

**ESTRUTURAS DE ARRASTO DE ICEBERGS EM RITMITO DO SUBGRUPO ITARARÉ
(NEOPALEOZÓICO), TROMBU DO CENTRAL, SC**

P.R.dos Santos¹

A.C.Rocha-Campos¹

J.R.Canuto¹

RESUMO

Conjuntos de sulcos longos, sinuosos e subparalelos sobre planos de acamamento de ritmito do Subgrupo Itararé (Permiano Inferior), aflorante perto de Trombudo Central, Santa Catarina são interpretados como marcas de arrasto de icebergs ("iceberg scours"). Os sulcos ocorrem associados a abundantes clastos caídos e a pelotas, montículos e lentes de detritos despejados ("dumped") pelo derretimento de icebergs flutuantes, e a lentes de detritos possivelmente acumulados de icebergs aterrados. O ritmito foi depositado em um corpo de água doce, de razoável tamanho e relativamente profundo, pelo menos em parte como varves, durante o último episódio de deglaciação da glaciação neopaleozóica. Marcas de arrasto de icebergs são relativamente comuns em plataformas marinhas modernas e pleistocênicas, mas não são conhecidas no registro mais antigo, a despeito da preservação geológica seletiva de rochas glácio-marinhas. Trata-se da primeira descrição pormenorizada de marcas de arrasto de icebergs em estratos pré-pleistocênicos.

ABSTRACT

Series of long, sinuous and subparallel furrows on bedding planes of rhythmites of the Itararé Subgroup (Early Permian), cropping out in the State of Santa Catarina, southern Brazil, are interpreted as iceberg scours. Troughs are associated with abundant ice-rafted clasts, pellets and mounds of dumped debris melted out from floating icebergs, and lenses of debris possibly released from grounded icebergs. Rhythmites were

¹Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências/USP, São Paulo.

deposited in a sizeable, relatively deep freshwater body, at least in part as varves, during the last episode of deglaciation of the late Paleozoic glaciation. Iceberg scours are common in modern and Pleistocene glaciated shelves, but are not known from the ancient record despite selective preservation of glaciomarine rocks. This paper presents the first detailed description of iceberg scours from pre-Pleistocene strata.

INTRODUÇÃO

Estruturas causadas pelo arrasto ("scouring") de gelo flutuante sobre sedimentos de fundo, geralmente sob a forma de sulcos ou escavações, foram registradas em lagos do Pleistoceno e em oceanos atuais, constituindo uma feição típica das plataformas marinhas rasas, de clima frio (e.g., BELDERSON & WILSON, 1973; HARRISON & JOLLEYMORE, 1974; BARNES et al., 1984; DREDGE, 1982; HÉLIE, 1983; WOODWORTH-LYNAS et al., 1985; EYLES & CLARK, 1988).

O uso de técnicas sofisticadas, tais como, a perfilagem de reflexão de alta resolução e os levantamentos com sonar de varredura lateral vem fornecendo muitas informações sobre a micromorfologia de estruturas de arrasto recentes em fundos oceânicos, mas poucos dados estruturais. Outras características como, por exemplo, comprimento, densidade linear, profundidade máxima de incisão e orientação das escavações de gelo podem ser determinadas através do registro sonográfico e de operações de mergulho submarino (BARNES et al., 1973; WOODWORTH-LYNAS et al., 1985).

Observações pormenorizadas e a documentação de estruturas afetando os sedimentos subjacentes às escavações mais recentes são, entretanto, difíceis de conseguir e, com exceção de breves referências de RATTIGAN (1967) e VON BRUNN (1977), nenhuma estrutura fóssil foi ainda identificada no registro glacial pré-pleistocênico. A despeito do conhecimento dos processos de sulcamento e das estruturas de deformação relacionadas ser ainda limitado, tentativas de identificação dos análogos fósseis vêm sendo feitas, com base na ocorrência de feições estruturais nos sedimentos associados.

Este artigo refere-se à descrição e discussão preliminares da origem de estruturas que ocorrem em ritmo do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico), Bacia do Paraná, interpretadas como deformações causadas pelo arrasto de gelo. A excelente preservação das estruturas permitiu o exame pormenorizado da sua morfologia e das feições associadas, desse modo fornecendo importantes informações para a identificação de marcas de arrasto de gelo no registro glacial pré-Pleistocênico.

