

Serra da Água Fria e Vizinhanças, MG

Vestígios de glaciação neoproterozóica

SIGEP 23

Joachim Karfunkel¹
Carlos Mauricio Noce²
Andreas Hoppe³

A glaciação neoproterozóica, que afetou grande porção do centro-leste brasileiro, deixou seus melhores vestígios na região da serra da Água Fria e vizinhanças, em Minas Gerais. Dentre esses encontram-se pavimentos estriados intertilíticos, depósitos subglaciais do tipo *esker*; depósitos glacio-lacustres exemplificados por varvitos, seixos estriados e exposições excelentes de tilito. Considera-se a região como um paradigma de uma área com vestígios de uma glaciação continental pré-cambriana.

Serra da Água Fria and Vicinities, State of Minas Gerais - Traces of Neoproterozoic glaciation

The Neoproterozoic glaciation, which affected large portions of central-eastern Brazil, left its superbly preserved traces in the area of the Serra da Água Fria, Minas Gerais State. Among the most outstanding features are striated intertillite pavements, subglacial deposits as eskers, glacio-lacustrine deposits as varvites, striated pebbles and excellent exposure of tillites. The region can be considered as a paradigm of an area with traces of a Precambrian continental glaciation.

INTRODUÇÃO

A serra da Água Fria situa-se na região central do estado de Minas Gerais. A glaciação neoproterozóica que afetou extensa porção do centro-leste do Brasil tem na serra, e em áreas vizinhas, os seus registros melhor preservados. Os grandes eventos glaciais são recorrentes na história da Terra, e o estudo de seus registros geológicos tem importância inequívoca em termos paleoclimáticos, paleogeográficos, estratigráficos, sedimentológicos, cronológicos e de tectônica global.

Durante o pico da última glaciação, no Pleistoceno, cerca de um terço da superfície terrestre era coberta por gelo. Os processos erosivos e deposicionais associados ao ambiente glacial determinaram modificações profundas na arquitetura de parte considerável da superfície continental, marcantes até os dias atuais. A identificação de glaciações antigas, especialmente do Pré-Cambriano, é uma tarefa bem mais complexa. Eventos tectono-metamórficos frequentemente mascaram a maior parte das feições geológicas de origem glacial, que são encontradas apenas em forma reliquiar. A importância do sítio da serra da Água Fria e vizinhanças decorre não somente do excepcional estado de preservação dessas feições, mas também de sua variedade. Representam um paradigma de vestígios de uma glaciação pré-cambriana.

A idade do evento glacial é ainda controversa; baseado em dados isotópicos e paleomagnéticos foi proposta uma idade em torno de 1000 Ma (Karfunkel & Hoppe, 1988; D'Agrella-Filho *et al.*, 1990), mas outros autores defendem idade mais nova, por volta de 750 Ma (Iyer *et al.*, 1995; Misi & Veizer, 1998). Em recente trabalho, Pedrosa-Soares *et al.* (1999) apresentam argumentos que posicionam a glaciação no intervalo 950-800 Ma.

Os depósitos glaciogênicos são encontrados no Grupo Macaúbas o qual, em sua maior parte, representa uma bacia de margem passiva deformada durante a Orogênese Brasileira, a cerca de 600-550 Ma (*eg* Pedrosa-Soares *et al.*, 1992; Noce *et al.* 1997). Estes depósitos, no domínio da faixa dobrada, são essencialmente glácio-marinhos, mas a região do *foreland* a oeste (Cráton do São Francisco) exhibe remanescentes do Grupo Macaúbas contendo sedimentos glácio-terrestres (*eg* Karfunkel & Hoppe, 1988). O sítio descrito está incluído neste último contexto geológico.

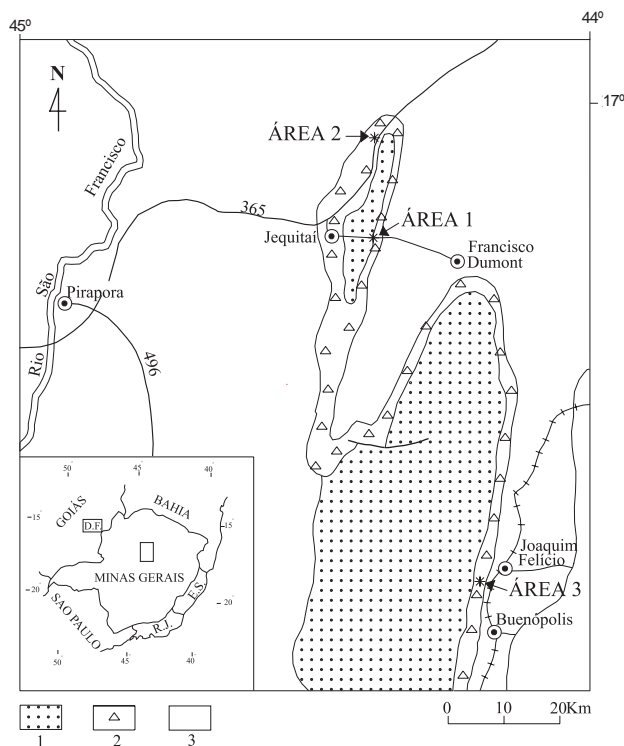


Figura 1: Mapa de localização do sítio geológico da serra da Água Fria e vizinhanças. Mapa geológico simplificado e localização dos afloramentos (Legenda: 1. Supergrupo Espinhaço; 2. Grupo Macaúbas; Grupo Bambuí)

