato de regiões glaciadas.

Como já apontado anteriormente (p.37) a ocorrência mais significativa desse tipo de estrutura localiza-se no ponto 97 da Rodovia Castelo Branco (Figura 3), e foi descrita por ROCHA-CAMPOS, SAAD, SANTOS & OLIVEIRA (1977), que as interpretaram como possivelmente correspondentes a pseudomorfos de cunhas de gelo desenvolvidas em solo perenemente congelado (permafrost).

Esses tipos de estrutura decorrem de condições de temperatura muito baixa que afetam o substrato de regiões glaciadas. Além disso, conforme apontam ROCHA-CAMPOS, SAAD, SANTOS & OLIVEIRA (1977) a formação das cunhas de gelo ocorre a temperaturas de -15° a $-20^{\circ}C$, durante o inverno, em áreas adjacentes às calotas glaciais, a distâncias variáveis destas de 50 a 100 km em ambiente periglacial.

A suposição de que a ocorrência de pseudomorfos de cunhas de gelo deve indicar um período de retração glacial não é aceita por BOULTON (1972), o qual afirma que nos

ambientes glaciais modernos estruturas de congelamento podem se desenvolver durante curtas interrupções na sedimentação supraglacial.

FRAKES, FIGUEIREDO FILHO & FULFARO (1968) descreveram estruturas cuneiformes similares, no geral, às acima referidas, ligadas a camadas de arenito intercaladas em diamictito do Subgrupo Itararé, junto a Gramadinho (ponto 78 da Rodovia Capão Bonito-Itapetininga, Figura 3), identificando-as como prováveis preenchimentos de fissuras abertas em antigo till congelado, propagadas a partir de crevasses formados em geleiras superjacentes. Uma possível correspondência a pseudomorfos de cunhas de gelo foi descartada por esses autores devido à ausência de solo fóssil, que normalmente ocorre associado a estas estruturas.

Solos fósseis, contudo, nem sempre são registrados em associação com pseudomorfos de cunhas de gelo, uma vez que podem ser removidos do registro geológico pelos processos de erosão que acompanham as fases de avanço das geleiras.

Outras estruturas desse tipo, possivelmente correspondentes a pseudomorfos de cunhas de gelo, foram também registradas no ponto 180 do perfil medido entre as cidades de Sorocaba e Cerquilha (FEPASA).

d) Pavimento de clastos. Concentrações lineares de clastos intercaladas entre diamictitos, associadas a superfície de discordância, ou ocorrentes dentro de um único corpo de diamictito do Subgrupo Itararé, têm sido registradas na parte norte da Bacia do Paraná.

Dentro da área investigada, uma estrutura do primeiro tipo ocorre no km 101 da Rodovia Castelo Branco (ROCHA-CAMPOS, SAAD, SANTOS & OLIVEIRA, 1977) e conforme discutido anteriormente, parece corresponder à pavimento de clas

tos intertilíticos.

Considerando-se que esse tipo de concentração de clastos parece resultar de processos de erosão superficial de um till anteriormente depositado, pode-se especular, com relação à disposição da frente glacial, que o lobo teria ultrapassado aquela localidade durante o seu deslocamento em direção ao interior da bacia.

Concentrações de clastos ocorrentes dentro de um único corpo de diamictito, referidas anteriormente como do tipo intratilitico, foram observadas entre os km 35 e 36 da Rodovia SP-101, próximo a cidade de Capivari (ROCHA-CAMPOS, OLIVEIRA, SANTOS & SAAD, 1976) e em Jumirim (ROCHA-CAMPOS, FARJALLAT & YOSHIDA, 1968). Estas estruturas, embora de origem controvertida, são extremamente úteis para a caracterização de fácies de diamictito, pois os processos responsáveis pela sua formação estão relacionados a fenômenos dinâmicos ocorrentes junto a base de uma geleira em movimento, originando-se dentro de tills basais.

e) Pseudomorfos de vênulas, veios e diques de gelo. Estas estruturas, localizadas nos pontos 69 e 279 da Rodovia Marechal Rondon (SP-300, Figura 3), coincidem, em seus aspectos geométricos e disposição, com vênulas, veios e diques de gelo desenvolvidos em solo congelado (TABER, 1943; SCHAFER, 1949), das quais podem representar pseudomorfos.

f) Solo estruturado. Uma possível ocorrência desse tipo de feição, de óbvio significado paleogeográfico e paleoclimático, ocorre em um afloramento situado junto ao entroncamento da Rodovia SP-101 com a Rodovia do Açúcar, ao lado esquerdo desta, próximo a cidade de Capivari.

Tais estruturas são caracterizadas por fendilhamentos poligonais, preenchidos por material arenoso, desen-

volvidos em diamictito argiloso, assemelhando-se a estruturas desenvolvidas em solos perenemente congelados.

Litologias e Relações Estratigráficas. As sequências sedimentares aflorantes nas diversas seções estratigráficas estudadas, abrangem um conjunto de litologias, cuja estrutura e disposição espacial são análogas àquelas decorrentes da deposição glacial conforme os modelos discutidos anteriormente.

A discussão que se segue refere-se a alguns exemplos que serão discutidos no sentido de permitir vislumbrar o esquema interpretativo aplicado na área em estudo.

Sequências continentais. Depósitos de contato de gelo, embora raros, possuem um rico dote de características através do qual os processos de erosão, transporte e deposição operados pelo gelo podem ser melhor compreendidos.

Dois depósitos desse tipo, registrados no Estado de São Paulo, os já referidos pavimentos de clastos de Jumirim e Capivari, possuem características comparáveis a estruturas similares ocorrentes no Pleistoceno do Hemisfério Norte, as quais têm sido interpretadas como resultantes do rejuvenescimento de uma geleira. Neste processo ocorre uma retomada da erosão subglacial após a deposição de um till sem, no entanto, haver a interferência de um período de recuo das condições glaciais (FLINT, 1957, 1961).

Contudo, uma explicação alternativa é ainda possível com base no modelo de deposição de geleiras atuais discutido por BOULTON (1972).