CONDICIONAMENTO ESTRATIGRÁFICO

O afloramento estudado corresponde a uma pedraira da Mineração Sul-

Brasil, localizada cerca de 300 m ao norte do km 161 + 100 m da rodovia BR-470, no Município de Trombudo Central, centro-leste de Santa Catarina (Fig. 1). A seqüência estratigráfica local (Fig. 2) pertence à parte superior da Formação Rio do Sul (Subgrupo Itararé, Eopermiano) e exhibe facies associadas ao último evento de deglaciação da glaciação gondwânica na área. Estas são recobertas pelos arenitos flúvio-deltaicos, pós-glaciais, da Formação Rio Bonito (Eopermiano).

Na seção exposta entre os km 158 e 162 da rodovia (Fig. 2), corpos de ritmo da Formação Rio do Sul, com aproximadamente 50 m de espessura total, intercalados com corpos de arenito sigmoidais, de frente deltaica, interdigitam-se e são recobertos por folhelho negro interpretado como de provável origem marinha (CASTRO, 1988).

A evolução sedimentar da Formação Rio do Sul, na área, envolveu episódios de avanço e recuo das geleiras neopaleozóicas, documentados, respectivamente, pela ocorrência de tilito basal e espesso pacote de arenito turbidítico, ritmo e folhelho (depósitos de lobos e franjas), e de folhelhos marinho e glácio-marinho (Fig. 2). Esses episódios foram acompanhados de mudanças do nível do mar, resultando em alternância de fases regressivas e transgressivas. O folhelho marinho superior é parcialmente contemporâneo e pode representar a lama pró-deltaica do sistema deltaico basal da Formação Rio Bonito (Membro Triunfo), que localmente contém camadas de carvão.

No afloramento estudado, o ritmo caracteriza-se pela repetição cíclica de pares de litologia, de 3,5 a 8,5 cm de espessura, envolvendo uma camada mais espessa e clara de silte, em contato geralmente brusco com lâmina de argila escura, mais fina, de espessura mais ou menos constante (até 4 mm). As camadas claras são multilaminadas, depositadas por combinação de diferentes mecanismos de dispersão (ASHLEY, 1975; SMITH & ASHLEY, 1985) (Figs. 3 e 4). Com exceção de marcas onduladas de corrente, às vezes isoladas ("starved ripples"), não foram encontradas outras evidências de processos tracionais. Um aspecto notável do ritmo é a abundância de clastos caídos, pelotas de argila escura, montículos e lentes de sedimento areno-silto-argiloso, irregularmente dispersos nas camadas claras. Por causa do seu significado ambiental, essas feições serão discutidas pormenorizadamente abaixo. Pistas de invertebrados são de ocorrência comum sobre a superfície das lâminas argilosas escuras do ritmo, denotando intensa atividade bentônica. O ritmo contém uma palinoflora de gimnospermas e pteridófitas, relativamente diversificada; condições de água doce a salobra são sugeridas pela ocorrência *in situ* de corpos algais atribuídos a *Botryococcus* (MARQUES-TOIGO et al., 1989).

A regularidade do ritmo, o contato brusco entre as camadas claras de silte e as lâminas de argila escura, além de outras características sedimentológicas, palinológicas e paleomagnéticas foram interpretadas por ROCHA-CAMPOS & SUNDARAM (1981) e ROCHA-CAMPOS et al. (1981) como indicativas de controle sazonal na deposição do ritmo da área de Trombudo Central, sob a forma de varves. Segundo eles, a associação próxima entre o ritmo e o 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



Figura 1 - Localização do afloramento estudado.

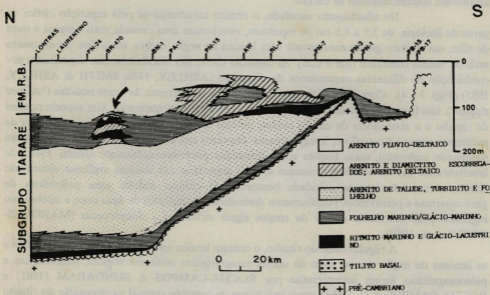


Figura 2 - Painel estratigráfico da Formação Rio do Sul entre Lontras e o Poço PB-17 (adaptado de CASTRO, 1988). FM. R.B.: Formação Rio Bonito (Membro Triunfo); a seta indica o ritmo estudado.

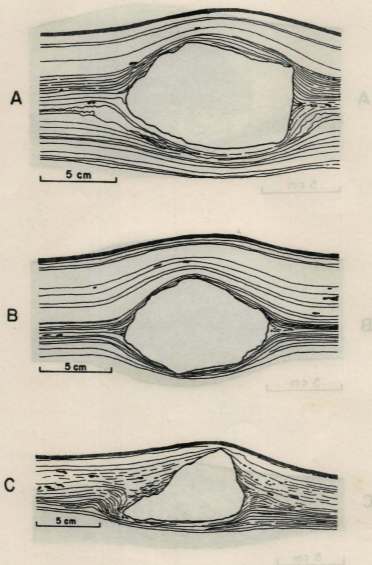


Figura 3 - Clastos caídos. Notar encurvamento (A), penetração (B) e enrugamento (C) inferiores; encurvamento e cavalgamento superiores (A,B e C).

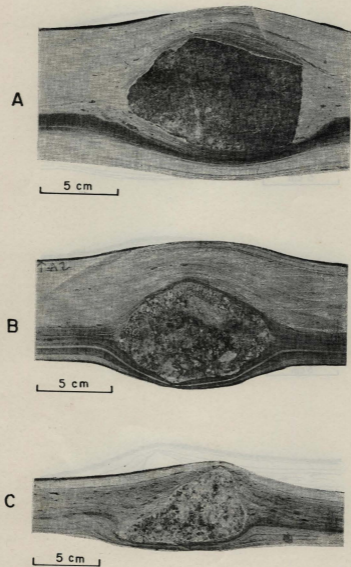


Figura 4 - Clastos caídos. Estruturas associadas (measas amostras da Figura 3).

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 embaiamento costeiro, isolado por oscilação do nível do mar e dominado pelo influxo de água doce. A extensão estimada de afloramento da litologia, de cerca de 4 km, configura um corpo de água de razoável tamanho. A granulometria (silte e argila) e a rara ocorrência de marcas onduladas e de ondulações isoladas de corrente, por sua vez, são indicativas de posição mais distal do ritmito dentro da bacia de sedimentação e de profundidade de água relativamente grande (SMITH & ASHLEY, 1985).

SEDIMENTAÇÃO ASSOCIADA A ICEBERGS

Três tipos de estruturas, de ocorrência extremamente comum no afloramento estudado, são indicativas da presença freqüente de icebergs, durante a deposição do ritmito: a) clastos caídos ("dropstones"), b) pelotas e montículos despejados ("dumped"), e c) depósitos de aterramento ("grounding") (THOMAS & CONNELL, 1985). Sua formação envolve processos sedimentares co-genéticos, intimamente ligados à origem dos sulcos aqui descritos.

*Clastos caídos**. Clastos, variando de grânulos a matações, aparecem dispersos, de modo irregular, em praticamente todas as camadas claras do ritmito. São predominantemente de granito e quartzito ou, mais raramente, de rochas sedimentares (arenito e mesmo diamictito) (Figs. 3 e 4). Clastos menores, de argila escura, têm a forma de fragmentos irregulares ou pelotas ("pellets", OVENSINE, 1970). Estes estão normalmente associados às estruturas de despejo e aterramento e serão, portanto, aí tratados.

O diâmetro máximo dos clastos pode atingir 1,5 m; seu tamanho, entretanto, não parece guardar qualquer relação com a espessura das camadas em que ocorrem. Embora observações sistemáticas não tenham sido feitas, estima-se que grande parte dos clastos dispõem-se com seus planos a-b paralelos à estratificação. A maioria dos clastos têm diâmetro maior que a espessura dos estratos onde jazem sendo, pois, sobredimensionados ("oversized", HARLAND et al., 1966).

As Figuras 3 e 4 exibem alguns dos tipos de contato entre os clastos e a estratificação do ritmito, incluindo encurvamento e penetração inferiores, e encurvamento e cavalgamento ("onlap") superiores (THOMAS & CONNELL, 1985). Embora não mostrados, exemplos de ruptura inferior foram observados na base de clastos, que chegam a perfurar os estratos do ritmito. As relações de contato indicam ainda que muitos clastos caídos

*Propomos aqui, a adoção de *clasto caído* como equivalente ao inglês "dropstone", termo que julgamos preferível a "rafted clast" (literalmente, clasto "jangadeado"), para efeito de tradução em português.

depositaram-se contemporaneamente a lâminas/camadas de material silto-argiloso, mal selecionado contendo muitas pelotas de argila escura, alinhadas paralelamente à estratificação incipiente, aparentemente dispersado por correntes densas de fundo (Figs. 3B e 4B). Estas são presumivelmente associadas à formação das estruturas de despejo, abaixo discutidas, ou com outros tipos de fluxo de detritos. Os contatos inferior e superior dos clastos, contudo, não deixam dúvidas de que a maioria destes caiu verticalmente, a partir de gelo flutuante, e não foram transportados lateralmente por correntes densas sobre o assoalho da bacia de deposição (THOMAS & CONNELL, 1985).