Figure. 1: Location map of the serra da Água Fria and vicinities. Simplified geological map and outcrops location (Legend: 1. Espinhaço Supergroup; 2. Macaúbas Group; 3. Bambuí Group)

LOCALIZAÇÃO

Os vestígios glaciais encontram-se na vertente leste da serra da Água Fria, bem como na sua terminação a norte (Figura 1). Em uma outra área localizada na porção nordeste da serra do Cabral, ao sul da cidade de Joaquim Felício, ocorrem evidências complementares consideradas de grande importância genética e paleogeográfica, o que levou sua inclusão no conjunto do sítio geológico da serra da Água Fria.

O sítio geológico na aba leste da serra da Água Fria (Área 1) localiza-se a sul-sudeste da cidade de Jequitaiá (Figura 1). O acesso é feito pela estrada não pavimentada que liga Jequitaiá a Francisco Dumont. Após a ponte sobre o rio Jequitaiá, segue-se por 600 m na direção sul, tomando-se uma bifurcação a esquerda em direção sul-sudeste e, após 1,8 km, outra bifurcação a esquerda que segue em direção leste. O afloramento encontra-se a 7,2 km desta última bifurcação, na forma de extensos pavimentos rochosos em ambos os lados da estrada. (17°17'50" S/44°23'27" W). Desse sítio até a cidade de Francisco Dumont (Figura 1) percorre-se ainda 18,3 km.

A área a norte da serra da Água Fria (Área 2) compreende três ocorrências de interesse, localizadas ao longo da BR-365 que liga Montes Claros a Pirapora. A primeira é uma pedreira desativada no km 66 desta rodovia, a 25,8 km do trevo de Jequitai (Área 2a). A pedreira localiza-se imediatamente a oeste da rodovia com fácil local de parada (17°02'50" S/44°19'22" W). Seguindo por 1250 m, no sentido de Pirapora, encontram-se nos cortes da rodovia o segundo ponto (Área 2b) e, a 700 m deste, o terceiro ponto (Área 2c), onde se destaca a exposição no corte ocidental.

O afloramento ao sul de Joaquim Felício é representado pela "pedreira velha" (Área 3). O acesso é feito a partir da cidade, seguindo a avenida com canteiro central que passa ao lado da estação de trem, e depois por estradas secundárias não pavimentadas. O primeiro trecho segue para sul por 800 m, até uma bifurcação a esquerda, que atravessa a linha de trem. Após esta travessia toma-se a primeira bifurcação para a direita na direção sul e, após 1,9 km, outra bifurcação no sentido sul-sudoeste. Após 200 m atravessa-se um "mata burro" e, seguindo por mais 300 m, toma-se outra bifurcação a direita em direção sudoeste. Percorrendo 1,3 km chega-se novamente a linha de trem, donde não é possível prosseguir em veículo. A pedreira localiza-se a cerca de 400 m a oeste, e os afloramentos descritos estão no extremo sudeste desta (17°46'45" S/44°10'55" W).

HISTÓRICO

A seqüência metassedimentar designada por Moraes (1932) de "formação Macahubas", com ampla distribuição no centro-norte do estado de Minas Gerais, já foi considerada por alguns autores em obras mais antigas (e.g. Hartt, 1870; Derby, 1882; Moraes Rego, 1930; Moraes & Guimarães, 1930; Guimarães, 1931; *in*: Moraes, 1932) como sendo de origem glacial.

O diamictito na região da serra da Água Fria e vizinhanças foi descrito por Derby (1881), na região de "Jequitahy", e denominado de conglomerado. Tal conglomerado e rochas semelhantes foram interpretadas por Branner (1919) como "presumptivos depositos glaciaes" e, posteriormente, comparados aos metassedimentos da região do rio Jequitinhonha (Moraes, 1929). Incertezas quanto à idade de deposição e às correlações estratigráficas regionais para estas rochas permaneceram por décadas, embora a maioria dos autores reconhecessem indícios de sedimentação glacial (*cf.* Hettich, 1977).

