

PAVIMENTO ESTRIADO DA GLACIAÇÃO NEOPALEOZÓICA, EM ALFREDO WAGNER, SANTA CATARINA, BRASIL

A.C.Rocha Campos¹
L.C.R.Machado²
P.R.dos Santos¹
J.R.Canuto¹
J.C.de Castro³

RESUMO

Estrias e fraturas de fricção glaciais (fraturas em crescente, e fraturas lunadas ou sulcos em crescente) ocorrem sobre o embasamento granítico pré-cambriano, recoberto por diamictitos e folhelho da Formação Rio do Sul (Subgrupo Itararé), na região centro-sul de Santa Catarina. As feições indicam que o gelo neopaleozóico moveu-se de SE-NW na área.

ABSTRACT

Glacial striae and friction cracks (crescentic fractures, and lunate fractures or crescentic grooves) on a Precambrian granitic basement overlain by diamictites and shale of the Rio do Sul Formation are described from a road cut near Alfredo Wagner, central-south Santa Catarina State. The features indicate a SE-NW movement of the Late Paleozoic glacier in the area.

INTRODUÇÃO

Com exceção de duas referências inconclusivas, inexistem na literatura informações diretas sobre o sentido do movimento do gelo, durante a glaciação neopaleozóica, no Estado de Santa Catarina.

CARVALHO (1940) e BARBOSA (1940) relataram a descoberta, pelo segundo, de estrias interpretadas como de origem glacial sobre o embasamento pré-cambriano, em uma pedra junto a São Bento do Sul, norte de Santa Catarina.

As estrias, neste local, ocorrem sobre a superfície de rocha identificada como grandiorito (ou gnaíse, segundo DEQUECH, 1948), de topografia muito irregular, incluindo depressões e bossas recobertas diretamente por diamictito, seguido de folhelho e arenitos intercalados contendo clastos dispersos. Estes sedimentos encontram-se adaptados às irregularidades do embasamento, freqüentemente exibindo ângulos de mergulho abruptos a subverticais (BARBOSA, 1940, Figs. 1-3). A direção geral das estrias medidas por BARBOSA (1940) foi N32°W (magnético), o que corresponderia a N25°W (geográfico).

O exame das figuras exibidas por CARVALHO (1940) e BARBOSA (1940) mostra que o diamictito inferior, no geral pouco espesso, forma um revestimento descontínuo nos fundos e flancos das

¹Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, IG/USP.

²Curso de Pós-Graduação, Universidade Federal de Duro Preto, MG.

³Petrobrás, Rio de Janeiro, RJ.

depressões e saliências do embasamento, situação essa similar às descritas por ROCHA-CAMPOS et al. (1968), GRAVEVOR & ROCHA-CAMPOS (1983) e CANUTO (1985) para diamictitos, cuja deposição atribuem a processo de alojamento subglacial (tilitos de alojamento). Outras feições texturais e estruturais diagnósticas não são, todavia, conhecidas. O sentido do movimento do gelo para NW, em São Bento do Sul, foi interpretado por BARBOSA (1940), com base na provável proveniência oriental de clastos de rochas cristalinas do diamictito. DEQUECH (1948), posteriormente, argumentou que as estrias tinham orientação paralela à foliação do gnaiss de embasamento, aproximadamente SE-NW, deste modo levantando dúvidas sobre sua origem glacial.

O afloramento de São Bento do Sul encontra-se hoje destruído pela exploração da pedreira. Contudo, outras ocorrências similares, exibindo o contato entre sedimentos basais do Subgrupo Itararé e o embasamento pré-cambriano, foram posteriormente descobertas na mesma região. Um exemplo pode ser visto no corte da rodovia BR-280, entre São Bento do Sul e Rio Negrinho, a cerca de 6 Km da primeira localidade. A rocha gnáissica do embasamento local forma, igualmente aqui, uma saliência ou bossa circundada por depressões, sobre as quais se assentam corpos descontínuos e relativamente delgados de diamictito cinza, silto-argiloso, muito compactado, fortemente comprimido contra os flancos das estruturas, adaptando-se às irregularidades destas. O diamictito é recoberto, em contato brusco, por arenito, e folhelho intercalado com diamictito estratificado, os quais, em camadas concêntricas, preenchem as depressões. O folhelho contém abundantes clastos dispersos. Estrias finas são visíveis na superfície do gnaiss que se mostra lisa e mesmo polida. A superfície superior do diamictito basal exibe, em alguns locais, também um estriamento ou sulcamento fino, nítido.