Estruturas de despejo. Depósitos atribuídos ao despejo de sedimentos, a partir do derretimento de icebergs flutuantes, correspondem a montículos de base plana, de material mais grosso que o das camadas claras do ritmo, onde estão incluídos (Fig. 5A). Os montículos são geralmente simples, não tendo sido observados casos de empilhamento ("stacking") descritos por THOMAS & CONNELL (1985).

Em corte, os montículos têm a forma cônica, baixa, simétrica, com altura variando de alguns até 70 cm e comprimento de até vários metros. Nas suas regiões mais distais, as estruturas reduzem-se a camadas ou lâminas decimétricas/centimétricas, concordantes com a estratificação dos estratos que as encerram.

A base plana dos montículos assenta-se erosivamente sobre a laminação da camada clara; os contatos superior e laterais, em contraste, são gradacionais, colgados por lâminas cavalgantes de silte e argila (Fig. 5A). Embora, via de regra solitários, os montículos podem concentrar-se em determinadas áreas, como sugere a ocorrência de vários abaulamentos irregulares e arredondados do plano de estratificação do ritmo, junto à extremidade NW dos sulcos.

Quanto à composição, a maioria dos montículos é formada por mistura mal selecionada de silte/areia muito fina, pelotas milimétricas a centimétricas de argila escura, e numerosos clastos milimétricos a centimétricos de granito e de sedimentos, com estratificação incipiente dada pela alternância de lâminas irregulares desses materiais e alinhamento das pelotas ou plaquetas de argila (Fig. 5A). Clastos maiores dispõem-se concordantemente com a estratificação, simetricamente encurvada acima e abaixo destes e resultaram provavelmente de transporte por fluxo de corrente densa. Concentração gravitacional de partículas maiores, ao longo dos flancos (de até 15° de inclinação), em direção às margens inferior e lateral dos montículos, não foi claramente observada. O conjunto de feições acima descritas é compatível com a origem das estruturas através do derretimento e emborcamento de icebergs flutuantes, contendo detritos, conforme descrevem OVENSINE (1970) e ANDERSON et al. (1980), em ambientes atuais. Segundo esses autores, a liberação súbita de volumes de misturas de detritos de granulação variada formaria correntes densas, verticais. Neste processo, o fluxo ao longo dos flancos dos montículos e a depleção dos finos, por dispersão na água, provocaria a seleção parcial das partículas. THOMAS & CONNELL (1985) atribuem a formação de montículos isolados e simétricos, semelhantes aos observados, a eventos de despejo únicos.

Estruturas de aterramento. Dois exemplos de concentrações de detritos mais

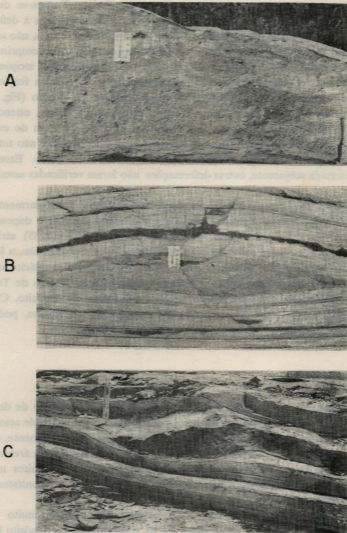


Figura 5 - Estruturas de despejo e aterramento. A) parte de um dos flancos de estrutura de despejo: notar estratificação incipiente e contatos inferior (erosivo) e superior; (B) depósito de aterramento: notar contato erosivo inferior e cavalgamento superior; (C) depósito de aterramento preenchendo sulco.

grossos, dentro de camadas claras do ritmito, divergem em alguns aspectos, que julgamos significativos, da descrição acima e podem ter uma origem distinta. Tratam-se de corpos formados de material similar ou de diamictito, porém lenticulares, associados à deformação dos estratos inferiores, além dos superiores (Figs. 5B e 5C). Uma das estruturas, não associada às marcas de arrasto, abaixo discutidas, com 20 cm de altura por 1,80 m de comprimento, é aproximadamente simétrica em corte, e exibe, além da estratificação incipiente dos sedimentos, contato inferior erosivo e superior transicional (Fig. 5B). Outra feição similar ocorre em parte preenchendo um dos sulcos da zona escavada do ritmito (Fig. 5C). O depósito, com 15 cm de espessura, tem forma de lente, dentro da depressão, estendendo-se para fora, além de um dos flancos, sob a forma de uma camada de 9 cm de espessura, intercalada, ao longo de vários metros, entre os estratos do ritmito. Embora não totalmente exposta, a estrutura parece alongar-se paralelamente ao eixo do sulco. Exceto pelo adelgaçamento da camada subjacente, outras deformações não foram verificadas associadas ao corpo.