Em 1969, Isotta e colaboradores chamaram a atenção da comunidade científica pela descrição de um

pavimento estriado e polido na serra da Água Fria, sobreposto diretamente por um tilito, apresentando as primeiras provas inequívocas da atuação de processos glaciais (Isotta *et al.*, 1969). Hettich & Karfunkel (1978) descrevem outras evidências na mesma região, na forma de depósitos do tipo *esker* e varvito, além da presença de seixos estriados no diamictito. Gravenor & Monteiro (1983) reconhecem uma nova ocorrência de pavimentos estriados a leste da cidade de Jequitai. Portanto, é a partir dos estudos no sítio geológico da serra da Água Fria que a existência de uma glaciação tardi-precambriana (neoproterozóica) na América do Sul passa a ser universalmente aceita.

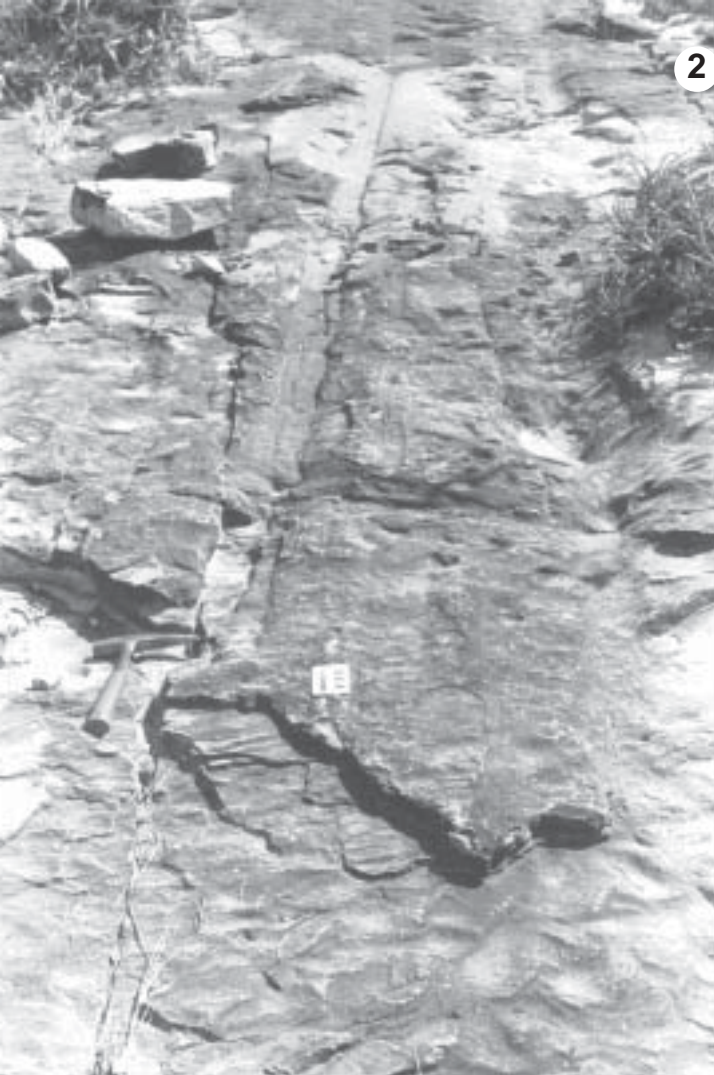
Karfunkel *et al.* (1984) e Karfunkel & Hoppe (1988), dentre outros, apresentam um modelo de glaciação continental, posicionando a região da serra da Água Fria no domínio glácio-terrestre o qual, a leste, transiciona para um domínio glácio-marinho. Uma contestação a este modelo encontra-se em Martins-Neto *et al.* (1999), através da proposição de uma "glaciação de altitude com a existência de um alto na região da serra da Água Fria sob a atuação de geleiras e de ciclos sazonais de gelo e degelo...".

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Área 1 – Pavimento estriado da serra da Água Fria

A serra da Água Fria constitui um anticlinal aberto com eixo mergulhando suavemente para norte. O núcleo do anticlinal é composto por sedimentos clásticos do Supergrupo Espinhaço, de idade paleo a mesoproterozóica, bordejados pelo Grupo Macaúbas e por pelitos e carbonatos do Grupo Bambuí. O pavimento estriado encontra-se na aba leste deste anticlinal.

A descrição desta exposição, por Isotta *et al.* (1969), pode ser assim resumida: um pavimento estriado e polido desenvolvido no topo de quartzitos com marcas de onda, exposto em uma área superior a 180.000 m², e capeado por um pacote de diamictitos com 30 m de espessura. O pavimento é aproximadamente concordante com o mergulho das camadas quartzíticas, de 5 a 10° para leste. As estrias e sulcos estão orientadas segundo NW-SE, e podem atingir até 18 m de extensão. Exibem largura variando de milimétrica até 20 cm, com profundidade máxima de 5 cm e, geralmente, apresentam forma em "U". Alguns sulcos exibem *sets* de pequenas fraturas em forma de *crenatic cracks* as quais, juntamente com outras feições menores, permitiram deduzir que o movimento do gelo deu-se para sudeste. Isotta *et al.* (1969)



concluíram também que o quartzito do pavimento era uma rocha endurecida quando da formação das estrias e sulcos, e o correlacionaram à “Espinhaço Series” da serra do Cabral, ocorrendo cerca de 20 km a sudeste. O diamictito foi classificado por estes autores como um verdadeiro tilito, de cor cinza a marrom, com matriz arenosa e clastos de até 40 cm de diâmetro, compostos por granito, filito, xisto e quartzito.

