UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ORIGEM DOS DIAMICTITOS E DE ROCHAS ASSOCIADAS
DO SUBGRUPO ITARARÉ, NO SUL DO ESTADO DO
PARANÁ E NORTE DO ESTADO DE SANTA CATARINA.

José Roberto Canuto

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos Rocha Campos

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração: Paleontologia e Estratigrafia

São Paulo
1985

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004713

ORIGEM DOS DIAMICTITOS E DE ROCHAS ASSOCIADAS
DO SUBGRUPO ITARARÉ, NO SUL DO ESTADO DO
PARANÁ E NORTE DO ESTADO DE SANTA CATARINA.

José Roberto Canuto

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos Rocha Campos

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>A.C. Rocha Campos</u>	<u>A.C. Rocha Campos</u>
Examinadores:	<u>Rodi A. Medeiros</u>	<u>Rodi A. Medeiros</u>
	<u>Setembrino Petri</u>	<u>Setembrino Petri</u>

São Paulo
1985

ÍNDICE

-i-

Pág.

RESUMO	ix
ABSTRACT	xiii
AGRADECIMENTOS	xvii
INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 1 - ÁREA DO ESTUDO E TRABALHOS PRÉVIOS	
1.1. Área do Estudo	8
1.2. Trabalhos Prévios	15
CAPÍTULO 2 - METODOLOGIA	
2.1. Campo	25
2.2. Escritório	28
2.3. Laboratório	29
CAPÍTULO 3 - ESTRATIGRAFIA	
3.1. Classificação e Nomenclatura Utilizadas	32
3.2. Descrição dos Perfis	37
3.2.1. Introdução	37
3.2.2. Perfil Palmeira-Irati (BR-277)	39
3.2.2.1. Generalidades	39
3.2.2.2. Diamictitos	43
3.2.3. Perfil Lapa-São Mateus do Sul (BR-476)	58
3.2.3.1. Generalidades	58
3.2.3.2. Diamictitos	60
3.2.4. Perfil Campo do Tenente-Itaiópolis (BR-116)	72
3.2.4.1. Generalidades	72
3.2.4.2. Diamictitos	74

CAPÍTULO 4 - INFORMAÇÕES PALEONTOLÓGICAS

4.1. Generalidades	102
4.2. Palinologia	102
4.3. Micropaleontologia	104
4.4. Megafósseis	105

CAPÍTULO 5 - FACIES DOS DIAMICTITOS E DE ROCHAS ASSOCIADAS

5.1. Generalidades	110
5.2. Critérios Utilizados	111
5.2.1. Estratificação	111
5.2.2. Intercalações	115
5.2.3. Textura	115
5.2.4. Clastos	116
5.2.5. Forma, espessura e extensão dos corpos	117
5.2.6. Relações estratigráficas e contatos	118
5.2.7. Feições geomórficas	120
5.2.8. Fósseis	121
5.3. Tipos de Diamictitos	121
5.3.1. Diamictitos maciços (ou não estratificados)	123
5.3.2. Diamictitos estratificados	127
5.4. Associações de Facies	131
5.4.1. Associação terrestre/ou de geleira assenta- da sobre o substrato	133
5.4.2. Associação de plataforma interna/de geleira assentada sobre o substrato	135
5.4.3. Associação de plataforma externa/bacial	136
5.5. Arenitos e Varvitos	138
5.5.1. Arenitos	138
5.5.2. Varvitos	145

CAPÍTULO 6 - RECONSTRUÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS

6.1. Generalidades	149
6.2. Glaciação Neopaleozóica	153
6.3. Formação Campo do Tenente	154
6.4. Formação Mafra	155
6.5. Formação Rio do Sul	157

CAPÍTULO 7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

159

APÊNDICE - RESULTADOS PALEONTOLÓGICOS

175

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1 - Mapa de localização da área do estudo, incluindo os três perfis pesquisados. Pontilhado: Subgrupo Itararé. A leste: rochas mais antigas; a oeste: rochas mais jovens.	9
Figura 2 - Área de afloramentos e mapa de isópacas do Subgrupo Itararé, e do Grupo Aquidauana (NORTHFLEET et al., 1969).	10
Figura 3 - Isópacas da Formação Campo do Tenente. I: Pré-Cambriano; II: Grupo Paraná; III: Subgrupo Itararé (faixa aflorante). Intervalo das Isópacas: 50 metros (MEDEIROS et al., 1971). Área do Estudo circundada por linha cheia.	12
Figura 4 - Isópacas da Formação Mafra (MEDEIROS et al., 1971). Legendas iguais às da Figura 3.	13
Figura 5 - Isópacas da Formação Rio do Sul (MEDEIROS et al., 1971). Legendas iguais às da Figura 3.	14
Figura 6 - Seções colunares do Subgrupo Itararé na estudada (em anexo).	
Figura 7 - Distribuição estratigráfica dos diamictitos e intervalos com provável influência marinha do Subgrupo Itararé (em anexo).	
Figura 8a - Arenito com estratificação cruzada deformada; BR-277, km 160, PR (Formação Campo do Tenente).	45
Figura 8b - Estruturas de fluxo em diamictito da Formação Campo do Tenente, BR-277, km 160, PR.	45
Figura 9 - Dobras em arenito da Formação Campo do Tenente, BR-277, km 164,3 (PR).	46

Figura 10 - Superfície com lineações de arrasto em arenito da Formação Campo do Tenente, BR-277, km 164,5 (PR).	47
Figura 11 - Diagrama parcial do afloramento do km 166, BR-277; Formação Campo do Tenente (PR).	49
Figura 12a - Estruturas diapíricas da Formação Campo do Tenente; BR-277, km 166 (PR).	50
Figura 12b - Detalhe da estrutura diapírica exibida na figura anterior.	50
Figura 13 - Diagrama parcial do afloramento do trecho compreendido entre os kms 170 e 171, BR-277, Formação Campo do Tenente (PR).	53
Figura 14 - Estratificação em diamictito da Formação Campo do Tenente; BR-277, km 175 (PR).	55
Figura 15 - Estratificação em diamictito da Formação Campo do Tenente; BR-277, km 175 (PR).	55
Figura 16 - Estratificação em diamictito da Formação Rio do Sul, pequenas falhas e dobras; BR-277 (PR).	58
Figura 17 - Contato entre corpo de arenito da Formação Mafra e diamictito da Formação Campo do Tenente; BR-476, km 75 (PR).	59
Figura 18 - Diagrama parcial do afloramento do km 63,5, BR-476, Formação Campo do Tenente (PR).	62
Figura 19 - Diamictito laminado, de fluxo, da Formação Campo do Tenente, englobando lentes de diamictito maciço (parte central da figura); BR-476, km 63,5.	63

- Figura 20 - Varvito e arenito recobrimdo diamictito laminado da Formação Campo do Tenente, BR-476, km 63,5. 64
- Figura 21 - Diamictito estratificado, pedreira de Lapa, BR-476, km 65,5 (PR). 65
- Figura 22 - Diamictito e ritmito; pedreira de Lapa, BR-476, km 65,5 (PR). 66
- Figura 23 - Clasto "pingado" em ritmito da pedreira de Lapa, BR-476, km 65,5 (PR). 66
- Figura 24 - Diamictito com inclusões deformadas de arenito; Formação Campo do Tenente, BR-476, km 75 (PR). 68
- Figura 25 - Diagrama parcial do afloramento do km 174, BR-116, exibindo o contato do Subgrupo Itararé (Formação Campo do Tenente) com o embasamento cristalino (pré-cambriano). 75
- Figura 26 - Estruturas de fluxo em diamictito com intercalações areníticas; vista geral. BR-116, km 189, PR (Formação Mafra). 79
- Figura 27 - Detalhe do afloramento exibido na figura anterior; dobra recumbente. 79
- Figura 28 - Estratificação cruzada deformada em arenito da Formação Mafra; BR-116, km 189 (PR). 80
- Figura 29 - Diamictito estratificado da Formação Mafra; BR-116, km 191,2 (PR). 82
- Figura 30 - Detalhe do afloramento exibido na figura anterior, mostrando uma "bola" de *till* (*till ball*). 82
- Figura 31 - Seções colunares da Formação Mafra, expostas na pedreira da Prefeitura de Rio Negro, e na estrada do Seminário (Rio Negro). 85

- Figura 32 - Tubo de invertebrados em diamictito da Formação Mafra; pedreira da Prefeitura de Rio Negro (PR). 86
- Figura 33 - Pistas de invertebrados e clastos emergentes, em plano de estratificação de diamictito; Formação Mafra, pedreira da Prefeitura de Rio Negro (PR). 86
- Figura 34 - Diagrama parcial do afloramento do km 4, BR-116, Formação Mafra (SC). 88
- Figura 35 - Marcas ondulares em arenito da Formação Mafra, BR-116, km 4 (SC). 90
- Figura 36 - Diamictito compacto sobre crista de arenito, Formação Mafra, BR-116, km 4 (SC). 90
- Figura 37 - Estruturas de colapso em sedimentos da Formação Rio do Sul, BR-116, km 9 (SC). 93
- Figura 38 - Contato entre diamictito maciço recobrimdo arenito; Formação Rio do Sul, BR-116, km 9,4 (SC). 95
- Figura 39 - Contato entre diamictito maciço recobrimdo arenito; Formação Rio do Sul, BR-116, km 9,4 (SC). 96
- Figura 40 - Possíveis involuções em arenito da Formação Rio do Sul, BR-116, km 12 (SC). 98
- Figura 41 - Mapa de ocorrência de Arenito Lapa (MEDEIROS, 1971). 140
- Figura 42 - Contato entre o Arenito Lapa e diamictito da Formação Campo do Tenente, na região da cidade de Lapa, próximo ao Parque do Monge. 141
- Figura 43 - Contato entre o Arenito Lapa e diamictito da Formação Campo do Tenente, km 21-22, estrada que liga Lapa a Campo do Tenente (PR). 141

Figura 44 - Estratificação cruzada acanalada, observada no Arenito Lapa, no Parque do Monge (Lapa, PR).	142
Figura 45 - Lineações de arrasto (<i>drag-lineations</i>) observáveis na parte mais interna do segundo corpo arenítico de grande porte (kms 75 a 79, BR-476, Formação Mafra).	145
Figura 46 - Varvitos da Formação Mafra, pedreira da Prefeitura de Rio Negro.	146
Figura 47 - Esboço paleogeográfico do Subgrupo Itararé, na época da deposição da Formação Campo do Tenente.	150
Figura 48 - Esboço paleogeográfico do Subgrupo Itararé, na época da deposição da Formação Mafra. A simbologia aqui utilizada é a mesma da Figura 47.	151
Figura 49 - Esboço paleogeográfico do Subgrupo Itararé, na época da deposição da Formação Rio do Sul. A simbologia aqui utilizada é a mesma da Figura 47.	152

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela I - Evolução da classificação e nomenclatura do Grupo Tubarão, na área em estudo.	38
Tabela II - Ensaio de classificação dos diamictitos estudados.	122
Tabela III - Classificação e terminologia dos depósitos glaciogênicos subaquáticos.	134

RESUMO

A presente dissertação tem por objetivo discutir os resultados do projeto de estudo da facies e provável origem dos diamictitos neopaleozóicos do Subgrupo Itararé, aflorantes no sul do Estado do Paraná e norte do Estado de Santa Catarina, e de algumas rochas sedimentares a eles associadas.

O estudo baseou-se no exame megascópico de características estruturais, texturais e nas relações estratigráficas, além da análise paleontológica dos diamictitos e de outros sedimentos, expostos em cortes das rodovias BR-116 (entre os kms 174, no Paraná, e 26, em Santa Catarina), BR-476 (entre os kms 48 e 114) e BR-277 (entre os Kms 158 e 226), os dois últimos totalmente incluídos no Estado do Paraná, perfis estes informalmente designados como Campo do Tenente-Itaiópolis, Lapa-São Mateus do Sul e Palmeira-Irati, respectivamente.

O Subgrupo Itararé, na área estudada, corresponde a uma seqüência sedimentar com espessura máxima de 760 m, subdividida em três formações, a saber: Campo do Tenente (espessura máxima estimada: 200 m), Mafra (310 m) e Rio do Sul (250 m).

Diamictitos distribuem-se de modo generalizado nas três unidades, podendo constituir a litologia predominante em algumas seções, juntamente com os arenitos, folhelhos, siltitos, varvitos e ritmitos.

Basicamente, os *diamictitos* subdividem-se em dois grandes grupos, isto é, os *maciços* ou *não estratificados* e os *estratificados*, estes de ocorrência mais comum. Pelo menos 11 tipos diferentes de diamictitos maciços e estratificados foram distinguidos e caracterizados. A partir daí, tentou-se interpretar os processos sedimentares envolvidos na sua deposição, sua facies e provável paleoambiente, utilizando-se, para isso, as informações da literatura sobre mecanismos e modelos de sedimentação glaciogênica, cenozóica e recente, que ocorre nos domínios terrestre e marinho da

glaciação. Complementarmente, foram, também, utilizadas as informações derivadas da análise palinológica e micropaleontológica de a mostras dos diamictitos e outras rochas locais.

Os diamictitos maciços incluem tilitos de alojamento e tilitos basais, depositados em condições terrestres ou subaquáticas. Estratificação foi encontrada em zonas dos tilitos basais, sendo mais comum em vários tipos de diamictitos depositados através de diversos processos de fluxo gravitacional de massa (por exemplo, fluxo de detritos, fluxo *slurry* e correntes de turbidez). Estes também podem incluir corpos formados subaereamente, mas, principalmente, em condições subaquáticas, em parte marinhas, conforme demonstram os fósseis associados.

Diamictitos das diferentes facies compõem pelo menos 3 associações litológicas: a) *terrestre/de geleira "grounded"*, representada por tilitos de alojamento ou basais, repousando sobre embasamento polido, estriado ou cisalhado, ou em contato lateral com depósitos fluvio-glaciais; b) *plataforma interna/de geleira "grounded"*, que pode, também, incluir tilitos de alojamento ou tilitos basais sobre embasamento polido ou cisalhado, porém recobertos por sedimentos subaquáticos, inclusive marinhos; c) *plataforma externa/bacial*, incluindo depósitos de fluxo de detritos glaciogênicos, alguns espessos e extensos, associados a folhelhos marinhos e varvitos espessos.

Embora as associações não ocorram exclusivamente em nenhuma das formações do Subgrupo Itararé, de modo geral, pode-se dizer que a associação terrestre/de geleira *grounded* tende a predominar no intervalo basal do Subgrupo Itararé (Formação Campo do Tenente), que pode, também, incluir facies de plataforma interna/de geleira *grounded*. A segunda associação parece ser mais comum na parte média do Subgrupo Itararé e, localmente, na sua parte superior (Formações Mafra e Rio do Sul). A Formação Mafra mostra, localmente, um conjunto de facies atribuíveis à associação de plataforma externa/bacial. Algumas feições em diamictitos e sedimentos associados da Formação Rio do Sul, sugerem recorrência da associação terrestre/de geleira *grounded* na parte superior do Ita

raré.

Com base na identificação de tilitos de alojamento ou basais, associados com substrato polido, estriado ou cislhado, pelo menos 6 ou 7 avanços das geleiras neopaleozóicas foram discriminados em um dos perfis (BR-116). Nem todas essas fases puderam, contudo, ser reconhecidas nas outras seções estudadas.

O Subgrupo Itararé, na área, é, também, notável pela presença de extensos e espessos corpos de arenitos fluviais interpretados como pertencentes à Formação Mafra, mas que cortam esses sedimentos embutindo-se em rochas da Formação Campo do Tenente. O mais importante é o Arenito Lapa, um longo e sinuoso corpo descontínuo, sob a forma de canal, em contato erosivo sobre diamictitos, que se estende de SE-NO, infletindo-se, depois, para o norte, por cerca de 60 km, e que se origina junto à margem atual da Bacia, a SE, conforme indicam as medidas de paleocorrentes (estratificação cruzada, lineações de partição, etc), desaparecendo a NO de Lapa.

Além dos arenitos, varvitos típicos foram identificados em vários níveis do Subgrupo Itararé, na área. Embora, no geral, restritos ao intervalo basal da sequência (Formação Campo do Tenente), nos perfis examinados, seções espessas dessa litologia foram, também, encontradas, intercaladas com folhelhos e siltitos marinhos e depósitos de fluxo de detritos glaciogênicos, na parte média-superior da Formação Mafra. Neste caso, a gênese desses ritmitos dependeria da afluência de grandes volumes de água de degelo até a bacia de deposição.

Quanto à paleogeografia, a orientação paralela das feições de abrasão do embasamento (estrias), das paleocorrentes dos sedimentos associados, dos eixos e dos corpos lineares de arenito fluvial, ou fluvio-glacial, além das dobras e lineações de arrasto, ligadas aos movimentos de massa que afetaram os diamictitos, indicam que estes foram depositados diretamente por gelo, ou resultaram da redeposição de sedimentos glaciogêni-

cos, seja em ambiente terrestre ou subaquático, em parte marinho, em geral, paralelamente ao paleodeclive, a partir de fonte permanentemente situada ao sudeste da região pesquisada. As isópacas do intervalo basal do Subgrupo Itararé configuram sulcos alongados que se estendem da margem ao interior da Bacia, também orientados paralelamente às feições direcionais acima, e que poderiam corresponder a vales modificados pela abrasão glacial.

De modo geral, interpreta-se a sedimentação do intervalo inferior do Subgrupo Itararé como, predominantemente, continental, terrestre e subaquática. A deposição dos pacotes médio e superior já teria ocorrido, ao que tudo indica, em condições, no geral, subaquáticas, provavelmente, em grande parte, marinhas, porém incluindo a recorrência de facies terrestres da glaciação. A frequência de evidências de movimentos de massa e de seções contendo fósseis marinhos, na área de Rio Negro-Mafra, configura a presença de um corpo d'água marinho na área, também sugerido pela deposição das isópacas do intervalo médio do Subgrupo Itararé.

ABSTRACT

The present dissertation aims to discuss the results of a project of study of the facies and probable origin of the Late Paleozoic diamictites from the Itararé Subgroup, cropping out in southern Paraná and northern Santa Catarina States and of some of the associated sediments.

The study was based on the megascopic examination of structural, textural features and of the stratigraphic relationships, besides the paleontological analysis of the diamictites, and of other sediments exposed in road cuts along BR- 116 (between km 174, in Paraná State and 26, in Santa Catarina State), BR-476 (between km 48 and 114) and BR-277 (between km 158 and 226), both in Paraná State, also informally designated as Campo do Tenente-Itaiópolis, Lapa-São Mateus do Sul and Palmeira-Irati sections, respectively.

The Itararé Subgroup in the area corresponds to a sequence of up to 760 m, subdivided into the three formations, namely: Campo do Tenente (200 m), Mafra (310 m) and Rio do Sul (250 m).

Diamictites are widespread in the three formations, where they may constitute the main component together with sandstones, shales, siltstones, varvites and rhythmites.

Basically, the *diamictites* make up two groups, the *massive* or *non-stratified* and the *stratified*, the latter of more common occurrence. At least 11 different types of massive and stratified diamictites could be distinguished and characterized. On the basis of this, an attempt was made to interpret the sedimentary processes involved in deposition of the diamictites, their facies and probable paleoenvironment, in the light of published information mechanisms and models of glaciogenic sedimentation in terrestrial and marine realms, of the Cenozoic and recent glaciations. Information derived from palynological and

micropaleontological analyses of samples of diamictites and other rocks have also been complementarely used.

Massive diamictites include lodgement and basal tillites formed under terrestrial or subaquatic conditions. Stratification may appear in parts of the basal tillites but is more common feature of the several types of diamictites deposited by different mass gravity flow processes (e.g., debris flow "slurry" flow, turbidity currents). These may also include bodies formed subaerially, but are mainly subaquatic, in part marine, as demonstrated by the associated fossils.

Diamictites of the different facies compose at least three lithological associations, namely: a) *terrestrial/grounded glacier*, represented by lodgement tillites resting on polished, striated or sheared basement, or in lateral contact with fluvio-glacial deposits; b) *internal shelf/grounded glacier*, which may also include lodgement or basal tillites overlying polished, finely striated and sheared basement, but recovered by subaquatic sediments, including marine ones; c) *external shelf/basinal* represented by glaciogenic mass gravity flow sediments, some thick and extensive, associated with marine shales and thick varvites.

Though the associations do not occur exclusively in any of the three formations of the Itararé, in general terms, the *terrestrial/grounded glacier* type seems to predominate in the basal interval of the Itararé Subgroup (Campo do Tenente Formation), which may also include *internal shelf/grounded glacier* facies. The second association seems to be more common in the middle part of the Itararé Subgroup and locally in its upper section (Mafra and Rio do Sul Formation). The Mafra Formation also exhibits locally a set of facies assigned to *external shelf/basinal* association. Some features of the diamictites and associated sediments of the Rio do Sul Formation suggest recurrence of the *terrestrial/grounded glacier* association in the upper part of the Itararé Subgroup.

On the basis of the identification of lodgement or basal tillites overlying polished, striated or sheared basement, at least 6-7 glacier advances have been recognized along one profile (BR-116). Not all of these phase however could be recognized along the other sections studied.

The Itararé Subgroup in the area is also notable by the occurrence of extensive and thick, fluvial or glacio-fluvial sandstone bodies, belonging to the Mafra Formation, but cutting down being included within sediments of the Campo do Tenente Formation. The most important of these is the Lapa sandstone, a long sinuous and discontinuous channel fill, in erosional contact on diamictites, trending initially from SE-NW, later inflecting towards N, along at least 60 km, originating close to the present basin margin as indicated by paleocurrent measurements, disappearing in the area to the NW of Lapa.

Besides the sandstones, varvites were identified at several levels within the Itararé Subgroup. Through, in general restrict to the basal interval (Campo do Tenente Formation), in the sections examined, thick sections of this rock have been found intercalated with marine shales and siltstones and glaciogenic flows, in the middle upper part of the Mafra Formation. In this case, the genesis of this sediment would depend on large amount of melt water flowing into the depositional basin.

Paleogeographically, the parallel disposition of the striae, paleocurrents, axes of the glacio - fluvial linear sandstone bodies, of the folds and drag-lineations due to mass gravity flow affecting the diamictites, all point out to their deposition, directly by the ice or as result of redeposition of glaciogenic sediments, either in terrestrial or in subaquatic, in part marine environment, according to the paleoslope and from a permanent source towards S and SE. Isopachs of the lower interval of the Itararé Subgroup show elongated sulci extending from the margin towards the basin interior, also trending parallel with the above directional features. These may correspond to valleys cut in the basement and modified by glacial erosion.

In general terms the sedimentation of the lower interval of the Itararé Subgroup is interpreted as having occurred under predominant continental conditions, both terrestrial and subaquatic.

Deposition of the middle and upper sections on the other hand is interpreted as mostly subaquatic, probably marine, but including also recurrence of the terrestrial conditions of the glaciation. Abundant evidences of mass gravity flow of diamictites and associated sediments and intercalation of several marine sections in the Rio Negro-Mafra area, as well as the isopach map are suggestive of the presence of a sizeable marine water body covering this part of the Paraná Basin, during sedimentation of the middle section of the Itararé.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, desejo expressar o meu profundo reconhecimento à PETROBRÁS (Petróleo Brasileiro S/A), pelo fornecimento do apoio financeiro para a elaboração desta dissertação, através de contrato entre a Empresa e o IGUSP. Por intermédio deste, foi possível, também, o acesso a informações estratigráficas não publicadas, sobre a área da pesquisa, de grande utilidade para o desenvolvimento do projeto de pesquisa de Mestrado.

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

Ao Prof. Dr. Antonio Carlos Rocha Campos, cuja orientação dedicada, efetiva e segura foi de importância vital para o desenvolvimento e término desta dissertação; além de ter-me proporcionado excelente treinamento profissional, tornou-se um amigo sincero.

Ao Prof. Dr. Kenitiro Suguio, pela amizade e compreensão demonstradas, principalmente na fase final da elaboração do presente texto, quando muitas vezes me liberou, incondicionalmente, de algumas atividades relacionadas à disciplina Estratigrafia, na qual tenho participado como professor auxiliar.

Ao Prof. Dr. Oscar Rösler, responsável pela disciplina Paleontologia II, na qual tenho, também, colaborado como docente, pela paciência e grande espírito de colaboração demonstradas para comigo, durante a fase de redação do presente trabalho.

Ao Prof. Paulo Roberto dos Santos, a quem dedico profunda amizade e consideração, não só pelo incentivo amigo, sempre presente, mas ainda, pelo auxílio eficiente, através de discussões e sugestões na construção das seções colunares, referentes aos perfis executados na área da pesquisa.

Aos colegas que direta, ou indiretamente, colaboraram com seu incentivo para o êxito deste trabalho, Profs. Murilo Rodolfo de Lima, Ronaldo Gama de Carvalho e Juracy Bento de Oliveira Vespucci.

Aos colegas: Rodolfo Dino (geólogo do IPT) pelo auxílio na análise palinológica das amostras coletadas, Elizabete Pedrão (geóloga), Levy Figute e Rosana Maziero, sendo, os dois últimos, estagiários do DPE (IGUSP) e alunos do Curso de Biologia, IBUSP, pela preparação das amostras palinológicas, bem como aquelas destinadas ao estudo de microfósseis.

Ao geólogo Dharani Sundaram, pelo auxílio na elaboração do *abstract*.

Ao Sr. Pedro Luiz Côrtes, Srta. Itacy Kroehner e Paulo Cesar Oliveira Santos, pela elaboração dos desenhos.

Ao Sr. Jaime de Souza Marcos pela confecção das fotografias.

Ao Sr. Jaime Alves da Silva e auxiliares, pela impressão e encadernação dos exemplares.

Agradeço, enfim, a todos os colegas do Instituto de Geociências, que colaboraram de alguma forma para o desenvolvimento do trabalho.

Ao Prof. Laércio Ravagnani, meu tio, que sempre me incentivou nos estudos, e nesta oportunidade renova a demonstração de sua profunda sensibilidade, na leitura e revisão final do texto, sacrificando suas horas pessoais.

Minha gratidão toda especial a Claudete Salinas, pela paciência, boa vontade e pelo inestimável auxílio prestado nos trabalhos de campo, pelo capricho e dedicação nos trabalhos datilográficos, pela colaboração na montagem final da dissertação e inúmeras sugestões que aprimoraram a estética geral desta, e ainda pelo companheirismo e incentivo constantes.

Finalmente, aos meus pais, Sr. José Canuto e Sra. Cicília Ravagnani Canuto, especialmente ao meu pai, pelo apoio e estímulo que sempre me ofereceu, além de ser meu melhor amigo.

INTRODUÇÃO

A presente dissertação constitui uma extensão de projeto de estudo estratigráfico sistemático do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico), ao longo da faixa leste de afloramentos dessa importante unidade sedimentar da Bacia do Paraná, em andamento no Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, do Instituto de Geociências, da Universidade de São Paulo.

Iniciado em 1972, através de convênio firmado entre o Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo e a Comissão Nacional de Energia Nuclear, o projeto teve, como primeiros resultados, a preparação de duas dissertações de Mestrado, por SAAD (1977) e SANTOS (1979), relacionadas, respectivamente, com aspectos da estratigrafia física e bioestratigrafia, evolução tectono-sedimentar, e com as características, distribuição e facies dos diamictitos do Subgrupo, na região nordeste da Bacia do Paraná, em território paulista. Adicionalmente, vários artigos científicos, tratando de alguns resultados específicos dessas pesquisas, vieram à luz, dentre os quais os de ROCHA CAMPOS et al. (1976 e 1977), ROCHA CAMPOS & SANTOS (1981a e b) e SAAD et al. (1979).

As pesquisas de SAAD (1977) e SANTOS (1979) foram pioneiras no desenvolvimento e aplicação de uma metodologia para o levantamento semi-detalhado de seções estratigráficas, ao longo de estradas de rodagem e de ferro que cruzam a faixa de afloramentos, levando em conta as condições de afloramento, mergulho regional e topografia, prevaescentes nesta parte da Bacia do Paraná. Desse modo, foi possível obter seções colunares aproximadas, representativas da sequência Itararé, no nordeste da Bacia, e exibindo a distribuição dos diamictitos e outras litologias do Subgrupo, suas relações mútuas, as estruturas, texturas e feições sedimentares, principalmente as de natureza glacial, além da ocorrência de fósseis vegetais e animais.

A coleta sistemática de litologias diversas, in-

cluindo diamictitos e outras rochas clásticas, permitiu a realização de análises palinológicas e a obtenção de uma variada microflora, constituída de esporos, polens e paleomicroplâncton (tasmânáceas), cujas distribuições vertical e lateral, serviram de base para uma tentativa de subdivisão bioestratigráfica da sequência aflorante do Subgrupo Itararé, no Estado de São Paulo (SAAD, 1977). As características granulométricas dos diamictitos e sua variação na vertical, foram investigadas, através da análise das mesmas amostras, por SANTOS (1979), com o objetivo de medir parâmetros úteis para a interpretação dos mecanismos de sedimentação.

A análise de facies dos diamictitos levou em conta informações de literatura, existentes na época, sobre a sedimentação glacial cenozóica e recente em Spitzbergen e Islândia, como, por exemplo, BOULTON (1968 e 1972a), envolvendo, principalmente, o ambiente glácio-terrestre, e na plataforma continental da Antártida (CAREY & AHMAD, 1961; ANDERSON, 1972), envolvendo, predominantemente, a sedimentação glácio-marinha. Desse modo, foi possível identificar diamictitos maciços correspondentes a tilitos basais, além de outros, estratificados, formados por ação de vários tipos de fluxos gravitacionais de massa (tilitos de fluxo).

O número mínimo de 9 avanços e recuos das geleiras neopaleozóicas foi interpretado, com base na distribuição dessas facies e em sua extensão ocidental, na parte interna da bacia. Esses elementos foram utilizados para uma reconstrução paleogeográfica geral da sedimentação glacial na parte norte da bacia. Esta, inclui um domínio, predominantemente, terrestre da glaciação, correspondente às regiões norte-nordeste e central do Estado de São Paulo, e um domínio, predominantemente, subaquático, marinho, que distribui-se nas partes oeste e norte do mesmo Estado, correspondente à parte central e mais sudeste da Bacia do Paraná.

Os resultados obtidos por SAAD (1977) e SANTOS (1979), e a disponibilidade de uma metodologia e abordagem estratigráfica adequadas para a investigação dessa complexa sequência sedimentar, representada pelo Subgrupo Itararé, levou à tentativa de extensão da pesquisa à região sul da faixa de afloramentos,

em torno e ao sul do Arco de Ponta Grossa, importante elemento tectônico condicionador da evolução geológica da Bacia do Paraná.

Após um reconhecimento realizado em 1978 (SAAD & SANTOS, informação verbal), verificou-se que a região ao sul do Arco, nas regiões sul do Estado do Paraná e norte de Santa Catarina, oferecia condições mais atraentes para a extensão da pesquisa, em razão de: disponibilidade de estradas cruzando a faixa aflorante, mais ou menos perpendicularmente à direção dos estratos; de informações geológicas regionais, inclusive de mapeamento, que permitem um melhor controle tectono-estratigráfico das camadas; e uma interessante variação de facies da unidade stratigráfica em relação à parte nordeste da Bacia, conforme já afirmado por ROCHA CAMPOS (1967) e FRANKS & CROWELL (1969).

Com base nesses dados, formulou-se, pois, um projeto de estudo do Subgrupo Itararé, em particular dos diamictitos e rochas associadas de origem glacial, estruturado de modo similar aos projetos desenvolvidos por SAAD (1977) e SANTOS (1979).

Nesse ínterim, além de outros trabalhos importantes, já publicados nas décadas de 1960 e 1970, como BOULTON (1967, 1970a e b, 1971, 1972b, 1974, 1975, 1976a e 1978), BOULTON & DENT (1974), e BOULTON et al. (1974 e 1977), referentes a ambiente, predominantemente, glacio-terrestre, tornaram-se disponíveis as informações mais recentes sobre sedimentação glacio-marinha, na margem continental da Antártida e no Alasca, dados esses, potencialmente, interessantes como análogos atuais da sedimentação neopaleozóica da Bacia do Paraná (ANDERSON, 1979 e 1983; ANDERSON et al., 1977, 1980a e b, 1983 e 1984; CLARK & HANSON, 1983; DOMACK, 1982 e 1983; DOMACK et al., 1980; MOLNIA, 1983; POWELL, 1983; WRIGHT & ANDERSON, 1982; WRIGHT et al., 1983).

Além dos trabalhos mencionados acima, BOULTON & DEYNOUX (1981) elaboraram uma síntese e revisão a respeito de modelos glacio-terrestre e glacio-marinho, considerando o estado de conhecimento até aquela data.

O projeto denominado *Origem dos diamictitos e de rochas associadas do Subgrupo Itararé, no sul do Estado do Paraná e norte do Estado de Santa Catarina*, foi submetido à PETROBRÁS em 1980, como proposta de trabalho de Mestrado, a ser subsidiado por aquela Empresa, através de contrato com o IG-USP, dentro de seu programa de apoio aos cursos de pós-graduação do país.

Após sua aprovação, em 1981, pôde-se contar não só com o apoio financeiro da Empresa, como, também, dispor de informações estratigráficas pertencentes à mesma, referentes à área em estudo, que fazem parte de relatórios inéditos. De particular interesse foram os dados cartográficos e geológicos, e de levantamento de perfis geológicos, e as seções colunares levantadas ao longo da área, entre Campo do Tenente (PR) e Itaiópolis (SC), Lapa e São Mateus do Sul, e Palmeira e São João do Triunfo, as duas últimas, totalmente, incluídas no Estado do Paraná, parcialmente utilizadas na presente pesquisa.

A existência dos perfis e colunas estratigráficas, facilitou, sem dúvida, a execução do trabalho, já que evitou parte da tarefa de levantamento topográfico básico, referente às duas primeiras seções. Após o reconhecimento realizado, verificou-se que o trecho Palmeira-Irati exibia afloramentos de melhor qualidade, além de ser melhor orientado, com respeito à direção geral das camadas sedimentares, do que o Palmeira-São João do Triunfo, conforme já haviam apontado SAAD & SANTOS (informação verbal), finalmente abandonado nesta oportunidade. Para esse trecho, foram utilizados, em grande parte, os perfil e seção levantados por esses autores. Mesmo estes, contudo, tiveram que ser revisados e complementados, tendo em vista diferirem no enfoque estratigráfico utilizado.

Os objetivos básicos do projeto foram, portanto, os seguintes:

a. Estabelecimento de facies dos diamictitos, através da análise de sua geometria, estruturas e relações estratigráficas, e comparação com modelos disponíveis de sedimentação em am

biente glacio-terrestre, e subaquático, inclusive glacio-marinho;

b. Estabelecimento do ambiente de deposição dos ritmitos (varvitos) associados aos diamictitos, através da utilização da mesma metodologia;

c. Estabelecimento do ambiente de deposição dos arenitos. Alguns dos corpos alongados, dentre os quais o Arenito Lapa, interpretado como de origem fluvial (TOMMASI, 1973), podem corresponder, na realidade, a algum tipo de depósito fluvio-glacial, inclusive do tipo *esker*. A metodologia a ser utilizada seria análoga à dos casos anteriores;

d. Reconstrução da evolução paleogeográfica do Subgrupo Itararé, na área, através da análise de distribuição das facies, acompanhada do levantamento de estruturas sedimentares direcionais.

A análise de facies utilizada, baseou-se, pois, no exame das características dos diamictitos, litologia mais importante na seqüência Itararé. Já a subdivisão de facies, fundamenta-se, essencialmente, nas características da estratificação, feição sedimentar básica para a diagnose de origem dessas rochas; levou em conta, ainda, um outro conjunto de características, como geometria dos corpos, textura, estrutura, relações de contato e espaciais com outras litologias e com o embasamento, a partir de informações da literatura e da experiência pessoal, no campo.

Complementarmente, procedeu-se à coleta sistemática de amostras de litologias clásticas finas, e de diamictitos, para as análises palinológica e micropaleontológica. Tais informações foram utilizadas, adicionalmente aos dados físicos, para a interpretação dos paleoambientes sedimentares, idade e correlação da seqüência estudada.

Com relação a este aspecto, utilizou-se, como referência, o esquema bioestratigráfico geral desenvolvido por DAEMON & QUADROS (1970) para o Neopaleozóico da Bacia do Paraná, comple-

mentado por DAEMON (1974), no que diz respeito à integração dos dados palinológicos de afloramentos e de outros grupos fósseis.

No decorrer do trabalho, tornou-se evidente que as facies e ambientes sedimentares das rochas do Itararé, na área, diferem substancialmente daquelas estudadas por SAAD (1977) e SANTOS (1979), ou identificadas por outros autores (SOARES & LANDIM, 1973), na parte nordeste da Bacia do Paraná, predominando, aparentemente, os diamictitos depositados em condições subaquáticas, pelo menos em parte marinhas.

Assim, foi possível ensaiar, preliminarmente, a subdivisão faciológica básica da sequência Itararé, divulgada em algumas contribuições a reuniões científicas (ROCHA CAMPOS & CANUTO, 1983 e 1984).

A evolução do conhecimento veio a demonstrar, contudo, que a situação era bastante mais complexa do que a inicialmente imaginada, do que resultou a necessidade de revisar os comentários e conclusões iniciais, conforme ROCHA CAMPOS & CANUTO (no prelo), e o presente trabalho de Mestrado.

C A P Í T U L O 1

ÁREA DO ESTUDO E TRABALHOS PRÉVIOS

1. ÁREA DO ESTUDO E TRABALHOS PRÉVIOS

1.1. Área do Estudo

A área abrangida pelo presente estudo delimita-se, ao norte, pela rodovia BR-277 (estrada que liga as cidades de Palmeira e Irati), pela rodovia BR-116 (entre as cidades de Campo do Tenente e Itaiópolis), e, a leste e oeste, pelos limites inferior e superior do Subgrupo Itararé (Figura 1).

Do ponto de vista geológico, a área em questão situa-se ao sul do Arco de Ponta Grossa, importante elemento tectônico, que influenciou a sedimentação fanerozóica da Bacia do Paraná (NORTHFLEET et al., 1969).

Nessa área, a faixa de afloramento do Neopaleozoico tem sua direção infletida para SE, contornando o eixo do Arco. Os dados da literatura indicam que as camadas, nessa região, são subhorizontais, apresentando mergulhos regionais da ordem de 1°.