As características gerais do afloramento coincidem, pois, em grande parte, com as descrições de CARVALHO (1940) e BARBOSA (1940). O modo de ocorrência do diamictito inferior e suas características são igualmente, neste caso, comparáveis aos de tilitos de alojamento depositados durante a fase de avanço glacial (ROCHA-CAMPOS et al., 1968; GRAVENDOR & ROCHA-CAMPOS, 1983 e CANUTO, 1985). Do mesmo modo que em outras ocorrências conhecidas na bacia do Paraná, o tilito de alojamento é recoberto por depósitos subaquáticos (glácio-lacustrinos/fluviais) atribuídos à fase de recuo da geleira.

ROCHA-CAMPOS (1967) refere-se à outra possível ocorrência do embasamento estriado recoberto por folhelho da parte basal do Subgrupo Itararé ("folhelho Lontras", Formação Rio do Sul), próxima a Lontras, a cerca de 10 Km a NE de Rio do Sul, à margem da rodovia BR-470. O local, contudo, havia sido escavado artificialmente e, portanto, a origem glacial das estrias é dúbia.

Recentemente, o contato entre a Formação Rio do Sul e o embasamento pré-cambriano foi examinado, durante o trabalho de campo realizado em fevereiro de 1988, na área de Vidal Ramos e Alfredo Wagner, no centro-sul de Santa Catarina. Nesta ocasião, uma nova ocorrência de pavimento estriado foi identificada próximo à última localidade. As características tipicamente glaciais das feições e a importância do achado para o entendimento da paleogeografia da glaciação neopaleozóica na área tornam oportuna sua descrição sumária.

DESCRIÇÃO DO AFLORAMENTO

Estratigrafia - As estrias ocorrem sobre rocha granítica do embasamento pré-cambriano local, aflorante em corte do lado norte da rodovia BR-282, a cerca de 15,5 km a leste de Alfredo Wagner (Fig. 1).

A rocha granítica, exposta ao longo de cerca de 35 m, na parte inferior do corte, forma duas saliências separadas por uma depressão rasa (Fig. 2). Assentada diretamente sobre o granito, ao longo de uma superfície de contato ondulada e lisa, contendo as estrias, dispõe-se uma camada de diamictito cinza-médio, extremamente compactado e fortemente comprimido contra o

embasamento. Esta camada forma um revestimento quase contínuo sobre o granito, mais espesso (50 cm) na depressão central, adelgaçando-se sobre as partes mais elevadas do embasamento. Clastos no diamictito, principalmente de rochas cristalinas, são relativamente raros mas podem atingir alguns decímetros de diâmetro máximo. Embora outras características texturais e estruturais estejam obscurecidas pelo alto grau de compactação da rocha, as evidências disponíveis indicam que o diamictito corresponde, provavelmente, a um tillito de alojamento depositado durante a fase de avanço glacial (ROCHA-CAMPOS et al., 1968; GRAVENOR & ROCHA-CAMPOS, 1983; CANUTO, 1985).

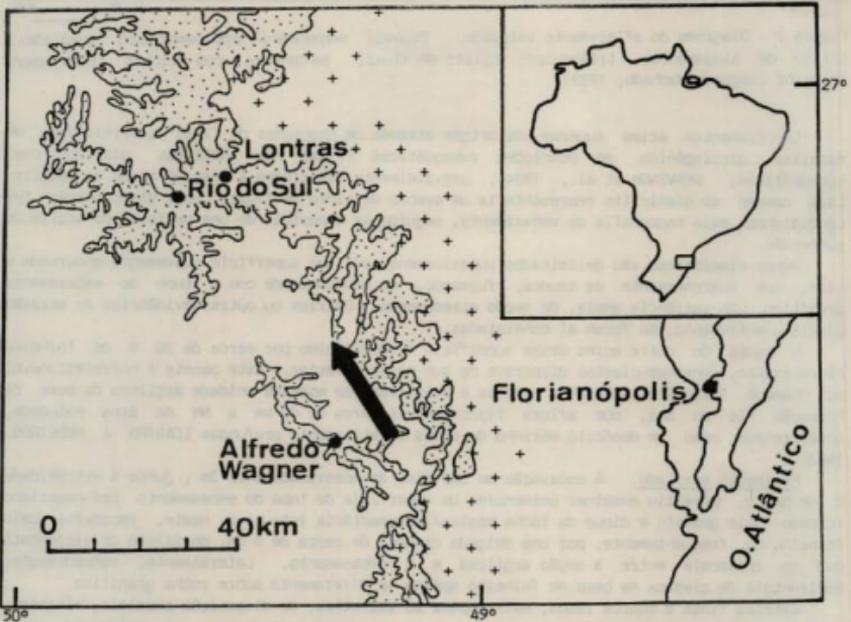


Figura 1 - Localização do afloramento estudado. A seta indica o sentido do movimento do gelo.