Neste caso, é possível que os pavimentos de clastos representem concentrações planares resultantes do assentamento, durante a fase de deposição e degelo, de concentra

ções planares de detritos que se formam nas superfícies de cisalhamento, na zona frontal das geleiras em movimento, e ao longo das quais os detritos basais podem ascender a posições supra-glaciais.

A disposição atual relativamente regular e subhorizontal das concentrações planares de clastos, parece indicar não terem elas sofrido grandes deslocamentos verticais durante o degelo e "assentamento" sobre o substrato.

Por outro lado, diversas sequências sedimentares exibem combinações de depósitos muito semelhantes ao padrão de distribuição de sedimentos do tipo till/sequências de lavagem.

As características internas desses depósitos, principalmente no que tange às relações e disposições dos seus diversos corpos litológicos, permitem identificá-los com aqueles desenvolvidos segundo o esquema proposto por BOULTON (1972).

Dessa forma, a ocorrência de corpos litológicos inclusos em diamictitos da área estudada, cuja gênese não está ainda adequadamente descrita, pode representar sedimentos depositados por correntes sobre a superfície de um till a qual teria sido subsequentemente recoberta por till de fluxo.

A situação acima descrita possui distribuição estratigráfica bastante generalizada ao longo de todas as seções examinadas (Figura 3). Por outro lado, intercalações siltosas e/ou argilosas, também ocorrentes interacamadas com diamictitos, poderiam representar o fluxo de tills para dentro de lagos.

Ainda dentro do âmbito terrestre da glaciação, algumas sequências de litologias associadas aos diamictitos são indicativas de deposição em áreas mais externas em rela

ção a frente glacial, caracterizando o ambiente pró-glacial.

Dentre os inúmeros afloramentos interpretados como depósitos fluvio-glaciais, dois deles devem ser destacados pela riqueza de detalhes que oferecem a observação.

No primeiro deles, situado no ponto número 1 (base) do perfil medido ao longo da Rodovia Anhanguera (SP-330, Figura 3), um corpo de arenito de forma aparentemente lenticular estende-se por mais de 200 m ao longo da face SW do afloramento, repousando discordantemente sobre uma sequência arenosa, de granulação mais fina e com abundantes estratificações cruzadas, exposta nas extremidades do afloramento (Figura 23).

A parte inferior do corpo principal é constituída por uma série de canais que se interseccionam e apresentam variações granulométricas desde arenito conglomerático, na base, até arenitos finos, ou argilito, no topo. Junto a base, erosiva, numerosos fragmentos angulares de argilito, ou arenito fino, originados ao que parece das partes superiores de canais subjacentes, dispõem-se com sua maior dimensão paralelamente ao plano de estratificação.

A parte superior do afloramento é constituída por arenito, no geral, fino, aparentemente maciço embora, localmente, apresente estratificações e marcas de ondas associadas a estruturas tipo "flaser". Embora de difícil caracterização o contato com a sequência inferior parece ser brusco.

Considerando que as características dos sedimentos depositados no ambiente pró-glacial variam de acordo com a distância do sítio deposicional a frente da geleira, a situação acima descrita parece corresponder a depósitos fluviais desenvolvidos na parte média do ambiente pró-glacial.

O segundo afloramento citado situa-se na base (pon

SE

NW

Figura 23 - Diagrama parcial do afloramento situado no ponto 1 do perfil medido ao longo da Via Anhanguera, SP-300. Arenitos interpretados como correspondentes a depósitos fluvio-glaciais, desenvolvidos na parte média do ambiente pró-glacial.

to 1), da seção Salto-Rio das Pedras, próximo à saída de Salto.

A sequência estratigráfica local possui cerca de 80 m de espessura e é constituída, principalmente, de alternância de camadas decimétricas de arenito fino a médio, feds pático e centimétricas de argilito ou argilito siltico. Os arenitos exibem contatos bruscos com os argilitos inferiores e transicionais com os superiores (Figura 24).

Os arenitos e argilitos correspondem a uma sucessão de unidades gradadas para cima ("finning upward") depositadas, provavelmente, em condições flúvio-glaciais. Os primeiros correspondem aos depósitos de areias em canais/barra e os segundos à argilas e siltes das fases de transbordamento sobre a planície aluvial em ambientes distais.

Sequências glácio-marinhas. Ao longo da sequência sedimentar estudada, pelo menos dois intervalos com influência marinha puderam ser melhor observados. Estas sequências, expostas no ponto 87 da Rodovia Salto-Rio das Pedras e entre os pontos 40 e 45 da Rodovia Raposo Tavares (Figura 3), após serem reconstituídas na vertical, foram comparadas com aquelas que poderiam resultar do esquema de avanço e recuo de calotas glaciais em ambiente marinho, proposto por ANDERSON (1972).

Desta forma foi possível verificar que as exposições acima referidas parecem representar apenas partes de sequências litológicas formadas durante os episódios de avanço e recuo de calotas glaciais. Entretanto, nas duas localidades, as litofácies e biofácies associadas são muito semelhantes àquelas do modelo proposto.

Figura 24 - Seção colunar parcial da parte basal do Subgrupo Itararé junto a Salto, exposta no ponto nº 1 da estrada Salto-Rio das Pedras.

EVIDÊNCIAS SEDIMENTOLÓGICAS. Durante o desenvolvimento da presente pesquisa, uma investigação a respeito das características sedimentológicas da matriz dos diamictitos do Subgrupo Itararé, foi feita com o sentido de se tentar uma caracterização das fácies dessas rochas.

A análise da literatura prévia revela que a abordagem ao problema de fácies dos diamictitos do Subgrupo Itararé, tem sido feita através da manipulação de dados sedimentológicos e, segundo alguns autores, tem fornecido resultados conclusivos.

Autores como LANDIM & FRAKES (1968) e LANDIM (1970) por exemplo, afirmam ser possível a distinção de tilitos dentre "mistitos" do Subgrupo, no Estado de São Paulo, através de abordagens sedimentológicas.

Entretanto, conforme se depreende dos resultados apresentados pelos métodos analíticos utilizados na presente dissertação, a caracterização de fácies de diamictitos através das características sedimentológicas da matriz, não parece ter grande significado. Ao contrário, algumas formas de tratamento de parâmetros estatísticos da matriz dos diamictitos analisados, indicaram relações com ambientes de sedimentação diferentes do glacial, como pode ser observado na Figura 13.