Ao que parece, o Arco de Ponta Grossa, embora tenha a sua conformação atual derivada de movimentos ocorridos, principalmente, no Neojurássico-Eocretáceo, condicionou a deposição do Subgrupo Itararé, a julgar pela disposição das isópacas exibidas no mapa da Figura 2, construído por NORTHFLEET et al. (1969).

Os pormenores da história tectono-sedimentar do Arco de Ponta Grossa, contudo, não estão, ainda, totalmente esclarecidos. Segundo FERREIRA (1982), a tectônica regional é fortemente influenciada por um sistema de lineamentos orientados na direção NO, correspondendo a zonas falhadas como as do rio Piqueri e rio Alonso (VIEIRA, 1973). O comportamento diferencial desses elementos e os movimentos relativos, ascendentes e descendentes, dos blocos do embasamento, limitados por eles, seriam os elementos condicionantes da evolução do Arco de Ponta Grossa, ao longo do tempo geológico.

FIGURA 1 - Mapa de localização da área do estudo, incluindo os três perfis pesquisados. Pontilhado: Subgrupo Itararé. A leste: rochas mais antigas; a oeste: rochas mais jovens.

FIGURA 2 - Área de afloramentos e mapa de isôpacas do Subgrupo Itararé, e do Grupo Aquidauana (NORTHFLEET et al., 1969).

Mapas de isópacas de intervalos particulares do Subgrupo Itararé, preparados por MEDEIROS et al. (1971), são, também, extremamente úteis para o entendimento do condicionamento geológico local, de sedimentos do Subgrupo. No mapa referente ao intervalo inferior (Figura 3), correspondente à atual Formação Campo do Tenente (SCHNEIDER et al., 1974), por exemplo, nota-se que as isópacas são truncadas, quase que perpendicularmente na sua região mais oriental; porém, têm a sua configuração, claramente, influenciada pela presença de um elemento positivo mais a oeste, rumo à parte central da Bacia, sendo, coincidentemente, paralelas à margem SO do Arco, onde ocorrem áreas alongadas, de maior espessura de sedimentos, correspondentes a sub-bacias elípticas, refletindo a paleotopografia do embasamento devoniano e/ou pré-cambriano, cuja estruturação pode ter sido controlada tectonicamente. É significativo notar, também, o paralelismo existente entre esses sulcos deposicionais e as direções de estrias glaciais sobre o embasamento, na área em estudo (FUCK et al., 1965; FUCK, 1966; BIGARELLA & SALAMUNI, 1967), o que sugere a possibilidade da alteração daqueles por abrasão glacial, ou, alternativamente, por ação fluvial.

As isópacas referentes ao intervalo médio do Subgrupo Itararé, correspondente à Formação Mafra (SCHNEIDER et al., 1974), por sua vez, denotam, mais claramente (Figura 4), a existência de elemento tectonicamente positivo a nordeste da área estudada, ao longo de cujo flanco sudoeste dispõem-se de modo, grosseiramente, concordante. Embora a influência dos elementos tectônicos, de orientação SE-NO, seja, ainda, clara ao longo do eixo do Arco, a feição mais dominante neste intervalo corresponde a uma extensa área alongada, ou sub-bacia, cujo eixo tem orientação NE-SO e que se estende lateralmente, ocupando boa parte da área em estudo, sob a forma de uma espécie de embaçamento, separado da zona principal de subsidência por um elemento alongado, mais positivo, também orientado de NE-SO.

Finalmente, o mapa relativo ao intervalo superior, correspondente à Formação Rio do Sul (SCHNEIDER et al., 1974), demonstra a existência de duas sub-bacias (Figura 5), separadas por

FIGURA 3 - Isópacas da Formação Campo do Tenente. I: Pré-Cambriano; II: Grupo Paraná; III: Subgrupo Itararé (faixa aflorante). Intervalo das isópacas: 50 m (MEDEIROS et al., 1971). Área do estudo circundada por linha cheia.

FIGURA 4 - Isópacas da Formação Mafra (MEDEIROS et al., 1971). Legendas iguais às da Figura 3.

FIGURA 5 - Isôpacas da Formação Rio do Sul (MEDEIROS et al., 1971). Legendas iguais às da Figura 3.

uma feição positiva, orientada segundo E-NE, denominada Arco de Porto União. Uma delas, cujo eixo de subsidência é, aproximadamente, E-O, tem sua região de maior espessura ao sul de Papanduva, entre Blumenau e Caçador, no Estado de Santa Catarina, a SE do Arco de Porto União. A outra sub-bacia, com eixo disposto segundo SE-NO, engloba uma seqüência sedimentar mais espessa, na região circundada pelas cidades de São Mateus do Sul, ao sul, Ponta Grossa, a leste, e Campo Mourão, a norte-noroeste, no Estado do Paraná. As isópacas relativas a esta parte do Subgrupo Itararé, sugerem, mais claramente, influência do Arco de Ponta Grossa, durante a deposição dos sedimentos, dado o seu nítido paralelismo ao longo do flanco SO, ao redor do Arco. A feição tectono-sedimentar dominante, na área em estudo é, como se vê, a dorsal de Porto União.

No campo, os elementos estruturais mais comuns correspondem a falhamentos normais, a maioria de rejeitos desconhecidos e, em parte, associados a diques e outras intrusivas básicas cretácicas, cujos efeitos, sobre os sedimentos em estudo, nem sempre puderam ser detectados com segurança.

1.2. Trabalhos Prévios

A literatura geológica, publicada ou não, sobre a área da pesquisa, é relativamente extensa e diversificada; cerca de 60 itens foram pesquisados, no decorrer dos trabalhos, devidamente analisados e fichados.

Na resenha abaixo, pretende-se sintetizar os aspectos principais dessas contribuições prévias, particularmente, no que tange aos conceitos referentes a facies e ambientes de deposição, dos sedimentos do Subgrupo Itararé, em particular dos diamictitos.

A descoberta por Eusébio de Oliveira, em 1908, de fósseis marinhos, inicialmente descritos por RUEDEMANN (1929) e OLIVEIRA (1930; 1936), em sedimentos do Subgrupo Itararé do Paraná e Santa Catarina, resultou em duas concepções diferentes a respei

to do ambiente de deposição dos diamictitos associados, cuja ocorrência na Bacia do Paraná já era conhecida desde o final do século passado.

WOODWORTH (1912) e RUEDEMANN (1929), por exemplo, mencionaram a possibilidade de diamictitos dessa parte da Bacia do Paraná terem sido depositados a partir de gelo flutuante, em bacias, pelo menos em parte, marinhas. Discordantemente, LEINZ (1937), em seu estudo da glaciação neopaleozóica do sul do Brasil, elaborou um modelo no qual os sedimentos marinhos representariam depósitos de ingressões de curta duração, ocorridas em intervalos interglaciais, sob controle glacio-isostático.

O modelo de LEINZ (1937), de glaciação predominantemente continental, com intercalações marinhas interglaciais, teve ampla aceitação e prevaleceu até 1967, conforme discutido abaixo.

ALMEIDA (1945), por exemplo, utilizava esquema similar para interpretar a seqüência de eventos documentados pelos sedimentos marinhos do topo do Subgrupo Itararé, na área de Teixeira Soares (Rio da Areia, Baitaca e Passinho), sucedendo a diamictitos, atribuindo-os a uma transgressão marinha pós-glacial controlada glacio-isostaticamente.

Conforme posteriormente verificado, os fósseis descobertos por Oliveira provinham de três camadas de siltito ou folhelho escuro, estratigraficamente distintas, do Subgrupo Itararé: uma referente ao topo da parte superior (Folhelho Passinho), uma relativa à base da parte superior (Camadas de Vila Nova = Folhelho Guaraúna) e outra referente à parte média (Camadas de Mafra = Folhelho Ortigueira), correspondendo, atualmente, respectivamente, ao topo e base da Formação Rio do Sul, e metade superior da Formação Mafra, a primeira de distribuição geograficamente ampla, observada desde o norte de Santa Catarina até o norte do Paraná (ALMEIDA, 1945; LANGE, 1952 e 1954; LOCZY, 1964; MEDEIROS et al, 1971). Mapeamento e lavamentos estratigráficos, levados a efeito por esses últimos autores, mostraram que várias ocorrências de folhelhos, atribuídos ao Passinho por LANGE (1952), em

Guaraúna e Ortigueira, no Estado do Paraná, corresponderiam, o primeiro, à base do intervalo superior do Subgrupo Itararé (Formação Rio do Sul) e, o segundo, às Camadas de Mafra. Do mesmo modo, correlacionaram os siltitosossilíferos da Pedreira Butiã com braquiópodes e bivalves (ROCHA CAMPOS, 1966), a cerca de 15 km a oeste de Mafra, com o Folhelho Passinho, do topo da atual Formação Rio do Sul.

Verifica-se, pois, a partir do relato acima, a grande incidência de intervalos contendo fósseis marinhos nas Formações Mafra e Rio do Sul, particularmente na região de Rio Negro-Mafra que, como será visto, é significativo do ponto de vista da facies e ambiente de deposição dos diamictitos locais.

Embora nem sempre reconhecíveis pelo seu conteúdoossilífero, sedimentos correlacionáveis aos três intervalos marinhos, acima referidos, isto é, de baixo para cima, Camadas de Mafra (Folhelho Ortigueira), Camadas de Vila Nova (Folhelho Guaraúna) e Folhelho Passinho, afloram ao longo dos perfis estudados na presente pesquisa (Figura 6, em anexo).

De acordo com as revisões de LANGE (1952), MENDES (1961) e ROCHA CAMPOS (1970), a fauna marinha de Mafra, Vila Nova e Passinho seria constituída, predominantemente, de braquiópodes (*Langella imbituvensis*, *Orbiculoidea guaraunensis*, *Chonetes rionegrensis*), além de bivalves, restos, dentes e escamas de peixes, etc. Alguns desses elementos (*Langella imbituvensis* e *Orbiculoidea guaraunensis*, por exemplo) foi registrada, também, no Folhelho Guaraúna.

Na área de Mafra-Rio Negro, folhelhos ou siltitos escuros aflorantes no km 0,3 da BR-116 (Camadas de Mafra), contêm abundantes foraminíferos arenáceos, principalmente do gênero *ammodiscus*, conforme notado inicialmente por MEDEIROS (1971). Nessa mesma região, SALAMUNI et al. (1966) demonstraram a existência de um outro nível de folhelhos escurosossilíferos, cerca de 50m, acima das Camadas de Mafra, ambos de posição estratigráfica aparentemente constante, respectivamente na metade superior da atual Formação Mafra e base da Formação Rio do Sul.

Do ponto de vista da litoestratigrafia, várias ten

tativas foram feitas para subdividir o Subgrupo Itararé na área estudada, com a utilização de diferentes abordagens. LANGE (1954) propôs a divisão do Subgrupo Itararé em duas formações, a basal de origem glacial, incluindo 4 a 5 horizontes de tilitos, estes de extensão regional, denominada Formação Palmeira e a superior, incluindo o Folhelho Passinho e facies associadas (Baitaca e Rio da Areia), de origem marinha, a que chamou Formação Teixeira Soares, também, extensivamente desenvolvida no Paraná e norte de Santa Catarina. Este esquema, adotado na revisão da estratigrafia da Bacia do Paraná, preparada por SANFORD & LANGE (1960), coincide, fundamentalmente, com o de LOCZY (1964). Nos dois casos, o Folhelho Passinho foi reconhecido como uma camada-guia, de extensão ampla na Bacia do Paraná e, portanto, útil para a subdivisão e correlação do Subgrupo Itararé.

Quase na mesma época, BEURLIN (1955), com base em mapeamento regional, na escala 1:250.000, da Folha Geológica de Ponta Grossa, identificou quatro "horizontes tilíticos" que supõem serem, juntamente com o Folhelho Passinho, de distribuição generalizada em toda a área por ele cartografada, e litologicamente correlacionáveis com unidades litológicas similares de São Paulo e sul de Santa Catarina. Os quatro tilitos foram denominados, em ordem estratigráfica: Caniu, Elias Fausto, Mombuca e Orleans, os segundo e terceiro nomes emprestados de seus possíveis equivalentes na seção do Subgrupo Itararé do vale do rio Tiete (ALMEIDA & BARBOSA, 1949; BARBOSA & GOMES, 1958), e o último correspondendo ao "tilito" basal da clássica seção de WHITE (1908), no sul de Santa Catarina.

Embora os trabalhos de mapeamento mais modernos (por exemplo, MEDEIROS et al., 1971) tenham confirmado a extensão regional de várias das camadas marinhas do Subgrupo Itararé, a sua correlação, em âmbito bacial, ainda não pôde ser feita com segurança. As pesquisas aqui desenvolvidas demonstraram, também, a relativamente pequena persistência lateral dos corpos de diamictito que, somente em casos particulares, podem, realmente, servir de camadas-guia estratigráficas.

Uma outra interessante abordagem ao problema da

subdivisão litoestratigráfica do Subgrupo Itararé, derivou dos trabalhos de mapeamento litológico (ou de litofacies), iniciados no Paraná, sob a coordenação da Comissão da Carta Geológica desse Estado (FUCK, 1966; MURATORI, 1966; FUCK & BIGARELLA, 1967; BIGARELLA et al., 1967; TREIN, 1967). A identificação de associações, abrangendo diamictitos recobrimdo embasamento estriado e, por sua vez, seguidos por sedimentos fluviais e lacustrinos, foram chamados, por eles, "periglaciais", e interpretados, respectivamente, como tilitos e depósitos "periglaciais", depositados durante fases de avanço e recuo das geleiras; isto levou à identificação de duas "glaciações" na área, a sudeste de Ponta Grossa, particularmente na área da Folha Geológica de Quero-Quero. O pacote sedimentar envolve, além dos tilitos, arenitos de granulometrias diversas, varvitos e folhelhos, sedimentos da parte basal do Subgrupo Itararé, correspondentes à atual Formação Campo do Tenente, que afloram ao longo da rodovia BR-277. As contribuições acima são, também, importantes pela caracterização granulométrica dos diamictitos e sedimentos associados.

No presente trabalho faz-se, também, referência à possibilidade de identificação de fases de avanço das geleiras neopaleozóicas na área estudada, com base no reconhecimento de tilitos basais (inclusive de alojamento), alguns deles associados a evidências de abrasão glacial e cisalhamento, causados pelo movimento do gelo, sobre embasamento pré-cambriano ou intraformacional. A correlação lateral desses corpos, contudo, é extremamente difícil, não só pela variação lateral das facies, como, também, pela disponibilidade de afloramentos.

Numerosas referências aparecem na literatura consultada, a respeito de afloramentos de rochas ao longo dos perfis, examinados na presente pesquisa, ou em áreas adjacentes. O seu comentário extensivo, contudo, demandaria mais espaço do que se dispõe no presente texto. Assim sendo, faz-se referência, somente, a algumas das principais observações da literatura, pertencentes às tentativas de identificação de facies, mecanismos e ambientes de deposição dos diamictitos, e alguns dos sedimentos associados mais notáveis.

WOODWORTH (1912) e OLIVEIRA (1927), por exemplo, referem-se a afloramentos do Arenito Lapa, examinados entre esta localidade e as proximidades de Porto Amazonas, sobrepondo-se a diamictitos. Esses autores reconheceram a possível forma alongada do corpo arenítico e seu contato erosivo sobre os diamictitos. À mesma conclusão parece ter chegado MAACK (1946), em seu clássico trabalho sobre o Arenito Vila Velha, o que, aparentemente, considerou como uma extensão norte do Arenito Lapa, suposição que, em grande parte, coincide com observações feitas no decorrer da presente pesquisa. Conforme demonstrado por MEDEIROS (1971), o Arenito Lapa alonga-se por cerca de 60 km em direção NO e N, desde as proximidades de São Bento do Sul (SC). O trabalho de MAACK (1946), acima referido, inclui informações sobre as características granulométricas de diamictitos do sul do Paraná.

Outro espesso corpo arenítico, identificado como "loessito" (*loess* litificado) por OLIVEIRA (1927), um dos sedimentos mais característicos da área de Rio Negro-Mafra, parece, contudo, corresponder a extenso corpo tabular, depositado subaquaticamente, conforme demonstram as poucas estruturas sedimentares que exhibe (SALAMUNI et al., 1965 e 1966; MEDEIROS et al., 1971). Mais recentemente, FUCK (1966), MURATORI (1966), SALAMUNI et al. (1966), BIGARELLA & SALAMUNI (1967), FUCK & BIGARELLA (1967), ROCHA CAMPOS (1967), TREIN (1967), FRANKES & CROWELL (1969), TOMMASI & RONCARATI (1970), MEDEIROS (1971), MEDEIROS et al. (1971), ROCHA CAMPOS (1972), TOMMASI (1973), SCHNEIDER et al. (1974), ROCHA CAMPOS et al. (1981), etc, referem-se, também, a vários dos afloramentos abrangidos pela presente pesquisa; incluem numerosas informações a respeito da distribuição estratigráfica, estruturas, texturas e granulometria, processos sedimentares, facies e origem dos diamictitos, além de dados sobre direção e/ou sentido do movimento das geleiras neopaleozóicas, na área, e de paleocorrentes do Subgrupo Itararé, cuja discussão pormenorizada também ultrapassa os objetivos da presente revisão. Muitos destes serão referidos nos capítulos que se seguem.

SALAMUNI et al. (1966), por exemplo, interpretaram como produtos de corrente de turbidez, ritmitos espessos, afloran

tes em Rio Negro-Mafra e Rio Branco. Vale notar que grande parte das feições diagnósticas, tais como, marcas de sola e estratificação gradacional, não comparecem nos ritmitos da pedreira da prefeitura, em Rio Negro, identificados como varvitos típicos por ROCHA CAMPOS et al. (1981).

A presença de numerosas feições sedimentares, denotando fluxo gravitacional de massa, em diamictitos e outras rochas do Subgrupo Itararé, foi notada, entre outros, por BIGARELLA & SALAMUNI (1967), FUCK & BIGARELLA (1967) e TREIN (1967), na região a sudeste de Ponta Grossa e, mais regionalmente, no sul do Paraná e norte de Santa Catarina, por ROCHA CAMPOS (1967), FRAKES & CROWELL (1969 e 1972), TOMMASI & RONCARATI (1970), MEDEIROS (1971), TOMMASI (1973) e SCHNEIDER et al. (1974). Essa característica, aliada à maior incidência de níveis com fósseis marinhos, intercalados entre os diamictitos das partes média a superior do Subgrupo Itararé, em especial na área de Rio Negro-Mafra, levou a hipóteses de sedimentação ou "ressedimentação" desses materiais, subaquaticamente, em ambiente marinho, inicialmente aventada por ROCHA CAMPOS (1967) e FRAKES & CROWELL (1969 e 1972), ou à presença de uma sub-bacia de sedimentação marinha ocupando o sul do Paraná e norte de Santa Catarina (MEDEIROS & THOMAZ FILHO, 1973). MEDEIROS (1971) e TOMMASI (1973) demonstraram, também, através de mapeamento, a forma de corpo linear, alongada e, relativamente contínua do Arenito Lapa, sua extensão ao norte dessa localidade, como sugerido por TREIN (1967), e provável origem fluvial, vinculando-o à Formação Mafra. MEDEIROS et al. (1971), identificaram um outro importante corpo de arenito fluvial, também pertencente à Formação Mafra, porém estratigraficamente acima do Arenito Lapa.

A descoberta de numerosos pavimentos estriados, sobre arenitos da Formação Furnas (D) e do próprio Subgrupo Itararé, segundo planalto do Paraná (BIGARELLA & SALAMUNI, 1967; BIGARELLA et al., 1967; FUCK & BIGARELLA, 1967), demonstrou, claramente, a direção N-S de movimento das geleiras neopaleozóicas. O sentido do deslocamento para N-NO, contudo, foi deduzido, indiretamente, a partir de estudos da petrofábrica de clastos de diamictitos

diretamente associados. Resultados semelhantes provieram das medidas de paleocorrentes de arenitos do Subgrupo Itararé. Interessante notar que, até então, a interpretação do sentido do movimento do gelo baseara-se, somente, em medidas de orientação de dobras em diamictitos, que MARTIN (1961) atribuiu a empuxo glacial, com orientação similar, isto é O-NO. As estruturas mencionadas acima, entretanto, parecem corresponder a dobras causadas por fluxo gravitacional de massa e, portanto, relacionadas ao paleodeclive local, conforme foi possível observar durante a presente pesquisa. Informações adicionais sobre a direção do gelo e proveniência dos sedimentos do Subgrupo Itararé, através de identificação e medida de estrias e outras feições glaciais, e de paleocorrentes na área estudada, encontram-se em TOMMASI (1973). As primeiras são inteiramente consistentes com as obtidas para a área do segundo plano, indicando um deslocamento predominante para N-NE. As medidas de paleocorrente, não obstante, mostraram relativa dispersão.

O conhecimento da estratigrafia e subdivisão dos sedimentos do Subgrupo Itararé, na área focalizada no presente trabalho, evoluiu grandemente com os trabalhos de cartografia geológica e estratigrafia de semi-detulhe, levados a efeito pela PETROBRÁS (TOMMASI & RONCARATI, 1970; MEDEIROS et al., 1971; TOMMASI, 1973; SCHNEIDER et al., 1974), conforme já foi referido anteriormente. Tais pesquisas resultaram na caracterização mais adequada do pacote sedimentar, e na proposta de sua subdivisão em três intervalos (MEDEIROS et al., 1971; TOMMASI, 1973), correspondentes às três formações nomeadas, formalmente, por SCHNEIDER et al. (1974).

Quanto à bioestratigrafia e cronologia da sequência sedimentar em foco, além dos dados derivados dos invertebrados marinhos, que indicam, no geral, somente uma idade neopaleozóica para o Subgrupo Itararé (ROCHA CAMPOS, 1966 e 1970), vale mencionar as informações constantes dos trabalhos de DAEMON & QUADROS (1970) e DAEMON (1974), sobre a palinobioestratigrafia neopaleozóica da Bacia do Paraná. Estes autores processaram algumas amostras de afloramentos dos perfis estudados neste trabalho, ou de áreas próximas (Vila Nova-Mafra; Guaraúna; Ortigueira; Pas-

sinho), procurando correlacioná-los com o esquema bioestratigráfico por eles desenvolvido. As idades interpretadas, contudo, diferem das obtidas com base nos megafósseis, conforme comentado por ROCHA CAMPOS & ROSLER (1978).

Finalmente, nos últimos anos e durante a fase inicial de trabalhos de campo, relacionados à presente pesquisa, surgiram várias contribuições voltadas para os aspectos de facies e sedimentação, tais como os de ROCHA CAMPOS & CANUTO (1983 e 1984) e GRAVENOR & ROCHA CAMPOS (1983). Estas incluem algumas tentativas preliminares de identificação das facies, processos de deposição de alguns dos diamictitos, e seus prováveis ambientes, conforme já comentado anteriormente (p. 6).

C A P Í T U L O 2

METODOLOGIA

2. METODOLOGIA

2.1. Campo

O presente trabalho fundamentou-se, basicamente, no exame e interpretação de características e feições dos diamictitos e de rochas associadas do Subgrupo Itararé, expostos em cortes de três rodovias, que cruzam a faixa de afloramentos dessa unidade estratigráfica do Neopaleozóico da Bacia do Paraná, a sul-sudoeste do Arco de Ponta Grossa.

Os afloramentos examinados, em cada caso, embora não contínuos, compõem três perfis estratigráficos generalizados, definidos pelas localidades principais, que marcam, aproximadamente, o início (base) e fim (topo da faixa de afloramentos do Subgrupo, a saber (Figura 1):

a. *Perfil Palmeira-Irati*, Estado do Paraná, ao longo da rodovia BR-277, entre os kms 158 e 226;

b. *Perfil Lapa-São Mateus do Sul*, Estado do Paraná, ao longo da rodovia BR-476, entre os kms 48 e 114;

c. *Perfil Campo do Tenente-Itaiópolis*, Estados do Paraná e Santa Catarina, respectivamente, ao longo da rodovia BR-116, entre os kms 174 e 205 (Paraná), e 0 e 26 (Santa Catarina).

Os perfis examinados têm, grosso modo, a orientação E-O, $N85^{\circ}E$ e $N55^{\circ}E$, respectivamente, e, tendo em conta as informações estratigráficas regionais da Bacia do Paraná (NORTH-FLEET et al., 1969; FULFARO, 1971; SCHNEIDER et al., 1974) pode-se considerá-los, também, aproximadamente perpendiculares à direção deposicional (*depositional strike*), da unidade sedimentar examinada.

A documentação geológica básica, disponível no início do presente projeto, obtida através da generosa cooperação da PETROBRÁS (MEDEIROS et al., 1971), constava de mapa geológico da

área, na escala de 1:50.000. perfis estratigráficos nas escalas 1:50.000 (horizontal) e 1:1.000 (vertical), e seções litológicas colunares derivadas, na escala 1:1.000.

Os perfis estratigráficos mostram a sequência litológica aflorante ao longo das rodovias, suas relações de contato e sua correlação aproximada, além da subdivisão estratigráfica formacional do Subgrupo Itararé, na área. As seções colunares interpretadas, por sua vez, exibem o empilhamento ideal das litologias aflorantes ao longo dos perfis analisados, as relações espaciais dos corpos, e várias feições sedimentares e tectônicas.

O material relativo aos documentos pré-existentes foi, sem dúvida, extremamente útil, particularmente porque evitou a necessidade da execução de grande parte dos levantamentos topográficos, geralmente demorados e, até certo ponto, pouco precisos. Sua utilização nesta dissertação, contudo, demandou a revisão completa das informações, tendo em conta diferenças conceituais utilizadas, além da inclusão de dados adicionais, obtidos durante os trabalhos de campo.

Além disso, com o desenvolvimento do trabalho, verificou-se, no caso de um dos perfis disponíveis da PETROBRÁS (Palmeira-São João do Triunfo), não ser possível a sua utilização completa, por causa da má qualidade dos afloramentos e orientação do perfil, pelo menos na segunda metade dessa rodovia. Assim sendo, preferiu-se substituí-lo pelo perfil Palmeira-Irati, que teve, portanto, que ser complementado com outras informações. Os dados topográficos, neste caso, foram, em parte, extraídos de um perfil preliminar, executado por SAAD & SANTOS (informação verbal). Tanto o perfil, quanto a seção colunar foram, também, revisados. A diferença de interpretação referente ao contato Subgrupo Itararé-Formação Furnas, ao longo deste perfil exigiu, ainda, a extensão deste por mais 6 km, na sua parte inicial, no rumo NE, até a base da sequência Itararé aflorante, conforme anteriormente comentado. Vale notar que, pelo fato de as seções colunares corresponderem a perfis muito longos, de mais de 50 km de comprimento, o empilhamento estratigráfico exibido envolve corpos de litologias que po

dem estar, geograficamente, muito afastadas entre si e não necessariamente em contato direto, conforme já observado por SAAD (1977).

Com relação aos elementos tectônicos, várias falhas e diques marcados nos mapas de MEDEIROS et al. (1971) e FUCK et al. (1965), além de outras, interpretadas a partir de exame de fotografias aéreas, foram conferidas no campo. Os rejeitos das falhas são, no geral, de difícil interpretação e só em alguns casos puderam ser estimados, com base em correlação litológica de estratos aflorantes dos dois lados das supostas estruturas, fornecendo valores da ordem de até 80 m.

A metodologia de campo utilizada na presente dissertação foi, portanto, em linhas gerais, análoga à descrita por SANTOS (1979), obedecendo às seguintes fases principais:

1. Reconhecimento estratigráfico geral dos perfis, envolvendo:

a. Identificação macroscópica inicial das litologias, observações gerais sobre forma dos corpos, contatos, estruturas sedimentares, além, de elementos do condicionamento tectônico (falhas);

b. Identificação dos contatos definidos na literatura para as unidades formacionais, nas quais se subdivide o Subgrupo Itararé, na área (SCHNEIDER et al., 1974), no sentido de testar a validade das subdivisões propostas;

c. Coleta preliminar de amostras de algumas rochas significativas da sequência sedimentar aflorante (principalmente clásticos finos) e de diamictitos, para análises palinológica e micropaleontológica. Este trabalho visou verificar a potencialidade da utilização dessas técnicas para a obtenção de informações paleontológicas.

d. Fotografia branco e preto, cores (diapositivos) e polaróide ocasionais de alguns dos afloramentos principais.

Elaboração de alguns diagramas sobre as fotos polaróide.

2. Análise detalhada de facies, através do exame sistemático dos afloramentos, incluindo:

a. Observação dos corpos de diamictitos, suas características estruturais, texturais, relações de contato com outras litologias associadas;

b. Medição de estruturas direcionais diversas, incluindo estrias no embasamento pré-cambriano, devoniano ou intraformacional e outras estruturas sedimentares vetoriais;

c. Levantamento pormenorizado de alguns afloramentos complexos, envolvendo a elaboração de esquemas, principalmente através da construção de painéis de fotos polaróide. Em muitos casos, este trabalho envolveu a limpeza manual (e, deve-se acrescentar, extremamente penosa e demorada) de grande parte do afloramento, para exposição das suas feições mais características.

3. Coleta sistemática de amostras de litologias diversas para análises micropaleontológica e palinológica.

2.2. Escritório

Conforme já mencionado anteriormente, os dados e observações obtidas no campo foram utilizados para a revisão completa dos perfis estratigráficos, ou complementação de outros, no sentido de torná-los consistentes entre si e adequados para a análise de facies e interpretação paleoambiental que se pretendia fazer.

A partir daí, foi possível construir as três seções colunares exibidas na Figura 6 (em anexo), discriminar os corpos de diamictito que aparecem na Figura 7 (em anexo) e interpretar uma possível correlação.

Os dados de campo referentes aos diamictitos, e às litologias e feições associadas, foram, em seguida, avaliados, tentando-se a sua classificação em diferentes facies, segundo um conjunto de critérios extraídos da literatura especializada (p.111). Estes levam em conta, principalmente, as características estruturais, principalmente a presença ou ausência de estratificação, textura (em visão macroscópica), características e petrofábrica dos clastos, relações de contato, superior e inferior, e com litologias associadas. Adicionalmente, os dados paleontológicos, quando existentes, serviram para complementar ou testar a interpretação de facies sugerida pela análise litológica.

A distribuição estratigráfica das facies identificadas, em termos dos processos sedimentares envolvidos, serviu então, para a interpretação da história sedimentar ao longo das seções e regionalmente. A partir daí e com a utilização complementar de outros dados, tentou-se a reconstrução da paleogeografia da área e a elaboração de modelos deposicionais para o Subgrupo I tararé (p.149).

2.3. Laboratório

Os trabalhos de laboratório, desenvolvidos, foram de cunho essencialmente paleontológico e abrangeram análises paleontológicas e micropaleontológicas de clásticos finos (principalmente siltitos e folhelhos) e de alguns diamictitos. Através da literatura, sabia-se que algumas das litologias da área eram fossilíferas. Estas e outras foram, então, examinadas para obter dados úteis, principalmente para a interpretação ambiental. Os dados paleontológicos obtidos não foram, contudo, utilizados para determinação da idade ou bioestratigrafia das seqüências estudadas, elementos estes que fogem do objetivo do trabalho.

Apesar da sua utilidade na determinação de parâmetros úteis para a interpretação de processos e ambientes sedimentares, a análise granulométrica não foi utilizada neste trabalho, cuja abordagem foi essencialmente de exame de afloramentos.

Palinologia. Envolveu o tratamento rotineiro de a mostras para extração de palinomorfos (incluindo esporos, polens e paleomicroplâncton) e análise do tipo de matéria orgânica presente (Apêndice).

Micropaleontologia. Constatou da desagregação das rochas, catação dos microfósseis (foraminíferos arenáceos), montagem de lâminas e identificação (Apêndice).

C A P Í T U L O 3

ESTRATIGRAFIA

3. ESTRATIGRAFIA

3.1. Classificação e Nomenclatura Utilizadas

Os diamictitos e outras rochas associadas, aflorantes na área estudada, são englobados no Subgrupo Itararé, de idade neopaleozóica.

A nomenclatura e classificação estratigráfica desse pacote sedimentar, nos Estados do Paraná e Santa Catarina, sofreram várias vicissitudes durante a evolução do conhecimento geológico da área.

Até, aproximadamente, 1967, várias diferentes normas formacionais foram aplicadas a partes da seqüência sedimentar em estudo, com base em trabalhos de reconhecimento estratigráfico e mapeamento regionais, ou mesmo de detalhe, conforme se pode verificar, na discussão sobre a literatura prévia (p. 15). Um histórico detalhado a respeito da evolução dos conceitos até 1967, pode ser encontrado em FIUZA DA ROCHA & SCORZA (1940) e ROCHA CAMPOS (1967), sendo, portanto, desnecessária a sua repetição neste capítulo.

Em 1967, ROCHA CAMPOS introduziu uma proposta de classificação e nomenclatura das seqüências glacial e pós-glacial da Bacia do Paraná, já, então, consagradas sob os nomes de Itararé e Guatá, denominando-as subgrupo, dentro do Grupo Tubarão. Esta proposição levava em conta complexa interrelação e íntima "consangüinidade" dos componentes litológicos do Subgrupo Itararé, potencialmente desmembrável em formações, e das próprias subdivisões já reconhecidas no Subgrupo Guatá (Formações Rio Bonito e Palermo). Esta proposta foi seguida por alguns autores subsequentes como, por exemplo, FRANKES & CROWELL (1969 e 1972).

NORTHFLEET et al. (1969), em sua revisão da estratigrafia da Bacia do Paraná, entretanto, consideraram o Itararé como formação, compondo, juntamente, com as Formações Rio Bonito

e Palermo, o Grupo Tubarão.

A execução de trabalhos regionais, envolvendo levantamentos estratigráficos mais pormenorizados e, principalmente, mapeamento geológico de semi-detálhe, levados a efeito pela PETROBRÁS, a partir de 1971 (MEDEIROS et al., 1971; TOMMASI, 1973; VIEIRA, 1973), na Bacia do Paraná, vieram a demonstrar a impraticabilidade das subdivisões formacionais, anteriormente propostas para o Subgrupo Itararé, ao mesmo tempo levando ao reconhecimento, na área em estudo, da possibilidade de subdivisão deste em unidades formacionais.

Estas, reconhecidas, inicialmente, de modo informal, abrangiam um pacote inferior argiloso, com arenitos, conglomerados, diamictitos e camadas de folhelhos, distribuídos de maneira caótica, com corpos areníticos em forma de canal, cortando os diamictitos e englobados pelos mesmos; um pacote intermediário, de caráter, predominantemente, arenítico e, finalmente, um superior, no qual, novamente, prevalecem os clásticos finos. MEDEIROS et al. (1971), denominaram esses intervalos, informalmente de inferior, médio e superior, mantendo, para o Itararé, a denominação de formação. A mesma prática foi adotada por TOMMASI (1973).

Com base nesses elementos, SCHNEIDER et al. (1974), em sua revisão geral da estratigrafia da Bacia do Paraná, propõem, agora, de modo formal, o reconhecimento dos três pacotes sob a denominação de formações, compondo a sequência sedimentar Itararé, de baixo para cima, Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul, de distribuição regional em superfície desde o sul do Arco de Ponta Grossa, até parte do Estado de Santa Catarina. Em consequência da subdivisão proposta, o Itararé foi alçado à categoria de grupo, passando o Tubarão à categoria de supergrupo, abrangendo, além da unidade inferior com diamictitos, o Grupo Guatã, composto pelas Formações Rio Bonito e Palermo.

De acordo com a definição original de SCHNEIDER et al. (1974), as formações acima mencionadas apresentam as seguintes características:

Formação Campo do Tenente. Sumariamente, é constituída, predominantemente, por argilitos com laminação horizontal; secundariamente, ocorrem ritmitos e diamictitos de matriz arenosa. Foram observadas estrias glaciais em arenitos amarelados, que ocorrem, localmente, na base da unidade.

TOMMASI & RONCARATI (1970) atribuíram influência glacial direta aos depósitos desta formação, baseando-se na associação de diamictitos, partículas e pavimentos estriados. Foi atribuída origem lacustrina, em ambiente oxidante, aos depósitos essencialmente argilosos mencionados.

Formação Mafra. Considerada como formada, principalmente, por arenitos, secundados por diamictitos, conglomerados, ritmitos, argilitos e argilitos várvidos.

Segundo SCHNEIDER et al. (1974), os sedimentos da Formação Mafra foram depositados em condições ambientais marinhas e continentais. Os sedimentos basais teriam características tipicamente fluviais, enquanto que as partes média e superior sugeririam condições de deposição marinha, com a presença, principalmente, de braquiópodes e moluscos marinhos. Segundo esses autores, a influência glacial seria predominante como agente fornecedor de material, baseando-se na presença de grande quantidade de diamictitos.

Formação Rio do Sul. A parte basal é constituída por folhelhos e argilitos, localmente com aspecto várvido (Folhelho Lontras, em Santa Catarina e Folhelho Guaraúna, no Paraná). A parte superior é formada por argilitos, folhelhos várvidos, ritmitos, arenitos finos e diamictitos.

Esta Formação, segundo SCHNEIDER et al. (1974), é rica em estruturas sedimentares, e representam depósitos, essencialmente, marinhos. Argilitos e folhelhos várvidos da parte basal caracterizariam depósitos não influenciados por ondas, correntes ou marés. Ainda na parte basal, ocorrem, subsidiariamente, ritmitos, diamictitos e arenitos, sedimentos comuns na parte superior da For

mação, devido à grande quantidade de material fornecido para a bacia, por intermédio de geleiras.

Durante o presente trabalho de revisão estratigráfica, dos três perfis estudados, procurou-se verificar a validade da utilização dos conceitos de SCHNEIDER et al. (1974), não só com respeito à caracterização litológica das unidades, como também em relação à fixação dos seus limites e extensão lateral, a partir das seções-tipo.

Limites formacionais. Os resultados obtidos demonstraram que a Formação Campo do Tenente repousa, discordantemente, sobre a Formação Furnas, no perfil Palmeira-Irati, na altura do km 158, da BR-277, cerca de 6 km aquém do contato, estabelecido, anteriormente, pela PETROBRÁS. Nos perfis Lapa-São Mateus do Sul e Campo do Tenente-Itaiópolis, este contato é discordante sobre o embasamento cristalino, embora não tenha sido observado diretamente no primeiro. A natureza e localização deste limite, nos dois perfis mencionados, concordam, portanto, com as informações de SCHNEIDER et al. (1974).

