

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**LITOFÁCIES DO SUBGRUPO ITARARÉ NO
CENTRO-LESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO**

Rodrigo Artur Perino Salvetti

Orientador: Prof. Dr. Paulo Roberto dos Santos

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2001/34)

TF
S183
RAP.L

SÃO PAULO
2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**LITOFÁCIES DO SUBGRUPO ITARARÉ NO CENTRO-LESTE DO
ESTADO DE SÃO PAULO**

RODRIGO ARTUR PERINO SALVETTI

DISCIPLINA 0440500 - TRABALHO DE FORMATURA

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Paulo Roberto dos Santos

Paulo R. dos Santos

Prof. Dr. José Roberto Canuto

J. R. Canuto

Prof. Dr. Antônio Romalino S.F. Cesar

Antônio Romalino S.F. Cesar

Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências

TRABALHO DE FORMATURA/2001

MONOGRAFIA

TF 2001/34

**LITOFÁCIES DO SUBGRUPO ITARARÉ NO
CENTRO-LESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO**

Rodrigo Artur Perino Salvetti



ORIENTADOR: PAULO ROBERTO DOS SANTOS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900009351

São Paulo
2001

TF
S183
RAP.L

Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências

TRABALHO DE FORMATURA

MONOGRAFIA

TF 208/154

LITORÁLEIS DO SUBURBIO ITARARE NO
CENTRO-LESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO



Rodolfo Arthur Perino Bastos

ORIENTADOR: PAULO ROBERTO DOS SANTOS

São Paulo
2001

DOAÇÃO COMISSÃO DE TRABALHO DE FORMATURA
Data: 15 / 02 / 02

Resumo

A sedimentação do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico) foi controlada tanto por fatores tectônicos (alinhamentos, falhamentos e processos glácio-isostáticos) como por fatores relativos a variação do nível do mar, condicionados pelas fases de glaciação e deglaciação que atingiram a bacia do Paraná em toda sua extensão.

Quatro litofácies foram identificadas na área de estudo, que abrange a região de Itua a Salto (SP): fácies folhelho maciço, com ou sem clastos; fácies folhelho rítmico; fácies arenito médio a fino, maciços ou finamente estratificados; e fácies diamictito de matriz areno-argilosa, que representam a atuação de um evento regressivo/transgressivo na região. O estabelecimento da posição estratigráfica exata de cada fácies é ainda problemática dada suas constantes interdigitações. O ambiente deposicional destas unidades é interpretado como marinho intracratônico, em ambiente relativamente restrito, de águas calmas, transicionando, devido ao degelo, para ambiente deltáico com influência continental.

Embasamento estriado e polido, além de rocha-moutonnée, sugerem que as geleiras atingiram esta porção da bacia em condições aterradas. A ocorrência de tilitos de alojamento, preenchendo cavidades e irregularidades do embasamento cristalino, corrobora esta idéia. A fisiografia da área pode ser interpretada como uma costa irregular, em cujos recortes se desenvolveram embaixamentos preenchidos alternadamente por águas marinhas e de degelo glacial. O paleodeclive regional era suave, exceto localmente, onde apresentava inclinações maiores em função das variações topográficas do embasamento, do grau de subsidência diferencial de certas áreas, ou ainda devido à acumulação de sedimentos trazidos pelas geleiras e pelas águas de degelo.

Índice

ÍNDICE DE FIGURAS	II
AGRADECIMENTOS	IV
RESUMO	V
ABSTRACT	VI
1. INTRODUÇÃO	1
2. RESUMO DO PROJETO: OBJETIVOS E METODOLOGIA	3
2.1 FUNDAMENTAÇÃO E RELEVÂNCIA	3
2.2 OBJETIVOS	4
2.3 METODOLOGIA	4
2.4 CRONOGRAMA DAS ATIVIDADES REALIZADAS	5
3. A GEOLOGIA DA REGIÃO DE ITU, SP	6
3.1 MAPEAMENTO GEOLÓGICO: AS LITOFÁCIES DO SUBGRUPO ITARARÉ	6
3.1.1 EMBASAMENTO: FILITOS	7
3.1.2 FOLHELHOS MACIÇOS, COM OU SEM CLASTOS	7
3.1.3 FOLHELHOS RÍTMICOS (RITMITOS)	8
3.1.4 ARENITOS MÉDIOS A FINOS, MACIÇOS OU FINAMENTE ESTRATIFICADOS	9
3.1.5 DIAMICTITOS DE MATRIZ ARENO-ARGILOSA	10
4. EVOLUÇÃO E DEPOSIÇÃO DAS UNIDADES DO SUBGRUPO ITARARÉ NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARANÁ: O EXEMPLO DE ITU, SP	11
4.1 COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA	11
4.2 DEPOSIÇÃO DAS UNIDADES SEDIMENTARES DO ITARARÉ NA REGIÃO DE ITU/SALTO	13
4.2.1. FOLHELHOS MACIÇOS, COM OU SEM CLASTOS	13
4.2.2. FOLHELHOS RÍTMICOS (RITMITOS)	15
4.2.3. ARENITOS MÉDIOS A FINOS, MACIÇOS OU FINAMENTE ESTRATIFICADOS	15
4.2.4. DIAMICTITOS DE MATRIZ ARENO-ARGILOSA	17
4.3. EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DO SUBGRUPO ITARARÉ NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARANÁ	18
5. CONCLUSÕES	21
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	22

Índice de Figuras

Figura 1. Localização da área de estudo, no município de Itu, SP.

Figura 2. Imagem de satélite da região de Itu e Salto. (A) Imagem PC1 com realce textural e estrutural da imagem. (B) Lineamentos inferidos a partir da imagem(A), provavelmente relacionados ao alinhamento de Tietê, de Saad (1977).

Figura 3. (A) Superfície de contato entre tilito de alojamento e embasamento (ponto 54); (B) till de alojamento preenchendo cavidade do embasamento; (C) superfície estriada(estrias paralelas à direção do lápis - ponto 52); (D) e (E) superfície estriada (ponto 54): notar concentração de clastos junto ao contato com embasamento. Estrias paralelas à direção do lápis (E).

Figura 4. (A) Folhelho cinzento (ponto 74): (1) intercalações com níveis arenosos milimétricos; (2) nível argiloso cimentado e fratura preenchida por calcita; (B) marcas onduladas em folhelho, associadas a níveis levemente mais arenosos, sugerindo registro de ação de ondas de tempestade (De Raaf et al., 1977).

Figura 5. Clastos em folhelhos. (A) notar deformação das camadas basais onde o clasto se depositou (ponto 48); (B) matacão (caído?) em extração de argila (ponto 13); clasto de quartzito presente no folhelho (ponto 75).

Figura 6. (Ponto 50) (A) Camadas deformadas de areia intercalada em folhelhos; (B) camada de areia dobrada, "envelopando" nível de folhelho, devido provavelmente a escorregamento; (C) contato entre nível de areia e folhelho, sugerindo uma possível superfície de escorregamento.

Figura 7. Contato brusco entre folhelho e nível arenoso intercalado. Notar o aspecto maciço do folhelho e a leve estratificação plano-paralela do arenito.

Figura 8. Estrutura de ressedimentação observada nos folhelhos: (A) fragmentos de siltitos e argilitos com tênue estratificação plano-paralela; (B) clastos alinhados, com leve imbricação, na base da unidade ressedimentada.

Figura 9. (A) Camadas de ritmito apresentando basculamento (próximo à estrada do parque do Varvito); (B; C) dobras apertadas de caráter intra-estratal presentes nos ritmitos, sem orientação preferencial.

Figura 10. Resultado da análise granulométrica de seção em afloramento da fácies arenito médio a fino (ponto 119), que mostra forte tendência de granodecrescência ascendente. Esta tendência é observada também em outros afloramentos. Os pontos vermelhos representam o local de coleta de amostra.

Figura 11. Clastos (caídos) na fácies arenito médio a fino. (A) clasto de filito (ponto 38); (B) clasto de granito (ponto 82). Ocorre deformando a fina estratificação do arenito; (C) concreção ferruginosa (ponto 81).

Figura 12. (A) Lente de diamictito (em destaque), intercalada com camadas de arenito fino (ponto 92); (B) Diamictito em contato com nível arenoso (em destaque, ponto

44); (C) Contato brusco entre arenito (superior) e diamictito (ponto 37). Notar fina estratificação tanto no arenito quanto no diamictito; (D) porção com estratificação mais ressaltada do diamictito (ponto 37); (E) estratificação deformada no diamictito, possivelmente associada a escape de água durante compactação (ponto 37).

Figura 13. Principais elementos tectônicos da margem nordeste da Bacia do Paraná (adaptado de Trosdorf, em preparação).

Figura 14. Correlação entre estratigrafia e nível relativo do mar. MB = Mar Baixo; MA = Mar Alto.

Agradecimentos

Muitas pessoas tiveram participação marcante na execução deste projeto, sendo impossível agradecer a todas. Mas algumas merecem destaque especial.

Primeiramente, agradeço a meu professor, orientador e, acima de tudo, grande amigo, Paulo Roberto dos Santos, por toda a paciência e dedicação ao longo deste trabalho. Seus conselhos e sugestões sempre vieram na hora certa e mostraram-se corretos e práticos.

Agradeço também ao professor Antônio Carlos Rocha-Campos por todas as discussões e dicas para deixar este trabalho o mais completo possível; ao professor José Roberto Canuto, pela visão moderna e diferenciada de minha área de estudo; aos bons amigos Ivo Trosdorf (esperamos você de volta, um dia) e Alexandre Tomio por toda a ajuda, dicas, sugestões, bom humor, conversas animadas e apoio nas horas necessárias.

Agradeço ainda ao professor Teodoro Isnard Ribeiro de Almeida pela ajuda com o tratamento das fotos aéreas e imagens de satélite, além das inúmeras lucubrações a respeito da evolução tectônica da área; ao Laboratório de Sedimentologia pela ajuda no tratamento das amostras coletadas; ao LIG (Laboratório de Informática Geológica) pelo tratamento das imagens de satélite; e a CPRM, por nos fornecer de forma tão amigável os dados de subsuperfície da região de Itu/Salto. A todas as demais pessoas que, direta ou indiretamente, contribuíram para que este trabalho pudesse ser concluído, muito obrigado.

Finalmente, agradeço de coração a Deise Bentz. Seu apoio, conselhos, carinho e dedicação me foram fundamentais. Devo-lhe muito, te amo demais!

Resumo

A sedimentação do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico) foi controlada tanto por fatores tectônicos (alinhamentos, falhamentos e processos glácio-isostáticos) como por fatores relativos a variação do nível do mar, condicionados pelas fases de glaciação e deglaciação que atingiram a bacia do Paraná em toda sua extensão.

Quatro litofácies foram identificadas na área de estudo, que abrange a região de Itu a Salto (SP): fácies folhelho maciço, com ou sem clastos; fácies folhelho rítmico; fácies arenito médio a fino, maciços ou finamente estratificados; e fácies diamictito de matriz areno-argilosa, que representam a atuação de um evento regressivo/transgressivo na região. O estabelecimento da posição estratigráfica exata de cada fácies é ainda problemática dada suas constantes interdigitações. O ambiente deposicional destas unidades é interpretado como marinho intracratônico, em ambiente relativamente restrito, de águas calmas, transicionando, devido ao degelo, para ambiente deltáico com influência continental.

Embasamento estriado e polido, além de rocha-moutonnée, sugerem que as geleiras atingiram esta porção da bacia em condições aterradas. A ocorrência de tilitos de alojamento, preenchendo cavidades e irregularidades do embasamento cristalino, corrobora esta idéia. A fisiografia da área pode ser interpretada como uma costa irregular, em cujos recortes se desenvolveram embaixamentos preenchidos alternadamente por águas marinhas e de degelo glacial. O paleodeclive regional era suave, exceto localmente, onde apresentava inclinações maiores em função das variações topográficas do embasamento, do grau de subsidência diferencial de certas áreas, ou ainda devido à acumulação de sedimentos trazidos pelas geleiras e pelas águas de degelo.

Abstract

The deposition of the Itararé Subgroup (Neopaleozoic) in the Parana basin was controlled by tectonics (alignments, faults and glacio-isostatic processes), relative sea-level variation, as well as by events of glaciation and deglaciation.

Four litofacies had been identified in the study area, that encloses the region of Itu-Salto (SP): massive shale facies, with or without dropped stones; rhythmic shale facies; massive or stratified fine to medium sandstone facies; sandy-clay matrix diamictite facies. Due to the frequent interfingering, the establishment of an accurate stratigraphic position for each facies is still problematic. The environment of deposition of these units is interpreted as glacially influenced marine environment, that after the retreat of the glaciers evolved into deltaic environment with strong continental influence.

Occurrence of striated and polished basement, and erosion molded forms (*roche moutonnée*), suggest that the glaciers that reached this portion of the basin were grounded. The occurrence of patches of lodgment tills, plastered against irregularities of the crystalline basement corroborate this interpretation. A possible environmental setting is interpreted as a protected coastal inlet influenced by oscillation in sea-level, alternately filled by the sea-waters or large amounts of meltwater. Regional paleo-slope was low, except locally, where it presented higher inclinations as a result of the topographical variations of the basement, the degree of differential subsidence of certain areas, and the accumulation of sediments brought by glaciers and meltwaters.

1. Introdução

O Subgrupo Itararé (Neopaleozóico) da bacia do Paraná contém o mais expressivo registro da glaciação paleozóica de todo o continente Gondvana. Na verdade, “nenhum evento na história da Terra foi mais dramático do que a extensa glaciação que afetou o continente Gondvana, durante o Neopaleozóico” (Crowell & Frakes, 1973). Esta glaciação ocorreu penecontemporaneamente a fases de transgressão relacionadas ao ciclo tectônico paleozóico da bacia do Paraná, enquanto todo o continente Gondvana afastava-se progressivamente das áreas polares do globo (Santos *et al.*, 1996).

Múltiplos avanços do gelo são evidenciados por tilitos subglaciais depositados sobre embasamentos estriados e/ou glaciotectonizados, além de outros sedimentos glaciogênicos identificados em diferentes níveis estratigráficos do Subgrupo Itararé (Rocha-Campos, 1967; Santos, 1996; Santos *et al.*, 1996). Feições glaciais subaéreas também são descritas na margem leste da bacia (Santos, 1979, 1987; Gravenor & Rocha-Campos, 1983). Variações faciológicas, estruturas de ressedimentação e fácies representativas de sistemas marinhos e costeiros (Gama Jr. *et al.*, 1992) também estão presentes, sendo, porém, pouco detalhadas faciologicamente.

Na região de Itu-Salto, as relações estratigráficas entre as rochas locais, e sua posição dentro da estratigrafia regional do Subgrupo Itararé não estão, ainda, adequadamente estabelecidas. Tendo em vista sua proximidade com a borda leste da Bacia do Paraná, essas rochas têm sido tradicionalmente consideradas como representantes da porção basal do Subgrupo Itararé (Rocha-Campos, 1967; Frakes & Crowell, 1969; Saad, 1977; Santos, 1979), com deposição sob forte influência tectônica (Saad *et al.*, 1979; Fúlfaro *et al.*, 1982). As interpretações das idades desses estratos através de análises palinológicas, no entanto, mostram-se contraditórias, indicando ora correlações de intervalos bioestratigráficos mais antigos do Subgrupo Itararé (Carbonífero; Daemon & Quadros, 1970), ora mais jovens (Permiano; Lima *et al.*, 1983; Dino *et al.*, 1987).

São contraditórias, ainda, as interpretações sobre os possíveis agentes que influenciaram, direta ou indiretamente, os processos deposicionais atuantes sobre estes sedimentos. As possíveis relações entre a evolução tectônica da litosfera, no contexto da tectônica de placas, o surgimento das glaciações e a preservação geológica do registro glacial (Eyles, 1993), além da influência dos entornos de uma bacia na proveniência e colocação dos sedimentos em seu interior somente agora estão sendo devidamente discutidas.

Deste modo, faz-se necessário um melhor conhecimento do comportamento deposicional destes sedimentos sob influência da proximidade do embasamento da bacia, bem como a caracterização dos seus ambientes deposicionais e fatores que possam influenciar tanto a distribuição como a colocação destes sedimentos no interior da bacia, com base nas informações existentes até o momento. O objetivo deste trabalho é a

caracterização faciológica dos sedimentos presentes na região de Itu, Estado de São Paulo, nas proximidades da margem da bacia do Paraná, e a determinação do modelo deposicional responsável por sua formação.

Embora os estudos de litofácies e sedimentologia tenham sido realizados anteriormente para a região de Itapetininga, a área de estudo desta dissertação apresenta algumas diferenças importantes, tais como a localização das áreas e a natureza dos sedimentos. A importância dos estudos de litofácies e sedimentologia está no fato de que a distribuição dos tipos de sedimentos e a sua evolução ao longo do tempo podem ser correlacionadas com a evolução tectônica e sedimentar da região, permitindo a reconstrução da história geológica da área.