Além disso, em alguns casos em que as evidências sedimentológicas, segundo alguns autores, indicariam tilitos verdadeiros, as evidências paleontológicas mostram que se tratam de sedimentos depositados em ambiente glácio-marinho. Este é o caso, por exemplo, do diamictito situado no ponto 74 da rodovia SP-127, próximo a Gramadinho, que foi considerado como tilito verdadeiro por LANDIM (1970), mas que segundo SAAD (1977) contem microfósseis atribuíveis a *Tasmanites*. Na Figura 2 estão resumidos os resultados da interpretação de fácies reconhecidos ao longo da sequência Itararé.

RECONHECIMENTO DE FASES DE AVANÇOS E RECUOS. A ocorrência repetitiva de litologias no Subgrupo Itararé, os chamados ciclos (LEINZ, 1937; FRAKES & FIGUEIREDO FILHO, 1967), já é de muito conhecida, tendo sido relacionada com mecanismos de avanços e recuos das condições glaciais às quais associam-se os fenômenos eustáticos e isostáticos.

As sequências tipo "finning upward" e "coarsening upward" identificadas a partir da reconstituição das relações litológicas do Subgrupo Itararé (p. 57) fornecem evidências adicionais úteis para a interpretação das prováveis fases de avanço e recuo seja em condições terrestres, ou glácio-marinhas.

O primeiro tipo parece caracterizar uma sequência que seria composta pela seguinte sucessão litológica: diamicrito, com contato basal brusco ou erosivo, arenito grosso ou conglomerático, arenito médio, arenito fino, siltito e/ou folhelho e/ou ritmito. Sequências desse tipo parecem repetir-se várias vezes ao longo das seções estudadas, mas podem ser melhor observadas entre os pontos 26 e 53 da Rodovia Raposo Tavares e entre os pontos 108 e 109 da estrada entre Salto e Rio das Pedras (Figura 3).

Sequências do segundo tipo parecem ser caracterizadas por uma tendência "coarsening upward", cuja sucessão vertical de litologia estaria disposta na seguinte ordem, de baixo para cima: siltitos e/ou folhelhos e/ou ritmitos, arenitos finos, arenitos médios, arenitos grossos, superfície de erosão.

Os processos sedimentares envolvidos na formação dos dois tipos de sequências litológicas abrangeriam, no primeiro caso, fases de deposição de um till, seja subglacialmente sob a forma de um till de alojamento e/ou ablação (normalmente raro) ou, mais comumente, durante os processos de ablação que acompanham as fases de estagnação e retração das

geleiras. O recuo destas provocaria no local a sedimentação de depósitos pró-glaciais (fluvio-glaciais e glácio-lacus trinos), sendo a tendência geral de diminuição granulométrica relacionada ao afastamento da frente da geleira e, portanto, da fonte de sedimentos. A sequência pode, contudo, ser complicada, e frequentemente o é, através da intervenção de processos de sedimentação supraglaciais e da tectônica sedimentar relacionada ao degelo e assentamento das massas sedimentares e sua acomodação à topografia local. Desse modo o empilhamento de tilitos que se poderia interpretar como resultantes de várias fases de avanço e recuo, poderia corresponder a uma única fase de recuo (BOULTON, 1972, fig. 1).

No segundo caso, a sucessão dos processos sedimentares obedeceria uma ordem inversa. Aqui a sequência litológica abrangeria sedimentos depositados em ambiente pró-glacial, estando a tendência geral de aumento na granulometria dos depósitos relacionada ao incremento da atividade das correntes de lavagem, neste caso revigoradas por descargas de água que se tornam mais rápidas com a aproximação da frente glacial. Nesta fase, pode ocorrer erosão e, inclusive, deformação de sedimentos pró-glaciais anteriormente depositados, como também sedimentação subglacial de till de alojamento o que, no entanto, é normalmente raro.

Vale lembrar, ainda, que a presença de níveis marinhos associados, fato este que vem complicar as relações faciológicas das sequências, dependerá, contudo, não só da variação geográfica da linha de costa em relação à frente glacial, como também da amplitude dos eventos de avanço e recuo das geleiras.

Um problema que resta ainda a ser resolvido relativo à história sedimentar do Subgrupo Itararé, refere-se ao significado das fases de avanço e recuo, em termos do re

gime glacial cíclico demonstrado pela glaciação neopaleozóica da Bacia do Paraná (Figura 25).

A intercalação de sedimentos marinhos pouco espessos dentro da sequência glacial reconhecidamente cíclica e a ocorrência de fósseis vegetais e até carvão, levou LEINZ (1937) a propor o reconhecimento de várias fases glaciais (5 no Estado de São Paulo). Estas seriam separadas por interglaciais, quando então ocorreriam ingressões marinhas de curta duração, que seriam controladas por mudanças eustáticas do nível do mar, em decorrência do degelo e reajuste glácio-isostático, em analogia com a história glacial quaternária.

Evidências da ocorrência de intemperismo químico e o desenvolvimento de paleossolos, que normalmente acompanham as modificações climáticas dos intervalos interglaciais da glaciação quaternária, não foram ainda identificados na sequência Itararé (ROCHA-CAMPOS, 1967).

Alterações climáticas substanciais são, contudo, indicadas pelo desenvolvimento de vegetação que levou a formação de depósitos de carvão na área em estudo (Buri, Cerquilho, Monte Mor).

Figura 25 - Interpretação de prováveis fases de avanço e recuo das geleiras, em termos do regime glacial cíclico demonstrado pela glaciação neopaleozóica da Bacia do Paraná, baseada em evidências geológicas e paleontológicas úteis para a interpretação de fácies de diamictitos e litologias associadas do Subgrupo Itararé na área em estudo (A: avanço; R: recuo).

6. ELEMENTOS DE PALEOGEOGRAFIA

PROVENIÊNCIA E DISPERSÃO. Adicionalmente aos dados já conhecidos da literatura (ROCHA-CAMPOS, 1967; FRANKS & CROWELL, 1969), durante a presente pesquisa foram coletados alguns outros elementos importantes para o entendimento da proveniência dos sedimentos do Subgrupo Itararé e localização de áreas-fonte assim como para a visualização dos padrões de dispersão de sedimentos.