O diamictito maciço é recoberto, em contato brusco, por diamictito silto-argiloso, cinza-médio, também grandemente consolidado, porém estratificado em camadas decimétricas a centimétricas, separadas por filmes de argila escura. Este diamictito forma um corpo acanalado que preenche o vale central, onde é mais espesso, estendendo-se lateralmente sobre o diamictito maciço (Fig. 2). Suas camadas exibem uma laminação interna mal definida e contém numerosos clastos de composição variada, inclusive intrabaciais. Em afloramento próximo, nota-se que muitos clastos estão alinhados à laminação interna, que exhibe estruturas do tipo dobras recumbentes isoclinais, apertadas ("narizes" de fluxo).

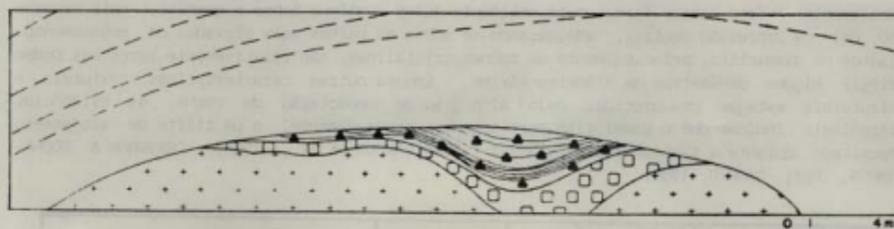


Figura 2 - Diagrama do afloramento estudado. Cruzes: embasamento pré-cambriano; quadrados: tilito de alojamento; triângulos: tilito de fluxo; em branco, com linhas tracejadas: folhelho (segundo Machado, 1989).

Os elementos acima sugerem uma origem através de processos de fluxo gravitacional de material glaciogênico em condições subaquáticas (fluxo de detritos glaciogênicos, subaquáticos; GRAVENDOR et al., 1984), provavelmente associados à fase de recuo da geleira. Cada camada do diamictito representaria um evento distinto de fluxo, cuja distribuição foi condicionada pela topografia do embasamento, seguido da deposição de uma película da argila em suspensão.

Ambos diamictitos são delimitados superiormente por uma superfície suavemente encurvada e lisa, que aparentemente os trunca, formando, em continuidade com o topo do embasamento granítico, uma saliência ampla, de seção arredondada. Estrias ou outras evidências de abrasão glacial, entretanto, não foram aí constatadas.

O resto do corte acima dessa superfície é constituído por cerca de 20 m de folhelho cinza-escuro, contendo clastos dispersos na sua parte inferior. Este pacote é correlacionável ao chamado "folhelho Lontras", extensa e relativamente espessa unidade argilosa da base da Formação Rio do Sul, que aflora tipicamente a cerca de 60 km a NW da área estudada, interpretada como um depósito marinho de águas relativamente profundas (CASTRO & MEDEIROS, 1980).

Pavimento estriado. A escavação de uma área de aproximadamente 3m, junto à extremidade E do corte, permitiu examinar pormenores da superfície do topo do embasamento pré-cambriano formado pelo granito e dique da rocha básica/intermediária intrusiva neste, recoberta pelo folhelho ou, frequentemente, por uma delgada camada, de cerca de 5 cm, do tilito de alojamento que se intercala entre a seção argilosa e o embasamento. Lateralmente, concentrações horizontais de clastos na base do folhelho apóiam-se diretamente sobre rocha granítica.

Estrias finas e sulcos rasos, mais amplos ou estreitos, de disposição paralela, alternam-se por toda a extensão da área exposta, que se caracteriza ainda por um polimento, mais visível à luz incidente oblíqua. A orientação geral das estrias é N33°W (geográfico) (Figs 3 e 4).

As estrias e sulcos, que mostram deflexões insignificantes, são mais nítidas sobre a rocha granítica, tornando-se menos visíveis sobre a rocha do dique. Na faixa de cerca de 50 cm ocupada por este, as feições mais notáveis são marcas em arco, de tamanho variável, desde 15 até 60 cm de comprimento entre as pontas e de concavidades voltadas para o N. Em alguns casos, associam-se em grupos coaxiais de eixos isorientados entre si e paralelos às estrias (Figs. 4 e 5).