Na década de 1970 o pavimento estriado foi visitado por diversos geólogos, que ratificaram as descrições e interpretações de Isotta e colaboradores (eg Viveiros & Walde, 1976; Walde, 1976; Hettich, 1977; Karfunkel & Karfunkel, 1977; Hettich & Karfunkel, 1978). Entretanto, as investigações realizadas para o presente trabalho revelaram aspectos não observados até então, modificando em alguns pontos a interpretação original dada a este pavimento.

O pavimento rochoso é composto por duas camadas de natureza diferente (Figuras 2 e 3). A camada

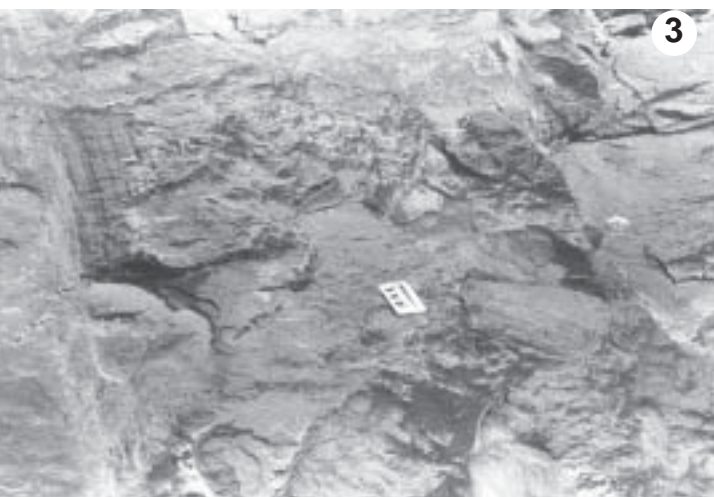


Figura 2: Quartzito com marcas de onda (parte proximal da foto), sobreposto por camada de diamictito pobre em clastos, com 5-10 cm de espessura, que pode ser confundido com o quartzito. Note o sulco de 15 cm de largura, que se inicia junto ao martelo e se estende por cerca de 18 m. O sulco situa-se claramente no topo do diamictito, não no quartzito. Outros sulcos podem ser vistos na parte superior a direita da foto (localização: Figura 1, Área 1).

Figure 2: Ripple-marks (front side of photo) on quartzite, closely overlapped by a 5-10 cm thick clast poor diamictite, and resembling the quartzite. Note the 15 cm wide groove starting at the hammer and extending to the background of the photo for 18 m. The groove is clearly situated on the top of the diamictite, not on top of the quartzite. Other grooves are seen in the upper right side of the photo (location: Fig 1, Area 1).

Figura 3: Superfície irregular mostrando estrias glaciais (esquerda) e um matacão de quartzito com 23 cm de eixo maior. As estrias são situadas claramente no topo do diamictito (localização: Fig 1, Área 1).

Figure 3: Irregular surface showing glacial striation (left) and a quartzite boulder, 23 cm in the long axis. The striation are clearly situated on top of the diamictite (location: Fig 1, Area 1).



Figura 4: Superfície contendo estrias e sulcos glaciais no sítio da serra da Água Fria, sobreposto por um tilito de 30 m de espessura. Note o tamanho e a quantidade de estrias e sulcos, perfazendo mais do que 50% da superfície exposta (localização: Fig1, Área 1).

Figure 4: Glacial striated and grooved surface at the Serra da Água Fria site, overlain by a 30 m thick tillite. Note the size and quantity of striae and grooves, summing up over 50% of the exposed surface (location: Fig 1, Area 1).

basal é um quartzito fino e puro, exibindo marcas de onda assimétricas, com distancia entre cristas de 1-13 cm e amplitudes de 3 mm a 4 cm. As marcas de onda não definem uma direção preferencial de transporte e podem se cortar em direções perpendiculares. Foram também observadas estratificações cruzadas decimétricas de baixo ângulo. Um ambiente de deposição litorâneo é sugerido para estes quartzitos, que assemelham-se ao litotipo característico da Formação Córrego dos Borges do Supergrupo Espinhaço, descrito a sul desta área na serra do Cabral (Walde, 1976). As estrias ou sulcos jamais são observadas no topo dessa camada.

