CONSIDERAÇÕES SOBRE A ORIGEM DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS DA FORMAÇÃO CARAJÁS, SERRA DOS CARAJÁS

ZARA GERHARDT LINDENMAYER*, JORGE HENRIQUE LAUX** & JOÃO BATISTA GUIMARÃES TEIXEIRA***

ABSTRACT *CONSIDERATIONS ON THE ORIGIN OF THE IRON FORMATION FROM THE CARAJÁS FORMATION, SERRA DOS CARAJÁS, PARÁ* The Carajás iron formations are mostly hematite-bearing. Magnetite is observed mainly as a diagenetic/metamorphic product after spherulitic primary textures. The hematite predominance is also shown by the high $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratios (32 to 192). Their Fe_2O_3 plus SiO_2 contents reach from 90,78 to 99,72% and the absence of terrigenous components is confirmed by their low Al, Ti, Rb and K. They show very low ΣREE , ranging from 0.92 to 3.40 times the chondrite. Nevertheless, their chemical composition is similar to the other Archean to Proterozoic iron formations described worldwide. Three groups of REE chondrite-normalized patterns were recognized in Carajás iron formations. The most important ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.16-2.5$; $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}}=5.93-7.13$) suggests deposition near to the hydrothermal vents. The second, characterized by the absence of Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.03-1.05$; $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}}=7.02-7.74$), may have been the deposition product of lower temperature hydrothermal fluids; and the third, very similar to the altered underlying basalts ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.75-1.16$; $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}}=3.66-5.93$; $(\text{Gd}/\text{Lu})_{\text{cn}}=1.07-1.65$), suggests close relationship between both rock types. The high iron content, together with the homogeneous chemical composition and the widespread positive Eu anomalies suggest that many active hydrothermal vents were operating simultaneously in the Carajás Sea at the time of deposition. The Carajás iron formations were possibly deposited on shallow and stable platforms, below the wave base level and in the photic zone where photosynthetic organisms may have flourished, possibly represented by the spherulites.

Keywords: oxide facies iron formations; geochemistry of iron formations; Carajás iron formations.

RESUMO Os jaspilitos primários de Carajás são esferulíticos, tendo a hematita como óxido de ferro principal. A magnetita é observada como recristalização diagenética/metamórfica, que destrói os esferulitos primários. Os jaspilitos mostram razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ entre 32 e 192; Fe_2O_3 e SiO_2 somados variam entre 90,78 e 99,72%. A ausência de contribuição terrígena é retratada pelos conteúdos muito baixos de Al, Ti, Rb e K. Eles apresentam também abundância muito pequena de ETR, variando entre 0,92 e 3,40 vezes o condrito. Todavia, suas composições são semelhantes às das formações ferríferas, descritas nas grandes bacias arqueano-proterozóicas mundiais. Observam-se três grupos de padrões de ETR, normalizados pelo condrito. O mais frequente, com $\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,16$ a $2,5$ e $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}}=5,93$ a $7,13$, sugere proximidade das fumarolas hidrotermais. O segundo, apresentando fracionamento das ETRL ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}}=7,02-7,74$ e sem anomalias de Eu, $\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,03-1,05$, pode indicar zonas de deposição a partir de fontes hidrotermais de temperatura mais baixas; e o terceiro, muito semelhante aos basaltos sotopostos ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,75-1,16$; $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}}=3,66-5,93$; $(\text{Gd}/\text{Lu})_{\text{cn}}=1,07-1,65$), indica interação entre as formações ferríferas e os basaltos. Os altos conteúdos em Fe, juntamente com a grande homogeneidade composicional e presença quase constante das anomalias positivas de Eu, sugerem que tenham havido diversas fumarolas ativas, atuando intermitentemente como fontes homogêneas dos fluidos hidrotermais. As formações ferríferas de Carajás possivelmente se depositaram em plataformas rasas e estáveis, talvez dentro da zona fótica e sob influência de organismos fotossintéticos, durante um longo período de transgressão do mar Carajás.

Palavras chave: formações ferríferas fácies óxido; geoquímica de formações ferríferas; formações ferríferas Carajás.

INTRODUÇÃO As formações ferríferas bandadas (FFB) sempre têm atraído a atenção dos pesquisadores. Além de constituírem a maior fonte de ferro do planeta, elas correspondem a rochas peculiares. Seus grandes depósitos estão confinados a um intervalo de tempo restrito da história da Terra (3,8 – 1,9 Ga), estando ainda presentes na maioria dos escudos pré-cambrianos do mundo (James 1983).

Além da importância econômica, a origem dessas rochas, finamente bandadas e compostas quase que exclusivamente por Fe, Si e oxigênio, sempre foi, e continua sendo, motivo de estudos e controvérsias.

A fonte dessa imensa quantidade de ferro é ainda incerta. Inicialmente creditada ao intemperismo das rochas dos continentes (Holland 1984, Beukes 1973), passou a ser progressivamente aceita, junto com o Si, como produto da deposição de fluidos hidrotermais que teriam lixiviado basaltos subjacentes, dos quais as FFB teriam herdado parte da assinatura geoquímica (Dymek & Klein 1988, Alibert & McCulloch 1993, Manikyamba *et al.* 1993). Geralmente as FFB apresentam, além dos seus componentes maiores Fe-Si-O, constituintes menores tais como Al, Ti, K e Rb refletindo contribuições terrígenas, geralmente tufáceas, relacionadas às então grandes bacias desenvolvidas no Arqueano-Proterozóico, hoje encontradas na Austrália, África do Sul e América do Norte. As formações ferríferas dessas grandes bacias têm mostrado uma grande similaridade entre si, tanto no que tange à associação mineral quanto às assinaturas químicas. Todavia, uma bacia importante, como a de Carajás, ainda apresenta escassos registros detalhados na literatura geológica. Assim, este trabalho visa a caracterizar petrográfica e geoquimicamente as formações ferríferas de Carajás, com o intuito também de auxiliar na reconstrução do ambiente e da paleogeografia da bacia.

CONTEXTO GEOLÓGICO As formações ferríferas de Carajás (FFC) são jaspilitos correspondentes ao protominério de ferro da região da Serra dos Carajás, onde se encontram as maiores jazidas de

ferro de alto teor do planeta (18 bilhões ton >65%Fe). As formações ferríferas são denominadas de Formação Carajás, unidade intermediária do Grupo Grão Pará (Beisiegel *et al.* 1973), incluído no Supergrupo Itacaiúnas (Docege 1988) (Figura 1).

Sua idade mínima é determinada, de acordo com Trendall *et al.* (1998), por um sill máfico que a corta, datado de 2.740 $\pm$ 8 Ma (U-Pb SHRIMP, zircão, Trendall *et al.* 1998). Estas formações ferríferas se encontram intercaladas com rochas basálticas, e cortadas por diversos sills e diques, deformados ou não. As rochas vulcânicas que ocorrem na sua base são englobadas na Formação Parauapebas (datada de 2.759 $\pm$ 2 Ma, U/Pb zircão, Machado *et al.* 1991), anteriormente denominadas de Sequência Paleovulcânica Inferior (Beisiegel *et al.* 1973), e as do topo são definidas como Sequência Paleovulcânica Superior (Beisiegel *et al.* 1973). Como os jaspilitos se encontram dobrados, as suas relações, ditas como sendo de base e topo, com as vulcânicas encaixantes, são mais estruturais do que estratigráficas.

O ambiente tectônico da região da Serra dos Carajás é muito controverso. Isto se deve à espessa cobertura laterítica que faz com que os afloramentos sejam raros e as informações existentes sejam restritas a zonas pontuais, onde ocorrem os depósitos minerais. Consequentemente, rochas frescas estão restritas aos testemunhos de sondagem. Além disso, o fator mais importante que tem levado às controvérsias é a intensa e extensa alteração hidrotermal das rochas vulcânicas da área, relacionada à intrusão de diversos granitóides, que as tornaram enriquecidas em elementos incompatíveis, mobilizando álcalis, sílica e mesmo elementos de alto campo de força (Lindenmayer *et al.* 1995).

MÉTODOS DE TRABALHO Como as formações ferríferas não afloram, este estudo foi realizado a partir de descrições de 241 metros de testemunhos de sondagem de propriedade da Companhia Vale do Rio Doce. Foram estudadas 35 amostras de testemunhos de sondagem coletadas em 5 depósitos de minério de ferro, sendo 4 deles situados na

* PPGeo - UNISINOS. Centro de Ciências Exatas e Tecnológicas. Av. UNISINOS, 950. CEP 93022-000 - São Leopoldo - Rio Grande do Sul. E-Mail zara@euler.unisinos.br.

** Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. Laboratório de Geocronologia. Campos Universitário Darcy Ribeiro. CEP 70910-900 - Brasília - DF. E-mail lauxjh@unb.br

*** CCPG/UFBA (CNPq) Rua Caetano Moura, 123. Federação - Salvador - Bahia, CEP 40210-340 E-mail jbt@ufba.br.

(Modificado de DOCEGEO 1988; Barros et al. 1997)

Figura 1 - Mapa litológico esquemático da região da Serra dos Carajás, mostrando a localização dos depósitos de ferro estudados.

Serra Norte (N2, N4, N5 e N8) e um na Serra Sul (S11) (Figura 1). Cada um desses depósitos corresponde a um platô, cuja topografia é mantida por uma cobertura de canga, sob a qual ocorre o minério laterítico, com espessura que pode ultrapassar, localmente, 200 m. As amostras estudadas correspondem, portanto, ao jaspilito fresco (protominério), situado na base do minério laterítico de cada um dos depósitos mencionados, de onde foram coletados 10 a 50 cm de testemunho, após descrição cuidadosa para evitar amostras portadoras de minerais de alteração supergênica.

Este trabalho baseia-se, além da descrição dos testemunhos de sondagem, na petrografia das formações ferríferas e em análises químicas de elementos maiores e traços realizadas em 32 amostras e de ETR em 15 das 32 amostras.

A preparação das amostras para as análises químicas foi realizada nos laboratórios da Universidade do Vale do Rio dos Sinos,

UNISINOS. Fatias de rochas, medindo 1 a 2cm de largura e 10 a 12cm em comprimento, foram cortadas perpendicularmente ao bandamento, com serra de disco diamantado. Foram em seguida lixadas para eliminar vestígios da serra ou tinta, lavadas e secas em estufa a 100°C. Foram então colocadas sobre uma placa de aço, forrada com papel, dentro de sacos plásticos e quebradas com martelo. Posteriormente as amostras foram pulverizadas a <200 mesh, num moinho de discos tipo Shatter Box.

Foram analisados por fluorescência de raios-X SiO₂, Al₂O₃, CaO, TiO₂, Fe₂O₃, P₂O₅, Ba, Rb e Sr; por absorção atômica MnO, K₂O e Na₂O, por espectrometria de emissão óptica (EOS) MgO, Cr, Y e Zr. F e Cl foram determinados pelo método do íon seletivo; os ETR por espectrometria de emissão por plasma (ICP) e o FeO por titulação, todos no laboratório da Geosol, em Belo Horizonte.

O código de cada amostra apresentado neste texto corresponde ao

número do furo de sondagem, seguido da profundidade na qual ela foi coletada.

FORMAÇÕES FERRÍFERAS Geologia As rochas da Formação Carajás compreendem jaspilitos, que se distribuem em quatro conjuntos principais concentrados na Serra Norte, Serra Sul e Serra Leste, denominações locais da Serra dos Carajás, e São Félix do Xingu, situado a oeste (Beisiegel *et al.* 1973) (Figura 1).

A espessura dessas formações ferríferas é estimada em 200-250 m na Serra Norte e superior a 300 m na Serra Sul (Beisiegel 1982). Todavia, a espessura real não é conhecida. Segundo Beisiegel (1982), o minério de Fe, produto da alteração intempérica e lixiviação da sílica dos jaspilitos, apresenta até 240m de espessura.

Os jaspilitos possuem contatos nítidos com as suas rochas encaixantes, tanto no topo como na base (Beisiegel 1982). Na mina do N4, o topo da formação ferrífera é balizado por uma camada de *chert* bandado, ferruginoso e por vezes brechado de espessura variável entre 20 e 50cm. No depósito da Serra Sul (S-11) os jaspilitos encontram-se recristalizados devido ao metamorfismo de contato produzido por um sill gabro-diorítico. Topos de basaltos escoriáceos (Gibbs *et al.* 1986), limonitizados e brechados foram também encontrados na base das formações ferríferas. Formações ferríferas carbonáticas foram encontradas em apenas três pontos, na base do pacote de jaspilitos (Tolbert *et al.* 1971, Teixeira & Eggler 1994, Macambira *et al.* 1999). Estes dados ressaltam o caráter peculiar dessas formações ferríferas, isto é, quase que unicamente formadas por rochas de fácies óxido e intercaladas com rochas vulcânicas básicas, como referido por Dorr (1973).

Petrografia Descrições detalhadas dos jaspilitos da mina de ferro do N4 são encontradas em Meirelles (1986). Serão apresentadas aqui descrições de jaspilitos procedentes dos diversos depósitos de Fe de Carajás, tanto da Serra Norte (N2, N4, N5 e N8) como da Serra Sul (S11), incluindo a Mina de N4 (Laux 1995).

As formações ferríferas estudadas podem ser classificadas em dois tipos principais: não metamorfasadas e predominantemente compostas por hematita esferulítica e quartzo microcristalino (jaspilitos), que ocorrem na Serra Norte, e as metamorfasadas, características da Serra Sul, recristalizadas e compostas por quartzo e magnetita. Formações ferríferas portadoras de magnetita são, contudo, também encontradas na mina de ferro do N4.

Os jaspilitos são rochas finamente laminadas, constituídas por bandas alternadas de jaspe e de hematita-martita-magnetita. As primeiras têm espessuras variáveis entre 0,5 e 2,0 cm e as últimas entre 0,01 e 5,0 mm (Figura 2).

As bandas de jaspe são vermelhas ou marrom avermelhadas, tornando-se mais claras à medida que o quartzo se mostra recristalizado. O quartzo recristalizado empresta às bandas uma cor branca. As bandas de hematita-martita-magnetita são cinza metálicas, tomando tonalidades marrons devido à transformação intempérica posterior, em limonita e/ou goethita. Essas bandas, por sua vez, são compostas por microbandas com espessuras variáveis entre 0,01 e 1,5 mm. Não foram encontrados, nas rochas estudadas, nem os níveis argilosos, provavelmente túfáceos, referidos por Hirata *et al.* (1982), nem o bandamento milonítico transposto descrito por Marçal *et al.* (1992). Estruturas de *slump*, ocasionando perturbação no bandamento, brechas de dissolução e *pinch and swell* são muito frequentes, tendo sido atribuídas por Meirelles (1986) a processos pré-litificação e à compactação diferencial.

Como já referido, as microbandas de óxidos de ferro são compostas predominantemente por hematita na Serra Norte e magnetita na Serra Sul (Figuras 2a e 2b). As microbandas se apresentam contínuas, mostrando limites irregulares e ondulados. Todavia, ocorrem também sob forma de lentes alinhadas, além de apresentar dobramentos localizados, provavelmente devido a escorregamentos pré-litificação. As microbandas de magnetita, menos frequentes, são contínuas a levemente onduladas e tendem a ter espessura maior do que as microbandas de hematita. As últimas são compostas por agregados de pequenos cristais de hematita especular (0,01 a 0,03 mm) ou por hematita esferulítica. As bandas de hematita especular, mais espessas, mostram o centro dos cristais de especularita ocupados por magnetita (Figura 2c). As microbandas de hematita esferulítica ocorrem em cerca de 70% das amostras estudadas. Há uma gradação contínua entre o jaspe esferulítico e a hematita esferulítica (Figura 2d) dada pelo aumento progressivo da espessura da capa de hematita que limita os bor-

dos externos de cada esferulito individual (Figura 2e).

As microbandas de jaspe primário são predominantemente esferulíticas, próximo aos contatos com as microbandas de hematita esferulítica. À medida que se afasta das microbandas de hematita, a banda de jaspe passa a apresentar uma poeira de hematita especular irregularmente dispersa. As microbandas de quartzo esferulítico mostram esferulitos alongados e microfahados. A recristalização do quartzo das bandas de jaspe provoca a destruição das estruturas esferulíticas. O resultado são bandas de quartzo microcristalino em que se distribui aleatoriamente a hematita especular sob forma de cristais placóides ou de fina poeira. Lentes ocasionais de quartzo límpido e recristalizado também ocorrem, bem como fantasmas de antigos esferulitos marcados por fina poeira de hematita dentro de microbandas de quartzo microcristalino.

Nas amostras da Serra Sul a recristalização do jaspilito levou à destruição das estruturas primárias.

ESFERULITOS Os esferulitos são estruturas circulares de jaspe que apresentam as bordas marcadas por uma capa de hematita. Eles variam desde jaspe predominante, quando mostram uma película muito fina de hematita, até hematita predominante, quando só o núcleo é composto por jaspe (Figuras 2e e 2f). Seu diâmetro varia entre 0,005 a 0,02mm. Os esferulitos róseos das microbandas de jaspe apresentam "acamamento gradacional". O desaparecimento progressivo dos esferulitos com o aumento do grau de recristalização do quartzo ou da magnetita (Figura 2f) indica que os esferulitos sejam feições deposicionais primárias (Laux 1995), possivelmente de origem biológica bacteriana de acordo com diversos autores (Meirelles 1986, Macambira 1992, Macambira & Silva 1994, 1995), embora este seja um tópico bastante controverso na literatura geológica.

ASPECTOS RELACIONADOS À DEFORMAÇÃO E À ALTERAÇÃO HIDROTÉRMICA Formações ferríferas brechadas são observadas ocasionalmente. As brechas são formadas por jaspilito esferulítico cimentado por magnetita. Em microfahs, fragmentos de magnetita compacta chegam a dimensões de até a 1,5 mm. Vênulas submilimétricas a milimétricas, drusas de albita (0,01 a 0,03mm), quartzo e mica branca são observados nos jaspilitos. Os veios cortam o bandamento com ângulos variados. No contato dos mesmos há recristalização do quartzo e transformação da hematita em magnetita. Na Serra Sul verificam-se veios de carbonato de 0,03 mm de espessura cortando o microbandamento.

FEIÇÕES RELACIONADAS AO INTEMPERISMO Quartzo em estrutura *pinch and swell* ocorre invariavelmente intercalado às microbandas mais espessas de hematita compacta e associado à mica branca e albita (estas muito raras). Essa associação com minerais aluminosos poderia sugerir a presença de contribuição terrígena. Por outro lado, a associação dessa estrutura com lentes de quartzo, portadoras de textura "em pente", com uma cavidade no núcleo e circundadas por filmes de goethita, pode também indicar uma recristalização intempérica.

Dentre as feições claramente devidas aos processos intempéricos, contam-se as cavidades de dissolução lenticulares, nas bandas de jaspe recristalizado, a presença de goethita e limonita em coroas em torno da hematita associada a quartzo "em pente", a limonitização de bordas de microbandas de hematita/magnetita e a presença de cristais de goethita isolados ou em substituição total à hematita.

MINERALOGIA Conforme já mencionado, o óxido de ferro predominante é a hematita, disseminada (especularita) em microbandas de quartzo jaspilítico, ou em microbandas de hematita compacta. As dimensões dos cristais de hematita variam entre 0,05 a 0,3 mm. Ocasionalmente eles apresentam núcleos de magnetita. Nas microbandas de hematita compacta aparecem também agregados de cristais de goethita e/ou martita.

Os cristais de martita, de 0,01 a 0,8 mm, compõem também agregados em microbandas espessas de hematita, ou aparecem isoladamente nas microbandas de quartzo. Observa-se martita (0,02 a 0,05 mm) pseudomorficamente substituída por goethita, cujas bordas, por sua vez, estão limonitizadas. Quartzo "em pente" a partir das faces de cristais de goethita é frequente. Nas microbandas de quartzo há cristais euédricos de goethita, isolados, de 0,3 a 0,8 mm, com bordos limonitizados e, ocasionalmente, com núcleos de hematita. Na Serra Sul biotita e siderita ocorrem como acessórios.

Figura 2- (a) - Fotografia mostrando o jaspilito bandado (Amostra N4WF232-96,2). (b) - Jaspilito metamorfoisado e recrystalizado da Serra Sul (Amostra S11F5-158,94). (c) - Fotomicrografia mostrando cristais de magnetita circundados por hematita (Aumento 100X, Amostra N4F3-136,5). (d) - Fotomicrografia mostrando microbandas de quartzo esferulítico exibindo passagem gradual para hematita esferulítica (Aumento 40X, Amostra N4W-F276-102,85). (e) - Fotomicrografia mostrando aspecto de detalhe de uma microbanda esferulítica. Esferulitos de quartzo com bordas marcadas por hematita (Aumento 100X, amostra N8F3-134,8). (f) - Fotomicrografia mostrando a destruição dos esferulitos devido à cristalização da magnetita (Aumento 100X, Amostra N4W F290-84,50).

Pirita anédrica (0,05 a 0,1 mm) e calcopirita (0,025 mm) estão geralmente associadas às microbandas de quartzo jaspilítico. Mostram crescimento concordante com o microbandamento e englobam cristais de especularita. Há também veios de quartzo, pirita, calcopirita, calcocita e covelita.

Geoquímica A composição química média dos principais componentes das formações ferríferas de Carajás (Tabela 1) é: SiO_2 40,82% e ferro total como Fe_2O_3 57,46%. Os outros componentes correspondem a TiO_2 <0,05%; Al_2O_3 0,1 até 1,15%; MnO 0,01 a 0,18% (uma amostra com 5%); MgO <0,10%; CaO <0,05%;

Na_2O <0,01 a 0,03%; K_2O 0,01% e P_2O_5 <0,05%. Os elementos traços apresentam valores geralmente baixos, nos intervalos de: Ba 10-29 ppm; Rb 0,1-9 ppm; Sr <5 ppm; Nb <0,5-13 ppm; Zr 0,3-30 ppm; Y <3 ppm; Cr 54-78 ppm; Ni <20 e ΣETR 8,084 ppm, correspondendo a 0,92 até 3,40 vezes o valor para o condrito. Comparada com a formação ferrífera fácies óxido do Dales Gorge Member, do Arqueano da Austrália Ocidental, (Ewers & Morris 1981), com as formações ferríferas de Isua, do Arqueano Inferior da Groenlândia (Dymek & Klein 1988) e da sequência de Griqualand West, do Supergrupo Transvaal (Horstman & Hålbich 1995), as formações ferríferas de Carajás apresentam Fe_2O_3 mais elevado e todos os outros componentes dentro do

Tabela 1 - Análises químicas de elementos maiores, traços e ETR das formações ferríferas da Formação Carajás (na = não analisado, < 0,01 abaixo do limite de detecção).

Amostra/ elemen- tos	1 N4-F19- 134,20	2 N4-F30 136,98	3 N4-F212 42,72	4 N4-F232- 10,70	5 N4-232- 48,20	6 N4W- F290-84,70	7 N4W-F290- 85,30	8 N4W-F290- 96,20	9 N4W-F292- 221,20	10 N5-F26 65,00	11 N8-F3- 77,50	12 N8-F3 134,80	13 N8-F4- 231,17	14 S11-F5 158,84	15 S11-F5 164,14
SiO ₂ %	44,80	37,30	27,60	40,20	42,00	36,48	39,40	36,56	37,80	47,20	38,20	44,40	39,30	45,60	42,90
TiO ₂	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,01	<0,05	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Al ₂ O ₃	0,14	0,12	0,19	0,18	0,16	0,03	<0,10	0,05	0,15	1,15	0,19	0,26	<0,10	<0,10	0,11
Fe ₂ O ₃	53,50	53,70	69,90	57,70	55,60	62,35	58,30	61,44	60,60	51,10	57,40	53,20	58,90	44,00	42,10
FeO	0,56	6,40	0,56	1,50	0,84	na	0,98	na	1,10	0,99	1,30	0,84	0,99	7,80	5,20
MnO	0,01	0,02	0,01	0,09	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,16	0,05	0,03	0,11	0,01	5,00
MgO	0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,01	<0,10	<0,01	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
CaO	<0,05	0,05	<0,05	0,05	<0,05	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,06
Na ₂ O	0,05	0,09	<0,01	0,02	0,02	0,14	0,03	0,04	<0,01	0,01	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
K ₂ O	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
P ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,01	<0,05	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
PF	0,78	1,56	1,50	0,14	1,18	1,13	1,24	2,67	0,28	0,21	2,71	1,22	0,50	1,74	3,96
Total	99,99	99,28	99,78	99,90	99,85	100,13	99,99	100,79	100,00	99,84	99,95	99,98	99,82	99,18	99,36
Ba(ppm)	<10	<10	<10	<10	12	22	<10	23	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Rb	7	8	7	8	8	0,1	7	0,5	7	9	9	7	9	7	8
Sr	<5	<5	<5	<5	<5	0,38	<5	0,47	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Nb	<5	<5	10	10	9	<0,5	10	<0,5	<5	10	6	11	11	10	7
Zr	<5	<5	29	27	29	0,3	28	<0,1	<5	26	<5	27	26	26	26
Y	<3	<3	<3	<3	<3	0,9	<3	1,1	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Cr	57	60	75	68	68	<10	75	10	68	60	60	70	54	60	60
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	19	<20	<10	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
F	120	140	<30	<30	<30	na	<30	na	200	<30	230	<30	30	50	<30
Cl	40	30	20	20	50	na	<20	na	60	52	190	90	<20	58	102
La	2,185	2,721	3,495	1,314	1,507	1,120	1,834	2,010	4,394	2,126	2,206	2,655	1,838	3,316	4,183
Ce	3,682	3,807	6,485	1,674	2,181	2,180	3,050	2,490	5,027	3,080	3,572	2,826	3,070	5,182	5,991
Nd	0,990	0,737	1,863	0,320	0,331	0,460	0,885	0,970	2,099	0,808	1,196	1,668	0,591	1,330	1,840
Sm	0,161	0,100	0,324	0,070	0,060	0,080	0,145	0,180	0,394	0,119	0,234	0,456	0,118	0,206	0,360
Eu	0,101	0,064	0,122	0,040	0,039	0,038	0,065	0,204	0,136	0,074	0,098	0,127	0,065	0,116	0,106
Gd	0,211	0,123	0,261	0,070	0,070	0,080	0,135	0,240	0,383	0,102	0,280	0,580	0,110	0,195	0,272
Dy	0,188	0,098	0,211	0,042	0,055	0,070	0,131	0,170	0,295	0,078	0,274	0,623	0,100	0,180	0,219
Ho	0,038	0,021	0,041	0,008	0,012	0,010	0,028	0,030	0,059	0,016	0,054	0,127	0,019	0,037	0,043
Er	0,104	0,061	0,107	0,024	0,030	0,040	0,070	0,100	0,156	0,048	0,143	0,353	0,055	0,109	0,110
Yb	0,092	0,070	0,090	0,026	0,035	0,020	0,061	0,080	0,131	0,050	0,103	0,351	0,053	0,120	0,113
Lu	0,019	0,016	0,020	0,009	0,007	0,005	0,016	0,015	0,025	0,013	0,021	0,067	0,012	0,021	0,022
La _n /Lu _n	11,937	17,653	18,139	15,155	22,347	23,08	11,898	13,80	18,244	16,976	10,904	4,113	15,899	16,391	19,737
La _n /Sm _n	8,545	17,131	6,792	11,818	15,813	8,61	7,963	6,87	7,021	11,248	5,935	3,666	9,807	10,135	7,746
Eu/Eu*	1,645	1,763	1,244	1,730	1,836	1,408	1,398	1,508	1,057	2,005	1,169	0,755	1,717	1,744	1,032
ΣETR	7,771	7,818	13,019	3,597	4,327	4,103	6,420	6,489	13,099	6,514	8,181	9,833	6,031	10,812	13,259

Amostras 1 a 8 - Grupo 1 ETR

Amostra elemen- to	16 N2-F9- 139,40	17 N4-F19- 135	18 N4-F232 10,30	19 N4-F232 11,80	20 N4-F232 12,15	21 N4W- F276-96,20	22 N4W- F276-99,70	23 N4W-F276- 102,85	24 N4-F19- 135,50	25 N4-F30- 132,88	26 N4-F30- 136,50	27 N4W- F290-84,50	28 N5-F23 70,40	29 N8-F3 49,50	30 N8-F3- 72,70	31 N8-F3- 356,88	32 N8-F7- 107,20
SiO ₂ %	37,30	41,80	41,40	38,60	40,80	37,70	41,20	45,50	43,30	42,30	46,50	43,90	44,00	41,30	41,20	43,90	36,00
TiO ₂	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Al ₂ O ₃	0,11	0,11	0,17	<0,10	0,13	0,17	0,11	0,14	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	1,10	<0,10	0,18	0,23
Fe ₂ O ₃	60,70	56,30	55,90	59,90	57,90	58,40	55,60	50,40	54,80	54,10	52,20	53,90	53,60	55,40	55,80	54,50	59,80
FeO	0,56	1,10	1,70	1,10	0,56	0,84	0,71	0,85	0,70	0,28	0,42	0,98	0,56	0,99	0,56	0,42	1,50
MnO	0,05	0,01	0,13	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,18	0,01	0,02	0,03	0,04	0,24	0,05
MgO	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
CaO	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,08	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Na ₂ O	0,10	0,03	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,12	0,10	<0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,25	0,03
K ₂ O	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,02
P ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
PF	0,85	0,46	0,41	0,18	0,53	2,81	2,42	2,86	0,86	3,04	0,13	1,02	1,52	2,02	1,96	0,16	1,97
Total	99,72	99,86	99,74	99,82	99,96	99,96	100,08	99,85	99,82	99,85	99,75	99,84	99,75	99,91	99,60	99,71	99,64
Ba (ppm)	<10	<10	<10	13	<10	<10	<10	<10	<10	<10	29	<10	<10	<10	<10	16	<10
Rb	8	8	7	8	5	7	7	7	8	8	8	9	8	6	8	8	8
Sr	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Nb	9	5	12	13	11	12	<5	5	8	11	12	14	11	<5	10	10	10
Zr	26	<5	30	28	28	28	<5	<5	25	26	27	27	26	<5	25	27	27
Y	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Cr	65	57	65	68	68	70	60	60	65	60	78	68	68	70	68	68	80
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
F	50	230	<30	<30	<30	<30	130	240	<30	30	<30	<30	<30	140	<30	80	<30
Cl	<20	30	<20	<20	<20	<20	<20	20	36	47	110	<20	26	40	48	90	60

mesmo intervalo a mais baixos, com exceção do Cr que é mais alto do que Isua. Possivelmente, esses conteúdos mais baixos de elementos traços se devem ao efeito de diluição pelo alto conteúdo de Fe na rocha. Além do Fe Si e do Oxigênio, nenhum outro elemento é significativo. É interessante notar que os elementos de derivação detrítica, tais como Ti, Zr, Al e Rb estão presentes em concentrações muito pequenas, muitas vezes abaixo do limite de detecção do método analítico. Isso é refletido pela monotonia das associações minerais encontradas compreendendo quartzo, hematita, magnetita e goethita. Nas amostras da mina N4 observa-se um pequeno aumento dos conteúdos de Ti e Al próximo dos contatos com diques máficos, embora não tenham sido

detectadas variações na assembléia mineral dos jaspilitos.

Como era de se esperar, Fe e Si mostram boa correlação negativa, como pode ser observado na Figura 3a. Duas amostras apenas encontram-se fora da reta de correlação. Dessas, o ponto do canto superior esquerdo corresponde a uma amostra enriquecida em MnO da Serra Sul, enquanto que o ponto da extrema direita do diagrama representa uma amostra levemente intemperizada, da mina de N4.

Os resultados das análises químicas das 32 amostras de jaspilitos mostram que Fe₂O₃¹ e SiO₂ somados variam entre 90,78 e 99,72%, o que indica o quimismo peculiar dessas rochas. As formações ferríferas da Serra Norte possuem a maioria do seu ferro na forma de Fe₂O₃ (ra-

zões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ entre 32 e 193), enquanto que as amostras estudadas da Serra Sul apresentam razões mais baixas de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (5 - 8) devido à maior percentagem modal de magnetita nela encontrada, o que reflete um grau de recristalização mais avançado devido ao metamorfismo de contato.

Foram observados três grupos principais de padrões de distribuição dos ETR normalizados pelo condrito (Figuras 3b, 3c e 3d). O mais freqüente deles, formado por 11 das 15 amostras analisadas, é semelhante a asas de pássaro, com fracionamento das terras raras leves ($\text{La}/\text{Sm} = 5,93$ a $17,13$) e anomalias positivas de Eu com $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,16$ a $2,05$, o que indica proximidade da fonte hidrotermal (Olivarez & Owen 1991) de alta temperatura (Bau & Dulski 1996). Mostra ainda

um padrão côncavo dos ETRP ($\text{Gd}/\text{Lu}_n = 1,16$ a $1,97$), muito semelhante aos padrões das formações ferríferas do Arqueano inferior de Isua, na Groenlândia e do Arqueano Superior de Anshan-Benxi, na China, mostrados respectivamente por Shimizu *et al.* (1990) e Zhai & Windley (1990). Este padrão é observado em amostras provenientes dos depósitos de N4, N4W, N5, N8 e S11 (Figura 3b).

O segundo grupo de padrões, representado apenas por duas amostras (N4W e S11), é ligeiramente côncavo (Figura 3c), mostrando fracionamento das terras leves ($\text{La}/\text{Sm}_n = 7,02$ a $7,74$ e $\text{Gd}/\text{Lu} = 1,53$ a $1,90$). Caracteriza-se por não apresentar anomalias de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,05$ a $1,03$), sugerindo que estas rochas tenham se depositado a partir de soluções hidrotermais diluídas, provavelmente em locais mais

Figura 3 – (a) - Diagrama de correlação $\text{FeO}^I \times \text{SiO}_2$. O ponto superior esquerdo fora do alinhamento corresponde à mostra da Serra Sul portadora de 5% de MnO. O ponto inferior direito é de uma amostra intemperizada. Os símbolos correspondem aos três grupos de amostras mostrados nas figuras 3b, 3c e 3d. (b) - Diagrama mostrando o padrão de ETR, normalizado pelo condrito, mais comum entre as formações ferríferas de Carajás (Grupo 1). Observe a homogeneidade dos padrões. (c) - Diagrama mostrando o padrão de ETR, normalizado pelo condrito, do grupo 2 das amostras da área. (d) - Diagrama mostrando o padrão de ETR, normalizado pelo condrito, das formações ferríferas do grupo 3 (em quadrados sólidos). Note a semelhança com os padrões dos basaltos sotopostos, aqui representados em pontos pretos. (e) - Diagrama mostrando a correlação negativa entre Fe_2O_3 e o somatório dos elementos terras raras. (f) - Diagrama mostrando correlação positiva entre Eu e o somatório dos elementos terras raras.

afastados das fontes hidrotermais, do que as amostras do grupo anterior à semelhança do que ocorre atualmente no SE do Oceano Pacífico (Olivarez & Owen 1991). Todavia, este padrão pode também ser atribuído a um estágio de quiescência do campo de fumarolas. Por outro lado, a possibilidade desse padrão refletir alteração metamórfica pode ser descartada, em virtude da outra amostra da Serra Sul, tão recristalizada quanto a amostra em questão (S11-F5-164,14), apresentar o mesmo padrão do grupo 1, formado por rochas não metamorfisadas.

O terceiro conjunto, composto somente por amostras do depósito de N8, exibe um fracionamento moderado dos ETR ($La/Sm_n = 3,66 - 5,93$; $Gd/Lu = 1,07 - 1,65$) e anomalia de Eu variando de fracamente positiva a negativa ($Eu/Eu^* = 0,75$ a $1,16$). Este padrão é muito semelhante ao dos basaltos hidrotermalmente alterados, imediatamente sotopostos (Figura 3d), o que sugere íntima interação entre a formação ferrífera e os basaltos da Formação Parauapebas. Isto estaria de acordo com o mecanismo atualmente aceito para deposição das formações ferríferas, correspondente à precipitação de fluidos hidrotermais que teriam lixiviado basaltos subjacentes, dos quais as FFB teriam herdado parte da assinatura geoquímica (Dymek & Klein 1988, Alibert & McCulloch 1993, Manikyamba *et al.* 1993).

Estudos recentes têm mostrado que os baixos conteúdos de ETR das formações ferríferas, juntamente com as anomalias positivas de Eu, indicam que estes elementos, junto com Fe e Si foram depositados sob forte influência de soluções hidrotermais, nos oceanos (Dymek & