UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005621

**CONDICIONAMENTO GEOLÓGICO DA
SEDIMENTAÇÃO GLACIAL: O NEOPALEOZÓICO
DA BACIA DO PARANÁ E O TERCIÁRIO DA
ANTÁRTIDA**

por

Paulo Roberto dos Santos

Tese apresentada ao Concurso para
obtenção do Título de Livre-Docente
junto ao Departamento de Paleontologia
e Estratigrafia do Instituto de Geociências
da Universidade de São Paulo, Área de
Conhecimento: Estratigrafia.

SÃO PAULO
1996

Para meu PAI, jornalista, professor,
PAULO dos SANTOS. E para o grande amigo
OVÍDIO De MAIO, filósofo e artista.
Obrigado, não tanto pelo o que vocês me
ensinaram ou me deram - mas só por terem
sido vocês.

ÍNDICE

	Pág.
RESUMO	VII
ABSTRACT	XI
AGRADECIMENTOS	XV
CAPÍTULO 1. BACIA DO PARANÁ	1
1.1. Introdução	1
1.2. Cenário geológico	4
1.2.1. Litoestratigrafia e facies	4
1.2.2. Idade	13
1.2.3. Tectonismo	17
1.2.4. Isoespessura	18
1.3. Reconstruções paleogeográficas	19
1.3.1. Dados paleomagnéticos	19
1.3.2. Direções do fluxo do gelo	20
1.3.3. Meso/Neocarbonífero-Eopermiano	22
1.3.4. Eopermiano	23
1.3.5. Eopermiano tardio I	24
1.3.6. Eopermiano tardio II	24
1.4. Geometria marginal e a dinâmica do manto de gelo neopaleozóico.	26
1.5. Estudo de um modelo de glaciação/deglaciação.	30
1.5.1. Início da glaciação	31
1.5.2. Recorrência da glaciação	34
1.5.3. Deglaciação	37
1.5.3.1. Embaiamento de Rio do Sul	43
1.5.3.2. Centro-leste do Estado de São Paulo	48
1.5.3.3. Escudo do Rio Grande do Sul	51
1.5.3.4. Mecanismos de deglaciação	57

	II
CAPÍTULO 2. ANTÁRTIDA (ILHA REI GEORGE)	62
2.1. Introdução	62
2.2. Sedimentação glacial terciária na ilha Rei George	66
2.3. A glaciação Polonez	70
2.3.1. Sedimentos glaciais: facies e ambiente sedimentar	71
CAPÍTULO 3. LITOFACIES E ESTILOS ARQUITETÔNICOS DE DEPÓSITOS GLÁCIO-MARINHOS DA BACIA DO PARANÁ E DA ILHA REI GEORGE	76
3.1. Introdução	76
3.2. Margem passiva	77
3.3. Margem ativa	81
3.4. Similaridades e feições distintivas dos modelos	84
3.5 Modelos deposicionais e arquitetura dos depósitos glácio-marinhos da bacia do Paraná e da ilha Rei George	86
CAPÍTULO 4. CONCLUSÕES	93
CAPÍTULO 5. BIBLIOGRAFIA	96

ÍNDICE DAS FIGURAS

	Pág.
FIGURA 1 - Distribuição do Subgrupo Itararé na bacia do Paraná no Brasil e principais elementos tectônicos. APG: arco de Ponta Grossa; ERS: escudo do Rio Grande do Sul.	2
FIGURA 2 - Nomenclatura estratigráfica do Subgrupo Itararé. Bioe.: intervalos bioestratigráficos de Daemon e Quadros (1970). Curva idealizada de variação do nível do mar (A: alto; B: baixo), baseada em Zalán et al., (1991).	5
FIGURA 3 - Seções mostrando a distribuição das principais litofacies do Subgrupo Itararé. A: norte da bacia do Paraná; B: embaiamento de Rio do Sul. CGL: conglomerados; AR: arenitos; RIT: ritmitos.	10
FIGURA 4 - Mapas paleogeográficos para o Meso/Neocarbonífero - Eopermiano (A); Eopermiano (B); Eopermiano tardio I (C); Eopermiano tardio II (D); linhas pontilhadas: margens de bacias; linhas onduladas: ambiente marinho; linhas grossas curtas: vales pré-glaciais; áreas pontilhadas: Formação Rio Bonito; BRS: bacia de Rio do Sul; A: Cobertura de gelo de Assunção; K: lobo Kaokoveld; P: lobo Paraná; R: lobo Rio do Sul; RGS: cobertura de gelo do Rio Grande do Sul.	12
FIGURA 5 - Mapas de isoespessura (linha cheia) e razão de litofacies clásticas (linha interrompida fina) diamictito + arenito/siltito ou lamito +	

folhelho, do Subgrupo Itararé. Intervalos bioestratigráficos da Figura 4. Contorno em metros. Figura 5A ilustra interpretação utilizada. Eixos de maior acumulação de clásticos grossos (linha dupla, grossa, interrompida) indicam posição das massas de gelo marginais da Figura 4. Linha grossa, contínua, indica isoespessura zero (extrapolada).

14

FIGURA 6 - Seções cronoestratigráficas do Subgrupo Itararé. Mesmos intervalos da Figura 4. IT: Subgrupo Itararé; R.B.: Formação Rio Bonito; P.L.: Formação Palermo. .

16

FIGURA 7 - Direções dos fluxos de gelo para o Subgrupo Itararé, ao longo da margem leste da bacia do Paraná. Dados de várias fontes reinterpretados.

21

FIGURA 8 - Seção estratigráfica da parte superior (Formação Rio do Sul) do Subgrupo Itararé no embaiamento de Rio do Sul. Detalhe mostra seção da parte superior da Formação Rio do Sul. FRB: Formação Rio Bonito. .

45

FIGURA 9 - Seção estratigráfica da parte superior do Subgrupo Itararé próximo a Cerquilha. .

49

FIGURA 10 - Seção estratigráfica transversal a paleovale no escudo do Rio Grande do Sul (região de Cachoeira do Sul). Subgrupo Itararé: facies 1-3; Formação Rio Bonito: facies 4-7. 1: diamictito; 2: ritmito com clastos caídos e lamitos; 3: conglomerado e arenito grosso, feldspático; 4: folhelho e

folhelho carbonoso; 5: carvão; 6: arenito fino, quartzoso; 7: interlaminações de siltito/arenito fino e argilito, (segundo Lopes et al., 1986).

53

FIGURA 11 - Distribuição de cunhas clásticas interglaciais deltaicas contendo carvão do Subgrupo Itararé no norte da bacia do Paraná (baseada em Daemon, 1974 e em Souza et al., 1993a, b, c).

61

FIGURA 12 - Localização das seções de sedimentos glaciais terciários da ilha Rei George. Explicação; F.B.P.: Formação Boy Point; Mb.K.GI.: Membro Krakowiak Glacier; Gr. L. B.: Grupo Legru Bay; Gr. Ch. R.: Grupo Chopin Ridge; Oberek Cl. Mb: Membro Oberek Cliff; Fm. Pol. Cove: Formação Polonez Cove; triângulos abertos: clastos caídos; triângulos negros: diamictitos. (Dados de Birkenmajer, 1991).

67

FIGURA 13 - Seção estratigráfica em Low Head mostrando a distribuição dos membros e outras unidades da Formação Polonez Cove. Números circunscritos: localização das seções medidas. K.G.: Membro Krakowiak Glacier; L.H.: Membro Low Head; S.K.L.: Membro Siklawa; O.C.: Membro Oberek Cliff (segundo Porebski e Gradzinski, 1987). A: diamictito; B: ruditos fossilíferos e lamitos; C: brecha basáltica; D: arenitos com estratificação plano-paralela; E: conglomerados; F: brecha basáltica; G: conglomerado com estratificações gigantes; H: brecha basáltica; I: arenito com estratificação plano-paralela.

72

FIGURA 14 - A-C - Modelo de progradação da plataforma em uma margem passiva. Números no diagrama identificam processos referidos no texto, como segue; (1) lamas pró-glaciais; (2): fluxo de detritos maciços, lenticulares; (3) emergência de corrente subglacial de degelo; (4): detritos carregados por icebergs; (5): pequenos fluxos de detritos; (6): canais de corte e preenchimento; (7) grandes canais submarinos; (8) canais submarinos da parte média do talude (Segundo Gipp, 1994).

78

FIGURA 15 - A-C - Modelo de progradação da plataforma em uma margem ativa. Principais processos deposicionais marinhos numerados como na Figura 14, exceto para (9): aterramento da geleira sobre a parte distal da plataforma. (Segundo Gipp, 1994).

82

FIGURA 16 - Comparação entre as sequências de deglaciação da bacia do Paraná (Figura 8, seção 11, detalhe) e ilha Rei George (Figura 13, entre seções 5 e 6). Legendas como nestas figuras.

88

RESUMO

Durante o intervalo de tempo decorrido entre o Meso Carbonífero e o Eopermiano, uma considerável parte do território brasileiro, atualmente situada entre as latitudes de 15° - 33° S e longitudes de 45° - 63° W, estiveram cobertas por gelo de geleiras relacionadas à glaciação gondvânica. Vários tipos de depósitos interpretados como tendo sido formados sob influência glacial, estão hoje preservados na bacia do Paraná. O Subgrupo Itararé, na bacia do Paraná, representa o registro mais espesso, extenso e, possivelmente, o apontamento mais longo da glaciação neopaleozóica de todo o supercontinente do Gondvana.

Mapas paleogeográficos da bacia do Paraná durante a glaciação neopaleozóica representando quatro intervalos de tempo, controlados bioestratigraficamente, foram preparados para o Subgrupo Itararé. Estes foram construídos através da combinação de dados a respeito das litofacies, variação das espessuras, direção de fluxo do gelo, feições tectônicas e informações paleontológicas.

Na bacia do Paraná a glaciação teve início no Meso-Carbonífero, quando as margens do Manto de Gelo de Windhoek (MGW), deslocando-se a partir de um centro de dispersão situado na elevação de Windhoek na região austral da África, atingiram a margem leste da bacia. Extremidades lobadas das correntes de gelo ("ice streams"; lobos Kaokoveld, Paraná e Rio do Sul) fluíram em direção ao N e NW, irradiando-se também de uma cobertura de gelo ("ice cap") que recobria o escudo do Rio Grande do Sul, na margem leste da bacia. Outra cobertura de gelo, provavelmente isolada, possivelmente se desenvolveu sobre o arco de Assunção, de onde correntes de gelo lobadas também fluíram para leste e nordeste, ali atingindo a bacia.

Na bacia do Paraná, a glaciação, e a própria sedimentação glacial, foram, provavelmente, controladas pela interação da subsidência tectônica, transgressão e glácio-isostasia em regiões de média e alta latitude, enquanto o continente do Gondwana gradualmente se afastava do polo sul. A inundação marinha da bacia por um mar epicontinental, iniciada no Meso-Carbonífero, provavelmente forneceu a umidade necessária para alimentar o crescimento do M.G.W. De maneira contrária, os episódios de elevação do nível do mar provavelmente afetaram a estabilidade das geleiras marinhas.

Geleiras do tipo temperado avançaram aterradas até pelo menos 200 km bacia adentro; ao atingirem o nível do mar, estabilisaram-se como margens de maré ou intermaré. Um comportamento altamente oscilatório das margens de gelo é indicado pela alternância de períodos de crescimento com períodos de declínio dos lobos e da cobertura de gelo. Pelo menos nove avanços do gelo na bacia podem ser reconhecidos por níveis estratigraficamente distintos de depósitos delgados de tilitos subglaciais, repousando sobre ambasamento estriado, por pavimentos de clastos estriados ou substrato tectonizado glacialmente. O desacoplamento das geleiras, associado à subida do nível do mar, foi, provavelmente, um fator importante que influenciou a desagregação rápida das geleiras, acompanhada de intensa fragmentação ("calving"). A retração das geleiras foi frequentemente marcada por processo de transgressão, deposição de camadas marinhas delgadas nas margens da bacia, seguida por rápida compensação isostática. Espessos depósitos "interglaciais/interestaduais" são caracterizados por intenso retrabalhamento subaéreo e subaquático, assim como ressedimentação de depósitos glaciogênicos prévios, além de sedimentação de outros depósitos "normais" não glaciais, incluindo camadas delgadas de carvão.

A expansão máxima das geleiras no Eopermiano, associadamente com a máxima transgressão marinha na bacia, foi seguida por

gradual encolhimento dos lobos e coberturas de gelo e por extensiva progradação de lobos deltáicos clásticos, alimentados por áreas elevadas glácio-isostaticamente. A influência glacial ainda persistiu localmente na bacia durante o final do Eopermiano, como no escudo do Rio Grande do Sul, por exemplo, e, possivelmente, até mais tarde na região norte da bacia do Paraná. Nesta área os avanços do lobo Kaokoveld foram possivelmente associados a processos de "surge" das geleiras, que se moviam sobre substrato deformável. As espessuras dos sedimentos envolvidos nesse processo indicam que a deglaciação final foi um fenômeno relativamente rápido. A contínua migração translatitudinal do Gondvana sugere que o fator mais importante que influenciou o término (terminação) da glaciação foi o clima.

A presente pesquisa incluiu, também, alguns resultados preliminares de uma revisão em curso dos sedimentos glaciais terciários da ilha Rei George, ilhas Shetland do Sul, oeste da Antártida, que sugerem uma história sedimentar um tanto diferente daquela até então reconhecida por pesquisadores poloneses.

Os novos dados obtidos indicam que a maior parte dos sedimentos glaciogênicos do Membro Krakowiak Glacier (Formação Polonez Cove, Eo-oligoceno) acumulou-se rapidamente, através de episódios alternados de processos de fluxo gravitacional de sedimentos, associados a um leque subaquático construído em condições marinhas rasas, em frente a uma geleira em recuo. A ausência de canais de conglomerados e areias estratificadas, características de depósitos de lavagem subáqüea e, adicionalmente, a presença de argilas laminadas, constituem evidências sugestivas de uma deposição intermediária desta pilha sedimentar em relação à margem do gelo.

A bacia do Paraná e a ilha Rei George contém registros sedimentares glaciais marinhos acumulados sob condicionamentos tectônicos contrastantes. Os depósitos glacioclásticos terciários da ilha Rei George são considerados como depositados em uma bacia

de retro-arco, em margem continental tectonicamente ativa. Na bacia do Paraná os depósitos neopaleozóicos são interpretados como representando uma seqüência glacial depositada em uma bacia intracratônica. Do ponto de vista tectônico, esse tipo de ambiente pode ser considerado como semelhante ao de uma margem continental passiva. Estas duas áreas são consideradas como representativas de grande parte do registro glacial antigo. Assim, o estudo comparativo desses depósitos pode proporcionar critérios úteis para a identificação de seqüências glaciogênicas formadas em condições semelhantes no registro geológico.

Os estudos comparativos aqui desenvolvidos a respeito das litofacies e arquitetura/geometria dos depósitos glácio-marinhos da bacia do Paraná e da ilha Rei George, mostram que as facies sedimentares identificadas nos dois tipos de bacia são muito semelhantes. Além dessas similaridades faciológicas, uma outra característica comum refere-se à associação faciológica que, basicamente, exibe o mesmo padrão nas duas bacias.

Em termos de mecanismos de preenchimento sedimentar, verificou-se que uma das características que, potencialmente, permitiria diferenciar os depósitos formados em dois tipos de ambiente semelhantes aos estudados, diz respeito às diferenças na geometria dos corpos sedimentares. No caso da bacia do Paraná (margem continental passiva), os corpos litológicos formariam unidades extensas, proporcionalmente pouco espessas em relação à sua extensão. Em bacias de margens ativa (ilha Rei George, Antártida), a espessura dos depósitos seria proporcionalmente maior em relação à sua extensão.

ABSTRACT

During the Middle Carboniferous to the Early Permian large parts of the Brazilian territory between present latitudes of 15°-33°S and longitudes of 45-63°W were covered by glacier ice related to the Gondwana glaciation. Deposits interpreted as formed under glacial influence are now preserved in the Paraná basin. The Itararé Subgroup in Paraná Basin contains the thickest, most extensive and possibly longest record of the Late Paleozoic glaciation in all the Gondwana supercontinent.

Paleogeographic maps of the Paraná Basin during the Late Paleozoic glaciation were prepared for four biostratigraphically controlled time slices of the Itararé Subgroup. They were constructed on the basis of combined lithofacies, isopach, ice-flow directions, tectonic features and paleontological data.

Glaciation in the Paraná Basin started in the Middle Carboniferous when the margin of the Windhoek Ice Sheet (WIS) reached the eastern border of the basin moving from a spreading center situated on the Windhoek highlands in austral Africa. Lobate termini of ice streams (Kaokoveld, Paraná and Rio do Sul lobes) flowed towards N and NW and irradiated from an ice cap that covered the Rio Grande do Sul shield on the eastern margin of the basin. Another isolated ice cap may have grown on the Asunción arch from where lobate ice streams also moved towards east and northeast into the basin.

Glaciation and glacial sedimentation in the Paraná Basin were probably controlled by the interaction of tectonic subsidence, transgression and glacio-isostasy, at middle-high paleolatitudes, while Gondwana was gradually moving away from the South Pole. Marine flooding of the basin by an epicontinental sea initiated in the Middle Carboniferous may have provided moisture for nourishing the growth of the WIS.

Glaciers of temperate type advanced grounded at least 200 km into the basin reaching sea level and stabilising as intertidal or tidal margins. A highly oscillatory behaviour of the ice margins is indicated by waxing and waning of the lobes and ice caps. At least nine advances of the ice into the basin are recognized by stratigraphically distinct, thin deposits of subglacial tillites resting on striated bedrock, striated boulder pavements or glaciotectionized substrate. Decoupling of the glaciers associated to sea level rise was probably an important factor influencing fast disintegration of glaciers accompanied by intense calving. Retreat of ice was often marked by transgression with deposition of thin marine beds over the basin margins, followed by fast isostatic rebound. Thick "interglacial"/"interstadial" deposits are characterized by intense subaerial and subaquatic (submarine) reworking and ressedimentation of previously deposited glaciogenic sediments, and sedimentation of other "normal" (non-glacial) deposits including thin coal beds.

Maximum glacial expansion in the Early Permian associated with maximum sea transgression in the basin was followed by gradual shrinking of the lobes and ice caps and extensive progradation of clastic deltaic aprons or lobes sourced from glacio-isostatically uplifted areas. Glacial influence persisted locally in the basin during the late part of the Early Permian in the Rio Grande do Sul shield and possibly [even later] in the northern part of the basin. In the latter area advances of the Kaokoveld lobe were possibly associated with surging behaviour of glaciers moving on deformable substrate. Judging from thickness of sediments involved, final deglaciation was relatively fast. Continuous translatitudinal migration of Gondwana suggests that climate may have been the main single factor influencing termination of glaciation.

The present work also includes some preliminary results from a current review of the Tertiary glacial sediments of King George Island, South Shetland Islands, west Antarctica. These results

suggest a sedimentary history very different than that one previously recognized by Polish workers.

The newly-obtained data indicate that the majority of the glaciogenic sediments of the Krakowiak Glacier Member (Polonez Cove Formation, Early Oligocene) accumulated rapidly in alternating episodes of sedimentation associated with a shallow marine fan in front of a retreating glacier. The absence of conglomerate channels and stratified sandstones typical of subaqueous outwash deposits, coupled with the presence of laminated mudstones, suggests a depositional environment somewhat removed from the edge of the retreating glacier.

The Paraná Basin and King George Island contain marine glacial sediments accumulated under contrasting tectonic conditions. The Tertiary glacial deposits of King George Island are considered to have been deposited in a back-arc basin of a tectonically-active continental margin. In the Paraná Basin, the Late Paleozoic deposits are interpreted as a glacial sequence deposited in an intracratonic basin. From a tectonic point of view, this is the equivalent of a passive continental margin. These two areas are considered to be representative of most of the ancient glacial record. As such the comparative study of these deposits could provide useful criteria for the identification of similarly formed glaciogenic sequences in the geological record.

The comparative studies documented here concern the lithofacies and architecture/geometry of glacial-marine deposits of the Paraná Basin and King George Island. It is demonstrated that the sedimentary facies identified in the two different basin types are very similar. Besides the similarity in the facies themselves, another common characteristic of the two basins is the distribution pattern of these facies.

In terms of sedimentary filling, the geometry of these sedimentary bodies could potentially be used to distinguish between the two type-basins formed in similar geological environments. In the passive margin case (Paraná Basin) the

lithological deposits would be more extensive and proportionally thinner. In the active margin case (King George Island, Antarctica) the thickness of the deposits would be greater and not as areally extensive.

AGRADECIMENTOS

Normalmente, deixa-se registrado neste espaço "os agradecimentos às inúmeras pessoas que colaboraram, de maneira direta ou indireta, para que o presente trabalho se concretizasse". Todos esses credores do meu afeto, os companheiros de esperanças e fadigas que tão perto vivem comigo, sabem da minha gratidão. E, por serem pessoas especiais, compreendem, perfeitamente, porque registro aqui apenas os agradecimentos ao meu PAI.

Obrigado por tudo meu PAI.

Obrigado por todas as histórias.

Obrigado por ter enfrentado o professor Fulano na escola.

Obrigado por não ter acabado com a minha raça por causa das minhas reprovações na escola.

Obrigado por ter estado sempre presente.

Obrigado por ter me ensinado o valor da cortesia e do respeito, sendo cortês e respeitoso comigo.

Obrigado por me fazer sentir que eu vinha em primeiro lugar, não importavam as exigências do seu tempo e do seu bolso.

Obrigado por todos os bons conselhos que eu ignorei. Na época.

Obrigado por me fazer compreender como cada coisa viva é única e valiosa - e como cada uma depende da outra.

Obrigado por criar as regras - e torná-las flexíveis sempre que necessário.

Obrigado por me ensinar as recompensas do silêncio.

Obrigado por me convencer de que sou especial. E de que divido esse dom com todos os seres humanos.

Obrigado por me guiar durante tempos difíceis.

Obrigado por ficar ao meu lado quando eu precisava me tranquilizar.

Obrigado por dar um passo atrás e me deixar seguir sozinho, quando o tempo chegou.

Infelizmente, PAPAI, é tarde demais para te dar um abraço neste momento - e dizer que nós o amamos.

1. BACIA DO PARANÁ

1.1 Introdução

O Subgrupo Itararé e rochas equivalentes (Meso-Carbonífero - Eopermiano) da bacia do Paraná representa o registro mais extenso, contínuo e mais espesso da glaciação neopaleozóica em todo o supercontinente do Gondwana (Figura. 1). Somente na porção brasileira da bacia do Paraná, a unidade se estende por mais de 1.200.000 km² (Zalám et al., 1991) onde apresenta espessuras que ultrapassam 1.300 m (Santos, 1987). Outros intervalos, a ela correlacionáveis, ocorrem tanto em afloramentos como em subsuperfície nos territórios do Uruguai e Paraguai e, também em subsuperfície, na adjacente bacia Chaco-Paraná na Argentina (Northfleet et al., 1969; Russo et al., 1980). Datações paleontológicas indicam que a glaciação neopaleozóica pode ter tido uma duração aproximada de, no mínimo, 15 e, no máximo, 35 milhões de anos.

As várias tentativas prévias de reconstrução da paleogeografia da bacia do Paraná, durante a glaciação neopaleozóica (e.g. Martin, 1961; Rocha-Campos, 1967; Frakes e Crowell, 1969; 1972), foram muito generalizadas, uma vez que incluíram toda a sequência admitidamente diacrônica do Subgrupo Itararé.

Contudo, a disponibilidade de um esquema palino-bioestratigráfico (Daemon e Quadros, 1970; Daemon 1974), tornou possível a interpretação da geografia pretérita do Subgrupo Itararé em diversos intervalos de tempo limitados bioestratigraficamente. Com efeito, os resultados apresentados por Santos, por exemplo, em 1987, para os intervalos

FIGURA 1 - Distribuição do Subgrupo Itararé na bacia do Paraná no Brasil e principais elementos tectônicos. APG : arco de Ponta Grossa; ERS: escudo do Rio Grande do Sul.

bioestratigráficos G, H, I₁ e I₂-I₄ de Daemon e Quadros (1970), já revelaram um quadro mais dinâmico da distribuição das massas de gelo que atingiram as margens e avançaram bacia do Paraná adentro durante o Neopaleozóico. Adicionalmente, demonstraram também: a ocorrência de mudanças marcantes na arquitetura da bacia; na posição dos depocentros; e na extensão das áreas repletadas pelo mar, concomitantemente com a glaciação (Santos, 1987; Santos et al., 1992 a).