A natureza do limite entre as Formações Campo do Tenente e Maфра, ainda não perfeitamente definida, segundo SCHNEIDER et al. (1974), seria, contudo, discordante, conforme pode ser verificado nos kms 179 e 183 da BR-277 (perfil Palmeira-Irati), no km 75 da BR-476 (perfil Lapa-São Mateus do Sul) e no km 188 da BR-116 (perfil Campo do Tenente-Itaiópolis).

O contato entre as Formações Maфра e Rio do Sul, talvez seja, realmente, concordante como afirmam SCHNEIDER et al. (1974). Contudo, é difícil identificá-lo no campo, pela falta de afloramentos adequados.

Finalmente, o contato entre a Formação Rio do Sul e a Formação Rio Bonito (pós-glacial), foi considerado por SCHNEIDER et al. (1974) como concordante. As observações feitas neste

trabalho, revelam que esse contato é erosivo, em pelo menos um dos perfis estudados (BR-277).

Extensão lateral das formações. Com relação a este aspecto, o exame dos perfis permitiu verificar que há, em termos gerais, realmente, uma grande incidência de sedimentos argilosos no terço inferior do Subgrupo Itararé, equivalente à Formação Campo do Tenente.

Verificou-se, também, no geral, a predominância de termos arenosos na Formação Mafra, e o retorno do domínio de sedimentos mais finos, na Formação Rio do Sul, conforme descreveram SCHNEIDER et al. (1974). Entretanto, as observações levadas a efeito indicaram, também, uma variação expressiva na composição litológica destas unidades, não só na vertical, como lateralmente, conforme comentado a seguir.

Diferentemente do que afirmam SCHNEIDER et al. (1974), a Formação Campo do Tenente apresenta predominância de diamictitos, seguidos de folhelhos e menor quantidade de arenitos, com exceção do perfil Palmeira-Irati, onde os arenitos equiparam-se aos folhelhos, em espessura.

A Formação Mafra parece apresentar, realmente, maior quantidade de arenitos nos perfis Campo do Tenente-Itaiópolis e Lapa-São Mateus do Sul; entretanto, o esquema parece não funcionar para o perfil Palmeira-Irati, no qual a predominância é, claramente, de diamictitos, pelo menos nos dois terços inferiores, embora, secundariamente, os termos areníticos sejam mais importantes, com relação a materiais mais finos.

A Formação Rio do Sul parece ser constituída, realmente, por sedimentos finos no perfil Campo do Tenente-Itaiópolis. Entretanto, nos perfis Lapa-São Mateus do Sul e Palmeira-Irati, já há um certo equilíbrio na proporção entre os termos finos e os

diamictitos. É importante notar que os diamictitos são pouco numerosos na parte superior da Formação Rio do Sul, nos perfis Campo do Tenente-Itaiópolis e Palmeira-Irati.

Apesar das variações laterais encontradas, decidiu-se empregar, nesta dissertação, os nomes formacionais propostos pela PETROBRÁS, para denominar as três partes, inferior, média e superior do Itararé, tendo em vista as tendências gerais verificadas e discutidas no início deste sub-ítem.

A hierarquia da denominação aplicada ao Itararé, envolve, ainda, alguma controvérsia, conforme já observado. ROCHA CAMPOS (1967), por exemplo, argumentou a favor da utilização, pelo menos provisória, dos termos Itararé e Guatá como subgrupos, dentro do Grupo Tubarão. Com relação ao Subgrupo Itararé, tal solução fundamenta-se no reconhecimento do caráter complexo da unidade, potencialmente desmembrável em subdivisões menores (formações), como, realmente, viria a ser confirmado mais tarde. A consangüinidade, contudo, é, claramente, evidenciada pela constante presença comum de diamictitos de origem glacial, ao longo de todo o pacote sedimentar. A inclusão da seqüência glacial sob uma denominação hierárquica inferior, portanto, refletiria melhor o parentesco das subdivisões, em termos de origem.

Assim sendo, e até que a controvérsia seja assentada, julgou-se preferível manter a denominação Subgrupo para o Itararé, do que decorre a classificação e nomenclatura estratigráfica exibidas na Tabela I.

3.2. Descrição dos Perfis

3.2.1. Introdução

As seqüências litológicas examinadas ao longo dos três perfis estudados, incluindo as características estruturais e texturais mais importantes dos sedimentos estão exibidas nas Figuras 6 e 7 (em anexo). Nesta última, estão representados, somente, os diamictitos e alguns dos corpos areníticos mais importantes, a

TABELA I - Evolução da Classificação e Nomenclatura do Grupo Tubarão, na Área em Estudo.

WHITE (1908)		OLIVEIRA (1916)	GORDON JR. (1947)		MAACK (1947)		LANGE (1954)		ROCHA CAMPOS (1967)		NORTHFLEET et al. (1969)		SCHNEIDER et al. (1974)		ESTA DISSERTAÇÃO		
Série Tubarão	Pós- -Glacial	Série Tubarão	Série Tubarão	Grupo Guatã	Grupo Guatã		Série Tubarão	Grupo Guatã	Grupo Tubarão		Série Tubarão	Grupo Guatã	Grupo Guatã		Série Tubarão	Subgrupo Guatã	Formação Palermo
	Glacial	Série Itararé			Grupo Itararé	Formação Palermo			Formação Rio Bonito	Formação Palermo			Formação Rio Bonito				
				Formação Bonito		Formação Teixeira Soares		Formação Rio Bonito	Formação Rio Bonito								
				Formação Taió						Formação Palmeira		Formação Rio do Sul	Formação Rio do Sul				
				Formação Palmeira		Formação Mafra	Formação Campo do Tenente										

lêm dos intervalos interpretados como marinhos, com base nas análises paleontológicas realizadas.

Conforme se vê, as rochas mais comuns do Subgrupo Itararé, nos três perfis, são, em ordem decrescente: diamictito, arenito, siltito, folhelho, e ritmito e conglomerado. Destas, os diamictitos são os que encerram maior interesse genético, por causa de suas implicações paleoclimáticas e frequência, sendo, portanto, considerados elementos-chave para o esclarecimento do ambiente e história deposicional do pacote sedimentar.

A abordagem metodológica utilizada no presente trabalho, baseia-se, como já explicado, essencialmente, no exame de afloramentos e na caracterização megascópica das rochas, suas estruturas e texturas, e relações estratigráficas. No sentido aqui utilizado, *diamictito* é um termo amplo, que abrange sedimentos de matriz lamítica, siltico-argilosa, com raros clastos dispersos, até os de matriz arenosa, impura e mal selecionada, também com clastos raros, passando por sedimentos de matriz constituída de misturas de diversas proporções de areia, silte e argila, extremamente variável, granulometricamente, e com clastos dispersos de raros a abundantes. Denomina-se, aqui, *matriz*, a fração inferior a 2 mm, e *clastos*, as partículas de diâmetro superior a esse valor.

Na descrição que segue, faz-se referência particular às características dos diamictitos, discutindo, também, de maneira mais subsidiária, as outras litologias, desde que mais diretamente associadas àquelas.

3.2.2. Perfil Palmeira-Irati (BR-277)

3.2.2.1. Generalidades

O perfil estudado ao longo da rodovia BR-277, de orientação geral E-O, compreende o trecho entre o km 158, a aproximadamente 18 km antes (a SE) de Palmeira, e pouco antes do km

226, a cerca de 5,5 km adiante do acesso para a cidade de Teixeira Soares, Paraná.

A espessura do Subgrupo Itararé, aflorante ao longo dos 68 km analisados, é de cerca de 670 m (levando-se em conta um rejeito aproximado de 80 m, resultante de falhas existentes na região do rio Caniu). Destes, 200 m correspondem à Formação Campo do Tenente, 220 m à Formação Mafra, e os 250 m restantes à Formação Rio do Sul, dados estes não exatamente coincidentes com os de MEDEIROS et al. (1971), que consideram cerca de 730 m para a espessura total, 210 m para a Formação Campo do Tenente, 320 m para a Formação Mafra e 200 m para a Formação Rio do Sul.

A diferença verificada na espessura da Formação Mafra, deve-se, provavelmente, ao fato de ter sido, aqui, considerado o rejeito devido às falhas acima mencionadas. Por outro lado, a diferença observada para a espessura da Formação Rio do Sul, pode ser reflexo de valores distintos de ângulo de mergulho regional das camadas, utilizados nos cálculos da espessura.

De uma maneira geral, os afloramentos são de boa qualidade, especialmente nos dois terços iniciais do perfil (Formação Campo do Tenente e Mafra), embora, em parte, intensamente decompostos. O trecho correspondente à Formação Rio do Sul, contudo, inclui muitas zonas desprovidas de afloramentos, provavelmente devido à existência pretérita de rochas menos resistentes ao intemperismo e erosão.

Conforme já mencionado, informações bibliográficas (MEDEIROS et al., 1971), trabalhos de campo e o exame de fotografias aéreas da região permitiram detectar algumas falhas e/ou diques de diabásio que afetaram os sedimentos estudados. As falhas mais frequentes e importantes, estão localizadas entre os kms 183 e 188, cujos rejeitos foram estimados com base na correlação litológica, entre camadas situadas antes e depois da zona falhada.

A base do Subgrupo Itararé foi estabelecida, neste perfil, no km 158 da rodovia BR-277, portanto, cerca de 6 km aquém

(a SE) do limite traçado por MEDEIROS et al. (1971). A interpretação de MEDEIROS et al. (1971) concorda com a de FUCK et al. (1965), que mostra uma faixa estreita do arenito atribuído à Formação Furnas, cruzando a rodovia BR-277, nessa mesma região. Os sedimentos em questão foram examinados em afloramentos, que ocorrem nos dois lados da rodovia, principalmente no seu lado sul. Trata-se de um arenito esbranquiçado, compacto, fino a médio, feldspático, mal selecionado, de acamamento pouco nítido e com estratificação cruzada planar e acanalada. Clastos de arenito grosso, feldspático, foram notados em vários níveis do corpo.

Ao longo de planos mais ou menos irregulares, correspondentes a planos de estratificação, foi verificada a presença de lineações, sob a forma de estrias e sulcos, orientados subparalelamente segundo a direção N-S. As lineações podem ocorrer sobre superfícies onduladas, onde têm a forma de sulcos rasos.

A ocorrência das lineações, em pelo menos três níveis diferentes, dentro do arenito, indica não se tratarem de estrias desenvolvidas devido à abrasão glacial, encontradas sobre o Arenito Furnas na região, mas um tipo de lineação intraestratal, possivelmente decorrente de movimento gravitacional em massa, do arenito.

O mapa de FUCK et al. (1965), mostra afloramentos contínuos de arenito e manchas de diamictito, atribuídos ao Subgrupo Itararé, no rumo 0-90, ao longo da rodovia, a partir da localidade de Papagaios Velhos, na altura do km 154.

Durante os trabalhos de campo, verificou-se que diamictitos são comuns, além dos arenitos, a partir do km 158, local aqui considerado como contato entre o Subgrupo Itararé e a Formação Furnas. Nesse local, diamictito da parte inferior do Subgrupo Itararé recobre, discordantemente, arenitos da Formação Furnas (D). Estes ocorrem sob a forma de estruturas ruiformes ou afloram, descontinuamente, sob a forma de áreas planas, ao nível do terreno, nos dois lados da rodovia; em alguns casos, exibem estrias atribuídas à abrasão glacial.

A estratigrafia do trecho entre o km 164,5, desde pouco antes da ponte da RFFSA, correspondente à base do Subgrupo Itararé, na interpretação de MEDEIROS et al. (1971), até as proximidades do km 178, no cruzamento da estrada para São João do Triunfo, resultou da combinação dos dados fornecidos por aqueles autores, com os derivados do trabalho de SAAD & SANTOS (informação verbal), inteiramente revisados e complementados nesta dissertação.

Os contatos entre as subdivisões formacionais do Subgrupo Itararé utilizadas, obedecem, em grande parte, às informações de MEDEIROS et al. (1971). O limite entre as Formações Campo do Tenente e Mafra, neste perfil, localiza-se na altura do km 179, local onde ocorrem arenitos atribuídos à Formação Mafra, sobre folhelhos do intervalo inferior, em contato brusco. O afloramento situa-se logo após o cruzamento da rodovia que liga Palmeira a Irati com a estrada Palmeira-São João do Triunfo, repetindo-se, aproximadamente, 4 km adiante, devido à variação topográfica local.

O contato entre as Formações Mafra e Rio do Sul parece estar situado nas proximidades do km 203, onde ocorre o último corpo arenítico de expressão. O contato exato não foi localizado, embora tenham sido examinadas as cercanias do corpo de arenito acima mencionado, fora da estrada principal.

O limite entre o Subgrupo Itararé e a Formação Rio Bonito (Permiano), é concordante, porém brusco. Ocorre entre arenitos fluviais dessa última unidade, sobre siltitos cinza-escuros do topo do Subgrupo Itararé (*Folhelho Passinho*), observáveis na altura do km 226, coincidindo, portanto, com os contatos demarcados por MEDEIROS et al. (1971) e SAAD & SANTOS (informação verbal).

A sequência litológica reconstituída é exibida na Figura 6 (em anexo). A representação, como nos outros dois casos, é obviamente, em parte, derivada da reconstrução geométrica, nem sempre correspondendo à situação real. Muitas simplificações tiveram que ser adotadas, com exclusão das variações de menor porte que, embo

ra significativas, não puderam ser representadas na escala adotada.

3.2.2.2. Diamictitos

Os diamictitos da parte inferior do perfil, até a ponte da RFFSA, correspondendo à base da Formação Campo do Tenente, são, predominantemente, avermelhados, de matriz arenosa, estratificados e, mais raramente, de aspecto maciço.

Os diamictitos estratificados podem ter aspecto megascópico maciço, ou com estratificação pouco nítida, mas a maioria inclui intercalações de arenito, argilito, subparalelas, sob a forma de lentes ou lâminas estiradas e, frequentemente, deformadas, como dobras recumbentes ou até contorcidas. Podem alternar, em camadas decimétricas, com arenito conglomerático, de estratificação gradacional. Outras estruturas associadas são as falhas de escorregamento associadas a diques clásticos.

A forma dos corpos é de difícil determinação, dada as características dos afloramentos, embora, aparentemente, predominem os corpos tabulares, não muito espessos (métricos).

No contato do Subgrupo Itararé com o Arenito Furnas, verificado à altura do km 158 da BR-277, manchas pouco espessas de diamictito maciço, compacto, preenchem depressões largas do embasamento, ao lado da estrada. Estrias não foram observadas neste local, embora ocorram em áreas planas, desenvolvidas sobre o arenito devoniano. A natureza do diamictito, portanto (tilito de base/de alojamento), não pôde ser caracterizada adequadamente.

Pouco adiante desse local, o diamictito de aspecto geral maciço exibe acamamento pouco nítido, contendo estruturas de fluxo sob a forma de dobras recumbentes, de aspecto estirado (cisalhadas) e falhadas, com seixos pequenos, inclusive de sedimentos, com eixos maiores alinhados subparalelamente à estratificação. O diamictito é cortado por corpo lenticular extenso de are

nito grosso, mal estratificado semelhante a canal. Logo abaixo do contato, nota-se a presença de diques verticais, possivelmente as sociados a sobrecarga do corpo arenítico. Afloramento situado cer ca de 100 m em seguida, inclui, além das intercalações deformadas de argila, várias falhas de escorregamento de traço curvo, às quais se associam diques clásticos.

No afloramento das proximidades do km 160, pelo me nos 8 m de camadas plano-paralelas decimétricas de diamictito de matriz arenosa, com clastos raros, inclusive de siltito, alternam -se com arenito conglomerático de estratificação gradacional ou contêm intercalações deste, com clastos com eixos maiores concor dantes com a estratificação. A seqüência, provavelmente deposita da por fluxos ou correntes densas, assenta-se sobre arenito ou siltito laminado, com dobras ou corrugações, as primeiras de ei xos E-0, aparentemente afetando estruturas internas do tipo estra tificação cruzada (Figura 8a). Os arenitos recobrem, em contato brusco, diamictito arenoso contendo estruturas de fluxo (dobras recumbentes), como na Figura 8b. Além dos tipos já mencionados, alguns diamictitos maciços foram observados, mas que podem repre sentar aspectos dos corpos estratificados. Diamictitos estratifi cados podem alternar-se com laminitos com clastos dispersos, seme lhantes a varvitos.

Essa parte da seção é, ainda, caracterizada pela ocorrência de um corpo relativamente extenso e espesso de arenito quartzoso mal selecionado, médio-grosso. No leito do córrego das Antas (km 164,3), o arenito exhibe estratificação cruzada acanala da e numerosas dobras longas, do tipo "charuto" (anticlinais fe chados e de eixos dobrados), com eixos de direção aproximada E-0 (Figura 9). A forma geral do corpo não pôde ser claramente visua lizada, mas admite-se tratar-se de depósito clástico fluvial ou a té, possivelmente, deltaico (talvez lenticular) associado à se quência subaquática descrita a seguir.

No afloramento situado junto à ponte da RFFSA (km 164,5) o arenito é fino, feldspático, relativamente bem selecionado, com estratificação cruzada festonada, lineações de partição variando de

FIGURA 8a - Arenito com estratificação cruzada deformada; BR-277, km 160, PR (Formação Campo do Tenente).

FIGURA 8b - Estruturas de fluxo em diamictito da Formação Campo do Tenente, BR-277, km 160, PR.

FIGURA 9 - Dobras em arenito da Formação Campo do Tenente, BR-277, km 164,3 (PR).

N10°O - N60°E e inclui clastos raros de arenito feldspático grosso, possivelmente da Formação Furnas. Várias superfícies internas (Figura 10), pelo menos 4, do arenito (acamamento), exibem estriação paralela, com orientação N-S, que supõe-se, por isso, corresponderem, mais, a lineações de arrasto, decorrentes do escorregamento intraestratal, que afetou o corpo arenítico.

Os diamictitos examinados entre o entroncamento da estrada para Lapa, até as proximidades do km 170, caracterizam-se por apresentar estratificação, seja pouco nítida ou até bem demarcada. Este trecho da seção é, também, notável pela incidência de vários pacotes de ritmitos argilosos do tipo varvito, que se intercalam, juntamente com arenitos ou diamictitos. A natureza dos contatos superior e inferior dos diamictitos com essas litologias, evidentemente depositadas subaquaticamente, nem sempre pôde ser determinada. Vários corpos de diamictito do perfil parecem ser tabulares, com alguns metros de espessura, no máximo. Diamictitos verdadeiramente maciços estão, portanto, ausentes.

No km 165, um corpo de vários metros de espessura

FIGURA 10 - Superfície com lineações de arrasto em arenito da Formação Campo do Tenente, BR-277, km 164,5 (PR).

de diamictito, de acamamento irregular, subhorizontal, com clastos abundantes de rochas cristalinas, mas também de sedimentos, estes formados através de erosão e levantamento das partículas, com posterior deposição das mesmas (mecanismo de *rip up*). O diamictito passa, acima, por transição, a ritmito de folhelho e diamictito (varve de diamictito) carregado de clastos intrabaciais (arenito e folhelho) e cristalinos, os primeiros com tendência a orientação paralela, dos eixos maiores, ao acamamento e em torno dos quais a matriz parece fluir. Raros clastos "pingados" de até 40 cm foram observados. O sedimento foi, evidentemente, depositado por fluxo denso (capaz de erodir o substrato) do tipo *slurry*, ou fluxo de detritos (Tabela II, Capítulo 5). A sequência prossegue em afloramento do lado direito da BR-277, na qual vê-se uma camada de arenito recobrindo, em contato brusco, o ritmito, sem estratificação nítida na base, e de estratificação fina mais acima, passando, transicionalmente, para ritmito argiloso do tipo varvito, por sua vez recoberto por diamictito pouco exposto. O ritmito (com 3 m de espessura) contém clastos de milimétricos a centimétricos e lineações de partição, de orientação E-O. Mais acima, retorna uma camada de arenito fino, mal selecionado, com abun-

dantes lineações de escorregamento orientadas segundo $N45^{\circ}O$, diamictito siltico-argiloso, de aspecto maciço, com clastos centimétricos, de contato não visível, e, ainda adiante, no topo da subida, diamictito estratificado, com camadas irregulares de textura variável (arenosa a siltico-argilosa), carregado de clastos pequenos (milimétricos a centimétricos), inclusive numerosos constituídos por sedimentos, principalmente junto à base dos estratos, de contatos inferiores bruscos, onde notam-se lineações de arrasto orientadas de $N20^{\circ}E$. As evidências de movimento de massa (fluxo de lama) em ambiente subaquático são, pois, óbvias.

A seção é encimada por extenso afloramento de diamictito, com espessura de 4 a 5 metros de altura e algumas dezenas de metros de comprimento (km 166, Figura 11). Embora em parte encoberta, a exposição exhibe várias estruturas associadas ao diamictito siltico-argiloso, além da estratificação, indicativas de movimento de massa em estado inconsolidado. O acamamento que, em alguns locais, é pouco visível, em outros é nítido e marcado pela superposição de camadas decimétricas, de contato basal brusco, até erosivo. A estratificação é frequentemente interrompida por falhas normais subverticais e inclinadas e por massas alongadas, contínuas ou descontínuas, intrometidas, semelhantes a diápiros, constituídas por diamictito siltico-argiloso (Figuras 12a e 12b). Estas mostram estratificação paralela às paredes, também marcada por alinhamento de clastos pequenos. Os clastos do diamictito, embora, no geral frequentes, mas pequenos, de rochas cristalinas e sedimentos, incluem alguns de diâmetros decimétricos, associados a deformações das camadas junto à base (talvez "pingados"). O conjunto de feições do afloramento, evidencia deposição do diamictito sob a forma de sucessivos fluxos densos (fluxos de lama). Os falhamentos e diapirismo poderiam estar relacionados à sobrecarga da massa diamictítica, sobre substrato inconsolidado, sendo, até certo ponto numerosos, assemelhando-se, ainda, a estruturas encontradas em depósitos glaciais, formadas em contato com massas de gelo.

O afloramento ao longo da ravina, à direita da rodovia, a partir do km 170, por uma extensão de cerca de 1 km, é extremamente elucidativo das condições de deposição desta parte

FIGURA 11 - Diagrama parcial do afloramento do km 166, BR-277; Formação Campo do Tenente (PR).

FIGURA 12a - Estruturas diapíricas da Formação Campo do Tenente; BR-277, km 166 (PR).

FIGURA 12b - Detalhe da estrutura diapírica exibida na figura anterior.

da Formação Campo do Tenente.

A seção envolve ritmitos de diamictito e folhelho, semelhantes aos já discutidos, seguidos, transicionalmente, por espesso pacote (cerca de 20 m) de laminitos ou varvitos, que se alternam com bancos de arenito médio a grosso, maciço, em contato brusco sobre os varvitos. Logo acima, inicia-se uma zona relativamente espessa, em que blocos ou lentes de 1 a 2 metros, constituídos de arenito grosso, dispõem-se, desorganizadamente (talvez escorregados), dentro de massa de folhelho amarfanhado. Esta zona apoia-se, lateralmente, contra o flanco de uma crista de 3 m de altura e 36 m de largura, de arenito conglomerático, similar, injetado por folhelho e lamito, ambos assentando-se sobre diamictito maciço, arenoso, muito compacto, sequência esta exposta na área de empréstimo da rodovia. No outro flanco, a crista de arenito é superposta por diamictito estratificado, em camadas de espessura variável, onduladas, e cortadas por falhas normais subverticais e inclinadas, envolvendo blocos e lentes de e superpondo-se a diamictito maciço compacto, semelhante ao anterior.

A estratificação do diamictito superior, também de matriz arenosa, é marcada por descontinuidades (juntas) subparalelas e subhorizontais. Não se notou variação textural associada. Ao longo das camadas, clastos centimétricos parecem alinhar-se com eixos maiores paralelos. O conjunto é recoberto por varvito, em contato brusco, preenchendo uma espécie de bacia de sedimentação, desenvolvida sobre o diamictito estratificado.

A sequência ao longo dessa faixa aflorante, inclui diamictito estratificado, depósitos obviamente subaquáticos, possivelmente glacio-lacustrinos (varvitos). As características dos dois diamictitos superiores coincidem com os de tilito basal, recoberto por tilito de fluxo, de origem supraglacial. O primeiro poderia representar um tilito de alojamento, compactado sobre o embasamento local, não sendo, porém, esse contato observado diretamente. Aparentemente, blocos da parte superior deste foram incorporados pelo fluxo do material supraglacial. As falhas verificadas, por sua vez, no geral, normais e algumas inversas, verticais e inclinadas, poderiam estar associadas a escorregamento ou abatimento, lem-

brando, ainda, estruturas que ocorrem em sedimentos deformados, depositados adjacientemente a massas de gelo soterradas, em processo de ablação. Quanto à crista de arenito conglomerático, cujo alongamento é sugerido nos cortes examinados, assemelha-se a depósitos fluvio-glaciais do tipo *esker* ou *kame*. Os dois diamictitos, tendo em vista a sua associação com os ritmitos inferiores, poderiam ter-se depositado, também, subaquaticamente. O contato superior brusco com os varvitos, contudo, sugere, alternativamente, de posição subaérea do conjunto, recoberto por depósitos de pequeno lago. O afloramento, neste caso, representaria depósitos de avanço (tilito basal) e estagnação ou recuo subsequente do gelo, com a formação dos sedimentos fluvio-glaciais e tilito de fluxo supraglacial (Figura 13).

A sequência aflorante nos cortes existentes desde o último ponto, até a altura da Lanchonete Pingo de Ouro (proximidades do km 172), inclui estratos que, em parte, corresponderiam, lateralmente, ao diamictito estratificado anterior, além de unidades estratigraficamente sucessivas. Os diamictitos, aparentemente tabulares, podem atingir mais de 10 m de espessura, e são, no geral, estratificados, em camadas planas ou deformadas, ou bancos com alternância de matriz arenítico-siltosa e siltico-argilosa; além dessas características, apresentam, também, inclusões de filmes ou zonas lenticulares alongadas (*streaks*), dobras recumbentes e "ganchos" (*hooks*) de arenito, às vezes isolados, ou mesmo misturados caoticamente. Outras vezes, alternam-se com bancos ou camadas de arenito grosso a conglomerático, maciço, ou com estratificação gradacional invertida, de contatos basais bruscos, que podem predominar na parte superior de corpos relativamente espessos. Os clastos, de rochas cristalinas ou de sedimentos, podem ser abundantes e apresentam-se, muitas vezes, sob forma de placas paralelas à estratificação. Em alguns casos, os de rochas cristalinas são, em sua maioria, facetados. Corpos de diamictito podem superpor-se, em contato brusco, incluindo intrusão vertical do inferior dentro do superior, provavelmente devido a sobrecarga. Outra feição rara são bolsas de conglomerado dentro do diamictito, que podem aprofundar-se em folhelho subjacente, simulando deposição vertical. Litologias associadas são folhelhos, que podem ser superpostos em contato brusco, pelos diamictitos e arenitos. Estes últimos podem ser médios a grossos, maciços, podem ser deformados internamente, in-

FIGURA 13 - Diagrama parcial do afloramento do trecho compreendido entre os kms 170 e 171, BR-277, Formação Campo do Tenente (PR).

cluindo "bolas" de diamictito (*till balls*), ou exibir estratificação cruzada planar, média, clastos de argila junto à base, em contato brusco sobre diamictito. Estratificação cruzada planar, média, e do tipo "espinha de peixe" (*herringbone*), além de clastos de argila na base, foi observada no arenito superior desta parte da sequência.

Diamictitos maciços são, como já dito, raros e em todos os casos, os seus contatos inferiores não puderam ser observados. Um dos únicos exemplos ocorre próximo ao km 173, de matriz siltico-arenosa, com evidências de estratificação no topo, e é recoberto, transicionalmente, por pacote de diamictito e camadas ou lentes alongadas, aparentemente rompidas, lateralmente, de arenito conglomerático, intercaladas, com lineações de arrasto. O afloramento termina com folhelho, em contato brusco, com clastos "pingados". A sequência poderia representar um tilito basal, recoberto por tilito de fluxo e sedimento lacustrino, configurando depósitos de avanço e recuo da glaciação.

Os afloramentos seguintes, até a altura do km 174,5, em frente ao Restaurante Girassol, representam equivalentes laterais da sequência descrita acima, embora com algumas variações. A exposição mais significativa ocorre a partir do km 175. A sequência inicia-se por diamictito arenoso, estratificado por variação textural, intercalação de lâminas de folhelho e siltito, camadas finas onduladas de arenito ou concentração horizontal de clastos. O diamictito inclui zonas menos intemperizadas, semelhantes a blocos de sedimento inclusos, de aparência mais maciça, e seixos (Figura 14). É seguido por ritmo de diamictito e folhelho e folhelho com muitos clastos, e passando, por transição, a um corpo de cerca de 20 m de espessura de diamictito siltico-argiloso, com zonas de aspecto maciço, mas sendo, no geral, estratificado por intercalações de camadas e lentes longas (estiradas) de arenito, ou até de lentes de ritmo de diamictito e folhelho, onduladas e dobradas (dobras recumbentes). Intercalações maiores de arenito de espessura variável, assemelham-se a estruturas do tipo *boudinage* (Figura 15), ou a dobras isoladas, sobredobradas (*over folds*). Clastos são raros, mas podem atingir decímetros de diâmetro, em redor dos quais a estratificação adapta-se. Na parte superior

FIGURA 14 - Estratificação em diamictito da Formação Campo do Tenente; BR-277, km 175 (PR).

FIGURA 15 - Estratificação em diamictito da Formação Campo do Tenente; BR-277, km 175 (PR).

do afloramento, o diamictito é cortado, erosionalmente, por um grande canal de arenito fino, de 50 m de largura e 12 m de altura expostas. Os diamictitos são interpretados, portanto, como de deposição ou redeposição subaquática, sob a forma de movimento de massa que estirou, rompeu e dobrou os sedimentos intercalados (tilito de fluxo). O arenito de canal é seguido de outros, mal estratificado, ou com estratificação cruzada planar grande, ou plano-paralela fina, e de siltito maciço (lamito). A natureza dos corpos arenosos é difícil de ser estabelecida; embora a estrutura do tipo corte e preenchimento sugira deposição fluvial, as estruturas sedimentares das camadas superiores não são diagnósticas desse ambiente.

Os últimos afloramentos da Formação Campo do Tenente, ao longo do perfil, são de arenito intercalado com arenito e folhelhos. Sobre esses assentam-se arenitos já interpretados como pertencentes à Formação Mafra.

O intervalo médio do Subgrupo Itararé, ao longo da BR-277, correspondente à Formação Mafra, inclui, na sua base, diamictitos siltico-argilosos, de aspecto maciço, ou estratificado, intercalados com camadas ou lâminas de arenito deformados, ou até dobrados caoticamente. Essas sequências, evidentemente escorregadas em massa, ao longo de paleodeclives locais, são, em seguida, superpostos em contato erosivo por um grande corpo de arenito médio a grosso, relativamente mal selecionado, conglomerático e com muitos fragmentos de argila junto à base. O corpo arenoso, aparentemente, intercala-se com diamictito estratificado e exhibe, em alguns locais, estratificação cruzada do tipo acanalado.

As características gerais do arenito, a sua provável forma e extensão, e feições associadas, são similares às do corpo arenítico da parte basal da Formação Mafra, no perfil Lapa-São Mateus do Sul, descrito a seguir (p. 67). As deformações e estruturas de escorregamento, mais frequentes junto à base do corpo clástico, poderiam relacionar-se com a sobrecarga representada pela deposição rápida da areia sobre substrato plástico de diamictito (talvez subaquaticamente).

Arenitos parecem ser, realmente, relativamente mais abundantes, não só na base, mas no resto do perfil referente à Formação Mafra, na BR-277, embora longas extensões da estrada careçam de afloramentos que permitam uma melhor visualização da estratigrafia.

De modo geral, os diamictitos examinados caracterizam-se por sua matriz siltico-argilosa e por apresentarem aspecto predominantemente maciço, clastos raros e forma aparente tabular, atingindo espessuras de vários metros e não muito extensos. Em exame mais detalhado, notam-se zonas dos diamictitos com evidências de estratificação por variação textural, passando à matriz arenosa, e inclusão de lentículas esgarçadas (cisalhadas) de arenito, ou lentes e "bolas" de arenito, que embora separadas parecem terem constituído camadas, posteriormente rompidas lateralmente. A impressão geral, portanto, é de que os diamictitos representam corpos sedimentados e/ou corpos ressedimentados, através de processos gravitacionais de massa, que foram, ao que tudo indica, frequentes durante a deposição da Formação Mafra.

Parte das características acima apontadas para os diamictitos da Formação Mafra, parece repetir-se nos diamictitos examinados, atribuídos à Formação Rio do Sul. Estes, contudo, parecem formar unidades mais espessas (talvez várias dezenas de metros) e extensas. Arenitos parecem ser mais raros e vários pacotes de folhelho/siltito foram observados, inclusive alguns portando fósseis marinhos. Arenitos, contudo, voltam a incidir na parte superior da subdivisão, em associação com pacote relativamente espesso de siltito/folhelho escuro (Folhelho Passinho), ambos portando invertebrados marinhos. O perfil inclui, não obstante, vários trechos desprovidos de afloramentos.

Assim sendo, em adição a um aspecto, no geral, maciço, os corpos de diamictito exibem intercalações de arenito estiradas e rompidas lateralmente, e lentículas e zonas alongadas (esgarçadas) de arenito fino. Falhas de pequeno porte (centimétricas a decimétricas) podem associar-se às zonas intercaladas que, em alguns casos, assumem aspectos de mistura caótica entre diamict

tito e arenito. Essas feições são, claramente, visíveis no afloramento do km 207 (Figura 16), por exemplo. Novamente aqui, então,

FIGURA 16 - Estratificação em diamictito da Formação Rio do sul, pequenas falhas e dobras; BR-277, km 207 (PR).

as evidências são de deposição por processos de movimento ou fluxo gravitacional de massa. As grandes espessuras e extensões dos corpos, e a associação com siltitos/folhelhos e arenitos fossilíferos, sugerem deposição em corpo d'água marinho.

3.2.3. Perfil Lapa-São Mateus do Sul (BR-476)

3.2.3.1. Generalidades

O perfil ao longo da BR-476 tem cerca de 66 km de comprimento total, aflorando, os sedimentos do Subgrupo Itararé, desde o km 48, até as proximidades do km 114 da rodovia. A qualidade dos afloramentos é, no geral, boa, com exceção da parte infe

rior do Sugrupo, correspondendo ao terço inferior da Formação Campo do Tenente.

Nem o contato inferior, nem o limite superior do pacote sedimentar, pôde ser observado diretamente, no primeiro caso, dada a ausência de exposições adequadas e, no segundo, pela dificuldade de localização do afloramento indicado por MEDEIROS et al. (1971).

A espessura total estimada do Subgrupo Itararé é da ordem de 640 m, correspondendo 190 m à Formação Campo do Tenente, 300 m à Formação Mafra e os 150 m restantes à Formação Rio do Sul. Os valores são, portanto, compatíveis com os apresentados por MEDEIROS et al. (1971).

O limite entre as Formações Campo do Tenente e Mafra, corresponde a uma superfície de erosão entre um espesso corpo de arenito da base desta, com diamictito superior da primeira unidade, observável na altura do km 75 da rodovia (Figura 17). O

FIGURA 17 - Contato entre corpo de arenito da Formação Mafra e diamictito da Formação Campo do Tenente; BR-476, km 75 (PR).

contato entre as Formações Maфра e Rio do Sul, por sua vez, pode ocorrer nas proximidades do km 92,8 da BR-476, onde siltitos esverdeados da última unidade recobrem arenitos conglomeráticos da primeira. Alternativamente, o contato poderia localizar-se um pouco adiante, próximo ao km 93,9, a partir de onde os clásticos finos (folhelhos e ritmitos) voltam a predominar no perfil.

Quanto às características litológicas gerais do Subgrupo Itararé, verifica-se, aqui, uma grande incidência de diamictitos, que predominam, em termos de espessura acumulada, sobre os outros termos, arenitos, folhelhos e, subsidiariamente, ritmitos e siltitos, estes muito raros.

3.2.3.2. Diamictitos

As características dos diamictitos do terço inferior, da Formação Campo do Tenente, não puderam ser estabelecidas, com maior precisão, por causa da má qualidade dos afloramentos, já mencionada. Assim sendo, a espessura relativamente grande, representada por diamictito da parte inferior da coluna da Figura 6 (em anexo), corresponde mais a uma reconstrução geométrica, que à constatação no campo.

Junto à base da sequência, os diamictitos parecem ser de matriz arenosa, contendo clastos pequenos, centimétricos, e corpos irregulares ou camadas de arenito deformadas, aparentemente rompidas, formando dobras recumbentes isoladas (*hooks*) misturadas caoticamente com a matriz, além de raras lentes de conglomerado. De modo geral, a forma e espessura dos corpos de diamictito não puderam ser estabelecidas com precisão. Somente num local, diamictito de aparência mal estratificada foi encontrado, recobrindo folhelho e ritmito do tipo varvito, com muitos clastos dispersos, em contato transicional.

Outras litologias parecem ser raras e, com exceção de um único afloramento de arenito avermelhado, médio a grosso, conglomerático, estratificado, os únicos outros afloramentos des-

sa litologia correspondem aos do Arenito Lapa, a partir do km 57 da BR-476 e que, embora, provavelmente, vinculado à Formação Mafra, encontra-se quase que totalmente embutido na Formação Campo do Tenente. O Arenito Lapa apresenta-se como corpo extenso, alongado, em forma de crista estreita e descontínua, com comprimento superior a 60 km e largura média de 2 km; exhibe características tipicamente fluviais, sendo cinza-avermelhado, fino a médio, localmente grosso a conglomerático, mal selecionado, com estratificação cruzada às vezes pouco evidente. Entretanto, como será discutido no Capítulo 5, suas relações estratigráficas com outras litologias sugerem origem fluvio-glacial.

Os afloramentos situados após o aparecimento do Arenito Lapa, e que este recobre em discordância erosiva, são de diamictito maciço, aos quais se intercalam alguns corpos de folhelhos.