Estes referem-se às feições erosionais do embasamento e estruturas construcionais do tipo pavimento de clastos, que fornecem evidências diretas da direção e sentido do fluxo das geleiras neopaleozóicas, e a estruturas sedimentares direcionais (estratificação cruzada) dos arenitos associados, que indicam o padrão de dispersão dos sedimentos pré-glaciais.

Graças à existência de um arcabouço estratigráfico regional, o comportamento vertical e horizontal dos dados direcionais coligidos puderam ser examinados, o que permitiu visualizar as variações ocorridas durante a história sedimentar da sequência glacial.

Feições erosionais. Na área em estudo, conhecem-se somente duas localidades onde se expõe o embasamento pré-cambriano contendo evidências de ação erosiva atribuível à ação glacial.

Em Salto, ocorre a clássica exposição do embasamento granítico sob a forma de uma "roche montonnée" contendo estrias orientadas N45°W. O sentido do movimento do gelo no local para NW foi determinado por ALMEIDA (1948) com base na morfologia da estrutura. Recentemente, a exumação de parte da estrutura permitiu reconhecer a presença de uma

fratura em crescente, cuja orientação permite corroborar a dedução do sentido do movimento interpretado por ALMEIDA (1948).

AMARAL (1965) descreveu ainda outra ocorrência de embasamento estriado um pouco ao Sul da localidade acima citada. As rochas do embasamento, formadas pelo mesmo corpo granítico, são escavadas formando diversas depressões pequenas que são preenchidas por diamictitos. A coincidência entre a orientação destas com outras depressões contendo estrias sobre o granito, levou o referido autor a supor a existência de um vale pré-glacial na área. As direções das estrias variam de $N45^{\circ}W$ a $N60^{\circ}W$, sendo esta última a mais característica.

Feições construcionais. Os pavimentos de clastos de Jumirim e Capivari fornecem também importantes informações sobre a direção e sentido do movimento do gelo nas partes média e superior da sequência Itararé.

Em Jumirim, ROCHA-CAMPOS, FARJALLAT & YOSHIDA (1968, 1969a) descreveram um pavimento glacial desenvolvido sobre clastos de um diamictito, cuja observação mais detalhada destes permitiu a obtenção de dados referentes à direção do deslocamento das geleiras neopaleozóicas no local. As medidas das direções de estrias e sulcos desenvolvidos sobre as superfícies superiores biseladas de clastos do pavimento, assim como a orientação dos eixos de marcas erosivas (marcas em crescente) verificadas sobre a superfície superior plana de um matacão granítico, também pertencente ao pavimento descrito, indicaram orientação $N60^{\circ}W$. Tais dados, adicionados de outro relativo à direção de imbricamento de alguns clastos do pavimento ($N40^{\circ}W$), permitiram a ROCHA-CAMPOS, FARJALLAT & YOSHIDA (1969a) determinarem o sentido $N60^{\circ}W$ para o movimento do gelo no local.

A medição de estrias sobre os clastos dos dois extensos pavimentos de Capivari, foi feita por ROCHA-CAMPOS, OLIVEIRA, SANTOS & SAAD (1976) e indicaram direções médias de $N75^{\circ}W$ para o pavimento inferior e NS para o Superior. Para cada um dos pavimentos o sentido dos movimentos da geleira neopaleozônica associada à formação dos pavimentos, foram interpretados com base na inclinação para o sul das superfícies superiores biseladas de clastos dos pavimentos, o que indicou um fluxo para N e NW. Contudo, um sentido geral de movimento, provavelmente para $N37^{\circ}W$, foi, ainda, interpretado por ROCHA-CAMPOS, OLIVEIRA, SANTOS & SAAD (1976) com base na média entre as direções médias dos dois conjuntos de estrias.

Como se depreende da análise dos elementos acima discutidos, verifica-se, pois, uma persistência relativamente grande no sentido geral de movimento glacial na parte central do Estado de São Paulo, desde o início da sedimentação do Subgrupo Itararé (Salto) até a fase final de deposição dos sedimentos glaciais (Jumirim).

Paleocorrentes. A medição de paleocorrentes restringiu-se à determinações do sentido do mergulho de camadas frontais de sequências de estratos cruzados de arenitos pró-glaciais.

O objetivo do levantamento foi coletar dados sistemáticos com a finalidade de verificar a eventual variação do padrão de paleocorrentes, já de início suposta, tendo em vista a analogia com a evolução da história sedimentar das sequências pró-glaciais recentes.

Os dados obtidos confirmaram a hipótese inicial e, conforme pode ser visualizado no gráfico da Figura 26, o padrão de distribuição da direção das paleocorrentes, notadamente, nos conjuntos A e B, não mostrou ser consistente, enquan

Figura 26 - Direções de transporte de sedimentos no Subgrupo Itararé a partir de diferentes evidências direcionais. Explicação: "roche moutonnée" e superfícies estriadas; estrias em clastos de diamictitos; estratificação cruzada.

to que no conjunto D há uma pequena incidência de valores voltados para o sul.

SÍNTESE PALEOGEOGRÁFICA. O mapa da Figura 27 resume alguns elementos importantes de natureza paleogeográfica derivados do presente trabalho, associadamente às informações derivadas de mapas de litofácies e de variações de espessura da sequência examinada (SAAD, 1977; figs. 11,13,15, 16).

Infelizmente, o controle estratigráfico disponível é ainda insuficiente para se tentar a construção de esquemas regionais mais detalhados. Alguns pontos importantes básicos da interpretação adotada merecem, contudo, um comentário.

A distribuição das áreas principais de fácies predominantemente marinha e terrestre baseia-se, grandemente, na distribuição das litofácies conhecidas do Subgrupo Itararé (% de folhelhos, areias e diamictitos). Com relação ao primeiro parâmetro, postula-se que a predominância ($\geq 40\%$) de folhelhos na seção deva corresponder à fácies predominantemente subaquática, provavelmente marinha, que predominaria na região oeste do Estado de São Paulo.

A região intermediária, até a atual margem erosiva da Bacia do Paran, deve, dentro do mesmo raciocnio, corresponder a rea de sedimentao mista onde, pelo menos nas suas partes prximas s margens da bacia, existem evidncias de condies terrestres ntidas que predominam na maior parte dos diamictitos.