Esta dissertação tem como objetivo principal determinar as litofácies e a sedimentologia presentes na região de Itu, Estado de São Paulo, e correlacioná-las com a evolução tectônica e sedimentar da região. Para isso, foram realizadas coletas de amostras de sedimentos em diversas localidades da região, e estas foram analisadas em laboratório para determinar suas características litológicas e sedimentológicas. Os resultados das análises foram correlacionados com a evolução tectônica e sedimentar da região, permitindo a reconstrução da história geológica da área.

Com base nos resultados obtidos, conclui-se que a região de Itu apresenta uma litofácies e sedimentologia características, que podem ser correlacionadas com a evolução tectônica e sedimentar da região. Os resultados das análises também permitem a reconstrução da história geológica da área, mostrando que a região de Itu foi afetada por processos tectônicos e sedimentares que ocorreram ao longo do tempo. A litofácies e sedimentologia presentes na região de Itu são semelhantes às encontradas em outras áreas da bacia do Paraná, o que sugere que a evolução tectônica e sedimentar da região de Itu é semelhante à da bacia do Paraná como um todo.

Os resultados desta dissertação mostram que a região de Itu apresenta uma litofácies e sedimentologia características, que podem ser correlacionadas com a evolução tectônica e sedimentar da região. Os resultados das análises também permitem a reconstrução da história geológica da área, mostrando que a região de Itu foi afetada por processos tectônicos e sedimentares que ocorreram ao longo do tempo. A litofácies e sedimentologia presentes na região de Itu são semelhantes às encontradas em outras áreas da bacia do Paraná, o que sugere que a evolução tectônica e sedimentar da região de Itu é semelhante à da bacia do Paraná como um todo.

2. Resumo do Projeto: Objetivos e Metodologia

2.1 Fundamentação e Relevância

Embora os eventos de subsidência e levantamento tectônico sejam pré-requisitos fundamentais para a gênese de bacias sedimentares e de seus suprimentos, os processos sedimentares atuantes são governados também por outros fatores endógenos, tais como a circulação das águas e a reciclagem dos nutrientes, o transporte dos sedimentos, sua deposição e redistribuição. No interior das bacias, a distribuição espacial das fácies sedimentares resultantes é, em grande parte, controlada pela relação entre a subsidência, razão sedimentar e variação relativa do nível do mar.

Muitas características do Subgrupo Itararé inerentes a sua formação ainda são controversas e pouco estudadas. As diferentes fácies sedimentares presentes, os ambientes deposicionais caracterizados por essas fácies e suas associações, distribuições e posições estratigráficas dentro do Subgrupo Itararé, são muitas vezes duvidosos devido ao complexo sistema deposicional a que está associado. Quando estas unidades estão próximas a borda da bacia, sua complexidade é ainda maior, já que a influência do embasamento sobre a deposição destes sedimentos é muito grande e particular.

Com efeito, além dos processos atuantes na área de bacia propriamente dita, os processos sedimentares e as fácies resultantes são também controladas pela paleogeografia das regiões circundantes (morfologia periférica, clima, tipos de rocha e atividades tectônicas nas áreas fontes), influenciando diretamente tanto o ambiente deposicional como as áreas produtoras de sedimentos. A análise de uma bacia deve, portanto, ser baseada não somente em critérios sedimentológicos que possam ser reconhecidos em campo, i.e., o conceito de fácies e a definição dos ambientes de sedimentação, mas também incluir uma análise completa dos processos tectono-estruturais que influenciaram todo o entorno da bacia sedimentar.

Uma revisão na literatura permite verificar que são escassas as informações geológicas e estratigráficas a respeito do Subgrupo Itararé na região de Salto e Itu. Destas, a maioria refere-se às clássicas ocorrências de rocha moutonnée e varvito, ou menos especificamente, à situações aplicáveis a todo o Subgrupo Itararé (e.g. Almeida, 1946; Rocha-Campos, 1967; Saad, 1977; Santos, 1979). Baseado em alguns trabalhos realizados na região de estudo (e.g. Gama Jr. *et al.*, 1992; Setti, 1999; Viviani, 2001), obteve-se dados significativos para compreender a gênese e distribuição dos sedimentos glaciais desta importante unidade estratigráfica da bacia do Paraná. Com efeito, o mapeamento das litofácies da região de Itu, e sua integração com os resultados dos mapeamentos realizados ao norte junto à rocha moutonnée e aos varvitos, forneceu um arcabouço estratigráfico mais abrangente que pode permitir uma correlação regional da sucessão sedimentar da área.

2.2 Objetivos

O objetivo geral deste projeto é a realização de uma análise faciológica das rochas do Subgrupo Itararé da região de Itu (SP) (Figura 1), envolvendo mapeamento geológico detalhado, no sentido de propor um modelo deposicional e evolutivo para a área e contribuir para o esclarecimento de sua complexa estratigrafia.

A interpretação da história geológica, no que tange aos processos glaciogênicos envolvidos, incluiu, também, os seguintes objetivos específicos:

- ♦ Interpretação faciológica do Subgrupo Itararé no contexto do sistema deposicional glacial;
- ♦ Elaboração de um modelo faciológico para a sucessão estudada;
- ♦ Correlação das sucessões sedimentares identificadas com as do Subgrupo Itararé expostas na região de Itu-Salto, no sentido de delinear um arcabouço estratigráfico mais abrangente, que permita a interpretação de sua história geológica.

2.3 Metodologia

As seguintes técnicas estratigráficas e sedimentológicas foram utilizadas no decorrer do trabalho:

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

O plano de trabalho estabelecido para este projeto consistiu de diversas etapas, todas correlacionadas e interdependentes. São elas:

- ♦ Estudo das informações bibliográficas existentes para familiarização com os dados disponíveis a respeito do Subgrupo Itararé na bacia do Paraná e, em particular, da região de Itu/Salto;
- ♦ Aquisição e análise dos dados de subsuperfície da área de estudo;
- ♦ Aquisição e interpretação de fotografias aéreas e imagens de satélite da área de estudo e arredores, a fim de se delimitar, a priori, contatos e estruturas das rochas tanto do embasamento como da bacia;

- ♦ Aquisição e análise cartográfica das cartas em escala 1:10.000 que abrangem a área de interesse (folhas Itu II, Itu III, Itu IV e Guatapendava) (Figura 1);
- ♦ Mapeamento geológico, em escala 1:10.000, das unidades presentes na área em estudo, e descrição e caracterização das fácies do Subgrupo Itararé;
- ♦ Análise da faciologia presente na área de estudo e integração com modelos faciológicos pré-existentes; elaboração de modelos faciológicos e evolutivos para a área de estudo;
- ♦ Integração dos dados disponíveis em trabalhos prévios realizados nas proximidades da borda leste da bacia do Paraná;
- ♦ Análise e interpretação de dados de subsuperfície (poços de sondagem);
- ♦ Interpretação dos dados obtidos, sob a ótica dos processos glaciogênicos e evolução sedimentar de seqüências deposicionais.

2.4 Cronograma das Atividades Realizadas

Segue abaixo cronograma das atividades realizadas para o projeto, de acordo com todas as práticas utilizadas na execução deste trabalho.

	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV
Aquisição e estudo de dados bibliográficos	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
Fotointerpretação e análise cartográfica da área	✓	✓		✓	✓		✓	
Análise e interpretação de imagens de satélite		✓	✓					
Trabalhos de campo			✓	✓	✓	✓	✓	
Análise e interpretação dos dados de subsuperfície obtidos		✓	✓			✓	✓	
Confecção do relatório de progresso			✓	✓				
Análises laboratoriais						✓	✓	
Interpretação final dos resultados						✓	✓	✓
Confecção do relatório final							✓	✓
Preparação da apresentação final								✓

3. A Geologia da Região de Itu, SP

A área de estudo situa-se na porção leste da bacia do Paraná, próxima à sua margem atual (Figuras 1 e 2) e abrange rochas sedimentares do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico), além de rochas pré-Cambrianas, associadas ao embasamento da bacia, pertencentes ao Grupo São Roque (Hasui *et al.*, 1984). Na área de estudo, estas rochas incluem predominantemente filitos e xistos. Insere-se ainda nesta unidade corpos granitóides intrusivos, porfiroblásticos, localmente foliados, principalmente na região de Salto.

O Subgrupo Itararé compõe-se, genericamente, de sedimentos arenosos, freqüentemente com matriz argilosa e estratificação cruzada ou plano-paralela, além de diamictitos contendo seixos e matacões, os quais diminuem para o topo, passando a lamitos arenosos e siltico-arenosos (Santos *et al.*, 1984). Ocorrem ainda sedimentos finos, maciços, que podem gradar lateralmente para sedimentos rítmicos, com sucessões de níveis argilosos e siltico-arenosos.

3.1 Mapeamento Geológico: as Litofácies do Subgrupo Itararé

Durante a realização do mapeamento geológico da área de estudo, foram definidas cinco grandes unidades litológicas: o embasamento cristalino, representado pelas rochas metamórficas do Grupo São Roque, e quatro fácies sedimentares, cuja posição na estratigrafia do Subgrupo Itararé não está ainda adequadamente definida (Rocha-Campos, 1967; Frakes & Crowell, 1969; Saad, 1977; Santos, 1979). Estas unidades faciológicas são:

1. Folhelhos maciços, com ou sem clastos, localmente laminados, com intercalações milimétricas a centimétricas de siltitos ou arenitos de granulação fina a muito fina;
2. Folhelhos rítmicos, com ou sem clastos;
3. Arenitos médios a finos, maciços ou finamente estratificados planoparalelamente, com estratificação cruzada subsidiária, podendo ou não conter clastos, localmente com intercalações centimétricas a decimétricas de folhelhos finamente laminados;
4. Diamictitos de matriz areno-argilosa, com clastos sub-arredondados polimíticos.

A posição estratigráfica destas quatro unidades faciológicas, dentro da área de estudo, pode ser considerada ainda problemática. Estas unidades interdigitam-se lateralmente, se entrecortam e intercalam, de modo que a definição de uma coluna estratigráfica local única poderia não representar corretamente a posição estratigráfica de cada unidade em determinados pontos da área de estudo. De modo geral, as unidades argilosas encontram-se na base da sucessão sedimentar, assentadas diretamente sobre o embasamento cristalino. Dados de subsuperfície mostram que, localmente, estas unidades lamíticas podem ocorrer também sobre diamictitos. Tanto lateralmente quanto

superiormente pode passar, de maneira transicional, para a fácies folhelho rítmico. A fácies arenito ocorre recobrendo estas unidades sedimentares, e os mais espessos pacotes situam-se na porção sul da área de estudo. Diamictitos intercalam-se em quaisquer das fácies anteriormente citadas.

3.1.1 Embasamento: filitos

O embasamento cristalino exposto na porção leste/sudeste da área de estudo é representado principalmente por filitos, com grau variado de preservação, xistosidade bem definida, localmente dobrados, compostos essencialmente por sericita, quartzo e muscovita, observados apenas a olho descoberto ou com o auxílio de lupa de mão. A orientação estrutural média de seu acamamento é N10E/50SE. Estas rochas apresentam-se pouco deformadas tectonicamente, apesar de dobramentos regionais e locais serem comuns em outros pontos desta unidade (Hasui *et al.*, 1984). O embasamento mostra-se topograficamente irregular, formando pequenos morrotes na porção centro-sudeste da área de estudo, aflorando por vezes no interior da área sedimentar (pontos 49, 107 e 116). Níveis quartzíticos são comuns, e localmente estão deformados. Veios de quartzo comumente associam-se a estas rochas, estando tanto acompanhando como truncando o acamamento.

Estas rochas encontram-se melhores preservadas na porção leste da área (pontos 52, 53 e 54), onde são recobertas, por contato direto, com diamictitos. Apresentam, nestes pontos, superfícies polidas e estriadas por abrasão glacial e caneluras de abrasão (Figura 3). Estas estrias possuem orientação geral N60W, localmente variando para N10E.

3.1.2 Folhelhos maciços, com ou sem clastos

Os folhelhos são caracterizados por matriz predominantemente argilosa, com pouco ou nenhum silte. São em geral maciços, de coloração acinzentada quando frescos (Figura 4A), apresentando localmente concentrações planares de grãos milimétricos, que se ressaltam na matriz. Localmente, mostram leve laminação ou ritmicidade. Apresentam, ainda, com relativa frequência, clastos caídos (*dropped stones*, Figura 5) principalmente nas porções mais próximas à borda da bacia. Sua melhor exposição ocorre ao longo dos cortes da estrada de ferro (pontos 73 e 74)

Clastos, em geral, ocorrem com mais frequência nas porções basais desta unidade e a leste da área de estudo, sendo progressivamente menos comuns tanto para o topo da unidade quanto para oeste. São constituídos principalmente por rochas graníticas ou metamórficas (xistos, gnaisses e quartzitos), provenientes do embasamento. Em geral apresentam alto grau de alteração, são sub-arredondados, por vezes facetados e deformam as camadas sobre as quais foram depositados. Comumente possuem poucos centímetros

ao longo do eixo maior, podendo porém raramente atingir mais de 2 metros de diâmetro (Figura 5). Nos níveis estratigraficamente superiores dos folhelhos os clastos são raros.

Intercalações de siltitos, arenitos finos e diamictitos de matriz argilosa ou areno-argilosa são comuns, porém ocorrendo com maior frequência e espessura nos níveis superiores da unidade. Localmente apresentam estruturas sedimentares (em geral estratificação plano-paralela), sendo geralmente maciços. Por vezes, algumas camadas de areia encontram-se deformadas, dobradas e/ou rompidas (Figura 6).

Localmente, os folhelhos apresentam fina laminação plano-paralela evidenciada pela intercalação de delgadas camadas de areia fina a muito fina, ou silte. Marcas onduladas podem ocorrer nestes níveis (Figura 4B). O contato entre o folhelho e suas intercalações, quaisquer sejam elas, é geralmente brusco (Figura 7). A areia intercalada apresenta geralmente grande proporção de argila em sua matriz. Os folhelhos, em geral, encontram-se fraturados e, por vezes, tais fraturas estão preenchidas por calcita, que também aparece sob a forma de cimento, tornando esses folhelhos menos suscetíveis à erosão (Figura 4A).

Estruturas de ressedimentação são raras nos folhelhos, e quando presentes, caracterizam-se por corpos acanalados, de dimensões variadas, preenchidos por clastos e fragmentos de siltito e argilito e apresentando leve estratificação plano-paralela. Os clastos, em geral, encontram-se alinhados na base do canal e possuem leve imbricação (Figura 8).

O contato superior com a fácies arenito se dá por sucessivas intercalações dos níveis arenosos com os folhelho. Estas intercalações aumentam progressivamente de espessura, até o completo predomínio da fração arenosa.

3.1.3 Folhelhos rítmicos (ritmitos)

Caracterizam-se por apresentarem pares rítmicos de argila-silte, ou de argila-areia fina. Ocorrem predominantemente na porção norte-noroeste da área, e sua melhor exposição ocorre no clássico Parque do Varvito. Outras boas exposições ocorrem ainda na porção oeste da área, em atuais extrações de argila (ponto 57).

Apresentam fina estratificação, e os pares comumente não ultrapassam dois centímetros de espessura, embora, por vezes, o nível silto-arenoso possa atingir alguns decímetros de espessura. Intercalações arenosas gradadas (de areia fina a muito fina), às vezes com estruturas tracionais (em geral estratificação cruzada), localmente intercalam-se nesses sedimentos rítmicos, em alguns pontos prevalecendo sobre os níveis mais argilosos. A espessura dos pares, em geral, tende a diminuir em direção ao topo desta unidade, acompanhada de uma diminuição da granulometria da porção areno-siltosa dos pares, de areia média passando a silte para o topo (Rocha-Campos *et al.*, 1988; Setti, 1998). Estas feições são facilmente identificáveis no ponto 114. Clastos são raros.

Localmente, a estratificação está deformada formando dobras intra-estratais (ponto 30, Figura 9). São dobras apertadas, com orientação média do eixo da dobra para N30W e ocorrem entre níveis de ritmitos não deformados, com estratificação plano-paralela preservada.

Estratigraficamente, esta fácies parece estar intimamente associada à fácies de folhelhos maciços, não rítmicos, sendo apenas uma diferenciação lateral localizada deste, ocorrendo preferencialmente na porção superior desta unidade. Sua continuidade lateral aparentemente é restrita, apesar de poder atingir dezenas de metros de espessura.

3.1.4 Arenitos médios a finos, maciços ou finamente estratificados

Representam a fácies mais comum da região sul da área de estudo. Boas exposições ocorrem tanto em cortes da estrada de ferro (pontos 79, 80 e 81), na porção oeste da área estudada, como em afloramentos da Rodovia do Açúcar, principalmente na porção sul da área abrangida por este trabalho (ponto 84). Em geral são constituídos por areia média a fina, raramente atingindo a fração areia grossa. Apresentam-se geralmente maciço, mas podem também exibir estratificações plano-paralela, cruzadas e cruzadas acanaladas.