Nos terços médio e superior da Formação Campo do Tenente, aproximadamente a partir da entrada para a cidade de Lapa, os diamictitos examinados, de matriz, predominantemente, siltico-argilosa, embora tendo o aspecto geral maciço e forma, aparentemente, tabular, podem, em algumas zonas, exhibir evidências de estratificação pouco nítida; esta evidencia-se pela inclusão de lâminas, lentes alongadas, ou faixas de arenito ou siltito, "bolas" de arenito, camadas descontínuas ou rompidas, lateralmente, de arenito, deformadas, onduladas ou dobradas sobre si mesmas, ou sob a forma de dobras recumbentes isoladas, às vezes complexas, às quais podem associar-se diques clásticos de arenito. Clastos grandes parecem ser raros, predominando os milimétricos a centimétricos, em alguns casos alinhados subparalelamente à estratificação. Em poucos locais foi possível verificar as relações de contato superior e inferior, entre os diamictitos e as litologias acima e abaixo, conforme discutido mais adiante.

O afloramento situado imediatamente após a ponte da RFFSA, nas proximidades do km 63,5, nos dois lados da rodovia, exhibe (Figura 18) zonas descontínuas de diamictito maciço, cortado por falhas e, em parte, provavelmente, escorregado junto à base.

FIGURA 18 - Diagrama parcial do afloramento do km 63,5, BR-476, Formação Campo do Tenente (PR).

sobreposto, em contato brusco, por camada de diamictito, finamente estratificado ou laminado, com clastos raros. A laminação é dada por descontinuidades ou juntas subparalelas (Figura 19), sem que

FIGURA 19 - Diamictito laminado, de fluxo, da Formação Campo do Tenente, englobando lentes de diamictito maciço (parte central da fotografia); BR-476, km 63,5.

se note variação textural associada. Somente em raros casos foi verificada a presença de alinhamento de clastos pequenos, paralelos à estratificação. Esta é ondulada ou dobrada, e interrompida por falhas normais, verticais ou inclinadas, e por falhas de escorregamento, de traço curvo, normais, envolvendo corpos lenticulares alongados de diamictito maciço, semelhante ao inferior, e "bolas" de areia (Figura 18). O diamictito laminado passa, por transição, no topo, para zona com aspecto de folhelho, por sua vez recoberto, em contato brusco, por pacote de arenito, varvito e folhelho (Figura 20).

A seqüência exposta é interpretada como constituída de tilito basal, recoberto por tilito de fluxo e depósitos glacio-lacustrinos. O movimento de massa sobre o tilito de base, te-

FIGURA 20 - Varvito e arenito recobrimdo diamictito laminado da Formação Campo do Tenente, BR-476, km 63,5 (PR).

ria sido responsável pela mobilização de blocos deste, incorporados à massa que fluiu, provavelmente a partir de posição supraglacial. A foliação do topo do diamictito estratificado, poderia sugerir deposição subaquática. O conjunto é, contudo, recoberto, em contato brusco, por depósitos tipicamente subaquáticos, representados pelo arenito e folhelho superiores. A interpretação acima implica, pois, em deposição através de fase de avanço (*till* basal) e estagnação/recuo (*till* de fluxo, e depósitos subaquáticos superiores).

Os afloramentos seguintes, entre os kms 65 e 66, parecem compor um conjunto que está melhor exposto na pedreira do DER, que se situa afastada de cerca de 50 m da estrada, no lado direito, na altura do km 65,5. A seção local, conforme descrita por ROCHA CAMPOS (1972) e GRAVENOR & ROCHA CAMPOS (1983), é constituída de cerca de 6 m de diamictito maciço, cortado por juntas horizontais descontínuas, ao que parece, desenvolvidas pelo alívio de carga; este passa, por transição, na parte superior, para zona de estratificação pouco nítida (Figura 21), marcada pela

FIGURA 21 - Diamictito estratificado, pedreira de Lapa, BR-476, km 65,5 (PR).

inclusão de lâminas tênues de arenito e siltito, aparentemente cisalhadas (esgarçadas), ao longo do comprimento. O resto da seção (aproximadamente 4 m) é formado por diamictito laminado, ritmito de diamictito e folhelho, constituindo varvito (Figura 22), e folhelho. O diamictito, o ritmito e o folhelho estão sobrecarregados de clastos angulares a subarredondados, centimétricos, a maioria de sedimentos locais, muitos com os eixos maiores paralelos à estratificação e, em torno dos quais, a matriz parece fluir. Além disso, notam-se seixos "pingados" de até 40 cm no ritmito a folhelho, ou lamito superior, para os quais o diamictito passa, por transição (Figura 23).

As características da seção indicam deposição subaquática do diamictito maciço, que poderia, contudo, representar um tilito basal, seguido da sedimentação da sequência estratificada, por processos de fluxo gravitacional de massa, envolvendo fluxo tipo *slurry*, capaz de "levantar", incorporar e transportar fragmentos de argila, e correntes de turbidez, responsáveis pela formação dos ritmitos tipo varve, e, finalmente, depósitos de suspensão, representados pelos folhelhos superiores. A presença de clas

FIGURA 22 - Diamictito e ritmito; pedreira de Lapa, BR-476, km 65,5 (PR).

FIGURA 23 - Clasto "pingado" em ritmito da pedreira de Lapa. BR-476, km 65,5 (PR).

tos "pingados" na parte superior, estratificada, do diamictito, no ritmito e folhelho, denota a presença de gelo flutuante (*icebergs*), na bacia de sedimentação. A sequência poderia, deste modo, representar depósito de avanço e estagnação/recuo do gelo que, localmente, teria atingido a bacia de sedimentação.

O pacote sedimentar intermediário do Subgrupo Itararé, correspondente à Formação Mafra, é marcado, no seu início, pela incidência de um espesso e extenso corpo de arenito, semelhante ao anteriormente referido, na área de Lapa. A natureza erosiva do contato entre o corpo arenítico, sobre diamictito siltico-argiloso, maciço na base, e estratificado pela intercalação de camadas centimétricas de arenito, e cortado por diques clásticos, pode ser observada no afloramento do km 75,2 (Figura 17). A zona de contato é caracterizada pela ocorrência de intercalações ou mistura entre diamictito siltico-argiloso e arenito, ambos em várias camadas deformadas (Figura 25). O segundo, sob a forma de dobras tipo "charuto", às vezes redobradas, contém numerosas lineações de arrasto (veja no Capítulo 5, p. 145), paralelas aos eixos das estruturas.

Deformações intensas ocorrem, também, no flanco sudoeste do corpo arenítico, e em arenitos finos e médios, com intercalações de siltitos e argilitos, de estratificação plano-paralela, e cruzada planar, estratigraficamente abaixo da massa principal, acima descrita, mas, possivelmente, correspondente a parte da mesma cunha clástica (Kms 78 a 79). As camadas expostas, ao longo de pelo menos 80 m, formam sequências tipo granodecrescente ascendente, dobradas e falhadas. Um pouco mais adiante, arenito de estratificações plano-paralela e cruzada planar, de grande porte (métricas), repousa, em aparente discordância erosiva, sobre diamictito de aspecto maciço, este cortado por diques clásticos e com intercalações de arenitos deformados na zona superior, junto ao contato com o arenito.

As estruturas, aparentemente, indicam sobrecarga da massa arenítica, depositada rapidamente sobre um substrato ainda plástico de diamictito. As lineações variam de orientação entre N20°E e N20°O, aproximadamente.

Figura 24 - Diamictito com inclusões deformadas de arenito, Formação Campo do Tenente, BR-476, km 75 (PR).

O arenito está melhor exposto em um amplo anfiteatro situado no lado esquerdo da estrada, junto ao km 75,2. O sedimento é quartzo-feldspático, de granulação média a grossa, conglomerático, com clastos de diamictito e folhelho, e exibe estratificação cruzada do tipo planar e acanalada, marcas ondulares de corrente, deformações internas do tipo dobras convolutas, além de lineações de partição. As paleocorrentes estão, grosseiramente, orientadas segundo SE-NO ($N20^{\circ}O$).

A partir de reconhecimento feito expeditamente em fotos aéreas da região, verifica-se que o corpo não apresenta a forma tipicamente alongada que caracteriza o Arenito Lapa. Trata-se, na verdade, de corpo clástico de forma lobada, relativamente extenso lateralmente, embora com maior dimensão, grosseiramente coincidente com a elongação daquele, e também paralela às direções das paleocorrentes. Sua espessura máxima atinge cerca de até 100 m, com largura de até 10 km e comprimento mínimo de 30 km. As estruturas sedimentares são, como vimos, tipicamente fluviais e o

corpo poderia corresponder a uma cunha clástica do tipo fluvial-deltaico. O estado inconsolidado do substrato diamictítico, evidenciado pelas deformações que afetam este, poderia sugerir deposição subaquática do arenito. O contato superior deste com outra litologia, contudo, não é conhecido.

Diamictitos examinados, pertencentes à Formação Mafra, caracterizam-se, grosso modo, pelo aspecto maciço, com matriz siltico-argilosa ou siltico-arenosa, clastos raros, no geral centimétricos, porém mostrando áreas de estratificação pouco nítida através de intercalações de lâminas de argila ou de faixas esgarçadas, ou camadas e lentes longas e irregulares, onduladas, de arenito, e alinhamentos de clastos, com eixos maiores paralelos ao acamamento. Outras feições associadas são as intercalações esféricas de arenito, às vezes correspondentes a dobras circulares, dispersas na matriz. Diamictitos não estratificados e os bem estratificados são raros. Litologias associadas são arenitos, folhelhos e siltitos (lamitos), cujas relações com os corpos de diamictitos são variadas.

No afloramento próximo ao km 80, por exemplo, dois pacotes de diamictitos estão separados por intercalação de folhelho com relações de contato mútuo distintas. A unidade inferior é aparentemente maciça, a não ser pela existência de algumas zonas de seixos alinhados com eixos maiores horizontais, e a inclusão de arenitos deformados. Os clastos são pequenos e raros a comuns. Seu limite superior com o folhelho parece ser brusco. O diamictito superior, por sua vez, assenta-se em contato nítido sobre o folhelho, mas contém intercalações finas deste e numerosas inclusões de corpos de arenito, dispersos na matriz, deformados, redobrados e "injetados" pelo diamictito, ou interpostos em cunhas irregulares, também deformadas, que se estreitam para baixo. As evidências apontam, portanto, neste caso, para a sedimentação ou ressedimentação dos diamictitos sob a forma de fluxos de massa, que deformaram as litologias inclusas, em ambiente, provavelmente, subaquático.

A relação íntima entre os diamictitos e sedimen-

tos subaquáticos, é melhor demonstrada, ainda, no afloramento do km 81,2. Neste local, ao longo de cerca de 100 m de comprimento, intercalam-se diamictitos de aspecto maciço, ou interestratificados com folhelhos, às vezes alternando-se, mais ou menos ritmicamente, com estes, em camadas centimétricas. Os ritmitos contêm clastos abundantes, na maioria pequenos (poucos milímetros a 6 cm), inclusive de folhelhos, dispersos na matriz e alinhados paralelamente ao acamamento, semelhantemente ao que acontece na pedreira de Lapa (p. 64). Os contatos entre as diversas litologias são bruscos ou transicionais, mas a intercalação dos corpos indica provável deposição subaquática dos diamictitos por fluxo denso, ou *slurry*, como já comentado.

O afloramento seguinte, no km 81,3, também longo (mais de 200 m), demonstra as relações entre diamictito da Formação Mafra e outras litologias associadas. A exposição compõe-se de um diamictito inferior, com intercalações subparalelas de arenito, irregulares, onduladas e, aparentemente, deformadas (es tiradas lateralmente), sobre o qual se assenta extenso corpo de arenito médio a conglomerático, com até 15 m de espessura. O contato entre essas unidades é brusco, irregular, ondulado, em locais onde a base do arenito, localmente com clastos, deprime o diamictito inferior ou penetra neste sob a forma de intercalação cuneiforme subhorizontal, com estratificação interna paralela às margens. O aspecto dessa estrutura é a de um canal estreito, erodido dentro do diamictito. Se não fosse pelo contato irregular, supostamente erosivo, poder-se-ia, também, pensar em estrutura de sobrecarga deformada, por movimentação lateral do arenito sobre o sedimento inferior, plástico. O espessamento do arenito, lateralmente, reforça o aspecto acanalado do depósito, que, em sua extensão lateral, apresenta-se recoberto por sedimento siltico-argiloso (lamito) com raros clastos, intercalações de lâminas e lentes estreitas, e de corpos deformados irregulares de arenito e siltito, cortado por falhas verticais, de traço ondulado. Situação semelhante de contato entre arenito conglomerático, sob a forma de canal, e siltito ou lamito aparece nos cortes dos kms 83 e 86. As deformações mostradas pelos arenitos intercalados e, até certo ponto, a natureza do contato, contendo estruturas de

sobrecarga grandes, são indicativas do estado inconsolidado do diamictito inferior e de certa movimentação em massa deste.

Os arenitos "acanalados" não exibem qualquer estrutura sedimentar diagnóstica (como, por exemplo, estratificação cruzada), a não ser, localmente, um acamamento plano-paralelo irregular, mal desenvolvido. Poder-se-ia, pois, tratar, de depósito formado por fluxo denso de areia (fluxo de grãos), sobre o substrato de diamictito, porém capaz de erodí-lo, mas as feições sedimentares correspondentes não foram, também, notadas. O lamito superior é, evidentemente, um depósito subaquático de fluxo de lama, em bacias com acesso esporádico de areias e siltes, incorporados e deformados por movimentação lateral da massa inconsolidada.

Além dos já mencionados, associados aos diamictitos, o perfil estudado inclui um pacote, relativamente espesso (em torno de 20 m), de folhelho/siltito escuro (km 86,5), de estratificação fina, com concreções epigenéticas calcárias, de origem marinha como demonstram os fósseis que contém o chamado Folhelho Ortigueira, que correlaciona-se, pela posição estratigráfica, com as Camadas de Mafra, na parte média da Formação Mafra. Suas relações estratigráficas com camadas acima e abaixo, contudo, não estão totalmente esclarecidas.

Outro pacote, ainda mais potente, de folhelho/siltito marinho, com cerca de 50 m, denominado Folhelho Guaraúna, correlacionável com as Camadas de Vila Nova, ocorre na parte inferior da Formação Rio do Sul, entre os kms 94 e 100; outros corpos menos espessos, são frequentes ao longo da metade superior da unidade. Os diamictitos dessa parte do perfil, entre os kms 100 e 102 da BR-476, cujas relações de contato com as camadas de clásticos finos não puderam ser determinadas, afloram numa série de cortes e pedreiras ao longo da rodovia, mostrando-se maciços e com matriz siltico-argilosa; apresentam, porém, zonas de lentículas (*streaks*) ou lâminas pouco nítidas de siltito e arenito, aparentemente esgarçadas ao longo do comprimento, e raros corpos esféricos e alongados de arenito, de contornos pouco nítidos. Clastos podem ser relativamente comuns e grandes, de até 30 cm ou mais de diâmetro e,

em pelo menos um afloramento, formam alinhamento horizontal des contínuo, do tipo *pavimento intratilitico de clastos*, associado a cisalhamento. Um bom exemplo deste tipo de diamictito, aflora na pedreira do lado esquerdo da rodovia, junto ao km 102, onde chega a atingir cerca de 10 m de espessura mínima.

Algumas feições dos diamictitos, que parecem formar corpos tabulares extensos e espessos, coincidem, pois, com os de tilitos basais. Sua associação com, e a frequência dos folhelhos marinhos na seção, sugere a possibilidade de deposição subaquática, a partir de geleira assentada sobre o substrato.

Vale notar que a parte basal do perfil exposto parece estar recortado por numerosas falhas normais, que podem provocar a repetição de camadas, complicando, assim, a interpretação estratigráfica e a própria caracterização das litologias.

3.2.4. Perfil Campo do Tenente-Itaiópolis (BR-116)

3.2.4.1. Generalidades

A seção examinada ao longo da rodovia BR-116, no intervalo entre o km 174 (proximidades de Campo do Tenente) e o antigo km 131,5, atual km 26 (proximidades de Itaiópolis), apresenta excelentes afloramentos, principalmente nos arredores das cidades de Rio Negro e Mafra. As exposições são de pior qualidade por causa do intemperismo, no trecho após Mafra até o final do perfil.

Neste perfil, tanto o contato inferior do Subgrupo Itararé com o embasamento cristalino (Pré-Cambriano), quanto o superior, com a Formação Rio Bonito, do Subgrupo Guatá, puderam ser diretamente observados. O primeiro situa-se no km 174, entre diamictitos e rochas metamórficas pré-cambrianas; manchas de sedimentos do Subgrupo Itararé, contudo, podem ocorrer, isoladamente, antes deste local, onde se inicia a faixa contínua de afloramentos.

O contato superior foi assinalado na altura do km 26, entre arenito da Formação Rio Bonito, em contato brusco (erosivo) sobre diamictito da parte superior do Subgrupo Itararé. O limite inferior coincide, pois, com o estabelecido por MEDEIROS et al. (1971); o superior, porém, situar-se-ia cerca de 2 km antes do ponto mencionado por esses autores.

Através da metodologia utilizada, a espessura medida do Subgrupo Itararé, nesta seção, atinge cerca de 740 m, dos quais 200 m pertencem à Formação Campo do Tenente, 230 m à Formação Mafra, e os 310 m restantes à Formação Rio do Sul. Os valores acima são ligeiramente distintos dos estabelecidos por MEDEIROS et al. (1971). Diferem, entretanto do valor registrado por SCHNEIDER et al. (1974) para a seção-tipo da Formação Mafra (350 m).

A seqüência sedimentar do Subgrupo Itararé é constituída, principalmente, de diamictitos, arenitos e folhelhos. Secundariamente, ocorrem siltitos (lamitos) e ritmitos, inclusive varvitos.

Com relação aos contatos formacionais, o primeiro deles, entre as Formações Campo do Tenente e Mafra, deve ocorrer na altura do km 188, onde começam a aparecer, com maior frequência, na seção, arenitos intercalados com diamictitos. Embora não observado diretamente, acredita-se que o contato seja brusco, por causa da natureza das rochas envolvidas, concordando com MEDEIROS et al. (1971).

Segundo esses autores, o limite entre as Formações Mafra e Rio do Sul é concordante; porém não foi este observado diretamente, durante os trabalhos de campo realizados para o desenvolvimento desta pesquisa. Os primeiros siltitos/folhelhos encontrados, considerados por MEDEIROS et al. (1971) como pertencentes à Formação Rio do Sul, localizam-se nas proximidades do km 6, da BR-116, em Santa Catarina, logo após afloramentos de arenito da Formação Mafra. Essa litologia ocorre, não obs

tante, pelo menos 1 km a nordeste desse ponto (SALAMUNI et al., 1965), onde poderia situar-se o contato.

3.2.4.2. Diamictitos

Os primeiros diamictitos do Subgrupo Itararé na área, junto ao contato com o embasamento cristalino, podem ser observados no afloramento do km 174 (Figura 25). Neste local, uma camada estreita e descontínua de diamictito arenoso, maciço, de alguns decímetros de espessura máxima, está firmemente compactado contra as paredes de dois sulcos ou vales, separados por crista, esculpido no embasamento cristalino local. A superfície de contato entre o diamictito e o embasamento é polida e estriada finamente, segundo a direção N-S; o diamictito é recoberto, em contato brusco (erosivo), por arenito conglomerático mal estratificado, que passa a mais fino no topo, preenchendo o vale sul, e por diamictito maciço, mais ou menos nitidamente separado do diamictito e arenito inferiores. No vale norte o diamictito inferior envolve matacão do embasamento, mais ou menos *in situ*. O diamictito superior é essencialmente não estratificado, mas contém algumas camadas arenosas, intercaladas na parte superior. Tendo em vista suas características e modo de ocorrência, o diamictito inferior foi interpretado como um tilito de alojamento, revestindo as paredes de vale esculpido no embasamento, provavelmente pela ação glacial, ou de vale pré-existente, modificado por esta.

Durante a deposição do *till* de alojamento, na sola de geleira ativa, blocos do embasamento, como no caso do matacão, foram desalojados e, até mesmo, deslocados de sua posição, por intromissão do *till*. A interpretação da origem do arenito e diamictito superior é algo controvertida. O primeiro poderia corresponder a depósito fluvio-glacial, de fase de degelo, subsequente à deposição do tilito de alojamento.

Alternativamente, poderia representar depósito de

FIGURA 25 - Diagrama parcial do afloramento do km 174, BR-116, exibindo o contato do Subgrupo Itararé (Formação Campo do Tenente) com o embasamento cristalino (Pré-Cambriano).

degelo, junto à sola da geleira, associado ao alojamento do diamictito inferior, seguido da sedimentação do diamictito superior, essencialmente maciço, por ablação (talvez um tilito basal). Supõe-se, contudo, que neste caso, os contatos entre o arenito, o diamictito inferior e o superior deveriam ser mais transicionais. De qualquer forma, as feições locais de abrasão glacial evidenciam um avanço do gelo (provavelmente o primeiro) na área.

No km 175, um afloramento com cerca de 90 m de comprimento, expõe feições internas de diamictito e suas relações com outras litologias. A seção exposta inclui um espesso diamictito inferior, siltico-argiloso, avermelhado, com clastos abundantes, incluindo muitos de origem intrabacia, estratificado pela intercalação de lentes estreitas de arenito e variação textural, e de descontinuidades que configuram alças ou lobos superpostos verticalmente, separadas por superfícies nítidas (aparentemente erosivas), côncavas para cima, ou em contato lateral falhado (falhas de escorregamento), que truncam as estruturas, ou acompanham a sua base, com traço encurvado.

O diamictito contém numerosas inclusões de camadas descontínuas, no geral concordantes com a estratificação, porém rompidas lateralmente, ou dobradas sobre si mesmas. Falhas internas, paralelas, cruzam o diamictito e separam, lateralmente, este de um corpo de arenito maciço. O diamictito e arenito estão recobertos por folhelho marrom, de estratificação inclinada, cujo contato inferior com o primeiro parece transicional. Clastos dispersos são de ocorrência rara no folhelho, que inclui camadas centimétricas de arenito, passando transicionalmente, para cima, a um diamictito mal exposto.

As exposições seguintes da Formação Campo do Tenente, ao longo da BR-116, até o contato com a Formação Mafra, envolvem corpos de diamictito de natureza diversa, de aparência tabular, relativamente espessos (vários metros), alternando-se com pacotes, também relativamente potentes de folhelhos marrom averme-

lhados (> 8-10 m), às vezes silticos, e ritmitos ou laminitos finos, do tipo varvito, contendo clastos "pingados" de até 30 cm de diâmetro.

Arenitos parecem ser raros, a não ser como inclusões dentro dos folhelhos e diamictitos. No km 177, por exemplo, corpos de areia de contatos inferiores erosivos intercalam-se em folhelho, com clastos "pingados" de até 30 cm.

O excelente afloramento junto ao km 178, exibe um espesso pacote de diamictito siltico-argiloso, de aparência geral maciça, com clastos, de raros a comuns, de rochas cristalinas, de até 30 cm de diâmetro, principalmente centimétricos, dispersos caoticamente, recobrando, em contato brusco, folhelho castanho, ou ritmito de aspecto várstico, com clastos centimétricos "pingados". A superfície de contato é lisa ("polida") e contém lineações débeis (estrias finas), de orientação N50°O. O folhelho circunscreve "fatias" de diamictito junto à base deste, sugerindo cisalhamento do corpo. O diamictito é interpretado, portanto, como um tilito basal, depositado na sola de geleira ativa, cujo movimento deformou o embasamento.

Este tipo de contato brusco entre diamictito maciço sobre folhelho, repete-se no afloramento situado pouco adiante (km 184). Neste caso, a superfície lisa e ligeiramente ondulada, contém uma série de lineações pouco nítidas; evidências de cisalhamento, contudo, não foram encontradas. Outros afloramentos estratigraficamente acima, cujas continuidades, porém, não puderam ser comprovadas, envolvem diamictitos siltico-argilosos, maciços, que incluem corpos deformados de arenito, enrolados como "charutos", ou em dobras deitadas, ou de disposição variada, isolados, e inclusões de folhelhos de contatos mais ou menos difusos; em seguida ocorre diamictito, também de aparência não estratificada, com clastos comuns, centimétricos, predominando os de rochas cristalinas, além de corpos dobrados de arenito, ou zonas arenosas de limites difusos.

Afloramentos, estratigraficamente intermediários, nos kms 182 e 185, por sua vez, mostram pacotes de folhelho (provavelmente o mesmo), com seixos dispersos de até 30 cm, níveis de aspecto carbonoso e de concreções calcárias, além de camadas de diamictito estratificado, contendo muitos clastos de argila.

Analisando, conjuntamente, portanto, parece que a sedimentação dos diamictitos e arenitos desta parte da seção, ocorreu em ambiente, predominantemente, subaquático, no qual se depositaram os folhelhos e varvitos. O corpo d'água, seria atingido por gelo flutuante (*icebergs*) responsável pelo fornecimento dos clastos "pingados". Intermitentemente, seria atingido pelo gelo que, aparentemente, manter-se-ia assentado sobre o substrato (*grounded*), conforme evidencia a presença dos tilitos de base, em discordância sobre o embasamento.

Outros diamictitos intercalados na seção, parecem representar produtos de redeposição, através de movimentos gravitacionais de massa, ao longo de declives (tilitos de escorregamento/fluxo), de sedimentos glaciogênicos, depositados junto às margens da massa d'água. A presença de varvitos e a ausência de fósseis marinhos são elementos a favor de ambiente não-marinho. É possível, ainda, que parte dos *tills* basais tenham se depositado subaereamente, já que, em pelo menos um local (km 185), diamictito de aspecto maciço está recoberto, em contato brusco, por folhelhos.

A partir do km 188, o perfil examinado passa a caracterizar-se pela frequência dos componentes arenosos, típicos da Formação Mafra, cujas camadas basais foram aí identificadas. Na parte inferior do corte, com 6 a 8 metros de altura, lâminas e camadas de diamictito siltico-arenoso, e arenito fino a médio intercamados às vezes em mistura caótica, formam dobras recumbentes, apertadas e estiradas (Figuras 26 e 27), e dobras isoladas "em ganchos" (*hooks*), cortadas por falhas pequenas de escorregamento; aparentemente separado por uma superfície ondulada, su

FIGURA 26 - Estruturas de fluxo em diamictito com intercalações areníticas; vista geral. BR-116, km 189, PR (Formação Mafra).

FIGURA 27 - Detalhe do afloramento exibido na figura anterior; dobra recumbente.

gestiva de sobrecarga, o sedimento parece, predominantemente, um arenito de estratificação irregular, ondulada, com estratos cruzados pequenos a médios (centimétricos a decimétricos), acanalados e planares, deformados (Figura 28). O mesmo padrão repete-se, com

FIGURA 28 - Estratificação cruzada deformada em arenito da Formação Mafra; BR-116, km 189 (PR).

pequenas variações, nos afloramentos estratigraficamente superiores, até a altura do km 191. Em alguns deles, arenitos finos predominam sobre os diamictitos, formando corpos superpostos com estratificação irregular, ondulada, inclinada e com estratificação cruzada, planar ou acanalada, médias (decimétricas), ambas deformadas, e falhas inversas de escorregamento. Em outros, como no do km 191,2, o diamictito arenoso estratificado, com dobras recumbentes, e clastos localmente orientados, paralelamente ao acamamento, alguns de diamictito, é superposto por ou interdigita-se com arenito, com clastos dispersos, megascopicamente maciço, internamente com estratificação fina, também deformada. A in-

clusão de clastos de diamictito subarredondados (*till balls*) nestes tilitos de fluxo, indica pequena distância de transporte (Figuras 29 e 30).

Na altura do km 191,5, ocorre excelente afloramento de dois corpos tabulares de diamictitos estratificados. O inferior é arenoso, compacto, mas contém lentículas "estiradas", ou camadas finas de arenito, onduladas, associadas a microestratificação cruzada, e falhadas. O seu contato superior é brusco e ondulado (por efeito de sobrecarga), sob diamictito siltico-arenoso, estratificado em camadas centimétricas a decimétricas, irregulares, com clastos pequenos, raros a relativamente comuns, de rochas cristalinas e sedimentares. Alguns foram encontrados com eixos maiores perpendiculares à estratificação, ou com esta acomodada em torno, sugerindo queda vertical ("pingados"). Falhas de traço côncavo (de escorregamento) foram observadas.

O diamictito superior é, claramente, um tilito de fluxo, que inclui clastos provavelmente despregados a partir de *icebergs*. O inferior é de identificação mais difícil. Evidências de ação de processo de fluxo gravitacional faltam, e a grande compactação fala em favor de sua interpretação como um tilito basal. Evidências de estratificação interna do tipo aqui encontrado, têm sido, também, verificadas em tilitos basais, terrestres e subaquosos, pleistocênicos, inclusive de alojamento. As mesmas características do diamictito inferior, podem ser observadas no afloramento seguinte, estratigraficamente mais baixo.

Os afloramentos localizados a partir do km 192, até a primeira entrada da cidade de Rio Negro, apesar de, em grande parte, representarem camadas estratigraficamente equivalentes, expõem algumas características diferentes da sequência em descrição. Alguns cortes mostram arenitos finos, de aspecto maciço, ou com estratificação cruzada, no geral, planar, pequena a grande (centimétrica a métrica), às vezes algo deformadas.

Junto do km 197, um corte de cerca de 10 m de altura é, particularmente, interessante, por causa das feições associa-

FIGURA 29 - Diamictito estratificado da Formação Mafra; BR-116, km 191,2 (PR).

FIGURA 30 - Detalhe do afloramento exibido na figura anterior, mostrando uma "bola" de *till* (*till ball*).

das aos diamictitos locais. Na base do afloramento aparece uma camada de diamictito siltico-argiloso, mal estratificado, com intercalações de camadas finas de arenito e com muitos clastos sedimentares. O diamictito passa, transicionalmente, para zona de intercalação com siltito e ritmito, de diamictito e folhelho. A espessura total é de cerca de 4 m. Em seguida, superpõe-se uma camada de 2 a 3 metros de arenito grosso, conglomerático, e intercalações finas, onduladas, de siltito, e incluindo clastos raros de até 40 cm, e lineações internas tipo "de arrasto".

A superfície superior do arenito é plana e está marcada por conjunto de estrias e sulcos finos, retos, subparalelos. O pacote superior é formado por 4 a 5 metros de ritmito de diamictito siltico-argiloso e folhelho, e diamictito ou lamito estratificado, siltico, com numerosos clastos de folhelhos. As características de persistência e regularidade das estrias/sulcos (orientados segundo a direção N45°E), sugerem abrasão glacial, não tendo sido notadas evidências de estado plástico do arenito, por o casião do estriamento. Os diamictitos locais, contudo, apresentam feições indicativas de deposição por fluxo gravitacional (tilitos de fluxo), ou denso (*slurry*/turbidez), inclusive o que recobre a superfície estriada. Esta interpretação implicaria em fase de avanço da geleira *grounded*, seguida de recuo, com deposição posterior ou ressedimentação do *till* de fluxo, provavelmente subaquaticamente. É interessante notar, com relação a esta parte da seção, a aparente ausência de ritmitos do tipo varvito; a única exceção seria a do km 200, no qual um corpo de arenito, com estratificação cruzada planar, superpõe-se, em contato brusco, a siltito e ritmito fino, contendo seixos de até 20 cm dispersos (tal vez "pingados").

A partir do km 202, expõe-se uma seqüência de estratos característicos da parte média da Formação Mafra, nos arredores das cidades de Rio Negro e Mafra.

Logo em seguida à ponte sobre a RFFSA, pouco adiante do atual km 0 (Santa Catarina) da BR-116, aflora um diamictito espesso, com pelo menos 25 m de espessura, maciço na sua meta

de inferior, com clastos pequenos (centimétricos) e inclusão esférica, de cerca de 2 m de diâmetro, de arenito fino e diamictito estratificados, dobrados concentricamente. Na parte superior do afloramento, contudo, o diamictito é mais arenoso e formado por empilhamento de lobos decimétricos, mutuamente truncantes, com tendência à concentração de clastos na base das alças, e mostrando dobras (recumbentes) e falhas internas. O conjunto é recoberto, em contato brusco, por siltito escuro, de estratificação fina, bem exposto cerca de 300 m adiante, em corte de, pelo menos, 15 m de altura. O siltito/folhelho contém intercalações centimétricas de diamictito siltico-argiloso, e está literalmente crivado de foraminíferos arenáceos, principalmente do gênero *Ammodiscus*.

A seção exposta neste trecho da rodovia BR-116, correlaciona-se com parte do pacote aflorante na chamada pedreira da Prefeitura, situada dentro da área urbana de Rio Negro. Expõe-se, aí, magnificamente, cerca de 70 m de sedimentos da Formação Mafra, representadas na Figura 31, incluindo estratos abaixo do diamictito acima referido. A Figura 31 mostra, também, sedimentos estratigraficamente superiores, examinados ao longo da estrada de acesso ao antigo Seminário, nos arredores de Rio Negro, a cerca de 2,5 km a NO da pedreira, compondo uma seção composta de cerca de 100 m de rochas da Formação Mafra, infelizmente, só parcialmente expostas em cortes da BR-116, descritos abaixo.

Na seção da pedreira, as camadas inferiores incluem bancos decimétricos de diamictito siltico-argiloso, de estratificação pouco nítida, marcada por inclusões (lâminas e "filmes") de siltito e folhelho, e atravessados por tubos verticais e inclinados de invertebrados (Figura 32), intercalados com folhelhos. O topo do banco superior de diamictito, recoberto por folhelho, representa um hiato sedimentar, já que apresenta evidências de ter sido retrabalhado por invertebrados bentônicos, documentados pelas numerosas pistas, deixadas por estes. Clastos emergentes foram, aparentemente, depositados a partir de gelo flutuante ("pingados"), podendo ser observados, juntamente com as pistas, na Figura 33. O folhelho passa, transicionalmente, a uma potente seção de cerca de 25 m de varvito fino (milimétrico), com clas

Explicação:

1. Folhelho escuro.
2. Diamictito estratificado e folhelho contendo pistas de invertebrados; linha ondulada: superfície de erosão com pistas de invertebrados e clastos e mergentes.
3. Varvito com clastos "pingados".
4. Lamito, arenito estratificado e deformado e diamictito.
5. Diamictito de estratificação pouco nítida.
6. Siltito (lamito), fossilífero, com pistas de invertebrados.
7. Lamito.
8. Arenito fino, em camadas espessas.

FIGURA 31 - Seções colunares da Formação Mafra, expostas na pedreira da Prefeitura de Rio Negro, e na estrada do Seminário (Rio Negro).

FIGURA 32 - Tubo de invertebrados em diamictito da Formação Mafra; pedreira da Prefeitura de Rio Negro (PR).

FIGURA 33 - Pistas de invertebrados e clastos emergentes, em plano de estratificação de diamictito; Formação Mafra, pedreira da Prefeitura de Rio Negro (PR).

tos "pingados" de até 2 m de diâmetro. Entre este e o diamictito superior (equivalente ao da BR-116), intercalam-se bancos de lamito e camadas de arenito laminado, com estratos cruzados pequenos, e de arenito fino, estratificado e dobrado (dobras redobradas e recumbentes), logo abaixo da base do diamictito. Este, forma um corpo espesso, de cerca de 40 m, essencialmente maciço, com exceção da intercalação de ritmito fino, síltico-arenoso, com estratificação cruzada pequena (centimétrica), na sua parte basal, e de "filmes", ou lentículas de siltito/arenito no seu interior. Note-se que a facies do diamictito na pedreira, difere da parte superior da seção exposta na BR-116, na qual, claramente, se evidencia a deposição através de sucessivos fluxos de lama. As características dos diamictitos na pedreira, no entanto, são mais próximas das descrições de fluxos subaquáticos de detritos.

A seção colunar da estrada do Seminário (Figura 31), mostra que o diamictito espesso superior e o varvito subjacente, formam corpos extensos mapeáveis, provavelmente tabulares, recobertos por siltito fossilífero marinho e pacote potente de arenito fino. Afloramentos dessa litologia não foram bem observados na BR-116, mas são comuns na área urbana de Rio Negro e, principalmente, de Mafra, onde formam "paredões" abruptos, com poucas estruturas internas visíveis, a não ser a estratificação em camadas horizontais, de 40 cm, separadas por lâminas de argila, às vezes onduladas, ou encurvadas para cima, associadas a possíveis estruturas de sobrecarga, e raros estratos cruzados planares e marcas ondulares. As estruturas sedimentares indicam, portanto, que o arenito (anteriormente denominado "loessito") é, mais provavelmente, um depósito subaquático.

Dois outros afloramentos examinados, entre os kms 4 e 4,3, parecem representar os estratos superiores da Formação Mafra, segundo a subdivisão aqui utilizada.

No km 4 (Figura 34), dois cortes paralelos da rodovia expõem pelo menos 80 m de sedimentos, incluindo um corpo de arenito fino a médio, formando uma crista baixa, de topo ondulado; a crista é recoberta, discordantemente em seu flanco sul, por camada estreita de dia

FIGURA 34 - Diagrama parcial do afloramento do km 4, BR-116, Formação Mafra (SC).

mictito arenoso compacto, por sua vez, recoberto por pacote de diamictito arenoso, estratificado, intercalado com camadas irregulares, lentes e fragmentos de arenito, rompidos e interdigitados com o diamictito, deformados em dobras concêntricas, isoladas.

O arenito da crista é estratificado, em camadas de cimeiras, com aparente gradação interna e marcas ondulares (Figura 35), principalmente migrantes; pelo menos em um local notou-se uma marca de sola, semelhante a molde de sulco. A faixa junto ao contato com o diamictito compacto, apresenta-se deformada, em dobras fechadas e cruzada por falhas pequenas (de rejeitos centimétricos), também relativamente comuns no interior do corpo. O contato superior com o diamictito é liso e até polido.