Sobrejacente aos quartzitos, em contato concordante ou, localmente, em discordância angular pouco acentuada, ocorre uma camada de diamictito com espessura variando de 4 a 50 cm (Figura 2). É constituída predominantemente por grânulos de quartzo em uma matriz arenosa, com raros seixos e matacões (Figura 3). Por sua vez, esta camada é capeada por um pacote de diamictitos ricos em clastos maiores, que pode atingir 30 m de espessura. As estrias e os sulcos se encontram exclusivamente no topo da camada inferior de diamictito (Figuras 2 e 3). Em alguns locais, ocupam área superior a 50% da superfície exposta (Figura 4).

Em suma, constata-se a ocorrência de uma camada basal de tilito pobre em clastos maiores, possivelmente depositada durante o primeiro episódio glacial. Após o degelo e uma regressão (ou estagnação), houve um novo avanço das geleiras, desta vez depositando *till* rico em seixos e matacões. Durante este novo avanço, os clastos incorporados nas geleiras deixaram seus rastros no till basal ainda não endurecido. Isto permite explicar os sulcos com perfil em “U”, que dificilmente seriam impressos em uma rocha completamente litificada. Corrobora esta interpretação a presença de um sulco de 12 m de comprimento, 15

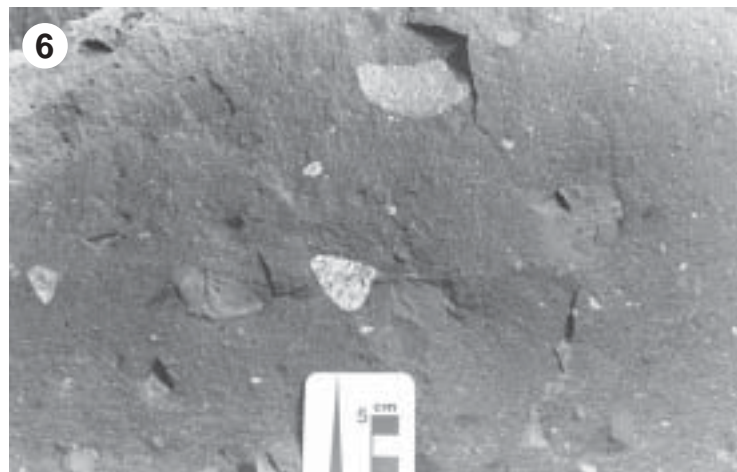


Figura 5: Detalhe de um sulco glacial no topo da superfície do diamictito. Grânulos e pequenos seixos podem ser vistos ao redor da escala. Note marcas ondulantes na parte esquerda do sulco orientadas aproximadamente perpendiculares à direção do sulco (localização: Fig. 1, Área 1).

Figure 5: Detail of a glacial groove on a diamictite surface. Small pebbles can be seen below the scale on the right side of the groove. Note the rippling at right-angle on the left side of the groove, looking like “tire-marks” (location: Fig. 1, Area 1).

Figura 6: Tilito típico na pedreira desativada: na matriz quartzítica observa-se fragmentos triangulares de rocha granítica (centro), pelítica (próxima a direita), quartzítica (centro-superior), e ainda diversos clastos de carbonato, entre outros (localização: Fig 1, Área 2a).

Figure 6: A typical tillite in the abandoned quarry: In the quartzitic matrix we see triangular fragments of granitic rock (centre), pelitic (next to the right), quartzite (centre-upper part), and several carbonates, among others (location: Fig. 1, Área 2a).

Figura 7: Seixo pelítico estriado, 18 cm no eixo maior, no tilito da pedreira desativada (localização: Fig. 1, Área 2a).

Figure 7: Striated pebble of pelitic composition, 18 cm in its long axis in the tillite of the quarry (location: Fig. 1, Área 2a).

cm de largura e 4 cm de profundidade, que termina em um seixo na sua extremidade sudeste (J.R.P. de Oliveira, comunicação verbal). Tal feição indica que a direção de transporte do gelo foi de noroeste para sudeste, conforme a descrição de trabalhos anteriores (Isotta *et al.*, 1969; Walde, 1976; Hettich & Karfunkel, 1978; Karfunkel & Hoppe, 1988, entre outros).

Alguns sulcos mostram ondulações perpendiculares à direção principal, deixando a impressão de “marcas de pneu” (Figura 5). Tais feições foram interpretadas como um tipo de marcas crescentes (Isotta *et al.*, 1969), ou como o resultado do movimento do gelo em forma de pulsos, no topo do substrato quartzítico endurecido (Walde, 1976). A descoberta de que os sulcos estão impressos no tilito basal fornece uma explicação mais convincente para tais feições.

Gravenor & Monteiro (1983) relatam a ocorrência de outro pavimento estriado em afloramento situado 5 km a oeste de Jequitai, na superfície de contato entre um tilito basal pobre em seixos e um superior, rico em seixos. A denominação de pavimento estriado intertilítico, utilizado por Gravenor & Monteiro (1983) para esta feição, parece ser também o termo mais adequado para o pavimento da Serra da Água Fria. Feições semelhantes tem sido descritas em diversas localidades (*eg* von Brunn, 1977).