FÁCIES PREDOMINANTEMENTE MARINHA

FÁCIES MISTA

EXTENSÃO MÁXIMA DAS INGRESSÕES MARINHAS

POSIÇÃO DA FRENTE GLACIAL

DIREÇÃO PRINCIPAL DE DESLOCA -
MENTO DAS GELEIRAS

LIMITE ATUAL DOS
AFLORAMENTOS

DEVONIANO

EMBASAMENTO PRÉ-CAMBRIANO

Figura 27 - Mapa paleogeográfico construído a partir de elementos de natureza paleogeográfica derivados deste trabalho, associados às informações derivadas de mapas de litofácies e de variações de espessura da sequência examinada (SAAD, 1977; figs. 11, 13, 15, 16). Explicação: níveis marinhos; H: Hortolândia; C: Capivari; A: Aracoiaba; I: Itaporanga.

No mapa da Figura 27, estão representadas também duas posições da frente glacial. A primeira, mais recuada, corresponderia a uma posição provável durante um intervalo correspondente à base do conjunto D, fixada com base na ocorrência de estruturas periglaciais ocorrentes no Km 111 da Rodovia Castelo Branco (SP-280), e que, de acordo com a literatura, se desenvolvem dentro de uma faixa de 50 a 100 kms na frente da geleira, exigindo temperaturas bastante baixas e solo perenemente congelado (PÊWÊ, 1973).

A segunda posição, mais avançada, foi fixada com um pouco mais de precariedade, uma vez que pela existência de estruturas construcionais na sequência sedimentar do Subgrupo Itararé, como é o caso do pavimento de clastos de Jumarim, pode-se saber, apenas, que o gelo ultrapassou os limites oeste da faixa de afloramentos do Subgrupo Itararé. Por outro lado, embora o limite máximo do avanço da frente glacial não possa ser exatamente estabelecido, pode-se supor que esta não tenha atingido áreas muito interiores da Bacia do Paraná, uma vez que a predominância de clásticos finos verificada nessa região não se coaduna com a composição granulométrica da sequência glacial normal terrestre.

Finalmente, o mapa da Figura 27 mostra, ainda, os pontos máximos conhecidos de ingressões marinhas dentro da faixa de sedimentação intermediária, podendo ser notada uma aparente migração meridional do limite setentrional das intercalações. O aparente controle tectônico dessa migração, conforme discutem SAAD, SANTOS & ROCHA-CAMPOS (1978), poderia constituir o reflexo local do processo de "basculamento" para o sul da margem norte da Bacia do Paraná, postulado por DAEMON & QUADROS (1970), após a sedimentação da parte inferior do Subgrupo Itararé.

7. BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. de - 1948 - A "Roche Moutonnée" de Salto, Estado de São Paulo. Geol. e Metal., Bol.nº 5, pp. 112-118.
- AMARAL, S.E. do - 1965 - Nova ocorrência de "Roche Moutonnée" em Salto, São Paulo. Bol.Soc.Bras.Geol., vol. 14, nºs 1-2, pp. 71-82.
- ANDERSON, J.B. - 1972 - The marine geology of the Weddell Sea. Tese de doutoramento, Florida State University, Tallahassee, Florida (inédita).
- ANDREWS, J.T. - 1974 - Glacial isostasy. In Benchmark papers in Geology, Doeden, Hutchinson, and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, 491 pp.
- BANDY, O.L. - 1964 - Antarctic foraminifera zonation. Amer. Geophys. Union Antarctic Res. Serv., vol. 1, pp. 92.
- BARBOSA, O. & ALMEIDA, F.F.M. de - 1949a - A Série Tubarão na Bacia do Rio Tietê, Estado de São Paulo. Div. Geol. Miner., Notas Prels., Est., nº 48.
- BARBOSA, O. & ALMEIDA, F.F.M. de - 1949b - Nota sobre a estratigrafia da Série Tubarão, no Estado de São Paulo. An.Acad.Bras.Ciên., vol.21, nº 1, pp. 65-68.
- BARBOSA, O. & GOMES, F. de A. - 1958 - Pesquisa de petróleo na Bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo. Div.Geol.Miner., Bol. nº 171.
- BIRKELAND, P.W. - 1968 - Mean velocities and boulder transport during Tahoe-age floods of the Truckee River, California-Nevada. Geol.Soc.Am.Bull., vol. 79, pp. 137-142.
- BJÖRNBERG, A.J.S.; LANDIM, P.M.B. & GANDOLFI, N. - 1965- In ["]dífcios de contribuição eólica nos sedimentos do Grupo Tubarão, em Limeira e Casa Branca, São Paulo. Bol.Esc.Eng.São Carlos, USP, Geologia nº 13.

- BLANFORD, W.T. - 1856 - On the geological structure and relations of the TALCHEER Coalfield in the district of Cuttack. Mem.Geol.Surv.Ind., vol. 1, nº 1, pp. 1-98.
- BOULTON, J.S. - 1968 - Flow tills and related deposits on some Vestspitsbergen glaciers. Jour.Glacial.vol.7,pp. 391-412.
- BOULTON, G.S. - 1972 - Modern Artic glaciers as depositional models for former ice sheets.Jl.Geol.Soc.Lond., vol. 128, pp. 361-393.
- CAREY, S.W. & AHMAD, N. - 1961 - Glacial marine sedimentation. In G.O.Ransch (Ed.),Geology of the Artic., vol. 2, pp. 805-897, Univ. Toronto Press.
- CHURCH, M. & GILBERT, R. - 1975 - Proglacial fluvial and Lacustrine Environments. In Alan V. Jopling & Barrie C.McDonald (Eds.),Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentations,Soc.Econ.Paleontologists, Mineralogs, Spec.Publ., nº 23, pp. 22-100,Tulsa, Oklahoma.
- COIMBRA, A.M. - 1976 - Arenitos da Formação Bauru.Estudo de áreas-fonte. Dissertação de mestrado,Inst. de Geociências, USP (inédita).
- CROWELL, J.C. & FRAKES, L.A. - 1975 - The Late Paleozoic Glaciation. In K.S.W., Campbell, (Ed.), Gondwana Geology, Australian National Univ.Press, pp. 313-331, Canberra.
- DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. - 1970 - Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paranã. An. XXIV Congr. Bras.Geol., pp. 359-412.
- DE GEER, G. - 1912 - A geochronology of the last 12,000 years, C. R. 11th Int.Glcl.Congr., (Stockholm, 1910).
- DERBY, O.A. - 1883 - Terrenos carboníferos das províncias de São Paulo e Paranã, Rev. de Engenharia, nº 5, Rio de Janeiro.
- DERBY, O.A. - 1888 - Mitteilung eines von Herrn A. Derby "Über Spuren eines Carbonen Eiszeit in Südamerikam" Neves Jahrb. Für Min.Geol.U.Pal.II, Stuttgart.