O diamictito inferior é compacto, maciço, com clastos pequenos (centimétricos), separando-se do corpo superior por superfície ondulada nítida. O diamictito superior é atravessado por juntas horizontais, descontínuas (talvez estratificação) e cortado por outras, verticais e inclinadas, que se assemelham a falhas normais e de escorregamento, como, por exemplo, no flanco N da estrutura; o conjunto é truncado por camada de conglomerado arenoso, de aspecto caótico na base, sucedida por camada de arenito fino, estratificado, ambas inclinadas, acompanhando o flanco sul da crista. Cerca de 300 m adiante, o arenito apresenta-se, já, horizontal, estratificado em camadas de 10 cm a 1,5 m, internamente exibindo microlaminação cruzada de corrente, marcas ondulares migrantes e estratificação lenticular, separada por lâminas de argila. É interessante notar a presença de níveis com fragmentos escuros, carbonosos, milimétricos, e mesmo de fragmentos maiores de carvão, dispersos dentro das camadas.

Várias das características do arenito da crista, cujo alongamento local pode ser verificado nos dois cortes da rodovia, e a sua maneira de ocorrência, coincidem com os de depósitos fluvio-glaciais subaquáticos (*subaqueous outwash*), descritos por RUST & ROMANELLI (1975), depositados a partir de canal subglacial, desembocando em corpo d'água. No presente caso, a camada de diamictito inferior, o seu estado de compactação (Figura 36) e as fei-

FIGURA 35 - Marcas ondulares em arenito da Formação Mafra, BR-116, km 4 (SC).

FIGURA 36 - Diamictito compacto sobre crista de arenito, Formação Mafra, BR-116, km 4 (SC).

ções do topo do arenito, sugerem ser este um tilito de alojamento, depositado por geleira ativa, que poderia ter modificado a morfologia da crista, recoberto por depósitos de fluxo ou de escorregamento gravitacionais, representados pelo diamictito superior.

O contexto geológico geral dessa parte da seção examinada, a qual inclui espessas camadas marinhas fossilíferas, associadas a depósitos subaquáticos do tipo varvito, a profusão de evidências de deformações no estado plástico ou viscoso de sedimentos, e a própria extensão geográfica destes, apontam para a existência de corpo d'água de razoável tamanho na área de Mafra-Rio Negro. A ocorrência de varvito é singular e poderia ser explicada (ROCHA CAMPOS & SUNDARAM, 1981) pela diminuição temporária da salinidade, através do afluxo de grande quantidade de água de degelo na bacia de sedimentação, a partir de geleira junto à margem. A frequência e tamanho dos clastos "pingados", dispersos no varvito, atestam a presença de *icebergs*.

As condições de sedimentação marinha parecem persistir, ou reincidir em níveis estratigraficamente mais altos, conforme se verifica nos afloramentos dos kms 6 e 6,5. Nesses locais, ocorrem afloramentos de diamictito siltico-argiloso, estratificado, em camadas finas a médias, assumindo aspecto de laminito ou ritmito, e passando a folhelho com lentes irregulares finas de arenito. Clastos dispersos com até 30 cm, são muito comuns e pelo menos parte da seção (de vários metros), poderia corresponder a varvitos. Na seção exposta a partir do km 6, da BR-116, em cortes da estrada para Vila Nova, em direção N, o folhelho inclui dois cortes de, pelo menos, 1 m cada, de siltito/folhelho negro, com a estratificação atravessada por tubos de invertebrados. Fósseis marinhos foram registrados nessas camadas (ver no apêndice, p.184), que se situam a cerca de 70 m sobre as camadas fossilíferas de Mafra (km 0,3).

MEDEIROS et al. (1971), colocam o contato da Formação Rio do Sul coincidindo com a base dos folhelhos aqui referidos, na altura do atual km 6,5 da BR-116. Segundo SALAMUNI et al. (1965), contudo, os folhelhos ocorrem desde o km 5, da rodovia

(2º varvito, de SALAMUNI et al., 1965), para onde o contato da Formação Rio do Sul (*sensu* SCHNEIDER et al., 1974) deveria, segundo as idéias aqui sugeridas, ser deslocado.

Ritmitos argilosos, tipo varvito, aparecem, ainda, no km 8, recobertos, em contato brusco (erosivo), por diamictito, muito decomposto, contendo muitos clastos arredondados, inclusive do ritmito inferior.

As características dos diamictitos da Formação Rio do Sul, que aparecem até o contato com a Formação Rio Bonito, são bastante variáveis, incluindo desde os tipos maciços até os laminados, associadamente a corpos de arenitos, siltitos, folhelhos e raríssimos conglomerados.

Podem ser observadas as complexas relações entre essas litologias, em cortes longos da rodovia, entre, aproximadamente, os seus kms 8,5 e 9,4. No afloramento do km 9 (Figura 37), um extenso corpo de diamictito, na parte inferior do corte, recoberto por arenito, em contato, localmente brusco, exhibe grandes estruturas de colapso (2 a 3 metros de diâmetro), lenticulares ou arredondadas, internamente formadas de camadas concêntricas irregulares de diamictito, conglomerado com clastos de diamictitos e arenito fino, afundadas no diamictito inferior, deformado e falhado, principalmente, junto às margens das estruturas. Na extremidade norte do afloramento, um espesso corpo de arenito irregular dispõe-se como um enorme anticlinal deitado e injetado por diamictito. Este introduz-se, também, sob a forma de diápiros entre o corpo de arenito e a estrutura lenticular próxima. Diamictito aflorante no km 8,5, provavelmente equivalente ao anterior, mostra uma estratificação fina, pouco nítida, onde alguns clastos têm eixos maiores paralelos.

Estruturas similares às acima descritas, em depósitos glaciais cenozóicos, formam-se em condições periglaciais, por colapso associado ao derretimento de blocos de gelo soterrados, de posição e afundamento dos sedimentos glaciais (depósitos glaciais de lavagem e *till*) acumulados nessa pequena bacia, durante

FIGURA 37 - Estruturas de colapso em sedimentos da Formação Rio do Sul, BR-116, km 9 (SC).

o que ocorre o seu dobramento concêntrico (WASHBURN, 1973). No presente caso, as evidências de sedimentação subaquática, provavelmente, em grande parte marinha, para a Formação Rio do Sul, não seriam inteiramente compatíveis com essa interpretação, já que a formação das estruturas cenozóicas, conhecidas, ocorre em ambiente terrestre (periglacial).

Outras feições sedimentares, adiante descritas, apontam, também, para essa possibilidade para a Formação Rio do Sul, não sendo impossível ter, realmente, havido recorrência das condições de deposição subaérea. Alternativamente, sabe-se da possibilidade de preservação submarina de gelo soterrado ou de *permafrost*, formados em sedimentos terrestres, recobertos por transgressão marinha.

Os sedimentos expostos no km 9, correlacionam-se aos que afloram 400 m mais adiante, também num extenso corte da BR-116 (Figura 38). O arenito da base do corte, fino, muito compacto, forma uma crista ou bossa, de topo arredondado, recoberto por diamictito. A superfície de separação é lisa (Figura 39) e contém, em várias partes, estrias finas de orientação média N-S. O arenito exhibe numerosas dobras e falhas, especialmente junto à sua parte superior, as últimas paralelas ao topo, separando placas deste e do embasamento, sugerindo cisalhamento. O diamictito é maciço, a não ser pela intercalação de camada descontínua de arenito, de estratificação deformada, siltico-argiloso, com poucos clastos e acomoda-se sobre a topografia irregular do substrato, sendo cortado, na parte sul do afloramento, por corpo de forma acanalada, cujo contato inferior é erosivo sobre o diamictito.

Novamente aqui, as feições e modo de ocorrência do diamictito sugerem tratar-se de um tilito basal, recobrindo embasamento modificado pela abrasão e cisalhamento, associados ao movimento da geleira.

É interessante notar que evidências de cisalhamento no topo de arenito, recoberto por diamictito maciço, foram observadas em pelo menos dois outros níveis neste perfil, nos kms

FIGURA 38 - Contato entre diamictito maciço recobrendo arenito; Formação Rio do Sul, BR-116, km 9,4 (SC).

FIGURA 39 - Contato entre diamictito maciço recobrindo arenito; Formação Rio do Sul, BR-116, km 9,4 (SC).

11,5 e 26.

O primeiro ocorre em posição topográfica ligeiramente acima, mas, possivelmente, em nível estratigráfico equivalente ao do afloramento anterior. O arenito é fino e estratificado, e o diamictito superior, siltico-argiloso, com poucos clastos. A superfície de contato é lisa e contém várias falhas inversas de ângulo baixo, e blocos do embasamento circunscritos por lâminas de diamictito. Outros afloramentos dessas duas litologias aparecem nos cortes próximos, entre este presente ponto e até pouco antes do km 11. Nestes locais verifica-se que o diamictito maciço é sobreposto por ritmito fino (possivelmente varvito). Arenito estratigraficamente mais abaixo, forma bancos espessos, de aspectos maciços, apresentando inclusões internas de lentículas de arenito grosso, dobras e fragmentos de folhelho na base, passando a siltito e folhelho no topo.

Outro diamictito maciço, siltico-arenoso e com raras evidências de estratificação, foi observado entre o km 12 (na

altura do entroncamento da estrada para Canoinhas, à direita da BR-116), aparentemente estendendo-se até perto do km 13. O diamictito situa-se, estratigraficamente acima de camadas de arenitos finos, em contato brusco, conforme pode ser observado em afloramento situado na estrada para Canoinhas, a cerca de 200 m da BR-116.

No afloramento do km 12, com cerca de 4 a 5 metros de altura, dois pacotes superpostos de arenito afloram, o superior fino, argiloso, estratificado em camadas decimétricas, e o inferior, intercalado com lâminas e fragmentos de argilito contorcidos, sob a forma de anticlinais irregulares, verticais e inclinados, com zonas de mistura desorganizada de arenito e argilito, cruzados por falhas, também verticais e inclinadas (Figura 40). Os dois arenitos estão separados por uma zona decimétrica de arenito/argilito, fraturada por juntas cruzadas (semelhantes a fendas de dessecação grandes, decimétricas).

As estruturas locais assemelham-se, de um lado, à laminação convoluta, mas não estão associadas a estruturas de sobrecarga, apresentando-se mais organizadas, pelo movimento, predominantemente, ascendente dos materiais envolvidos nas deformações. A geometria das dobras exclui a possibilidade de empuxo glacial, que, normalmente, forma dobras inclinadas, truncadas e falhas inversas, com vergência paralela. As estruturas, de outro lado, assemelham-se a involuções periglaciais (crioturbação) que se formam em solo perenemente congelado (WASHBURN, 1973). Estruturas de sobrecarga de grandes dimensões (decimétricas a métricas), relativamente regulares e alternadas com intrusão vertical de arenito e lâminas de argila, contudo, são conhecidas em arenitos aflorantes, lateralmente, na estrada para Canoinhas (MEDEIROS et al., 1971), conforme já mencionado.

Deformações similares às do km 12 foram notadas em cortes do km 13, ao que parece, em arenitos estratigraficamente e equivalentes. Neste local as "involuções" estão inclinadas, preferencialmente para SO, e mostram a parte inferior com aspecto e mistura intrincada de litologias. Também aqui, falhas normais

NE

SO

ARENITO FINO E ARGILITO INTERCALADOS

FRAGMENTOS DE ARGILITO

INVOLUÇÕES

FRATURAS

FIGURA 40 - Possíveis involuções em arenito da Formação Rio do Sul, BR-116, km 12 (SC).

verticais e subverticais ocorrem, além de grandes blocos de material argiloso com clastos, dispersos no meio das deformações.

Na altura do km 16, um pouco acima, estratigraficamente, da última localidade, aflora novamente um diamictito maciço, siltico-argiloso, mal exposto na base do longo corte da rodovia, passando, por transição, a uma zona de intercalações entre siltito laminado com clastos, siltito interestratificado com camadas de diamictito, laminito de arenito fino, siltico, com clastos de sedimentos e lentes decimétricas de diamictito e arenito finamente estratificado (laminado). Outras lentes maiores do diamictito inferior, ocorrem interestratificadas. As diversas facies têm a forma de lentes alongadas, subhorizontais, separadas por juntas encurvadas, semelhantes a planos de escorregamento, e contêm, internamente, numerosas dobras deitadas ou caóticas. Clastos dispersos, de até alguns decímetros de diâmetro, foram observados. O conjunto é recoberto, em contato brusco, e envolvendo grandes estruturas de sobrecarga, por arenito médio de estratificação irregular, deformada (dobrada) na base, junto às *load* (estruturas de sobrecarga), interpenetradas por siltito laminado. As feições dos diamictitos locais lembram os descritos para afloramentos dos perfis de Lapa-São Mateus do Sul (km 63,5) e Palmeira-Irati (Km 170,8), nos quais diamictitos inferiores, representando, provavelmente, tilito basal são recobertos por tilitos de fluxo (supraglaciais). As estruturas de sobrecarga indicam, por sua vez, o estado plástico do substrato, por ocasião de sua deposição.

Os últimos diamictitos examinados no perfil da BR-116 aparecem na altura do km 26. Aparentemente, diamictitos tornam-se relativamente raros nesta parte da seção da Formação Rio do Sul, em que predominam os estratos arenosos e de clásticos finos. A seção local inclui o último diamictito maciço da sequência, porém com espécie de "foliação" mal desenvolvida, recobrimdo, novamente em contato brusco e associado a evidências de cisalhamento (falhas e dobras deitadas, falhadas), o arenito logo abaixo do contato, que é fino a médio, com estratificação cruzada.

Outras camadas inferiores são similares, com estra

tificação cruzada média, ou estratificação pouco visível. O diamictito (3 a 4 metros de espessura), por sua vez, pode incluir, em níveis superiores, lentes estreitas de arenito, de disposição subhorizontal, sendo recoberto por corpo de forma acanalada de arenito fino, relativamente bem selecionado, com estruturas de sobrecarga, na zona de contato brusco. Segundo a interpretação adotada, representaria um tilito basal, associado a fase de avanço glacial na área.

Ainda mais acima, ocorre outro diamictito de estratificação pouco nítida, dada por lentículas (*streaks* de microclastos), ou intercalação de raras camadas estreitas, descontínuas, de arenito, lentes de arenito fino, ou faixa de conglomerado de contatos difusos com a matriz. O último afloramento de diamictito, atribuído ao topo da Formação Rio do Sul, também de aspecto maciço e, provavelmente, equivalente ao anterior, surge a cerca de 50 m adiante do km 26, abaixo do corpo de arenito fino, de forma acanalada, com estratificação plano-paralela e, mais acima, cruzada acanalada.

A partir desse ponto, interpretado como representando o contato entre o Subgrupo Itararé e a Formação Rio Bonito, não foram encontrados diamictitos ao longo da BR-116. Os afloramentos observados a seguir são, geralmente, de arenitos estratificados em bancos grano-decrescentes para cima, ou com estratificação cruzada, planar ou acanalada, estruturas de corte e preenchimento, conglomerados de pelotas de argila, laminação convoluta, marcas ondulares migrantes e zonas bioturbadas, mais típicas da Formação Rio Bonito.

C A P Í T U L O 4

INFORMAÇÕES PALEONTOLÓGICAS

4. INFORMAÇÕES PALEONTOLÓGICAS

4.1. Generalidades

Os dados paleontológicos, obtidos durante a presente pesquisa, estão sintetizados no apêndice, ao final deste volume.

O número total de amostras analisadas foi de 44, sendo 16 correspondentes ao perfil Palmeira-Irati, 10 ao perfil Lapa-São Mateus do Sul e 18 ao perfil Campo do Tenente-Itaiópolis. As suas posições estratigráficas estão marcadas na Figura 7 (em anexo).

Seu número e distribuição é, com relação às três formações do Subgrupo Itararé, bastante irregular, grandemente em decorrência da disponibilidade de afloramentos frescos e de rochas adequadas para as análises. Desse modo, a maior parte das amostras provém da Formação Rio do Sul e um número menor refere-se às Formações Campo do Tenente e Mafra.

4.2. Palinologia

Além dos polens, esporos e elementos do paleomicroplâncton (tasmanáceas, acritarcas) foram, também, analisadas as características da matéria orgânica presente nas amostras. Desses, o paleomicroplâncton e a natureza da matéria orgânica são de maior importância, como indicadores de condições paleoambientais.

Conforme se pode verificar, um número relativamente grande de amostras mostrou-se estéril, para palinomorfos. Em alguns desses casos, as características da matéria orgânica foram as únicas a fornecerem alguma indicação paleoambiental.

Adicionalmente, notou-se, em várias amostras, evidências de retrabalhamento, através da presença de formas do De-

voniano, ou de feições de corrosão/oxidação, ou mesmo de elementos de intervalos mais antigos do próprio Neopaleozóico, mistura dos com material, aparentemente, *in situ*. Situações como estas foram constatadas em amostras desde a base da seção, até junto ao topo, demonstrando a erosão e reciclagem dos sedimentos, durante a deposição do Subgrupo Itararé.

Desta forma, a interpretação ambiental com base na presença de palinomorfos tem que ser feita com muito cuidado. A exclusão de formas de esporos do Devoniano é, relativamente, mais fácil, já que se tratam de formas conhecidas na literatura. A separação dos elementos do paleomicroplâncton, contudo, já é mais problemática, porque a sua taxonomia e bioestratigrafia não são conhecidas adequadamente.

Com base nessas considerações, algumas interpretações paleoambientais, com base palinológica, foram ensaiadas e textadas, com relação às facies identificadas, com base na análise das características litológicas.

Em alguns casos raros, as amostras continham, também, microfósseis, ou megafósseis, que complementaram as informações palinológicas. Os intervalos interpretados como de facies marinhas estão marcadas no lado esquerdo das colunas da Figura 7 (em anexo).

Conforme já constatado anteriormente (DAEMON & QUADROS, 1970; SAAD, 1977), *Tasmanites* sp. parece ser um elemento comum do paleomicroplâncton do Neopaleozóico. Trata-se de forma de afinidade ainda não totalmente esclarecida; entretanto, de modo geral, formas de *Tasmanites* sp. têm sido registradas em sedimentos de águas marinhas rasas e até costeiras, sujeitas à influência continental.

Quanto à matéria orgânica, verifica-se, nas amostras analisadas, a predominância de resíduo do tipo lenhoso, associado, ou não, com o de natureza amorfa. Este foi encontrado como elemento principal em alguns casos muito raros. Essa situação

é indicativa de deposição em bacias caracterizadas por condições terrestres, ou com forte influência continental, conforme apontado por DAEMON & QUADROS (1970).

O exame da Figura 6 (em anexo), permite verificar a maior frequência de elementos indicadores de condições marinhas, no geral, costeiras e ou, relativamente rasas, nas amostras da Formação Rio do Sul, o que é, no geral, consistente com a interpretação paleoambiental baseada na análise faciológica.

4.3. Micropaleontologia

Das amostras analisadas, somente 4 mostraram-se férteis em foraminíferos arenáceos, principalmente do gênero *Ammodiscus* sp. cuja presença, na verdade, já era conhecida, pelo menos numa das localidades estudadas. Formas atribuíveis ao gênero *Hyperammia* sp. foram observadas pelo menos numa amostra (Am-RN-21). Nesse local, a abundância dos microfósseis é grande, podendo ser identificados, mesmo a olho nu sobre os planos de estratificação do siltito local.

A distribuição das amostras fossilíferas, também marcada na Figura 7 (em anexo), é especificada no Apêndice. Conforme se vê, as amostras correspondem às Formações Rio do Sul (3) e Mafra (1); com exceção de um caso (Am-MI-4), a ocorrência de foraminíferos coincide com a de elementos do paleomicroplâncton, também indicativos de condições marinhas.

SAAD (1977) e LIMA et al. (1983), já haviam notado a ocorrência, e até abundância, de foraminíferos arenáceos, em sedimentos do Subgrupo Itararé, em várias partes da Bacia do Paraná, inclusive em amostras de rochas de afloramentos estudados nesta dissertação. MEDEIROS (1971) refere-se, também, à presença de formas atribuídas a *Ammodiscus* sp. nos siltito/folhelho marinhos da região de Mafra-Rio Negro.

De acordo com a literatura, foraminíferos arená-

ceos dos gêneros encontrados são frequentes em associações marinhas bentônicas marginais (WALTON, 1964). Essa característica ecológica é consistente, portanto, com a derivada das análises palinológicas, conforme foi verificado acima.

4.4. Megafósseis

Além dos microfósseis e palinomorfos, a literatura (ver p. 103) registra a ocorrência de invertebrados marinhos, incluindo moluscos (bivalves e gastrópodes), braquiópodes (inarticulados e articulados), peixes, e insetos, em pacotes de folhelhos/siltitos escuros, em pelo menos três níveis distintos do Subgrupo Itararé, cuja posição está marcada no gráfico da Figura 6 (em anexo), descritos, resumidamente, abaixo.

a. *Camadas de Mafra*: correspondem a siltitos escuros, aflorantes na parte média-superior da Formação Mafra (p. 84). Essas rochas ocorrem em posição estratigráfica equivalente e foram correlacionadas com o chamado *Folhelho Ortigueira*, aflorante na estrada que liga Ponta Grossa a Teixeira Soares (MEDEIROS et al., 1971). Os fósseis presentes incluem (ROCHA CAMPOS, 1967; ROCHA CAMPOS & RÜSLER, 1978):

Langella imbituvensis
Orbiculoidea guaraunensis
Chonetes rionegrensis
Nuculana woodworthi

b. *Camadas de Vila Nova*: são equivalentes estratigráficos do chamado *Folhelho Guaraúna* (LANGE, 1952), aflorantes na localidade do mesmo nome, na estrada Ponta grossa-Teixeira Soares (MEDEIROS, 1971). Estratigraficamente, situam-se na parte basal da Formação Rio do Sul. MEDEIROS (1971) considera que esses folhelhos distribuem-se, em superfície, desde o sul de Santa Catarina, onde são denominados *Folhelho Lontras*, até pelo menos a parte central do Paraná.

Os fósseis identificados incluem ROCHA CAMPOS, 1967; ROCHA CAMPOS & RÖSLER, 1978):

Langella imbituensis
Orbiculoidea guaraunensis
Chonetes rionegrensis
Acrolepis ? sp.
Elonichthys ? sp.

c. *Folhelho Passinho*: Ocorre na parte superior da Formação Rio do Sul. Sua localidade típica é a sondagem de Passinho, no Estado do Paraná (OLIVEIRA, 1930), porém, os siltitos/folhelhos escuros estão bem expostos próximo a Teixeira Soares. Ao longo da rodovia entre esta cidade e a BR-277 (Palmeira-Irati), dois outros níveis fossilíferos (ALMEIDA, 1945) foram registrados e denominados Baitaca (siltitos) e Rio da Areia (arenitos), na localidade homônima, ao lado da BR-277. Afloramentos desta última, foram encontrados no perfil aqui estudado, porém, o Siltito Baitaca não foi localizado na sequência estratigráfica analisada. ROCHA CAMPOS (1970) considera que as três litologias podem representar facies distintas, cuja posição estratigráfica é, essencialmente, a mesma. MEDEIROS (1971) correlaciona, ainda, os estratos marinhos de Butiã (ROCHA CAMPOS, 1966), a cerca de 15 km a oeste de Mafra, com *Linoproductus* sp., *Attenuatella* sp., com o Folhelho Passinho. A lista de fósseis é a seguinte (ROCHA CAMPOS, 1970; ROCHA CAMPOS & RÖSLER, 1978):

FOLHELHO PASSINHO

Nuculana woodworthi
Anthraconeilo sp.
Glabrocingulum? *oliveirai*
Phylloblatta oliveirai
Phylloblatta roxoi
Phylloblatta pauloi
Phylloblatta sp.
Arssoblatta ? sp.
Langella imbituensis
Orbiculoidea guaraunensis

Lissochonetes rionegrensis

Attenuatella roxoi

Elonichtys gondwanus

SILTITO BAITACA

Aviculopecten multiscalptus

Limipecten sp.

Streblopteria sp.

"*Allorisma*" *barringtoni*

Vacunella Af. *V. etheridgei*

Myonia (ou *Vacunella*) ? sp.

Myonia ? sp.

Sanguinolites sp.

Praeundulomya ? sp.

Schizodus sp.

Mourlonia sp.

Retispira ? sp.

Attenuatella roxoi

Notospirifer sp.

ARENITO RIO DA AREIA

Aviculopecten multiscalptus

Permophorus sp.

VolSELLina sp.

Selenimyalina sp.

Myalina (*Myalinella*) sp.

Atomodesma (*Atomodesna*) sp.

Leiopteria ? sp.

Keeneia sp.

Mourloniopsis sp.

Platyceras sp.

De acordo com ROCHA CAMPOS (1970), a macrofauna do Subgrupo Itararé, acima referida, constitui-se de formas marinhas, predominantemente, de águas, relativamente rasas. A presença de braquiópodes inarticulados é significativa. *Lingula*, por exemplo, é uma forma marinha bentônica eurialina de águas rasas (AGER,

1963); as evidências geológicas parecem indicar o mesmo tipo de distribuição para *Langella*.

Quanto à idade, a macrofauna marinha indicaria um intervalo Carbonífero Superior-Permiano Inferior (ROCHA CAMPOS & RÖSLER, 1978); esta interpretação difere estabelecida com base nos palinomorfos, de DAEMON & QUADROS, 1970). Segundo, esses autores o limite superior de idade do Subgrupo Itararé atingiria o Kunguriano (Permiano Superior).

C A P Í T U L O 5

FACIES DOS DIAMICTITOS E DE ROCHAS ASSOCIADAS

5. FACIES DOS DIAMICTITOS E DE ROCHAS ASSOCIADAS

5.1. Generalidades

Nos últimos tempos, um grande número de trabalhos tem sido publicado, a respeito das características de depósitos glaciogênicos terrestres e subaquáticos, inclusive submarinos, discutindo os processos sedimentares envolvidos na gênese de *tills* e tilitos depositados numa variedade de ambientes, dentro dos grandes domínios continental e marinho da glaciação.

Dentre as principais contribuições surgidas, merecem citação os trabalhos de BOULTON (1967; 1968; 1970a e b; 1971; 1972a e b; 1975; 1976a, b e c; 1977; 1978), BOULTON & DENT (1974), BOULTON & PAUL (1976), BOULTON & DEYNOUX (1981), BOULTON et al. (1974 e 1977), DREIMANIS (1976 e 1982a), sobre processos e depósitos glacio-terrestres, e DREIMANIS (1979 e 1982a) sobre *tills* subaquáticos. No âmbito marinho da glaciação, após o clássico trabalho de CAREY & AHMAD (1961), podem ser citadas as pesquisas de ANDERSON (1972; 1975; 1979; 1983), ANDERSON et al. (1977; 1979; 1980a e b; 1981; 1983 e 1984), CONNOLLY (1978), DREWRY & COOPER (1981), KELLOG & KELLOG (1981) e PLAFKER & ADDICOTT (1976), ligados à sedimentação cenozóica e recente na plataforma continental da Antártida. POWELL (1983), por sua vez, discutiu, detalhadamente, as características e facies dos depósitos glaciogênicos marinhos, associados a geleiras de maré no Alasca. O recente volume editado por MOLNIA (1983) contém uma enorme quantidade de informações sobre a deposição glacial submarina.

Os estudos acima referidos permitiram a identificação de feições e critérios úteis para a identificação das diversas facies e ambientes sedimentares e diamictitos glaciais, que vêm sendo utilizados nas investigações em curso, do Subgrupo Itararé (SANTOS, 1979; GRAVENOR & ROCHA CAMPOS, 1983; ROCHA CAMPOS & CANUTO, 1983, 1984 e no prelo; ROCHA CAMPOS et al., 1982). Vários modelos sedimentares foram, também, propostos, permitindo visualizar as relações de facies, tanto no ambiente terrestre, quanto ma

rinho de glaciação (por exemplo, BOULTON, ANDERSON, DREIMANIS, GRAVENOR et al., etc, já citados).

O entendimento dos processos sedimentares que ocorrem associados à deposição glacial, beneficiou-se, ainda, das investigações sobre mecanismos de fluxos gravitacionais (por exemplo, MIDDLETON & HAMPTON, 1973) e de deslizos e escorregamentos de sedimentos (por exemplo, DOTT, 1963), conjunto de processos que se sabe são ativos na margem continental da Antártida (ANDERSON, 1972 a 1983; ANDERSON et al., 1977 a 1984; CONNOLLY, 1978; DREWRY & COOPER, 1981; KELLOG & KELLOG, 1981; PLAFKER & ADDICOTT, 1976, mencionados anteriormente).

5.2. Critérios Utilizados

A análise da informação bibliográfica e a experiência de campo, que vem sendo adquirida na Bacia do Paraná, permitiram discriminar uma série de feições sedimentares e estratigráficas, que parecem ser relevantes para a interpretação de facies e ambientes de sedimentação dos depósitos glaciogênicos, que serão brevemente comentados, a seguir. Note-se que alguns critérios citados na literatura não puderam ser aplicados, ou o foram só parcialmente, em razão da abordagem utilizada neste trabalho e das condições dos afloramentos disponíveis para estudo.

5.2.1. Estratificação

A natureza "maciça" dos diamictitos, ou a presença de diferentes tipos de acamamento, constituem feições sedimentares das mais diagnósticas para o entendimento da origem dessas rochas. No caso dos diamictitos do Subgrupo Itararé, cuja natureza glaciogênica encontra-se, já, estabelecida, essas feições são úteis para a análise das suas facies, mecanismos e diferentes ambientes dos domínios terrestre e subaquático de sedimentação.

Diamictitos representando *tills* ou tilitos basais

de alojamento, de ablação, ou de fusão basal, caracterizam-se, no geral, pela ausência de estratificação nítida ou bem desenvolvida (DREIMANIS, 1976; GRAVENOR et al., 1984). Os tilitos de alojamento, por exemplo, são, normalmente, muito compactos, por causa da sua deposição na sola de geleira ativa. Dessa circunstância, decorre, contudo, a possibilidade do desenvolvimento de planos de cisalhamento, afetando areias ou siltes incorporados na massa, foliação ou fissilidade (DREIMANIS, 1976; 1982b).

Além da incorporação de areias e siltes, acima referida, evidências de estratificação podem ser notadas em tilitos de alojamento, na sua parte superior, por ação de degelo basal (EVENSEN et al., 1977). Já nos outros tipos de tilitos basais (de ablação e de fusão basal), que também podem apresentar-se como essencialmente não estratificados, a compactação é menor em decorrência do modo de deposição predominante. Lâminas e lentes de silte e arenito, paralelas à superfície de deposição, podem estar presentes, possivelmente resultantes do degelo de camadas de gelo pobres em detritos (DREIMANIS, 1976).

No caso dos tilitos de fusão basal (GRAVENOR et al., 1984), as lâminas de silte e areia, raramente incluindo clastos, podem exibir estruturas de fluxo, ou, raramente, camadas de ritmitos e lentes de lamito, e estratificação pouco nítida, particularmente na parte superior dos corpos. GRAVENOR et al. (1984) sugerem que este tipo de depósito glaciogênico subaquático, deposita-se a partir da sola da geleira sob a forma de um fluxo denso de detritos, por ablação contínua. A esse processo, adiciona-se a contribuição periódica de massas de gelo carregado de detritos, que se desprendem da base da geleira, caindo sobre a massa semifluida, redistribuindo-se e misturando-se, por movimentos de massa. Esta também, eventualmente, poderia fluir para depressões locais pré-existentes, levando ao acúmulo de grandes espessuras. A presença de areia e silte, por sua vez, indicaria que a deposição ocorre junto à frente da geleira, onde esses materiais são mais abundantes.

Diamictitos glaciogênicos estratificados, de outro

lado, abrangem um amplo espectro de facies, desenvolvidas em condições subaéreas e, principalmente, subaquáticas. De modo geral, estão eles associados a fases de recuo ou de estagnação de geleiras. Incluem-se, aqui, os *tills* ou tilitos de fluxo, formados a partir do material concentrado supraglacialmente (*till*, sedimentos fluvio-glaciais e glacio-lacustrinos), que se deslocam ao longo dos declives locais, formados na parte frontal, ou o derretimento de massas de gelo incorporadas dentro do *till* ou de sedimentos pró-glaciais (BOULTON, 1972), depositando-se subaereamente, ou em corpos d'água glacio-lacustrinos, adjacentes às geleiras.

Esses tipos, evidentemente não se diferenciam, em suas características fundamentais, de alguns depósitos glaciogênicos submarinos, a não ser, possivelmente, pelo volume, extensão e relações com outras facies.

Sedimentos formados subaquaticamente, em associação com geleiras em recuo, correspondem a várias categorias de fluxos gravitacionais de sedimentos (MIDDLETON & HAMPTON, 1973), incluindo, numa extremidade, os produtos de fluxos de detritos (*debris flow*) e, no outro, os derivados de correntes de turbidez.

GRAVENOR et al. (1984) propõem subdividir esses depósitos glaciogênicos subaquáticos em duas grandes classes: a) fluxo gravitacional de sedimentos; b) fluxo subaquático de fluidos (Tabela III). A classificação, embora útil é muito abrangente, já que, no segundo grupo inclui uma gama variada de depósitos formados por fluxos de águas de degelo desembocando subaquaticamente, a partir de geleira. Estes variam desde facies proximais, à frente do gelo, por exemplo, leques de *esker*, depósitos deltaicos, cones de areia e cascalho, às vezes intercalados com fluxos de detritos, podendo interdigitar-se, mais distalmente, com ritmitos, em parte varvitos, lençóis de areia e lamitos marinhos, correspondentes aos depósitos de lavagem (*outwash*) subaquáticos de RUST & ROMANELLI (1975) e lamitos marinhos (GRAVENOR et al., 1984). esses sedimentos, predominantemente de correntes de turbidez, e de decantação de partículas em suspensão, e, não raro, associados com clastos "pingados", não serão, aqui, considerados, particularmente por não envolverem diamictitos típicos. Serão, contudo, tratados quando em associação íntima com os depósitos glaciogênicos

proximais.

Os tipos de estratificação geralmente associados com os depósitos de fluxo gravitacional de sedimentos, são variados. Vale notar que, em razão da interação de vários processos diferentes na formação de um depósito, é provável a combinação das suas feições características, o que pode dificultar a interpretação (MIDDLETON & HAMPTON, 1973). Os fluxos de detritos glaciogênicos, incluindo os chamados *tills* ou tilitos de fluxo, caracterizam-se pelo empilhamento de camadas de espessura variável (centimétricas a métricas), estratificação de fluxo, lâminas e lentes "esgarçadas", e contorcidas de silte e areia. As camadas podem estar deformadas em grandes ou pequenas dobras recumbentes, às vezes isoladas na massa ("ganchos"). O acamamento pode, ainda, envolver a variação textural causada por episódios de remoção dos finos ou a intercalação de lentes, ritmitos ou lamitos. Falhas de escorregamento são de ocorrência comum.

Três outros tipos de depósitos são mencionados por GRAVENOR et al. (1984), na categoria de fluxo gravitacional de sedimentos: fluxo glaciogênico *slurry*, fluxo glaciogênico de turbidez e fluxo de detritos glaciogênicos caótico. No primeiro caso, incluem sedimentos intermediários entre fluxo de detritos e fluxo de turbidez, caracterizando-se por apresentarem laminação centimétrica, carregados de clastos de sedimentos, removidos do substrato (*rip up*) e extrabaciais. Os primeiros podem apresentar-se deformados e circunscritos por laminação de fluxo. As lâminas ou camadas podem empilhar-se com separações obscuras, ou até alternar-se com depósitos de suspensão (argilitos/folhelhos) numa ritmicidade similar à dos varvitos (GRAVENOR & ROCHA CAMPOS, 1983). Os depósitos de correntes de turbidez abrangem vários tipos de ritmitos, desde turbiditos a varvitos típicos, cujas estruturas são sobejamente conhecidas (MIDDLETON & HAMPTON, 1973; GUSTAVSON et al., 1975; ROCHA CAMPOS & SUNDARAM, 1981), não necessitando, portanto, de sua referência específica no presente texto. Clastos "pingados" podem ocorrer dispersos.

Os chamados depósitos glaciogênicos caóticos, in-

cluem massas desordenadas de detritos de tamanho variado, até de grande porte (decimétricos a métricos), em diferente estado de consolidação, em uma matriz diamictítica. Não possuem, portanto, qualquer tipo de estratificação e sua natureza aproxima-se mais da de depósitos de escorregamento (*slump*), como descrevem MIDDLETON & HAMPTON (1973).

5.2.2. Intercalações

A interpretação genética dos corpos de sedimentos intercalados nos diamictitos já foi abordada, parcialmente, acima. FRAKES & CROWELL (1969; 1972) chamaram, anteriormente, a atenção para o provável significado das intercalações, na interpretação das facies dos diamictitos, particularmente na identificação de processos de movimentos de massa associados, principalmente, a ressedimentação de corpos dessa litologia.

Camadas rompidas lateralmente, *boudinage* sedimentar, dobramentos e contorções diversas (*slump overfold*), pseudo-nódulos, são feições comuns em muitos dos diamictitos examinados, não raramente acompanhados de falhas normais ou inversas e de escorregamento (de traço côncavo, para cima), e injeção de diques clásticos. Em alguns casos, estas estruturas foram encontradas em associação com deformações de sobrecarga, formadas, por exemplo, junto ao contato entre grandes corpos de arenito, sobrepostos a diamictitos.

5.2.3. Textura

Essa característica foi somente avaliada, megascopicamente, e, portanto, a sua utilidade é muito limitada, face a possível falta de consistência nas estimativas. A não ser em poucos casos, não se conseguiu notar uma correlação muito íntima ou constante, entre a granulometria da matriz dos diamictitos, caracterizada em termos da proporção relativa de areia, silte e argila, e os tipos dos depósitos. Alguns depósitos, interpretados co

mo originários de fluxos de detritos glaciogênicos, subaquáticos marinhos, mais extensos e espessos, têm matriz siltico-argilosa. Alguns tilitos de fluxo, contudo, apresentam-se com matriz desde, predominantemente, arenosa, a arenítico-siltosa ou siltico-argilosa. O mesmo parece ocorrer com os tilitos basais (de alojamento, de ablação ou fusão basal).

A literatura (ANDERSON, 1983) menciona que *tills* basais, fluxos de detritos e *diamictons* glacio-marinhos, da margem continental da Antártida, são indistinguíveis granulometricamente. Contudo, enquanto os *tills* da plataforma continental mostram uma notável homogeneidade textural, dentro de uma mesma unidade, verifica-se uma grande variação vertical na granulometria de sedimentos glacio-marinhos.