Área 2a – Exposição dos tilitos em pedra desativada

A pedra proporciona uma exposição excelente do tilito em estado fresco, descrito em detalhe

por Hettich & Karfunkel (1978). Em uma matriz arenosa de coloração cinza encontram-se clastos arredondados e fragmentos angulosos de todos os tamanhos e graus de esfericidade (Figura 6). A gama composicional é ampla, incluindo granitóides, quartzitos, pelitos, carbonatos e rara brecha. Seixos em forma de ferro de engomar e seixos estriados são frequentes (Figura 7). O tilito não é estratificado e sua espessura ultrapassa 25 m.

Área 2b - Esker

Este afloramento abrange os taludes nos dois lados da rodovia, ambos cortando o tilito Macaúbas. No talude ocidental ocorre um corpo em forma oval composto por arenitos estratificados, com cerca de 25 m de largura e 8 m de espessura (altura), cujo eixo longitudinal parece ser cortado pela estrada (Figura 8). Os estratos apresentam espessura média em torno de 50 cm e mergulham para sul. Este corpo arenítico foi primeiramente descrito por Hettich & Karfunkel (1978), que o interpretaram como um esker. No talude oposto ocorrem outros seis corpos de arenito de menor dimensão, e mais alguns são encontrados cerca de 300 m a sul em outro corte da rodovia.

Gravenor & Monteiro (1983) classificaram os corpos de arenito como blocos do substrato carregados pela geleira. Esses autores descrevem a presença de níveis cisalhados, internos e externos aos corpos de arenito, que teriam se desenvolvido durante o deslocamento dos blocos do embasamento para dentro da geleira, e o transporte subsequente. Descrevem



também fragmentos de arenito com formas angulares, sugerindo sua litificação em etapa anterior ao transporte. Gravenor & Monteiro (1983) relacionam uma série de aspectos que estariam em discordância com a classificação de esker dada aos corpos, tais como: 1) o tilito ao redor dos corpos é rico em clastos, mas não se encontram porções conglomeráticas no arenito; 2) os corpos estão encerrados em tilito maciço, o qual não exibe evidências de avanço ou recuo da geleira, como estruturas associadas a degelo, especialmente no tilito do topo; 3) não há evidências de estruturas de colapso e estruturas ligadas à ação de correntes nos corpos de arenito.

Uma criteriosa análise do afloramento revelou feições que parecem contradizer a argumentação de Gravenor & Monteiro (1983), confirmando por outro lado a interpretação original de Hettich & Karfunkel (1978). A maioria dos corpos tem forma ovalada, sugerindo a deposição em canais. O corpo situado na parte norte do talude oriental, definido como um bloco cisalhado de quartzito devido aos limites retilíneos e à presença de planos de cisalhamento (Gravenor & Monteiro, 1983, Figura 3), encontra-se ligado por uma fina camada de arenito ao corpo adjacente, este de

forma ovalada. O corpo maior, no talude oposto, exibe em uma das extremidades uma terminação em “cauda”, na forma de uma camada com 15 cm de espessura e cerca de 1,30 m de comprimento. A presença destas camadas centimétricas de arenito, especialmente ligando corpos adjacentes, torna improvável que tais corpos possam representar megaclastos transportados pelo gelo. As feições de cisalhamento poderiam estar associadas aos esforços tectônicos da Orogênese Brasiliana, que afetam grande parte da área cratônica ainda que de forma bastante atenuada (Alkmim *et al.*, 1993).

Outras feições que vêm ao encontro da classificação de esker são o fato do corpo maior exibir estratificação plano-paralela concordante com a superfície de contato com o tilito subjacente, além de estratificação cruzada decimétrica de baixo ângulo na sua parte inferior. No talude oposto foi notado que a parte superior de um corpo possui uma superfície côncava, sugerindo estrutura de colapso. Esker é um termo morfológico para depósitos intrageleira ou subgeleira em túneis, oriundo da água do degelo (*eg* Brodzikowski & Loon, 1991). Sua composição é predominantemente, mas não exclusivamente de cascalho

Figura 8: Corpo ovalado de 25 m de extensão N-S, interpretado como sendo um *esker* (localização: Figura 1, Área 2b).
Figure 8: Ovoid-shaped body, 25 m in N-S extension, interpreted as an esker (location: Fig 1, Area 2b).



Figura 9: Varvito típico na “pedreira velha” ao sul de Joaquim Felício. Note a distancia e a espessura dos varves (localização: Fig. 1, Área 3).
Figure 9: A typical varvite at the old quarry south of Joaquim Felício. Note the distance and size of the varves (location: Fig. 1, Área 3).



e areia. Um termo aceitável será também depósitos de subgeleiras em canais.