Arenitos finos a médios formam espessos pacotes, em alguns pontos com mais de 20 metros de espessura (pontos 80 e 81). Podem conter intercalações de folhelhos, siltitos ou diamictitos, cujos contatos com os arenitos são geralmente bruscos.

Análises granulométricas mostram que há uma grande concentração de argila na matriz dos sedimentos arenosos, principalmente nas proximidades dos contatos com os níveis argilosos. As análises sugerem, ainda, a diminuição da granulometria da fração areia da base para o topo dos pacotes sedimentares, correspondendo, portanto, a níveis gradados, com tendência à diminuição granulométrica da fração areia da base para o topo nas intervalos arenosos (granodecrescência ascendente) (Figura 10).

As estruturas sedimentares primárias mais comuns preservadas nestes arenitos são estratificações cruzadas acanaladas, principalmente nos níveis estratigraficamente superiores. Marcas onduladas simétricas também ocorrem localmente (ponto 9). Intervalos de canais entrecortados em contato erosivo sobre camadas já depositadas, preenchidos por areia granulometricamente um pouco mais grossa são comuns, principalmente no topo desta unidade, cujos afloramentos principais situam-se nos cortes da Rodovia do Açúcar, na porção sul da área de estudo.

Estas areias também jazem em contato discordante com o embasamento (ponto 124 do mapa de pontos), onde ocorrem areias conglomeráticas, com matriz essencialmente arenosa média a grossa, e pouca argila (vide análises granulométricas em anexo). Areias

com estas características ocorrem localmente sob a forma de delgadas intercalações nas demais unidades da sucessão sedimentar.

Clastos e concreções também podem ocorrer, mais raramente, nos arenitos. Os clastos variam em dimensão de poucos milímetros a mais de meio metro de diâmetro, ocorrem isoladamente, e possuem as mesmas características litológicas e morfométricas dos demais clastos descritos: sub-arredondados, por vezes facetados, e de litologias variadas, em geral, granitos, quartzitos e filitos (Figura 11).

3.1.5 Diamictitos de matriz areno-argilosa

Ocorrem associados na forma de lentes a todas as fácies descritas anteriormente (Figura 12). Em geral, apresentam matriz areno-argilosa, cujo teor de areia varia de acordo com a litologia com a qual está associado, sendo mais argilosa quando embutido entre os folhelhos.

Análises granulométricas de amostras obtidas em seqüência estratigráfica (vide análises granulométricas em anexo) mostram que, da base para o topo de um intervalo de diamictito, há uma tendência geral de homogeneização de sua matriz, com sutil granocrescência ascendente e maior concentração de clastos e grânulos no topo destes intervalos.

Os clastos, em geral, ocorrem dispersos na matriz, caracterizando uma textura de paraconglomerado. Apresentam alto grau de arredondamento e dimensões variadas (de poucos milímetros a mais de 20 centímetros de diâmetro). São geralmente polimíticos, e incluem clastos de granito, quartzito e gnaisses, além de fragmentos de siltitos, arenitos e folhelhos internos da bacia. Apesar de geralmente maciços, os diamictitos podem exibir, localmente, uma tênue estratificação. Esta é ressaltada por níveis de maior concentração de areias, que, por vezes, encontram-se deformadas (Figura 12).

Diamictitos, ainda, ocorrem preenchendo depressões do embasamento, ou sobre superfícies polidas (Figura 3). Estes são maciços, compactos, e com expressiva concentração de clastos no contato com as rochas cristalinas e leve fissilidade horizontal. Os clastos, de dimensões variadas, mostram-se sempre bem arredondados.

4. Evolução e Deposição das Unidades do Subgrupo Itararé na Borda Leste da Bacia do Paraná: O Exemplo de Itu, SP

4.1 Compartimentação Tectônica

Uma bacia intracratônica, como a classificação aceita para a bacia do Paraná, representa o sítio de acumulação de sedimentos no interior do craton ou plataforma, unidade geo-tectônica relativamente estável da superfície da Terra, geralmente de grandes dimensões (Fúlfaro *et al.*, 1982). Os elementos tectônicos mais importantes em uma bacia sedimentar, no que tange a sua evolução como um todo, são as linhas de fraqueza pré-existent no embasamento, que controlam e determinam a dinâmica dos falhamentos subseqüentes, por reativação (Frost *et al.*, 1981), durante ou posteriormente a deposição sedimentar.

A bacia do Paraná é uma vasta bacia intracratônica, instalada completamente sobre crosta continental (Zálan *et al.*, 1990), correspondente a uma das áreas mais jovens da Plataforma Sul-Americana, cuja cratonização de seu embasamento atingiu o Eopaleozóico. Pelo menos até o Cambro-Ordoviciano, o embasamento da bacia ainda estava em formação, ou cratonização, com movimentação essencialmente vertical e, portanto, impedido de receber sedimentação de caráter cratônico (Fúlfaro *et al.*, 1982). O primeiro evento sedimentar de caráter amplo inicia-se no Ordoviciano superior, prosseguindo até o Siluriano inferior, correspondendo litoestratigraficamente ao Grupo Rio Ivaí (Zálan *et al.*, 1990; Milani, 1997), sobre o qual depositaram-se as unidades de idade devoniana, correspondendo às formações Furnas e Ponta Grossa (Milani, 1997). A direção da calha deposicional da seqüência devoniana é francamente governada por uma direção NW-SE, localmente E-W, transversal à direção estrutural do seu embasamento cristalino (Fúlfaro *et al.*, 1982).

Com a aglutinação final das placas tectônicas, no Carbonífero, e formação do continente Gondvana, inicia-se o arcabouço tectônico da bacia do Paraná com os limites estruturais atuais, estabelecendo-se o eixo deposicional entre os alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva (Vieira, 1973) e do Rio Tietê (Saad, 1977) (Fúlfaro *et al.*, 1982) (Figura 13)

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

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

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

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

Os limites dos blocos estruturalmente altos e baixos então instalados refletem-se na cobertura sedimentar posterior, através de grandes alinhamentos (Figuras 2 e 13). Durante a deposição do Subgrupo Itararé, intensa subsidência atingiu a bacia, sendo fortemente influenciada por movimentos diferenciais ao longo das falhas SE-NW (Zalan *et al.*, 1991; Santos, 1996). As mudanças nos padrões de áreas estruturalmente altas e baixas ao longo do tempo controlaram as localizações dos depocentros e dos altos estruturais (Santos *et al.*, 1992). Estes mesmos elementos influenciaram também o fluxo do gelo para o interior da bacia, a distribuição das principais litofácies glaciogênicas e a extensão das transgressões marinhas na bacia do Paraná.

4.2 Deposição das Unidades Sedimentares do Itararé na região de Itu/Salto

O início da sedimentação do Subgrupo Itararé ocorreu sobre um embasamento de topografia irregular, com regiões deprimidas internas da bacia, de orientação geral SE-NW, e elevadas, que se estendiam até a margem atual da bacia (Saad, 1977). A bacia do Paraná sofria, ainda, forte subsidência, provavelmente devido à sobrecarga das geleiras continentais associada a uma fase de reativação distensional. Os sedimentos do Itararé são afetados por grandes falhamentos normais, além de também refletirem grande instabilidade tectônica à época da deposição (Zálan *et al.*, 1990). Tais feições foram responsáveis, em parte, pela intensa variação lateral de fácies, fácies de deslizamento e ressedimentação, além de sua distribuição e caráter ao longo da margem leste. A faciologia presente inclui desde representantes de sistemas deposicionais continentais, diretamente alimentados por geleiras, até sistemas marinhos de águas relativamente profundas (Gama Jr. *et al.*, 1991; 1992), no ambiente de deposição em bacia intracratônica.

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

4.2.1. Folhelhos maciços, com ou sem clastos

Os sedimentos lamíticos representados por esta fácies estendem-se da área estudada até o sul da cidade de Salto, a norte de Itu (Viviani, 2001), com suas características sedimentares mantidas quase que constantemente. Uma das feições proeminentes desta sucessão de lamitos é seu caráter heterolítico: lamas representando condições de baixa energia se alternam com siltes e areias potencialmente indicativas de condições de energia mais alta. A razão e o tipo de alternância, entretanto, modificam-se verticalmente ao longo da seção. Em suas porções inferiores, a fração argilosa predomina tanto em termos de volume como em frequência, e os intervalos silto-arenosos, muito delgados, são essencialmente estratificados plano-paralelamente, quando não maciços (Figuras 4A e 7). A falta de evidências indicativas de retrabalhamento efetivo é altamente sugestiva de um ambiente situado abaixo do nível de base de ondas, local este onde a argila é depositada.

Uma feição evidente no intervalo basal da seção de folhelhos é a rara presença de estruturas de marcas onduladas (Figura 4B), o que parece indicar que a deposição ocorreu,

no geral, abaixo do alcance das ondas. Assim, a deposição da carga em suspensão parece ter sido o processo responsável também pela deposição das intercalações silto-arenosas, sendo subordinado o retrabalhamento por processos tracionais.

Os comentários acima expostos permitem considerar um ambiente de deposição desses folhelhos distante do nível de base das ondas, onde a argila é normalmente depositada, enquanto que somente a intervenção de condições catastróficas poderia ser responsável pelo fornecimento de sedimentos silto-arenosos para essa região da bacia. Além disso, na medida em que os leitos silto-arenosos não exibem estruturas características de turbiditos, a interpretação da atuação de eventos de tempestade torna-se mais verossímil.

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

Na parte superior da sucessão de folhelhos, as intercalações silto-arenosas se tornam mais pronunciadas e exibem estruturas onduladas longas e estratificação plano-paralela (Figura 4B), associadas a níveis contendo laminações cruzadas unidirecionais entrecortantes ou superpostas. Essas informações permitem especular que a deposição deste intervalo superior dos folhelhos ocorreu em profundidades menores do que as do intervalo inferior, e acima do nível de base das ondas (De Raaf *et al.*, 1977), com influência de tempestades e/ou condições mais baixas de energia prevalentes durante intervalos de mau tempo.

Finalmente, uma tentativa de explicação para a preservação no registro geológico dessas estruturas tão delicadas deve levar em consideração as seguintes possibilidades: a) tratava-se de um ambiente de baixa energia de ondas, com tempestades ocasionais; b) o ambiente era caracterizado por ampla variação no nível de energia, incluindo freqüentes tempestades, que foram parcialmente atenuadas pela caráter lamoso do assoalho da bacia; c) rápido recobrimento dos leitos silto-arenosos, o que os protegeu da erosão subsequente. Localmente, escorregamentos e fluxos gravitacionais de massa afetaram estes sedimentos, dobrando-os e deformando-os (Figura 6).

Lateralmente, esta unidade pode passar transicionalmente para folhelhos rítmicos, com maior ou menor espessura do par várvido.

4.2.2. Folhelhos rítmicos (ritmitos)

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

A intensa ritmicidade, principalmente nos ritmitos mais regulares (pontos 24, 57 e 114), onde o par rítmico mostra-se bem definido, ainda gera controvérsias. Apesar de estudos sedimentológicos demonstrarem que são feições tipicamente de água doce (Fraser, 1929; Setti, 1998), deve-se levar em conta a intensa dinâmica dos processos glaciais para que se possa avaliar coerentemente a deposição destes sedimentos rítmicos.

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

Entretanto, estes eventos são espacialmente muito restritos. A salinidade da água ao redor das geleiras aumentaria gradativamente conforme se afastasse do pólo difusor de água doce, gerando as áreas e contatos transicionais entre os folhelhos maciços, circundantes, e os folhelhos rítmicos.

4.2.3. Arenitos médios a finos, maciços ou finamente estratificados

O contato entre as fácies folhelho maciço e arenitos médios a finos se dá transicionalmente. O ambiente marinho relativamente profundo, de baixa energia e responsável pela deposição dos folhelhos, deixa de predominar, passando para um

ambiente de maior energia deposicional, com maior influência continental do que os ambientes responsáveis pela deposição dos folhelhos.

Essa transição lenta entre os folhelhos de ambiente marinho e as areias finas da base da seção de arenitos, para níveis arenosos contendo estratificações cruzadas e entrecortados por corpos acanalados preenchidos por areias estratificadas, ocorrentes no topo da seção, é aqui interpretada como resultante da deposição em ambiente deltaico progradante sobre as unidades argilosas das porções distais de um corpo de água em relação as frentes das geleiras. Este corpo deltaico seria alimentado pelas águas de degelo, sendo recoberto por sedimentos mais grossos das porções proximais da frente deltáica.

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

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

Desde que não tenham sido afetadas pela ação das ondas, as partes superiores do delta podem exibir elevadas inclinações das camadas de granulometria mais grossa. Aí a granulometria das areias pode variar como consequência da flutuação da competência das correntes de degelo. As camadas frontais da parte média do delta são menos inclinadas e geralmente compostas por sedimentos de granulometria mais fina. Freqüentemente podem exibir estratificações cruzadas.

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

Na área de estudo foi possível observar que essas areias, quando em contato direto com o embasamento, exibem evidências de deposição por fluxos mais energéticos, que impôs uma menor seleção granulométrica na base da seqüência (ponto 124), até que, com a regularização do fluxo, ocorreu a deposição de areias gradativamente mais finas para o topo desse pacote.

As camadas de areia, nesta unidade, não se encontram deformadas, sugerindo uma influência quase nula das geleiras. Contudo a presença próxima de geleiras sobre o continente ainda se faz sentir através de raros clastos, porém não afetando diretamente o

corpo deltaico, mas muito provavelmente as regiões de seu entorno (Canuto, 1985; Canuto *et al.*, 2001).

4.2.4. Diamictitos de matriz areno-argilosa

Ocorrem, na área de estudo, preenchendo irregularidades do embasamento, e como intercalações lenticulares nas unidades sedimentares descritas até então.

O primeiro tipo de diamictito é aqui interpretado como diretamente ligado à ação glacial, i.e., tilito subglacial depositado abaixo de gelo ativo. Seu aspecto maciço e compacto, mal selecionado, sua pequena espessura e caráter descontínuo, com evidente concentração de clastos no contato com o embasamento polido e estriado, sugerem que se trate de tilitos de alojamento. Correspondem, portanto, a depósitos formados por agregação subglacial de detritos liberados a partir da base de geleiras em movimento, sendo depositados sobre substrato rígido durante o avanço da massa de gelo (Boulton, 1979; Rocha-Campos & Santos, 2000), provocando a erosão do embasamento local e gerando superfícies polidas e estriadas (Figura 3) (Canuto *et al.*, 2001.) O processo resulta no acúmulo de massa sedimentar compacta, não inteiramente maciça, que pode intercalar-se com depósitos acanalados rasos de águas de degelo (Rocha-Campos & Santos, 2000). Na região de Salto, esses tilitos ocorrem com certa frequência junto a Rocha Moutonnée (Viviani, 2001).

As intercalações e lentes de diamictitos (Figura 12) presentes nos folhelhos e arenitos (mais raramente nos ritmitos) não teriam influência glacial direta, e corresponderiam a sedimentos glaciogênicos inicialmente depositados nas margens de bacia e posteriormente ressedimentados no seu interior por processos de fluxos gravitacionais de massa. De modo geral, os detritos englaciais ou supraglaciais são liberados pelo degelo junto à margem das geleiras (Santos, 1996; Rocha-Campos & Santos, 2000), e ali se acumulam. Estes sedimentos, num dado momento, podem se desestabilizar, devido a combinação da contínua subsidência da bacia e a variação relativa do nível do mar (Santos, 1996), gerando fluxos gravitacionais densos, principalmente do tipo fluxo de detritos, confinados ou não (Canuto *et al.*, 2001), que se depositam sobre as unidades já sedimentadas. Representam, deste modo, eventos esporádicos em relação à sedimentação usual da bacia. Diamictitos ressedimentados em geral apresentam uma maior quantidade de clastos do que o material original *in situ*, devido principalmente à expulsão de água e conseqüente remoção dos finos durante o processo de transporte subaquático (Eyles *et al.*, 1984). Os clastos presentes podem mostrar ligeiro alinhamento ao longo de seu eixo maior, ou imbricação, principalmente nas partes superiores do depósito.

Alternativamente, a fusão de *icebergs* e a liberação dos detritos contidos no gelo (chuva de detritos) também podem ter fornecido material adicional para estes diamictitos.

Estes detritos contêm clastos isolados e quantidades variáveis de detritos mais finos que, ao se depositarem, estariam sujeitos ao retrabalhamento por correntes marinhas de fundo e à ressedimentação por fluxos gravitacionais de sedimentos (deslizamentos, fluxos de detritos ou fluxos de lama) acumulados sobre declives (Eyles *et al.*, 1984; Rocha-Campos & Santos, 2000), além da influência direta de correntes de fundo em ambientes distais.