Várias das características dos depósitos descritos, particularmente a sua forma biconvexa em seção e a ocorrência associada a um sulco, sugerem a deposição por derretimento *in situ* de iceberg ancorado. THOMAS & CONNELL (1985) atribuem à aterramento de iceberg, por abaixamento do nível da água e derretimento *in situ*, a formação de sulco isolado preenchido por diamictito, encontrado em sedimentos glácio-lacustrinos pleistocênicos da Escócia. De modo similar à estrutura observada no ritmito de Trombudo Central, não se notam ruptura ou deformação intensa subjacente ao depósito. Conforme discutiremos a seguir, a formação de estruturas de aterramento no ritmito, poderia ser entendida no contexto da explicação proposta para a origem dos sulcos.

DESCRIÇÃO DAS ESTRUTURAS

As estruturas estudadas aparecem sob a forma de uma série de depressões ou sulcos longos, sinuosos e rasos, extensivamente desenvolvidos sobre planos de acamamento do ritmito (Fig. 6). Os sulcos têm largura e profundidade variáveis, respectivamente, entre 20-50 cm e até 20 cm, ao longo de um comprimento máximo exposto de 70-80 m. A área aflorante, afetada pelas deformações, é de cerca de 70 m x 40 m, mas os seus limites totais são desconhecidos. A despeito de seu aspecto sinuoso, os conjuntos de sulcos são consistentemente orientados segundo N60°-70°W.

Em perfil, os sulcos são assimétricos e de forma muito variável, predominando os em "V" ou de fundo plano (Figs. 7 e 8). Com exceção do depósito lenticular anteriormente descrito (pág. 9; Fig. 5B) não foram encontrados acúmulos de sedimentos, fraturas ou marcas de balanço ("jigger", REIMNITZ & BARNES, 1974) dentro das estruturas, que têm fundo e flancos lisos, raramente exibindo estriações ou crenulações finas, paralelas aos seus eixos. Os sulcos são, entretanto, separados por áreas mais salientes, alongadas,



Figura 6 - Vista geral (para NW) das superfícies sulcadas.

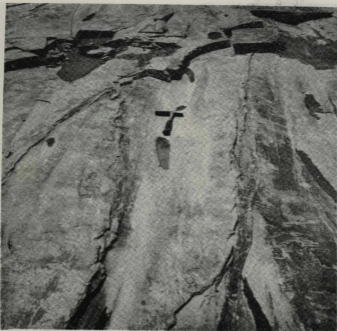


Figura 7 - Sulcos e feições associadas (vista para SE): notar sulco de fundo plano, no centro, com massa de sedimento lateral sobressaindo lateralmente (à esquerda), e parede plana, à direita (junto ao martelo).

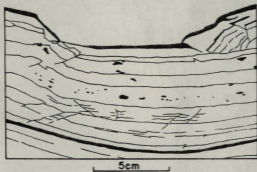


Figura 8 - Diagrama de um corte de sulco pequeno mostrando a morfologia e estruturas associadas.

constituídas de massas ou pilhas irregulares de sedimento empurrado ou deslocado lateralmente, durante o processo de sulcamento, que podem, por vezes, projetar-se lateralmente sobre uma das margens dos sulcos contíguos (Fig. 7). O sentido do empurrão sobre os estratos deformados é para SW.

Lâminas internas das camadas claras subjacentes aos sulcos, são cortadas por pequenas falhas reversas e dobras falhadas que mergulham para fora ou em direção ao centro das estruturas (Fig. 8). Seções paralelas aos eixos dos sulcos mostram também falhas inversas e dobras recumbentes, porém indicando sentido do movimento para NW.

Dentro do pacote afetado pelo sulcamento, de menos de 1 m de espessura, as deformações parecem atenuar-se para baixo, a partir de 2-3 planos de acamamento em que estão mais intensamente marcadas, sugerindo repetição dos episódios de deformação. As camadas acima e abaixo da zona afetada pelos sulcos mostram-se não perturbadas.*

POSSÍVEIS MODOS DE ORIGEM

Estruturas de deformação, com as características gerais descritas, poderiam estar ligadas aos seguintes mecanismos, que serão discutidos previamente, na tentativa de elaboração de um modelo geral de origem: a) movimentos tectônicos; b) deslizamento e escorregamento intra-estratal de sedimentos; e c) ação de gelo aterrado.

A ocorrência intra-estratal dos sulcos desfavorece a hipótese tectônica. Adicionalmente, pode-se lembrar a inexistência de fase de esforços estruturais compressivos afetando a Bacia do Paraná, durante o Neopaleozóico.

Dobramentos e outras deformações causadas por deslizamento intra-estratal, sobre plano de acamamento ou de "décollement", sob a ação da gravidade, são estruturas muito comuns em ritmos, inclusive varves glácio-lacustrinas (PICKRILL & IRWIN, 1983), e foram também observadas em ritmo da área de Trombudo Central. A geometria das deformações descritas, entretanto, difere das exibidas pelas estruturas de deslizamento, que em geral envolvem dobras e falhas estruturalmente mais complexas.

O contexto sedimentar e paleoambiental discutido, portanto, sugere fortemente a origem das estruturas associada à presença pretérita de gelo aterrado sobre o fundo da bacia, envolvendo três possíveis circunstâncias: a) avanço de geleira; b) gelo lacustrino/marinho ("lake/sea ice"); e c) icebergs.

Estruturas morfológicamente similares às aqui descritas, geradas

*Um outro plano de acamamento contendo estruturas similares às descritas foi recentemente localizado na pedreira, cerca de 6 m abaixo da zona deformada principal. Exceto pelas suas dimensões menores e orientação diversa, as marcas de arrasto exibem as mesmas características descritas acima.

subglacialmente pela deformação de sedimentos, durante avanço de geleira, foram descritas na literatura referente ao Pleistoceno e pré-Pleistoceno, como sulcos e caneluras erosivas e superfícies "fluted" (e.g., BOULTON, 1976; VON BRUNN, 1977; TOMAZELLI & SOLIANI Jr., 1982). Essas feições, contudo, ocorrem geralmente associadas ao alojamento de till/tilito basal e a evidência de cisalhamento, sob a forma de falhas, dobras ou estruturas glácio-tectônicas (HICOCK & DREIMANIS, 1985). No presente caso, esperar-se-ia, pois, a ocorrência de depósito intercalado de tilito assentado sobre superfície de discordância e estruturas de cisalhamento no ritmo subjacente, submetido à intensa compressão.

A abundância de partículas caídas, despejadas e de aterramento associadas aos sulcos, é argumento contrário à hipótese de gelo lacustrino/marinho e sugere, como já vimos, a presença constante de icebergs no corpo de água (THOMAS & CONNELL, 1985). Além disso, cristas de gelo ("ice ridges") formam-se costumeiramente na zona costeira de gelo preso ("fast ice"), acreditando-se que sua atividade de escavação diminua abruptamente margem afora, já que poucas quilhas de gelo atingem o fundo, nas partes mais distais do mar/lago (BARNES et al., 1984; FISCHBEIN, 1987). Finalmente, a presença de uma crista de gelo não se coadunaria com a formação de conjuntos de sulcos subparalelos, como se vê no afloramento estudado.

Em resumo, portanto, os elementos sedimentológicos e paleoambientais e o conjunto de feições exibidas pelos sulcos, particularmente sua orientação, associação com abundantes clastos caídos e acumulações de despejo ou aterramento de sedimento silto-argiloso, são fortemente indicativos de origem através de arrasto de um único iceberg, contendo irregularidades na base do gelo, sobre o fundo da bacia de sedimentação.

O modelo conceitual proposto para a formação dos sulcos (Fig. 9) envolve o deslocamento da massa de gelo, em direção NW, deslizando sobre a argila plástica do topo das camadas do ritmo, subsidiariamente empurrada para SW, provavelmente sob a ação do vento, ou sob pressão lateral de gelo flutuante adjacente. Em sua trajetória, o iceberg teria sofrido ligeiras mudanças de curso e rotação, responsáveis pelo padrão sinuoso, interferência lateral e irregularidades na forma dos sulcos, enquanto era conduzido a águas mais rasas, onde interrompeu sua marcha, derreteu e descarregou os detritos que transportava.

Embora semelhantes morfologicamente, algumas diferenças entre estruturas de arrasto de icebergs recentes e pleistocênicas, e as aqui descritas, merecem discussão. Em primeiro lugar, os sulcos no ritmo de Trombudo Central são de dimensões pequenas, quando comparados com marcas de arrasto descritas de plataformas atuais, ou em sedimentos lacustrinos pleistocênicos (e.g., BARNES, 1987; BARNES et al., 1984; BELDERSON & WILSON, 1973; REIMNITZ & BARNES, 1974; DREDGE, 1982; HÉLIE, 1983; WOODWORTH-LYNAS et al., 1985, e comunicação pessoal, 1990). Como possível explicação, sugerimos que icebergs relativamente pequenos, somente tocando os sedimentos do fundo, produziriam deformações menores e menos intensas. Pode-se mesmo especular que a interferência entre sucessivos episódios de arrasto de icebergs, nas plataformas atuais, possivelmente resultaria na obliteração das feições de deformação menores, seletivamente

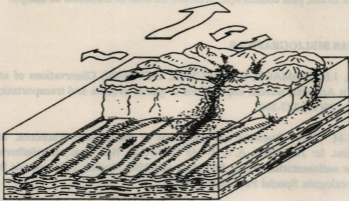


Figura 9 - Modelo proposto para a formação dos sulcos. Seta maior: sentido do movimento do iceberg; setas menores: rotação e deriva lateral.

preservando as de maior tamanho.