5.2.4. Clastos

A observação realizada sobre as características dos clastos, envolvendo composição, tamanho, densidade e petrofábrica, não foram feitas de maneira sistemática.

De modo geral, *tills* e tilitos de alojamento exibem uma petrofábrica mais claramente definida (clastos alinhados e imbricados paralelamente ao fluxo de gelo) que os *tills* e tilitos de ablação, ou de fusão basal (ANDERSON, 1983; GRAVENOR et al., 1984). No caso de tilitos de alojamento, por causa da alta compactação dos depósitos, torna-se difícil, na maior parte das vezes, a medição dessa propriedade. Dados existentes para os outros tilitos basais, indicam uma situação variando desde uma petrofábrica definida, até caótica.

Petrofábricas similares às dos tilitos basais, aparentemente desenvolvem-se no caso dos fluxos gravitacionais de sedimentos (ANDERSON, 1983). Segundo LINDSAY (1968), o desenvolvimento da petrofábrica relaciona-se com o regime de fluxo, variando de caótica, durante a fase turbulenta e pouco antes da deposição, a paralela, durante o fluxo laminar.

Quanto aos depósitos glacio-marinhos, a petrofábrica tende a ser, no geral, caótica, com preferência para a orientação vertical de clastos alojados. Essa deposição tende a ser controlada pela natureza do substrato, ocorrendo mais marcadamente nos angulares. Retrabalhamento pode alterar a petrofábrica original (ANDERSON, 1983).

Uma situação particular, refere-se às concentrações de clastos que podem ocorrer, basicamente de três modos diferentes: a) em alinhamentos horizontais contínuos ou descontínuos, do tipo pavimento de clastos, e que parecem ocorrer associados a *tills* ou tilitos basais (DREIMANIS, 1976); b) na base, nos lados de fluxos de detritos ou projetando-se (emergindo) no seu topo (MIDDLETON & HAMPTON, 1973); e c) em concentrações tipo "bolsa" ou lente, com limites difusos ou nítidos, em parte representando material "despejado" a partir de *icebergs*, sendo englobado pela massa viscosa do *diamicton* subaquático. Alternativamente, podem representar depósitos residuais (*lag*) também, em parte, remobilizados junto com o *diamicton*.

Outras características dos clastos, como forma, composição, frequência, tamanho e feições superficiais, embora, em parte, úteis, foram motivo somente de observações esporádicas.

ANDERSON (1983) menciona que clastos em *tills* ou tilitos basais devem ser, geralmente, mais arredondados (e, também, menores), por causa da maior abrasão glacial, do que no caso dos detritos supra ou englaciais, depositados em condições subaquáticas. Sedimentos glacio-marinhos, portanto, deveriam mostrar um aumento na angularidade dos clastos, acompanhando a maior seleção da matriz. É, também, provável que esses clastos tenham mais chance de manter as feições superficiais de abrasão (estrias), que os primeiros.

5.2.5. Forma, espessura e extensão dos corpos

No caso dos afloramentos examinados, nem sempre

foi possível estabelecer-se, com precisão, a forma e espessura dos corpos, por causa da erosão e extensão lateral limitada. A forma varia, aparentemente, de lenticular ou lobada, a tabular e em cunha. Formas lobadas e tabulares (grosseiramente "acanaladas") o correm em depósitos de fluxos gravitacionais de sedimentos (fluxos de detritos e *tills* ou tilitos de fluxo). *Tills* ou tilitos ba sais tendem a ser tabulares; tilitos ou *tills* de alojamento, contudo, assumem formas de corpos descontínuos, em cunha, deitados ou inclinados sobre bossas ou cristas do embasamento.

ANDERSON (1983) afirma que *tills* e fluxos de detritos são, usualmente, menos extensos que depósitos glacio-marinhos. No presente caso, diamictitos interpretados como depósitos de fluxo de detritos submarinos, variaram, em espessura, desde alguns decímetros, até dezenas de metros, podendo atingir extensão mapeável. No geral, contudo, parece que essas propriedades podem variar, grandemente, no caso dos depósitos subaquáticos da plataforma de regiões de alta latitude (ANDERSON, 1983).

5.2.6. Relações estratigráficas e contatos

Muitas informações, úteis a respeito da facies e origem de diamictitos, podem ser obtidas, a partir do exame do tipo de relações espaciais que apresentam com outros corpos de litologia, conforme, em parte, já acima referido.

Tills continentais são, tipicamente, interdigitados ou recobertos por depósitos fluvio-glaciais ou glacio-lacustrinos, nos quais os corpos de arenitos e/ou conglomerados apresentam-se confinados em canais, exibindo estruturas sedimentares de grande porte, tais como estratificação cruzada. Outras facies, costumeiramente associadas a *tills* ou tilitos terrestres, correspondem a argilitos várvidos e a varvitos glacio-lacustrinos. Estas, contudo, podem, aparentemente, intercalar-se em seqüências marinhas, desde que o afluxo de grandes volumes de água de degelo, a partir de geleiras marginais, provoque a redução drástica da salinidade, evitando, assim, a floculação imediata das argilas (ROCHA

CAMPOS & SUNDARAM, 1981).

Depósitos supraglaciais, tais como, *tills* e tilitos de fluxo, e falhas em sedimentos pró-glaciais adjacentes, poderiam indicar deposição em contato com gelo (GRAVENOR & ROCHA CAMPOS, 1983).

Na margem continental da Antártida, nota-se a transição entre depósitos de fluxos de detritos e de deslize ou escorregamento, rumo à plataforma continental, e com turbiditos, afastando-se da costa (ANDERSON, 1983). Por causa da irregularidade das plataformas continentais de regiões glaciadas, esta transição de facies ocorre, também, nas mesmas. O último autor acima mencionado refere-se, ainda, à drástica redução na proporção de detritos "pingados" de *icebergs*, a partir da margem da plataforma, por causa do maior tempo de permanência do gelo flutuante nessa parte da margem continental.

A associação entre diamictitos ou diamictitos e turbiditos, que alguns autores consideram como indicativo de origem não glacial para os segundos, é de ocorrência comum na margem continental da Antártida (ANDERSON, 1983). ANDERSON (1983) enfatiza não ter sido verificado a ocorrência de *tills* ou *diamictons* glacio-marinhos associados com sedimentos marinhos não turbidíticos (lamas marinhas, por exemplo), sendo estes desprovidos de componentes "pingados".

Diamictitos interpretados como originados por fluxos de detritos, da parte média da Formação Mafra, contudo, intercalam-se entre folhelhos e siltitos (lamitos) desprovidos de clastos "pingados", que, entretanto, são de ocorrência comum em varvitos ocorrentes na mesma seção (p. 84).

Os tipos de contatos inferior e superior dos diamictitos parecem ser, também, de grande relevância para a diagnose de origem dos mesmos. *Tills*/tilitos basais e fluxos gravitacionais de sedimentos apresentam, no geral, contatos inferiores bruscos com o substrato. No primeiro caso, este pode exibir estrias e

estruturas de cisalhamento (dobras, falhas) associadas ao movimento da geleira ativa. Sulcos e estriações erosivas, e estruturas de sobrecarga podem, de outro lado, acompanhar os segundos (MIDDLETON & HAMPTON, 1973). Os contatos superiores podem ser, também, bruscos, de *tills* e tilitos com arenitos e outros sedimentos fluvio-glaciais; passagens bruscas e transicionais dos fluxos de detritos com outros sedimentos subaquáticos, incluindo outros tipos de depósitos de fluxos gravitacionais, ou depósitos glacio-marinhos, podem ocorrer. ANDERSON (1983) observa que, na plataforma continental da Antártida, *tills* basais exibem contato brusco com sedimentos glacio-marinhos.

Os exemplos aqui estudados mostram que os tilitos basais podem apresentar os dois tipos de relações com outros sedimentos; aqueles depositados subaquaticamente podem passar, transicionalmente, para diamictitos laminados e ritmitos de diamictito e folhelho tipo *slurry*, ou folhelhos, ou lamitos. Fluxo glaciogênico caótico de diamictito e arenito descrito, por GRAVENOR & ROCHA CAMPOS (1983), na Formação Rio do Sul, assenta-se, aparentemente em discordância, sobre ritmitos, em situação que sugere ação erosiva. É importante salientar, contudo, que a observação dessas características de contato em afloramentos pode ser prejudicada por alterações causadas por diagênese e intemperismo.

5.2.7. Feições geomórficas

Estas feições implicam na associação de diamictitos com pavimentos ou embasamento e/ou feições periglaciais, tais como, pseudomorfos de cunhas de gelo, estruturas de colapso (falhas, depósitos tipo "pingo"), involuções, *eskers/kames*, ou "solo" poligonal. Várias dessas feições implicam em deposição subaérea (por exemplo, pseudomorfos de cunhas de gelo, involuções), embora se saiba da preservação de *permafrost* e gelo no solo, em sedimentos glaciais na plataforma continental do Ártico, recobertos por transgressão marinha. Neste caso é possível que algumas estruturas (por exemplo, de colapso) possam se desenvolver em decorrência do degelo. *Eskers* e *kames*, por sua vez, embora, no geral, tí-

picos de ambiente terrestre, podem formar-se subaquaticamente, adjacentes a geleiras assentadas sobre o substrato (*grounded*), abaixo do nível do lago ou mar (CAREY & AHMAD, 1961). Essa mesma situação pode levar à ocorrência subaquática de feições de abrasão, tais como estrias, sulcos e até *roches moutonnées*, como ocorre na plataforma continental da Antártida (ANDERSON, 1983).

5.2.8. Fósseis

A discussão do Capítulo 4 (p. 101) resume as informações importantes a respeito dos fósseis e seu significado paleoambiental.

Fósseis, inclusive marinhos, podem ser encontrados no interior de diamictitos, seja *in situ*, ou, mais comumente, transportados. De modo geral, ocorrem, contudo, em sedimentos marinhos associados (folhelhos e siltitos/lamitos).

O retrabalhamento de fósseis devonianos (paleomicroplâncton e esporos) em diamictitos neopaleozóicos da Bacia do Paraná, é fenômeno bastante conhecido, que pode causar dificuldades na sua interpretação.

5.3. Tipos de Diamictitos

Tendo em conta o contexto geral acima esboçado, os diamictitos da área estudada podem ser subdivididos em dois tipos fundamentais: os *megascopicamente maciços* (ou não estratificados) e os *estratificados*.

A Tabela II resume as principais características dos diamictitos, seus prováveis modos de deposição e ambientes.

TABELA II - Ensaio de classificação dos diamictitos estudados.

TIPO	VARIEDADE	ESPESSURA	ESTRUTURA	MATRIZ	EXTENSÃO	CLASTOS				CONTATOS		FEIÇÕES ASSOCIADAS	LITOLOGIAS ASSOCIADAS	MODO DE DEPOSIÇÃO	AMBIENTE (S)	EXEMPLOS
						DENSIDADE	TAMANHO	FORMA	ORIENTAÇÃO	INFERIOR	SUPERIOR					
NÃO ESTRATIFICADOS	A. Compacto, em cunha.	Decimétricos.	Maciça; foliada.	Siltico-argilosa	Métricos, descontinuos.	Variável.	Variado, centimétrico.	Alongada.	Eixos maiores paralelos a foliação.	Brusco; erosivo.	Brusco ou transicional.	Cristas do embasamento pré-cambria no ou intraformacional; cristas de arenito fluvio-glacial do tipo <i>esker/kame</i> .	Intercalações de lentes de siltito ou arenito. Recobre arenitos ou folhelhos; recoberto por diamictito pouco ou bem estratificado e arenito deformado, e folhelhos.	Alojamento, na base de geleira ativa.	Terrestre; plataforma proximal.	BR-116: km 174 (PR). (Figura 25) BR-116: km 4 (SC). (Figura 36)
	B. Compacto, tabular.	Métricos.	Maciça.	Siltico-argilosa	Extensos, decimétricos.	Baixa.	Variado, centimétrico.	Variada.	Caótica.	Brusco.	Transicional.	Cristas de arenito conglomerático fluvio-glacial do tipo <i>esker/kame</i> .	Recobre varvitos ou arenitos; é recoberto por diamictito estratificado e varvito.	Alojamento, na base de geleira ativa.	Terrestre; plataforma proximal.	BR-277: km 170,7 (PR). (Figura 13)
	C. Compacto, tabular.	Métricos.	Maciça; estratificação pouco nítida.	Siltico-argilosa	Extensos, decimétricos.	Baixa a média.	Variado, até decimétricos.	Subangular a subarredondados.	Caótica.	Brusco; erosivo.	Brusco ou transicional.	Lineações pouco nítidas, estruturas de cisalhamento, e dobras no embasamento.	Recobre folhelho e arenito; é recoberto por diamictito estratificado.	Alojamento, na base de geleira ativa.	Terrestre; plataforma proximal.	BR-116: km 184 (PR).
	D. Compacto, tabular.	Métricos.	Maciça; estratificação pouco nítida, ou com juntas subhorizontais (de alívio de carga?).	Siltico-argilosa	Extensos, decimétricos.	Baixa a média.	Variado, até decimétricos.	Subangular a subarredondados.	Caótica; alinhamento subhorizontal.	Brusco.	Brusco ou transicional.	Corpos esféricos de arenito, corpos em cunha, em forma de camaleão, mudas rompidas, bolsas de seixos; pavimentos de clastos e estruturas de cisalhamento.	Arenitos deformados (dobras).	Fusão na base de geleira e movimento em massa (escorregamento).	Subaquático; plataforma proximal.	BR-476: kms 100-102 (PR).
	E. Compacto, tabular.	Decimétricos, a decamétricos.	Maciça; estratificação pouco nítida pela presença de lentes de siltito ou arenito, ou orientação de clastos.	Siltico-argilosa	Extensos, decimétricos.	Baixa a média.	Variado, até decimétricos.	Subangular a subarredondados.	Caótica; alguns alinhamentos descontínuos horizontais.	Brusco.	Brusco ou transicional.	Pode passar, por transição, para o na estratificada carregada de clastos locais e exóticos.	Recoberto, transicionalmente por diamictito estratificado e ritmo de diamictito e folhelho com muitos clastos intrabaciais de sedimentos.	Fusão na base de geleira e fluxo gravitacional de sedimentos (<i>slurry</i>).	Subaquático (lacustrino/marinho).	BR-476: km 65,5 (pedreira do IER), (PR)
ESTRATIFICADOS	A. Com estratificação pouco nítida, por intercalação de lentes ou lâminas "esgarçadas" (cisalhadas) de siltito e arenito.	Decimétricos, a decamétricos.	Presença de intercalações finas (lentes, camadas finas e lâminas) de siltito ou arenito, que imprime um acamamento tênue.	Siltico-argilosa.	Extensos, decimétricos.	Baixa a média.	Variado, até centimétricos.	Subangular a subarredondados.	Eixos principais perpendiculares ao acamamento.	Brusco.	Brusco.	Deformações no embasamento (dobras; pistas e tubos de invertebrados).	Intercalados com folhelhos, varvitos e siltitos (lâminas) maciços.	Sucessivos fluxos de detritos coalescentes, em ambiente subaquático.	Subaquático, provavelmente marinho.	BR-116: km 205, pedreira da Prefeitura de Rio Negro (Figuras 33 e 34).
	B. Com estratificação fina-média ou laminada, irregular; tabular.	Métricos.	Estratos regulares a irregulares, centimétricos a decimétricos, separados por descontinuidades onduladas; falhas de escorregamento de baixo ângulo; não foi observada estrutura gradacional.	Siltico arenosa, a siltico-argilosa.	Decamétricos.	Baixa a média.	Variado, até centimétricos.	Subangular a subarredondados.	Eixos maiores paralelos a estratificação.	Transicional.	Brusco.	Inclusões lenticulares alongadas de diamictito macio, paralelas a estratificação. Lineações de escorregamento nos planos de estratificação. Falhas normais e inversas (de escorregamento).	Superposto por folhelho, arenitos e varvitos.	Escorregamento (fluxo) de detritos (diamictitos) supraglaciais; ressedimentação de depósitos glaciais subaquáticos sobre topografia irregular.	Terrestre; subaquático lacustre no ou plataforma.	BR-277: km 170,7 (PR). (Figura 13) BR-476: km 63,5 (PR). (Figura 19)
	C. Com estratificação por variação textural, ou intercalações de outras litologias; tabular.	Métricos.	Estratificação mais ou menos nítida, por intercalações de siltito/arenito em lâminas, camadas ou lentes.	Siltico-argilosa.	Métricos.	Baixa.	Variado, até centimétricos.	Subangular a subarredondados.	Eixos maiores paralelos a estratificação.	Brusco ou transicional.	Brusco ou transicional.	Cisalhamento; falhas normais ou inversas, falhas de escorregamento; dobras recumbentes, dobras isoladas "em gancho" (<i>hookes</i>); mistura complexa de litologias.	Arenitos e siltitos intercalados.	Escorregamento (fluxo) de detritos (diamictitos) supraglaciais; ressedimentação de depósitos glaciais subaquáticos sobre topografia irregular.	Terrestre; subaquático lacustre no ou plataforma.	BR-277: km 166 (PR). (Figura 11) BR-116: km 9 (SC). (Figura 37)
	D. Com estratificação por variação textural, ou intercalações de outras litologias; irregular.	Decamétricos.	Estratificação mais ou menos nítida, por intercalações de siltito/arenito em lâminas, camadas ou lentes.	Siltico-argilosa.	Extensos, decimétricos.	Baixa.	Variado, até centimétricos.	Subangular a subarredondados.	Eixos maiores paralelos a estratificação.	Brusco ou transicional.	Brusco ou transicional.	Dobras recumbentes, dobras isoladas "em gancho" (<i>hookes</i>); mistura mais ou menos complexa de litologias.	Siltitos e arenitos intercalados, superpostos ou sobrejacentes, deformados, com estratificação cruzada, marcas ondulares; bolas de diamictito (<i>ball balls</i>).	Escorregamento (fluxo) de detritos (diamictitos) supraglaciais; ressedimentação de depósitos glaciais subaquáticos sobre topografia irregular.	Terrestre; subaquático lacustre no ou plataforma.	BR-116: km 189 (PR). (Figura 26)
	E. Com estratificação nítida a pouco nítida, deformada, irregular; tabular.	Métricos.	Estratificação pouco nítida a nítida; deformada.	Arenosa.	Extensos, decimétricos.	Baixa.	Variado, até centimétricos.	Subangular a subarredondados.	Eixos maiores paralelos a estratificação.	Brusco.	Brusco.	Dobras complexas; falhas. Pode recobrir crista de arenito com estratificação cruzada, estrutura gradacional, marcas ondulares migratórias (fluvio-glacial), com topo revestido por diamictito compacto em cunha.	Corpos esféricos e camadas irregulares dobradas e rompidas de arenito, em mistura complexa com a matriz do diamictito.	Escorregamento (fluxo) de detritos (diamictitos) supraglaciais; ressedimentação de depósitos glaciais subaquáticos sobre topografia irregular.	Subaquático (lacustrino) ou plataforma.	BR-116: km 4 (SC). (Figura 34)
	F. Ritmo de diamictito e folhelho.	Métricos.	Ritmica.	Siltico-argilosa.	Extensos, decimétricos.	Abundantes intrabaciais (sedimentos) e extrabaciais.	Variado, até centimétricos.	Alongados (de sedimentos); subangular a subarredondados.	Eixos maiores paralelos ao acamamento; perpendiculares ao acamamento ("pingados").	Brusco.	Brusco.	Clastos "pingados"; embasamento de formado (dobras).	Folhelhos; varvitos; siltitos (lâminas) e arenitos intercalados.	Fluxo <i>slurry</i> e de turbidez.	Subaquático (lacustrino) ou plataforma.	BR-476: km 65,5 (PR). (Figura 22)
	G. Acumulado ou com superposição de lobos.	Métricos.	Estratificação irregular.	Siltico-argilosa.	Métricos.	Baixa a média.	Variado, até centimétricos.	Subangular a subarredondados.	Concentração na base dos lobos, com eixos maiores paralelos a base.	Brusco.	Brusco ou transicional.	Dobras recumbentes e lâminas e camadas contorcidas.	Folhelho e varvito.	Fluxo de detritos (fluxo de lama).	Subaquático (lacustrino) ou plataforma.	BR-116: km 175 (PR). BR-116: km 0 (SC).

5.3.1. Diamictitos maciços (ou não estratificados)

Compacto, em cunha (variedade A). Os diamictitos da variedade A constituem corpos de seção "em V", que se dispõem, geralmente, inclinados, ou deitados, e fortemente compactados contra irregularidades do embasamento, seja de rochas pré-cambrianas ou de arenitos do próprio Subgrupo Itararé.

São massas descontínuas de diamictito siltico-argiloso a arenoso, com poucos decímetros de espessura máxima, e de extensão lateral reduzida. Não raro, exibem uma "foliação" irregular, e petrofábrica de clastos com eixos maiores paralelos entre si e com a "foliação". Projeções do diamictito podem penetrar em irregularidades do embasamento e até circunscrever fragmentos deste. Em alguns casos, contêm intercalações (lentes e camadas) de siltito ou arenito.

A superfície superior do embasamento subjacente, pode mostrar-se polida e/ou com estrias finas, paralelas. A orientação das estrias, quando possível de ser observada, coincide com o alongamento aparente das cristas ou bossas do embasamento. Mais raramente, a própria superfície superior do diamictito é, também, estriada paralelamente, evidenciando recorrência da ação glacial. Outras feições associadas são as estruturas de cisalhamento, que afetam o substrato, junto ao contato, sob a forma de falhas e dobras.

Diamictitos maciços deste primeiro tipo são de ocorrência rara nas seções examinadas. Os dois melhores exemplos foram encontrados no contato entre a Formação Campo do Tenente e o embasamento cristalino, no km 174 da BR-116 (Figura 25, p. 75) e no afloramento do km 4, da mesma rodovia, pertencente à Formação Mafra (Figura 34, p. 88). Outros afloramentos dessa variedade poderiam ocorrer na base do Subgrupo Itararé (Formação Campo do Tenente), recobrimdo arenito da Formação Furnas, no perfil Palmeira-Irati (BR-277). Os primeiros afloramentos são, aí, pouco extensos e de má qualidade, não permitindo a observação acurada das características diagnósticas.

O diamictito do km 9,4 da BR-116, que, neste local, recobre bossa e vale de arenito da Formação Rio do Sul, embora, localmente, de forma, aparentemente tabular, contém muitos elementos em comum com os mencionados para a variedade em discussão.

Diamictitos com as características acima foram interpretados como tilitos de alojamento (*lodgement tillites*), depositados na sola de geleira em movimento. Tilitos de alojamento são um tipo de tilito basal de ocorrência relativamente rara, no ambiente terrestre, podendo, também, formar-se sob geleira assentada sobre o substrato (*grounded glacier*), em ambiente subaquático, inclusive na parte proximal da plataforma continental (BOULTON & DEINOUX, 1981; GRAVENOR & ROCHA CAMPOS, 1983; GRAVENOR et al, 1984). Nos exemplos apontados, associam-se com depósitos superiores de diamictito maciço, em contato brusco, interpretados como tilitos basais (km 174, BR-116) ou recobrem depósitos fluvio-glaciais, sendo superpostos, discordantemente, por tilitos de fluxo e outros sedimentos de natureza subaquática, provavelmente marinha (p. 87).

Compacto tabular (variedades B-E). Este é o tipo mais comum de diamictitos maciços, aflorantes na área em estudo. Sua forma é tabular, e suas espessura e extensão lateral são variáveis e só puderam, na maioria das vezes, ser grosseiramente estimadas.

Como características gerais, apresentam a matriz siltico-arenosa a arenosa e espessura métrica. Os clastos dispõem-se caoticamente na matriz, às vezes alinhados subhorizontalmente. Seus contatos, inferior e superior, com outras litologias, podem ser bruscos ou transicionais. Outras feições, particularmente as relações com outras litologias e facies, e prováveis ambientes de deposição, permitem reconhecer 4 (quatro) variedades de diamictitos não estratificados tabulares, denominados B, C, D e E. Aflorante, por exemplo, no km 170,7 da rodovia BR-277 e km 63,5 da BR-476, a variedade B corresponde a diamictito compacto, que ocorre como massas extensas, lateralmente contínuas na base, ou descontínuas

na parte superior, onde o corpo é recoberto, bruscamente, por diamictito estratificado, ou se separa em blocos irregulares, mais ou menos *in situ*, envolvidos por diamictito estratificado ou laminado. O contato inferior desses corpos não foi examinado diretamente, mas supõe-se ser discordante sobre arenitos estratificados e ritmitos do tipo varvito. Em um dos afloramentos (BR- 277, km 170,7), este tipo de diamictito foi encontrado embaixo, ou em contato lateral, com crista de arenito conglomerático fluvio-glacial do tipo *esker/kame*. O diamictito maciço é, provavelmente, um tipo de tilito basal (podendo, até, corresponder a tilito de alojamento). Já, o diamictito superior, estratificado/laminado é interpretado como tilito de fluxo, possivelmente de detritos supraglaciais, seguido, em contato brusco, de depósitos de arenito, folhelho e varvito. Os diamictitos incluem-se em sequência sedimentar (Formação Campo do Tenente) tida como de origem continental e depositaram-se, ao que parece, subaereamente (p. 53).

A variedade C inclui corpos mais extensos e mais espessos, que recobrem, em contato brusco, folhelhos com clastos dispersos ou arenitos com estratificação cruzada ou plano-paralela (kms 178 e 184). A superfície do contato é plana e "lisa", podendo conter estrias finas, mal definidas, e a zona de contato exibe estruturas de cisalhamento (falhas inversas, dobras recumbentes), nos sedimentos do substrato. O contato superior desses diamictitos é brusco (raramente transicional), sob folhelho ou arenito com estratificação cruzada. O diamictito pode mostrar evidências de estratificação na sua parte superior. Essa variedade insere-se em sequência de deposição subaquática continental, eventualmente subaérea.

A variedade D é de definição, ainda, pouco clara e pode envolver diamictitos de facies distintas. Afloramentos excelentes deste tipo ocorrem, por exemplo, ao longo da rodovia BR-476, no trecho correspondente à Formação Rio do Sul (entre os kms 100 e 102). Podem formar corpos extensos e relativamente espessos (vários metros).

As feições associadas são, de um lado, corpos de a

renito de formas diversas, em "bolas", dobras, em cunha, ou de canal, camadas rompidas e *boudins*, com poucas evidências de estratificação por intercalações de várias litologias; em outros casos, essas intercalações são mais raras, e a par de evidências tênues de estratificação, por inclusões de sedimentos, pode ocorrer alinhamento descontínuo de clastos, do tipo "pavimento", associado a evidências de cisalhamento.

As evidências disponíveis são, pois, de movimento de massa (escorregamento) de alguns desses diamictitos, que podem ter se depositado como *tills* basais (de ablação ou de fusão basal). Em outros casos, as evidências de deformações pós-depositacionais são raras, mas a inclusão de pavimento de clastos sugere origem como *till* basal. O contato inferior, contudo, na maioria das vezes não pôde ser examinado. O ambiente pode ser subaéreo ou subaquático.

Finalmente, um tipo particular de diamictito não estratificado, tabular, denominado E, foi distinguido em afloramento na pedreira de Lapa (km 65,5 da BR-476), e no km 165 da rodovia BR-277 (perfil Palmeira-Irati), além de pelo menos uma outra exposição na estrada Campo do Tenente-Lapa. Trata-se de diamictito essencialmente maciço, cortado, subhorizontalmente por juntas, na parte inferior, com vários metros de espessura; este passa, transicionalmente, acima, para zona estratificada ou laminada, pela intercalação de siltito e arenito, diamictito laminado e ritmito de diamictito e folhelho, sobrecarregados de clastos, a maioria intravaciais (*rip up*), e folhelho. Clastos "pingados" são comuns nessa parte da seção. O contato basal desses corpos não foi observado.

Esse último tipo de diamictito é interpretado como tilito basal, depositado por fusão na sola de geleira. O contato superior, com depósito de fluxo gravitacional de sedimentos, turbiditos (ritmitos) e depósitos de suspensão (folhelho), sugere sedimentação subaquática (p. 64).

5.3.2. Diamictitos estratificados

Diamictitos com acamamento pouco nítido, a bem de senvolvido, apresentam uma ampla variedade de tipos, sendo os mais comuns nos perfis examinados.

Em parte, poderiam incluir até alguns dos já descritos anteriormente, nos quais se notou uma estratificação insipiente, variável somente em níveis, ou em áreas particulares dos corpos examinados. As relações estratigráficas com outras litologias, facies ou estruturas, entretanto, permitem, na maior parte das vezes, separá-los. Podem assumir formas, aparentemente, tabulares, acanaladas, ou envolver a superposição de lobos que se truncam na base. Sua espessura é extremamente variável, desde decímetros, até várias dezenas de metros; nesses casos, podem formar corpos extensos, mapeáveis.

Com estratificação pouco nítida (variedade A). Diamictitos dessa variedade ocorrem sob a forma de corpos tabulares, de espessura extremamente variável, desde decímetros até o máximo de 40 m observados. Neste caso pode ter distribuição ampla. Sua estrutura interna envolve a presença de intercalações finas (lentes, camadas finas e lâminas) de siltito ou arenito, que imprime um acamamento tênue. Os corpos intercalam-se com pacotes de folhelhos e de varvito, com contatos bruscos ou transicionais, ou recobrem, em contato brusco, com evidências de deformações (escorregamento, sobrecarga) arenitos estratificados, lamitos e varvitos; podem passar, transicionalmente, ou em contato brusco, a siltito/lamito ou folhelho/siltito fossilífero. Os próprios diamictitos podem incluir tubos preenchidos, de invertebrados, e pistas. O melhor afloramento deste tipo de diamictito ocorre na pedreira da prefeitura, em Rio Negro (PR), na altura do km 205 da rodovia BR-116 (Figura 32, p. 86). As características do diamictito indicam sedimentação por sucessivos fluxos de detritos coalescentes, em ambiente subaquático, provavelmente marinho. Do ponto de vista megascópico, não é fácil separar esta variedade de outros tipos, incluindo entre os diamictitos maciços (variedade D), embora as relações estratigráficas com outras litologias e fa

cies possa ajudar a diagnose.

Laminados ou com estratificação fina-média (variedade B). Duas ocorrências principais foram encontradas, desta variedade, em afloramentos do km 170,7 da BR-277 (Figura 13), e km 63,5 da BR-476 (Figura 18), ambos já mencionados, anteriormente (Formação Campo do Tenente). Caracterizam-se pela forma tabular dos corpos, com laminação ou estratificação, regular a irregular, formada por disjunções onduladas, dobradas, cruzadas por falhas normais e de escorregamento, e circunscrevendo massas lenticulares alongadas, de diamictito maciço, sobre o qual se sobrepõem em discordância.

São considerados como tilitos de fluxo, possivelmente de material supraglacial, associados a tilitos basais e recobertos por depósitos lacustrinos (folhelhos, varvitos). No caso do afloramento do km 170,7, do perfil Palmeira-Irati, associam-se, lateralmente, com corpo alongado de arenito conglomerático, fluvio-glacial (possivelmente representando depósitos do tipo *esker* ou *kame*).

Estratificados por variação textural ou intercalação de outras litologias (variedade C). Diamictitos aqui incluídos afloram como corpos de aparência tabular, embora em vários casos essa característica não possa ser determinada claramente. A espessura é, normalmente, métrica. A estratificação, essencialmente irregular, é marcada, seja pela variação textural, superposição de camadas ou bancos, intercalação de camadas, lâminas e lentes de siltito ou arenito, frequentemente "esgarçadas" (ou cisa-lhadas). Dobras recumbentes, e "ganchos" de tamanho pequeno a médio, foram encontrados; os clastos, geralmente pequenos, podem incluir grande porcentagem de fragmentos de sedimentos, e exibir uma disposição orientada, paralelamente à estratificação. Falhas normais e inversas podem cortar os corpos, que, em alguns casos, apresentam-se, ainda, atravessados por intrusões de diamictito do tipo diapírico (Figuras 11, 12a e 12b). Também não é incomum ocorrer a intercalação entre esses diamictitos e outras litologias (folhelhos, ritmitos), formando corpos alongados, descontínuos, sepa-

rados por descontinuidades semelhantes a falhas de escorregamento.

Trata-se de variedade muito comum de diamictito, com excelentes afloramentos ao longo da BR-277 (Formação Campo do Tenente), como por exemplo, no km 166 (Figura 11) e BR-116 (Formação Rio do Sul), junto ao km 9 (Figura 37). Seus contatos superior e inferior podem ser bruscos ou transicionais.

Estes diamictitos, em linhas gerais, aproximam-se dos da variedade seguinte, diferenciando-se, somente, em alguns pormenores.

Estratificação por variação textural ou intercalações de outras litologias (variedade D). Esta variedade inclui diamictitos relativamente extensos, lateralmente, aparentemente tabulares, com vários metros de espessura.

Afloramentos demonstrativos ocorrem ao longo da rodovia BR-116, a partir do km 188, correspondendo à Formação Mafra.

No km 189, nota-se a intercalação de diamictito arenoso ou siltico-arenoso, com lâminas, camadas e lentes de arenito, ambos deformados, constituindo dobras recumbentes, ou "ganchos" isolados dentro da massa. Em alguns locais, a mistura entre as litologias pode ser caótica. O contato inferior dos corpos é, provavelmente, brusco e o superior é brusco ou transicional, com corpos de arenito de estratificação plano-paralela irregular, estratificação cruzada e marcas ondulares deformadas (Figuras 26, 27 e 28. Os clastos examinados são de disposição caótica, ou formam alinhamentos paralelos à estratificação.

Os diamictitos em questão correspondem a típicos tilitos de fluxo, cuja deposição subaquática ou subaérea nem sempre pode ser estabelecida claramente.

Estratificação nítida ou pouco nítida, irregular (variedade E). Os diamictitos aqui incluídos formam corpos tabu-

lares, com estratificação ou laminação bem desenvolvida, e características e deposição dos clastos semelhantes às das variedades C e D, discutidos anteriormente.

No afloramento do km 4 da BR-116 (Figuras 34, 35 e 36; ps. 88 e 90), o diamictito inclui camadas rompidas, *boudins*, fragmentos, "bolas" e dobras de arenito, dispersas na matriz, às vezes de maneira desordenada, sendo cortado por falhas normais. Recobrem crista de arenito, interpretada como de origem fluvio-glacial, sendo sucedido, em contato brusco, por camadas de conglomerado desorganizado e de arenito fino, estratificado, toda a sequência, provavelmente, de origem subaquática.

Os diamictitos exibem evidências de deposição por fluxo gravitacional de sedimentos; associadamente, outros mecanismos de movimento gravitacional de massa, tais como escorregamentos, podem ter interagido penecontemporaneamente, tendo em vista a relativa integridade das intercalações arenosas.

Ritmito de diamictito e folhelho (variedade F).
Dois afloramentos interessantes desta facies ocorrem na pedreira de Lapa, junto ao km 65,5 da BR-476 (ROCHA CAMPOS, 1972; GRAVENOR & ROCHA CAMPOS, 1983) e no km 165 da BR-277 (entroncamento da estrada para Porto Amazonas e Lapa). Ambos correspondem a exposições da Formação Campo do Tenente.

Aparentemente, são corpos pouco espessos, tabulares, de alternância rítmica de lâminas e camadas de diamictito e folhelho. Passam, por transição, inferiormente, para diamictitos maciços (tilitos basais), sendo sucedidos, também em contato transicional, por varvito e folhelho com clastos "pingados". A deposição é, evidentemente, subaquática, através de processos de fluxo *slurry* e correntes de turbidez, alternados com deposição de material em suspensão. Podem representar varvitos típicos (Figuras 20 e 21, ps. 64 e 65).

Acanalados ou com superposição de lobos (variedade G). Em pelo menos dois afloramentos, nos kms 175 e 0 da rodovia BR

-116, foram identificados diamictitos estratificados, formando corpos de aparência geral acanalada, em seção transversal, com o acamamento irregular e marcado por superfícies ou descontinuidades (possivelmente superfícies de erosão); estas superfícies truncam as unidades superiores, assumindo, às vezes o aspecto de alças superpostas. A espessura varia de poucos a até 30 m.

A estrutura interna inclui deformações e dobras, inclusive recumbentes, de intercalações de arenito e silte. Os clastos, dos quais uma larga proporção pode ser intrabacial, tendem a se dispor de maneira paralela ao acamamento e podem acumular-se na base das alças. Nos afloramentos examinados, os diamictitos passam, acima, gradacionalmente, a folhelho, ou são recobertos, em contato brusco, por estes. A superfície inferior de contato, como já comentado, é discordante (erosiva) sobre outras litologias, inclusive diamictitos. Tratam-se de fluxos gravitacionais de detritos (fluxos de lama) típicos, subaquáticos.

5.4. Associações de Facies

A análise das facies dos diamictitos ensaiada no item anterior (5.3.) e as relações estratigráficas destes com outras litologias, as próprias facies destas, e a associação dos sedimentos com feições e estruturas diagnósticas, do ponto de vista genético, como por exemplo as estrias e a forma do embasamento, depósitos fluvio-glaciais e periglaciais, permitem reconhecer, preliminarmente, algumas associações de facies, indicativas dos vários tipos de ambientes sedimentares, registrados nas rochas do Subgrupo Itararé, na área.

A variação das facies encontradas, na vertical e na horizontal, implica numa distribuição mais ou menos complexa das associações e, portanto, dos ambientes respectivos, na área objeto de estudo. Assim sendo, os modelos de sedimentação glacial, que podem ser elaborados, e as reconstruções paleogeográficas, representam a média das situações que prevaleceram em cada intervalo de tempo analisado.

ROCHA CAMPOS & CANUTO (1983; 1984; no prelo) reconheceram, previamente, em termos gerais, algumas associações de facies dos sedimentos do Subgrupo Itararé, na área estudada. De acordo com esses autores, três associações básicas podem ser reconhecidas na área, denominadas por eles: a) *Associação terrestre/de geleira "grounded"* (assentada sobre o substrato); b) *Associação de tilitos de fluxo e arenitos deformados*; e c) *Associação de tilitos glacio-marinhos*.