4.3. Evolução sedimentar do Subgrupo Itararé na borda leste da Bacia do Paraná

A evolução geológica da área de estudo, bem como desta porção da borda leste da bacia do Paraná onde ela está incluída, pode ser descrita sob a ótica da variação do nível do mar e de outros fenômenos a ela associados, que controlaram a deposição dos sedimentos glaciogênicos neopaleozóicos do Subgrupo Itararé (Figura 14).

De fato, entre os fatores relevantes que atuaram na época da deposição do Subgrupo Itararé, merecem ser realçados o efeito do peso exercido pelas massas de gelo assentadas sobre a borda da bacia sedimentar e a dinâmica dos avanços e recuos das geleiras. Tais variáveis podem influenciar o tipo e volume dos sedimentos depositados em condições continentais, bem como também ocasionar variações do nível do mar e influenciar, mesmo que indiretamente, a deposição das fácies marinhas e glácio-marinhas.

As geleiras que alcançaram a bacia do Paraná têm sido interpretadas como representando extensões de um vasto manto de gelo centralizado na África austral (Frakes & Crowell, 1969; Rocha-Campos & Rosler, 1978; Gravenor & Rocha-Campos, 1983; Santos, 1996; Santos *et al.*, 1996). Quando o gelo atingiu as margens da bacia e avançou para sua porção oeste, os lobos glaciais encontraram, por vezes, o nível do mar, e se estenderam abaixo dele em condições aterradas. Contudo, tendo em vista sua natureza epicontinental, o mar que ocupou as partes interiores da bacia do Paraná era relativamente raso (Santos, 1979; 1996; Lima, 1983).

Dentro desse panorama geral da bacia, e tendo em vista as características das fácies locais, a fisiografia da área em estudo é interpretada como compreendendo um corpo marinho, com nível de energia relativamente baixo, provavelmente protegido em recortes e/ou embaixamentos da costa.

Um evento de avanço da geleira até a borda do corpo de água, e bacia adentro, em área equivalente à plataforma interna (Canuto, 1985), provocou a erosão e estriamento do substrato cristalino, formando assim o limite inferior da sucessão sedimentar depositada e reconhecida na área. Sobre essa superfície irregular depositaram-se os tills de alojamento e, associadamente ao início do recuo da geleira, alguns corpos de arenitos maciços, grossos, localmente conglomeráticos, com acentuada granodecrescência ascendente, de provável caráter pró-glacial (Figura 14).

A grande quantidade de água produzida em consequência do recrudescimento do degelo promoveu a elevação do nível do mar e o deslocamento transgressivo das condições marinhas em direção ao continente. Esta fase transgressiva foi caracterizada pela deposição de uma seção de folhelhos maciços, apresentando por vezes fina laminação plano-paralela e ritmicidade, com freqüente intercalação de siltitos e arenitos finos, além de lentes de diamictitos, com clastos caídos a partir de *icebergs* formados pela desagregação da geleira. Tempestades ocasionais são ainda evidenciadas por marcas onduladas amplas e de pequena amplitude preservadas nos níveis levemente mais arenosos (De Raaf *et al.*, 1977), reconhecidas nesse intervalo.

Durante o contínuo recuo glacial na área, processos de remobilização de sedimentos marginais, associados a elevação do nível do mar e transportados por fluxos gravitacionais, promoveram a intercalação de arenitos finos, às vezes estratificados tanto plano-paralelamente quanto com cruzadas de pequeno porte, e diamictitos maciços, ou com tênue estratificação plano-paralela, polimíticos e de matriz areno-argilosa, nos folhelhos.

Uma conseqüente desaceleração da taxa de elevação do nível do mar, que conduziu a sua estabilização relativa (Figura 14), associada a uma acentuação do deslocamento das geleiras em direção ao continente, estabeleceu condições de lâmina de água relativamente mais rasas e a liberação mais rara de *icebergs*. Nesta fase, onde predominaram os processos sedimentares agradacionais que originaram os folhelhos maciços, a bacia foi também atingida por correntes de fundo carreando sedimentos arenosos em suspensão e que se depositaram nas porções relativamente distais, juntamente com os folhelhos, originando as várias intercalações de arenitos finos, com tênue estratificação plano-paralela, que caracterizam a parte superior do intervalo.

Clastos caídos são ali raramente observados e, como verificado no intervalo inferior, corpos ressedimentados de arenito fino a médio, maciços ou finamente estratificados, foram intercalados nos folhelhos.

Concomitantemente, o aporte de material silto-arenoso, associado às porções da bacia mais afetadas pelas águas de degelo, e conseqüentemente com águas marinhas menos salinas, propiciaram a deposição dos folhelhos rítmicos, caracterizados pela sucessão de pares compostos de argila-silte ou argila-areia fina. O contato lateral transicional entre esta unidade e os folhelhos maciços mostra o quão localizado foram estes eventos. Enquanto a deposição das argilas se deu exclusivamente por decantação das partículas finas, as lâminas silto-arenosas seriam depositadas em processos trativos, pela ação de correntes de fundo. Mudanças do aporte das águas de degelo, controladas sobretudo pelo clima, e o comportamento das correntes de fundo, sob diferentes condições termais de uma geleira, imprimiriam o caráter sazonal nos depósitos, similarmente ao que ocorre em um lago glacial.

Após o máximo da transgressão (Figura 14) ocorreu o recuo do manto de gelo que, em consequência, permitiu um alívio significativo da carga causada pelo seu peso e que promoveu um soerguimento continental como resposta glácio-isostática positiva. Esse soerguimento provocou uma variação adicional no rebaixamento relativo do nível do mar já em progresso.

Dentro desse contexto, instalou-se um evento progradacional, transicional com o intervalo anterior, aqui representado pelo desenvolvimento de condições flúvio-deltáicas. Dentro dos limites meridionais da área mapeada, foram reconhecidas as porções distais de um sistema deltaico, progradante para norte/noroeste, caracterizadas por corpos de arenito fino, contendo estratificação plano-paralela ou cruzada acanalada, principalmente nos níveis superiores desta unidade. Canais entrecortando os arenitos anteriormente depositados também ocorrem, e são preenchidos por areia granulometricamente mais grossa, com freqüente estratificação cruzada, além de intercalações localizadas de níveis de folhelhos, associados aos períodos de inverno.

5. Conclusões

- As litofácies presentes na área de estudo sugerem a presença de um grande corpo de água, provavelmente marinho, instalado na bacia intracratônica do Paraná e protegido por baías e/ou golfos, que limitaria a ação de correntes marinhas. Seria afetado apenas por esporádicas tempestades ou pelos intensos fluxos gravitacionais de massa provenientes do continente;
- A direção das estrias presentes no embasamento cristalino é concordante com a direção regional interpretada de movimento do gelo para a bacia do Paraná (Santos, 1987; 1996). O sentido de deslocamento do gelo, na área de estudo, tendo como base o deslocamento regional, é para noroeste, infletindo localmente para norte;
- A variação do nível do mar, associada diretamente aos efeitos das glaciações e deglaciações, estaria ligada diretamente à sedimentação das litofácies presentes na região (Figura 14). Na fase de mar relativamente mais baixo, o avanço glacial e os processos subglaciais associados teriam erodido, estriado e polido o embasamento de rochas metamórficas que ocorre a leste da área de estudo, onde se deu a deposição de tilitos de alojamento. Estas evidências sugerem que as geleiras teriam chegado aterradas até esta porção da bacia, o que pode ser corroborado ainda com as estrias da rocha *moutonnée* de Salto;
- Com o início do degelo, e conseqüente desestabilização das massas de gelo, teria ocorrido a elevação do nível relativo do mar, representado pelas associações de folhelhos com clastos caídos da base da seqüência. Com a continuidade do degelo, e conseqüente elevação do nível do mar, a sedimentação dos níveis argilosos avançaria em direção ao continente.
- Compensação glácio-isostática atuara ainda sobre a massa continental, gerando um recuo relativo do nível do mar, e a sedimentação resultante passaria a ter maior influência continental, sendo representada por corpos deltáicos que progradariam sobre as unidades de folhelhos;
- Fluxos gravitacionais de massa teriam atingido esporadicamente mesmo as zonas mais distais da bacia de sedimentação, e teriam sido geradas a partir da desestabilização dos sedimentos colocados na linha de costa pelas geleiras;
- A estratigrafia do Subgrupo Itararé nesta porção da borda leste da bacia do Paraná ainda não está completamente definida. Apesar de serem consideradas como os membros basais desta seqüência sedimentar (Rocha-Campos, 1967; Frakes & Crowell, 1969; Saad, 1977; Santos, 1979), a posição estratigráfica das litofácies presentes na região entre Salto e Itu ainda carece de mais estudos de detalhe que permitam uma melhor definição de sua posição real.

6. Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F.F.M. (1946). A "Roche Moutonnée" de Salto, Estado de São Paulo. *Geologia e Metalurgia*, Boletim nº 5, p. 112-123.
- BOULTON, G.S. (1979). Processes of glacier erosion on different substrata. *J.Glaciol.*, 23, pp. 15-38.
- CANUTO, J.R. (1985). Origem dos diamictitos e de rochas associadas do Subgrupo Itararé, no sul do Estado do Paraná e norte do Estado de Santa Catarina. Instituto de Geociências, USP, São Paulo. Dissertação de Mestrado, 187 p.
- CANUTO, J.R.; SANTOS, P.R.; ROCHA-CAMPOS, A.C. (2001). Estratigrafia de seqüências do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico) no leste da bacia do Paraná, nas regiões sul do Paraná e norte de Santa Catarina, Brasil (submetido a RBG).
- CAREY, S.W.; AHMAD (1963). Glacial marine sedimentation. Univ. Tasmania, Geol. Dept., Publication 87.
- CROWELL, J.C.; FRAKES, L.A. (1973). The Late Paleozoic glaciation. *In*: Campbell, K.S.W. (editors), *Gondwana Geology*, Australian National University Press, Canberra, 705 p.
- DAEMON, R.F.; QUADROS, L.P. (1970). Bioestratigrafia do Neopaleozóico na Bacia do Paraná. *In*: 24 Congr. Bras. Geol., Brasília. Na. Soc. Bras. Geol., pp. 359-414.
- De RAAF, J.F.M.; BOERSMA, J.R.; Van GELDER, A. (1977). Wave-generated structures and sequences from a shallow marine sucesión, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24, 451-483.
- DINO, R.; LIMA, M.R.; ROCHA-CAMPOS, A.C. (1987). Palinologia do varvito (Subgrupo Itararé, Neopaleozóico) da região de Itu, São Paulo. *In*: X Congresso Brasileiro de Paleontologia, Resumo de Comunicações, p. 46.
- DREIMANIS, A. (1990). Formation, deposition, and identification of subglacial supraglacial tills. *In* R. Kujansuu & M. Saarnisto (Coords.). *Glacial Indicator Tracing*, pp. 35-61.
- EYLES, C.H.; EYLES, N.; MIAL, D. (1984). Models of glaciomarine sedimentation ant their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *In*: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.51, pp.15-84, 1985.
- EYLES, N. (1993). Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth-Sciences Review*, 35, pp. 1-248.

- EYLES, C.H.; EYLES, N.; FRANÇA, A.B. (1993). Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology*, 40, pp.1-25.
- FRANKS, L.A.; CROWELL, J.C. (1969). Late Paleozoic glaciation: I, South America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 1007-1042.
- FRASER, H.J. (1929). An experimental study of varve deposition. *Trans. Roy. Soc. Canada*, 23, pp. 46-69.
- FROST, R.T.C.; FITCH, F.J.; MILLER, J.A. (1981). The age and nature of the crystalline basement of the North Sea Basin. *In: Congress on Petroleum Geology of the Continental Shelf of North West Europe*, 2.1981. Inst. Of Petroleum, Neyden & Son, p. 43-57.
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. (1982). Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 1982, Vol. 12 (4).
- GAMA Jr., E.; BANDEIRA Jr., A.N.; FRANÇA, A.B. (1982). Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 12 (4), pp 578-589.
- GAMA Jr., E.; PERINOTTO, J.A.J.; RIBEIRO, H.J.P.S. (1991). Contribuição ao estudo de parasequências no Subgrupo Itararé (P-C) no Estado de São Paulo. 2º. Simpósio Geol. Sudeste – SBG/SP-RJ, São Paulo, 1991, pp. 385-389.
- GAMA Jr., E.; PERINOTTO, J.A.J.; RIBEIRO, H.J.P.S.; PADULA, E.K. (1992). Contribuição ao estudo da ressedimentação no Subgrupo Itararé: um guia temático de campo. *Revista Brasileira de Geociências*, 22 (2), pp. 237-247.
- GRAVENOR, C.P.; ROCHA-CAMPOS, A.C. (1983). Patterns of Late Paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of the Paraná Basin, Brazil. *In: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 43: pp. 1-39, 1983.
- HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G.; RAMALHO, R. (1984). A parte central da região de dobramentos sudeste e o maciço mediano de Guaxupé. *In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (Coords.). 1984. Geologia do Brasil – Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais.*
- LIMA, M. R.; DINO, R.; YOKOYA, N. S. (1983). Palinologia de concreções calcíferas do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico da Bacia do Paraná) na região de Araçoiaba da Serra, Estado de São Paulo. *Na. Acad. Bras. Cienc.*, 55: 195-208.

- MILANI, E.J. (1997). Evolução tectono-estratigráfica da bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Tese de doutoramento, UFRGS, 255 p., vol.1.
- PETRI, S.; FÚLFARO, V.J. (1976). Observações sobre o Siluriano do Brasil e sua bioestratigrafia. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 29. Ouro Preto, MG. 1976, v. 2, p. 75-79.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. (1967). The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. *In*: J. J. Bigarella *et al.* (Editors), Problems in Brazilian Gondwana Geology. Curitiba, pp. 27-102.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; ROSLER, O. (1978). Late Paleozoic faunal and floral sucessions in Paraná basin, Southeastern Brazil. Boletim IG, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 9, pp. 1-16.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; SANTOS, P.R. (1981). The Itararé Subgroup, Aquidauana Group and San Gregório Formation, Paraná Basin, southeastern South America. *In*: W. J. Hambrey & W. B. Harland (eds.), Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record, Cambridge Univ Press, pp. 842-852.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; ERNESTO, M.; SUNDARAM, D. (1981). Geological, palinological and paleomagnetic investigations on late Paleozoic varvites from the Paraná basin, Brazil. Anais do 3o. Simp. Reg. de Geologia, v.2, pp. 162-175.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; SANTOS, P.R.; CANUTO, J.R. (1988). Sedimentology abd stratigraphy of the Gondwana sequence in SP State. 7th Gondwana Symposium, Excursion B2 – Guide Book. São Paulo, Brasil.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; SANTOS, P.R. (2000). Ação geológica do gelo. *In*: W. Teixeira, M.C.M. Toledo, T.R. Fairchild, F. Taioli (Coords.). Decifrando a Terra, São Paulo: Oficina de Textos, 2000, 568 p.
- SAAD, A.R. (1977). Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, USP, 107 p.
- SAAD, A.R.; SANTOS, P.R.; ROCHA-CAMPOS, A.C. (1979). Evolução tecto-sedimentar do Grupo Tubarão (Neopaleozóico) na margem nordeste da Bacia do Paraná. Anais da Academia Brasileira de Ciência, 51, pp. 333-343.
- SANTOS, E.L.; SILVA, L.C.; ORLANDI FILHO, V.; COUTINHO, M.G.N.; ROISENBERG, A.; RAMALHO, R.; HARTMANN, L.A. (1984). Os escudos sul-rio-grandense e catarinense e a bacia do Paraná. *In*: Schobbenhaus, C.; Campos; D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (Coords.). 1984. Geologia do Brasil – Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais.

- SANTOS, P.R. (1979). Distribuição estratigráfica, características e fácies de diamictitos rochas associadas do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, USP, 135 p.
- SANTOS, P.R. (1987). Fácies e evolução paleogeográfica do Subgrupo Itararé/Grupo Aquidauana (Neopaleozóico) na Bacia do Paraná, Brasil. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, USP, 128 p.
- SANTOS, P.R.; ROCHA-CAMPOS, A.C.; CANUTO, J.R. (1992). Evolution of the Late Paleozoic glaciation in the Parana basin, Brazil. *In*: 37o. Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, Brazil. Boletim de Resumos Expandidos. Sociedade Brasileira de Geologia, pp. 529-531.
- SANTOS, P.R. (1996). Condicionamento geológico da sedimentação glacial: o Neopaleozóico da Bacia do Paraná e o Terciário da Antártida. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, USP, 111 p.
- SANTOS, P.R.; ROCHA-CAMPOS, A. C.; CANUTO, J. R. (1996). Patterns of late palaeozoic deglaciation in the Parana Basin, Brazil. *In*: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v.125, n.1-4, pp.165-184, 1996.
- SETTI, G.C.X. (1998). Fácies e ambientes sedimentares do varvito e rochas associadas de Itu (Subgrupo Itararé, Neopaleozóico). Monografia de Trabalho de Formatura, IG-USP, 28 p.
- TROSDTORF Jr., I. (em preparação). Interação com o substrato e processos sub-glaciais em geleiras neopaleozóicas, no flanco sul do Arco de Ponta Grossa, PR. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP.
- VIEIRA, A.J. (1973). Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, 1973, v.3, p. 259-278.
- VIVIANI, J.B. (2001). Feições glaciais de abrasão e deposicionais do Subgrupo Itararé, em Salto, SP. Trabalho de Iniciação Científica – FAPESP, 68 p.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S; CONCEIÇÃO, C.J.; ASTOLFI, A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.; MARQUES, A. (1990). Bacia do Paraná. *In*: R. Gabaglia, G.P.; Milani, E.J. (Coords.). 1990. Origem e evolução de bacias sedimentares. PETROBRÁS.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S; CONCEIÇÃO, C.J.; ASTOLFI, A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.; MARQUES, A. (1991). Tectonics and sedimentation of the Paraná basin. *In*: H. Ulbrich and A.C. Rocha-Campos (Editors), Gondwana Seven Proceedings. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, pp. 83-118.