Esta mesma abordagem foi utilizada no presente ensaio onde se pretende apresentar versões mais refinadas dos mapas paleogeográficos de quatro intervalos bioestratigráficos do Subgrupo Itararé, que correspondem, aproximadamente, ao Meso Carbonífero (Intervalo G), Eopermiano (Intervalo H) e Eopermiano tardio (Intervalos I₁ e I₂-I₄). Os mapas de isoespessura e de litofacies, assim como as seções estratigráficas, construídas para cada intervalo, basearam-se em dados derivados de poços perfurados pela Petrobrás e pelo Paulipetro e em informações obtidas em afloramentos. De tal maneira, os dados de subsuperfície foram combinados com outros disponíveis e resultantes dos estudos locais de facies ao longo das faixas leste e oeste de afloramento dos sedimentos da bacia (Rocha-Campos, 1967; Frakes e Crowell, 1969; Farjallat, 1970; Landim e Fulfaro, 1972; Saad, 1977; Santos, 1979; Santos, 1987; Soares et al., 1977; Canuto, 1985; 1993; Lopes et al., 1986).

Atualmente parece ser amplamente aceito, pelo menos pelos especialistas em sedimentação glacial, o fato que as geleiras que atingiram a borda leste da bacia do Paraná representaram as extensões lobadas marginais de uma grande massa de gelo localizada na África austral, que aqui será referida como Manto de Gelo de Windhoek (MGW). (Martín, 1961; Frakes e Crowell, 1969; 1972; Visser, 1987; Santos, 1987.) Não obstante esta relação, a presente interpretação das principais feições da glaciação neopaleozóica

baseou-se, por razão de consistência, em dados originais disponíveis na porção brasileira da bacia do Paraná.

1.2 Cenário Geológico

1.2.1 Litoestratigrafia e facies

Na Figura. 1 está representada a distribuição, no Brasil, dos estratos da bacia do Paraná que exibem evidências de deposição glacial. A maior parte desses sedimentos aflora sob a forma de duas faixas ao longo das margens da bacia, onde também desenvolve-se extensivamente em subsuperfície, perfazendo uma área de aproximadamente 1.200,000 km² no território brasileiro.

Na borda leste de afloramentos da bacia, a sequência contendo os sedimentos glaciogênicos tem sido denominada Formação, Grupo ou Subgrupo Itararé. Tendo em vista que ainda persiste, atualmente, uma certa controvérsia a respeito do status hierárquico dessa unidade, continuará a ser utilizada aqui a nomenclatura estratigráfica proposta por Rocha-Campos em 1967 (Subgrupo Itararé), até prova em contrário de que essa terminologia não é a mais indicada.

Mapeamentos de semi-detalle realizados em áreas limitadas da bacia, permitiram a Subdivisão do Subgrupo Itararé em formações (Figura 2). Nos estados do Paraná e Santa Catarina, por exemplo, foram reconhecidas três formações; em ordem estratigráfica: Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul (Schneider et al., 1974). A unidade adelgaça-se para o sul, transgredindo sobre o escudo do Rio Grande do Sul, onde é representada somente pela seção superior, usualmente correlacionada com a Formação Rio do Sul (Daemon e Quadros, 1970; Santos, 1987).

FIGURA 2 - Nomenclatura estratigráfica do Subgrupo Itararé. BIOE : intervalos bioestratigráficos de Daemon e Quadros (1970). Curva idealizada de variação do nível do mar (A: alto; B: baixo), baseada em Zalán et al., (1991).

Na área ao norte do arco de Ponta Grossa a subdivisão estratigráfica do Itararé dificilmente é reconhecida, devido ao complexo desenvolvimento das facies. Consequentemente, várias propostas de subdivisão estratigráfica (e. g. Barbosa e Gomes, 1958; Saad, 1977) não ganharam aceitação geral devido, principalmente, às dificuldades envolvidas no mapeamento das unidades.

Sedimentos vermelhos, expostos na margem oeste da bacia (Farjallat, 1970) são conhecidos como Formação ou Grupo Aquidauana. O mesmo nome é aplicado para sedimentos vermelhos que afloram no nordeste do Estado de São Paulo e sudeste do Estado de Minas Gerais. Correlações litológicas de subsuperfície têm permitido a interpretação do Aquidauana como constituído por facies desenvolvidas nas margens da bacia do Paraná, essencialmente contemporâneos como o Subgrupo Itaraé. Determinações palinológicas, contudo, têm incluído os sedimentos do Aquidauana em subsuperfície, nos Estados de Mato Grosso e Goiás, no intervalo bioestratigráfico neopaleozóico mais antigo, intervalo G de Daemon e Quadros (1970), interpretado como Neocarbonífero (Figura 2).

Mais recentemente França e Potter (1991), França (1994), Eyles et al., (1993) propuseram a subdivisão do Itararé em subsuperfície em três formações, denominadas Taciba, Lagoa Azul e Campo Mourão. Contudo, devido a ausência de suporte bioestratigráfico e a carência de informações de sedimentologia glacial, a correlação destas unidades com a seção aflorante é ainda altamente incerta.

Por simplicidade o nome Subgrupo Itararé será aqui utilizado no sentido coletivo e referir-se-á ao Subgrupo Itararé e Grupo Aquidauana.

As rochas do Subgrupo Itararé repousam discordantemente sobre as rochas cristalinas do Pré-Cambriano e Eopaleozóico e sobre

metassedimentos e sedimentos do Meso-Paleozóico. São recobertas concordante e discordantemente por sedimentos permianos (Rocha-Campos e Santos, 1981). (Figura 2.)

Arenitos, diamictitos, siltitos/lamitos, folhelhos, carvão, ritmitos e conglomerados são, em ordem decrescente, as litologias mais comuns do Subgrupo Itararé. Carbonatos são extremamente raros.

Os arenitos representam cerca de 80% de algumas seções. As dimensões e a geometria dos corpos dessa litologia variam grandemente; desde formas lenticulares, acanaladas e irregulares, de alguns centímetros a alguns metros, até grandes unidades tabulares, de dimensões quilométricas. Apresentam grande diversidade faciológica, podendo variar desde fluviais/deltaicos, incluindo depósitos flúvio-glaciais de lavagem e subaquáticos pró-glaciais, proximais, até sequências de fluxos gravitacionais de sedimentos subaquáticos maciços ou espessas e estensas seções de turbiditos de espessuras variáveis (ritmitos irregulares).

Vários tipos de diamictitos, geralmente de matriz silto-arenosa, com quantidades variáveis de clastos dispersos, e de composição variada, frequentemente facetados e estriados (Santos, 1979, 1987), ocorrem sob a forma de corpos delgados, descontínuos ou tabulares, que correspondem a tilitos compactos, maciços, depositados subglacialmente sobre o embasamento moldado ou pavimento de clastos estriados ou, ainda, sobre sedimentos glaciotectionizados. Ocorrem também sob a forma de depósitos acanalados, irregulares ou tabulares, de dezenas de metros de espessura, de fluxo de detritos e/ou de escorregamentos. Alguns dos corpos mais espessos representam diamictitos glácio-marinhos ou de chuva de detritos (rain-out) ressedimentados.

Lamitos e siltitos maciços a bem estratificados foram depositados em ambientes marinho e de água doce, como é indicado

pelas rochas associadas e/ou fósseis marinhos. Estensos intervalos de folhelhos negros, finamente laminados, por vezes fossilíferos, registram condições de sedimentação marinha mais profunda.

Ritmitos regulares, constituídos por leitões delgados, negros, em contato basal brusco com intervalos claros, mais espessos, contendo clastos caídos, correspondentes a prováveis varvitos, indicam deposição em água doce (Rocha-Campos e Sundaram, 1981; Rocha-Campos et al., 1981; Santos et al., 1992b).

Conglomerados, embora usualmente raros, ocorrem sob a forma de corpos relativamente espessos, não estratificados a estratificados. São clastos suportados, com gradação normal ou inversa, e interpretados como parte de sequências extensas de leques submarinos. Alternativamente ocorrem sob a forma de pequenos corpos irregulares, por vezes associados a corpos sigmoidais de arenito e varvitos, com evidências de escorregamentos em leques pró-glaciais marinhos mais proximais. Finalmente, alguns níveis de carvão, no geral limnotelmáticos, parálicos, parautóctones e autóctones, ocorrem intercalados com arenitos flúvio-deltaicos (Martini e Rocha-Campos, 1991).

Estudos de fácies e reconstruções paleoambientais indicam que, no geral, os sedimentos do Subgrupo Itararé, preservados ao longo das duas faixas de afloramento e em subsuperfície, foram depositados em ambiente glácio-marinho subaquático e em ambiente marinho (Santos et al., 1992a). Facies glaciais terrestres são encontradas somente em uma faixa relativamente estreita ao longo da margem leste da bacia, particularmente na sua porção norte, no Estado de São Paulo (Santos, 1987; Santos et al., 1992a), e, provavelmente, ao redor do escudo do Rio Grande do Sul (Lopes et al., 1986). Nesta região depósitos interpretados como de contato de gelo e do tipo flúvio-glacial estão preservados localmente, particularmente em paleovales. Facies terrestres tornam-se mais raras em direção ao sul, onde espessas sequências marinhas e

glácio-marinhas constituídas por lamitos e folhelhos, por vezes fossilíferos, são mais frequentes e transgridem sobre as rochas do embasamento (Castro, 1988; Canuto, 1993).

Ao longo da faixa leste de afloramento, sequências intercaladas com diamictitos ("interestadial", "interglacial") podem conter algumas evidências de influência glacial, tais como clastos dispersos facetados e/ou estriados ou, alternativamente, não exibirem nenhum vestígio glacial. Neste segundo tipo de sequência incluem-se arenitos remobilizados por processos de fluxo gravitacional, camadas marinhas (turbiditos, lamitos, folhelhos), arenitos flúvio-deltaicos e delgadas camadas de carvão. Estes sedimentos podem formar espessas sequências preservadas em baixos topográficos locais.

A seção da Figura 3 ilustra a distribuição longitudinal típica das principais litologias do Subgrupo Itararé, ao longo de 240 km de sub-bacia no Estado de São Paulo (3A) e ao longo da depressão, ou embaçamento, de Rio do Sul (3B). Os dois sítios deposicionais correspondem, respectivamente, a condições proximais (continentais) e mais distais (marinhas).

O poço 2-GU-3-SP na Figura 3A está localizado próximo da extensão mínima conhecida da margem do MGW, durante seu avanço, em condições aterradas, para o interior da bacia do Paraná, paralelamente ao eixo principal da sub-bacia (Santos, 1987). Em sua extensão máxima a margem do gelo deve, contudo, ter alcançado regiões da bacia situadas bem mais para o oeste (Canuto, 1993).

A partir do poço 2-GU-3-SP, as porcentagens de diamictitos e arenitos, que são as litologias predominantes, parecem variar inversamente na direção da parte mais profunda da depressão. É interessante notar que a maior espessura cumulativa de diamictitos ocorre na área intermediária dos poços 2-GU-3-SP e 2-LA-1-SP. As unidades mais espessas de diamictitos são também ali mais

FIGURA 3- Seções mostrando a distribuição das principais litofácies do Subgrupo Itararé. A: norte da bacia do Paraná; B: embaíamento de Rio do Sul. CGL: conglomerados; AR: arenitos; RIT: ritmitos.

frequêntes. Nas partes mais profundas os diamictitos parecem ser, no geral, mais delgados e os arenitos constituem a litologia predominante (cerca de 50%). As porcentagens de siltitos e lamitos aumentam constantemente do poço 2-GU-3-SP para o poço 2-LA-1-SP; os conglomerados arenosos estão restritos às margens da sub-bacia.

A interpretação das fácies ao longo da seção pode, contudo, ser apenas extrapolada a partir das informações obtidos nos afloramentos mais próximos. Assim, grosso modo, os arenitos podem variar desde flúvio-deltaicos e subaquáticos rasos a leste, a turbiditicos para o oeste. Muitos intervalos de diamictitos, particularmente as unidades mais espessas das partes média e distal da seção, provavelmente representam materiais glaciogênicos ressedimentados sob a forma de fluxos de detritos. Evidências de sedimentação glacial terrestre e/ou deposição de diamictitos por geleira aterrada foram registradas a nordeste do poço 2-GU-3-SP (Rocha-Campos et al., 1969; 1976; Martini e Rocha-Campos, 1991). Outros depósitos interpretados como de origem continental incluem arenitos flúvio-deltaicos e siltitos/lamitos que, por vezes, contém delgados níveis de carvão. Localmente estas litologias compõem seções relativamente espessas, onde se interdigitam ou se intercalam com arenitos, provavelmente de plataforma, lamitos, folhelhos e ritmitos, raramente contendo fósseis marinhos. As fácies identificadas na área parecem indicar prováveis condições de sedimentação em ambiente transicional a marinho marginal.

Na depressão (ou embaçamento) de Rio do Sul, os clásticos finos (folhelhos) são predominantes sobre os diamictitos e arenitos, mesmo nas regiões marginais da bacia.

Nos mapas paleogeográficos das Figuras 4A-D, a delimitação da margem lobada do MGW, assim como sua evolução no espaço e no tempo, foi feita com base na identificação de áreas de maior concentração de arenito e diamictito, de acordo com o modelo descrito acima. Vale lembrar que as condições limitantes para as

FIGURA 4 - Mapas paleogeográficos para o Meso / Neocarbo-nífero-Eopermiano (A); Eopermiano (B); Eopermiano tardio I (C); Eopermiano tardio II (D); linhas pontilhadas: margens de bacias; linhas onduladas: ambiente marinho; linhas grossas curtas: vales pré-glaciais; áreas pontilhadas: Formação Rio Bonito; BRS: bacia de Rio do Sul; A: Cobertura de gelo de Assunção; K: lobo Kaokoweld; P: lobo Paraná; R: lobo Rio do Sul; RGS: Cobertura de gelo do Rio Grande do Sul.

delimitações dos domínios de sedimentação continental e marinha, assim como para a identificação da extensão máxima das margens lobadas do gelo, variaram geograficamente. Desta forma admite-se que algumas generalizações estão implícitas nas reconstituições (Figura 5).

1.2.2 Idade

Os sedimentos mais antigos do Subgrupo Itararé preservados no interior da bacia do Paraná são normalmente datados como Neocarbonífero (Neoestefaniano; Daemon e Quadros, 1970; Daemon, 1974). Mais recentemente, contudo, idades mais antigas, atribuídas ao Westfaliano ou Neowestfaliano - Eostefaniano, foram determinadas para microfloras identificadas em lamitos marinhos fossilíferos recobertos por diamictito maciço (Lima et al., 1983), e para delgadas camadas de carvão ocorrentes na parte média do Subgrupo Itararé (Souza et al., 1993a, b), assim como para intervalos em subsuperfície na porção norte da bacia do Paraná. Estas datações representam a idade mínima para o início da glaciação e para a primeira incursão marinha na bacia (Figura 2).

Os intervalos superiores do Itararé têm sido datados, palinologicamente, como Neopermiano (Kunguriano; Daemon e Quadros, 1970), embora idades diferentes (Eopermiano, Asseliano) têm sido indicadas pela megaflora e invertebrados também associados às camadas marinhas do topo do Itararé, porém, ocorrentes na parte sul da bacia. Aquí, várias camadas marinhas pós-glaciais recobrindo unidades de diamictitos, registrados na parte centro-sul do Estado do Paraná, são correlacionadas à Formação Bonete da Argentina que contem *Eurydesma* (Rocha-Campos e Rösler, 1978).

FIGURA 5 - Mapas de isoespessura (linha cheia) e razão de litofacies clásticas (linha interrompida fina) diamictito + arenito/ siltito ou lamito + folhelho do Subgrupo Itararé. Intervalos bloestratigráficos da Figura 4. Contorno em metros. Figura 5-A ilustra interpretação utilizada. Eixos de maior acumulação de clásticos grossos (linha dupla, grossa interrompida) indicam posições das massas de gelo marginais da Figura 4. Linha grossa, contínua indica isoespessura zero (extrapolada).

Com relação à duração total da glaciação, as informações disponíveis indicam uma variação de um mínimo de 15 a um máximo de 35 milhões de anos. Desta forma, a duração média de cada um dos quatro intervalos mapeados paleogeograficamente, poderia, então, variar de 4 a 8 milhões de anos. Vale lembrar, ainda, que a identificação de clastos dispersos em sedimentos pós-glaciais (Canuto, 1993), incluindo os arenitos basais da Formação Rio Bonito (Castro, 1988), pode ser interpretada como indicativa da permanência de clima frio na bacia do Paraná, mesmo após o término da glaciação.

O zoneamento palinobioestratigráfico disponível para a seqüência neopaleozóica preservada na bacia do Paraná (Daemon e Quadros, 1970; Daemon, 1974), tem permitido a correlação entre os estratos do Subgrupo Itararé, que correspondem aos intervalos G a I4. Contudo, a interpretação da idade dos intervalos em termos da escala internacional do tempo geológico ainda é problemática.

Conforme já anteriormente demonstrado por Daemon e Quadros (1970; fig. 4), o limite entre o Subgrupo Itararé e a sobrejacente Formação Rio Bonito, ao longo de uma seção N-S na bacia do Paraná, secciona diacronicamente as balizas dos intervalos bioestratigráficos, originando duas unidades parcialmente contemporâneas. Desta forma, é possível verificar que a deposição dos sedimentos flúvio-deltaicos do Rio Bonito iniciou-se precocemente no sul, enquanto que a sedimentação Itararé prosseguia na parte norte da bacia.

Os dados palinobioestratigráficos mostram, ainda, que o preenchimento terrígeno envolveu sucessivas relações transgressivas dos estratos contra as margens da bacia (Figura 6). Como consequência, e excetuando-se algumas poucas ocorrências localizadas, os sedimentos equivalentes à intervalos mais antigos

FIGURA 6 - Seções cronoestratigráficas do Subgrupo Itararé. Mesmos intervalos da Figura 4. IT: Subgrupo Itararé; RB: Formação Rio Bonito; PL: Formação Palermo.

não são encontrados aflorando ao longo das margens da bacia do Paraná.

1.2.3 Tectonismo

Como mostram os dados produzidos pelo PAULIPETRO e os de Zalan et al., (1991; fig. 3), a bacia do Paraná é caracterizada por um arcabouço estrutural distinguido por um notável padrão de lineamentos (falhas, zonas de falhas, arcos) transversais segundo três direções principais: NW, NE, EW.

As evidências advindas dos dados de isoespessura (Figuras 5 e 6) indicam que a intensa subsidência ocorrida durante a deposição do Subgrupo Itararé foi influenciada por movimentos diferenciais ao longo de falhas SE-NW (Zalan et al., 1991). Particularmente nas fases precoces do ciclo tectônico do Neopaleozóico, a sedimentação foi influenciada por movimentos diferenciais de blocos ao longo destas estruturas. As mudanças nos padrões de áreas estruturalmente altas e baixas ao longo do tempo controlaram as localizações dos depocentros e dos altos estruturais (Santos et al., 1992a).

Ao que tudo parece indicar, estes mesmos elementos influenciaram também o padrão do fluxo do gelo para a bacia, a distribuição das principais litofacies e a extensão das transgressões marinhas na bacia do Paraná. Os possíveis efeitos da isostasia glacial na subsidência da bacia, como postulado por Zalan et al., (1991), são, contudo, difíceis de serem reconhecidos e desentranhados dos efeitos tectônicos e glácio-eustáticos relacionados, exceto, talvez, no escudo do Rio Grande do Sul.

1.2.4 Isoespessura

As variações da espessura do Subgrupo Itararé, em cada um dos quatro intervalos estudados, são apresentadas na Figura 5.

Por propósitos comparativos a linha de espessura zero está tentativamente extrapolada em alguns dos mapas, embora pequenas ocorrências isoladas sejam conhecidas em áreas marginais elevadas (Figura 1). As espessuras dos intervalos I_1 e I_2-I_4 incluem, adicionalmente, os sedimentos basais da Formação Rio Bonito e estratos equivalentes, assim como os da Formação Palermo que começaram a se acumular precocemente na parte sul da bacia do Paraná (Figura 6).

Uma subsidência mais acentuada pode ser claramente identificada durante os intervalos G e H (Figuras 5A e 5B), quando depocentros bem definidos se formaram na parte norte da bacia. Uma intensa reorganização estrutural ocorre no intervalo H (Figura 5B), estágio no qual a bacia foi aparentemente basculada para sul e seu flanco NW elevado, tornando-se, assim, uma ampla área exposta aos processos erosivos (Northfleet et al., 1969; Daemon e Quadros, 1970; Santos, 1987). Um amplo alto estrutural, orientado SE-NW e localizado na área do futuro arco de Ponta Grossa, agora separa as partes norte e sul da bacia. Embora a bacia se estenda para sul, até o escudo do Rio Grande do Sul, sua área total apresenta-se reduzida.

Em contraste com as fases precedentes os intervalos I_1 e I_2-I_4 (Figuras, 5C e 5D) parecem ser caracterizados por uma razão de subsidência mais uniforme. Os limites da bacia continuaram a migrar para sul com a sedimentação transgredindo gradualmente sobre o subsidente escudo do Rio Grande do Sul. Nesta época os efeitos do "pré" arco de Ponta Grossa tornam-se menos notáveis.

Uma visão bidimensional N-S da evolução tectono-sedimentar da bacia do Paraná é mostrada nos diagramas da Figura 6. Três principais feições podem ser ali identificadas: a) a restrição gradual do escudo do Rio Grande do Sul devida a subsidência, acompanhada pelo seu progressivo recobrimento por estratos mais novos; b) a contemporaneidade deste processo com a expansão para o norte do mar epicontinental que ocupou a bacia, como é indicado pela migração para o norte dos intervalos marinhos fossilíferos; e c) a deposição diacrônica inicial da Formação Rio Bonito, e intervalos equivalentes, cuja progradação produziu uma "regressão sedimentar" devida a alta razão de deposição durante os intervalos I_1 e I_2-I_4 .

1.3 Reconstruções Paleogeográficas

1.3.1 Dados paleomagnéticos

Embora as reconstruções da curva de deslocamento polar aparente para o Paleozóico na América do Sul contenham um certo grau de incerteza (Pascholati e Pacca, 1976; Tarling, 1991; Ernesto et al., 1991), a paleolatitude da bacia do Paraná pode ser razoavelmente estimada como tendo sido cerca de 40°S, durante o Neocarbonífero.

Outras determinações de paleolatitude para o intervalo Neocarbonífero-Eopermiano, também baseadas na curva de deslocamento polar aparente do Gondwana (Morel e Irving, 1982) mostram a África austral e o sudeste do Brasil localizados a paleolatitudes variando de altas e médias latitudes, ou médias a baixas latitudes (50°-20°S), (Veevers e Powell, 1987; Powell e Veevers, 1987) e até mesmo mais baixas.

1.3.2 Direções do fluxo do gelo

Feições glaciais de primeira e segunda ordens (Hughes, 1987), úteis para a interpretação do fluxo das geleiras neopaleozóicas são relativamente raras. O mapa atualizado da Figura 7 mostra que tais feições, ao longo da margem leste da bacia do Paraná, podem ser agrupadas em quatro conjuntos, *videlicet* : SE-NW, no Estado de São Paulo; NS, na porção sul do arco de Ponta Grossa; SE-NW, na parte central do Estado de Santa Catarina; e radial ao redor do escudo do Rio Grande do Sul.

Um aspecto notável destas feições glaciais, ao longo de grande parte da margem leste da bacia, refere-se à sua evidente coincidência com os elementos estruturais SE-NW. Adicionalmente, as estrias e outras feições paleotopográficas, principalmente os sulcos ou paleovales que irradiam do escudo do Rio Grande do Sul, são também visivelmente controladas pelas principais feições tectônicas. É lícito considerar, portanto, que a estrutura e a paleotopografia do embasamento influenciaram os fluxos das geleiras e foram, reciprocamente, modificadas pela erosão e sedimentação glaciais.