A primeira associação, com tilitos megascopicamente maciços, interpretados como de alojamento, representaria a facies terrestre de geleira, assentada em substrato rochoso (*grounded*), caracterizada por depósitos glacio-lacustrinos, inclusive com varvitos na parte basal das seções examinadas. Localmente, podem recorrer, relacionadas a estruturas de involução, demonstrando reavanços de geleiras na bacia.

A segunda associação, seria caracterizada por diamictitos e arenitos deformados, às vezes complexamente misturados, exibindo dobras de escorregamento, falhas de diversos tipos e fragmentos de camadas rompidas, feições estas típicas de tilitos de fluxo.

Finalmente, a terceira associação, também contendo diamictitos estratificados, teriam resultado de movimentos gravitacionais de massas de sedimentos glaciogênicos, que parecem ter sido retrabalhados e deslocados por escorregamento/fluxo ao longo de taludes, em ambiente subaquático, pelo menos em parte marinho. Esse movimento pode ter ocorrido em massa, ou sob a forma de fluxos viscosos, ou de fluxo *slurry*, ou de correntes de turbidez. Localmente, podem estar associados a arenitos fluvio-glaciais, varvito e folhelho marinho, em sub-bacias pequenas.

O maior detalhe atingido na presente pesquisa, permitiu verificar que, embora a subdivisão proposta por ROCHA CAMPOS & CANUTO (1983, 1984; no prelo) fosse, no geral, válida, não refletia a complexidade da história sedimentar do Itararé, no sul do Paraná e norte de Santa Catarina. Mais recentemente, GRAVENOR

et al. (1984) descreveram associações de facies de sedimentos glaciogênicos, formados durante fases de avanço e recuo de geleiras (Tabela III) que, em grande parte, coincidem com as aqui discutidas. Vale notar que as associações abaixo caracterizadas, incluem, igualmente, conjuntos de litologias formadas, provavelmente, durante avanços e recuos das geleiras neopaleozóicas, na área estudada, embora a ênfase da descrição seja sobre os depósitos da fase de expansão do gelo.

A abordagem utilizada na discriminação foi, necessariamente, um pouco sintética, isto é, é provável que as associações sejam complexas, abrangendo mais de um conjunto de litologias representativas de ambientes distintos. Segundo a experiência adquirida, durante o desenvolvimento desta pesquisa, feições citadas na literatura, utilizadas para discriminar as diferentes facies glaciogênicas, não são sempre reconhecíveis ou disponíveis para exame em afloramento. Também admite-se que diamictitos glaciogênicos, formados em diferentes circunstâncias ambientais, podem exibir um espectro similar de feições básicas (estruturais, texturais, estratigráficas, etc).

5.4.1. Associação terrestre/ou de geleira assentada sobre o substrato

Esta associação é representada por camadas finas de tilito de alojamento, compactado contra cristas ou vales do em basamento (pré-cambriano/devoniano), ou por corpos tabulares, relativamente pouco espessos, de tilito basal compacto.

O primeiro tipo pode ser sobreposto, em contato brusco, por diamictito maciço, ou de estratificação pouco nítida (tilito basal); o segundo tipo pode dispor-se em contato lateral, ou recobrir, parcialmente, corpos lineares de arenito conglomerático (do tipo *esker/kame*) e ser recoberto, também, em contato brusco, por diamictito irregular/regularmente estratificado, que mostra lâminas/camadas onduladas e deformadas, falhas normais, reversas e de escorregamento, e inclusões lenticulares do tilito basal

Tabela III - Classificação e terminologia dos depósitos glaciogênicos subaquáticos.

(Seg. GRAVENOR et al., 1984).

maciço (tilito de fluxo, supraglacial). Esta associação pode repousar sobre, ou ser seguida de varvito, arenito e folhelho. Fósseis marinhos não foram encontrados em litologias desta associação.

5.4.2. Associação de plataforma interna/de geleira assentada sobre o substrato

Pode, também, incluir tilito de alojamento, sobrepondo-se, lateralmente, sobre corpos lineares de arenito, estratificado ou com marcas ondulares migrantes, e estratificação cruzada, com superfície de contato lisa/polida, além de estruturas de cisalhamento no substrato. Mais comumente, compõem-se de diamictito delgado ou espesso (decimétrico a métrico), tabular, maciço ou de estratificação pouco visível (tilito basal), que recobrem arenito ou folhelho, a parte superior dos quais é lisa ou polida, ou cisalhada.

O tilito de alojamento pode ser seguido de diamictito e arenito interacamados, deformados, rompidos e falhados (constituindo tilitos de fluxo/escorregados), conglomerado e arenito fino, de estratificação cruzada, indicando deposição subaquática. As cristas de arenito podem exibir feições semelhantes às de depósitos de lavagem glacial, subaquáticos. Fósseis marinhos ocorrem raramente nos diamictitos, mas podem ser comuns em litologias associadas.

Os tilitos basais, de outro lado, são recobertos, disconformemente, por folhelhos, ou truncados por corpos de arenito acavalados. Lateralmente e verticalmente, apresentam áreas com laminação mal desenvolvida e inclusões de arenito deformado, ou mesmo passam, acima, a ritmitos de diamictito e folhelho, sobre-carregados de clastos, a maioria intrabacial, e varvito e folhelho contendo clastos "pingados".

Enquanto o tilito maciço é interpretado como tendo se depositado na sola de geleira, as camadas deformadas indicam

sua deformação por movimentos penecontemporâneos à deposição. Os ritmitos de diamictito formaram-se subaquaticamente, provavelmente por ação de fluxos densos (*slurry*); varvitos e folhelhos, por sua vez, representam depósitos de correntes de turbidez e de suspensão.

Outros tipos de diamictitos estratificados, desta associação, representando tilitos de fluxo e que, provavelmente, relacionam-se com fases de estagnação e recuo do gelo, têm acamamento marcado pela intercalação de filmes e lâminas de siltito/arenito, muitas das quais parecem ter sido cisalhadas ou "esgarçadas", paralelamente à estratificação. Estruturas associadas comuns são as dobras recumbentes, e "ganchos" de arenito e siltito. Os corpos de arenito, que podem predominar em certos níveis, apresentam limites inferior e superior bruscos, estratificação e estratos cruzados deformados, estrutura acanalada, além de inclusões irregulares ou esféricas de diamictito. Corpos lineares, longos, descontínuos, de arenitos fluviais, com estratificação, orientados de SE-NO ou N-S e, portanto, paralelos às estrias do embasamento, podem ser equivalentes laterais, mas, também, truncam facies desta associação. Podem, também, representar depósitos de lavagem glacial, subaéreos ou subaquáticos.

5.4.3. Associação de plataforma externa/bacial

Diamictitos pertencentes a esta associação, formam unidades finas a muito espessas (até 40 m, pelo menos), tabulares, mapeáveis, em muitos aspectos semelhantes aos corpos descritos acima, da associação de plataforma interna, exceto pela grande espessura e, possivelmente, pela ausência de cisalhamento, nos sedimentos sobre os quais se assentam. Alguns devem corresponder a fluxos de detritos e ocorrem intercalados com folhelhos contendo fósseis marinhos, varvitos espessos com clastos "pingados" grandes (métricos), lamitos e corpos tabulares extensos, e relativamente espessos, de arenito fino.

A distribuição dessas facies pode ser controlada

pela presença de sub-bacias mais profundas, com paleodeclives mais abruptos do embasamento. A ocorrência de varvitos espessos, indicam o influxo de grandes volumes de água de degelo, na área deposicional.

A discriminação mais perfeita das associações acima discutidas, não pôde, ainda, ser feita com segurança, em todos os perfis, e dependeria de trabalho de campo adicional e disponibilidade de afloramentos. Uma das principais dificuldades, reside no reconhecimento preciso dos depósitos glaciogênicos subaéreos e subaquáticos, conforme foi referido em discussões elaboradas por ANDERSON (1983).

As associações não são, exatamente, de ocorrência restrita a qualquer uma das formações geológicas do Subgrupo Itararé, podendo, até, se alternar, em alguns casos. Grosso modo, contudo, pode-se dizer que a *associação terrestre/de geleira assentada sobre o substrato* tende a predominar na parte basal do Subgrupo Itararé (Formação Campo do Tenente), que pode, também, incluir facies do tipo *plataforma interna/de geleira assentada sobre o substrato*. A esse respeito, vale a pena lembrar a ocorrência de uma série de áreas estreitas de sedimentação mais espessa, alongadas, orientadas de SE-NO, e que se estendem, da atual margem, rumo ao centro da bacia.

Essas feições são, aproximadamente, paralelas às estrias sobre o embasamento e, portanto, sugestivas de vales pré-glaciais, fluviais, ou, até, tectônicos, modificados pela erosão glacial (MEDEIROS et al., 1971).

A última associação é comumente encontrada na parte média e até na parte superior do Subgrupo Itararé (Formações Mafra e Rio do Sul). A primeira unidade apresenta um conjunto de facies, atribuíveis à *associação de plataforma externa/bacial*. Feições geomórficas dos sedimentos associados com diamictitos da Formação Rio do Sul, não obstante, podem sugerir recorrência da *associação terrestre/ou de geleira assentada sobre o substrato*, na parte superior do Subgrupo Itararé.

GRAVENOR et al. (1984) referem-se, em seu modelo de sedimentação glacio-marinha, à possibilidade de existência de zona metaestável, associada à deposição de pacotes espessos de diamictitos de fusão basal, e depósitos de fluxo gravitacional na plataforma externa, ou à quebra de declive que poderia provocar escorregamentos e deslizos, com incorporação de sedimentos pré-existent, em misturas caóticas tipo *mélange*. No presente caso, esta situação não foi satisfatoriamente identificada, embora, parte dos depósitos da associação de plataforma externa, possam corresponder a depósitos desta zona.

5.5. Arenitos e Varvitos

Apesar da presente dissertação referir-se, especificamente, aos diamictitos, algumas litologias locais do Subgrupo Itararé ocorrem de maneira tão notável, tendo significado relevante para a interpretação paleoambiental da sequência sedimentar, que merecem, pelo menos, uma referência breve.

5.5.1. Arenitos

Dois corpos de arenito de grande extensão ocorrem na área, mapeáveis a escalas, relativamente reduzidas (por exemplo, 1:300.000, em MEDEIROS, 1971), como pode ser verificado na Figura 41.

No primeiro caso, considera-se o Arenito Lapa, que ocorre entre os kms 57 e 59, cortado, transversalmente, pela estrada principal (BR-476). Corresponde a corpo extenso, que aflora sob a forma de crista estreita e descontínua, com comprimento superior a 60 km, largura média de 2 km e orientação geral N-S (Figura 41). Sua espessura é difícil de ser estabelecida, já que tem o seu topo exposto e erodido. MEDEIROS (1971) e MEDEIROS et al. (1971) estimam-na como superior a 100 m, com base na correlação com arenitos semelhantes que afloram em níveis estratigraficamente mais altos, ao longo do perfil da BR-116 (perfil Campo do Te-

nente-Itaiópolis).

Com base nessa correlação, o Arenito Lapa foi interpretado como parte da Formação Mafra, apesar de a maior parte do corpo estar embutida dentro da Formação Campo do Tenente. Essa situação estratigráfica não parece suficientemente esclarecida.

Arenitos similares examinados, pertencentes à Formação Mafra, parecem constituir um outro corpo de forma mais ou menos irregular, embora também alongado, em direção subparalela ao Lapa, conforme será visto mais adiante.

O contato basal do Arenito Lapa com sedimentos circundantes, da Formação Campo do Tenente, é irregular, erosivo, e marcado pela presença de conglomerado de base, sobre diamictitos dessa Formação; pode ser observado num barranco de uma estrada secundária que vai da cidade de Lapa rumo ao *Parque do Monge*, paralelamente à rodovia BR-476 (perfil Lapa-São Mateus do Sul), conforme a Figura 42.

O contato está, também, exposto entre os kms 21 e 22 da estrada que liga Lapa a Campo do Tenente, em barranco da estrada secundária transversal, que se dirige à crista de arenito, junto a esta (Figura 43).

Afloramentos excelentes do arenito aparecem a norte e nas cercanias de Lapa, onde a rocha forma uma crista de cerca de 40 m de altura, com topo plano, sobre o qual está instalado o Parque do Monge; ocorrem, ainda, em cortes da estrada principal de ligação entre Lapa e o Parque, em cortes da BR-476, e rumo ao Norte, ao longo da estrada que conduz a Engenheiro Bley, (partindo da BR-476).

Nesses locais, o Arenito Lapa é cinza-avermelhado, fino a médio, localmente grosso a conglomerático, mal selecionado, pouco feldspático, subanguloso, às vezes estratificado de maneira pouco marcada, em camadas espessas, decimétricas a métricas, horizontalmente e em estratos acanalados (Figura 44), com

FIGURA 41 - Mapa de ocorrência do Arenito Lapa (MEDEIROS, 1971).

FIGURA 42 - Contato entre o Arenito Lapa e diamictito da Formação Campo do Tenente, na região da cidade de Lapa, próximo ao Parque do Monge.

FIGURA 43 - Contato entre o Arenito Lapa e diamictito da Formação Campo do Tenente, km 21-22, estrada que liga Lapa a Campo do Tenente (PR).

FIGURA 44 - Estratificação cruzada acanalada, observada no Arenito Lapa, no Parque do Monge (Lapa, PR).

sentido de corrente variando entre $N50^{\circ}O$ e $N50^{\circ}E$.

Nota-se, também, fragmentos de argilito, dispersos nos estratos inclinados. Ocorre, ainda, lineações de partição (*parting-lineations*) orientadas segundo a direção N-S, estruturas acanaladas, preenchidas por arenito mais grosso a conglomerático, cortando arenitos mais finos, além de marcas ondulares. Estas últimas têm suas cristas perpendiculares às lineações de partição. De modo geral, portanto, as estruturas direcionais dispõem-se paralelamente ao alongamento da crista de arenito (direção predominante N-S, e rumos NO-N-NE).

Quanto à origem, o conjunto de estruturas sedimentares observadas e a própria forma do corpo, parecem indicar tratar-se, realmente, de depósito fluvial ou fluvio-glacial (MEDEIROS, 1971; MEDEIROS et al., 1971). Tendo em vista o contexto glacial, poder-se-ia pensar na possibilidade do Arenito Lapa corresponder a um depósito do tipo *esker*, tão comum nos ambientes pró-glaciais do Pleistoceno (BANERJEE & McDONALD, 1975), com o qual

coincide quanto à forma e estruturas sedimentares. As observações feitas, contudo, são consideradas, ainda, insuficientes para esclarecer este detalhe. Vale, ainda, mencionar que, se o Arenito Lapa, realmente, pertencer à Formação Mafra, estaria ele, pelo menos em parte, intercalado em sedimentos de natureza, predominantemente, subaquosa, conforme evidenciam as facies dos diamictitos associados deste intervalo sedimentar. Neste caso, abre-se a possibilidade de ele corresponder a algum tipo de depósito de lavagem subaquático, entre os descritos por RUST & ROMANELLI (1975).

Um problema interessante, mas que não pode ser devidamente investigado, refere-se à proveniência do Arenito e, principalmente, à sua extensão NO, já que o corpo desaparece a norte de Lapa, conforme pôde ser constatado pelo exame de fotografias aéreas. Esta descontinuidade poderia ser devida à erosão, ou à sua cobertura por sedimentos mais jovens, ou mudança de facies.

O segundo grande corpo arenítico considerado, extenso, porém mais descontínuo, é cortado pela estrada principal (BR-476) cerca de 10 km a SO de Lapa, entre as proximidades dos kms 75 e 78 a 79, totalmente dentro dos limites considerados para a Formação Mafra, e exibe espessura semelhante à do Arenito Lapa. Entretanto, observações feitas através de fotografias aéreas mostram que os dois corpos areníticos são, quanto à geometria, totalmente diferentes, embora, a partir de medidas de estruturas direcionais, no campo, ambos apresentem sentidos de corrente semelhantes (em torno de $N50^{\circ}O$ e $N50^{\circ}E$). O arenito Lapa corresponde a corpo de canal alongado e sinuoso (Figura 41), com mais de 60 km de comprimento, enquanto que o segundo corpo apresenta, dentro da área em que é observável, menor comprimento e maior persistência lateral, em área, mas não exibe forma definida devido, talvez, à ação erosiva mais moderna.

Sua extensão maior atinge cerca de 30 km e sua largura máxima não supera os 10 km. Grosso modo, seu eixo maior é paralelo à crista do Arenito Lapa. A espessura máxima do corpo, ao longo da rodovia, é de cerca de 90 m (Figura 6, em anexo).

Neste segundo corpo, verificou-se maior riqueza em estruturas sedimentares e pós-deposicionais. Exibe, em seus flancos, intercalações de diamictito siltico-argiloso, marrom claro, com raros clastos maiores do que 10 cm, muitas vezes orientados segundo as intercalações, zonas de arenitos finos laminados, com lineações de arrasto (*drag-lineations*), e estruturas dobradas e fragmentadas em forma de charuto, com eixo de anticlinal recumbente na direção $N10^{\circ}E$, arqueado para SE; ocorrem camadas de arenito dobradas complexamente, estratificação cruzada, principalmente planar, média (decimétrica) a grande (métrica), fragmentos de diamictito e placas de matriz argilosa, incluídos nos *foresets*, marcas ondulares pequenas (centimétricas) linguóides, com sentido de movimento $N33^{\circ}E$, dobras redobradas (*overfolds*) internas, lineações de partição com direções $N34^{\circ}O$ e $N35^{\circ}E$. Trata-se, ao que tudo indica, de estruturas de sobrecarga, causadas pelo empilhamento rápido do corpo arenítico sobre um substrato de diamictito plástico.

Na sua parte mais interior, observa-se, na parte basal, que o arenito é grosso a médio, conglomerático, mal selecionado, com estratificação cruzada planar média (decimétrica) a grande (métrica); exibe, também, muitas estruturas de deformação, tais como dobras até complexas, com a forma de charuto, e lineações de arrasto (Figura 45). Nesses pontos o arenito está misturado com partes, camadas e/ou fragmentos de diamictito siltico-argiloso, com aspecto megascopicamente maciço, sobre o qual, aparentemente, apresenta-se em discordância erosiva (Figura 17, p. 59).

Nas partes superior e mais central, exibe estratificação espessa, cruzada planar e festonada, de grande porte (métrica), englobando fragmentos de diamictito e placas de material argiloso, além de conter marcas ondulares linguóides (rumo $N33^{\circ}E$). Podem ser observados, também, lineações de partição com sentido $N35^{\circ}E$.

A orientação geral dessas estruturas é NO-N-NE. No seu conjunto, indicam sedimentação fluvial, ou, talvez, deltaica, podendo o arenito, no geral, corresponder a um corpo similar ao A

renito Lapa.

FIGURA 45 - Lineações de arrasto (*drag-lineations*) observáveis na parte mais interna do segundo corpo arenítico de grande porte (kms 75 a 79, BR-476, Formação Mafra).

5.5.2. Varvitos

Ritmitos do tipo varvito (ROCHA CAMPOS & SUNDARAM, 1981; ROCHA CAMPOS et al., 1981) foram identificados em vários níveis dentro do Subgrupo Itararé, na área.

No perfil Palmeira-Irati, verificou-se, nesta ocasião, um pacote com cerca de 20 m de espessura, subjacente ao diamictito maciço e à crista de arenito conglomerático do km 170,7. Trata-se de ritmito de siltito argiloso, com pares milimétricos a centimétricos, não tendo sido observados clastos.

No perfil Lapa-São Mateus do Sul, ocorrem cobrindo, em discordância, o diamictito laminado do km 63,5 (Figura 18), porém, não atinge mais do que 2 m observáveis (provavelmente sofreram erosão). Na mesma categoria de varvito, podem, eventualmente,

ser incluídos os ritmitos de diamictito e folhelho (Figura 22, p. 66) para o qual passa, por transição, o diamictito maciço basal da pedreira do DER, localizada no km 65,5.

Conforme discutido anteriormente, o ritmito da pedreira mencionada acima, ter-se-ia formado por sucessão de fluxos *slurry* (GRAVENOR et al., 1984), conforme a Figura 22, e decantação de material suspenso, neste não muito diferente dos mecanismos que levam à formação das varves.

O perfil Campo do Tenente-Itaiópolis é notável pela espessura e extensão de corpos de varvito da Formação Mafra, na região de Rio Negro-Mafra (SALAMUNI et al., 1965 e 1966; ROCHA CAMPOS & SUNDARAM, 1981; ROCHA CAMPOS et al., 1981; GRAVENOR & ROCHA CAMPOS, 1983).

Nessa região, os varvitos podem atingir até 25 m de espessura (Figura 46), ou talvez mais, e formar corpos exten-

FIGURA 46 - Varvitos da Formação Mafra, pedreira da Prefeitura de Rio Negro.

sos, mapeáveis, que, porém, não afloram extensivamente ao longo da rodovia BR-116. As varves são milimétricas e submilimétricas, contendo clastos dispersos de até 2 m de diâmetro, intercalando-se com folhelhos marinhos e diamictito espesso, mal estratificado, interpretado como fluxo de detritos subaquático (GRAVENOR & ROCHA CAMPOS, 1983).

Segundo SALAMUNI et al. (1965 e 1966), os varvitos de Rio Negro-Mafra compõem dois corpos distintos, o primeiro pertencente à Formação Mafra e estratigraficamente abaixo do primeiro siltito fossilífero da área. O segundo corpo, não identificado, aqui, claramente como varvito, ocorreria na Formação Rio do Sul, porém acima do segundo nível de siltito marinho da base da unidade.

Estão, os dois corpos de varvitos, separados por uma sequência ascendente de diamictitos, arenitos e arenitos conglomeráticos interestratificados, folhelhos e siltitos escuros com fósseis marinhos, siltitos, arenitos e diamictitos interestratificados, conjunto este, de rochas, perfeitamente identificável no campo.

Com exceção dos varvitos de Rio Negro e Mafra, e de outras raras ocorrências, verifica-se que estas litologias são privativas da Formação Campo do Tenente, ocorrendo, portanto, na parte inferior do Subgrupo Itararé, associando-se, desta forma, a diamictitos da *associação terrestre/ou de geleira assentada sobre o substrato* (p. 133).

Na região de Rio Negro-Mafra, os varvitos estão associados a sedimentos glacio-marinhos, podendo terem-se depositado em bacias próximas da costa, associadamente à presença de geleira, cuja ablação poderia ser responsável pela redução da salinidade da água, conforme apontaram GRAVENOR & ROCHA CAMPOS (1983), no seu modelo de sedimentação.

C A P Í T U L O 6

RECONSTRUÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS

6. RECONSTRUÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS

6.1. Generalidades

Os mapas das Figuras 47, 48 e 49, representam uma interpretação da evolução paleogeográfica da área estudada, durante a sedimentação do Subgrupo Itararé, correspondendo, respectivamente, às unidades inferior (Formação Campo do Tenente), média (Formação Mafra) e superior (Formação Rio do Sul).

A discriminação dos ambientes corresponde, obviamente, a uma concepção simplificada da situação predominante no intervalo, procurando combinar os elementos da análise de facies dos diamictitos, a sua distribuição superficial e estratigráfica, elementos direcionais ligados ao transporte dos sedimentos (estrias no embasamento, alongamento de feições geomórficas, paleocorrentes, etc), e ocorrência e natureza dos fósseis.

Uma das dificuldades básicas da interpretação, e para a qual os elementos disponíveis são insuficientes, refere-se à localização da linha de costa pretérita. Conforme será visto, este elemento pode ter variado na sua disposição geográfica, não só para cada um dos intervalos (formações) do Subgrupo Itararé, como também, durante a deposição de cada um deles. A evolução tectono-sedimentar da bacia, particularmente o comportamento do Arco de Ponta Grossa, constitui outro elemento complicador, já que a elevação e posterior erosão do pacote neopaleozóico, seria o principal responsável pela atual forma da faixa de afloramento. O comportamento das isópacas das formações pode fornecer algumas indicações a respeito da extensão geográfica pretérita dos pacotes, em relação à atual margem leste da Bacia do Paraná; esta, contudo, tem que ser cuidadosamente examinada à luz dos outros elementos paleogeográficos. Em alguns casos, portanto, foi necessário a dotar mais de uma interpretação, cuja discussão se faz no texto.

Finalmente, valeria, ainda, a pena reiterar, que a própria interpretação das facies dos sedimentos, inclui elementos

FIGURA 47 - Esboço paleogeográfico do Subgrupo Itararé, na época da deposição da Formação Campo do Tenente.

FIGURA 48 - Esboço paleogeográfico do Subgrupo Itararé, na época da deposição da Formação Mafra. A simbologia aqui utilizada é a mesma da Figura 47.

FIGURA 49 - Esboço paleogeográfico do Subgrupo Itararé, na época da deposição da Formação Rio do Sul. A simbologia aqui utilizada é a mesma da Figura 47.

de dúvida, já apontados em outros capítulos. Um dos mais importantes, refere-se à identificação da natureza subaquática ou subaérea, da deposição de alguns dos diamictitos estudados, já que processos sedimentares idênticos podem operar nos dois grandes domínios da glaciação. Alguns critérios utilizados foram discutidos anteriormente.

6.2. Glaciação Neopaleozóica

A distribuição estratigráfica e a natureza dos diamictitos do Subgrupo Itararé, demonstram, claramente, que a deposição destes ocorreu sob a influência glacial constante.

As evidências disponíveis indicam que as geleiras neopaleozóicas deslocaram-se, ativamente, nas direções N e N-NO, provenientes de regiões situadas a S e S-SE, da área estudada.

Ao que tudo indica, a glaciação ocorreu em condições terrestres e subaquáticas, inclusive marinhas. Em qualquer um desses grandes ambientes, o gelo foi responsável direto pela deposição de diamictitos, além de fornecer detritos depositados diretamente ou ressedimentados, através de processos de movimento ou fluxo gravitacional de massa de sedimentos. A ação de águas correntes, produzidas pela ablação ou degelo, foi, também, responsável pelo acúmulo de sedimentos, em ambientes terrestre e subaquático.

A identificação de tilitos de base, inclusive possíveis tilitos de alojamento, ambos associados a estruturas de abrasão, ou de cisalhamento do gelo sobre diversos tipos de substrato, constitui evidência da recorrência da ação glacial na área. Esta envolve, aparentemente, pelo menos 6 (talvez 7) episódios de avanço de geleiras na área, separados por intervalos de estagnação ou recuo do gelo, caracterizados por seus depósitos específicos.

Essas fases foram melhor reconhecidas no perfil Cam

po do Tenente-Itaiópolis (BR-116), correspondendo, estratigraficamente, duas à Formação Campo do Tenente, uma à Formação Mafra e 3 à Formação Rio do Sul. Infelizmente, embora tilitos basais tenham sido reconhecidos nos dois outros perfis estudados, depósitos equivalentes aos das fases identificadas no perfil da BR-116, não foram seguramente correlacionados, seja por falta de afloramentos ou variação lateral de facies.

6.3. Formação Campo do Tenente

Durante este intervalo, a sedimentação é interpretada como, predominantemente, ou exclusivamente, continental terrestre, envolvendo, pelo menos, dois avanços da geleira na direção norte, erodindo embasamento pré-cambriano e devoniano, e intraformacional. Parte expressiva da sedimentação parece ter ocorrido em extensos lagos periglaciais, a julgar pela espessura, frequência e distribuição de folhelhos, intercalados com diamictitos. Estes podem ser sobrepostos por tilitos de base, indicando situação de geleira assentada sobre o substrato, possivelmente em condições subaquáticas. Tilitos de fluxo depositaram-se, também, subaquaticamente, a julgar pelo contato transicional de alguns, com os depósitos de suspensão.

A relativa frequência de clastos "pingados" nos folhelhos, indica a presença de *icebergs* despregados das geleiras, durante a deposição lacustrina. Depressão alongada de orientação N-S, evidenciada pela maior espessura dos sedimentos da Formação Campo do Tenente, pode representar vale, cuja morfologia foi modificada pela abrasão glacial.

Embora no mapa da Figura 47, a frente da geleira tenha sido colocada na latitude aproximada de Curitiba, estrias glaciais sobre o embasamento devoniano, e outras depressões alongadas, similares, às acima mencionadas, ocorrem mais ao norte, rumo ao interior da bacia, evidenciando uma maior extensão do avanço do gelo.

A coincidência entre a disposição das estrias glaciais, da elongação do sulco no embasamento, paleocorrentes e marcas de deslizamento de sedimentos (lineações de arrasto), indicam que a direção deposicional e a linha de costa pretérita, nessa época, não deveriam ter sido paralelas à margem atual da bacia mas sim perpendiculares à mesma. Na Figura 47, a linha de costa foi, somente, tentativamente marcada, com base na variação de espessuras dos sedimentos.

6.4. Formação Mafra

A interpretação da paleogeografia do intervalo, é complicada por dois motivos principais. Em primeiro lugar, pela variação de facies entre as partes inferior e média-superior, do perfil examinado. Assim, a deposição inicial, que parece ter se dado em condições subaquáticas (plataforma interna), a julgar pela extensão e frequência dos tilitos de fluxo, associados a arenitos deformados, muda, consideravelmente, na área de Rio Negro-Mafra, onde se nota a predominância de depósitos subaquáticos, incluindo intervalos espessos, com fósseis marinhos, varvitos e arenitos, além de fluxos glaciogênicos de detritos e tilito de fluxo, ou escorregados.

A ocorrência de tilito de alojamento, recobrimdo crista de arenito, indica a deposição através de geleira assentada sobre o substrato, porém subaquaticamente. Esta situação (correspondente à linha de costa, marcada como B) parece ter sido controlada, localmente, pela existência de sub-bacia local (embaçamento), sugerida pelas isópacas da Formação Mafra. A presença esporádica de clastos "pingados", indica que *icebergs* estiveram presentes flutuando nesse corpo d'água marinho.

O outro elemento que deve ser levado em conta, na interpretação, refere-se ao denominado Arenito Lapa. Tendo em vista as características fluviais do corpo, possivelmente representando um depósito fluvio-glacial, decorreria a interpretação terrestre dos depósitos associados da parte basal da Formação Mafra. Mapeamento rea

lizado por TOMMASI (1973) mostrou que se trata de corpo alongado, descontínuo, que corta, por erosão, os depósitos dessa unidade, embutindo-se, em seguida, em sedimentos da Formação Campo do Tenente, desaparecendo um pouco ao norte de Lapa. Outro corpo arenítico, espesso, também da parte basal da Formação Mafra, e com características fluviais, porém de forma geral lobada, foi identificado, cuja posição estratigráfica pode ser, aproximadamente a mesma do Arenito Lapa, no perfil Lapa-São Mateus do Sul (BR-476). Essas considerações implicariam, portanto, na interpretação da possível linha de costa, como situada mais ao norte do término do depósito fluvial do Arenito Lapa, e algo perpendicular à atual margem da bacia (linha A, Figura 48).

Outra alternativa, seria considerar os arenitos como um tipo de depósito de lavagem subaquático, similar aos já descritos na literatura (RUST & ROMANELLI, 1975), produzidos pela condução de água de canal subglacial, desembocando a partir de geleira situada junto à margem de corpo d'água.

Admite-se, contudo, que faltam elementos de juízo suficientes para resolver essa controvérsia. Na verdade, a própria posição estratigráfica do Arenito Lapa deveria ser motivo de revisão, a fim de verificar se o mesmo não pertence, realmente, à própria Formação Campo do Tenente.

A interpretação de deposição subaquática da Formação Mafra, implicaria numa extensão maior do ambiente marinho, durante o intervalo correspondente, conforme mostrado na Figura 48 (linha B), com a geleira deslocando-se sobre o substrato, e avançando, pelo menos duas vezes, sobre o corpo d'água.

Na Figura 48, a extensão máxima da geleira baseia-se em poucos elementos interpretativos e, aparentemente, indica uma ligeira mudança no sentido do deslocamento desta, então para N-NO.

6.5. Formação Rio do Sul

A deposição dessa unidade, é considerada como em grande parte marinha (linha A, Figura 49), retornando às condições continentais no final do intervalo (linha B, Figura 49).

Pelo menos dois níveis de tilitos basais foram identificados, no perfil Campo do Tenente-Itaiópolis (BR-116), evidenciando condições de geleira assentada sobre o substrato, durante os dois avanços do gelo.

Estruturas interpretadas como feições periglaciais ("pingos", involuções), localizadas em afloramentos da BR-116, na parte sul da área estudada, são os elementos disponíveis, para a interpretação de deposição em ambiente continental terrestre, de parte da Formação Rio do Sul. Esta situação, contudo, não é geral, já que sedimentos marinhos foram encontrados no topo do Subgrupo Itararé, não só próximo à BR-116, na Pedreira Butiã (ROCHA CAMPOS, 1966) diretamente recobrimo diamictito, como também mais ao norte, nos perfis Lapa-São Mateus do Sul (BR-476) e Palmeira-Irati (BR-277), correspondendo ao chamado Folhelho Passinho.

Vale notar, aqui a frequência de sedimentos arenosos com estratificação cruzada, na parte superior do Subgrupo Itararé, alguns dos quais interpretados como de origem fluvio-deltaica (FRANÇA & CALDAS, 1983).

Na ausência de outros elementos, as sucessivas posições da linha de costa foram marcadas, preliminarmente, na Figura 49, com base na configuração das isópacas da Formação Rio do Sul (MEDEIROS et al., 1971).

C A P Í T U L O 7

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGER, D.V. - 1963 - *Paleoecology. An introduction to the study of how and where animals and plants lived in the past.* McGraw-Hill Book Company, Inc. New York - San Francisco - Toronto - London. 371 p.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1945 - Episódio da última época interglacial permo-carbonífera no Paraná. *Dep. Nac. Prod. Minas., Div. Geol. Miner., Notas Preliminares e Estudos; Bol. nº 27.*
- ANDERSON, J.B. - 1972 - *The marine geology of the weddell Sea.* Ph. D. Thesis, Florida State University (inédita).
- ANDERSON, J.B. - 1975 - Ecology and distribution of Foraminifera in the Weddell Sea of Antarctica. *Micropaleontology*, 21: 69-96.
- ANDERSON, J.B. - 1979 - Geologic observatories on the Antarctic continental margin: applications to exploration in higher latitude seas. *11th Offshore Technology Conference*, Houston, p. 643-646.
- ANDERSON, J.B. - 1983 - Ancient glacial-marine deposits: their spatial and temporal distribution. In: B.F. Molnia (Ed.), *Glacial-Marine Sedimentation*. Plenum Press, New York and London, p. 3-92.
- ANDERSON, J.B.; CLARK, H.C. & WEAVER, F.M. - 1977 - Sediment and sediment processes on high latitude continental Shelves. *11th Offshore Tecnology Conference*, Houston, p. 91-96.
- ANDERSON, J.B.; KURTZ, D.D. & WEAVER, F.M. - 1979 Sedimentation on the Antarctic Continental Slope. In: Doyle, L.J., and Pilkey, O.H. (Eds.), *Geology of Continental Slopes*. SEPM., Spec. Publ. (27): 265-283.

- ANDERSON, J.B.; DOMACK, E.W. & KURTZ, D.D. - 1980a - Observations of sediment-laden icebergs in Antarctic Waters: Implications to glacial erosion and transport. *J. of Glaciology*, 25 (93): 387-396.
- ANDERSON, J.B.; KURTZ, D.D.; DOMACK, E.W. & BALSHAW, K.M.- 1980b- Glacial and glacial-marine sediments of the Antarctic continental shelf. *J. of Geology*, 88: 399-414.
- ANDERSON, J.B.; KURTZ, D.D. & DOMACK, E.W. - 1981 - Cenozoic glaciomarine sediments, Bellingshausen Sea, George V coast, Weddell Sea, Antarctica. In: M.J. Hambrey and W.B. Harland (Eds.), *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*. Cambridge Press, Cambridge, U.K., p. 196-198.
- ANDERSON, J.B.; BRAKE, C.F.; DOMACK, E.W.; MYERS, N. & WRIGHT, R. - 1983 - Development of apolar glacial-marine sedimentation model from Antarctic Quaternary deposits and glaciological information. In: B.F. Molnia (Ed.), *Glacial-Marine Sedimentation*. Plenum Press, New York and London, p. 233-264.
- ANDERSON, J.B.; BRAKE, C.F. & MYERS, N.C. - 1984 - Sedimentation on the Ross Sea continental shelf, Antarctica. *Marine Geology*, 57: 295-333.
- BANERJEE, I. & McDONALD, B.C. - 1975 - Nature of esker sedimentation. In: A. V. Jopling and B.C. McDonald (Eds.), *Glacio-fluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. Soc. Econ. Paleontol. Miner., Spec. Publ. 23: 132-154 .
- BARBOSA, O. & ALMEIDA, F.F.M. de - 1949 - A série Tubarão na bacia do Rio Tietê, Estado de São Paulo. *Dep. Nac. Prod. Miner., Div. Geol. Miner., Notas Preliminares e Estudos*; Bol. nº 48.
- BARBOSA, O. & GOMES, F. de A. - 1958 - Pesquisa de Petróleo na Bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo. *Dep. Nac. Prod. Miner., Div. Geol. Miner.*; Bol. nº 171.