Dois tipos diferentes de feições podem ser reconhecidos (Fig. 5). Na metade esquerda da faixa do dique, predominam as de maior porte, que parecem corresponder a fraturas finas, verticais e subverticais, ligeiramente inclinadas para o N, tornadas mais evidentes pelo

interperismo ou pela remoção de fragmentos do granito externamente às suas convexidades. Marcas em arco menores são mais frequentes na metade direita da área do dique. Seus traços são mais notáveis por estarem frequentemente associados à perda de material, também externamente às suas convexidades.



Figura 3 - Vista geral do pavimento estriado.

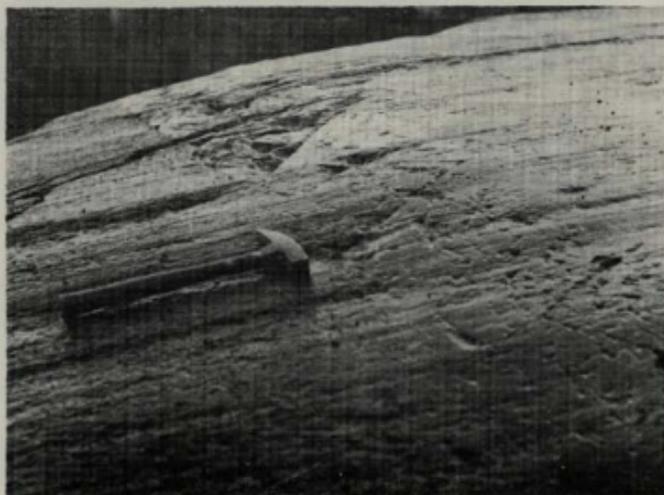


Figura 4 - Pormenor do pavimento mostrando estrias e fraturas de fricção.

As feições acima assemelham-se à fraturas de fricção ("friction cracks"; HARRIS, 1943) formadas por abrasão glacial, podendo as maiores corresponder à fraturas em crescente ("crescentic fractures") e as menores à fraturas lunadas ("lunate fractures"; HARRIS, 1943) ou a sulcos em crescente ("crescentic grooves"; WINTGES, 1985).

Os tipos de fraturas de fricção acima têm, no geral, o lado côncavo do arco voltado para o sentido do movimento do gelo, no presente caso N33°W. A sua distribuição diferencial poderia estar relacionada com a granulação da rocha, aparentemente mais grossa no lado esquerdo da faixa do dique ou, mais provavelmente, com os esforços e tamanho dos clastos envolvidos na sua formação.

A restrição das fraturas de fricção à faixa do dique, no afloramento de Alfredo Wagner, é obviamente controlada pela natureza das rochas locais. EDELMAN (1951) notou que as rochas de textura fina frequentemente exibem estrias bem marcadas e superfícies polidas, enquanto rochas de granulação média são, no geral, menos claramente estriadas. Estas, podem contudo, exibir fraturas de fricção bem marcadas. A situação observada no afloramento estudado, entretanto, não corrobora essa observação.

O sentido de movimento do gelo para NW, deduzido em Alfredo Wagner (Fig. 1), segundo o esquema de HARRIS (1943) e WINTGES (1985) é consistente com as direções regionais de deslocamento estabelecidas para a borda leste da bacia do Paraná (e.g., ROCHA-CAMPOS, 1967; FRANKS & CROWELL, 1969; CANUTO, 1985).

Em seu estudo sobre fraturas e sulcos em crescente produzidos por geleiras quaternárias dos Alpes, WINTGES (1985) notou uma aparente correlação entre o comprimento das fraturas e a espessura do gelo. A utilização desse critério, no presente caso, indicaria uma espessura superior a 1.000 m para a geleira neopaleozóica, levando em conta um comprimento médio de cerca de 37 cm para as fraturas do pavimento de Alfredo Wagner. A curva de WINTGES (1985),

contudo, refere-se às geleiras de piemonte e montanha, e, assim sendo, sua utilização no caso das massas de gelo de dimensões continentais deve ser feita com cautela.



Figura 5 - Diagrama das feições glaciais sobre o pavimento. Linha interrompida: limite do dique; pontilhado: zona de remoção do material; A = fraturas em crescentes; B = fraturas lunadas.