Merece também ser mencionado o fato de ainda persistir alguma incerteza no que se refere à representatividade que os indicadores de fluxo glacial têm em relação ao padrão geral da paleodrenagem do gelo em direção a bacia do Paraná. Com efeito, e tendo em vista o característico poder erosivo do gelo de geleira, a probabilidade de que feições e depósitos antigos tenham sido removidos deve ser seriamente considerada. Contudo, a coincidência integral da orientação das estruturas de abrasão e outras feições encontradas em diferentes níveis estratigráficos do Subgrupo Itararé, é altamente sugestiva que o fluxo das geleiras permaneceu essencialmente inalterado durante a deposição da unidade.

FIGURA 7 - Direções dos fluxos de gelo para o Subgrupo Itararé, ao longo da margem leste da bacia do Paraná. Dados de várias fontes parcialmente reinterpretados.

O fluxo glacial na margem oeste da bacia do Paraná é, contudo menos claro. Nessa região as medidas das orientações de paleocorrentes e feições de deformação de sedimentos feitas por Farjallat (1970) e Frakes e Crowell (1969) indicaram um sentido geral para oeste. Apenas poucas medidas obtidas em sedimentos associados ao arco de Assunção (Figura 1) indicaram um sentido de movimento para NW.

1.3.3 Meso/Neocarbonífero-Eopermiano

Com exceção de uma área relativamente pequena de deposição de clásticos finos (folhelhos negros) na parte central do Estado de Santa Catarina, além de outras ocorrências isoladas de fósseis marinhos em afloramentos na parte norte da bacia do Paraná (Figura 6), outras evidências de extensas condições marinhas não são registradas (Daemon e Quadros, 1970; Santos, 1987). A predominância da deposição de arenitos, quando comparada com a ocorrência de diamictitos, pode refletir o crescimento inicial do Manto de Gelo de Windhoek (MGW) e de outras massas de gelo marginais à bacia (Figura 4A). Dois lobos glaciais, Kaokoveld e Paraná, podem ser reconhecidos na margem nordeste-leste da bacia, enquanto que a cobertura de gelo assentada sobre o escudo do Rio Grande do Sul atinge sua extensão máxima para o norte, alcançando as margens meridionais da bacia do Paraná.

Contemporaneamente, a margem oeste sediava uma capa de gelo local sobre o arco de Assunção, de onde as geleiras se deslocaram para leste e nordeste.

1.3.4 Eopermiano

Durante este intervalo a migração dos depocentros da bacia em direção ao sul foi acompanhada pelo avanço das condições marinhas para o norte, a partir de uma rota marítima (sea way) ao redor do escudo do Rio Grande do Sul. Esta elevação do nível do mar está registrada em afloramentos por camadas fossilíferas marinhas que se estendem para o norte até as partes centrais do Estado do Paraná. A expansão das condições talássicas ocorreu, grosso modo, concomitantemente com uma ampliação da ação glacial nas margens da bacia, que deve ter atingido o seu máximo nesta época (Figura 4B).

Os lobos Kaokoveld e Paraná estiveram ativos na parte norte da bacia enquanto que, nas regiões central e leste do Estado de Santa Catarina, o lobo Rio do Sul se movia para noroeste onde ocupou o embaçamento, ou depressão, de Rio do Sul. Na região sul, parece provável que, acompanhando as mudanças na geometria da bacia, tenha ocorrido uma discreta retração da margem norte da capa de gelo do Rio Grande do Sul em direção ao escudo (Figura 4B).

Na margem oeste da bacia do Paraná, nenhuma evidência de influência glacial é reconhecida durante este intervalo. Os amplos corpos clásticos lobados, progradantes a partir das margens oeste, então elevadas, em direção ao interior da bacia, são desta forma interpretados como predominantemente de origem flúvio-deltaica. Nas partes internas da bacia, estes corpos coalescem entre si e com outros compostos por depósitos glaciogênicos e/ou ressedimentados, ambos derivados de fontes situadas na margem leste.

1.3.5 Eopermiano tardio(I)

Está registrada neste intervalo (Figura 4C) a máxima transgressão marinha ocorrida durante a deposição da sequência Itararé (Figura 6), a qual, ao que tudo parece indicar, coincidiu com o início da atenuação da atividade glacial na bacia do Paraná.

Os sedimentos glaciogênicos associados com os lobos Paraná e Kaokoveld podem ser reconhecidos, sendo que este último provavelmente já se encontrava em retração em direção da borda leste do embaçamento de Rio do Sul. O desvanecimento da cobertura de gelo do Rio Grande do Sul, já iniciada no intervalo H, mostra-se agora grandemente acentuado.

Penecontemporaneamente com este processo de deglaciação, cunhas de clásticos grossos e/ou arenitos flúvio-deltaicos correspondentes à sequência pós-glacial da Formação Rio Bonito, começam a progradar para SW, na parte central e leste do Estado de Santa Catarina. (Figuras 6 e 4C). As ocorrências de camadas marinhas, agora encontradas no norte da área do futuro arco de Ponta Grossa (Figura 4C), parecem indicar o início de uma elevação pós-glacial do nível do mar. Por outro lado, as progradações iniciais dos deltas Rio Bonito estão, provavelmente, relacionadas a uma "regressão sedimentar", causada por excesso de deposição resultante dos ajustamentos isostáticos pós-glaciais iniciais da bacia.

1.3.6 Eopermiano tardio (II)

Em resposta ao reajuste isostático marginal da bacia, amplos corpos progradantes de areia situados em torno da bacia do Paraná

se desenvolveram e acentuaram a tendência de redução da área coberta pelo mar já notada no intervalo anterior (Figura 4D). Alguns destes corpos clásticos são correlacionáveis à Formação Rio Bonito e estratos equivalentes, mas suas discriminações dos sedimentos do Itararé não podem ser feitas adequadamente em mapas que enfatizam a paleogeografia glacial. Esta fase "regressiva sedimentar" ocorreu concomitantemente com uma acentuação do recuo das geleiras do âmbito da bacia do Paraná. As evidências de tal evento incluem a ausência generalizada de sedimentos associados ao lobo de Rio do Sul e a atividade aparentemente reduzida do lobo Paraná. Como consequência, o lobo Kaokoveld no norte e a cobertura de gelo no sul tornaram-se isoladas. Provavelmente ambas também diminuíram em área, enquanto que a cobertura de gelo do Rio Grande do Sul tornou-se grandemente restrita, como resultado do preenchimento dos vales ao redor do atual escudo.

Em grandes áreas da bacia, como a do norte do Estado de Santa Catarina até o norte do Estado do Paraná, uma elevação eustática pós-glacial do nível do mar é reconhecida pela deposição de uma unidade fossilífera marinha relativamente delgada, que caracteriza a parte superior do Itararé e denominada "Folhelho Passinho" (Figura 6). Camadas marinhas rasas, recobrando transicionalmente o Passinho, indicam a ocorrência de uma rápida recuperação isostática precedendo a deposição dos sedimentos flúvio-deltaicos da Formação Rio Bonito.

A ocorrência de diamictitos possivelmente mais jovens associados com pavimentos de clastos estriados, ou recobrando estruturas glácio-tectônicas, por vezes deformando sedimentos flúvio-deltaicos (Martini e Rocha-Campos, 1991), situados na parte superior do Subgrupo Itararé no norte da bacia do Paraná, sugere a manutenção das condições glaciais e reavanços do lobo Kaokoveld nessa região. Assim, parece ser possível que durante a última fase da glaciação neopaleozóica (deglaciação final) as margens glaciais

externas do Manto de Gelo de Windhoek flutuaram extensamente na bacia do Paraná.

1.4 Geometria marginal e a dinâmica do manto de gelo neopaleozóico

As geleiras que alcançaram a bacia do Paraná têm sido interpretadas como representando extensões de um vasto manto de gelo centralizado na África austral (Martin, 1961; Frakes e Crowell, 1969; 1972; Bigarella, 1970; Gravenor e Rocha-Campos, 1983). Contudo, elementos para reconstituição da dinâmica e da geometria marginal do Manto de Gelo de Windhoek nas margens da bacia do Paraná são ainda insuficientes.

Algumas interpretações disponíveis (Frakes e Crowell, 1972; Gravenor e Rocha-Campos, 1983; Santos 1987; Santos et al., 1992a) delineiam margens lobadas para o Manto de Gelo de Windhoek na borda leste da bacia do Paraná. As interpretações de Frakes e Crowell (1972), mostrando as localizações dos lobos Kaokoveld e Paraná, foram baseadas nas delimitações das áreas de maiores espessuras de diamictitos do Subgrupo Itararé.

Mais recentemente Santos (1987) utilizou a combinação de vários elementos, incluindo o mapeamento de litofácies e de espessuras, informações de superfície e distribuição dos elementos topográficos e estruturais, para localizar os principais lobos glaciais e para examinar as mudanças marginais do Manto de Gelo de Windhoek, no tempo e no espaço, ao longo das margens da bacia do Paraná. Embora o valor intrínseco dessas reconstituições não possa ser negado, as delimitações precisas desses lobos, com base nesses tipos de dados, só pode ser preliminarmente esboçada.

Apesar disto, a partir do trabalho de Canuto (1993) foi possível reconstituir as dimensões e as formas aproximadas de um lobo de gelo adicional no sudeste do Brasil. O então denominado lobo de Rio do Sul, representado como tendo 200 quilômetros de comprimento por 100 quilômetros de largura, foi delineado através da distribuição consistente de estrias glaciais e de tilitos subglaciais sobre o embasamento, assim como do mapeamento da variação das espessuras no embaçamento de Rio do Sul. Essa massa de gelo deslocou-se para NW ao longo do eixo da bacia, preenchendo e deprimindo isostaticamente o embaçamento. O alto de Porto União, reconhecido por Medeiros et al. (1973), teria atuado como limite NW do lobo. Verifica-se, pelas informações acima, que as dimensões dessa massa de gelo são comparáveis com as do Pleistoceno, como, por exemplo, as do lobo Des Moines do Neowisconsiano da América do Norte.

Todavia, outras informações a respeito do sentido do movimento do gelo, deduzidas de superfícies estriadas e sulcadas sobre tilitos depositados no escudo do Rio Grande do Sul, em Pinheiro Machado (Tomazelli e Soliani, 1982), ajustam-se ao quadro acima descrito somente em termos parciais. A reinterpretação, contudo, de um fluxo para sul, em Pinheiro Machado, parece ser possível.

A presença de outra massa independente de gelo sobre o arco de Assunção, na borda oeste da bacia do Paraná, como proposta por Frakes e Crowell (1972), ainda permanece conjectural, embora seja sugerida pelos dados litofaciológicos (Figura 5).

No seu deslocamento em direção a bacia do Paraná o Manto de Gelo de Windhoek moveu-se inicialmente sobre um substrato de rochas cristalinas pré-cambrianas e eopaleozóicas e, subsequentemente, sobre sedimentos depositados durante fases de recuo anteriores. Isto deve ter resultado na mudança do comportamento marginal e da dinâmica do gelo (Boulton e Jones, 1979).

A deposição do Subgrupo Itararé foi precedida de longos episódios de erosão paleozóica (Eopaleozóico-Eodevoniano; Neodevoniano-Eocarbonífero) que seguiram o ciclo orogênico Brasileiro (Proterozóico-Eopaleozóico) que afetou o sudeste do Brasil. O relevo topográfico das margens da bacia do Paraná durante a glaciação gondvânica é, desta forma, considerado como tendo sido apenas moderado (Santos, 1987). Esta interpretação é amparada pela presença de minerais pesados de facies metamórficas de alto a médio grau nos arenitos do Itararé (Wu, 1982; 1989), o que denota profunda erosão das faixas dobradas brasileiras. Desde então a paleotopografia tem sido modificada por processos erosivos e pela elevação, no Mesozóico e Cenozóico, da cadeia costeira do sudeste do Brasil.

Quando o gelo atingiu as margens da bacia do Paraná e avançou para suas porções oeste até, pelo menos, 200 km da atual borda erosiva (Canuto, 1993), os lobos glaciais atingiram, por vezes, o nível do mar e se estenderam abaixo dele em condições aterradas. Considerando que, atualmente, verifica-se uma restrição das plataformas de gelo em latitudes maiores do que 65° na Antártida, parece razoável considerar que as margens de gelo do Neopaleozóico foram do tipo maré/inter-maré. Com efeito, as análises litofaciológicas atualmente disponíveis na literatura (Santos, 1987; Canuto, 1993) corroboram esta interpretação.

Uma avaliação da espessura do gelo que atingiu a bacia do Paraná é, entretanto, difícil de ser feita, já que muitas evidências geológicas e glaciológicas, necessárias para a modelagem da espessura e geometria das geleiras, não estão ainda disponíveis. Considerando, contudo, as estimativas de 2.600 metros para a espessura da cobertura de gelo na região central de Windhoek (Visser, 1987), assim como a distância da ordem de 700-900 km até as margens da bacia do Paraná, verifica-se que valores ao redor de 1.500 metros podem ser considerados possíveis. Na

região central do escudo do Rio Grande do Sul a espessura da cobertura de gelo (Eyles e Menzies, 1983), durante sua extensão máxima em direção a margem sul da bacia do Paraná, durante os intervalos G e H (Figuras, 4A, 4B), pode ter sido menor do que 1.000 metros.

Em termos de regime termal do Manto de Gelo de Windhock, verifica-se que a prevalência de condições de geleira temperada é indicada pela sua posição paleolatitudinal, pela abundância de sedimentação subaquêa e pelo caráter das micro e megaflores associadas. Na parte norte da bacia, evidências adicionais de temperaturas rigorosas de inverno e de solo perenemente congelado são fornecidas por pseudomorfos de cunhas de gelo (Rocha-Campos et al., 1977; Péwé, 1966).

Informações de cunho fisiográfico disponíveis são sugestivas de que o declive das rochas do embasamento no âmbito da bacia do Paraná era dirigido para NW e N (Rocha-Campos, 1967; Gravenor e Rocha-Campos, 1983). O tratamento das espessuras do Subgrupo Itararé através da análise de superfície de tendência (Trend Surface Analysis, Fulfaro e Landim, 1976) mostra que, em escala regional, o declive da unidade inferior dessa sequência é N2°W. Em escala local, contudo, a representatividade desse valor não é ainda conhecida.

Tendo em vista sua natureza epicontinental, o mar que ocupou as partes interiores da bacia do Paraná pode ser considerado como relativamente raso. Realmente, as formas bentônicas constituídas por moluscos, braquiópodes e foraminíferos arenáceos, intercalados na sequência Itararé aflorante ao longo da margem leste da bacia, são típicas de plataforma rasa (Rocha-Campos e Rösler, 1978; Santos, 1979; Lima et al., 1983). Fósseis do microplankton marinho, incluindo *Tasmanites* e acritarcas são também encontrados em sedimentos do Subgrupo Itararé que incluem diamictitos (Daemon e Quadros, 1970).

Os múltiplos avanços do Manto de Gelo de Windhoek (mínimo de 6 ou 9) são registrados por tilitos depositados subglacialmente, identificados em diferentes níveis estratigráficos do Subgrupo Itararé (Santos, 1979; 1987; Canuto, 1985). As distâncias máximas que as geleiras alcançaram no interior da bacia do Paraná podem ser estimadas através das estrias e outras estruturas de abrasão glacial e feições geomórficas sobre o embasamento e clastos de pavimentos, assim como através de deformações glacioteclônicas subjacentes a tilitos subglaciais. Vale ressaltar, entretanto, que essas informações fornecem apenas valores mínimos a respeito das distâncias que as geleiras atingiram no interior da bacia do Paraná. Desta forma, o volume de gelo que cobriu o sudeste brasileiro não pode ser estabelecido, enquanto que o máximo da glaciação pode ser interpretado somente com base no número de lobos e na reconstituição das suas áreas.

1.5 Estudo de um modelo de glaciação/deglaciação

Serão discutidas a seguir as implicações da evolução paleogeográfica descrita anteriormente para a interpretação do modelo da deglaciação neopaleozóica da bacia do Paraná. Deve ser considerado, contudo, que o termo deglaciação será usado de forma livre e no sentido de se referir a períodos de exposição de uma determinada área, anteriormente recoberta por gelo glacial, resultante do recuo de uma geleira. O termo inclui, portanto, episódios curtos e recorrentes no tempo (interestaduais/interglaciais), assim como a diminuição irreversível do gelo em área, representando assim a deglaciação (AGI, 1976). Apesar das estreitas relações entre as geleiras neopaleozóicas da bacia do Paraná e o Manto de Gelo de Windhoek (MGW), a discussão que se segue basear-se-á, predominantemente, nas evidências preservadas

naquela bacia. Vale lembrar, ainda, que a consideração de fatores astronômicos e/ou outros (e.g. geoquímicos), que são, no geral, aceitos como responsáveis por, ou influentes no processo de início e término das glaciações, está além dos objetivos do presente estudo.

1.5.1 Início da glaciação

O "modelo polar" (Eyles, 1993), segundo o qual o deslocamento do Gondvana em altas latitudes foi acompanhado de uma mudança diacrônica dos centros glaciais, tem sido proposto por vários autores (e.g. Crowell e Frakes, 1970; Crowell, 1978; Caputo e Crowell, 1985) para explicar a extensiva glaciação paleozóica no continente do Gondvana. Infelizmente os dados paleomagnéticos para reconstrução da curva de migração polar do oeste do Gondvana, que inclui a América do Sul e a África, durante o Neopaleozóico, não são inteiramente consistentes. Esses dados indicam, grosso modo, paleolatitudes variando de 50° a 20° S para o sudeste do Brasil e sul da África durante o Permo-Carbonífero.

A primeira menção a um registro da glaciação neopaleozóica na área andina da América do Sul mais precoce do que o da bacia do Paraná, se deve a Frakes e Crowell (1969), que atribuíram essa diferença primordialmente à elevação da área e não a sua posição paleolatitudinal. Seguindo a mesma linha de argumentação, Powell e Vivers (1987) consideram que uma acentuada elevação associada a uma orogênese na América do Sul durante o Eocarbonífero (Namuriano) poderia ter provocado a ocorrência de glaciação de montanha, de média latitude ("modelo adiabático", Socci, 1992; Eyles, 1993), na região andina, antes do início do crescimento dos mantos de gelo continentais. Contudo, algumas informações mais recentes a respeito de um início mais precoce (Tournasianiano-

Eoviseano) da sedimentação glacial em algumas bacias andinas (e.g. bacia de Paganzo, Argentina), e antecedendo a orogênese namuriana (Gonzales, 1983), não foram confirmadas por Limarino e Cesari (1992). Este aparente atraso no início da glaciação na bacia do Paraná, quando comparado com as bacias subandinas, pode refletir um retardamento da preservação dos sedimentos glaciais em vez de uma mudança paleolatitudinal dos centros glaciais (Eyles, 1993). Outrossim, o fato de sedimentos mais antigos do Subgrupo Itararé terem sido recentemente encontrados na faixa de afloramento e, também, nas partes mais profundas da bacia (Daemon e França, 1993), recomenda que esta questão seja considerada com a devida prudência.

Com efeito, as mesmas dificuldades foram também salientadas por Visser (1990) quanto à datação das rochas glaciogênicas da Formação Dwyka na África austral. Realmente, a interpretação de que o início da glaciação neopaleozóica no sul da África teria ocorrido no Neowestfaliano-Eostefaniano estabeleceria, conseqüentemente, uma relação de contemporaneidade com os sedimentos glaciogênicos mais antigos reconhecidos na bacia do Paraná. Por outro lado, a interpretação de uma idade eoartinskiana para as camadas superiores da Formação Dwyka difere da idade kunguriana estabelecida por Daemon e Quadros (1970) para as camadas do topo do Subgrupo Itararé.

As usuais dificuldades em relacionar a idade das assembléias florísticas e faunísticas neopaleozóicas da América do Sul e África à escala internacional do tempo geológico derivam, em grande parte, do seu caráter endêmico, assim como da ausência geral de invertebrados marinhos diagnósticos, tais como fusulinídeos, conodontes e cefalópodes.

Outras tentativas de correlação entre as seqüências do sul da África e da América do Sul têm sido também baseadas na presunção de que as bacias ali localizadas tenham sido atingidas,

contemporaneamente, por uma transgressão pós-glacial e deposição de sedimentos marinhos, incluindo extensos depósitos de folhelhos marinhos (e.g. intervalo de *Eurydesma* do Eopermiano e camadas equivalentes de Visser, 1990). A correlação tentativa entre a Formação Bonete da Sierra de la Ventana, Argentina, e as camadas "pós-glaciais" Passinho da bacia do Paraná (Rocha-Campos e Rösler, 1978), indica que a sedimentação glacial pode ter persistido após o tempo *Eurydesma*, tanto no sul da África (Visser, 1990), como no norte da bacia do Paraná.

Várias evidências até aqui discutidas parecem favorecer a hipótese de que as geleiras que atingiram a margem leste da bacia do Paraná relacionaram-se com a expansão do MGW, então localizado sobre as terras altas de Windhoek, na Namíbia e Angola. As direções dos antigos fluxos de gelo identificadas nas terras altas de Windhoek, como mostradas pela distribuição de paleovales (Martim, 1961, 1975, 1981; Visser, 1987), se ajustam muito bem às orientações das estruturas de abrasão e de outras feições glaciais da borda leste da bacia (Figuras 4,7). Desta forma, estas informações favorecem a interpretação de que as terras altas atuaram como centro dispensor de gelo em direção a bacia do Paraná.

Em termos de posição paleogeográfica e dinâmica das geleiras, algumas considerações podem já ser feitas. A expansão do MGW parece ter resultado, inicialmente, a partir da combinação de alta altitude (3.000 metros, aproximadamente, Visser, 1987) e paleolatitudes moderadamente altas das terras altas de Windhoek. A partir dos trabalhos de Santos (1987) e Santos et al. (1992a), tornou-se evidente que as partes marginais do manto de gelo, na bacia do Paraná, sofreram consideráveis flutuações no tempo e no espaço durante a glaciação neopaleozóica (Figuras 4A-D).

De acordo com o que é indicado pelos eventos de expansão ou retração das margens glaciais lobadas, a variação em intensidade

da ação glacial esteve associada com a ocupação gradual da bacia do Paraná por um mar epicontinental raso. Este processo parece ter sido o responsável pela disponibilidade da umidade necessária para alimentar o Manto de Gelo de Windhoek (Santos, 1987; Santos et al., 1992a). O efeito de amplos mares intracontinentais como possíveis fatores moderadores do clima continental, com fortes efeitos sazonais, inclusive no supercontinente do Gondwana (Crowley, et al., 1992; Eyles, 1993), através da disponibilidade de umidade junto as coberturas de gelo interiores sobre áreas elevadas, foi também proposto por Eyles (1993).

Outro aspecto importante do desenvolvimento paleogeográfico da bacia do Paraná, refere-se à provável interação e retroalimentação paleoclimática entre o ciclo transgressivo-regressivo neopaleozóico (Zalan et al., 1991) e a glaciação. A longa duração e as profundas mudanças na arquitetura da bacia, ocorridas durante o ciclo permo-carbonífero (cerca de 65 Ma), estão provavelmente relacionadas com fases de interação de placas, como sugerido por Zalan et al., 1991.

1.5.2 Recorrência da glaciação

As primeiras tentativas de identificação de um padrão recorrente de sedimentação glacial na bacia do Paraná envolveram o reconhecimento de camadas de tilitos amplamente distribuídos em área (Beurlen, 1955; 1956), assim como a interpretação de "ciclos" sedimentares resultantes de avanços e recuos das geleiras.

Já Leinz em 1937, e posteriormente Frakes e Figueiredo (1967), haviam notado que as litologias mais comuns do Subgrupo Itararé (i.e. diamictitos, lamitos, arenitos e ritmitos) pareciam compor ciclos, que podiam ser reconhecidos pelo menos localmente. Contudo, as controvérsias surgidas posteriormente, e envolvendo a

identificação de tilitos subglaciais representativos de avanço de condições glaciais, o truncamento e a ocorrência restrita de muitos ciclos, não permitiram que os modelos propostos fossem usados de forma generalizada.