Área 3 - Depósito Flúvio Glacial

Este afloramento foi descrito em detalhe por Martins-Neto *et al.* (1999). Trata-se de um arenito médio, estratificado, exibindo laminações plano-paralelas e estratificação cruzada, sobrejacente ao pacote de tilitos. Estes arenitos associam-se a um sistema fluvial entrelaçado proglacial (*outwash plain*), que evoluiu em direção norte-nordeste (Martins-Neto *et al.*, 1999). A implantação deste sistema fluvial marca a fase final do recuo das geleiras.

Área 4 - Varvitos

O afloramento encontra-se em uma antiga pedra escavada em quartzitos correlacionados à Formação Córrego dos Borges do Supergrupo Espinhaço (Walde, 1976). Os quartzitos exibem estratificação plano-paralela; a espessura dos estratos varia em média entre 30 e 70 cm e estes mergulham 25-30° para sudeste.

Na extremidade leste-sudeste da pedra aflora o contato entre o quartzito e uma camada de tilito sobrejacente, com espessura atingindo de 40 a 80 cm. O tilito exhibe grânulos e seixos de composição diversa em uma matriz de granulometria areia fina-silte. O contato entre as duas unidades tem forma escalonar, conforme inicialmente reconhecido por Walde (1976), sendo interpretado como uma feição do tipo *quarrying* gerada pelo avanço da geleira (Karfunkel & Hoppe, 1988).

No topo do tilito encontra-se uma rocha siltosa, esbranquiçada, que em parte caracteriza-se como um ritmito, exibindo alternância bastante regular e contatos bem definidos de lâminas compostas por areia fina e silte/argila (Figura 9). A espessura das lâminas arenosas oscila entre 0,2 e 1,4 cm, enquanto as de granulometria mais fina possuem entre 0,6 e 1,8 cm. Observam-se alguns grânulos isolados. A espessura total da camada siltosa, incluindo os níveis onde a laminação é evidente, atinge 1,20 m. Esta camada foi interpretada como um varvito por Hettich (1977) e Hettich & Karfunkel (1978). Capeando o varvito encontra-se uma camada com cerca de 4 m de espessura, exibindo alternância decimétrica de níveis arenosos e siltosos, sobreposta por um pacote de tilito, rico em clastos diversos com até 40 cm de diâmetro.

A camada de varvito mostra-se dobrada, aparentemente em conexão com uma falha de

empurrão paralela ao contato de topo. Pode-se observar uma superfície de clivagem com atitude 145/50 cortando as lâminas do varvito.

Alternância de laminações em depósitos glaciais refletem flutuações na liberação da água de degelo, ou descarga sazonal oriunda de uma fonte glacial. As feições descritas aqui não deixam dúvida em relação a origem das laminações. Os varvitos representam deposição glacio-lacustre em ambiente deposicional relativamente calmo, durante uma fase de estagnação das geleiras, ou em local protegido de um lago. Existem descrições de outras ocorrências semelhantes no Grupo Macaúbas (Karfunkel *et al.*, 1984).

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Área 1: Esta é, sem dúvida, a mais espetacular exposição de todo o conjunto, com um marcante grau de preservação das estruturas glaciais. Localiza-se às margens de uma estrada secundária, com escasso movimento de veículos, e não existe ocupação humana próxima. É improvável que tal venha a ocorrer no futuro, dado ao isolamento do sítio, pouca disponibilidade de água e quase ausência de cobertura de solo. Entretanto, uma eventual mudança no trajeto da estrada poderia destruir parte importante da exposição. Como esta parte da serra encontra-se ainda em estado bastante primitivo, caberiam esforços no sentido de transformá-la em área de preservação ambiental. Desta forma, garantir-se-á a preservação do sítio geológico e de todo o ecossistema local.

Áreas 2a, 2b e 2c: A pedra (Área 2a) oferece um amplo “estacionamento”, bem como milhares de amostras de mão frescas resultantes das detonações, constituindo uma parada ideal para geocientistas. A preservação do local, evitando-se uma eventual retomada da exploração da pedra, poderia ser garantida junto ao órgão público responsável pela rodovia (DER). Gestões semelhantes poderiam ser feitas em relação às demais exposições localizadas em cortes da mesma rodovia.