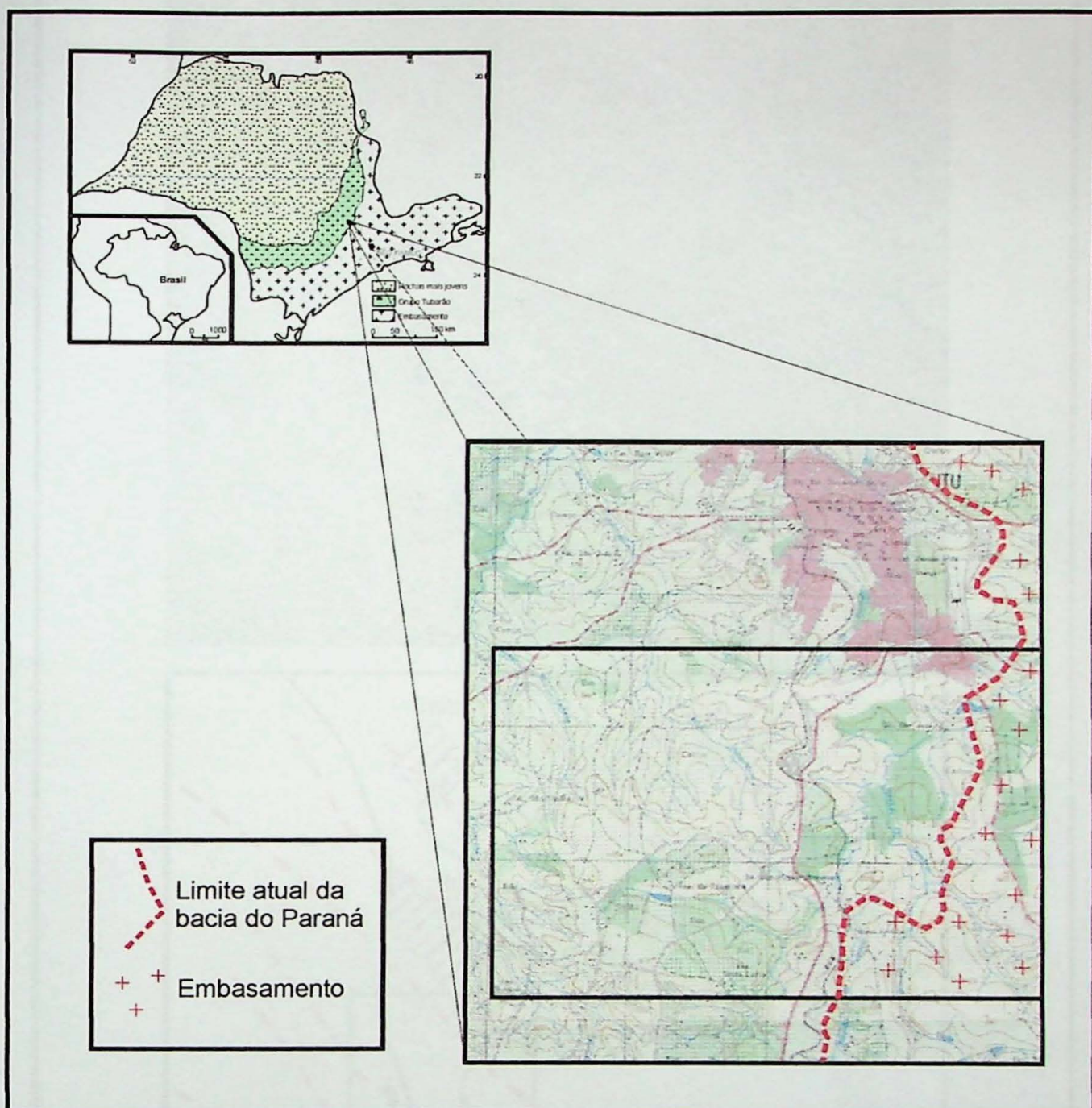
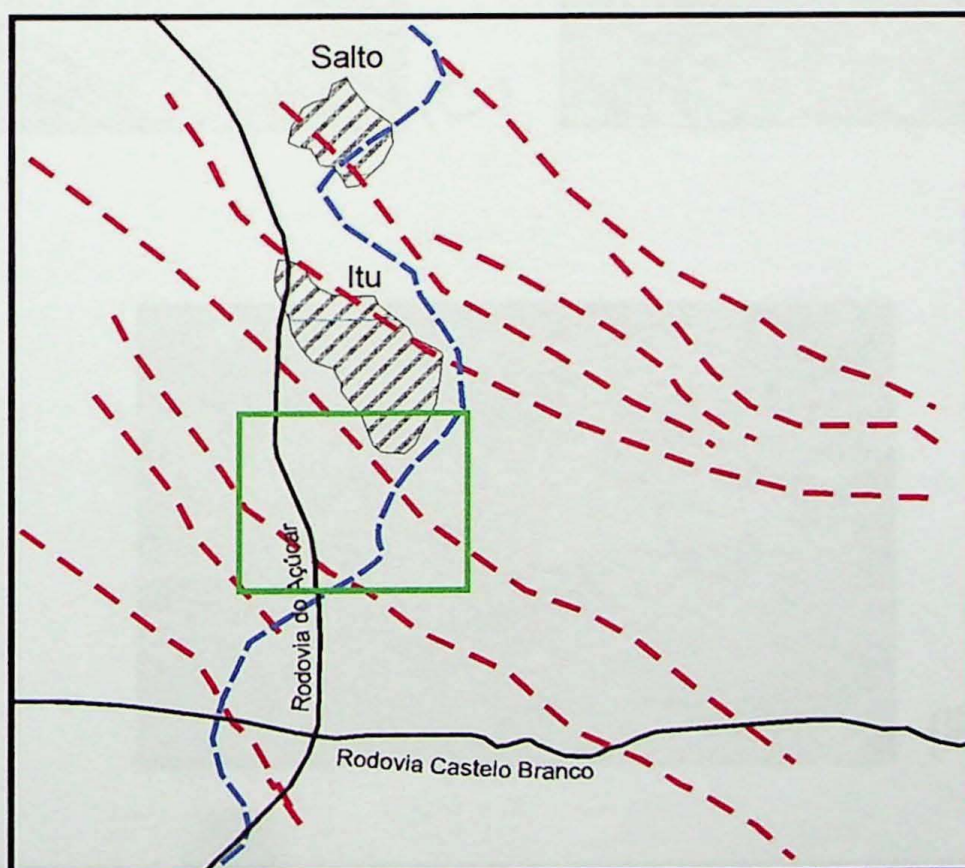


Figura 1. Localização da área de estudo, no município de Itu, SP.



(A)



(B)

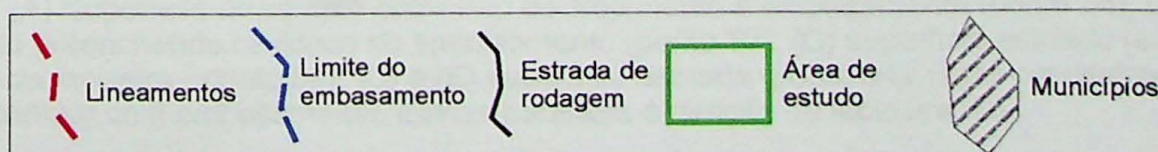
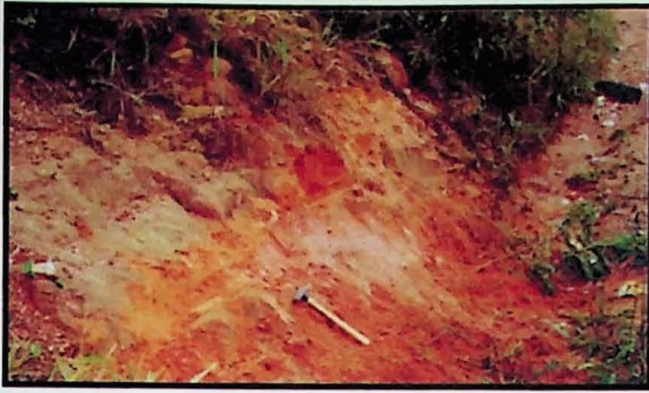


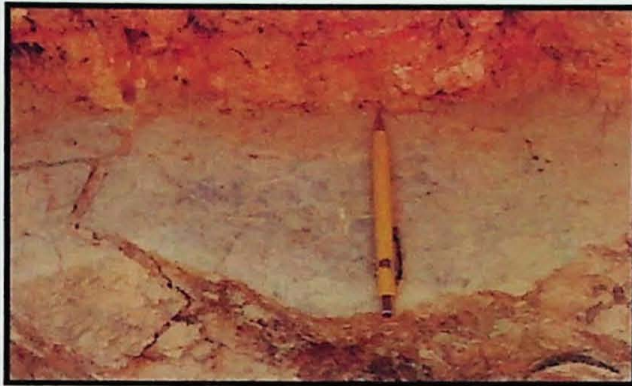
Figura 2. Imagem de satélite da região de Itu e Salto. (A) Imagem PC1 com realce textural e estrutural da imagem. (B) Lineamentos inferidos a partir da imagem (A), provavelmente relacionados ao alinhamento de Tietê, de Saad (1977).



(A)



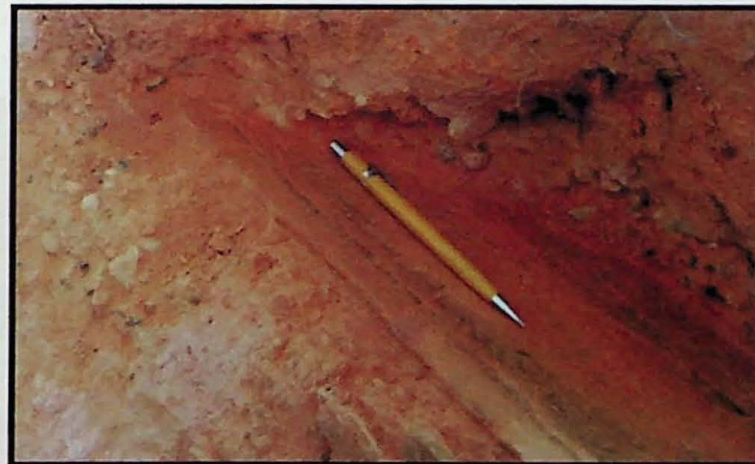
(B)



(C)



(D)



(E)

Figura 3. (A) Superfície de contato entre tilito de alojamento e embasamento (ponto 54); (B) tilito de alojamento preenchendo cavidade do embasamento (ponto 52); (C) superfície estriada (estrias paralelas à direção da lapiseira - ponto 52); (D) e (E) superfície estriada (ponto 54): notar concentração de clastos junto ao contato com embasamento. Estrias paralelas à direção da lapiseira (E).



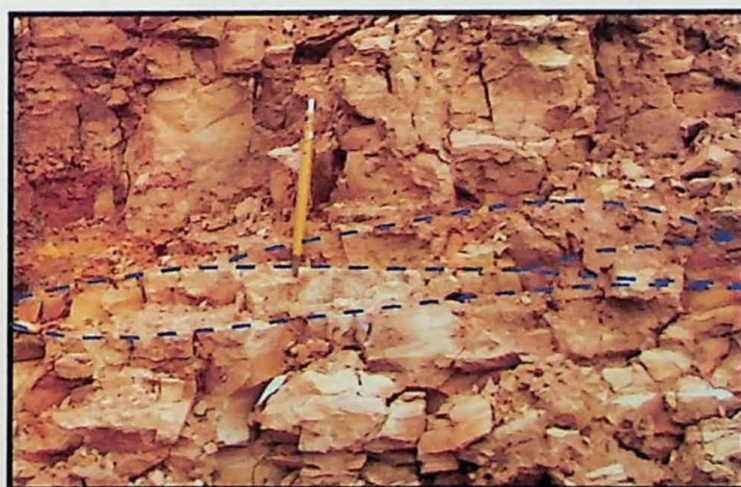
(A)



1



2

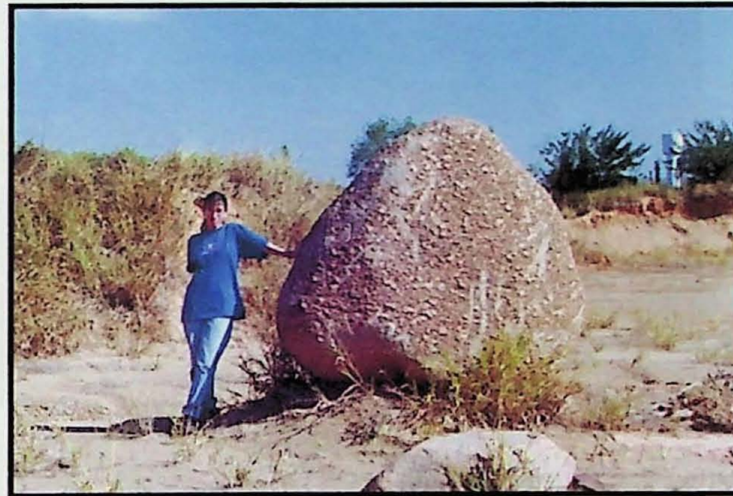


(B)

Figura 4. (A) Folhelho cinzento (ponto 74): (1) intercalações de níveis milimétricos arenosos; (2) nível argiloso cimentado e fratura preenchida por calcita; (B) marcas onduladas em folhelho, associadas a níveis levemente mais arenosos, sugerindo registro de ação de ondas de tempestade (De Raaf *et al.*, 1977).



(A)



(B)



(C)

Figura 5. Clastos em folhelhos. (A) notar deformação das camadas basais onde o clasto se depositou (ponto 48); (B) matacão (caído?) em extração de argila (ponto13); (C) clasto de quartzito presente no folhelho (ponto 75).



(A)



(B)



(C)

Figura 6. (Ponto 50) (A) Camadas deformadas de areia intercalada em folhelhos; (B) camada de areia dobrada, "envelopando" nível de folhelho, devido provavelmente a escorregamento; (C) contato entre nível de areia e folhelho, sugerindo uma possível superfície de escorregamento.

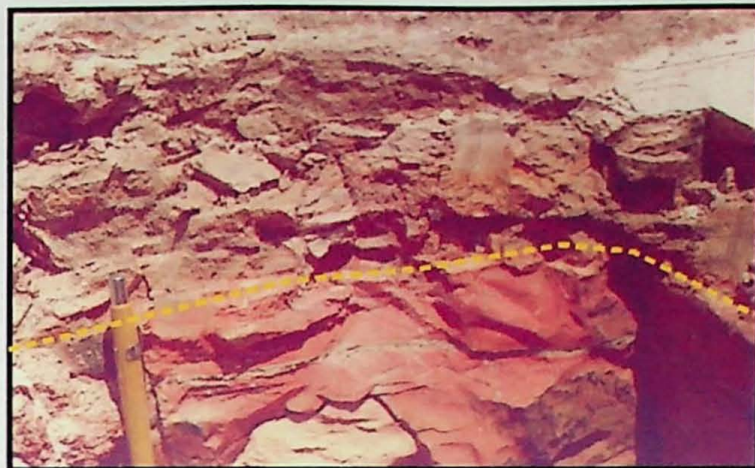


Figura 7. Contato brusco entre folhelho e nível arenoso intercalado. Notar o aspecto maciço do folhelho e a leve estratificação plano-paralela do arenito.



(A)



(B)

Figura 8. Estrutura de ressedimentação observada nos folhelhos (ponto 24): (A) fragmentos de siltitos e argilitos com tênue estratificação plano-paralela; (B) clastos alinhados (seta), com leve imbricação, na base da unidade ressedimentada.



(A)

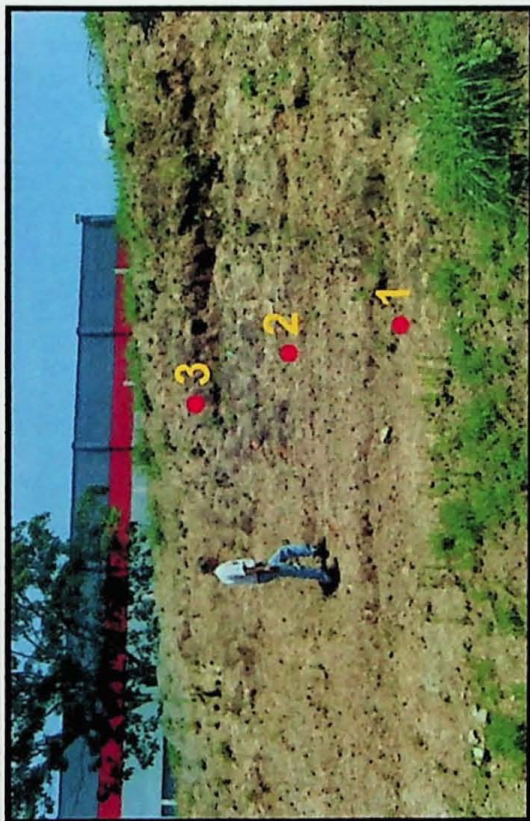


(B)

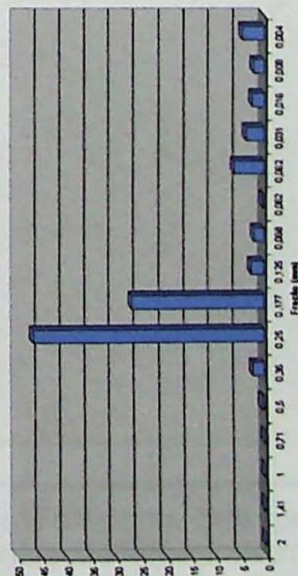


(C)

Figura 9. (A) Camadas de ritmo apresentando basculamento (próximo à estrada do parque do Varvito); (B; C) dobras apertadas de caráter intra-estratal presentes nos ritmitos, sem orientação preferencial.

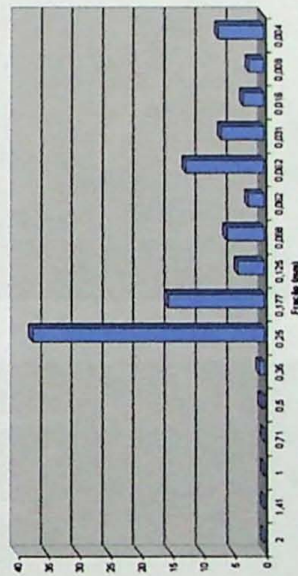


Distribuição das frações granulométricas - P19 Superior



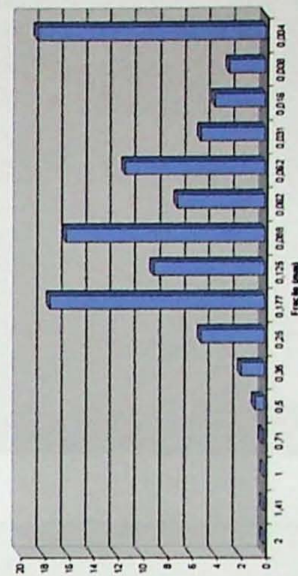
1

Distribuição das frações granulométricas - P19 Médio



2

Distribuição das frações granulométricas - P19 Superior



3

Figura 10. Resultado da análise granulométrica de seção em afloramento da fácies arenito médio a fino (ponto 119), que mostra forte tendência de granodrecrescimento ascendente. Esta tendência é observada também em outros afloramentos. Os pontos vermelhos representam o local de coleta de amostra.



(A)



(B)



Figura 11. Clastos (caídos) na fácies arenito médio a fino. (A) clasto de filito (ponto 38); (B) clasto de granito (ponto 82) deformando a fina estratificação do arenito; (C) concreção ferruginosa (seta, ponto 81).



(A)



(B)



(C)



(D)



(E)

Figura 12. (A) Lente de diamictito (em destaque), intercalada com camadas de arenito fino (ponto 92); (B) Diamictito em contato com nível arenoso (em destaque, ponto 44); (C) Contato brusco entre arenito (superior) e diamictito (ponto 37). Notar fina estratificação tanto no arenito quanto no diamictito; (D) porção com estratificação mais ressaltada do diamictito (ponto 37); (E) estratificação deformada no diamictito, possivelmente associada a escape de água durante compactação (ponto 37).

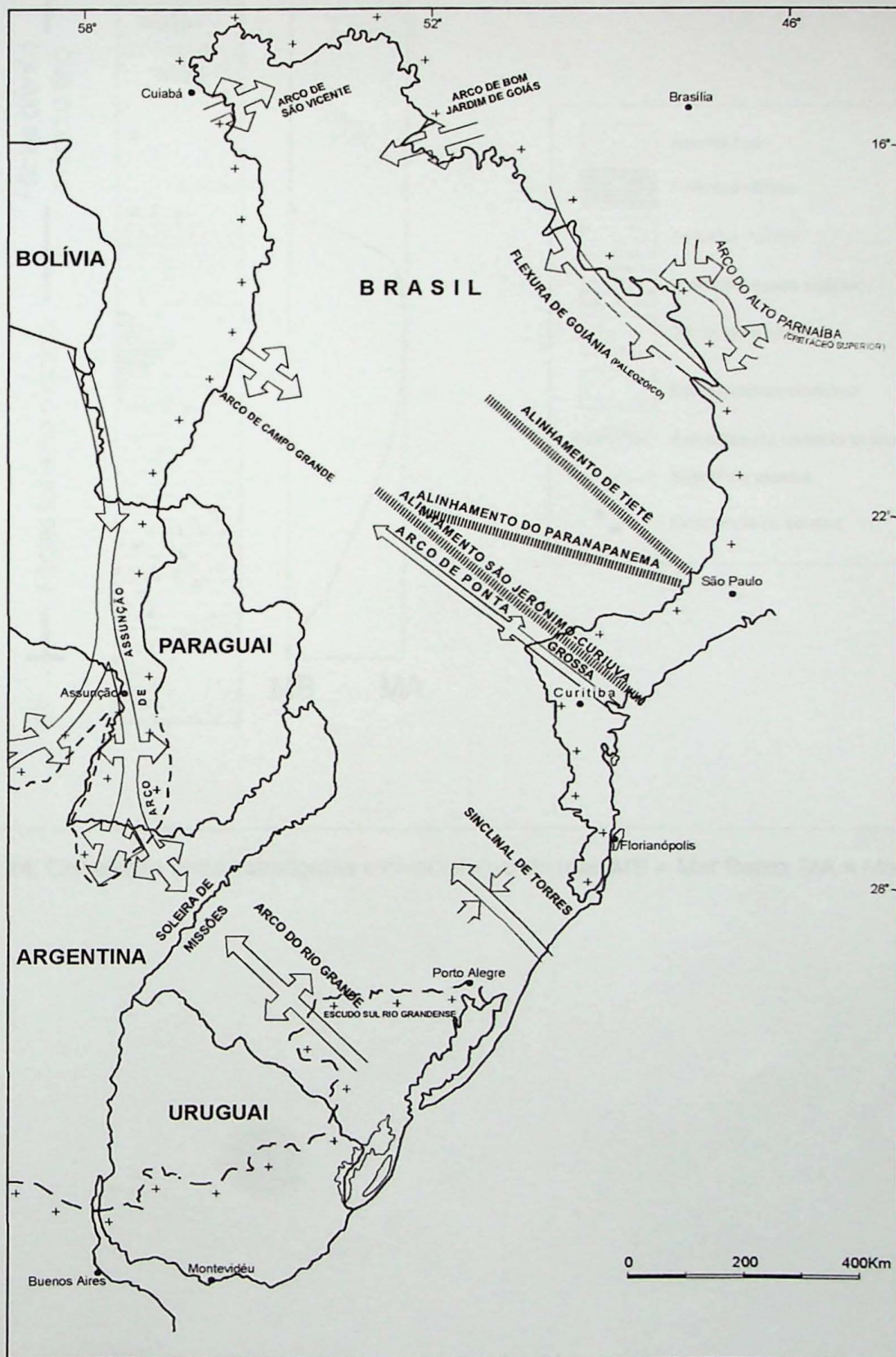


Figura 13. Principais elementos tectônicos da margem nordeste da Bacia do Paraná (adaptado de Trosdtorf, em preparação).

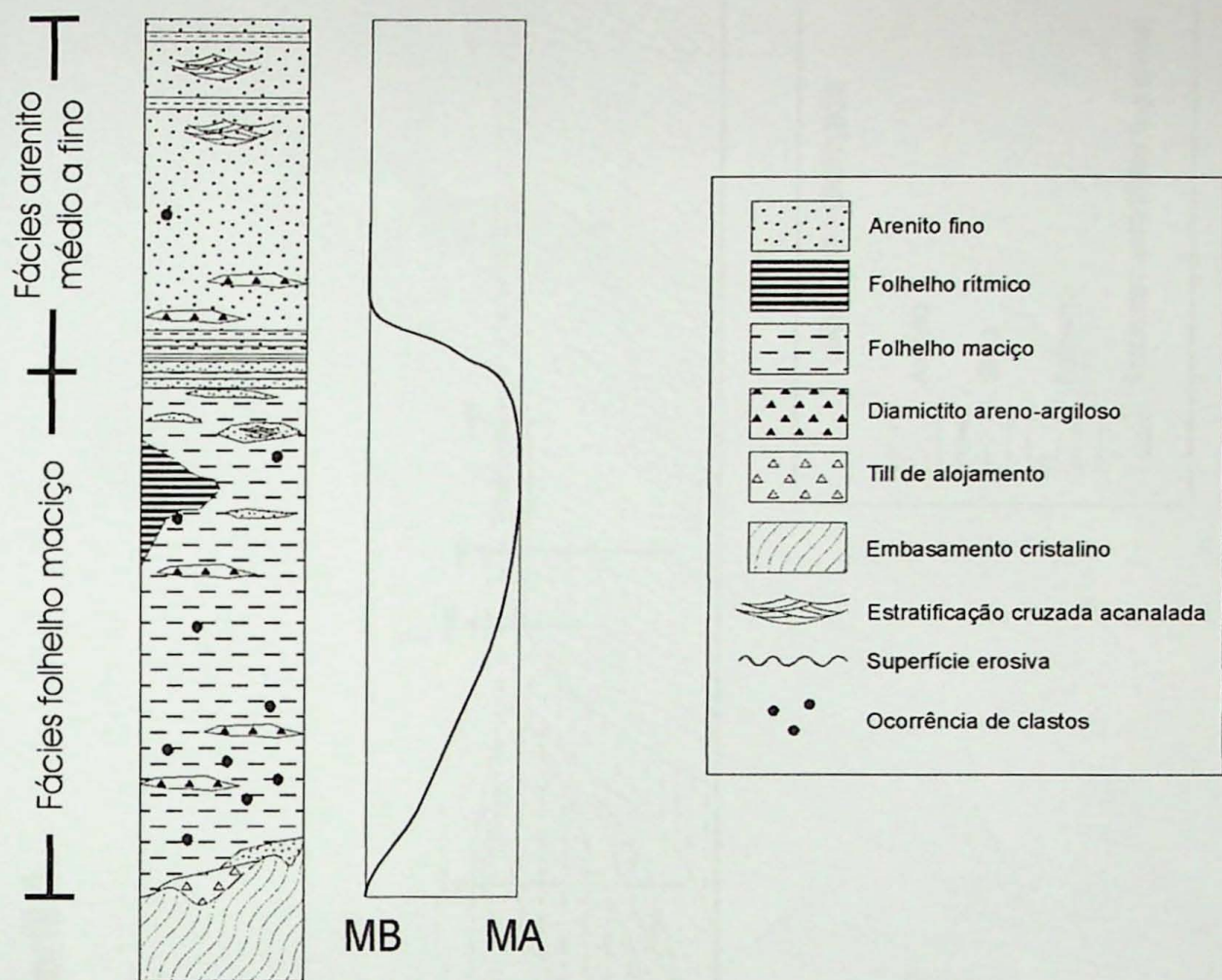
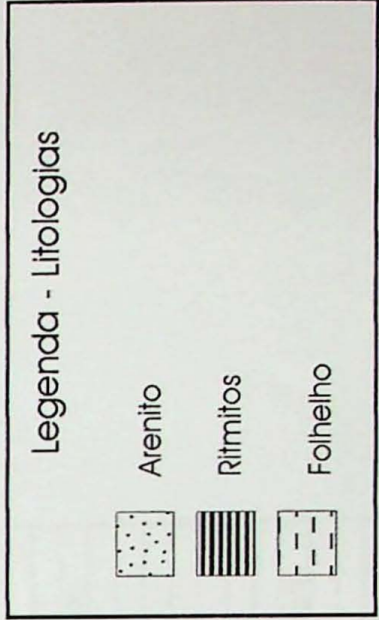
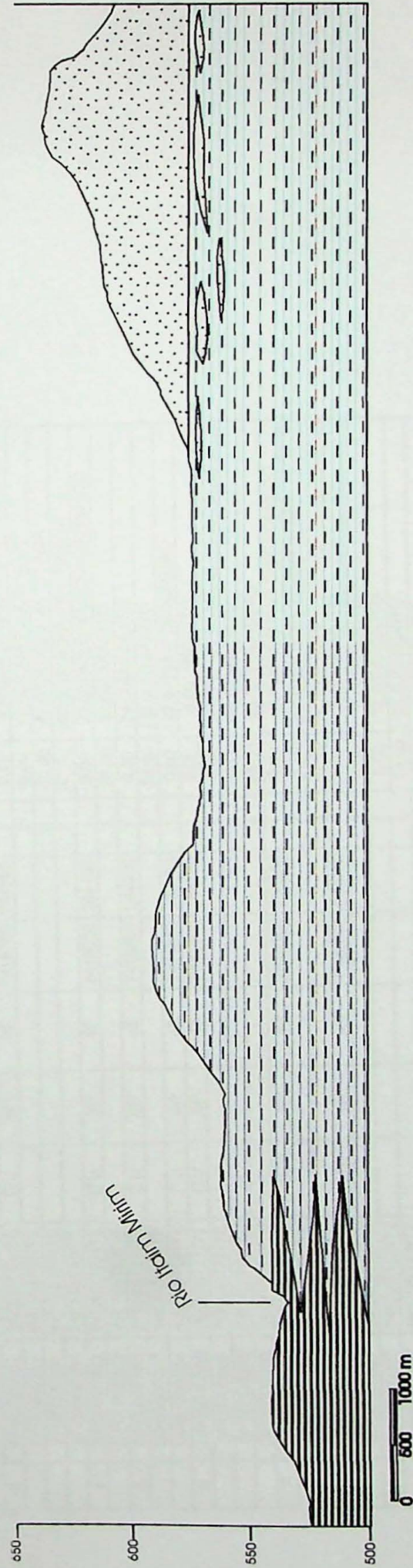


Figura 14. Correlação entre estratigrafia e nível relativo do mar. MB = Mar Baixo; MA = Mar Alto.