- BEURLÉN, K. - 1955 - As formações gondwânicas do sul do Estado do Paraná. *Dep. Nac. Prod. Miner., Div. Geol. e Miner. Notas Preliminares e Estudos*; Bol. nº 153.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. - 1967 - Some palaeogeographic and palaeotectonic features of the Paraná Basin. In: Bigarella, J.J.; Becker, R.D. and Pinto, I.D. (Eds.), *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, Curitiba, p. 235-301.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. & FUCK, R.A. - 1967 - Striated surfaces and related features, developed by the Gondwana ice sheets (State of Paraná, Brazil). *Palaeog. Palaeool. Palaeoecol.*, 3, Art. 56.
- BOULTON, G.S. - 1967 - The development of a Complex supraglacial Moraine at the Margin of Sorbreen, ny Friesland. Vestspitsbergen. *Jl. of Glaciology*, 6 (47): 717-735.
- BOULTON, G.S. - 1968 - Flow tills and related deposits on some Vestspitabergen glaciers. *Jl. of Glaciology*, 7(51):391-412.
- BOULTON, G.S. - 1970a - On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. *Jl. of Glaciology*, 9 (56): 213-229.
- BOULTON, G.S. - 1970b - On the deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard glaciers. *Jl. Glaciology*, 9 (56): 231-245.
- BOULTON, G.S. - 1971 - Till genesis and fabric in Svalbard Spitsbergen. In: R.P. Goldthwait (Ed.), *Till: a Symposium*, Ohio State University Press, p. 41-72.
- BOULTON, G.S. - 1972a - Modern Artic glaciers as depositional models for former ice sheets. *Jl. Geol. Soc. Lond.*, 128: 361-393.
- BOULTON, G.S. - 1972b - The role of thermal regime in glacial se

- dimentation. *Inst. Br. Geogr., Spec. Publ.*, 4: 1-19.
- BOULTON, G.S. - 1974 - Processes and patterns of glacial erosion. In: D.R. Coates (Ed.), *Glacial Geomorphology*, New York State University, Binghamton, p. 41-87.
- BOULTON, G.S. - 1975 - Process and patterns of subglacial sedimentation: a theoretical approach. In: A.E. Wright and F. Moseley (Eds.), *Ice Ages. Ancient and Modern*. Seel House Press, Liverpool, p. 7-42.
- BOULTON, G.S. - 1976a - A genetic classification of tills and criteria for distinguishing tills of different origin. In: *Till: its genesis and diagenesis*. Adam Mickiewicz Univ. Geogr., 12: 65-80.
- BOULTON, G.S. - 1976b - The origin of glacially fluted surfaces observations and theory. *Jl. of Glaciology*, 17(76): 287-309.
- BOULTON, G.S. - 1976c - The Development of Geotechnical properties in Glacial tills. In: R.F. Legget (Ed.), *Glacial Till. An Inter-disciplinary Study*. The Royal Society of Canada, Special Publ., 12: 292-303.
- BOULTON, G.S. - 1977 - A multiple till sequence by a late Devensian Welsh ice-cap: Glanllynan, Gwynedd. *Cambria*, 4(1): 10 - 31.
- BOULTON, G.S. - 1978 - Boulder shapes and grain-size distribution of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology*, 25: 773-799.
- BOULTON, G.S. & DENT, D.L. - 1974 - The nature and rates of post-depositional changes in recently deposited till from South-East Iceland. *Geografiska Annaler*, 56, Ser. A, 3-4: 121-134.
- BOULTON, G.S. & PAUL, M.A. - 1976 . The influence of genetic

processes on some geotechnical properties of glacial tills.
Jl. Engng Geol., 9: 159-194.

BOULTON, G.S. & DEYNOUX, M. - 1981 - Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillits in ancient sedimentary sequences. *Precambrian Research*, 15 (3-4): 397-422.

BOULTON, G.S.; DENT, D.L. & MORRIS, E.M. - 1974 - Subglacial shearing and crushing, and the role of water pressures in tills from South - East Iceland. *Geografiska Annales*, 56A, 3-4: 135-145.

BOULTON, G.S.; JONES, A.S.; CLAYTON, K.M. & KENNING, M.J.- 1977- A British ice-sheet model and patterns of glacial erosion and deposition in Britain. In: F.W. Shotton (Ed.), *British Quaternary Studies. Recent Advances*. Clarendon Press. Oxford. Cap. 17, p. 231-246.

CAREY, S.W. & AHMAD, N. - 1961 - Glacial marine sedimentation. In: G.O. Raasch (Ed.), *Geology of the Arctic*. University of Toronto Press, Toronto, Ont. p. 865-894.

CLARK, D.L. & HANSON, A. - 1983 - Central Arctic Ocean sediment texture: A key to ice transport mechanisms. In: B.F. Molnia (Ed.), *Glacial-Marine Sedimentation*. Plenum Press, New York and London, p. 301-330.

CONOLLY, J.R. - 1978 - Glacial marine sediments: In: R.W. Fairbridge and J. Bourgeois (Eds.), *Encyclopedia of Sedimentology*. Dowden, Hutchinson and Ross. Shroudsbury, Penn., p. 355-357.

DAEMON, R.F. - 1974 - Integração dos resultados palinológicos aos de fauna e flora de camadas fossilíferas do Neopaleozóico da Bacia do Paraná - Implicações estratigráficas e paleogeográficas. *Revista UNIMAR*, 4: 25-41.

- DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. - 1970 - Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. *An. XXIV Congr. Bras. Geol.*, SBG, p. 359-414.
- DOMACK, E.W. - 1982 - Sedimentology of glacial and glacial marine deposits on the George V - Adelie Continental shelf, East Antarctica. *Boreas*, 11: 79-97.
- DOMACK, E.W. - 1983 - Facies of Late Pleistocene Glacial - Marine sediments on whidbey Island, Washington: An Isostatic Glacial-Marine sequence. In: B.F. Molnia (Ed.), *Glacial Marine Sedimentation*. Plenum Press, New York and London, p. 535-570.
- DOMACK, E.W.; ANDERSON, J.B. & KURTZ, D.D. - 1980 - Clast Shape as an indicator of transport and depositional mechanisms in glacial Marine sediments. George V Continental Shelf, Antarctica. *J. of Sed. Petr.*, 50(3): 813-820.
- DOTT, R.H. Jr. - 1963 - Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 47: 104-128.
- DREIMANIS, A. - 1976 - Tills. Their origin and properties. In: R.F. Legget (Ed.), *Glacial Till. An Inter-disciplinary Study*. The Royal Society of Canada, Special Publ., 12: 11-49.
- DREIMANIS, A. - 1979 - The problem of Waterlain tills. In: Schlüchter, Ch. (Ed.), *Moraines and varves*, p. 167-177.
- DREIMANIS, A. - 1982a - Work Group (1) - Genetic classification of tills and Criteria for their differentiation: progress report on activities 1977-82, and definitions of glaciogenic terms. In: Ch. Schlüchter (Ed.), *Report on Activities, 1977-1982, INQUA Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits*. ETH, Zurich, p. 12-31.
- DREIMANIS, A. - 1982b - Two origins of the stratified Catfish Creek Till at Plum Point, Ontario, Canada. *Boreas* 11: 173-180.

- DREWRY, D.J. & COOPER, A.P.R. - 1981 - Processes and models of Antarctic Glaciomarine Sedimentation. *Ann. Glaciol.*, 2: 117 - 122.
- EVENSON, E.G.; DREIMANIS, A. & NEWSOME, J.W. - 1977 - Subaquatic flow tills: a new interpretation for the genesis of some laminated till deposits. *Boreas*, 6: 115-133.
- FERREIRA, F.J.F. - 1982 - *Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa*. Dissertação de Mestrado, IGUSP (Inédita).
- FIUZA DA ROCHA, J. & SCORZA, E.P. - 1946 - Estratigrafia do carvão em Santa Catarina. *Dep. Rac. Prod. Miner. Div. Geol. Miner. Bol. n° 104*.
- FRAKES, L.A. & CROWELL, J.C. - 1969 - Late Paleozoic Glaciation, I, South America. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 80: 1007-1042.
- FRAKES, L.A. & CROWELL, J.C. - 1972 - Late Paleozoic glacial geography between the Paraná Basin and the Andean Geosyncline. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 44 (Suplemento): 139-145.
- FRANÇA, A.B. & CALDAS, A.F.F.D. - 1983 - Diferenciação e evolução dos sistemas deltaicos na parte superior do Grupo Tubarão, Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, 13(1): 56-68.
- FUCK, R.A. - 1966 - *Nota Explicativa da Folha Geológica de Quero-Quero-PR*. Contribuição da Comissão da Carta Geológica do Paraná. *Bol. Univ. Fed. do Paraná, Geologia*, (19): 21 p.
- FUCK, R.A. & BIGARELLA, J.J. - 1967 - Glacial and periglacial deposits of the Quero-Quero - Geologic Quadrangle. In: J.J. Bigarella; I.D. Pinto & R. Salamuni (Eds.). I International Symposium on the Gondwana Stratigraphy and Palaeontology. Curitiba and Porto Alegre, Brazil, p. 17-37.
- FUCK, R.A.; BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. & ALESSI, A.H. - 1965 -

Folha Geológica de Quero-Quero-PR, Escala 1:50.000. Comissão da Carta Geológica do Paraná. Coordenador: J. J. Bigarella. Curitiba.

FULFARO, V.J. - 1971 - *A evolução tectônica e paleogeográfica da Bacia Sedimentar do Paraná pelo "Trend Surface Analysis".* Tese de Livre-Docência, IGUSP (inédita).

GORDON JR., M. - 1947 - Classification of the gondwanic rocks of Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul. *Dep.Nac.Prod. Miner. Div. Geol. Miner., Notas Preliminares e Estudos. Bol. n° 38.*

GRAVENOR, C.P. & ROCHA CAMPOS, A.C. - 1983 - Pattern of Late Paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 43: 1-39.

GRAVENOR, C.P.; VON BRUNN, V. & DREIMANIS, A. - 1984 - Nature and Classification of Waterlain Glaciogenic Sediments, Exemplified by Pleistocene, Late Paleozoic and Late Precambrian Deposits. *Earth-Science Reviews*, 20: 105-166.

GUSTAVSON, T.C.; ASHLEY, G.M. & BOOTHROYD, J.C. - 1975 - Depositional sequences in glaciolacustrine deltas. In: A. V. Jopling & McDonald, B.C. (Eds.), *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*, Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., (23): 264-280.

KELLOGG, T.B. & KELLOGG, D.E. - 1981 - Pleistocene sediments beneath the Ross Ice Shelf. *Nature, Lond.*, 293: 130-133.

LANGE, F.W. - 1952 - Revisão da faúna marinha do folhelho Passinho. *Dusenía, Curitiba*, 3(1).

LANGE, F.W. - 1954 - Estratigrafia e idade geológica da Série Tubarão. *Arq. Mus. Paranaense, N. Sér., Geologia*, Curitiba, (2): 22 p..

- LEINZ, V. - 1937 - Estudos sobre a glaciação permocarbonífera do sul do Brasil. *Dep. Nac. Prod. Miner. Div. Geol. Miner. Bol.* (21): 47 p.
- LINDSAY, J.F. - 1968 - The development of clast fabric in mudflows. *Jl. Sed. Petrology*, 38: 1242-1253.
- LIMA, M.R.; DINO, R. & YOKOYA, N.S. - 1983 - Palinologia de concreções calcíferas do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico da Bacia do Paraná) da região de Araçoiaba da Serra, Estado de São Paulo. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 55(2): 195-208.
- LOCZY, L. - 1964 - Problemas da estratigrafia e paleogeografia, carbonífera da Bacia do Paraná. *Dep. Nac. Prod. Miner. Div. Geol. Miner.*, Bol. nº 214.
- MAACK, R. - 1946 - Geologia e geografia da região de Vila Velha, Estado do Paraná, e considerações sobre a glaciação carbonífera no Brasil. *Arq. Mus. Paranaense*, Curitiba, 5: 305 p.
- MAACK, R. - 1947 - Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arq. Bras. Tecn.*, Curitiba, 2 (art. 7): 67-154.
- MARTIN, H. - 1961 - The hypothesis of continental drift in the light of recent advances of geological knowledge in Brazil and in South west Africa. *Geol. Soc. South Africa*, Ann. Alex L. du Toit, Memor. Lectures, 64(7): 47 p.
- MEDEIROS, R.A. - 1971 - Bacia do Paraná. Excursão nº 2, Simpósio Geologia do Petróleo no Brasil. *An. XXV Congr. Bras. Geol.*, *Roteiro das Excursões*, Soc. Bras. Geol., p. 15-25.
- MEDEIROS, R.A. & THOMAZ FILHO, A. - 1973 - Facies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. *An. XXVII Congr. Bras. Geol.*, Soc. Bras. Geol., 3: 3-12.
- MEDEIROS, R.A.; THOMAZ, Fº.; & RONCARATI, H. - 1971 - *Projeto*

Rio Bonito. Relatório DESUL - 402, PETROBRÁS (inédito).

- MENDES, J.C. - 1961 - *Langella*, novo gênero de lingulídeo da Série Tubarão. *Bol. Univ. Paraná*, Inst. Geol., Geol., Curitiba, (5): 8 p..
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. - 1973 - Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: *Turbidites and Deep water sedimentation. Pacific Section S.E.P.M.*, p. 1-38.
- MOLNIA, B.F. - 1983 - Subartic Glacial-Marine Sedimentation: A Model. In: B.F., Molnia (Ed.), *Glacial-Marine Sedimentati*on. Plenum Press, New York and London, p. 95-144.
- MURATORI, A. - 1966 - *Nota Explicativa da Folha Geológica de Cam*po Largo - PR. Contribuição da Comissão da Carta Geolôgi-ca do Paraná. *Bol. Univ. Fed. do Paraná*, Geologia, (21): 29 p..
- NORTHFLEET, A.A.; MEDEIROS, R.A. & MUHLMANN, H. - 1969 - Reavali-ação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Tec. da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 2(3): 291-346.
- OLIVEIRA, E.P. - 1916 - Geologia do Estado do Paraná. *Min. Agr. Ind. Com.*, 5 (1).
- OLIVEIRA, E.P. - 1927 - *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Paraná*. Min. Agr., Ind. e Com.; Serv. Geol. e Miner. do Brasil, Monografia (VI): 172 p..
- OLIVEIRA, E.P. - 1930 - Fósseis Marinhos na Série Itararé, no Es-tado de Santa Catarina. *An. Acad. Bras. Ciênc.* Rio de Janeiro, 2(1): 17-21.
- OLIVEIRA, E.P. - 1936 - Um novo braquiópodo da Série Itararé. *Dep. Nac. Prod. Min., Div. Geol. Miner., Notas Preliminares e Estudos*, Bol. nº 5.

- PLAFKER, G. & ADDICOTT, W.O. - 1976 - Glaciomarine deposits of Miocene through Holocene age in the Yakataga Formation along the Gulf of Alaska Margin. Alaska. *Alaskan Geol. Soc.*, p. Q₁-Q₂₃.
- POWELL, R.D. - 1983 - Glacial-Marine sedimentation processes and lithofacies of temperate tidewater glaciers, Glaciers Bay, Alaska. In: B. F. Molnia (Ed.), *Glacial-Marine Sedimentation*. Plenum Press, New York and London, p. 185-232.
- ROCHA CAMPOS, A.C. - 1966 - Novas ocorrências de fósseis marinhos no Grupo Tubarão em São Paulo e Santa Catarina. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo 15(4): 5-13.
- ROCHA CAMPOS, A.C. - 1967 - The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin: (1) Problems in Brazilian Gondwana Geology. In: J.J. Bigarella, R.D. Becker and I.D. Pinto (Eds.), *International Symposium on Gondwana Stratigraphy and Paleontology*. Curitiba, Brazil, p. 27-102.
- ROCHA CAMPOS, A.C. - 1970 - Upper Paleozoic bivalves and gastropods of Brazil and Argentina, a review. *Proc. and Papers, 2nd Gondwana Symposium, South Africa*, p. 605-612.
- ROCHA CAMPOS, A.C. - 1972 - Late Paleozoic Geology of Northern Paraná Basin. Excursion Guide-Book. International Symposium on the Carboniferous and Permian Systems in South America. *Acad. Bras. Ciênc.*, 44 (suplemento), 69 p.
- ROCHA CAMPOS, A.C. & ROSLER, O. - 1978 - Late Paleozoic faunal and floral successions in the Paraná Basin, South eastern Brazil. *Bol. Inst. Geoc.*, USP, 9: 1-16.
- ROCHA CAMPOS, A.C. & SUNDARAM, D. - 1981 - Geological and Palynological observations on late Paleozoic varvites from the Itararé Subgroup, Paraná Basin, Brazil. *An. II Congr. Latino-Americano de Paleontologia*, Porto Alegre, 257-275.

- ROCHA CAMPOS, A.C. & SANTOS, P.R. - 1981a - Contributions to late Paleozoic Paleoclimatology of South America. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 53(2): 385-391.
- ROCHA CAMPOS, A.C. & SANTOS, P.R. - 1981b - The Itararé Subgroup, Aquidauana Group and San Gregório. Formation, Paraná Basin, Southeastern America. In: M.J. Hambrey and W. B. Harland (Eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. International Geol. Cor. Progr., Project 38, *Pré-Pleistocene Tillites*, Cambridge University Press. G.⁷, p. 842-852.
- ROCHA CAMPOS, A.C. & CANUTO, J.R. - 1983 - Facies and sedimentary environments of Late Paleozoic diamictites and associated rocks in Southern Paraná and Northern Santa Catarina, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 55 (1): 138.
- ROCHA CAMPOS, A.C. & CANUTO, J.R. - 1984 - Involução e outras feições glaciais do Subgrupo Itararé no norte de Santa Catarina. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 56 (1): 111.
- ROCHA CAMPOS, A.C. & CANUTO, J.R. - Facies and environment of deposition of Late Paleozoic diamictites in Southeastern Paraná Basin, Brazil (no prelo).
- ROCHA CAMPOS, A.C.; OLIVEIRA, M.E.C.B. de; SANTOS, P. R. dos & SAAD, A.R. - 1976 - Boulder pavements and the sense of movement of Late Paleozoic Glaciers in central eastern. São Paulo State, Paraná Basin, Brazil. *Bol. IGUSP*, 7: 149-160.
- ROCHA CAMPOS, A.C.; SAAD, A.R.; SANTOS, P. R. dos & OLIVEIRA, M. E. C. B. de - 1977 - Algumas feições periglaciais do Subgrupo Itararé no Estado de São Paulo. *Bol. IGUSP*, 8: 55-66.
- ROCHA CAMPOS, A.C.; ERNESTO, M. & SUNDARAM, D. - 1981 - Geological Palynological and Paleomagnetic Investigations on Late Paleozoic Varvites from the Paraná Basin, Brazil. *30 Simp. Reg. Geol., Soc. Bras. Geol.*, 2: 162-175.

- ROCHA CAMPOS, A.C., CANUTO, J.R. & SANTOS, P.R. - 1982 - Estruturas de diamictitos neopaleozóicos da parte leste da Bacia do Paraná e sua provável origem. *Reunião Anual do Projeto PICG 42, Upper paleozoic of South America*, São Paulo, p. 4.
- RUEDEMANN, R. - 1929 - Fossils from the Permian tillite of São Paulo, Brazil and their bearing on the origin of tillite. *Geol. Soc. Amer., Bull.* New York, 40: 417-426.
- RUST, B.R. & ROMANELLI, R. - 1975 - Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada. In: A. V. Jopling and B. C. McDonald (Eds.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. Soc. Econ. Paleontol. Miner., Spec. Publ., 23: 177-192.
- SAAD, A.R. - 1977 - *Estratigrafia do Subgrupo Itararé no Centro e sul do Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado. IGUSP (inédita).
- SAAD, A.R.; SANTOS, P.R. dos & ROCHA CAMPOS, A. C. - 1979 - Evolução tecto-sedimentar do Grupo Tubarão, Neopaleozóico na Margem Nordeste da Bacia do Paraná. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 51(2): 333-343.
- SALAMUNI, R.; MARQUES FILHO, P. & SOBANSKI, A. - 1965 - *Mapa geológico de parte dos Municípios de Rio Negro (PR) e Mafra (SC)*. Inst. Geol. Univ. Fed. Paraná em Convênio com o Inst. Biol. e Pesq. Tecnológicas.
- SALAMUNI, R.; MARQUES FILHO, P.L. & SOBANSKI, A.C. - 1966 - Considerações sobre turbiditos da Formação Itararé (Carbonífero Superior), Rio Negro-PR e Mafra-SC. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, 15 (1): 5-31.
- SANFORD, M.R. & LANGE, F.W. - 1960 - Basin study approach to oil evaluation of Paraná, miogeosyncline of South Brazil. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 44 (8).

- SANTOS, P.R. - 1979 - *Distribuição Estratigráfica Características e Facies de Diametitos do Subgrupo Itararé no Centro e Sul do Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, IGUSP (inédita).
- SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAE-MON, R.F. & NOGUEIRA, A.A. - 1974 - Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *An. XXVIII Congr. Bras. Geol., Soc. Bras. Geol.*, 1: 41-65.
- SOARES, P.C. & LANDIN, P.C. & LANDIM, P.M.B. - 1973 - Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. *An. XXVII Congr. Bras. Geol.; Soc. Bras. Geol.* 1: 243-256.
- TOMMASI, E. - 1973 - Geologia do flanco sudeste da Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná. *An. XXVII Congr. Bras. Geol., Soc. Bras. Geol.*, 3: 179-188.
- TOMMASI, E. & RONCARATI, H. - 1970 - *Geologia de semi-detálhe do nordeste de Santa Catarina e sudeste do Paraná*. Relatório DE SUL, PETROBRÁS, 388 (inédito).
- TREIN, E. - 1967 - *Geologia da Folha de Contenda (PR). Contribuição da Comissão da Carta Geológica do Paraná*. Bol. Univ. Fed. do Paraná, Geologia. (27): 31 p..
- VIEIRA, A.J. - 1973 - Geologia do centro e nordeste do Paraná. *An. XXVII Congr. Bras. Geol., Soc. Bras. Geol.*, 3: 259-278.
- WALTON, W.R. - 1964 - Recent Foraminiferal Ecology and Paleoecology, In: J. Imbrie & D. Newell (Eds.), *Approaches to Palaeoecology*. John Wiley & Sons, Inc. New York, London-Sidney, p. 151-237.
- WASHBURN, A.L. - 1973 - *Periglacial processes and environments*. Edward Arnold (Eds.) Ltd., London, 320 p.

WHITE, I.C. - 1908 - *Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil*. Imprensa Nacional, Rio de Janeiro, 617 p.

WOODWORTH, B. - 1912 - Geological expeditions to Brazil and Chile 1908-1909. *Mus. Comp. Zool., Geol. Sem., Bull.*, Cambridge, 10: 3-137.

WRIGHT, R. & ANDERSON, J.B. - 1982 - The importance of sediment gravity flow to sediment transport and sorting in a glacial marine environment: Eastern Weddell Sea, Antarctica. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 951-963.

WRIGHT, R.; ANDERSON, J.B. & FISCO, P. P. - 1983 - Distribution and association of sediment gravity flow deposits and glacial/glacial-marine sediments around the continental margin of Antarctica. In: B.F. Molnia (Ed.), *Glacial-Marine Sedimentation*. Plenum Press, New York and London, p. 265-300.

A P Ê N D I C E

RESULTADOS PALEONTOLÓGICOS

PERFIL PALMEIRA-IRATI

1. Palinologia (16 amostras):

FORMAÇÃO CAMPO DO TENENTE

Am PI-09 (km 165) - Folhelho com pistas de invertebrados

- a) Palinomorfos: P-501 e P-656.
- b) Resíduo orgânico: apenas material retrabalhado do Devoniano.
- c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo (?) G - H₁ (Estefaniano C - Sakmariano).
- d) Ambiente: indeterminado.
- e) Observações: grande número de formas retrabalhadas do Devoniano.

Am PI-10 (km 171) - Diamictito estratificado

- a) Palinomorfos: raros fragmentos de esporos triletes.
- b) Resíduo orgânico: matéria orgânica lenhosa e amorfa, algo carbonizada.
- c) Bioestratigrafia e idade: indeterminadas.
- d) Ambiente: indeterminado (continental ?).

Am PI-11 (km 174) - Diamictito estratificado

- a) Palinomorfos: raros fragmentos de monossacados.
- b) Resíduo orgânico: material orgânico lenhoso, carbonizado.
- c) Bioestratigrafia e idade: indeterminadas.
- d) Ambiente: Continental (?).

Am PI-20 (km 175) - Diamictito estratificado (inferior)

- a) Palinomorfos: *Punctatisporites gretensis*, P-654, fragmentos de monossacados e fragmentos de trilete

tes.

- b) Resíduo orgânico: matéria orgânica rica, porém retrabalhada do Devoniano.
- c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo (?) G - H₁ (Estefaniano C - Sakmariano).
- d) Ambiente: indeterminado.

FORMAÇÃO CAMPO DO TENENTE

Am PI-21 (km 175) - Diamictito estratificado (superior)

- a) Palinomorfos: *Punctatisporites* sp. e triletes raros.
- b) Resíduo orgânico: material orgânico carbonizado.
- c) Bioestratigrafia e idade: indeterminadas.
- d) Ambiente: continental (?).

Am PI- 26 (km 175,2) - Siltito laminado/folhelho

- a) Palinomorfos: *Punctatisporites* sp.
- b) Resíduo orgânico: material orgânico lenhoso, carbonizado.
- c) Bioestratigrafia e idade: indeterminadas.
- d) Ambiente: continental (?).

FORMAÇÃO MAFRA

Am PI-37 (km 179) -Diamictito maciço

- a) Palinomorfos: P-654 e P-656 (possível monossacado).
- b) Resíduo orgânico: retrabalhado do Devoniano.
- c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo (?) G - H₁.
- d) Ambiente: indeterminado.

Am PI-43 (km 181,3) - Folhelho

Estéril.

Am PI-52 (km 206) - Diamictito maciço a pouco estratificado

- a) Palinomorfos: P-385, P-386, P-391, P-430, P-461 e *Tasmanites* spp..
- b) Resíduo orgânico: matéria orgânica abundante, lenhosa e amorfa.
- c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo I_2 (Kunguriano).
- d) Ambiente: marinho raso, com forte influência continental.
- e) Observações: grande variedade de formas triletes (*Cristatisporites*, *Vallatisporites*, retrabalhados do Devoniano).

Am PI-53 (km 206,5) - Diamictito pouco estratificado

- a) Palinomorfos: P-385, P-386, P-390, P-391, P-430, P-450, P-461, P-550, P-721, *Tasmanites* spp. e *Bobriococcus* spp.
- b) Resíduo orgânico: matéria orgânica abundante, lenhosa e amorfa.
- c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo I_2 (Kunguriano).
- d) Ambiente: marinho raso, com forte influência continental.

Am PI-54 (km 210) - Diamictito estratificado

- a) Palinomorfos: *Granulatisporites* sp..
- b) Resíduo orgânico: rico, algo carbonizado.
- c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo (?) I_1 a I_4 (?) (Kunguriano).
- d) Ambiente: continental.

Am PI-56 (km 212,2) - Diamictito pouco estratificado

Estéril

Am PI-57 (km 213,9) - Siltito laminado

Estéril

Am PI-58 (km 214) - Siltito laminado

- a) Palinomorfos: P-390, P-425, P-461 e P-522.
- b) Resíduo orgânico: resíduo lenhoso rico, fortemente carbonizado, sugerindo influência térmica de intrusivas básicas.
- c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo I_1 a I_4 (Kunguriano).
- d) Ambiente: continental (?).
- e) Observações: muitas formas intensamente carbonizadas, de difícil identificação.

Am 365 (km 220, Rio da Areia) - Siltito com camadas de folhelho

- a) Palinomorfos: *Vallatisporites* sp., monossacados indeterminados e P-391.
- b) Resíduo orgânico: resíduo lenhoso rico, intensamente carbonizado.
- c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo H_3 a I_4 (?) (Artinskiano-Kunguriano ?).
- d) Ambiente: continental.
- e) Observações: formas carbonizadas de difícil identificação.

Am PI-65 (km 226) - Siltito ou folhelho maciço

- a) Palinomorfos: *Limitisporites* sp., *Vittatina*, P-471, P-522 e P-721.
- b) Resíduo orgânico: resíduo lenhoso rico, muito carbonizado.
- c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo (?) I_1 a I_4

(Kunguriano).

d) Ambiente: continental.

e) Observações: muitas formas intensamente carbonizadas, de difícil identificação.

2. Micropaleontologia (16 amostras):

Am PI-09 a Am PI-56: estéreis.

Am PI-57 e Am PI-58: *Ammodiscus* (Formação Rio do Sul).

Am PI 365 e Am PI-65: estéreis.

PERFIL LAPA-SÃO MATEUS DO SUL

1. Palinologia (10 amostras):

Am B-51 (km 63,5) - Diamictito maciço

a) Palinomorfos: *Punctatisporites* (?) sp., *Granulatisporites* (?) sp., monossacado (?).

b) Resíduo orgânico: material lenhoso raro, carbonizado.

c) Bioestratigrafia e idade: indeterminadas.

d) Ambiente: possivelmente continental.

Am B-52 (km 63,5) - Varvito

a) Palinomorfos: *Retusotriletes* sp. (P-656), *Apiculatisporites* sp. (P-729), *Tasmanites* spp., *navifusa* sp., monossacado indeterminado, P-522 e P-624.

b) Resíduo orgânico: matéria orgânica lenhosa e amorfa.

c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo H₂ a I₂ (Artinskiano-Kunguriano).

d) Ambiente: provavelmente marinho, com forte influên-

cia continental.

- e) Observações: coletada cerca de 10 m acima da Am B-51; grande quantidade de esporos (*Emphanisporites*, *Lophotriletes*, etc) e acritarcas (*Verhachium*, *Baltisphaeridium*, etc) retrabalhadas do Devoniano.

Am L-31 (km 90,2) - Diamictito estratificado

- a) Palinomorfos: *Punctatisporites gretensis*, *Retusotriletes* sp. (P-656), *Sakites* sp., *Potonieisporites* sp., *Navifusa* spp., P-489, P-490, P-501, P-550 e P-790.
- b) Resíduo orgânico: material orgânico lenhoso, carbonizado.
- c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo G (Estefaniano C-Sakmariano).
- d) Ambiente: predominantemente continental.
- e) Observações: *Navifusa*; não parecem retrabalhadas.

Am L-33 (km 93) - Siltito maciço

Estéril

Am L-34 (km 94) - Ritmito

Estéril (raro resíduo lenhoso)

Am L-35 (km 96,5) - Siltito laminado

Estéril (matéria orgânica lenhosa carbonizada)

Am L-36 (km 97,3) - Folhelho rítmico

Estéril (raro resíduo lenhoso)

Am L-37 (km 97,3) - Folhelho rítmico

- a) Palinomorfos: *Vittatina subsaccata*, *Tasmanites* spp., *Bo*

FORMAÇÃO MAFRA

FORMAÇÃO RIO DO SUL

triococcus spp., *Portalites* sp., *Navifusa* sp., P-383, P-385, P-390, P-425, P-430, P-461, P-471, P-522, P-550 e P-721.

- b) Resíduo orgânico: matéria orgânica lenhosa e amorfa.
- c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo I_2 a I_4 (Kunguriano).
- d) Ambiente: marinho costeiro, raso, com grande influência continental.
- e) Observações: rica em *Tasmanites*, em diferentes estados de preservação; muitos esporos dos gêneros *Cristatisporites* e *Granulatisporites*, sendo difícil diagnosticar se são *in situ* ou retrabalhados do Intervalo G e, em menor escala, do Devoniano.

FORMAÇÃO RIO DO SUL

Am L-38 (km 98) - Folhelho escuro

- a) Palinomorfos: *Punctatisporites gretensis*, *Vittatina vittifera* (P-392), *Botriococcus* spp., *Tasmanites* spp., *Portalites* sp., *Navifusa* sp., P-386, P-390, P-391, P-425, P-430, P-461, P-550, P-697 e P-721.
- b) Resíduo orgânico: idem Am L-37.
- c) Bioestratigrafia e idade: idem Am L-37.
- d) Ambiente: idem Am L-37.
- e) Observações: idem Am L-37.

Am L-39 (km 100,1) - Diamictito maciço

- a) Palinomorfos: *Granulatisporites* sp., *Navifusa* sp., P-383, P-385 e P-391.
- b) Resíduo orgânico: idem Am L-37.
- c) Bioestratigrafia e idade: idem Am L-37.
- d) Ambiente: idem Am L-37.
- e) Observações: idem Am L-37.

2. Micropaleontologia (10 amostras):

Todas estéreis.

PERFIL CAMPO DO TENENTE-ITAIÓPOLIS

1. Palinologia (19 amostras):

Am RN-5 (km 178) - Diamictito maciço

- a) Palinomorfos: *Emphanisporites* sp., *Apiculiretusispora* sp. (P-656), *Retusotriletes* sp., *Cycadopites* sp., *Dictyotriletes* sp., *Potonieisporites novius*, *Potonieisporites* sp., *Calypptosporites* sp., *Grandispora* sp., *Vestigisporites* sp., *Virkkipollenites* cf., V. *Triangulares*
- b) Resíduo orgânico: material orgânico lenhoso, carbonizado.
- c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo H₂ a H₃ (Artinskiano).
- d) Ambiente: provavelmente continental.
- e) Observações: material retrabalhado do Devoniano (*Emphanisporites* sp.)

Am 359 (km 205, pedreira de Rio Negro) - Folhelho

- a) Palinomorfos: *Plicatipollenites indicus* (P-471 e P-550), *Punctatisporites gretensis* (P-634), *Tasmannites* spp., *Retusotriletes* sp. (P-656) e P-425.
- b) Resíduo orgânico: matéria orgânica lenhosa e amorfa.
- c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo H₂ a H₃ (Artinskiano).
- d) Ambiente: marinho raso.
- e) Observações: raro resíduo orgânico.

FORMAÇÃO CAMPO DO TENENTE

FORMAÇÃO MAFRA

Am 361 (mesma localização da anterior, em posição estratigráfica superior) - Diamictito estratificado

- a) Palinomorfos: estéril.
- b) Resíduo orgânico: matéria orgânica amorfa carbonizada.
- c) Bioestratigrafia e idade: indeterminadas.
- d) Ambiente: possivelmente marinho.

Am 362 (idem anterior) - Folhelho

- a) Palinomorfos: P-471, P-500, P-501, P-516, P-522, P-550, *Limitisporites* sp. e *Cristatisporites* sp..
- b) Resíduo orgânico: matéria orgânica lenhosa carbonizada.
- c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo G (Stephaniano a Sakmariano).
- d) Ambiente: provavelmente continental.

Am 363 (idem anterior) - Varvito com muitos clastos pingados

- a) Palinomorfos: estéril.
- b) Resíduo orgânico: raro resíduo amorfo.
- c) Bioestratigrafia e idade: indeterminadas.
- d) Ambiente: indeterminado.

Am MI-19 (km 4,3) - Níveis carbonosos em arenitos com laminação cruzada

- a) Palinomorfos: estéril.
- b) Resíduo orgânico: raro material orgânico lenhoso.
- c) Bioestratigrafia e idade: indeterminadas.
- d) Ambiente: provavelmente continental.

Am MI-18 (km 6) - Folhelho

- a) Palinomorfos: estéril.
- b) Resíduo orgânico: raro material orgânico lenhoso.
- c) Bioestratigrafia e idade: indeterminadas.
- d) Ambiente: provavelmente continental.

Am MI-17 (km 6,5 - Vila Nova) - Siltito negro com tubos de invertebrados

- a) Palinomorfos: P-385, P-386, P-425, P-461, P-471 e *Tasmanites* sp..
- b) Resíduo orgânico: somente matéria orgânica lenhosa.
- c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo I₂ (Kunguriano).
- d) Ambiente: predominantemente continental, com leve influência marinha.
- e) Observações: raros exemplos de *Tasmanites* pequenos (2); material retrabalhado do Intervalo G.

Am MI-16 (km 6,5 - Vila Nova) - Siltito negro com tubos de invertebrados

- a) Palinomorfos: P-391 (?), P-392, P-425 (?), P-522, P-721, *Navifusa* e *Hamiapollenites* sp..
- b) Resíduo orgânico: rico em matéria orgânica amorfa e pouco lenhosa.
- c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo H₃ a I₂, talvez I₁.
- d) Ambiente: marinho raso costeiro.
- e) Observações: Formas muito corroídas e de difícil identificação. O material orgânico apresenta-se muito corroído, evidenciando alto transporte e possível retrabalhamento. Não há certeza se essas *navifusas* são devonianas por não ocorrerem a companhadas de outras formas do Devoniano.

Am MI-15 (km 10,05) - Folhelho

- a) Palinomorfos: estéril.
- b) Resíduo orgânico: rara matéria orgânica amorfa, carbonizada.
- c) Bioestratigrafia e idade: indeterminadas.
- d) Ambiente: provavelmente marinho.

Am MI-14 (km 10,05) - Arenito

- a) Palinomorfos: P-383, P-391, P-461, P-522, P-721, *Complexisporites polymorphus* (P-425), *Tasmanites* sp., *Plicatipollenites indicus*, *Plicatipollenites gondwanensis*, *Vittatina nittifera* (P-392), *Punctatisporites gretensis*, *Vittatina* cf. *woodehousei*, *Limitisporites rectus*, *Vittatina subsacata*.
- b) Resíduo orgânico: rico em matéria orgânica lenhosa; grande variedade de esporomorfos estriados monossacados, principalmente *Vittatinas* e *Plicatipollenites*; além de esporos muito variados dos grupos *Verrucosisporites*, *Vallatisporites*, *Punctatisporites*, *Calamospora*, *Laphotriletes* e outros.
- c) Bioestratigrafia e idade: Intervalo I₂ (Kunguriano).
- d) Ambiente: marinho costeiro.

Am MI-13 (km 14,2) - Diamictito maciço

- a) Palinomorfos: estéril.
- b) Resíduo orgânico: rico em matéria orgânica lenhosa e amorfa, carbonizada.
- c) Bioestratigrafia e idade: indeterminadas.
- d) Ambiente: provavelmente continental.

Am MI-12 (km 16) - Diamictito maciço

Idem à amostra anterior.

Am MI-11 (km 16) - Siltito laminado

- a) Palinomorfos: estéril.
- b) Resíduo orgânico: rara matéria orgânica lenhosa.
- c) Bioestratigrafia e idade: indeterminadas.
- d) Ambiente: provavelmente continental.

Am MI-5 (km 26) - Diamictito maciço

- a) Palinomorfos: estéril.
- b) Resíduo orgânico: matéria orgânica lenhosa.
- c) Bioestratigrafia e idade: indeterminadas.
- d) Ambiente: provavelmente continental

Am MI-4 (km 26) - Diamictito maciço

Idem à amostra anterior.

Am MI-2 (km 26) - Diamictito maciço

Idem à amostra anterior.

2. Micropaleontologia:

Am RN-21 (km 0,3) - Siltito/folhelho negro

Ammodiscus sp. (Formação Mafra).

Am RN-24 (km 4) Diamictito arenoso, de aspecto megascopicamente maciço.

Ammodiscus sp. (Formação Mafra).

Observações:

- 1) As amostras MI-4 e MI-5 apresentam muitos microfragmentos brancos, que podem representar foraminíferos.
- 2) As demais amostras apresentaram-se estéreis.

LEGENDA

ESCALAS

FIGURA 7 — Distribuição estratigráfica dos diamictitos e intervalos com provável influência marinha do Subgrupo Itararé.