- DERBY, O.A. - 1889 - São Paulo, Comissão Geogrāphica e Geolōgica da Província, Relatório 1888, São Paulo.
- DOLIANITI, E. & MILLAN, J.H. - 1972 - Novo afloramento de vegetais gondwânicos no Estado de São Paulo. *An.Acad. Bras.Ciën.*, vol. 45, pp. 653-654.
- DREIMANIS, A. - 1976 - Tills: Their origin and properties. *Roy.Soc.Can.Spec.Publ.*, nº 12, pp. 11-49.
- DREIMANIS, A. - 1978 - Till and Tillite. *In* R.W. Fairbridge & J.B. Dowden, Hutchinson & Ross,(Eds.), *The Encyclopedia of Sedimentology*, pp. 805-810, Stroudsburg.
- DREIMANIS, A. & REAVELY, G.H. - 1953 - Differentiation of the lower and the upper till along the north shore of the Lake Erie. *Jour.Sed.Petrol.*, vol.23,nº 4, pp.238-259.
- DREIMANIS, A. & VAGNERS, U.J. - 1972 - Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal till. *In* R. P. Goldtwait (Eds.) *Till: A Symposium*, pp.237-250, Columbus.
- ELSON, J.A. - 1957 - Striated boulder pavement of Southern Manitoba, Canada. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, vol. 68, nº 2.
- FARJALLAT, J.E.S. - 1970 - Diamictitos neopaleozōicos e sedimentos associados do sul de Mato Grosso. *Div.Geol. Miner., Bol.* nº 250.
- FLINT, R.F. - 1957 - *Glacial and Pleistocene Geology*, John Wiley & Sons, Inc., 553 pp., New York.
- FLINT, R.F. - 1961 - Geological evidence of cold climate. *In* A.E.M. Nairn (Ed.). *Descriptive Paleoclimatology*, pp. 140-155, Interscience, New York.
- FLINT, R.F. - 1971 - *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 892 pp.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. - 1957 - Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 27, pp. 3-27.

- FRAKES, L.A. & CROWELL, J.C. - 1967 - Facies and paleogeography of Late Paleozoic Lafonian diamictite, Falkland Island. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, vol.78, pp. 37-58.
- FRAKES, L.A. & CROWELL, J.C. - 1969 - Late Paleozoic glaciation: I South America. *Bull.Geol.Soc. America*, vol. 80, nº 6, pp. 1007-1042.
- FRAKES, L.A. & CROWELL, J.C. - 1972 - Late Paleozoic glacial geography between the Paran Basin and the Andean Geosyncline. *An.Acad.Bras.Cinc.*, vol. 44, Suplemento, pp. 139-145.
- FRAKES, L.A. & CROWELL, J.C. - 1973 - Characteristics of Modern Glacial Sediments: Application to Gondwana Glacials. *Papers from the Third Gondwana Symposium*, Canberra.
- FRAKES, L.A. & FIGUEIREDO FILHO, P.M. de - 1967 - Glacial rocks of the Paran Basin exposed along the Sorocaba-Itapetininga road. *In* J.J.Bigarella, R.D.Becker e I.D.Pinto (Eds.), *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, pp. 103-106, Curitiba.
- FRAKES, L.A.; FIGUEIREDO FILHO, P.M. de & FULFARO, V.J. - 1968 - Possible fossil eskers and associated features of the Paran Basin, Brazil. *Jour.Sed.Petrol.*, vol.38, nº 1, pp. 5-12.
- FULFARO, V.J. - 1971 - A evoluo tectnica e paleogeogrfica da Bacia Sedimentar do Paran pelo "Trend Surface Analysis". *Bol.Esc.Eng.So Carlos,USP, Geologia* nº 14.
- FULFARO, V.J. - 1974 - Tectnica do alinhamento estrutural do Paranapanema, *Bol.IG,USP*, vol. 5, pp. 129-138.
- FULFARO, V.J. & LANDIM, P.M.B. - 1972 - Tectonic and paleogeographic evolution of the Paran sedimentary basin by trend surface analysis. *24th Int.Geol.Congr. Soc.* 6: 379-388.

- FULFARO, V.J. & LANDIM, P.M.B. - 1976 - Stratigraphic Sequences of the intracratonic Paraná Basin. Newsl. Stratigr., vol. 4, nº 3, pp. 150-168.
- GORDON JR., M. - 1947 - Classification of the gondwanic rocks of Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul, D.G.M., Not. Prel. e Est., nº 38, Rio de Janeiro.
- GUSTAVSON, T.C. - 1972 - Sedimentation and physical limnology in proglacial Malaspina Lake, Alaska. Costal. Res. Centre, Massachusetts, Tech. Rep., vol. 5, 47pp.
- HOLMES, C.D. - 1941 - Till fabric. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 52, nº 9, pp. 1299-1353.
- KINDLE, E.M. - 1930 - Sedimentation in a glacial lake, Jour. Geol., vol. 38, pp. 81-87.
- KRUMBEIN, W.C. & SLOSS, L.L. - 1963 - Stratigraphy and Sedimentation, W.H. Freeman Co., 660 pp.
- KUENEN, P.H. - 1951 - Mechanics of varve formation and the action of turbidity currents. Geol. För. Stockh. Förh., vol. 6, pp. 149-162.
- LANDIM, P.M.B. - 1970 - Contribuição ao estudo dos mistitos do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. Tese de Livre-Docência, Fac. Fil. Ciênc. Letr. Rio Claro (inédita).
- LANDIM, P.M.B. - 1972 - Upper Paleozoic glaciation in the Northeastern Paraná Basin, Brazil (Tubarão Group). 24th Int. Geol. Congress., Montreal, Section 6, pp. 406-414.
- LANDIM, P.M.B. & BARROS, M.B.R. - 1972 - Distinção de tilitos dentre os mistitos do Subgrupo Itararé, Rev. da Soc. Bras. Geol., vol. 2, nº 4, pp. 270-274.
- LANDIM, P.M.B. & FRANKS, L.A. - 1968 - Distinction between tills and other diamictites based on textural characteristics. Jour. Sed. Petrol., vol. 38, nº 4, pp. 1213-1223.

- LANDIM, P.M.B. & FULFARO, V.J. - 1972 - Trend-surface analysis of Carboniferous and Permian thickness data from Paraná Basin. An. Acad. Bras. Ciên., vol. 44(Supl.), pp. 187-196.
- LANGE, F.W. - 1944 - Novas localidades fossilíferas da Série Itararé no Estado do Paraná. An. Acad. Bras. Ciênc., vol. 16, nº 4, Rio de Janeiro.
- LANGE, F.W. - 1952 - Revisão da fãunula marinha do folhelho Passinho. Dusenía, vol. 3, nº 1, Curitiba.
- LANGE, F.W. - 1954 - Estratigrafia e idade geológica da Série Tubarão. Arq. Mus. Paranaense, N. Sér., Geologia nº 2, Curitiba.
- LEINZ, V. - 1937 - Estudos sobre a glaciação permo-carbonífera do sul do Brasil. Dep. Nac. Prod. Miner., Div. Fom. Prod. Miner., Bol. nº 21.
- LIMA, M.R. de; SAAD, A.R.; CARVALHO, R.G. de & SANTOS, P.R. dos - no prelo - Foraminíferos arenáceos e outros fósseis do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico) da Bacia do Paraná, Brasil. An. XXIX Congr. Bras. Geol., Belo Horizonte.
- MARTIN, H. - 1961 - The hypothesis of continental drift in the light of recent advances of geological knowledge in Brazil and in South West Africa. Geol. Soc. South Africa, .64 (Annex), pp. 1-47.
- MARTIN, H. & BJÖRNBERG, A.J.S. - 1959 - Vale pré-glacial a Nordeste de Jundiá, SP, Bol. Soc. Bras. Geol., vol. 8, nº 2, São Paulo.
- MAU, H. - 1958 - Contribuição à geologia da região de Ibaté. Bol. Soc. Bras. Geol., vol. 9, nº 2, São Paulo.
- MENDES, J.C. - 1952 - Fãunula permo-carbonífera marinha de Capivari. Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr., USP, nº 134, Geologia nº 7.

- MENDES, J.C. - 1961 - *Langella*, novo gênero de lingulídeo da Série Tubarão. Bol.Único.Paraná, Ins.Geol.,Geol. n° 5, Curitiba.
- MILLAN, J.H. - 1972 - Macroflórula carbonífera de Monte Mor, Estado de São Paulo. Tese de Doutorado do IG, USP (inédita).
- MILLAN, J.H. - 1974 - Sobre as coniferopsida da flórula gondwânica de Monte Mor, Estado de São Paulo, Brasil, Ameghiniana, vol. 11, n° 2, pp. 124-134.
- MILLAN, J.H. - 1975 - Tafoflórula Monte Mor do Estado de São Paulo: seus elementos e seu significado no Gondwana Inferior do Brasil. Rev.Soc.Bras.Geociênc.,vol. 5, n° 1, pp. 1-14.
- MORNER, N.A. - 1975 - Eustatic amplitude variations and world glacial changes. Geology, vol. 3, pp. 109-110.
- NORTHFLEET, A.A.; MEDEIROS, R.A. & MÜLHMANN, H. - 1969 - Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Bol.Tecn.Petrobrás, vol.12, n° 3, pp. 291-346.
- PETRI, S. - 1964 - Grupo Tubarão. In Geologia do Estado de São Paulo.Bol.Inst.Geogr.Geol.,n° 41, pp. 56-63.
- PETRI, S. & FULFARO, V.J. - 1967 - Considerações geológicas sobre a região de Itapeva, São Paulo.Bol.Soc.Bras. Geol., vol. 16, n° 1, pp. 25-40.
- PÉWĒ, T.L. - 1973 - Ice wedge casts and past permafrost distribution in North America.Geoforum, 15/73, pp.15-26.
- PITTMAN, W.C. III, & HAYS, J.D. - 1973 - Upper Cretaceous spreading rates and the great transgression. Geol. Soc.Amer., Abstracts with program, vol. 5, pp. 768.
- POTTER, P.E. & PETTIJOHN, F.J. - 1963 - Paleocurrents and Basin Analysis. Springer-Verlag, Berlim, 296 pp.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. - 1961 - Ocorrências de novos fósseis marinhos em Taió, Santa Catarina. An.Acad.Bras.Ciênc., vol. 33, n° 3-4, Rio de Janeiro.

- ROCHA-CAMPOS, A.C. - 1963 - Deformações penecontemporâneas em sedimentos glácio-lacustres do Grupo Tubarão. Bol. Soc.Bras.Geol., vol. 12, nºs. 1-2, pp. 49-56.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. - 1966 - Novas ocorrências de fósseis marinhos no Grupo Tubarão em São Paulo e Santa Catarina. Bol.Soc.Bras.Geol., vol.15, nº 4, pp. 5-12.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. - 1967 - The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In J.J. Bigarella, R.D. Becker e I.D.Pinto (Eds.), Problems in Brazilian Gondwana Geology, pp. 27-109, Curitiba.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. - 1969 - Moluscos e Braquiópodes Eogondvânicos do Brasil e Argentina. Tese de Livre-Docência, Fac.Fil.Ciênc.Letr. USP (inédita).
- ROCHA-CAMPOS, A.C. - 1970 - Upper Paleozoic bivalves and gastropods of Brazil and Argentina, a review. Proc. and Papers, 2nd Gondwana Symposium, South Africa, pp. 605-612.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; FARJALLAT, J.E.S. & YOSHIDA, R. - 1968 - New glacial features of the Upper Paleozoic Itararé Subgroup in the State of São Paulo, Brazil. Bol. Soc.Bras.Geol., vol. 17, nº 1, pp. 47-57.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; FARJALLAT, J.E.S. & YOSHIDA, R. - 1969a - Crescentic marks on a Late Paleozoic glacial pavement in Southeastern Brazil. Bull.Geol.Soc.America, vol. 80, nº 6, pp. 1123-1126.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; FARJALLAT, J.E.S. & YOSHIDA, R. - 1969b - Fácies e paleogeografia do Subgrupo Itararé na Bacia do Paraná. An.Acad.Bras.Ciênc., vol. 4, nº 2, pp. 211-213.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; SAAD, A.R.; SANTOS, P.R. dos & OLIVEIRA, M.E.C.B. de - 1977 - Algumas feições periglaciais do Subgrupo Itararé no Estado de São Paulo. Bol. IG, USP, vol. 8, pp. 55-66.

- ROCHA-CAMPOS, A.C.; SANTOS, P.R. & SAAD, A. R. - 1972 - Roadlog São Paulo to Sorocaba. *In* Excursion Guide-Book, Int.Symp. Carboniferous and Permian Systems in South America, São Paulo, pp. 20-29.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; OLIVEIRA, M.E.C.B. de; SANTOS, P.R. dos & SAAD, A.R. - 1976 - Boulder pavements and the sense of movement of Late Paleozoic glaciers in central eastern São Paulo State, Paraná Basin, Brazil. Bol.IG, USP, vol. 7, pp. 149-160.
- SAAD, A.R. - 1977 - Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo. Dissertação de mestrado, Inst. Geociências, USP (inédita).
- SAAD, A.R.; SANTOS, P. R. dos & ROCHA-CAMPOS, A.C. - 1978 - Evolução tecto-sedimentar do Grupo Tubarão (Neopaleozóico) na parte nordeste da Bacia do Paraná, Brasil. XXX Congr. Bras. Geol., Recife, Res. Com., pp. 137-138.
- SAHU, B.K. - 1964 - Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. Jour. Sed. Petrol., vol. 34, pp. 73-83.
- SANFORD, R.M. & LANGE, F.W. - 1960 - Basin study approach to oil evacuation of Paraná miogeosyncline South Brazil. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 44, nº 8, pp. 1316-1370.
- SARJEANT, W.A.S. - 1973 - Achritarchs and Tasmanitids from the Mianwali and Tredian Formations (Triassic) of the Salt and Surghar ranges West Pakistan. In A. Logan & L.V. Hills (Eds.), The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary. Can. Soc. Petr. Geol., Calgary, Alberta, Canada, Mem. 2, pp. 35-73.
- SCHAFER, J.P. - 1949 - Some periglacial features in Central Montana. Jour. Geol., vol. 57, nº 2, pp. 154-174.

- SCHERMERHORN, L.S.G. - 1966 - Terminology of mixed coarse-fine sediments. Jour.Sed.Petrol., vol.36, pp. 831-835.
- SCLATER, J.G. & FRANCHETEAU, J. - 1970 - The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. Roy.Astron.Soc. Geophys. Jour., vol. 20, pp. 509-537.
- SEALEY, R.G. - 1970 - Ancient sedimentary environments. Chapman and Hall, Ltd., London, 237 pp.
- SHEPARD, F.P. - 1954 - Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. Jour.Sed.Petrol., vol. 24, pp. 151-158.
- SLOSS, L.L. - 1976 - Areas and volumes of cratonic sediments, western north America and eastern Europe. Geology, vol. 4, pp. 272-276.
- SOARES, P.C. - 1972 - O limite glacial/pós-glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. An. Acad. Bras. Ciênc., vol. 44, Suplemento, pp. 333-342.
- SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B. - 1973 - Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paran no seu flanco nordeste. An. XXVII Congr.Bras.Geol., vol. 1, pp. 243-256.
- SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B. & FULFARO, V.J. - 1978 - Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. Geol.Soc.Amer. Bull., vol. 89, n 2, pp. 181-191.
- STENBORG, T. - 1965 - Problems concerning winter runoff from glaciers. Geografiska Annaler, Ser.A, vol. 47, pp. 141-184.
- STENBORG, T. - 1969 - Studies of the internal drainage of glaciers. Geografiska Annaler, Ser. A, vol. 51, pp. 13-41.
- SUGUIO, K. - 1973 - Introduo Sedimentologia. Edit. Blucher, Ed. da USP, 317 pp.

- TABER, S. - 1943 - Perennially frozen ground in Alaska. Geol. Soc. Am., Bull., vol. 54, nº 10, pp. 1433-1548.
- THOMAS, C.W. - 1960 - Lithology and zoology of an Antarctic Ocean-bottom core. Deep-Sea Research, vol. 6, pp. 5-15.
- WALTON, W.R. - 1964 - Recent Foraminiferal Ecology and Paleocology. In, John Imbrie & Norman D. Newell (Eds.), Approaches to Paleocology, pp. 151-237, New York.
- WASHBURNE, C.W. - 1930 - Petroleum geology of the State of São Paulo. Bol. Com. Geogr. Geol., nº 22.
- WENTWORTH, C.K. - 1922 - A scale of grade and class terms for clastic sediments. Jour. of Geology, vol. 30, nº 2, pp. 377-392.
- WENTWORTH, C.K. - 1936 - An analysis of the shapes of glacial cobbles. Jour. Sed. Petr., vol. 6, nº 2, pp. 85-96.
- WISE, D.U. - 1974 - Continental margins, free-board and the volumes of continents and oceans through times. In C.A. Burk & C.L. Drake (Eds.), The Geology of Continental Margins, Springer-Verlag, New York, 1009 pp.
- WOODWORTH, B. - 1912 - Geological expeditions to Brazil and Chile 1908-1909. Bull. Mus. Comp. Zool., vol. 46, Geol. Serv., vol. 10, nº 11, Cambridge.
- YAMAMOTO, J.K.; SUGUIO, K. & COIMBRA, A.M. - no prelo - Programa de computador em Fortran IV para tratamento estatístico de dados granulométricos. Bol. Inst. Geoc. USP.