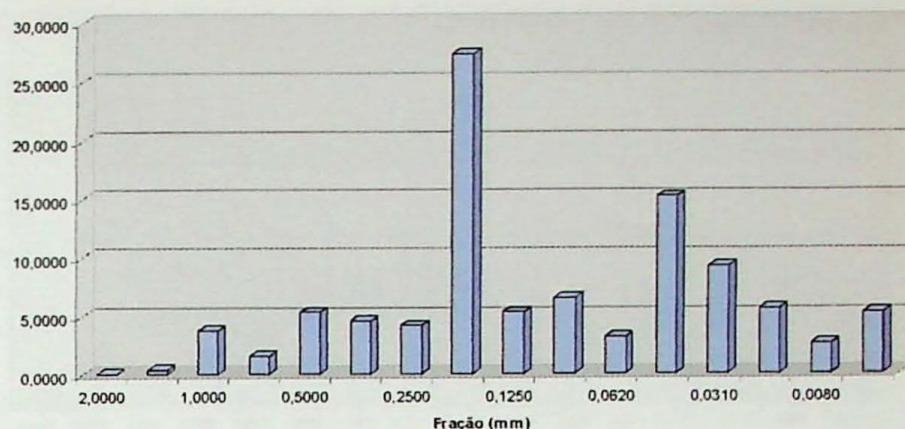
Perfil 2



Poço	Número CPRM	Sígl	Município	UF Poço	Meridiano	UTMN	UTME	Seção	De	Até	Descrição (segundo CPRM)
1	SP00000379	INEXISTENTE	ITU	SP	45	7415750	264150	1	0,00	6,00	SOLO LAMITICO
	SP00000379	INEXISTENTE						2	6,00	50,00	ARGILITO
	SP00000379	INEXISTENTE						3	50,00	66,00	ARENITO GROSSEIRO
	SP00000379	INEXISTENTE						4	66,00	71,00	GNAISSE ALTERADO
	SP00000379	INEXISTENTE						5	71,00	149,90	GNAISSE
	SP00000379	INEXISTENTE						6	149,90	150,00	VIDE PERFIL ANEXO
2	SP00000380	INEXISTENTE	ITU	SP	45	7417050	267800	1	0,00	19,00	LAMITO ARENOSO
	SP00000380	INEXISTENTE						2	19,00	23,00	ARENITO GROSSEIRO
	SP00000380	INEXISTENTE						3	23,00	30,00	LAMITO ARENOSO
	SP00000380	INEXISTENTE						4	30,00	160,00	ARGILITO
3	SP00000381	INEXISTENTE	ITU	SP	45	7418750	264650	1	0,00	6,00	SOLO NAO DISCRIMINADO
	SP00000381	INEXISTENTE						2	6,00	40,00	LAMITO ARENOSO
	SP00000381	INEXISTENTE						3	40,00	47,00	ROCHA ALTERADA
	SP00000381	INEXISTENTE						4	47,00	150,00	ROCHA FRATURADA
4	SP00000382	INEXISTENTE	ITU	SP	45	7419050	265450	1	0,00	28,00	SOLO NAO DISCRIMINADO
	SP00000382	INEXISTENTE						2	28,00	82,00	GRANITO
5	SP00000383	INEXISTENTE	ITU	SP	45	7418800	264950	1	0,00	34,00	ARGILITO
	SP00000383	INEXISTENTE						2	34,00	183,00	GRANITO
	SP00000384	INEXISTENTE	ITU	SP	45	7411850	259800	1	0,00	122,50	SEM DESCRICAO
6	SP00000385	INEXISTENTE	ITU	SP	45	7422900	264750	1	0,00	9,00	ARGILITO
	SP00000385	INEXISTENTE						2	9,00	80,00	FOLHELHO
	SP00000385	INEXISTENTE						3	80,00	86,00	ARENITO
	SP00000385	INEXISTENTE						4	86,00	90,00	FOLHELHO
7	SP00000386	INEXISTENTE	ITU	SP	45	7424100	264250	1	0,00	5,70	SOLO NAO DISCRIMINADO
	SP00000386	INEXISTENTE						2	5,70	47,00	ROCHA SEDIMENTAR
	SP00000386	INEXISTENTE						3	47,00	87,00	FILITO
8	SP00000387	INEXISTENTE	ITU	SP	45	7426000	264000	1	0,00	5,00	ARGILITO
	SP00000387	INEXISTENTE						2	5,00	8,00	ARENITO
	SP00000387	INEXISTENTE						3	8,00	12,00	ARGILITO
	SP00000387	INEXISTENTE						4	12,00	20,00	ARENITO
	SP00000387	INEXISTENTE						5	20,00	30,00	RITMITO
	SP00000387	INEXISTENTE						6	30,00	50,90	DIAMICTITO
	SP00000387	INEXISTENTE						7	50,90	51,00	VIDE PERFIL ANEXO
12	SP00000391	INEXISTENTE	ITU	SP	45	7414100	263500	1	0,00	18,00	ARGILITO
	SP00000391	INEXISTENTE						2	18,00	29,00	LAMITO ARENOSO
	SP00000391	INEXISTENTE						3	29,00	185,00	GRANITO
16	SP00000396	INEXISTENTE	ITU	SP	45	7419400	263750	1	0,00	10,00	SOLO NAO DISCRIMINADO
	SP00000396	INEXISTENTE						2	10,00	21,00	SILTITO
	SP00000396	INEXISTENTE						3	21,00	30,00	ARENITO
	SP00000396	INEXISTENTE						4	30,00	121,00	SILTITO
	SP00000396	INEXISTENTE						5	121,00	125,00	ARENITO
	SP00000396	INEXISTENTE						6	125,00	158,00	SILTITO
	SP00000396	INEXISTENTE						7	158,00	202,90	ARENITO
	SP00000396	INEXISTENTE						8	202,90	203,00	VIDE PERFIL ANEXO
25	SP00000605	INEXISTENTE	ITU	SP	45	7423250	263650	1	0,00	5,70	SOLO NAO DISCRIMINADO
	SP00000605	INEXISTENTE						2	5,70	8,00	ARENITO
	SP00000605	INEXISTENTE						3	8,00	34,90	SILTITO
	SP00000605	INEXISTENTE						4	34,90	48,00	ARENITO CONGLOMERATICO
	SP00000605	INEXISTENTE						5	48,00	58,00	RITMITO
	SP00000605	INEXISTENTE						6	58,00	65,50	DIAMICTITO
	SP00000605	INEXISTENTE	ITU	SP	45	7410850	262650	7	65,50	81,50	FILITO
27	SP00000625	INEXISTENTE	ITU	SP	45	7421950	260400	1	0,00	124,00	ROCHA SEDIMENTAR
	SP00000625	INEXISTENTE						2	124,00	134,50	ROCHA CRISTALINA

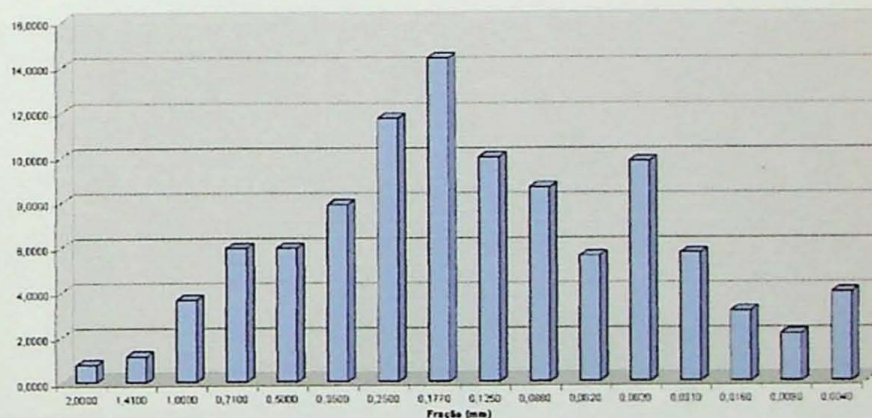
fração (mm)	massa (g)	prp massa	prp acumulada
2,0000	0,0000	0,0000	0,3949
1,4100	0,2000	0,3949	4,1469
1,0000	1,9000	3,7520	5,7267
0,7100	0,8000	1,5798	11,0585
0,5000	2,7000	5,3318	15,6003
0,3500	2,3000	4,5419	19,7472
0,2500	2,1000	4,1469	47,1959
0,1770	13,9000	27,4487	52,5276
0,1250	2,7000	5,3318	59,0442
0,0880	3,3000	6,5166	62,2038
0,0620	1,6000	3,1596	77,3697
0,0620	7,6800	15,1659	86,5423
0,0310	4,6450	9,1726	92,1900
0,0160	2,8600	5,6477	94,7769
0,0080	1,3100	2,5869	100,0000
0,0040	2,6450	5,2231	
total	50,6400		

Distribuição das frações granulométricas - I16



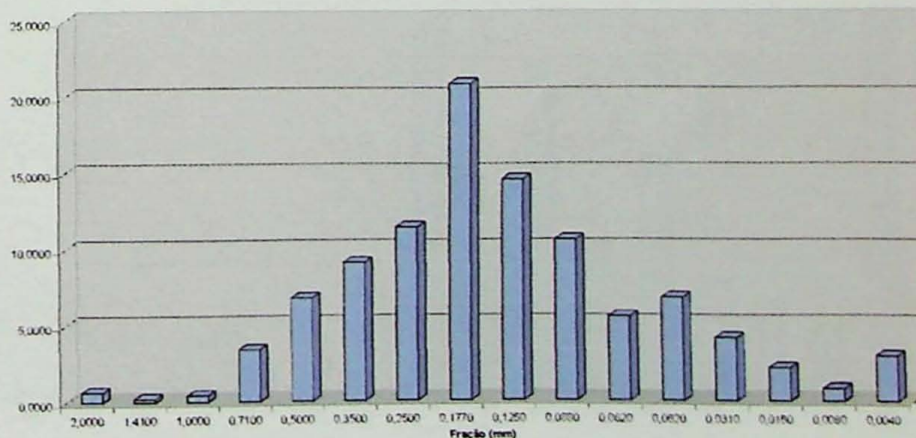
fração (mm)	massa (g)	prp massa	prp acumulada
2,0000	0,4000	0,7658	1,9146
1,4100	0,6000	1,1488	5,5524
1,0000	1,9000	3,6378	11,4877
0,7100	3,1000	5,9353	17,4229
0,5000	3,1000	5,9353	25,2728
0,3500	4,1000	7,8499	36,9519
0,2500	6,1000	11,6791	51,3115
0,1770	7,5000	14,3596	61,2675
0,1250	5,2000	9,9560	69,8832
0,0880	4,5000	8,6157	75,4356
0,0620	2,9000	5,5524	85,2096
0,0620	5,1050	9,7741	90,8960
0,0310	2,9700	5,6864	93,9977
0,0160	1,6200	3,1017	96,0751
0,0080	1,0850	2,0774	100,0000
0,0040	2,0500	3,9249	
total	52,2300		

Distribuição das frações granulométricas - I37 (Diamictito)



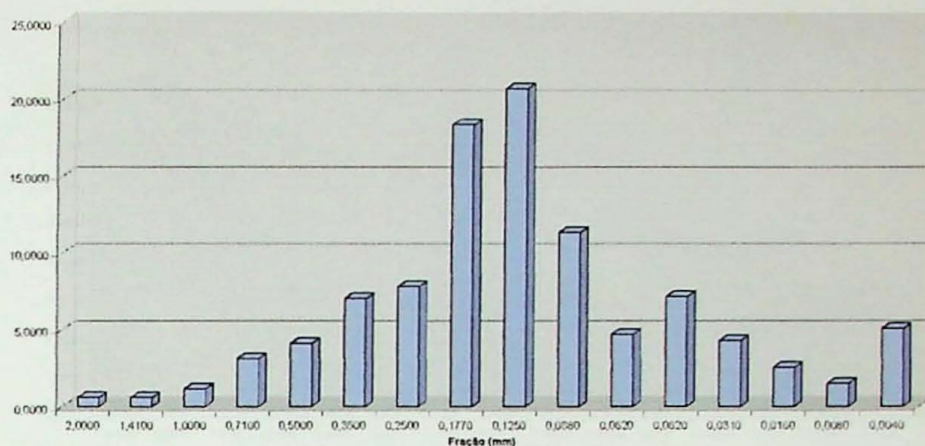
fração (mm)	massa (g)	prp massa	prp acumulada
2,0000	0,3000	0,6322	0,8430
1,4100	0,1000	0,2107	1,2645
1,0000	0,2000	0,4215	4,6365
0,7100	1,6000	3,3720	11,3804
0,5000	3,2000	6,7439	20,4426
0,3500	4,3000	9,0622	31,8230
0,2500	5,4000	11,3804	52,6870
0,1770	9,9000	20,8641	67,2287
0,1250	6,9000	14,5416	77,7661
0,0880	5,0000	10,5374	83,2455
0,0620	2,6000	5,4795	89,9789
0,0620	3,1950	6,7334	94,0780
0,0310	1,9450	4,0991	96,2276
0,0160	1,0200	2,1496	97,0495
0,0080	0,3900	0,8219	100,0000
0,0040	1,4000	2,9505	
total	47,4500		

Distribuição das frações granulométricas - I37 (base diamictito)



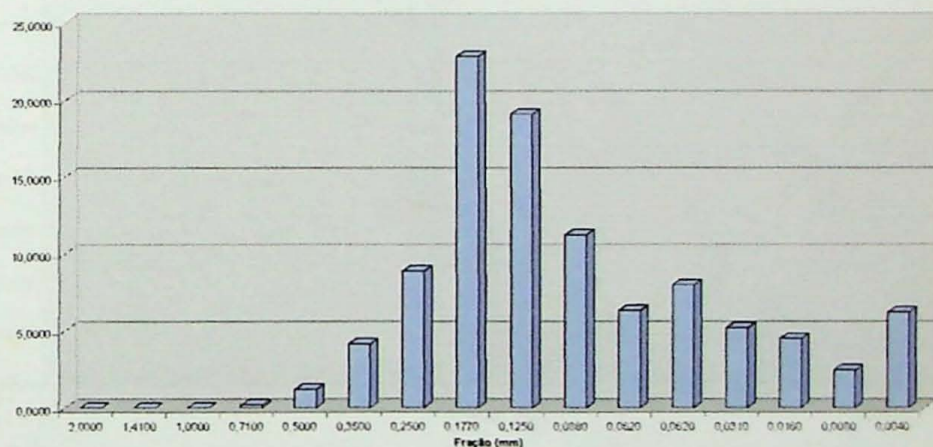
fração (mm)	massa (g)	prp massa	prp acumulada
2,0000	0,3000	0,5856	1,1712
1,4100	0,3000	0,5856	2,3424
1,0000	0,6000	1,1712	5,4655
0,7100	1,6000	3,1232	9,5647
0,5000	2,1000	4,0992	16,5918
0,3500	3,6000	7,0271	24,3998
0,2500	4,0000	7,8079	42,7484
0,1770	9,4000	18,3486	63,4394
0,1250	10,6000	20,6910	74,7609
0,0880	5,8000	11,3215	79,4456
0,0620	2,4000	4,6848	86,5996
0,0620	3,6650	7,1540	90,8842
0,0310	2,1950	4,2846	93,4316
0,0160	1,3050	2,5473	94,9346
0,0080	0,7700	1,5030	100,0000
0,0040	2,5950	5,0654	
total	51,2300		

Distribuição das frações granulométricas - I37 (areia)



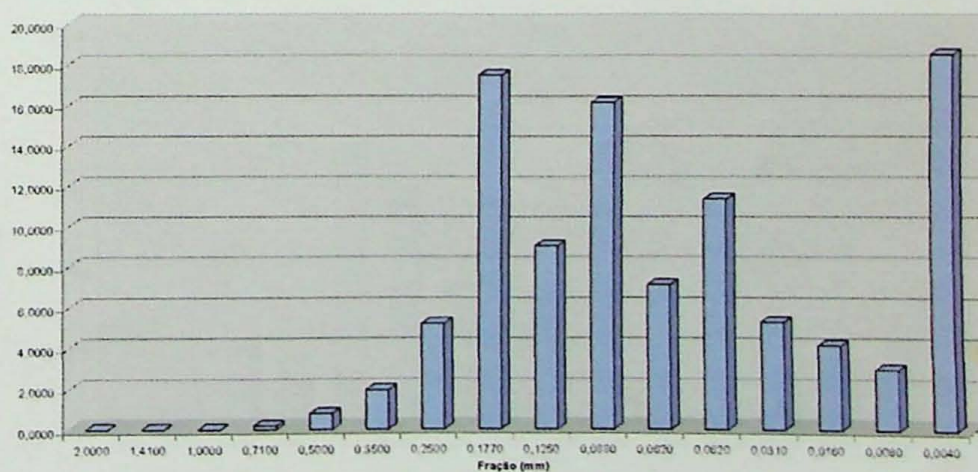
fração (mm)	massa (g)	prp massa	prp acumulada
2,0000	0,0000	0,0000	0,0000
1,4100	0,0000	0,0000	0,0000
1,0000	0,0000	0,0000	0,1745
0,7100	0,0887	0,1745	1,3551
0,5000	0,6000	1,1806	5,4870
0,3500	2,1000	4,1319	14,3411
0,2500	4,5000	8,8541	37,1651
0,1770	11,6000	22,8240	56,2507
0,1250	9,7000	19,0856	67,4660
0,0880	5,7000	11,2152	73,7622
0,0620	3,2000	6,2963	81,7310
0,0620	4,0500	7,9687	86,8959
0,0310	2,6250	5,1649	91,3721
0,0160	2,2750	4,4763	93,8021
0,0080	1,2350	2,4300	100,0000
0,0040	3,1500	6,1979	
total	50,8237		