CONCLUSÕES

As feições encontradas demonstram que o gelo neopaleozóico atingiu a bacia do Paraná, na parte central de Santa Catarina, movendo-se de SE-NW sobre o substrato pré-cambriano local.

Estudos de fácies e dos ambientes deposicionais da Formação Rio do Sul, na região centro-leste de Santa Catarina (CASTRO & MEDEIROS, 1980), indicam que a unidade representa uma espessa seqüência marinha, transgressiva sobre o embasamento da margem oriental da bacia do Paraná, constituída principalmente de folhelhos e sedimentos associados, inclusive diamictitos espessos e turbiditos, depositados em condições de águas relativamente profundas. A reconstituição da paleogeografia e história glacial da área em estudo carece ainda de maiores informações sobre as fácies da Formação Rio do Sul e sua distribuição estratigráfica, porém alguns comentários a esse respeito podem ser feitos, com base nas informações obtidas.

Em linhas gerais, a história glacial da área envolveria: a) uma fase de avanço do gelo neopaleozóico acompanhado de abrasão glacial, com modelagem e estriação do granito, e deposição de till de alojamento; e b) um episódio de recuo da geleira, acompanhado de elevação do nível da água e transgressão marinha. Durante a parte inicial deste, fluxos de material glaciogênico, possivelmente supraglacial, ocorreram, intercalando-se com a deposição da argila em suspensão.

A superfície superior de truncamento e o próprio modelado do embasamento do granito e sedimentos poderiam indicar uma fase de reativação do movimento do gelo em direção à bacia marinha. A ausência de outras evidências de erosão glacial, tais como, estrias, ou de depósitos glaciogênicos associados, contudo, torna essa interpretação ainda insegura. A relativa proximidade do gelo é, não obstante, evidenciada pela presença de clastos dispersos (provavelmente "pingados"), na parte inferior da seção de folhelho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARBOSA, O. (1940) Estrias produzidas por gelo permi-carbonífero. *Mineração e Metalurgia*, 4(24):272-273.
- 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. São Paulo, Instituto de Geociências. 187p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).

- CARVALHO, P.F. de (1940) Estrias glaciais em granodiorito sobposto ao Gondwana de Santa Catarina. *Mineração e Metalurgia*, 4(24):271-272.
- CASTRO, J.C. & MEDEIROS, R.A. (1980) Fácies e modelos de sedimentação das Formações Rio do Sul e Rio Bonito, Leste de SC - Fácies e evolução sedimentar do Grupo Passa Dois na BR-470-SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. *Roteiro de Excursões. Boletim 3*. Camboriú, SBG - Núcleo RS/SC. p.69-97.
- DEQUECH, V. (1948) Sobre as estrias da Pedreira de Lençol, Santa Catarina. *Mineração e Metalurgia*, 13(75):198-199.
- EDELMAN, N. (1951) Glacial abrasion and ice movement in the area of Rosá la-Nötb, SW Finland. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*, (154):157-169.
- FRAKES, L.A. & CROWELL, J.C. (1969) Late Paleozoic glaciation: I, South America. *Geological Society of America Bulletin*, 80(6):1007-1042.
- GRAVENOR, C.P. & ROCHA-CAMPOS, A.C. (1983) Patterns of Late Paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 43(112):1-39.
- GRAVENOR, C.P.; VON BRUNN, V.; DREIMANIS, A. (1984) Nature and classification of waterlain glaciogenic sediments, exemplified by Pleistocene, Late Paleozoic and Late Precambrian deposits. *Earth Science Reviews*, 20(2):105-166.
- HARRIS, S.E. (1943) Friction cracks and the direction of glacial movement. *Journal of Geology*, 51(4):244-258.
- MACHADO, L.C.R. (1989) Fácies e arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé em Alfredo Wagner (SE) - sedimentação periglacial. Ouro Preto, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto. 161p. (Dissertação de Mestrado - Departamento de Geologia/UFOP).
- ROCHA CAMPOS, A.C.; FARJALLAT, J.E.S.; YOSHIDA, R. (1968) New glacial features of the Upper Paleozoic Itararé Subgroup in the State of São Paulo, Brazil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 17(1):47-57.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. (1967) The Tubarão Group in the Brazil portion of the Paraná Basin. In: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. (eds.). *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba, Universidade Federal do Paraná. p.27-102.
- WINTGES, T. (1985) Studies on crescentic fractures and crescentic gouges with the help of close-range photogrammetry. *Journal of Glaciology*, 31(109):340-349.