Área 3: O varvito constitui um raro exemplar do Pré-Cambriano Brasileiro e deve ser protegido dada a facilidade de destruição de um afloramento tão pequeno e frágil. O maior risco advém dos próprios geocientistas em visita ao sítio, que devem ser instados, em placa explicativa, a absterem-se de usar o martelo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkimim F.F.; Brito-Neves, B.B.; Castro Alves, J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco-uma revisão. In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A. (eds), O Cráton do

- São Francisco. Salvador, SBG-SGM-CNPq, p.45-62.
- Branner, J.C. 1919. Outlines of the geology of Brazil to accompany the geologic map of Brazil. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **30**:189-338.
- Brodzikowski, K.; Van Loon, A.J. 1991. *Glaciogenic sediments*. Elsevier, 674 pp.
- Brunn, V. von 1977. A furrowed intratillite pavement in the Dwyka Group of Northern Natal. *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, **80**:125-130.
- D'Agrella-Filho, M.S.; Pacca, I.G.; Teixeira, W.; Onstott, T.C.; Renne, P.R. 1990. Paleomagnetic Evidence for the Evolution of Meso to Neoproterozoic Glaciogenic Rocks in Central-Eastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **80**:255-265.
- Derby, O.A. 1881. Contribuições para o estudo da geologia do Vale do São Francisco. *Arch. Mus. Nac.*, **4**:89-119.
- Gravenor, C.P.; Monteiro, R.L.B.P. 1983. Ice-thrust features in the Proterozoic Macaúbas Group, Jequitaiá area, Minas Gerais, Brazil. *Journal of Geology*, **91**:113-116.
- Hartt, C.F. 1870. *Geology and Physical Geography of Brazil*. Fields and Osgood, Boston. 620 pp.
- Hasui, Y.; Almeida, F.F.M. de 1985. The Central Brazil Shield reviewed. *Episodes*, **8**:29-37.
- Hettich, M. 1977. A glaciação Proterozóica no centro-norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:87-101.
- Hettich, M.; Karfunkel, J. 1978. Um esker, um varvito e seixos estriadados no Grupo Macaúbas – norte de Minas Gerais. *Rev. Esc. Minas Ouro Preto*, **34**:5-8.
- Isotta, C.A.L.; Rocha-Campos, A.C.; Yoshida, R. 1969. Striated pavement of the upper Precambrian glaciation in Brazil. *Nature*, **222**:466-468.
- Iyer, S.S.; Babinski, M.; Krouse, H.R.; Chemale, F. 1995. Highly ¹³C-enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research*, **73**:271-282.
- Karfunkel, J.; Hoppe, A. 1988. Late Proterozoic Glaciation in Central-Eastern Brazil: Synthesis and Model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **65**:1-21.
- Karfunkel, J.; Karfunkel, B. 1977. Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço-Zone mit besonderer Berücksichtigung des Tillit-Problems (Minas Gerais, Brasilien). *Geol. Jahrb., Band 24*:3-91.
- Karfunkel, J.; Horta Moreira, P.C.; Ribeiro, M.C.; Costa Franco, A.L. 1984. Aspectos genéticos e deposicionais do grupo Macaúbas na região da barragem do Paraúna e sua importância na contribuição para um modelo paleogeográfico e geotectônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, **7**:3091-3103.
- Martins-Neto, M.A.; Gomes, N.S.; Hercos, C.M.; Reis, L.A. 1999. Fácies glaciocontinentais (*outwash plains*) na Megassequência Macaúbas (Serra da Água Fria, MG) e seu contexto geotectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**.
- Misi, A.; Veizer, J. 1998. Neoproterozoic carbonate sequences of the Una Group, Irecê basin, Brazil: chemostratigraphy, age and correlations. *Precambrian Research*, **89**:87-100.
- Moraes, L.J. 1929. Geologia da região Diamantina, Estado de Minas Gerais. *Serv. Geol. Min., Rel. Annual*, **1929**:29-34.
- Moraes, L.J. 1932. Área ocupada pela Formação Macaúbas no norte de Minas Gerais. *Ann. Acad. Bras. Sci.*, **4**:11-114.
- Noce, C.M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Grossi-Sad, J.H.; Baars, F.J.; Guimarães, M.L.V.; Mourão, M.A.A.; Oliveira, M.J.R.; Roque, N.C. 1997. Nova subdivisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí. *Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de Minas Gerais, Boletim* **14**:29-31.
- Pedrosa-Soares, A.C.; Noce, C.M.; Vidal, P.; Monteiro, R.L.B.P.; Leonardos, O.H. 1992. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil)-West Congolian (SW Africa) belt. *Journal of South American Earth Science*, **6**:33-47.
- Pedrosa-Soares, A.C.; Cordani, U.G.; Nutman, A. 1999. Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in Eastern Brazil: First U-Pb data from zircons. *Terra Nova* (submetido).
- Viveiros, J.F.M.; Walde, D. 1976. *Geologia da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil*. Münsterische Forschungshefte Geologie und Palaeontologie, **38/39**:15-27.
- Walde, D. 1976. Neue Hinweise für eine proterozoische Vereisung in Ostbrasilien. *Münsterische Forschungshefte Geologie und Palaeontologie*, **38/39**:47-59.

^{1,2} Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Campus Pampulha, 31270-901 Belo Horizonte/MG,
¹ jokarfun@igc.ufmg.br
² noce@dedalus.lcc.ufmg.br
³ Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg, 9, D -65193 Wiesbaden, Alemanha.
a.hoppe@hlfb.de