Distribuição das frações granulométricas - I36



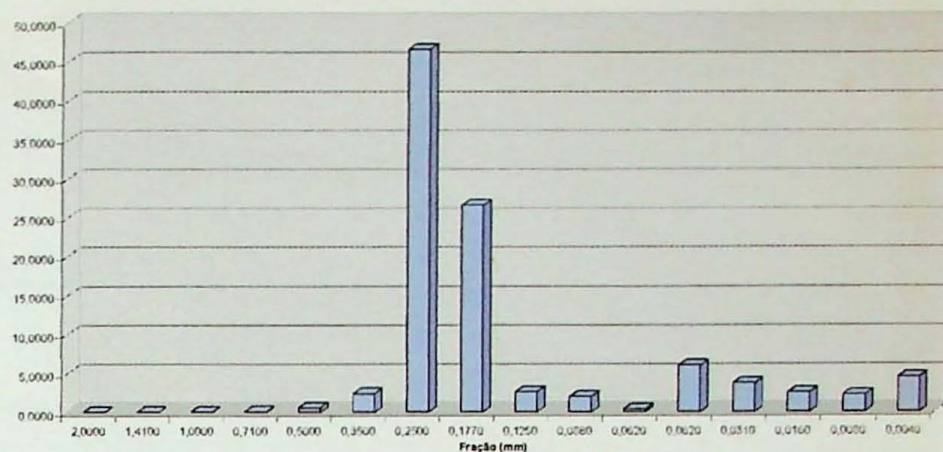
fração (mm)	massa (g)	prp massa	prp acumulada
2,0000	0,0000	0,0000	0,0000
1,4100	0,0000	0,0000	0,0000
1,0000	0,0000	0,0000	0,1922
0,7100	0,1000	0,1922	0,9608
0,5000	0,4000	0,7686	2,8824
0,3500	1,0000	1,9216	8,0707
0,2500	2,7000	5,1883	25,5573
0,1770	9,1000	17,4865	34,5888
0,1250	4,7000	9,0315	50,7302
0,0880	8,4000	16,1414	57,8401
0,0620	3,7000	7,1099	69,1776
0,0620	5,9000	11,3374	74,4235
0,0310	2,7300	5,2460	78,5261
0,0160	2,1350	4,1026	81,4758
0,0080	1,5350	2,9497	100,0000
0,0040	9,6400	18,5242	
total	52,0400		

Distribuição das frações granulométricas - I119 Superior



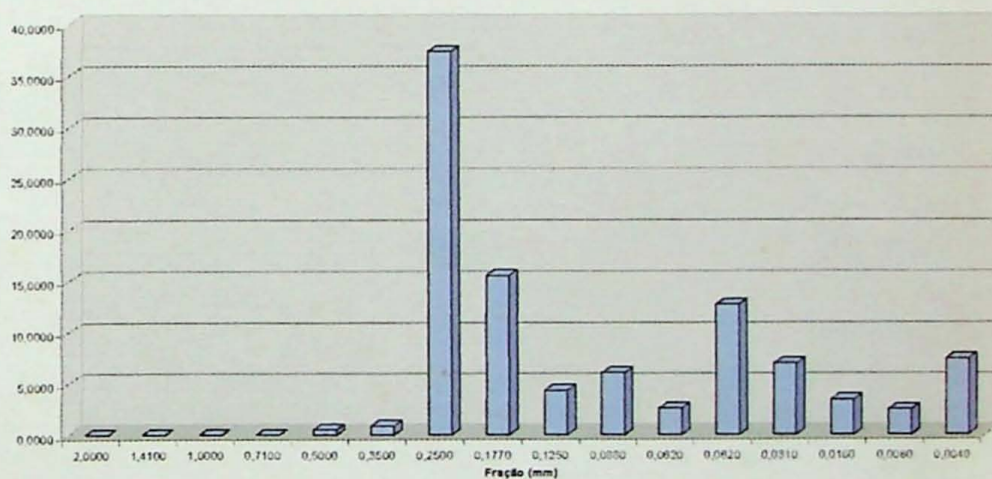
fração (mm)	massa (g)	prp massa	prp acumulada
2,0000	0,0000	0,0000	0,0000
1,4100	0,0000	0,0000	0,0235
1,0000	0,0128	0,0235	0,0712
0,7100	0,0260	0,0477	0,6215
0,5000	0,3000	0,5503	3,0062
0,3500	1,3000	2,3847	49,5999
0,2500	25,4000	46,5937	76,1987
0,1770	14,5000	26,5988	78,7668
0,1250	1,4000	2,5682	80,7847
0,0880	1,1000	2,0178	81,1516
0,0620	0,2000	0,3669	87,1409
0,0620	3,2650	5,9893	90,8372
0,0310	2,0150	3,6963	93,3228
0,0160	1,3550	2,4856	95,5241
0,0080	1,2000	2,2013	100,0000
0,0040	2,4400	4,4759	
total	54,5138		

Distribuição das frações granulométricas - H19 Inferior



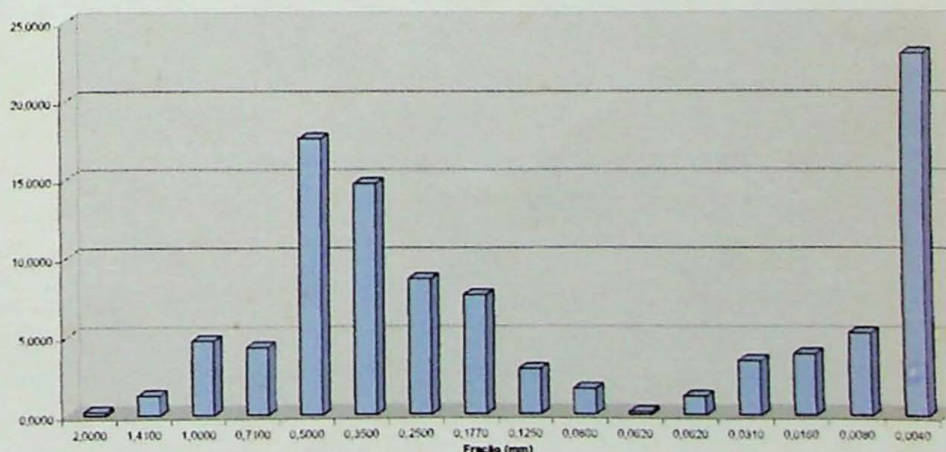
fração (mm)	massa (g)	prp massa	prp acumulada
2,0000	0,0000	0,0000	0,0000
1,4100	0,0000	0,0000	0,0000
1,0000	0,0000	0,0000	0,0000
0,7100	0,0000	0,0000	0,5169
0,5000	0,3000	0,5169	1,3784
0,3500	0,5000	0,8615	38,7664
0,2500	21,7000	37,3880	54,2729
0,1770	9,0000	15,5065	58,5803
0,1250	2,5000	4,3074	64,6106
0,0880	3,5000	6,0303	67,1950
0,0620	1,5000	2,5844	79,8587
0,0620	7,3500	12,6637	86,7850
0,0310	4,0200	6,9263	90,1878
0,0160	1,9750	3,4028	92,6172
0,0080	1,4100	2,4294	100,0000
0,0040	4,2850	7,3828	
total	58,0400		

Distribuição das frações granulométricas - H19 Médio



fração (mm)	massa (g)	prp massa	prp acumulada
2,0000	0,1000	0,2043	1,4298
1,4100	0,6000	1,2255	6,1275
1,0000	2,3000	4,6978	10,4168
0,7100	2,1000	4,2893	27,9823
0,5000	8,6000	17,5655	42,6883
0,3500	7,2000	14,7060	51,2668
0,2500	4,2000	8,5785	58,8240
0,1770	3,7000	7,5573	61,6835
0,1250	1,4000	2,8595	63,3175
0,0880	0,8000	1,6340	63,4903
0,0620	0,0846	0,1728	64,6341
0,0620	0,5600	1,1438	68,0247
0,0310	1,6600	3,3906	71,8646
0,0160	1,8800	3,8399	77,0321
0,0080	2,5300	5,1675	100,0000
0,0040	11,2450	22,9679	
total	48,9596		

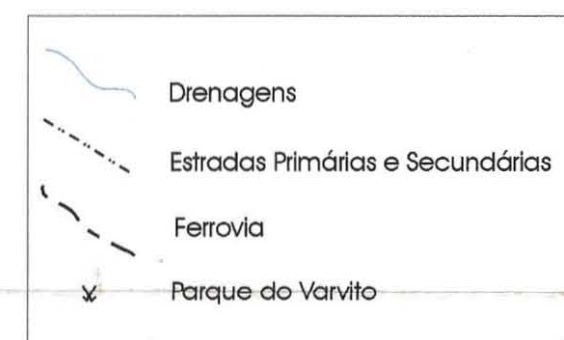
Distribuição das frações granulométricas - H24



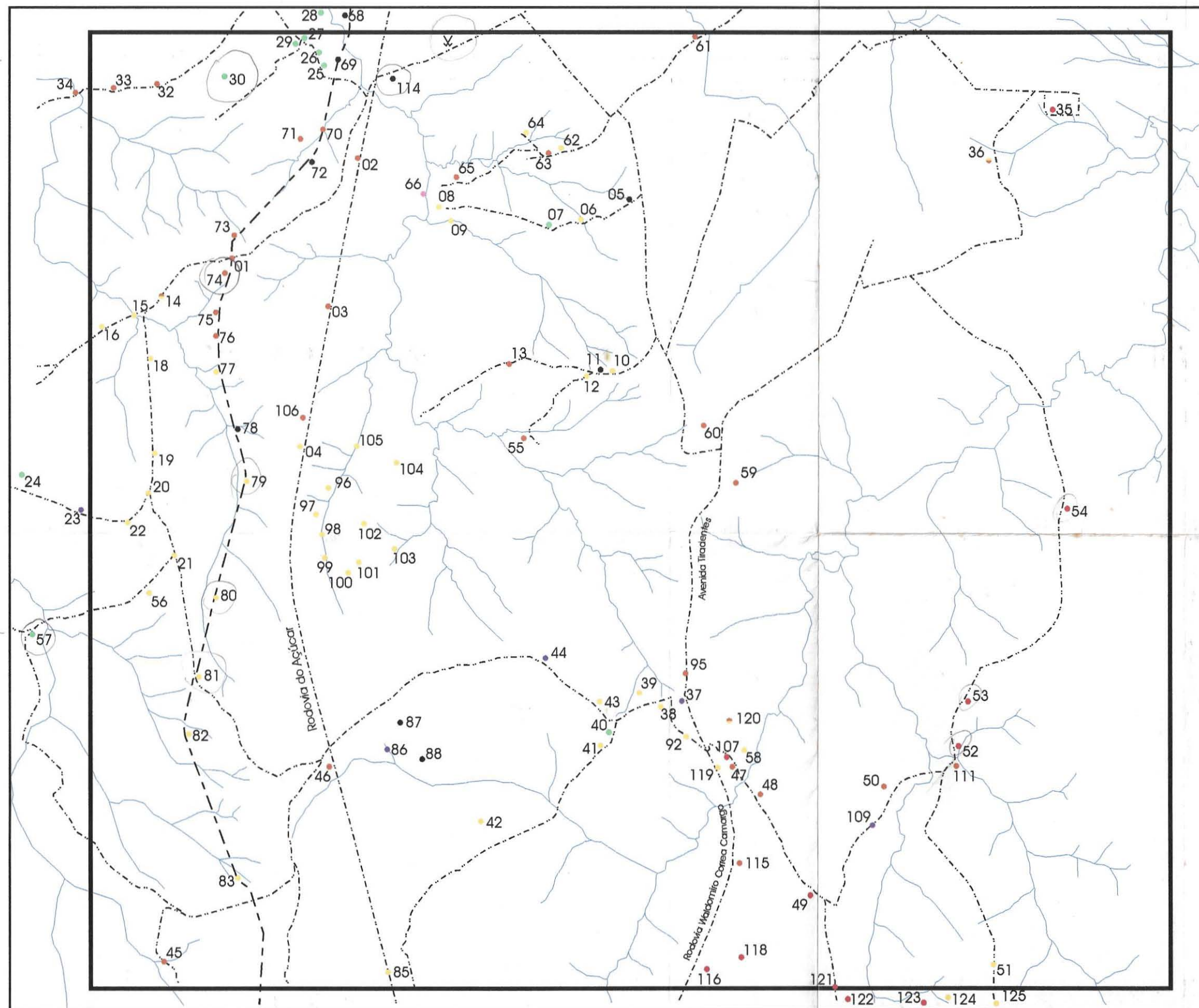
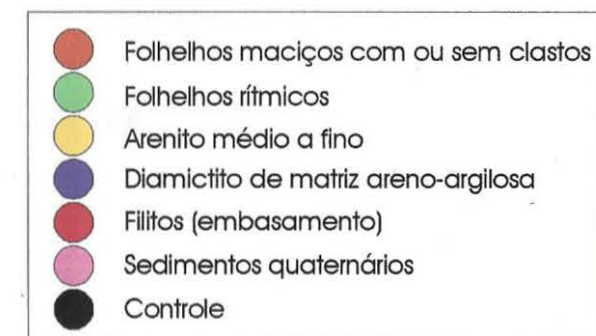
TF/2001
Litofácies do Centro-Leste do
Estado de São Paulo

Mapeamento Geológico
Mapa de Pontos

Convenções



Legenda



0 500 m

TF/2001
Litofácies do Centro-Leste do
Estado de São Paulo

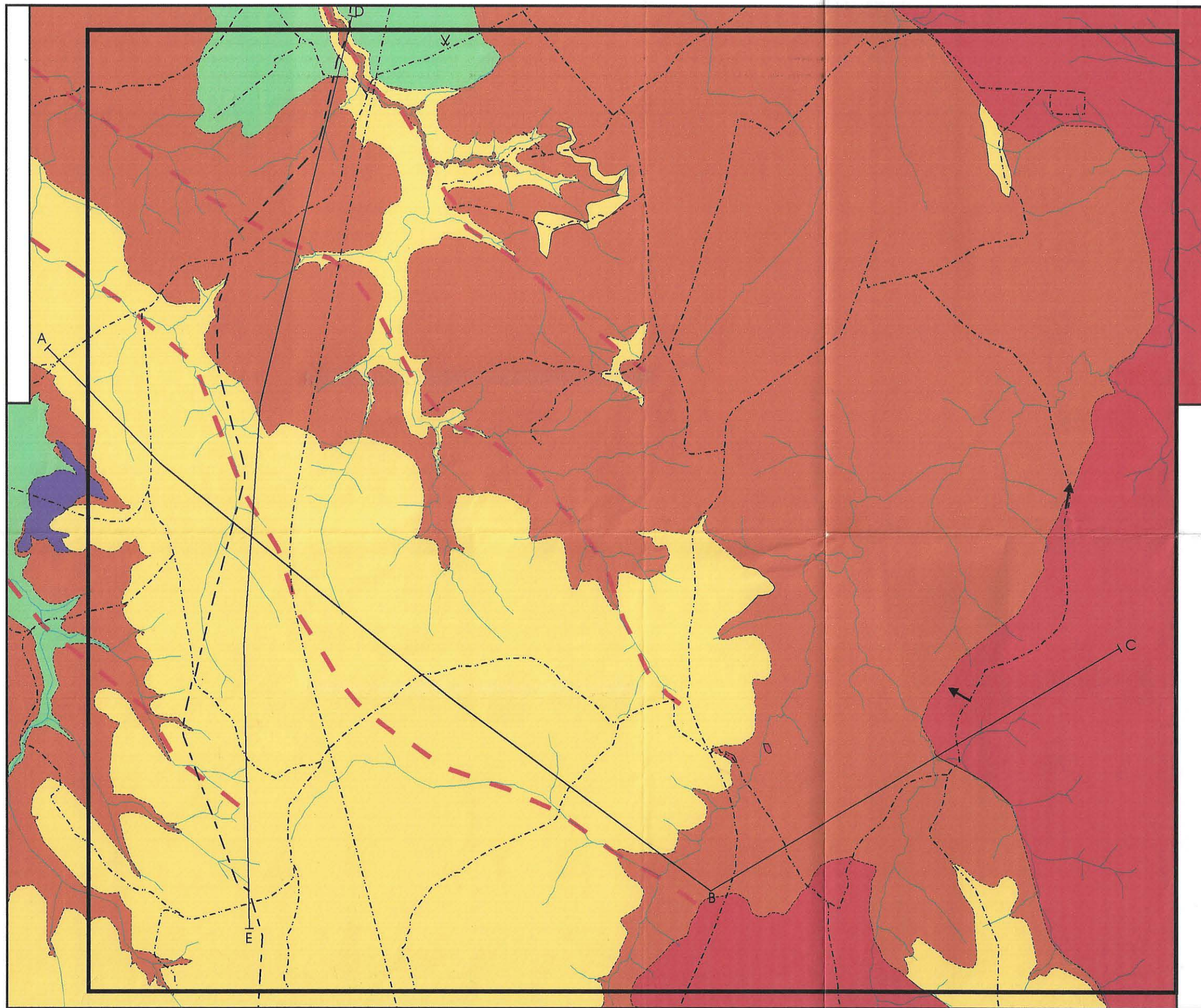
Mapeamento Geológico
Mapa Final

Legenda

- Fácies arenito médio a fino, maciço ou, menos comum, estratificado.
- Fácies diamictitos
- Fácies folhelhos maciços, com ou sem clastos
- Fácies folhelhos rítmicos
- Embasamento (filitos - Grupo São Roque)

Convenções

- Contato geológico observado
- Contato geológico inferido
- Direção de movimentação do gelo (estrias glaciais)
- Alinhamentos
- Drenagens
- Estradas Primárias e Secundárias
- Ferrovia
- Parque do Varvito



0 500 m