A idéia de que o arrasto de icebergs seja necessariamente um evento múltiplo ou repetitivo, que gera sempre pilhas de sedimento intensamente retrabalhado e deformado não seria, pois, no nosso entender, inteiramente correta. A interpretação adotada para as deformações de Trombudo Central evidenciaria que estruturas de arrasto de gelo fósseis podem ocorrer como feições de pequeno tamanho, necessitando o seu reconhecimento de boas exposições, como é o caso da localidade estudada. Esperamos, portanto, que os dados apresentados na presente nota estimulem a descrição pormenorizada de outros afloramentos pré-pleistocênicos, contendo feições similares.

AGRADECIMENTOS

A presente nota foi elaborada durante estágio realizado por Paulo R. dos Santos junto ao Glaciated Basin Research Group, Department of Geology, University of Toronto, Scarborough, Canada, através de bolsa de pós-doutorado fornecida pelo CNPq (Proc. 203090-89/6). A participação de A.C. Rocha-Campos foi possível graças à bolsa de pós-doutorado fornecida pela FAPESP (Proc. 89/3091-2). Agradecemos ao Dr. Christopher Woodworth-Lynas, Memorial University of New Foundland, Canada, pelos comentários e ajuda bibliográfica; ao Dr. Nick Eyles, University of Toronto, pela leitura crítica do texto e valiosas sugestões; aos Srs. Gideon Blaese, Prefeito de Trombudo Central, e Mario Vloch,

Mineração Sul Brasil, pela colaboração prestada durante os trabalhos de campo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, J.B.; DOMACK, E.W.; KURTZ, D.D. (1980) Observations of sediment-laden icebergs in Antarctic waters: implications to glacial erosion and transportation. **Journal of Glaciology**, 25(93):387-396.
- ASHLEY, G.M. (1975) Rhythmic sedimentation in glacial lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut. In: JOPLING, A.V. & Mc DONALD, B.C. (eds.) **Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation**. Tulsa, SEPM. p 304-320. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, nº 23).
- BARNES, P.W. (1987) Morphologic studies of the Wilkes Land continental shelf, Antarctica - Glacial and iceberg effects. In: EITREIM, S.L. & HAMPTON, M.A. (eds.) **The Antarctic Continental Margin: Geology and Geophysics of offshore Wilkes Land**. Houston, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series, v. 5A, p.175-194.
- BARNES, P.W.; REARIC, D.M.; REIMNITZ, E. (1984) Ice gouge characteristics and processes. In: BARNES, P.W.; SCHELL, D. M.; REIMNITZ, E. (eds.) **Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments**. New York, Academic Press. p.185-212.
- BARNES, P.W.; REIMNITZ, E.; GUSTAFSON, C.W.; LARSEN, B.R. (1973) U.S.G.S. marine studies in the Beaufort Sea off northern Alaska, 1970-1972. **U.S. Geological Survey, Open-File Report**, 561:1-11.
- BELDERSON, R.H. & WILSON, J.B. (1973) Iceberg plough marks in the vicinity of the Norwegian Trough. **Norsk Geologisk Tidsskrift**, 53:323-328.
- BOULTON, G.S. (1976) The origin of glacially fluted surfaces: observations and theory. **Journal of Glaciology**, 17:287-309.
- CASTRO, J.C. (1988) Stratigraphic framework of Rio do Sul/Rio Bonito Fms. In: GONDWANA SYMPOSIUM, 7., São Paulo, 1988. **Excursion A 2, guide book**. São Paulo, Instituto de Geociências, USP, parte 2, p.1-8.
- DREDGE, L.A. (1982) Relict ice-scour marks and late phases of Lake Agassiz in northernmost Manitoba. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 19(5):1079-1087.

- EYLES, N. & CLARK, B.M. (1988) Storm-influenced deltas and ice scouring in a Late Pleistocene glacial lake. **Geological Society of America Bulletin**, 100(5):793-809.
- FISCHBEIN, S.A. (1987) Analysis and interpretation of ice-deformed sediments from Harrison Bay, Alaska. **U.S. Geological Survey Open-File Report**, 87-262:1-73.
- HARLAND, W.B.; HEROD, K.N.; KRINSLEY, D.H. (1966) The definition and identification of tills and tillites. **Earth Sciences Reviews**, 2:225-256.
- HARRISON, I.M. & JOLLEYMORE, R.G. (1974) Iceberg furrow marks on the continental shelf northeast of Belle Island, Newfoundland. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 11:43-52.
- HÉLIE, R.G. (1983) Relict iceberg scours, King William Island, Northwest Territories. **Geological Survey of Canada, Paper 83-1B**:415-417.
- HICOCK, S.R. & DREIMANIS, A. (1985) Glaciotectonic structures as useful ice-movement indicators in glacial deposits: four Canadian case studies. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 22(3):339-346.
- MARQUES-TOIGO, M.; DIAS-FABRICIO, M.E.; GUERRA-SOMMER, M.; CAZZULO-KLEPZIG, M.; PICCOLI, A.E.M. (1989) Afloramento da área de Trombudo Central. Permiano Inferior, Santa Catarina: palinologia, icnologia e sedimentologia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11., Curitiba, 1989. **Resumos das Comunicações**. Curitiba, Sociedade Brasileira de Paleontologia, p.43-44.
- OVENSHINE, A.I. (1970) Observations on icebergs rafting in Glacier Bay, Alaska, and the identification of ice-rafted deposits. **Geological Society of America Bulletin**, 81(3):891-894.
- PICKRILL, R.A. & IRWIN, J. (1983) Sedimentation in a deep glacier-fed lake - Lake Tekapo, New Zealand. **Sedimentology**, 30(1):63-75.
- RATTIGAN, J.H. (1967) Depositional, soft sediment and post-consolidation structures in a Palaeozoic aqueoglacial sequence. **Journal of the Geological Society of Australia**, 14:5-18.
- REIMNITZ, E. & BARNES, P.W. (1974) Sea ice as geological agent on the Beaufort Sea Shelf of Alaska. In: REED, J.C. & SATER, J.E. (eds.) **The coast and shelf of the Beaufort Sea**. Arlington, Arctic Institute of North America, p.301-353.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. & SUNDARAM, D. (1981) Geological and palynological

- observations on late Paleozoic varvites from the Itararé Subgroup, Paraná Basin. Brazil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE PALEONTOLOGIA, 2., Porto Alegre, 1981. **Anais**. Porto Alegre, Instituto de Geociências, UFRJ, v. 1, p.257-275.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; ERNESTO, M.; SUNDARAM, D. (1981) Geological, palynological and paleomagnetic investigations on late Paleozoic varvites from the Paraná Basin. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 3., Curitiba, 1981. **Atas**. Curitiba, SBG. p.162-175.
- SMITH, N.D. & ASHLEY, G.M. (1985) Proglacial lacustrine environment. In: ASHLEY, G.M.; SHAW, J.; SMITH, N.D. (eds.) **Glacial Sedimentary Environment**. Tulsa, SEPM. p.135-216. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, nº 16).
- TOMAZELLI, L.J. & SOLIANI Jr., E. (1982) Evidências de atividade glacial no Paleozóico superior do Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais**. Salvador, SBG, v. 4, p.1378-1391.
- THOMAS, G.S.P. & CONNELL, R.J. (1985) Iceberg drop, dump, and grounding structures from Pleistocene glácio-lacustrine sediments, Scotland. **Journal of Sedimentary Petrology**, 55(2):243-249.
- VON BRUNN, V. (1977) A furrowed infratillite pavement in the Dwyka Group of Northern Natal. **Transactions of the Geological Society of South Africa**, 80(2):125-130.
- WOODWORTH-LYNAS, C.M.T.; SIMMS, A.; RENDELL, C.M. (1985) Iceberg grounding and scouring on the Labrador continental shelf. **Cold Regions Science and Technology**, 10:163-186.
- REICHL, R.A. & IRWIN, J. (1980) Sedimentation in a deep glacial lake. **Journal of New Zealand Geology**, 30:101-122.
- RATTIEM, J.H. (1967) Depositional soil sediment and post-deposition structures in a Pleistocene glacial sequence. **Journal of the Geological Society of America**, 14:7-18.
- KRIMMITS, E. & BARNES, F.W. (1971) Sedimentology of a glacial system in the Southern Sea of Alaska. In: REILLY, J.C. & SALTER, J.R. (eds.) **The coast and shelf of the Southern Sea**. **Journal of Marine Research**, 29:301-322.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. & SUNDARAM, D. (1981) Geological and palynological

Recebido em 10/02/1992.

Aprovado em 20/02/1992.