Todavia, várias seqüências, de alguns metros de espessura - e compostas, nas suas partes inferiores, por tilito subglacial sobre pavimento estriado, seguido por ritmitos lacustrinos regulares (varvito) e/ou lamitos, recobertos em contato erosivo por arenitos fluviais - reconhecidas particularmente no interior de paleo-vales (Rocha-Campos et al., 1969; Lopes et al., 1986), têm sido interpretadas como seqüências terrestres de deglaciação.

Mais recentemente a identificação de paraseqüências controladas eustaticamente (no sentido de Posamentier et al., 1988) foi também proposta por Gama Jr. et al., 1991. Segundo estes autores as superfícies de erosão ou não deposição, que truncam intervalos compostos por depósitos glaciais terrestres recobertos por camadas deformadas de diamictitos, lamitos e arenitos, ressedimentados por processos de fluxos gravitacionais subaquáticos (escorregamentos; correntes de turbidez de alta densidade), corresponderiam à superfícies marinhas de inundação (nível de mar alto). Contudo, esta interpretação apresenta, ainda, algumas inconsistências relacionadas com as superfícies erosivas inferiores, já que suas extensões regionais permanecem ainda não demonstradas. No entanto, um possível modelo alternativo considera que intercalações repetitivas de delgadas camadas fossilíferas marinhas, dentro do Subgrupo Itararé e regionalmente distribuídas (Mafra, Guaraúna, Ortigueira, Passinho, etc), seriam indicativas de períodos de máxima transgressão marinha, controladas eustaticamente (interglacial, pós-glacial), sobre a margem leste da bacia do Paraná. Segundo esse esquema as seqüências estratigráficas genéticas (Galloway, 1989), de algumas dezenas de metros de espessura e situadas entre duas intercalações marinhas,

teriam como prováveis equivalentes em direção ao continente, as seqüências de deglaciação compostas por leques pró-glaciais marinhos proximais e os ciclos de deglaciação terrestre descritos acima. Verifica-se, portanto, que este modelo não difere, em seus contornos, daqueles idealizados por Leinz (1937) e Frakes e Figueiredo (1967).

O reconhecimento de tilitos subglaciais recobrando superfícies estriadas e pavimentos de clastos, assim como de embasamento cristalino e/ou sedimentar glaciotectionizado (Santos, 1979: Canuto, 1985, 1993), ocorrentes intraformacionalmente em diferentes níveis do Subgrupo Itararé, sugere pelo menos nove fases de avanço glacial na região leste da bacia do Paraná. Não obstante a extrema relevância dessas informações para a reconstituição da paleogeografia da glaciação neopaleozóica na bacia do Paraná, seu significado ainda não está, contudo, inteiramente claro já que elas podem representar tanto fases reais de glaciação, como, simplesmente, flutuações na dinâmica do Manto de Gelo de Windhoek.

Adicionalmente, e tendo em vista que o poder de resolução dos dados paleontológicos disponíveis é reconhecidamente limitado, não é possível, no momento, correlacionar com precisão os diferentes avanços glaciais como também estimar suas durações. De fato, e da mesma forma como o que ocorre em muitas bacias glaciadas, também grande parte do registro preservado na bacia do Paraná representa seqüências de "deglaciação" ou não glaciais. Tendo em vista suas espessuras, que em alguns casos podem atingir dezenas de metros e exibir nenhuma evidência de influência glacial, estas seqüências podem representar longos intervalos de tempo. Esta presunção é amparada pela associação, a essas seqüências, de algumas camadas contendo delgados leitos de carvão (cm-dm; Martini e Rocha-Campos, 1991), o que implica em melhoria climática e desenvolvimento de solo.

Vale lembrar, ainda, que o sucesso no estabelecimento de uma estratigrafia glacial neopaleozoica na bacia do Paraná é, ainda, limitado, principalmente devido à raridade de bons afloramentos e às dificuldades de sua correlação (Santos, 1979; 1987; Canuto, 1985, 1993).

Espera-se, contudo, que um registro sedimentar mais contínuo possa ocorrer em subsuperfície na bacia, onde a espessura do Subgrupo Itararé alcança valores superiores a 1.300 metros. Desta forma, o exame de testemunhos de sondagens de alguns intervalos (Eyles, 1993), assim como de dados geofísicos, poderá fornecer modelos mais adequados para uma interpretação mais detalhada da história glacial.

1.5.3 Deglaciação

Em decorrência do espectro de condições sugeridas pelo "modelo polar" para o início da glaciação neopaleozóica, o deslocamento contínuo do Gondvana através de altas latitudes pode ter resultado no declínio gradual e na deglaciação final do Gondvana (Caputo e Crowell, 1985). As mudanças paleomagnéticas associadas com esse processo, introduz uma dificuldade adicional na análise do padrão de deglaciação na bacia do Paraná, como também em outras bacias gondvânicas, em comparação com os modelos disponíveis para o Cenozóico (e.g. Andrews, 1987; Ruddiman, 1987; Hughes, 1987).

Alguns subsídios relevantes para o entendimento da questão dos padrões e mecanismos das deglaciações, inclusive durante o Neopaleozóico, derivam do conhecimento dos modelos de deglaciação dos mantos de gelo cenozóicos do hemisfério norte.

O esquema evolutivo básico envolve a ocorrência de episódios de deglaciação mais curtos e reversíveis, observados durante os

interestádios (períodos de melhoria climática durante os glaciais), e de uma fase final de colapso irreversível das massas de gelo continentais, ou redução rápida do volume de gelo, característico da deglaciação final (interglacial). Um outro padrão deriva da localização e importância relativa dos diversos componentes dos atuais mantos de gelo, isto é: gelo terrestre, gelo marinho, plataformas de gelo e correntes de gelo, que se supõem devam também ter existido no passado, no controle das deglaciações.

O esclarecimento dessas questões, de capital importância para a elaboração de modelos de deglaciação mais adequados, é reconhecidamente difícil, mesmo no caso do registro da última deglaciação, ocorrida entre o final do Pleistoceno e início do Holoceno (entre 17 a 7 mil anos).

A atuação dos componentes acima pode, provavelmente, ser deduzida a partir da análise de sedimentos glácio-lacustrinos (terrestres) e da plataforma continental. Tal a abordagem está, felizmente, disponível, e pode, na verdade, ser a única, no estudo das glaciações pré-cenozóicas.

A utilização dos modelos de deglaciação derivados do estudo da glaciação cenozóica, na reconstituição da história glacial neopaleozóica, encontra, não obstante, sérias limitações, já que vários dos importantes elementos utilizados no modelamento não ficaram registrados, ou não foram identificados nos sedimentos preservados na bacia do Paraná, ou no seu embasamento. Incluem-se aí várias das feições da geologia glacial de primeira e segunda ordens (Hughes, 1987), tais como, o relevo topográfico subglacial e as lineações transversais (p.ex., os vários tipos de morainas transversais).

Algumas características e feições gerais dos mantos de gelo neopaleozóicos, inclusive a distribuição de alguns dos seus

componentes, podem, contudo, ser deduzidas, produzindo, assim, um cenário "fisiográfico" (Gravenor e Rocha-Campos, 1983; Santos, 1987), que embora incompleto, é útil para a comparação com os modelos disponíveis, em particular com o modelo geomórfico da última deglaciação do manto da Laurêntia, elaborado por Hughes (1987).

Uma diferença notável entre as glaciações cenozóicas e neopaleozóicas reside no fato de a primeira ter ocorrido sobre áreas continentais praticamente estáveis, do ponto de vista paleolatitudinal, enquanto que a segunda desenvolveu-se durante a migração do Gondvana em direção ao norte. Por essa razão, é muito provável que as variações climáticas tenham tido papel preponderante no controle da dinâmica dos mantos de gelo gondvânicos.

Muitas informações relevantes sobre as características dos mantos de gelo, tais como, a distribuição e importância relativa dos seus componentes terrestres e marinhos, podem ser obtidas através do estudo sedimentológico dos depósitos glaciolacustrinos ou da plataforma continental. Adicionalmente, associações de litofacies produzidas durante diferentes condições de estabilidade (margem de gelo terrestre; margem intermaré; margem de maré; linha de aterramento de plataforma de gelo confinada; frente de fragmentação de plataforma de gelo confinada), ou de desestabilização, são distintas. Conseqüentemente o reconhecimento de diferentes associações de facies deve permitir deduzir diferenças climatológicas no registro sedimentar de glaciações antigas.

Com relação aos depósitos neopaleozóicos da bacia do Paraná, evidências sedimentológicas (e paleontológicas) permitem deduzir que o manto de gelo gondvânico, em diferentes fases de sua história, teria incluído componentes terrestres e marinhos (Gravenor e Rocha-Campos 1983; Santos, 1987).

Vários tipos de condições podem ter ocorrido marginalmente, à medida que o gelo atingiu o ambiente marinho envolvendo, possivelmente, margens do tipo intermaré e maré, associadas a embaixamentos ou sub-bacias, onde facies do tipo glácio-estuarina têm sido reconhecidas (Santos, 1987; Machado, 1989). O desenvolvimento de plataformas de gelo confinadas ou não-confinadas é duvidosa, com base nas evidências de litofacies disponíveis. Considera-se que a natureza temperada das geleiras neopaleozóicas seria um fator desfavorável ao desenvolvimento extensivo de plataformas de gelo (Santos, 1987).

Martini e Rocha-Campos (1991) discutem alguns aspectos da sedimentação interglacial/interestadial e pós-glacial do Subgrupo Itararé associada a melhoria climática e formação de seqüências com carvão. A partir desses dados, é evidente que a história da sedimentação glacial envolveu períodos relativamente longos de melhoria climática, acompanhados do desenvolvimento (ou expansão) de uma flora razoavelmente diversificada e abundante o suficiente para dar origem às camadas de carvão interglaciais da parte norte da bacia do Paraná. Durante esses intervalos, evidências de sedimentação glacial podem ser pouco nítidas, representadas por diamictitos ressedimentados através de processos de fluxo gravitacional de massa, ou pela presença de clastos dispersos em seqüências de sedimentos fluviais, deltaicos ou mesmo marinhos. A megafloora é comparável às associações de *Botrychiopsis* e *Gangamopteris*, que Retallack (1980) considera equivalentes aos ambientes de tundra e boreal, respectivamente. Vale notar, adicionalmente, que uma microflora relativamente diversa, incluindo componenetes pteridofíticos e gimnospérmicos configurando, respectivamente, associações de terras baixas úmidas e de áreas relativamente mais altas e secas, circundantes, é de ocorrência relativamente comum em toda seqüência sedimentar do Subgrupo Itararé. Em conjunto, portanto, os dados paleobotânicos

são compatíveis com o caráter temperado atribuído à glaciação permo-carbonífera (Santos, 1987).

Além das evidências de flutuações climáticas acima apontadas, outros indícios sobre os mecanismos envolvidos nas deglaciações, durante o Neopaleozóico, podem ser obtidos da análise faciológica dos pacotes sedimentares que registram a transição glacial pós-glacial.

Como um padrão geral, diamictitos da parte superior do Subgrupo Itararé, abaixo dos arenitos fluviais/deltaicos da Formação Tatuí, mostram evidências generalizadas de ressedimentação, através de diferentes tipos de processos de fluxo gravitacional de massa, em ambientes lacustrinos ou marinhos. A maioria dos corpos pode corresponder, a "tilitos de fluxo" (lato sensu), freqüentemente associados a feições de escorregamentos e deslizos, e a massas ou inclusões de arenitos deformados, às vezes caoticamente misturados, e corpos deltaicos progradantes. Na área de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina, onde excelentes afloramentos exibem a transição Itararé-Rio Bonito, facies glácio-proximais são predominantemente constituídas de arenitos e conglomerados, com intercalações subsidiárias de diamictitos, e as distais por diamicto mais abundante, camadas finas contorcidas de arenitos, e clastos caídos, às vezes estriados.

Essas associações complexas de facies podem ser o resultado de flutuações do nível do mar, associadas aos vanços e recuo das geleiras em recessão, dando origem a alternâncias de condições marinhas e terrestres em embaiamentos ou golfos locais. Transgressão marinha extensa é marcada pela ocorrência ampla de siltitos/folhelhos escuros, que formam unidades mapeáveis em Santa Catarina e Paraná (Medeiros e Thomas Filho, 1973; Canuto, 1985). Na parte leste do Paraná, o folhelho Passinho, no topo do Subgrupo Itararé, corresponde a uma transgressão marinha generalizada, provavelmente associada à última deglaciação. A seção de folhelho

passa, localmente, a arenitos marinhos rasos, diretamente sobrepostos pelos arenitos progradantes, fluviais/deltaicos da Formação Rio Bonito, com camadas de carvão.

Possíveis exceções a esse quadro geral da deglaciação, contudo, ocorrem. No norte de Santa Catarina, Canuto (1985) descreveu tilitos basais de alojamento, na Formação Rio do Sul, poucos metros abaixo do contato com a Formação Rio Bonito, indicando não somente proximidade do gelo, mas reavanços das geleiras.

Uma situação paleoclimaticamente mais complexa é mostrada em seções do Subgrupo Itararé, na parte norte da bacia do Paraná, nas quais ocorrem tilitos basais, identificados como tais pela intercalação do pavimento de clastos estriados, ou ocorrência de feições de cisalhamento e glacioteclônicas afetando seqüências fluviais subjacentes, contendo camadas de carvão. Tais casos, ainda de interpretação algo controversa (Nagali e Consoni, 1984; Rocha-Campos et al., 1986; Fúlfaro et al., 1984; 1991), podem indicar a ação de geleiras em fase de "surge", durante o evento de deglaciação final.

O contato com frentes de geleira é também indicado pela ocorrência de conjunto de sulcos afetando ritmitos glaciolacustrinos (varvitos) da parte superior da Formação Rio do Sul, em Santa Catarina, contendo numerosos clastos caídos e montículos de despejo de icebergs (Santos et al., 1992b).

As situações acima sugerem que a fragmentação ao longo de margens de geleiras aterradas na região litorânea ou em lagos pró-glaciais, pode ter sido um dos mecanismos de desintegração das geleiras neopaleozóicas. Em todos os casos mencionados, as espessuras dos sedimentos envolvidos na transição glacial/pós-glacial são relativamente pequenas, o que é consistente com o conceito de que a deglaciação é um fenômeno geologicamente

instatâneo (Hughes, 1987). Essa mesma dinâmica de deglaciação pode ser também reconhecida na seqüência sedimentar glacial da Formação Polonez Cove, Terciário da ilha Rei George, Antártida. Como será visto em detalhe mais adiante o modelo deposicional da deglaciação mais adequado parece ali corresponder ao de um leque submarino construído em condições marinhas proximais rasas, em frente a uma margem glacial aterrada em recuo. Também neste caso a deposição foi rápida, predominantemente através de processos de fluxo gravitacional de sedimentos, que incluíram correntes de turbidez de alta densidade e fluxos de detritos.

Como já visto pelos comentários feitos nos parágrafos precedentes, o registro sedimentar do Subgrupo Itararé fornece algumas indicações a respeito de alguns dos possíveis mecanismos de deglaciação que operaram na bacia, mesmo a despeito de faltarem algumas evidências críticas tais como as posições das margens de gelo em recuo e o ritmo desse processo. Algumas referências foram também já feitas anteriormente a respeito de algumas feições gerais da evolução paleogeográfica da glaciação neopaleozóica na bacia do Paraná. Contudo, outras informações adicionais derivadas da análise estratigráfica de seções locais, representativas de facies glaciais terrestres e glácio-marinhas, são interpretadas como documentários da transição entre os depósitos de avanço do gelo e aqueles formados durante as fases de deglaciação e/ou pós-glaciais. Algumas seções representativas dessa transição, e suas relações com a história glacial neopaleozóica, serão descritas e discutidas a seguir.

1.5.3.1 Embaiamento de Rio do Sul:

Canuto (1993) descreveu o embaiamento de Rio do Sul como uma área ampla, de deposição relativamente espessa (cerca de 400

metros), onde predominam clásticos finos atribuídos à Formação Rio do Sul (Figura 8). A subsidência da área, iniciada durante o Eopermiano (Intervalo Bioestratigráfico H), foi controlada por sistemas de falhas interseccionais SE-NW e NE-SW, e resultou em uma depressão ampla (Depressão de Rio do Sul; Santos, 1987), de 200 km de comprimento por 100 km de largura, com seu eixo maior orientado SE-NW, situada junto a margem leste da bacia do Paraná na região centro-este do Estado de Santa Catarina (Figura 5B). Os altos de Porto União e Canoinhas, com uma sela de permeio, delimitam o embaçamento a noroeste.

Estrias e outras feições de abrasão glacial sobre rochas do embasamento indicam que, durante o Eopermiano, um lobo de gelo aterrado do Manto de Gelo de Windhoek moveu-se para noroeste e ocupou a depressão (Figura 8). Ao que parece, este lobo de gelo estendeu-se até a região do alto de Porto União-Canoinhas, onde se estabilizou provavelmente em condições de margem aquática de maré/inter-maré (Santos, 1987; Santos et al., 1992a; Canuto, 1993). Os depósitos resultantes desse avanço do gelo correspondem à delgadas porções de tilito subglacial, maciço, compacto e foliado, extensivamente distribuído na bacia, e raros detritos de fusão de gelo preservados em sulcos subglaciais.

Estes sedimentos foram seguidos por depósitos de derivação local constituídos por diamictitos, com estratificação pobre a boa (fluxo de detritos), e/ou ritmitos regulares com clastos caídos ("varvitos"), que representam os sedimentos associados a uma margem de gelo em retração. A ausência generalizada de depósitos subáqueos de lavagem (pró-glacial) e representativos de condições glácio-marinhas proximais, é sugestiva de retração rápida do gelo (Edwards e Foyn, 1981; Powell, 1981; Anderson et al., 1984). Esse recuo da geleira foi acompanhado pela elevação do nível do mar e inundação da bacia de Rio do Sul, então subsidente e isostaticamente deprimida, provavelmente através de uma abertura

FIGURA 8 - Seção estratigráfica da parte superior (Formação Rio do Sul) do Subgrupo Itararé no embasamento de Rio do Sul. Detalhe mostra seção da parte superior da Formação Rio do Sul. FRB: Formação Rio Bonito.

situada em suas porções NW. Este episódio de deglaciação foi, aparentemente, um fenômeno rápido e resultou da combinação do despegamento do gelo de seu substrato e intensificação do processo de perda de massa por fragmentação ("calving") nas margens do lobo de Rio do Sul. Uma subsequente e persistente fase de deposição marinha profunda está registrada por uma espessa seção de argilas escuras, com abundantes clastos caídos, que se tornam gradativamente mais raros para o topo, onde desaparecem completamente.

A deposição de sedimentos de águas profundas ocorreu associadamente à freqüentes episódios de fluxos gravitacionais de massa de turbiditos arenosos, de conglomerados e diamictitos arenosos escorregados e ressedimentados, que se movimentaram das margens para o centro da bacia, formando amplos lobos e/ou leques clásticos. Estes corpos sedimentares representam, possivelmente, o resultado da ressedimentação dos detritos originalmente transportados para as margens da bacia pelas correntes de degelo. Os mecanismos responsáveis pelo início desses fluxos densos podem ter resultado principalmente da combinação da subsidência contínua, controlada tectonicamente, com as mudanças do nível do mar.

A possibilidade de um último avanço da frente do gelo, neste caso de curta duração, registrado na parte superior da Formação Rio do Sul, é ainda sugerida pela ocorrência de depósitos marinhos pró-glaciais proximais em pontos localizados na margem da bacia. Contrariamente ao que poderia ser esperado, contudo, as evidências de sedimentação subglacial associadas com o avanço da geleira não foram ainda identificadas. Não obstante essa restrição, a proximidade de uma margem de gelo na área é claramente evidenciada pela reincidência de clastos caídos nas argilas escuras, como também pela intercalação de uma associação faciológica constituída por espessos ritmitos regulares, arenitos deltaicos sigmoidais ou

caoticamente ressedimentados, além de diamictitos e conglomerado contendo clastos de grandes dimensões.

Os ritmitos regulares, além de abundantes clastos caídos, contém, também, pelotas de tilito e montículos e lentes de detritos despejados ("dumped") pelo derretimento de icebergs flutuantes, e lentes de detritos possivelmente acumulados de icebergs aterrados. A possível natureza várvida (sazonal) dos ritmitos (Rocha-Campos e Sundaram, 1981; Rocha-Campos et al., 1981), aliada a sua associação próxima com folhelho escuro, superior, indicativo de condições marinhas, de um lado, e as condições de água doce ou salinidade muito baixa, requeridas para a formação de varves, de outro, sugerem a deposição do sedimento sob condições de influxo intenso de grandes volumes de água de degelo, a partir de geleira próxima, em processo de fragmentação ("calving"). É igualmente possível que a formação do ritmito tenha ocorrido em um entalhe, ou embaçamento, costeiro, isolado por oscilação do nível do mar e dominado pelo influxo de água doce (Santos et al., 1992b).

Uma facies caracterizada por interlaminações de folhelho siltoso e arenito fino, contendo estruturas hummocky, linsen, wavy e flaser, segue transicionalmente o folhelho escuro evidenciando, assim, o estabelecimento de condições marinhas com influência de maré logo abaixo dos arenitos deltaicos progradantes da Formação Rio Bonito. Esta seqüência indicativa de diminuição da profundidade da água representa, provavelmente, o resultado do reajustamento isostático pós-glacial da margem da bacia. A presença de raros clastos isolados nos estratos marinhos rasos pode ser indicativa de transporte por gelo sazonal e a permanência de condições frias naquela área da bacia.

1.5.3.2 Centro-leste do Estado de São Paulo.

Um exemplo de uma seqüência sedimentar interpretada como resultante do avanço e recuo da margem terrestre do MGW, ocorre na região centro-leste do Estado de São Paulo.

Sedimentos da parte superior do Subgrupo Itararé expostos próximo a Cerquilha (Figura 9) incluem depósitos flúvio-deltaicos contendo delgados leitos de carvão ("interglacial"), assim como sedimentos fluviais pró-glaciais, que mostram evidências de terem sido afetados por deformações sob a forma de dobras recumbentes, de arrasto, falhas e estruturas de cisalhamento. Os estratos deformados são recobertos, diretamente, ao longo de uma superfície erosiva horizontal e de contato tectônico, por um diamictito, com 1 metro de espessura, de matriz silto-argilosa, maciço e pobre em clastos. Acima e abaixo da zona deformada, que atinge de 3 a 4 metros de espessura, os estratos estão em atitude horizontal.

As estruturas exibem uma geometria consistente, indicando uma vergência predominante para SW, tendo sido desenvolvidas sob um esforço horizontal orientado NNE-SSW e são interpretadas como de origem glácio-tectônica associadamente a um reavanço do gelo na área.

Nesse contexto a geleira se moveu para SW sobre sedimentos relativamente moles e deformáveis, sobre os quais depositou o tilito subglacial. Este exhibe, em sua base, estruturas de cisalhamento paralelas e inclinadas a montante da geleira, assim como cunhas clásticas introduzidas nos sedimentos subjacentes, provavelmente durante o processo de deposição subglacial. A presença de um matacão de granito, com cerca de 2 metros de diâmetro, situado na base do diamictito e nele penetrando, originou ali uma zona menos compressível de maior força de resistência ao cisalhamento durante a deformação. O alívio do

GRANULOMETRIA

FACIES

FIGURA 9 - Seção estratigráfica da parte superior do Sub-grupo Itararé próximo a Cerquilha.

esforço deu-se através de fraturas de cisalhamento e pelo destacamento de uma cunha de diamictito que foi empurrada contra o lado do matacão voltado para a região a montante da geleira. O mesmo processo provocou, também, a deformação das areias conglomeráticas pró-glaciais no lado do matacão voltado para juzante da geleira.

Este corpo de diamictito é recoberto por camadas dispostas em padrão cíclico, e compostas de arenito depositados por correntes entrelaçadas, provavelmente em condições pró-glaciais distais. O topo deste intervalo exhibe deformações, sob a forma de fraturas de cisalhamento e pequenas dobras recumbentes, em um nível situado logo abaixo de um outro diamictito, de matriz silto-arenosa e com poucos clastos dispersos. Tal situação pode, portanto, ser interpretada como representando um outro reavanço da geleira na área. Já em termos do contexto paleogeográfico regional a seqüência acima descrita parece ser representativa de condições marinhas marginais (Martini e Rocha-Campos, 1991). Neste sentido, vale lembrar que os siltitos e carbonatos transgressivos pós-glaciais da sobrejacente Formação Tatuí ocorrem apenas a alguns metros acima do diamictito superior (Figura 9).

Algumas das feições observadas no afloramento de Cerquilho permitem adiantar algumas inferências a respeito da reologia e das condições dos esforços operantes sob as geleiras paleozóicas e da sua dinâmica. Neste sentido, o estilo da deformação e a ausência, no diamictito, de material incorporado a partir dos sedimentos deformados subjacentes, são interpretados como sugestivos da existência de um substrato não congelado, saturado e com pressão hidrostática intersticial levada, razoavelmente inconsolidado. O fato das geleiras interagirem com os sedimentos sobre os quais se deslocam, vem sendo investigado em detalhe (e.g. Boulton e Hindmarsh, 1987; Alley et al., 1987) e novos conceitos estão sendo introduzidos nos modelos glácio-dinâmicos dos mantos de gelo

modernos. Pesquisas recentes a respeito dessa interação gelo/sedimento (e.g. Boulton, 1979; Boulton e Jones, 1979; Hart e Boulton, 1991; Hart et al., 1990) têm demonstrado que a deformação dos substratos subjacentes às geleiras constitui um fator importante que influencia a estabilidade e o mecanismo de "surge" das margens das geleiras temperadas (Clarke et al., 1984). Desta forma, no caso da seção registrada em Cerquilho, este modelo pode oferecer uma explicação para o processo relativamente rápido da deglaciação, como é indicado pela pequena espessura dos sedimentos.

1.5.3.3 Escudo do Rio Grande do Sul.

Os elementos principais da evolução tectônica e paleogeográfica do escudo do Rio Grande do Sul, no contexto da glaciação paleozóica, foram já anteriormente analisados (Figuras 4, 5 e 6).

Em conformidade, portanto, com essas referências, a área pode ser caracterizada como um amplo elemento estrutural positivo, que esteve submetido a erosão durante a maior parte do tempo de deposição do Subgrupo Itararé, sendo gradativamente recoberto, transgressivamente, durante o preenchimento sedimentar terrígeno da bacia do Paraná (Figuras 4A-D). As evidências fornecidas pelas litofacies, assim como pelas feições resultantes do fluxo do gelo, são indicativas que o escudo abrigou uma capa de gelo ou, até mesmo, uma extensão lobada do MGW.

Os ajustamentos isostáticos, devidos ao peso da extensa massa de gelo, podem ter se constituído em um fator que ajudou a acentuar a subsidência da porção sul da bacia, iniciada no intervalo bioestratigráfico H (Figuras 5A-6D). Apesar do longo tempo de permanência do gelo naquela região (intervalos

bioestratigráficos G a I_2 - I_4), não há nenhuma evidência de uma área central deprimida no escudo, similarmente ao que ocorre na bacia Hudson Bay. Este fato, contudo, pode ser explicado pela atuação de processos isostáticos e erosão subseqüentes de reajustamento.

As datações disponíveis para os sedimentos do Subgrupo Itararé, localizados ao redor do escudo do Rio Grande do Sul, indicam idades variando desde o topo do intervalo bioestratigráfico H até os intervalos I_1 e I_2 - I_4 , e correspondentes, portanto, a parte mais jovens dessa seqüência. A partir da extensão máxima das geleiras, quando elas alcançaram e, provavelmente, adentraram a bacia do Paraná durante os intervalos G e H, as massas de gelo então gradualmente recuaram em direção a área central do escudo, particularmente durante os intervalos I_1 e I_2 - I_4 .

A dispersão dos fluxos de gelo a partir do escudo do Rio Grande do Sul, pode ser interpretada pelo padrão de distribuição radial dos vales estreitos, preenchidos com sedimentos do Subgrupo Itararé, e situados na zona periférica do atual escudo. Estes vales, que correspondem a depressões amplas (90 km de largura e 160 m de profundidade), distribuem-se também em subsuperfície ao redor do escudo (Lopes et al., 1986). (Figura 10.) Além dos sedimentos do Subgrupo Itararé, também a distribuição das seqüências pós-glaciais da Formação Rio Bonito e das principais bacias de carvão do Estado do Rio Grande do Sul foram influenciadas pela presença desses vales (Correa da Silva, 1991). Embora as localizações destas feições sejam coincidentes com falhas antigas que cruzam o escudo, não foi reconhecida, até o momento, nenhuma evidência clara de que movimentações sin ou pós-deposicionais tenham afetado os sedimentos do Subgrupo Itararé. Essas depressões são, portanto, interpretadas como feições pré-glaciais, provavelmente modificadas pelo fluxo do gelo (Mau, 1960; Martin, 1961).

FIGURA 10 - Seção estratigráfica transversal ao paleo-vale no escudo do Rio Grande do Sul (região de Cachoeira do Sul). Subgrupo Itararé: facies 1 - 3; Formação Rio Bonito: facies 4 - 7. 1: diamictitos; 2: ritmito com clastos caídos e lamitos; 3: conglomerado e arenito grosso feldspático; 4: folhelho e folhelho carbonoso; 5: carvão; 6: arenito fino quartzoso; 7: interlaminações de siltito/ arenito fino e argilito, (segundo Lopes et al., 1986).

Os sedimentos do Subgrupo Itararé preservados no interior desses vales são constituídos de diamictitos de matriz arenosa, feldspáticos, maciços a estratificados, que se intercalam com camadas de conglomerados e arenitos maciços ou com estratificações cruzadas, e com siltitos e argilitos maciços associados com ritmitos de siltito e argila relativamente espessos, ou de siltitos e areia fina, contendo clastos caídos (Lopes et al., 1986). Os diamictitos encontrados recobrando os flancos dos vales foram interpretados por esses autores como produtos de fluxos de detritos associados a um ambiente de leques aluviais, e passam, distal e verticalmente, para arenitos e conglomerados de origem fluvial. Os sedimentos clásticos finos e os ritmitos são interpretados como tendo sido depositados em ambiente lacustre. Se consideradas como um todo essa associação de facies pode ser interpretada como correspondente a um recuo da geleira ou a uma fase de deglaciação. Entretanto, alguns afloramentos do Itararé distribuídos sobre o escudo exibem superfícies sulcadas glacialmente (Tomazelli e Soliani Jr., 1982) sobre os topos de diamictitos ricos em clastos, provavelmente desenvolvidas subglacialmente durante um avanço de geleira. Essas feições foram formadas sobre um substrato relativamente mole, e estão recobertas por ritmitos delgados contendo clastos transportados por gelos flutuantes, formados durante o subsequentemente recuo do gelo.

Em algumas exposições sobre o escudo ocorrem fósseis marinhos (principalmente moluscos e braquiópodes) em camadas de siltito/argilito, associados aos diamictitos (facies ou Membro Budó). (Correa da Silva, 1978; Piccoli, 1989.) A ocorrência de *Botryococcus* em alguns níveis de ritmitos regulares (Marques-Toigo, 1991) indica influência de água doce. *Acritarcas* e *Tasmanites* recentemente encontrados no Subgrupo Itararé, em subsuperfície, preenchendo os vales, fornecem evidências adicionais de deposição marinha. De uma maneira geral, a seqüência

sedimentar do Subgrupo Itararé ocorrente na área do escudo do Rio Grande do Sul, pode ser interpretada como representando condições de sedimentação terrestre a glácio-estuarina.

As facies descritas acima são recobertas pelos sedimentos pós-glaciais flúvio-deltaicos progradantes e contendo carvão, da parte inferior da Formação Rio Bonito, resultantes de um episódio de compensação pós-glacial, ocorrido após a desintegração da massa de gelo que recobria o escudo. Uma fase transgressiva subsequente, controlada por uma combinação de movimentos isostáticos, modificações na taxa de sedimentação e contínua subsidência da bacia, conduziu ao afogamento dos ambientes flúvio-deltaicos e à deposição dos sedimentos litorâneos e de plataforma da parte superior da Formação Rio Bonito (Lopes et al., 1986).

Finalmente, merece, ainda, ser comentada a possível natureza de fjord dos paleovales do escudo do Rio Grande do Sul, já mencionada na literatura (Martin, 1975; 1981; Eyles, 1993), e que pode ser analisada através do cotejamento entre os dados atualmente disponíveis a respeito da glaciação neopaleozóica da bacia do Paraná e as características e condicionantes físicas dos fjords atuais.

De fato, como usualmente definido, um fjord corresponde a um estuário profundo, característico de regiões montanhosas e de alta latitude, que está sendo ou foi escavado, ou modificado, por gelo de origem continental (Syvitski et al., 1987). Fjords stricto sensu, portanto, não ocorrem em terrenos polares baixos e planos, como acontece atualmente, por exemplo, na região do Beaufort Sea, nas costas do Alasca e Canada. Por outro lado, os fjords têm hoje uma distribuição global restrita à regiões de alta latitude nos dois hemisférios.

Em termos geomorfológicos a descrição clássica de um fjord corresponde à de um vale em U alongado, de paredes abruptas,

polidas e estriadas, normalmente associado a vales suspensos. Usualmente os fjords contêm uma ou mais soleiras subaquáticas, separando bacias internas, e que determinam suas características biogeográficas e físicas.

Do ponto de vista sedimentológico, fjords são ambientes costeiros dinâmicos, cuja sucessão de eventos, desde a sua formação até o seu preenchimento sedimentar, está intimamente relacionada com a história glacial ou paraglacial de erosão e deposição, superimposta às condições geológicas pré-glaciais. Grande parte do preenchimento sedimentar dessas bacias costeiras profundas está relacionada com a acumulação glacial/pró-glacial, durante e previamente a principal fase de avanço do gelo, ou reflete vários episódios de preenchimento da bacia.

Os depósitos sedimentares, variáveis no tempo e no espaço, incluem os seguintes produtos finais: a) complexo de till basal (alojamento, diamictons subaquáticos, morainas subaquáticas); b) sedimentos glácio-marinhos proximais dominados por fluxos gravitacionais de sedimentos, alternados com hemipelargitos; c) sedimentos glácio-marinhos distais, que tendem a ser de granulometria fina e intensamente bioturbados; e d) ampla variedade de sedimentos sem influência glacial direta e dependentes do suprimento e das condições de energia locais. Contudo, o espectro das condições naturais prevalentes nos fjords variam grandemente (algumas previsíveis, outras estocásticas) e, conseqüentemente, também são variáveis os produtos sedimentares finais (facies) e suas associações tridimensionais.

Tendo em conta que a maior parte das características distintivas dos fjords possuem baixo potencial de preservação no registro geológico, a análise da hipótese de os paleovales da bacia do Paraná corresponderem a paleo-fjords deve, preferencialmente, levar em conta as informações a respeito das características do relevo e da posição paleolatitudinal da bacia

durante o Neopaleozóico, que, de resto, são os primeiros parâmetros controladores de sua ocorrência.

A julgar pelas informações geológicas disponíveis, parece improvável terem existido feições do tipo fjords na bacia do Paraná durante a glaciação neopaleozóica. De fato, com relação às características do relevo, verifica-se que, previamente ao início da glaciação, uma porção significativa do Gondvana foi submetida a uma erosão subaérea extensiva, que produziu uma topografia madura e arrasada ao redor da bacia do Paraná (Rocha-Campos, 1967; Saad, 1977; Rocha-Campos e Gravenor, 1983; Santos, 1987). Adicionalmente, dados sedimentológicos sobre a proveniência a partir de estudos mineralógicos de rochas arenosas (arenitos e diamictitos), do Subgrupo Itararé, corroboram esta interpretação (Wu, 1982; Wu, 1989; Wu et al., 1991).

Com relação à posição paleolatitudinal, várias linhas de evidências indicam um cenário glacial temperado para as massas de gelo situadas nas margens da bacia do Paraná, que nunca esteve em posição polar (Morel e Irving, 1978; Veevers e Powell, 1987; Gravenor e Rocha-Campos, 1983; Santos, 1987).

1.5.3.4 Mecanismos de deglaciação.

Conforme já discutido anteriormente, a evolução paleogeográfica proposta para a bacia do Paraná favorece um modelo de retração irregular das massas de gelo neopaleozóicas (Santos, 1987; Santos et al., 1992a).

Tal fato é particularmente notável ao longo da margem leste da bacia do Paraná, a respeito da qual existem mais dados disponíveis sobre o provável comportamento do MGW. Conseqüentemente, a fase inicial da deglaciação final pode ter tido lugar no atual centro-

leste do Estado de Santa Catarina, durante o intervalo bioestratigráfico I_1 (Figura 4C), e foi caracterizada por um recuo generalizado do lobo de Rio do sul do âmbito do embaçamento de Rio do Sul. Este evento foi seguido por uma inundação do embaçamento pelo mar, com a conseqüente deposição de argilas marinhas profundas, e fez parte de uma fase gradual de expansão da transgressão marinha que atingiu a bacia do Paraná, a qual, aparentemente, alcançou o seu máximo durante este intervalo. De acordo com Canuto (1993) esta elevação do nível do mar pode ter se constituído em um fator importante para a rápida desestabilização das margens marinhas do MGW. Este padrão de deglaciação tornou-se mais evidente durante os intervalos I_2 - I_4 , quando a fusão do lobo Paraná não só ampliou a área deglaciada, como também isolou a capa de gelo do escudo do Rio Grande do Sul e o lobo Kaokoveld. Estes dois lobos ainda persistiram localmente, nas partes sul e norte da bacia respectivamente. Este padrão sugere, também, que o deslocamento translátitudinal da bacia do Paraná não foi, provavelmente, o único fator que afetou a deglaciação.

Realmente, a ocorrência de clastos caídos, de montículos e lentes de detritos provenientes de icebergs flutuantes e aterrados, comuns em sedimentos finos marinhos e lacustrinos do Subgrupo Itararé, que ocorrem associados com seqüências de deglaciação, sugere que a fragmentação ("calving") marinha ou terrestre deve ter se constituído em um importante processo de ablação do MGW.

No embaçamento de Rio do Sul, uma grande quantidade de clastos são encontrados na parte basal assim como nas porções superiores da espessa seção de folhelhos marinhos que recobrem e/ou são recobertos por depósitos marinhos subaquáticos proximais (Canuto, 1993). Na mesma área, assim como em outros locais da bacia do Paraná, as seqüências incluem seções de ritmitos regulares. A interpretação destes ritmitos como varvitos (no sentido de varves

litificadas; Rocha-Campos e Sundaram, 1981; Rocha-Campos et al., 1981) implica na existência de condições de bacia de água doce, tanto costeira e sob o influxo de grande quantidade de água de degelo (Santos et al., 1992b), como lacustrina, quando encontrados associados com outras facies terrestres, como ocorre nos vales glácio-estuarinos do escudo do Rio Grande do Sul (Lopes et al., 1986). No embaçamento de Rio do Sul o processo de fragmentação esteve associado com evidências de retração rápida da frente do lobo glacial, em resposta à elevação do nível do mar (Canuto, 1993) e, possivelmente, envolvendo mecanismo similar ao discutido por Ruddiman (1987) e Denton e Hughes (1981). Como sugerido por Ruddiman (1987), o acelerado processo de fragmentação tem um efeito de retro-alimentação positivo no descolamento de margens marinhas de mantos de gelo, pois que provoca uma subida mais rápida do nível do mar.

A possibilidade de eventos de "surge" terrestre da margem lobada do MGW é sugerida pela presença de deformações sob tilitos subglaciais (Canuto, 1985; Martini e Rocha-Campos, 1991), incluindo estruturas glácio-tectônicas de grande escala, em sedimentos com grau variável de consolidação (Figura 9).

Outro fator que deve ter afetado a deglaciação na bacia do Paraná diz respeito à compensação do seu embasamento. De acordo com Peltier (1983), a demora na compensação isostática pode afetar o processo de ablação, já que as margens do manto de gelo, sendo mantidas até baixas latitudes, são submetidas à influência de temperaturas mais altas e à condições de fusão. Algumas dificuldades para distinguir os efeitos isostáticos de outros relacionados à tectônica e/ou sedimentação, durante a deposição do Subgrupo Itararé, foram já anteriormente comentadas. Vale lembrar, contudo, que a impossibilidade de se reconstruir as elevações das margens do MGW, nas bordas da bacia do Paraná, impõem uma limitação adicional.

As histórias paleogeográfica e sedimentar das seções do Subgrupo Itararé são, entretanto, sugestivas de depressão isostática causada pelo peso do gelo, como exemplificado pelo embaçamento de Rio do Sul e escudo do Rio Grande do Sul (Figuras 5, 6). Em alguns casos, e em termos da espessura dos sedimentos envolvidos, a deposição de delgados sedimentos marinhos rasos pós-glaciais é logo seguida por seqüências indicativas de diminuição da profundidade da água ("shallowing upward"). Estas seqüências, por sua vez, são recobertas por sedimentos flúvio-deltaicos progradantes da Formação Rio Bonito, o que pode denotar uma recuperação isostática relativamente rápida. É muito provável que estas cunhas de sedimentos progradantes atuaram, eventualmente, como plataformas parálicas onde se desenvolveram as camadas de carvão.

Na parte norte da bacia seqüências clásticas progradantes similares, também contendo carvão, são encontradas intercaladas nos sedimentos glaciogênicos do Subgrupo Itararé (Martini e Rocha Campos, 1991; Figuras 9, 11).

Essas camadas de carvão são encontradas associadas a paleossolos, o que fornece indicações de melhoria climática. Sedimentos flúvio-deltaicos e litorâneos por processos de fluxo de detritos, e turbiditos (Martini e Rocha-Campos, 1991). A distribuição aparentemente restrita dessas seqüências contendo carvão é sugestiva de que, na realidade, elas não representam verdadeiros períodos quentes regionais, associados com o colapso das geleiras neopaleozóicas (interglacial). Algumas seqüências podem, entretanto, ser correlacionadas com horizontes marinhos pós-glaciais (Figura 11).

FIGURA 11 - Distribuição de cunhas clásticas interglaciais deltaicas contendo carvão do Subgrupo Itararé no norte da bacia do Paraná (baseado em Daemon, 1974 e em Souza et al., 1993 a, b, c).

2. ANTÁRTIDA - ILHA REI GEORGE

2.1 Introdução

Plataformas continentais rasas, margeando continentes glaciados, constituem os maiores depositários de sedimentos produzidos pela ação glacial. Os depósitos formados nesses ambientes têm maior probabilidade de serem preservados, constituindo os tipos dominantes de sedimentos glaciogênicos no registro geológico.

Apesar dos processos que operam em ambientes glácio-marinhos modernos serem já razoavelmente conhecidos (Anderson et al., 1979; 1980; 1984; Powell, 1981; 1988; Mackiewicz et al., 1984), relativamente pouco se sabe das características das seqüências sedimentares que se acumulam nessas regiões. Locais em que pacotes sedimentares depositados em condições glácio-marinhas afloram extensivamente e podem ser analisados sedimentologicamente, são por esse motivo, de grande interesse.

Dois outros aspectos, de grande relevância para tais estudos, referem-se à influência dos fatores climáticos e tectônicos sobre a sedimentação. Quanto ao primeiro, duas situações fundamentalmente distintas existem, envolvendo a sedimentação glácio-marinha, em condições polares sob a influência de geleira de base fria, tal como ocorre hoje na plataforma continental do leste da Antártida (Anderson et al., 1991; Barret et al., 1991), e a sedimentação que tem lugar atualmente em plataformas temperadas, sob influência glacial, como é o caso do golfo do Alasca (Eyles et al., 1991) e península Antártica (Birkenmajer, 1991).

Os relatos de sucessões glaciais terrestres e glácio-marinhas, de idade Paleogeno-Neogeno, aflorantes ao longo das costas da ilha

Rei George, ilhas Shetland do Sul, península Antártica, e interpretadas como envolvendo episódios alternados de glaciações e interglaciais, apresentam um interesse considerável (Birkenmajer, 1980; 1982a, b; 1987; 1991; Paulo e Tokarski, 1982; Porebski e Gradzinski, 1987). Estas exposições são particularmente importantes na medida da oportunidade que oferecem para os estudos dos tipos de litofacies e suas associações, da geometria dos corpos sedimentares, dos processos envolvidos em sua deposição, dos seus ambientes deposicionais e das biofacies associadas.

Outro aspecto importante dessas ocorrências diz respeito ao seu contexto tectônico, caracterizado como um complexo de subducção vulcano-sedimentar mesozóico-terciário.

Neste aspecto, como também em termos da estratigrafia e facies sedimentares, os sedimentos glaciogênicos da ilha Rei George podem ser comparados com os glácio-marinhos da Formação Yakataga (Neoceno-zóico), aflorante ao longo das montanhas costeiras da bacia de ante-arco do golfo do Alasca (Eyles et al., 1989). Ambas as seqüências foram depositadas em bacia de margem ativa, e preservadas devido à subsidência ativa que caracteriza este tipo de ambiente tectônico. A Formação Yakataga, com cerca de 5 km de espessura, constitui, provavelmente, o mais completo e acessível registro da glaciação neoceno-zóica no mundo.

Com base em mapeamento, levantamentos estratigráficos, determinações radiométricas e paleontológicas, Birkenmajer (1991) reconstituiu a história glacial terciária documentada na parte norte da ilha Rei George.

Seqüências contendo sedimentos glaciogênicos, intercalados com lavas basálticas e/ou andesíticas e rochas vulcano-clásticas, atravessadas por diques da mesma composição, com vários metros de espessura, foram identificados na margem oriental da ilha Rei George.

A interpretação da seqüência estratigráfica geral aflorante nessa região, principalmente com base nas idades radiométricas das rochas vulcânicas associadas, determinações paleontológicas, e estudos sedimentológicos, permitiram o reconhecimento de quatro episódios de sedimentação glacial, ocorridos no intervalo Eoceno-Eomioceno (Birkenmajer, 1980; 1991), de baixo para cima: glaciações Kraków, Polonez, Legru e Cape Melville. Os eventos glaciais correspondem litoestratigraficamente aos sedimentos do Magda Nunatak, da Formação Polonez Cove, do Grupo Legru Bay e da Formação Cape Melville.

Em sua síntese sobre a evolução tectônica da bacia de Bransfield, península Antártica, com base em perfis de reflexão sísmica, Jeffers et al., (1991) reconheceram várias fases de deformação que afetaram essa região. As fases tectônicas reconhecidas foram responsáveis pela estruturação de todo o bloco crustal das Shetland do Sul, inclusive das bacias sedimentares da área do estreito de Bransfield. Contudo, sua relação com a história glacial, embora provável, não foi ainda claramente estabelecida.

Quanto às facies e ambientes sedimentares, Birkenmajer (1991) reconheceu, generalizadamente, uma variedade de tipos, incluindo diamictitos glácio-marinhos, tilitos basais descontínuos e depósitos flúvio-glaciais, arenitos, siltitos e folhelhos marinhos, com clastos caídos, e espessos pacotes de clásticos finos contendo abundantes clastos caídos. Mega e microfósseis (moluscos, braquiópodes, foraminíferos, nanofósseis, etc), são encontrados freqüentemente intercalados na seqüência glácio-marinha, em muitos casos formando concentrações de conchas tipo coquina. Paleobatimetricamente, os fósseis indicam condições plataformais internas e externas, refletindo variação constante do nível do mar.

A análise dos dados disponíveis revela, pois, aparentemente, uma história sedimentar complexa da seqüência terciária glacial da ilha Rei George. A descrição e a análise faciológica de detalhe e a interpretação dos processos sedimentares envolvidos, como base para o entendimento dos paleoambientes, são entretanto insuficientes.

A necessária ampliação desses conhecimentos constituiu uma das motivações de uma pesquisa ora em desenvolvimento, cuja proposta é a de realizar um estudo de facies sedimentares, visando interpretar os mecanismos e ambientes de deposição das formações glácio-marinhas terciárias, aflorantes na parte norte da ilha Rei George, comparando-as com os depósitos da Formação Yakataga (Terciário, golfo do Alasca), em termos das condições climáticas, tectônicas e de variação do nível do mar, ocorridas no Cenozóico.

Face a grande quantidade de informações já disponíveis sobre a Formação Yakataga, que indica o seu potencial para revelar um registro longo e detalhado do clima, atividade tectônica e mudanças do nível do mar na área do golfo do Alasca, durante o Cenozóico (Eyles et al., 1991), a seqüência pode ser usada como análogo adequado e seqüência de referência, de alta resolução, para a reconstituição da glaciação e história climática da Terra.

A caracterização sistemática dos estilos de sedimentação glacial resultantes de diferentes combinações entre as histórias tectônica e paleoclimática, suprimento sedimentar, facies deposicionais e sucessão estratigráfica, e seu respectivo potencial de preservação, constitui uma área de pesquisa promissora porém ainda não muito explorada nos estudos de sedimentologia glacial. Face às suas ocorrências em contextos tectônicos variados (e.g. bacias de margens passivas, de ante-arco, de retro-arco), as seqüências glaciais cenozóicas podem oferecer análogos e servir de referência para estudos comparativos com bacias mais antigas.

Esta abordagem vem sendo utilizada nos estudos estratigráficos, sedimentológicos, da história tectônica e paleogeográfica e dos ambientes sedimentares da Formação Polonz Cove da ilha Rei George, e vem mostrando que várias das características geológicas dessa unidade são comparáveis às da bacia do Paraná, no Neopaleozóico, durante a glaciação do Gondvana.

Alguns resultados preliminares desta pesquisa, envolvendo os sedimentos glaciogênicos do Membro Krakoviak Glacier (Formação Polonez Cove) e seu contexto geodinâmico, e uma tentativa inicial de comparação das suas litofacies e arquitetura dos depósitos com os correspondentes dados da bacia do Paraná, serão também brevemente discutidos.

2.2 Sedimentação glacial terciária na ilha Rei George

O registro da sedimentação glacial do Terciário preservado em afloramentos costeiros da parte norte da ilha Rei George vem sendo intensa e extensivamente estudado por Krzysztof Birkenmajer e outros cientistas poloneses desde 1980. Birkenmajer (1991) lista as principais referências a respeito da estratigrafia, facies, ambientes deposicionais, paleogeografia, paleontologia e idade desses estratos. O sumário apresentado a seguir baseia-se principalmente nessas referências.

De acordo, portanto, com essas informações, os mencionados estratos terciários registram quatro episódios glaciais, que abrangem o intervalo Eo-Eoceno-Eomioceno (cerca de 30 milhões de anos), denominados, da base para o topo, Kraków, Polonez, Legru e Melville (Figura 12).

FIGURA 12 - Localização das seções de sedimentos glaciais terciários da Ilha Rei George. Explicação ; FBP: Formação Boy Point; Mb.K.Gl.: Membro Krakowiak Glacier; Gr.L.B.: Grupo Legru Bay; Gr.Ch.R.: Grupo Chopin Ridge; Mb. Oberek Cl.: Membro Oberek Cliff; Fm. Pol. Cove: Formação Polonez Cove; triângulos abertos: clastos caídos; triângulos negros: brecha vulcânica; retângulos: diamictitos. (Dados de Birkenmajer, 1991.)

A glaciação Kraków é representada por um afloramento isolado, de 3,6 metros de espessura exposta de diamictito marinho, recoberto por brecha basáltica e fluxo de lava, ocorrentes no nunatak Magda. Fósseis de invertebrados terciários, de ampla distribuição vertical (bivalves e escafópodes), assim como cocólitos cretácicos retrabalhados e raros terciários, ocorrem associados aos sedimentos glácio-marinhos. Espécimes de discoasters diagnósticos do Paleoceno Médio-Eo-Eoceno, foram identificados na brecha basáltica. Uma determinação geocronométrica K-Ar realizada em amostra da lava forneceu uma idade de $49,4 \pm 5$ milhões de anos, correspondendo, portanto, ao Eoceno Médio. A origem do diamictito aflorante no nunatak Magda tem sido interpretada como relacionada à geleiras de montanha locais, sobre a península Antártica que, no seu deslocamento, atingiram o oceano.

O Membro Krakowiak Glacier (5-15 metros de espessura) da Formação Polonez Cove (50m de espessura), aflorante entre Low Head e Lions Rump (Figura 12), tem sido descrito como constituído por um tilito de alojamento e por depósitos flúvio-glaciais contendo clastos estriados e facetados de proveniência da Antártida continental.

Os estratos glaciogênicos repousam, discordantemente, sobre um substrato irregular composto por lavas da Formação Mazurek Point (Figura 12) a qual, na sua localidade tipo, foi datada por método geocronométrico K-Ar como Neocretáceo (aproximadamente 74 milhões de anos).

O Membro Krakowiak Glacier é recoberto por sedimentos glácio-marinhos dos membros Low Head e Siklawe e por fluxos basálticos e brechas do Membro Oberek Cliff, que contém grandes clastos dispersos de litologias exóticas, incluindo alguns clastos caídos transportados por gelos flutuantes, que chegam a atingir 1,5 metros de diâmetro. Essa seqüência é recoberta, discordantemente,

por lavas dacíticas-andesíticas (Formação Boy Point, Figura 12), que forneceram idades geocronométricas K-Ar, provavelmente mínimas, da ordem de 22,4-23,6 milhões de anos. A rica fauna de invertebrados de ambiente marinho raso de alta energia, de afinidade geral terciária, assim como a assembléia de nanofósseis calcários associados, com espécimes retrabalhados ou *in situ*, identificados na Formação Polonez Cove, é interpretada como indicadora de idade Eo-Oligoceno.

A sedimentação glaciogênica encerrada na Formação Polonez Cove foi interpretada por Birkenmajer (1982a) e Porebski e Gradzinski (1987) como relacionada a uma fase extensiva de glaciação continental, e resultante do deslocamento de correntes de gelo que, partindo da Antártida continental, alcançaram a ilha Rei George (glaciação Polonez).

A glaciação Legru (Figura 12) está registrada na baía do Almirantado onde afloram mais de 100 metros de tilitos terrestres subglaciais, que são encontrados preenchendo vales entalhados em lavas andesíticas e fluxos de detritos do tipo lahar do Grupo Legru Bay. A ocorrência de estrias glaciais sobre as rochas vulcânicas subjacentes, assim como de pseudomorfos de cunhas de gelo nos diamictitos, os quais, adicionalmente, contém somente clastos de derivação local, indicam uma glaciação de montanha de extensão restrita. Datações geocronométricas K-Ar forneceram idades de 26 e 30 milhões de anos para o topo e base, respectivamente, dos fluxos de lava, o que sugere uma idade neo-oligocênica para este evento.

O intervalo glacial terciário mais jovem da ilha Rei George, também de extensão local, está registrado nos depósitos glácio-marinhos da Formação Cape Melville (glaciação Melville), ocorrentes no extremo norte da ilha (Figura 12). A unidade é representada por cerca de 200 metros de sedimentos batiais finos e de plataforma profunda, contendo abundantes clastos exóticos

transportados por gelos flutuantes, alguns atingindo até 2 metros de diâmetro.

Os estratos recobrem, discordantemente, tanto os sedimentos marinhos rasos a estuarinos da Formação Destruction Bay (Eomioceno), como também os basálticos da subjacente Formação Sherratt Bay (Neo-Oligoceno). A Formação Cape Melville contém uma fauna terciária abundante e diversificada, composta de invertebrados marinhos e foraminíferos, estes indicativos de idade eomiocênica. Análises geocronométricas K-Ar de andesitos e diques basálticos, que cortam toda a seqüência sedimentar, indicaram a mesma idade fornecida pelos fósseis.

Sedimentos fluviais e fluxos de detritos, assim como camadas contendo restos vegetais (Nothofagus), intercalados, respectivamente entre a Formação Polonez Cove e o Grupo Legru Bay, e entre este e a Formação Cape Melville, são interpretadas como indicativas de melhoria climática ou condições interglaciais.

2.3 A glaciação Polonez

Os comentários que aqui serão feitos dizem respeito aos dados obtidos durante trabalhos de campo realizados na ilha Rei George, Antártida, ao abrigo de um projeto atualmente em curso sob os auspícios do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR). Estas informações incluem as análises stratigráficas e sedimentológicas da Formação Polonez Cove, aflorante nas escarpas da costa leste da ilha Rei George, na região de Low Head (Figura 12).

Alguns resultados preliminares desta pesquisa, principalmente no que se refere aos sedimentos glaciogênicos do Membro Krakowiak Glacier e seu contexto geodinâmico, serão analisados a seguir. Estes comentários referem-se às seções examinadas e reproduzidas

na Figura 13 (seções 5-8), e baseiam-se, fundamentalmente, no trabalho de Santos et al. (1990).

2.3.1 Sedimentos glaciais: facies e ambiente sedimentar

Estrias glaciais reconhecidas, pela primeira vez, sobre os basaltos da Formação Mazurek Point (Cretáceo), fornecem evidências adicionais a favor da origem glacial dos diamictitos e sedimentos associados do sobrejacente Membro Krakowiak Glacier. A direção dessas estrias ($N316^{\circ}-326^{\circ}$) é consistente com o sentido, para noroeste, do movimento das geleiras que atingiram a ilha Rei George, deduzido por Birkenmajer e Wieser (1985) e Birkenmajer e Butkiewicz (1988), com base em estudos de proveniência através da petrologia de clastos. De acordo com esses autores, as correntes de gelo atingiram a ilha a partir da península Antártica e montanhas Ellsworth e Transantárticas.

Embora a condição de gelo aterrado possa ser considerada implícita na sedimentação do Membro Krakowiak Glacier, nenhuma evidência de deposição subglacial terrestre de till de alojamento (Porebski e Gradzinski, 1987; Birkenmajer, 1991) foi até o momento encontrada.

Essa unidade litoestratigráfica ocorre sob a forma de um corpo de geometria complexa, com espessura variando de 5 a 15 metros, exposta ao longo de pelo menos 1.000 metros, e repousa sobre um assoalho irregular de basalto da Formação Mazurek Point (Figura 13). O Membro Krakowiak Glacier, assim como outros estratos da Formação Polonez Cove (i.e., membros Low Head, Siklawe e Oberek Cliff; Figura 13), variam de atitude subhorizontal a levemente inclinada e apresentam-se deslocados por várias falhas verticais.

FIGURA 13 - Seção estratigráfica em Low Head mostrando a distribuição dos membros e outras unidades da Formação Polonez Cove. Números circunscritos: localização das seções medidas. K.G.: Membro Krakowiak Glacier; L.H.: Membro Low Head; S.K.L.: Membro Siklawka; O.C.: Membro Oberek Cliff. (Segundo Porebski e Gradzinski, 1987). A: diamictito; B: ruditos fossilíferos e lamitos; C: brecha basáltica; D: arenitos com estratificação plano-paralela; E: conglomerados; F: brecha basáltica; G: conglomerado com estratificações gigantes; H: brecha basáltica; I: arenito com estratificação plano paralela.

A sequência glaciogênica inicia-se, freqüentemente, com uma camada de arenito médio, compacto, de 15 a 20 cm de espessura, maciço ou com micro-estratificações cruzadas planares, que preenche irregularidades ou cavidades sob a forma de cunhas sobre o basalto subjacente. Em direção ao topo desenvolve-se, em arranjo complexo, uma alternância de corpos descontínuos de forma acanalada, lenticular ou tabular, de alguns decímetros a alguns metros de espessura, e constituídos por conglomerados arenosos grossos de arcabouço aberto (suportados pela matriz), arenitos grossos imaturos, diamictitos de matriz arenosa grossa e lamitos arenosos. Camadas de conglomerados intercalados entre os diamictitos apresentam gradação normal e inversa. Estas podem ocorrer sob a forma de camadas superpostas aglutinadas ou separadas por contatos bruscos ou difusos, freqüentemente marcados por acumulações planares e descontínuas de clastos de tamanhos diversos, ou por intercalações de arenitos finos a médios, de até alguns decímetros de espessura. Os arenitos apresentam acamamento planar, por vezes gradados ou com estratificação cruzada por retrabalhamento por ondas. Concentrações arredondadas ou irregulares de conglomerados, com limites difusos, também são encontradas nos diamictitos. Clastos, de até 40 cm de diâmetro, podem ser encontrados dispersos nas litologias caracterizadas acima. São eles de composição variada, de forma angular a subarredondada, facetados, alguns do tipo "bullet-shaped", sendo que 25% apresentam estrias. Fragmentos de fósseis marinhos (principalmente de conchas de bivalves) podem ser encontrados nos diamictitos, sob a forma de concentrações planares ou dispersos na matriz.

Muitas camadas exibem evidências de deformação penecontemporânea através de dobras, falhas normais e de escorregamento, diques clásticos de arenitos, estruturas de

sobrecarga e truncamentos intraformacionais, as quais podem propiciar justaposições de litologias diferentes.

As associações de facies e seus arranjos descritos acima ajustam-se muito bem às descrições atualmente disponíveis a respeito de modelos sedimentares de ambientes marinhos proximais rasos, associados a uma margem de gelo aterrado em retração (e.g. Eyles et al., 1985; Eyles e Clark, 1985, 1987; Powel e Molnia, 1989). Nenhuma litofacies representativa de tilito basal, assim como evidências de substrato sedimentar glácio-tectonizado, foram até agora reconhecidas no Membro Krakowiak Glacier. O intervalo de arenito compacto basal, emplastrado contra o embasamento basáltico e ali também preenchendo fraturas sob a forma de cunha, pode, entretanto, estar associado a processos de compressão subglacial na base de uma geleira em movimento.

A maior parte dos sedimentos se acumulou através de episódios sucessivos e alternados de fluxo de massa, que envolvera fluxos de detritos e correntes de turbidez de alta concentração, ao longo do declive de um leque subáqueo, em ambiente marinho raso. A constatada ausência de canais de conglomerados e de areias com estratificação cruzada, indicativas de depósitos subaquáticos proximais de degelo, assim como de lamias laminadas de deposição mais distal, é sugestiva de que a seqüência se depositou em uma posição intermediária em relação à margem de gelo (Eyles et al., 1985; Powell e Molnia, 1989). As intercalações de arenitos são interpretadas como registros de pausas ocorridas entre os sucessivos fluxos densos, seguidas de retrabalhamento por ação de ondas. A maioria das estruturas de deformação plástica do Membro Krakowiak Glacier parece ter resultado do aumento das inclinações dos estratos por sobrecarga, devida às diferenças de densidade. Por outro lado, a ausência generalizada de falhas reversas de alto ângulo, exclui a possibilidade de colapso induzido por fusão de gelo soterrado. Embora a freqüência de clastos de grandes

dimensões possa sugerir intenso transporte por icebergs, a identificação de clastos caídos, assim como de possíveis sulcos produzidos por gelos flutuantes, é obscurecida por deformações penecontemporâneas desses sedimentos.

Em algumas seções os depósitos de granulometria grossa do Membro Krakowiak Glacier passa, transicionalmente, para o topo, para lamitos arenosos maciços a levemente estratificados, muito ricos em clastos, ou para arenitos conglomeráticos e arenitos argilosos do Membro Low Head (Unidade LH₃ de Porebski e Gradzinski, 1987), que prosseguem até o contato basal com os arenitos do Membro Siklawka (Figura 13, seções 5-8). Estas camadas contém níveis ou fragmentos dispersos de conchas de bivalves e outros invertebrados (briozoários), assim como raros clastos exóticos, de até 40 cm, que ocorrem isolados.

O lamito arenoso, rico em clastos, acima referido, pode ser interpretado como representando diamictito depositado por chuva de detritos ("rain out"). Estes teriam se formado a partir de detritos transportados por gelo flutuante, associadamente com a deposição de lama nas partes superiores de uma sequência granodecrescente ascendente (aumento da profundidade-subida do nível do mar?), acompanhando um evento de retração da frente da geleira.

3. LITOFACIES E ESTILOS ARQUITETÔNICOS DE DEPÓSITOS GLÁCIO-MARINHOS DA BACIA DO PARANÁ E DA ILHA REI GEORGE

3.1 Introdução

A evolução do conhecimento sobre a sedimentação glacial cenozóica e pré-cenozóica, na última década, tem posto em evidência o complexo interrelacionamento dos fatores tectônicos, climáticos e paleogeográficos no desenvolvimento da história geológica de bacias sedimentares influenciadas pela glaciação. Neste capítulo serão discutidos, brevemente, alguns dos aspectos mais relevantes da problemática de sedimentação glacial acima referida.

Nesta análise serão discutidos alguns conceitos e modelos de sedimentação úteis para o discernimento dos efeitos dos diferentes fatores e das relações causais entre tectônica, facies e estratigrafia glaciais em diferentes bacias glaciadas. Pretende-se, deste modo, por exemplo, através da descrição do caráter e arranjo das facies sedimentares preservadas nessas bacias, desenvolver critérios para a identificação dos avanços e recuos das geleiras e suas relações com as variações glácio-eustáticas, assim como para a caracterização de sequências sob diferentes condições tectônicas.

Os efeitos desses diferentes fatores sobre as características dos depósitos glaciais serão avaliados através da análise comparativa das facies, suas relações e arranjos mútuos e estilos da arquitetura dos depósitos glácio-marinhos em duas áreas cujos condicionamento e evolução tectono-sedimentar e arcabouço estratigráfico são razoavelmente conhecidos: bacias do Paraná e da ilha Rei George. Nestas, algumas seções locais, representativas de facies glácio-marinhas, são interpretadas como documentários da

transição entre os depósitos de avanço do gelo e aqueles formados durante as fases de deglaciação e/ou pós-glaciais.

Conforme já comentado anteriormente, os depósitos glacioclásticos terciários da ilha Rei George (Membro Krakowiak Glacier) são considerados como depositados em uma bacia de retro-arco, em uma margem continental ativa. Na bacia do Paraná (Embaçamento de Rio do Sul) os depósitos neopaleozóicos da Formação Rio do Sul são interpretados como representando uma sequência glacial depositada em uma bacia intracratônica. Do ponto de vista tectônico, esse tipo de ambiente pode ser considerado como semelhante ao de uma margem continental passiva.

Estas duas áreas podem ser consideradas como representativas de grande parte do registro glacial antigo, e o estudo comparativo dos seus depósitos pode propiciar informações úteis para a interpretação de outras bacias glaciadas.

Esta análise comparativa que será aqui levada a efeito, basear-se-á nos modelos estratigráficos desenvolvidos por Gipp (1994), que serão sinteticamente discutidos a seguir. Estes modelos mostram as arquiteturas em grande escala das principais sequências glaciais, e foram desenvolvidos para plataformas marinhas neoceno-zóicas glaciadas em contextos tectônicos contrastantes: a margem ativa do golfo do Alasca e a margem tectonicamente passiva da plataforma Scotia, no leste do Canadá. Do ponto de vista tectônico esses tipos de ambientes podem, portanto, ser considerados como semelhantes à ilha Rei George, Antártida, e à bacia do Paraná, respectivamente.

3.2 Margem passiva

Durante as fases de rebaixamento eustático do nível do mar (Figura 14 A), um delgado manto de gelo avança através de uma

FIGURA 14 A-C - Modelo de progradação da plataforma em uma margem passiva. Números no diagrama identificam processos referidos no texto, como segue; (1): lamas pró-glaciais; (2): fluxo de detritos maciços, lenticulares; (3): emergência de corrente subglacial de degelo; (4): detritos carregados por icebergs; (5): pequenos fluxos de detritos; (6): canais com corte e preenchimento; (7): grandes canais submarinos; (8): canais submarinos da parte média do talude. (Segundo Gipp, 1994.)

plataforma continental passiva e, nesse caminho, desloca-se por sobre camadas que representam estágios anteriores (possivelmente não glaciais) de progradação da plataforma. Nesse processo, um delgado leito de sedimentos pró-glaciais pré-existentes (1), depositados previamente durante uma fase anterior de recuo glacial, ou à frente do gelo em fase de avanço, atua como camada deformável e auxilia o deslocamento da geleira. Nesse avanço o gelo aplaina a maior parte dos sedimentos recentes, localmente erodindo-os até o embasamento, embora em muitos locais se mova ao longo de sedimentos deformáveis. Os sedimentos assim escavados pelo gelo serão gradualmente deslocados para as partes distais da plataforma e, se o gelo atingir os limites da plataforma, serão empurrados sobre a sua quebra e sobre as partes superiores do talude. Grande parte destes sedimentos pode se mover ao longo do talude sob a forma de fluxo de detritos (2). Nessas condições pode ocorrer uma acentuação da inclinação do talude, já que parte dos sedimentos permanece ali empilhada. Outros sedimentos serão também fornecidos através de água de degelo subglacial (3) e icebergs (4).

Quando o nível do mar atinge o seu nível mais baixo, o gelo alcança o limite externo da plataforma (Figura 14B). Adiante dos principais pontos de desembocadura das correntes de água de degelo, alguns canais serão entalhados na parte superior do talude através da ação de correntes de turbidez (6). Estas se deslocarão, preferencialmente, através de canais pré-existentes, os quais serão entalhados de forma mais profunda no talude. O sistema de canais é constituído por numerosos canais pequenos de corte e preenchimento, de alguns metros de profundidade e cerca de 10 metros de largura (6), os quais coalescem, no sentido do declive do talude, formando canais maiores de alguns quilômetros de largura (7). Estes canais começam a se tornar mais largos e rasos, até que se tornem difíceis de serem distinguidos, possivelmente por duas razões principais: a) os canais são preenchidos por

fluxos de detritos e turbiditos; ou b) a medida que o fluxo se dispersa talude abaixo o seu poder erosivo diminui, o que faz com que os canais se alarguem nessa direção (8).

Vários depósitos de fluxo de detritos (2) empilhados ao longo da margem da geleira (King e Fader, 1986; Mosher et al., 1989), gradam talude abaixo para fluxos de detritos mais finos (5), provavelmente contendo menor quantidade de conglomerados e turbiditos, e são cobertos por sedimentos hemipelágicos. Os depósitos do talude superior serão constituídos por fluxos de detritos, compostos por fragmentos do embasamento erodido, por sedimentos pró-glaciais e por detritos transportados pelo gelo, associados a canais de corte e preenchimento, normalmente obturados com conglomerados e diamictitos, e recobertos por siltitos e lamitos. Esses sedimentos da parte média-superior do talude podem ser remobilizados, talude abaixo, por tempestades ou atividade tectônica, independentemente do sistema de canais e das águas do degelo.

Com a retração do gelo (Figura 14C) toda a sequência será recoberta por um prisma de lamais pró-glaciais, cuja espessura diminui em direção ao mar (1). Os canais alimentadores menores serão, provavelmente, completamente preenchidos durante esta fase, enquanto que os canais maiores do talude (7) serão apenas parcialmente soterrados. Nesta fase, os sedimentos dos canais maiores serão susceptíveis de retrabalhamento devido a fenômenos de "surge" provocados por tempestades (Shepard, 1979). Sedimentos pró-glaciais bioturbados recobrirão as partes proximais da plataforma, preenchendo parcialmente suas depressões locais. Esses depósitos poderão alcançar 100 metros de espessura, porém dificilmente serão preservados em um subsequente avanço glacial.

Somente os depósitos do talude continental têm potencial de preservação. Pelo fato da plataforma e talude superior terem taxa de deposição muito reduzida, os grandes canais permanecerão não

soterrados durante os períodos interglaciais. O talude superior caracteriza-se por ser o principal depocentro dos sedimentos glácio-marinhos e, após vários ciclos de atividade glacial, seu gradiente aumentará significativamente.

3.3 Margem ativa

Neste tipo de ambiente tectônico, grandes quantidades de sedimentos são continuamente fornecidos pelas cadeias de montanhas em ascensão. A ausência de uma plataforma continental ampla impede o avanço do gelo costa afora (Figura 15 A). Nessas condições, as mudanças eustáticas do nível do mar não alteram, de maneira significativa, a habilidade do gelo em avançar já que, inicialmente, a bacia apresenta uma profundidade muito grande. Os sedimentos serão, então, empilhados na frente da região terminal da geleira e, posteriormente, serão ressedimentados ao longo do talude sob a forma de fluxo de detritos (2) e turbiditos. Canais submarinos (7) serão entalhados no talude superior através do coalescimento de canais alimentadores (6), os quais drenarão as correntes de turbidez formadas junto à margem do gelo. Estes canais, provavelmente, se coalescerão ao longo do declive formando grandes canais que tendem a se alargar ao longo do talude. As localizações dessas feições são tectonicamente dependentes e, assim, elas não seguem, necessariamente, o declive regional (Dobson et al., 1991), mas drenam continuamente em direção ao centro da bacia.

Os processos sedimentares são os mesmos dos de uma margem passiva. Os gelos flutuantes (4), contudo, fornecem material grosso para a bacia, que aparece sob forma de clastos caídos em sedimentos que seriam, de outra sorte, mais finos. A repetição de choques tectônicos provoca a remobilização, sob a forma de fluxo

FIGURA 15 A-C - Modelo de progradação da plataforma em uma margem ativa. Principais processos deposicionais marinhos numerados como na Figura 14, exceto para (9): aterramento da geleira sobre a parte distal da plataforma. (Segundo Gipp, 1994.)

de detritos e correntes de turbidez, dos sedimentos ao longo do talude e deposição e preenchimento da bacia (5). Assim a bacia agrada através de uma sucessão horizontalmente empilhada de sedimentos remobilizados, sem evidências aparentes de progradação do talude (Figura 15 B). Pequenos canais alimentadores continuam a alimentar os canais submarinos (7) com água subglacial carregada de sedimentos. Durante os eventos de deglaciação ou interglaciais há disponibilidade suficiente de sedimentos, originados nas montanhas costeiras em ascensão, que os canais alimentadores, e mesmo os maiores canais submarinos podem ser soterrados.

À medida que a bacia é preenchida (Figura 15 C), desenvolve-se uma ampla plataforma, a qual irá diferir do que ocorre nas margens passivas na medida que, em condições de margens ativas, seu crescimento se faz predominantemente por agradação. Sedimentos pró-glaciais de plataforma, produzidos a partir de carga em suspensão (1), serão ali preservados, já que, durante o avanço glacial seguinte, a plataforma subsidiou o suficiente para impedir o avanço do gelo por sobre ela. Alternativamente, o gelo poderá recobrir a plataforma sob a forma de uma barreira de gelo flutuante, aterrado nas regiões distais (9), onde poderá produzir a abrasão de conglomerados e a formação de pavimentos de clastos (Eyles, 1988a).

Os sedimentos mais antigos da sequência serão representados predominantemente por fluxos de detritos, porém aqueles derivados de material em suspensão ou da fusão de gelo flutuante, aumentam subsequentemente em importância estratigráfica. Fluxos de detritos e turbiditos continuarão, ainda, a ser importantes antes que a bacia seja completamente preenchida. Assim, uma vez que a plataforma tenha se estendido por toda a bacia, os processos de ressedimentação passam a ter apenas importância local. Uma vez que as margens da bacia continuem subsidindo, as barreiras de gelo aterrado serão incapazes de avançar ao longo da nova plataforma e,

assim, os sedimentos serão preservados. Se os sedimentos forem fornecidos mais rapidamente do que a bacia pode subsidir, esta será então gradualmente preenchida. Por outro lado, se a subsidência da bacia for mais rápida do que o seu suprimento sedimentar, a situação ilustrada na Figura 15 B representará, então, o produto final, ou seja: o talude não avança significativamente, e extensos depósitos de plataforma não se desenvolvem.

3.4 Similaridades e feições distintivas dos modelos

Nos dois modelos de margem continental acima discutidos os processos sedimentares glácio-marinhos são idênticos. A geometria dos depósitos difere, contudo, por causa da movimentação tectônica associada às margens ativas, assim como pelo conseqüente aumento na disponibilidade de sedimentos. Neste aspecto, embora a glaciação promova, por si só, um aumento na razão de sedimentação, esta variação torna-se muito mais importante em margens passivas, pois que, nas margens ativas, a própria elevação das montanhas provavelmente já influencia o aumento desta razão.

Em ambos os tipos de margens a ressedimentação é um processo importante: nas passivas ele é provavelmente causado pela instabilidade dos sedimentos e embates cíclicos exercidos por tempestades, enquanto que, nas margens ativas, esse processo é causado principalmente por atividade sísmica. Vale a pena mencionar, ainda, que a ocorrência de escorregamentos gerados por terremotos em margens passivas não deve ser totalmente desconsiderada. O choque sísmico que atingiu, por exemplo, a região de Grand Banks da margem continental atlântica do Canadá, em 1929, originou correntes de turbidez que movimentaram cerca de 175 km³ de sedimentos ao longo do talude (Piper et al., 1988).

Conforme o já mencionado anteriormente, a respeito da arquitetura dos principais depósitos glaciais, a deposição e as sucessões de facies originadas em bacias glaciadas são controladas, de forma complexa, pelo contexto tectônico, pelas flutuações do nível do mar e pelo clima (Boulton, 1990). Neste sentido, verifica-se que uma das feições distintivas dos modelos acima discutidos diz respeito ao desenvolvimento das plataformas continentais, cujos crescimentos são controlados, principalmente, pelo contexto tectônico.

O crescimento da plataforma em margens ativas ocorre, principalmente, por agradação devida à subsidência. Este processo conduz ao aumento da profundidade da água e, conseqüentemente, à restrição ao avanço do gelo por sobre a plataforma. Já nas margens passivas esse crescimento se faz apenas por progradação, mas, pelo fato da subsidência ser o elemento chave desse processo, mesmo as margens passivas podem apresentar algum crescimento por agradação.

As variações eustáticas do nível do mar não serão significativas nos dois tipos de bacia, a não ser que ocorram na ausência de mudanças tectônicas. Logicamente, as margens temperadas serão fortemente influenciadas pelas mudanças eustáticas, as quais atuarão em concerto com os avanços glaciais para promover um aplainamento mais efetivo da plataforma.

As modificações eustáticas do nível do mar terão um efeito menor sobre as margens ativas, pois que, como visto anteriormente, a subsidência pode impedir o avanço do gelo por sobre a plataforma. Este deslocamento pode, contudo, acontecer em épocas glácio-eustáticas baixas (Eyles, 1988b), mas, neste caso, o gelo só terá capacidade de erodir uma parte significativa dos sedimentos se a subsidência for lenta.

3.5 Modelos deposicionais e arquitetura dos depósitos glácio-marinhos da bacia do Paraná e ilha Rei George.

Nos capítulos precedentes foram examinados alguns aspectos da história geológica das glaciações neopaleozóicas da bacia do Paraná e terciária da ilha Rei George, Antártida. Nessa resenha, foram discutidos alguns dos aspectos mais relevantes dos fatores condicionadores da sedimentação glacial, particularmente tectônicos, paleoclimáticos, glácio-eustáticos e suas relações com a deglaciação.

A disponibilidade desses dados e, ainda, a oportunidade de sua manipulação, aliadas às evidências que a sequência sedimentar terciária da Formação Polonez Cove da bacia da ilha Rei George oferece um amplo leque de facies glaciogênicas, muitas das quais provavelmente ocorrentes na bacia do Paraná, tornaram altamente atrativo o desenvolvimento de uma análise comparativa entre essas duas bacias, cujos resultados serão discutidos a seguir. A motivação dessa análise originou-se na presunção que tal abordagem poderia, eventualmente, proporcionar critérios para a identificação e discriminação de depósitos formados em condições semelhantes às dessas bacias no registro geológico.

A abordagem utilizada nesse estudo envolveu a comparação das facies sedimentares, das associações faciológicas, dos ambientes de deposição, assim como a resultante arquitetura dos depósitos formados dentro dos dois condicionamentos tectônicos distintos que caracterizam essas duas bacias.

Para tanto foram utilizadas seções estratigráficas selecionadas nas duas bacias. Com relação a bacia do Paraná, foi utilizada uma seção estratigráfica da parte superior da Formação Rio do Sul, descrita no embaiamento de Rio do Sul. Para a ilha Rei George foi analisada uma seção medida ao longo da Formação Polonez

Cove, aflorante na região de Low Head (Figura 16). Ambas correspondem a associações de facies glaciais marinhas controladas por uma frente de geleira em retração, que mostram a transição entre eventos glaciais e pós-glaciais nessas duas bacias. Embora nenhuma evidência direta de avanço glacial precedente (e.g., camadas deformadas subglacialmente), tenha sido identificada na parte superior da seção de Rio do Sul (seção 11, Figura 8), a presença de geleiras na área pode ser deduzida a partir da história deposicional reconstituída por Canuto (1993). Na seção da ilha Rei George (Figura 13) a ocorrência de um avanço glacial prévio é suportada pela presença de estrias glaciais no topo do basalto da Formação Mazurek Point subjacente.

Os estudos a respeito da geometria e do relacionamento tridimensional desses depósitos foram feitos tendo como referencial os já comentados modelos de margens continentais tectonicamente ativas e passivas, desenvolvidos por Gipp (1994), a respeito do impacto do estilo tectônico de bacias glaciadas na arquitetura, em grande escala, dos depósitos glácio-marinhos nelas preservados (Figuras 14 e 15).

Como padrão geral estabelecido neste estudo comparativo, os depósitos glacioclásticos terciários marinhos da ilha Rei George (Formação Polonez Cove) foram considerados como depositados em uma bacia de retro-arco, e, portanto, em condições de margem tectonicamente ativa. No caso da bacia do Paraná, os depósitos neopaleozóicos do Subgrupo Itararé (Formação Rio do Sul) foram interpretados como representando uma seqüência glácio-marinha, depositada em um segmento (embaçamento de Rio do Sul) de uma bacia intracratônica. Neste caso, e do ponto de vista tectônico, esse tipo de ambiente pode ser considerado como semelhante ao de uma margem continental passiva.

A análise dos resultados obtidos, sintetizados na Figura 16, permite verificar que as litofacies identificadas bem como os

FIGURA 16 - Comparação entre as seqüências de deglaciação da bacia do Paraná (Figura 8 - seção 11), e Ilha Rei George (Figura 13 - seção 5). Legendas como nestas figuras.

processos sedimentares interpretados para sua formação são, no geral, equivalentes nos dois tipos de bacia considerados. O padrão de suas ocorrências na sucessão vertical é também o mesmo nas duas seqüências.

Realmente, as duas sucessões litológicas se iniciam por diamictitos depositados por processos de fluxos gravitacionais de detritos, que passam para lamais silto argilosas com clastos caídos, resultantes de processos de decantação associados ao fornecimento de material clástico caído de gelos flutuantes. Na seqüência sedimentar de margem passiva os lamitos com clastos são recobertos por interlaminações de arenito-siltito/argila, resultantes de processos alternados de tração e decantação, enquanto que na margem ativa ocorrem arenitos amalgamados produzidos por correntes densas.

Os três intervalos acima descritos correspondem, litoestratigraficamente, à parte superior da Formação Rio do Sul (margem passiva) e, respectivamente, em ordem estratigráfica, aos membros Krakowiak Glacier, Low Head e Siklawka da Formação Polonez Cove (margem ativa). As seqüências terminam com o desenvolvimento de leques conglomeráticos e depósitos flúvio-deltaicos, resultantes da progradação de cunhas clásticas que caracterizam, respectivamente, os sedimentos do Membro Oberek Cliff e da Formação Rio Bonito.

A análise desse registro sedimentar representado nas duas seções mostra, ainda, que as características ambientais e suas evoluções ao longo do tempo foram também semelhantes nas duas áreas. O estabelecimento de uma bacia glácio-marinha, seguido de condições de plataforma é uma característica comum da parte inferior das duas seções. Contudo, algumas diferenças observadas nas facies e processos sedimentares, podem ser notadas nas suas partes superiores, quando predominam condições ambientais transicionais (litorâneas e plataforma de alta energia na margem

ativa; infra-maré e flúvio-deltaica na margem passiva). Vale lembrar, entretanto, que embora esses registros sedimentares envolvam diferenças do ponto de vista de suas facies e ambientes deposicionais, podem eles corresponder à fases correlatas do desenvolvimento de plataformas glaciadas. Estas diferenças podem, portanto, ser resultantes dos distintos cenários fisiográficos e dos diferentes níveis de energia que caracterizam as duas bacias glácio-marinhas receptoras.

A análise das facies ocorrentes nas duas seções apresentadas na Figura 16 mostra que a transição glacial/pós-glacial documentada nas duas bacias seguiu a mesma seqüência de eventos. Nessas duas áreas um contato brusco entre os diamictitos, depositados na fase de recuo da geleira, e os lamitos com clastos caídos suprajacentes, é sugestivo que uma elevação abrupta do nível do mar seguiu a deglaciação. Estas camadas marinhas são, por sua vez, sucedidas, transicionalmente, por uma seqüência regressiva composta por arenitos amalgamados litorâneos (Membro Siklawa) e interlaminações de arenitos-siltitos/argilitos de infra-maré do topo da Formação Rio do Sul. Segue-se, ainda, um evento progradacional, quando desenvolvem-se leques conglomeráticos de plataforma de alta energia (Membro Oberek Cliff) e depósitos flúvio-deltaicos (Formação Rio Bonito). A deposição dos sedimentos observada durante os eventos de regressão e progradação pode ser interpretada como resultante da compensação isostática e elevação das margens deglaciadas das duas bacias.

As situações descritas nos parágrafos precedentes evidenciam que a sedimentação e as sucessões de facies identificadas em plataformas glaciadas, tanto de margens passivas como ativas, são extremamente semelhantes. Além dessas similaridades faciológicas, outras características, tais como os ambientes de sedimentação e os eventos deposicionais ali registrados, são praticamente iguais e exibem o mesmo padrão de evolução nas duas áreas.

Desta forma, uma abordagem possível é que permitiria, eventualmente, discriminar esses dois tipos de registro sedimentar, diz respeito às características das arquiteturas deposicionais em grande escala dos sedimentos glácio-marinhos preservados em plataformas de margem ativa e passiva. Como já discutido anteriormente, esses dois tipos de margem apresentam estilos arquitetônicos diferentes, uma vez que, em ambos, a preservação dos sedimentos é fortemente influenciada pelo tipo de controle que a tectônica exerce sobre as variações do nível do mar.

Com feito, em termos dos mecanismos de preenchimento sedimentar, como reconhece Gipp (1994), no caso de bacias de margens passivas, por exemplo, o crescimento da plataforma e, portanto, o preenchimento sedimentar, ocorre exclusivamente por progradação. Como resultado desse processo, os corpos litológicos formam unidades extensas, proporcionalmente pouco espessas em relação a sua extensão. Já nas margens continentais ativas o crescimento da plataforma ocorre principalmente por aggradação. Assim a bacia é preenchida por um empilhamento horizontal de sucessões sedimentares, cujas espessuras individuais são proporcionalmente maiores em relação as suas extensões.

A título de comentário final vale a pena, ainda, mencionar, que a discussão acima põem em evidência a potencialidade de utilização desse tipo de estudo comparativo na pesquisa sobre a evolução geológica de bacias glaciadas e seus elementos condicionadores. Trata-se, em síntese, de uma abordagem extremamente interessante, disponível, que pode permitir a identificação e discriminação de bacias glaciadas, através da análise das suas facies, das sucessões faciologicas, e da caracterização dos estilos das arquiteturas dos depósitos resultantes dos tipos de controles exercidos sobre seus preenchimentos sedimentares.

A partir desses elementos, julgo que esse tipo de enfoque possa ser de grande utilidade para a interpretação da seqüência glacial neopaleozóica da bacia do Paraná. Sua utilização, contudo, necessita de informações consistentes de subsuperfície, assim como de afloramentos contínuos, que permitam, a um tempo, a análise da natureza e distribuição das facies e o reconhecimento da geometria dos corpos sedimentares do Subgrupo Itararé em grande escala.

4. CONCLUSÕES

Ao que tudo parece indicar a glaciação, e a deposição glacial, na bacia do Paraná, foram controladas pela subsidência, resultante da interação de processos termo-mecânicos e falhamentos, durante a fase transgressiva do ciclo tectônico do Neopaleozóico. Tanto a expansão como a restrição glaciais foram afetadas pelas mudanças produzidas durante as modificações estruturais na bacia. A invasão marinha inicial da bacia pode ter fornecido a umidade necessária para o crescimento do Manto de Gelo de Windhoek e de outras massas de gelo. Esse evento pode também ter causado a retração rápida do gelo, através do descolamento das geleiras do substrato e aceleração do processo de fragmentação.

Em termos amplos, a migração do Gondvana, durante o Neopaleozóico, para longe do polo sul, além de influenciar o início da glaciação, deve ter resultado na deterioração e colapso dos mantos de gelo. Os dados aqui apresentados mostram, entretanto, que um padrão simples e ordenado da distribuição norte-sul, transgressiva no tempo, dos sedimentos glaciogênicos, não foi confirmado.

Embora o fator principal que influenciou a glaciação possa ter sido uma tendência geral em direção a uma melhoria climática, durante o Neopaleozóico, a reconstrução paleogeográfica mais detalhada aqui apresentada demonstra complexas flutuações nas margens lobadas do Manto de Gelo de Windhoek e em outras massas de gelo que afetaram a bacia do Paraná. Este padrão resultou, provavelmente, da interação com condições locais, tais como topografia, tectonismo e natureza do substrato.

As evidências disponíveis apontam para um caráter predominantemente temperado para a seqüência glaciogênica preservada no Subgrupo Itararé. As terminações lobadas das correntes de gelo que drenaram o Manto de Gelo de Windhoek e as coberturas de gelo ao redor da bacia, avançaram, pelo menos, 200

quilômetros bacia adentro, estabilizando-se como margens de maré/inter-maré. A deglaciação marinha foi controlada por retrações rápidas ou lentas das margens de gelo, associadamente com a deposição de associações, simples ou complexas, de facies pró-glaciais ou de contato de gelo em embaixamentos glácio-estuarinos. As geleiras terrestres retraíram-se através do rebaixamento do seus perfis ("downwasting"), ou foram desestabilizadas por fluxo rápido ("surge") sobre camadas deformáveis. A fragmentação ("calving") constituiu, provavelmente, outro importante processo de ablação, tanto em condições marinhas como em glácio-lacustrinas.

Vários avanços do gelo podem ser reconhecidos pelas ocorrências de tilitos subglaciais sobre substratos cristalinos e sedimentares, polidos e gláciotectonizados, assim como pela presença de pavimentos de clastos estriados em vários níveis estratigráficos do Subgrupo Itararé. Em certos locais a retração da geleira foi imediatamente seguida por deposição de camadas marinhas relativamente delgadas, por sobre as seqüências de deglaciação. A recuperação isostática e a elevação das margens deglaciadas da bacia são indicadas pela transição para cunhas clásticas progradantes, compostas por seqüências de facies litorâneas e/ou flúvio-deltaicas, que exibem uma tendência de diminuição da profundidade da água e granocrescência ascendentes. Esta transição resultou no desenvolvimento de ambientes favoráveis ao estabelecimento de condições parálicas.

Alguns resultados preliminares de uma revisão dos sedimentos glaciais terciários da ilha Rei George, Antártida, indicam, diferentemente do reconhecido até então, que a maior parte dos sedimentos glaciogênicos do Membro Krakowiak Glacier (Formação Polonez Cove) acumulou-se rapidamente, através de episódios alternados de processos de fluxo gravitacional de sedimentos, associados a um leque subaquático construído em condições marinhas rasas, em frente a uma geleira em recuo.

Os estudos comparativos a respeito das litofacies e arquitetura/geometria dos depósitos glácio-marinhos da bacia do Paraná e da ilha Rei George, mostram que as facies sedimentares identificadas nos dois tipos de bacia são muito semelhantes. Além dessas similaridades faciológicas, uma outra característica comum refere-se à associação faciológica que, basicamente, exhibe o mesmo padrão nas duas bacias.

Verificou-se também que uma das características que, potencialmente, permitiria diferenciar os depósitos formados em dois tipos de ambiente semelhantes aos estudados, diz respeito às diferenças na geometria dos corpos sedimentares.

5. BIBLIOGRAFIA

- Alley, R.B., Blankenship, D.D., Rooney, S.T. e Bentley, C.R., 1987. Till beneath Ice Stream B.4. A coupled ice-till flow model. *Jour. Geophys. Res.*, 93(B9):8931-8940.
- Anderson, J.B.; Kurtz, D.D. e Weaver, F.M., 1979. Sedimentation on the Antarctic continental slope. In: Doyle, L.J. e Pilkey, O.H., eds. *Geology of Continental Slopes*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication n° 27:265-283.
- Anderson, J.B.; Kurtz, D.D.; Domack, E.W. e Bolshaw, K.M., 1980. Glacial and glacial marine sediments of the Antarctic continental shelf. *Journal of Geology*, 88:399-414.
- Anderson, J.B.; Brake, C.F.C. e Myers, N.C., 1984. Sedimentation on the Ross Sea Continental Shelf, Antarctica. *Marine Geology*, 57:295-333.
- Anderson, J.B.; Bartek, L.R. e Thomas, M.A., 1991. Seismic and sedimentological record of glacial events in the Antarctic Peninsula shelf. In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. e Thomson, J.W., eds. *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, pp. 687-691.
- Andrews, J.T., 1987. The Late Wisconsin glaciation and deglaciation of the Laurentide ice Sheet. In: W.F. Ruddiman and H.E. Wright, Jr (Editors), *North America and Adjacent Oceans During the Last Deglaciation*. Geol. Soc. Am. The Decade of North America Geology Project. The Geology of North America. K-3, pp. 13-37.
- Barbosa, O. e Gomes, F.A., 1958. Pesquisa de petróleo na Bacia do rio Corumbataí, Estado de São Paulo. *Depto. Nac. de Prod. Miner., Div. de Geol. Miner., Bol. n° 171*.
- Barret, P.J.; Hambrey, M.J. e Robinson, P.R., 1991. Cenozoic glacial and tectonics history from CIROS-1, McMurdo Sound. In Thomson, M.R.A.; Crame, J.A. e Thomson, V.W., eds., *Geological*

- Evolution of Antarctica. Cambridge University Press, pp. 651-656.
- Beurlen, K., 1955. As formações gondwânicas no sul do Estado do Paraná. D.G.M., Bol. 153. Rio de Janeiro
- Beurlen, K., 1956. A geologia pós-Algonquiana do sul do Estado do Paraná. D.G.M., Bol. 163. Rio de Janeiro.
- Bigarella, J.J., 1970. Continental drift and paleocurrent analysis (a comparison between Africa and South America). I.U.G.S. Symposium on the Stratigraphy and Paleontology of the Gondwana System, Plenary Paper, 36 p.
- Birkenmajer, K., 1980. Discovery of Pliocene glaciation on King George Island, South Shetland Islands (West Antarctica). Bol. Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 27:59-67.
- Birkenmajer, K., 1982a. Pliocene tillite-bearing succession of King George Island (South Shetland Islands, Antarctica) *Studia Geologica Polonica*, 74:7-72.
- Birkenmajer, K., 1982b. Pre-Quaternary fossiliferous glacio-marine deposits at Cape Melville, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica). Bol. Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 29:331-340.
- Birkenmajer, K., 1987. Oligocene-Miocene glacio-marine sequences of King George Island (South Shetland Islands), Antarctica. *Paleontologia Polonica*, 49:9-36.
- Birkenmajer, K., 1991. Tertiary glaciation in the South Shetland Islands, West Antarctica: evaluation of data. In: Thomson, M.R.A.; Crame, J.A. e Thomson, J.W. eds. *Geological Evaluation of Antarctica*. Cambridge, Cambridge University Press, p. 629-632.
- Birkenmajer, K. e Wieser, T., 1985. Petrology and provenance of magmatic and metamorphic erratic blocks from Pliocene tillites of King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Studia Geologica Polonica*, 81:53-96.

- Birkenmajer, K. e Butkiewicz, T., 1988. Petrology and provenance of magmatic and metamorphic erratic blocks from Lower Miocene glaciomarine deposits of King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Studia Geologica Polonica*, 95:23-51.
- Boulton, G.S., 1979. Processes of glacier erosion on different substrata. *J. Glaciol.*, 23:15-38
- Boulton, G.S., 1990. Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glaciomarine facies architecture. In: *Glaciomarine environments: Processes and Sediments*. Dowdeswell, J.A. and Scourse, J.D., eds. Geological Society of London Special Publication 53, 15-52.
- Boulton, G.S. e Jones, A.S., 1979. Stability of temperate ice caps and ice resting on beds of deformable sediment. *J. Glaciol.*, 29-43.
- Boulton, G.S. e Hindmarsh, R.C.A., 1987. Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. *Jour. Geophys. Res.*, 92(B9):9059-9082.
- Canuto, J.R., 1985. Origem dos diamictitos e de rochas associadas do Subgrupo Itararé no sul do Estado do Paraná e norte do Estado de Santa Catarina. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 187pp. (inédita).
- Canuto, J.R., 1993. Facies e ambientes de sedimentação da Formação Rio do Sul (Permiano), Bacia do Paraná, na região de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 164 pp. (inédita).
- Caputo, M.V. e Crowell, J.C., 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96:1020-1036.
- Castro, J.C., 1988. Stratigraphic framework of Rio do Sul/Rio Bonito Formations. In: 7th International Gondwana Symposium, São Paulo, Brazil, Guide Book, Excursion A₂. Petróleo Brasileiro S.A., Rio de Janeiro, 2, pp. 1-8.

- Clark, G.K.C.; Collins, S.G. e Thompson, D., 1984. Flow, thermal structure and subglacial conditions of a surging glacier. *Canadian Journal of Earth Science*, 21:231-240.
- Corrêa da Silva, Z.E., 1978. Observações sobre o Grupo Tubarão no Rio Grande do Sul com especial destaque à estratigrafia da Formação Itararé. *Pesquisas, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, 9:9-61.
- Correa da Silva, Z.C., 1991. The formation of coal deposits in South Brazil. *Gondwana Seven Proceedings*. Hulbrich, H. e Rocha-Campos, A.C. eds. Universidade de São Paulo, p. 233-252.
- Crowell, J.C. e Frakes, L.A., 1970. Phanerozoic glaciation and the causes of ice ages. *Am.J.Sci.*, 268-193-224.
- Crowell, J.C., 1978. Gondwana glaciation, cyclothems, continental positioning, and climate change. *Am.J.Sci.*, 278:1345-1372.
- Crowlley, T.J. e Baum, S.K., 1992. Modeling late Paleozoic glaciation. *Geology*, 20:507-510.
- Crowlley, T.J., Mengel, J.G. e Short, D.A., 1987. Gondwanaland's seasonal cycle. *Nature*, 329: 803-807.
- Daemon, R.F., 1974. Integração dos resultados paleontológicos com os da fauna e flora de camadas fossilíferas do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. Implicações estratigráficas e paleogeográficas. *Revista Unimar*, 4:25-41.
- Daemon, R.F. e Quadros, L.P., 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: 24º Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília, Brazil. *Anais. Sociedade Brasileira de Geologia*, pp. 359-414.
- Daemon, R.F. e França, A.B., 1993. Sedimentos do Westfaliano (Carbon. médio) na Formação Lagoa Azul, Grupo Itararé. In: 1º Simpósio sobre cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, Rio Claro, Brazil. *Resumos. Rio Claro*, p. 36.
- Denton, G.H. e Hughes, T., 1981. eds., *The last great ice sheets*. New York, Wiley-Interscience, 484 p.

- T2402
- Dobson, M.R.; Scholl, D.W. e Stevenson, A.J., 1991. Interplay between tectonics and sea-level changes as revealed by sedimentation patterns in the Aleutians. In: MacDonald, ed., Sedimentations, Tectonics and Eustasy: Sea-level changes at active margins. International Association of Sedimentologists Special Publication 12, pp. 151-163.
- Edwards, M.B. e Foyn, S., 1981. Late Precambrian tillites in Finnmark, North Norway. In: M.J record. Cambridge University Press, pp. 606-609.
- Ernesto, M., Diogo, L.A. e Rocha-Campos, A.C., 1991. Paleomagnetism of the Subandean Carboniferous ("Gondwana") sequence in Bolivia: tectonic implications. Gondwana Seven Proceedings, Instituto de Geociências, USP, P. 615-636.
- Eyles, C. H., 1988a. A model for striated boulder pavement formation on glaciated, . Hambrey and W.B. Harland (Editors). Earth's Pre-Pleistocene glacial shallow marine shelves: an example from the Yakataga Formation, Alaska. Journal of Sedimentary Petrology, 58:62-71.
- Eyles, C.H., 1988b. Glacially and tidally influenced shallow marine sedimentation of the Late Precambrian Port Askaig Formation, Scotland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 68:1-25.
- Eyles, N., 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. Earth-Science Reviews, 35:1-248.
- Eyles, N. e Menzies, J., 1983. The subglacial landsystem. In: N.Eyles (Ed.), Glacial Geology. Pergamon Press, Oxford, pp. 19-69.
- Eyles, N. e Clark, B.M., 1985. Gravity induced soft-sediment deformation structures in glaciomarine sequences of the Late Proterozoic Port Askaig Formation, Scotland. Sedimentology, 32:748-814.

- Eyles, N. e Clark, B.M., 1987. Coarse-grained sediment gravity flow facies in a large supraglacial lake. *Sedimentology*, 34:193-216.
- Eyles, C.H.; Eyles, N. e Miall, A.D., 1985. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequence. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 51:15-84.
- Eyles, C.H.; Eyles, N. e Lagoe, M.B., 1989. The Yakataga Formation: A late Miocene to Pleistocene record of temperate glacial marine sedimentation in the Gulf of Alaska. In: Anderson, J.B. e Ashley, G.M. eds. *Glacial Marine Sedimentation: Paleoclimatic Significance*. Boulder, Geol. Soc. Amer., Special Paper 261, p. 159-180.
- Eyles, C.H.; Eyles, N. e Lagoe, M.B., 1991. The Yakataga Formation: a six-million-years record of temperate glacial marine sedimentation in the Gulf of Alaska. In: J.B. Anderson, G.M. Ashley, eds., *Glacial Marine Sedimentation: Paleoclimatic Significance*. Geological Society of America Special Paper 261, pp. 159-180.
- Eyles, C.H., Eyles, N. e França, A.B., 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology*, 40:1-25.
- Farjallat, J.E.S., 1970. Diamictitos neopaleozóicos e sedimentos associados do sul do Matro Grosso. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional da Produção Mineral*, 250, 52 pp.
- Frakes, L.A. e Figueiredo, P.M., 1967. Glacial rocks of the Paraná Basin exposed along the Sorocaba-Itapetininga road. In: J.J. Bigarella, R.D. Becker and I.D. Pinto (Editors), *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, Curitiba, pp. 103-106.
- Frakes, L.A. e Crowell, J.C., 1969. Late Paleozoic glaciation: I, South America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80:1007-1042.

- Frakes, L.A. e Crowell, J.C., 1972. Late Paleozoic glacial geography between the Paraná Basin and the Andean geosyncline. *An. Acad. Bras. Ci.*, 44:139-145.
- França, A.B., 1994. Itararé Group: Gondwana Carboniferous-Permian of the Paraná Basin, Brazil. In: M.Deynoux, J.M.G. Miller, E.W. Domack, N. Eyles, I.J. Fairchild and G.M. Young (Editors), *Earth's Glacial Record*. Cambridge University Press, pp. 70-82.
- França, A.B. e Potter, P.E., 1991. Stratigraphy and reservoir potential of glacial deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 75:62-85.
- Fulfaro, V.J. e Landim, P.M.B., 1976. Stratigraphic sequences of the intracratonic Paraná Basin. *Newl. Stratigr.*, 4:150-168.
- Fulfaro, V.J., Stevaux, J.C., Souza Filho, E.E. e Barcellos, J.H., 1984. A Formação Tatuí (P) no Estado de São Paulo. In: 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, Brasil. *Anais. Sociedade Brasileira de Geologia*, 2, pp. 711-724.
- Fúlfaro, V.J., Perinotto, J.A.J. e Barcellos, J.H., 1991. Formação Tietê: o pós-glacial no Estado de São Paulo. In: 2º Simpósio de Geologia do Sudeste, São Paulo, Brazil. *Atas. Sociedade Brasileira de Geologia*, pp. 397-404.
- Galloway, W.G., 1989. Genetic stratigraphy sequence in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 74:125-142.
- Gama Jr., E.; Perinotto, J.A.J. e Ribeiro, H.J.P.S., 1991. Contribuição ao estudo de parasequências no Subgrupo Itararé (PC) no Estado de São Paulo. 2º Simpósio de Geologia do Sudeste, S.B.G., São Paulo, Resumos, pp. 37.
- Gipp, M.R., 1994. Architectural styles of glacially influenced marine deposits on tectonically active and passive margins. In: M.Deynoux, J.M.G. Miller, E.W. Domack, N. Eyles, I.J. Fairchild and G.M. Young, eds. *Earth's Glacial Record world and Regional*

- Geology 5. International Geological Correlation Project 260. Cambridge University Press, pp. 109-120.
- Gonzales, C.R., 1983. Evidence for the neopaleozoic glaciation in Argentina. INQUA Symposia on the Genesis and Lithology of Quaternary Deposits. A.A.Balkema, Argentina, pp. 271-276.
- Gravenor, C.P. e rocha-Campos, A.C., 1983. Patterns of Late Paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 43:1-39.
- Hart, J.K., Hindmarsh, R.C.A. e Boulton, G.S., 1990. Styles of subglacial glaciotectonic deformation within the context of the Anglian ice-sheet. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15:227-241.
- Hart, J.K. e Boulton, J.S., 1991. The interrelationship between glaciotectonic deformation and glaciodeposition within the glacial environment. *Quat. Sci. Rev.*, 10:335-350.
- Hughes, T., 1987. Ice dynamics and deglaciation models when ice sheets collapsed. In: W.F. Ruddiman and H.E. Wright, Jr. (Editors), *North America and Adjacent Oceans During the Last Deglaciation. Decade of North American Geology K-3*. Geol. Soc. Am. Boulder, Colorado, pp. 183-220.
- Jeffers, J.D.; Anderson, J.B. e Lawer, L.A., 1991. Evolution of the Bransfield Basin, Antartic Peninsula and the South Shetland Trench. In: Thomson, M.R.A.; Crame, J.A. e Thomson, J.W. eds. *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge, Cambridge University Press, p. 481-485.
- King, L.H. e Fader, G.B., 1986. Wisconsin Glaciation of the Atlantic Continental Shelf of Southeast Canada. Geological Survey of Canada. Bulletin 363, 72 pp.
- Landim, P.M.B. e Fulfaro, V.J., 1972. Trend surface analysis of Carboniferous and Permian thickness data from Paraná Basin. *An.Acad.Bras.Ci.*, 44:187-196.

- Leinz, V., 1937. Estudos sobre a glaciação permocarbonífera do sul do Brasil. Divisão de Fomento da Produção Mineral, Departamento Nacional da Produção Mineral, 21, 53 pp.
- Lima, M.R., Dino, R. and Yokoya, N.S., 1983. Palinologia de concreções calcíferas do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico da Bacia do Paraná) na região de Araçoiaba da Serra, Estado de São Paulo. An. Acad. Bras. Ci., 55:195-208.
- Liimarino, C.O. e Cesari, S.N., 1992. Reubicación estratigráfica de la Formacion Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero inferior, Precordillera de San Juan). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47(1):61-72.
- Lopes, R.C., Lavina, E.L. e Signoreli, N., 1986. Facies sedimentares e evolução paleoambiental do Supergrupo Tubarão na borda leste da Bacia do Paraná. Uma seção regional nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. In: 34o Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, Brasil. Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, 1, pp. 206-218.
- Machado, L.C.R., 1989. Facies e arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé em Alfredo Wagner (SC) - sedimentação periglacial. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 161 pp. (inédita).
- Mackievicz, N.E., Powell, R.D., Carlson, P.R. e Molnia, B.F., 1984. Interlaminated ice-proximal glacio-marine sediments in Muir Inlet, Alaska, Marine Geology, 57:113-147.
- Marques-Toigo, M., 1991. Palynobiostratigraphy of the southern Brazilian Neopaleozoic Gondwana sequence. In: H.Hulbrich e A.C. Rocha-Campos, eds. Gondwana Seven Proceedings. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, pp. 503-515.
- Martin, H., 1961. The hypothesis of continental drift in the light of recent advances of geological knowledge in Brazil and Southwest Africa. Alex du Toit Memorial Lectures, 7, 47 pp.
- Martin, H., 1975. Structural and paleogeographical evidence for an Upper Paleozoic sea between southern Africa and South America.

- In: K.S.W. Campbell (Editor), Gondwana Geology. Australian National University Press, Canberra, pp. 37-51.
- Martin, H., 1981. The Late Paleozoic Dwyka Group of the South Kalahari Basin in Namibia and Botswana and the subglacial valleys of the Kaokoveld in Namibia. In: M.J.Hambrey and W.B. Harland (Editors), Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge University Press, pp. 61-65.
- Martini, I.P. e Rocha-Campos, A.C., 1991. Interglacial and early post-glacial, lower Gondwana coal sequences in the Paraná Basin, Brazil. In: H.P. Ulbrich, and A.C.Rocha-Campos (Editors), Gondwana Seven Proceedings. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, pp. 317-336.
- Mau, H., 1960. Vale pré-glacial ao norte de Lavras do Sul, R.G.S. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, 9:79-82.
- Medeiros, R.A. e Thomaz Filho, A., 1973. Facies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. Anais XXVII Congr.Bras.Geol., Soc. Bras.Geol., 3:3-12.
- Morel, P. e Irwing, E., 1978. Tentative palaeocontinental maps for the early Phanerozoic and Proterozoic. Jour. Geol., 86:535-561.
- Mosher, D.C.; Piper, D.J.W.; Wilks, G.V.; Aksu, A.E. e Fader, G.B. 1989. Evidence for Wisconsinan glaciations in the Bristle Canyon area, Scotian Slope. Quaternary Research, 31:27-40.
- Nagalli, J.T. e Consoni, J.O.C., 1984. Comportamento faciológico do intervalo que encerra as camadas de carvão, na região de Cerquilho. Sociedade Brasileira de Geologia. Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 2:974-982.
- Northfleet, A.A., Medeiros, R.A. e Mülhmann, H., 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Boletim Técnico da Petrobrás, 12:291-346.
- Pascholati, E.M. e Pacca, I.G., 1976. Estudo paleomagnético de seções do Subgrupo Itararé. Anais XXIX Congr.Bras.Geol., Soc. Bras. Geol., 2:245-281.

- Paulo, A. e Tokarski, A.K., 1982. Geology of the Turret Point-Three Sisters Point area, King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Studia Geologica Polonica*, 74:81-103.
- Piper, D.J.W.; Shor, A.N. e Hughes Clarke, J.E., 1988. The 1929 "Grand Banks" earthquake, slump, and turbidity current. Geological Society of America Special Paper 229, pp. 77-92.
- Petri, S. e Fulfaro, V.J. , 1967. Considerações geológicas sobre a região de Itapeva, São Paulo. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 16:25-40.
- Péwé, T.L., 1966. Ice wedges in Alaska - classification distribution and climatic significance. In: *Proceedings 1st International Permafrost Conference*. National Academy of Sciences - National Research Council of Canada. Publication 1287, pp. 76-81.
- Piccoli, A.E.M., 1989. Relações estratigráficas entre as facies Budó e Suspiro (Grupo Itararé) nas Folhas da Vila Nova, Lagoa da Meia Lua e Suspiro, R.S. *Pesquisas. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, 22:45-51.
- Peltier, W.R., 1983. Glacial geology and glacial isostasy, Hudson Bay, Canada. In: Smith, D.E. ed., *Shorelines and isostasy*. New York. Academic Press, pp. 285-319.
- Posamentier, H.W. e Vail, P.R., 1988. Eustatic control on clastic deposicion - sequence and systems tracts models. Sea-level changes - An Integrate Approach, *SEPM Special Publications* 42:125-154.
- Porebski, S.J. e Gradzinski, R., 1987. Depositional history of the Polonez Cove Formation (Oligocene), King George Island, West Antarctica: a record of continental glaciation, shallow-marine sedimentation and contemporaneous volcanism. *Studia Geologica Polonica*, 93:7-62.
- Powell, R.D., 1981. A model for sedimentation by tidewater glaciers. *Annals of Glaciology*, 2:129-134.

- Powell, R.D., 1988. Processes and facies of temperate and subpolar glaciers with tidewater fronts. Short Course Notes. Geol. Soc. Am., pp. 75-94.
- Powell, R.D. e Molnia, B., 1989. Glacimarine sedimentary processes, facies and morphology of the South-Shoutheast Alaska Shelf and fjords. In: Powell, R.D. e Everhoi, A. eds. Modern glacimarine environments:glacial and marine controls of modern lithofacies and biofacies. Marine geology, 85: 359-390.
- Powell, E. e Veevers, J.J., 1987. Namurian uplift in Australia and South America triggered the main Gondwanan glaciation. Nature, 326: 177-179.
- Retallak, G., 1980. Late Carboniferous to Middle Triassic megafossil floras from the Sydney Basin. In: C. Herbert e Helbey, R., eds., A guide to the Sydney Basin. Geological Survey of New South Wales Bulletin, 26:384-430.
- Rocha-Campos, A.C., 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: J.J. Bigarella, R.D. Becker and I.D. Pinto (Editors), Problems in Brazilian Gondwana Geology. Curitiba, pp. 27-102.
- Rocha-Campos, A.C., Farjallat, J.E.S. e Yoshida, R., 1969. Facies e paleogeografia do Subgrupo Itararé na Bacia do Paraná. An. Acad. Bras. Ci., 4: 211-213.
- Rocha-Campos, A.C. e Rösler, O., 1978. Late Paleozoic faunal and floral successions in Paraná Basin, Southeastern Brazil. Boletim IG, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 9:1-16.
- Rocha-Campos, A.C. e Santos, P.R., 1981. The Itararé Subgroup, Aquidauana Group and San Gregorio Formation, Paraná Basin, southeastern South America. W.J. Hambrey e W.B. Harland (eds.), Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record, Cambridge Univ Press, p. 842-852.
- Rocha-Campos, A.C. e Sundaram, D., 1981. Geological and palinological observations on Late Paleozoic varvites from the

- Itararé Subgroup, Paraná Basin. In: 2° Congresso Latinoamericano de Paleontologia. Anais. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pp. 257-275.
- Rocha-Campos, A.C., Oliveira, M.E.C.B., Santos, P.R. e Saad, A.R., 1976. Boulder pavements and the sense of movements of Late Paleozoic glaciers in central-eastern
- Rocha-Campos, A.C., Saad, A.R., Santos, P.R. dos e Oliveira, M.E.C.B. de, 1977. Algumas feições periglaciais do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico) no Estado de São Paulo. Boletim IG, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 8:55-66.
- Rocha-Campos, A.C., Ernesto, M. e Sundaram, D., 1981. Geological palynological and paleomagnetic investigations on Late Paleozoic varvites from the Paraná Basin, Brazil. In: 3o Simpósio de Geologia Regional, Curitiba, Brazil. Atas. Sociedade Brasileira de Geologia, 2 pp. 162-175.
- Rocha-Campos, A.C.; Santos, P.R. e Canuto, J.R., 1986. Glaciotectonic structures in the upper Itararé Subgroup (Late Paleozoic) near Cerquilho, State of São Paulo, Brasil. Sociedade Brasileira de Geologia, XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim nº 1, Resumos e Breves Comunicações, pp. 57-58.
- Ruddiman, W.F., 1987. Synthesis: The ocean/ice sheet record. In: W.F. Ruddiman and H.E. Wright Jr. (Editors), North America and Adjacent Oceans During the Last Deglaciation. The Decade of North American Geology Project. The Geology of North America. K-3, pp. 463-478.
- Russo, A.S.; Archangelsky, S. e Gamarro, J.C., 1980. Los depósitos suprapaleozóicos en el subsuelo de la Llnura Chaco-Pampeana, Argentina. Actas II Congr. Argent. Paleont. Bioestrat. y I Congr. Latinoamer. Paleont., Buenos Aires, 1978 (Simpósio Carbónico-Permico): pp. 157-173.

- Saad, A.R., 1977. Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro-sul do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 107 pp. (inédita).
- Santos, P.R. dos 1979. Distribuição estratigráfica, características e facies de diamictitos e rochas associadas do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 135 pp. (inédita).
- Santos, P.R. dos, 1987. Facies e evolução paleogeográfica do Subgrupo Itararé/Grupo Aquidauana (Neopaleozóico) na Bacia do Paraná, Brazil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 128 pp. (inédita).
- Santos, P.R. dos, Rocha-Campos, A.C. e Canuto, J.R., 1992a. Evolution of the Late Paleozoic glaciation in the Paraná Basin, Brazil. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, Brazil. Boletim de Resumos Expandidos. Sociedade Brasileira de Geologia, pp. 529-531.
- Santos, P.R. dos, Rocha-Campos, A.C. e Canuto, J.R., 1992b. Estruturas de arrasto de icebergs em ritmitos do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico), Trombudo Central, SC. Boletim IG, Série Científica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 23:1-18.
- Santos, P.R. dos, Rocha-Campos, A.C., Trompette, R., Uhllein, A., Gipp, M. e Simões, J.C., 1990. Review of Tertiary glaciation in King George Island, West Antarctica, : preliminary results Pesq. antárt. bras., Acad. bras. ciênc., 2(1):87-99.
- Shepard, F.P., 1979. Currents in submarine canyons and other types of seavalleys. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 27, pp. 85-94.
- Socci, A.D., 1992. Climate, glaciation and deglaciation, controls, pathways, feedbacks, rates and frequencies. Modern Geology, 16:279-316.

- Soares, P.C., Landim, P.M.B., Sinelli, O., Wernick, E., Wu, F.T. e Fiori, A.P., 1977. Associações litológicas do Subgrupo Itararé e sua interpretação ambiental. *Revista Brasileira de Geociências*, 7:131-149.
- Souza, P.A., Lima, M.R. e Saad, A.R., 1993a. Palinologia dos carvões paleozóicos do Estado de São Paulo. I - O carvão de Buri. *An.Acad.Bras.Ci.*, Resumo das Comunicações, 65:327.
- Souza, P.A., Lima, M.R. e Saad, A.R., 1993b. Palinologia dos carvões paleozóicos do Estado de São Paulo. II - O carvão de Monte Mór. *An. Acad.Bras.Ci.*, Resumo das Comunicações, 65:327.
- Souza, P.A., Lima, M.R. e Saad, A.R., 1993c. Palinologia dos carvões paleozóicos do Estado de São Paulo. III - O carvão de Cerquilho. In: 13º Congresso Brasileiro de Paleontologia, São Leopoldo, Brazil. *Boletim de Resumos. Sociedade Brasileira de Paleontologia*, pp. 62.
- Schneider, R.L., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.F. e Nogueira, A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *Anais XXVIII Congr. Bras. Geol., Soc.Bras.Geol.*, 1:41-65.
- Syvitsky, P.M.; Burrell, D.C. e Skei, J.M., 1987. *Fjords Processes and Products*. Springer-Verlag, 379 pp.
- Tarling, D.H., 1991. Gondwanan reconstructions for the Mesozoic and Late Paleozoic, Gondwana Seven Proceedings, Instituto Geociências, USP, P. 573-588.
- Tomazelli, L.J. e Soliani Jr., E., 1982. Evidências de atividade glacial no Paleozóico superior do Rio Grande do Sul, Brasil. In: 32º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Brazil. *Anais, Sociedade Brasileira de Geologia*, 1, pp. 1378-1391.
- Veevers, J.J. e Powell, C.M., 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euromerica. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98:475-487.

- Visser, J.N.J., 1987. The influence of topography on the Permo-Carboniferous glaciation in the Karoo Basin and adjoining areas, southern Africa. In: G.D. Mackenzie (Editor). Gondwana 6. Geophys. Monogr. 41, Am.Geophys.Union, pp. 123-129.
- Visser, J.N.J., 1990. The age of the late Paleozoic glacigene deposits in southern Africa. S. Afr. J. Geol., 93:366-375.
- Wu, F.T., 1982. Minerais nas rochas arenosas do Subgrupo Itararé e Formação Aquidauana no Centro-Leste do Estado de São Paulo. Geociências, Universidade Estadual Paulista, 1:7-27.
- Wu, F.T. 1989. Proveniência das rochas arenosas do Subgrupo Itararé no sul do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, (inédita).
- Wu, F.T., Caetano-Chang, M.R. e Landim, P.M.B., 1991. Proveniência das rochas arenosas do Subgrupo Itararé em termos de ambiente tectônico no sul do Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Geociências, 21:127-137.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição C.J., Astolfi, A.M., Vieira, I.S., Appi, V. T., Zanotto, O. e Marques, A., 1991. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: H. Ulbrich and A.C. Rocha-Campos (Editors), Gondwana Seven Proceedings. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, pp. 83-118.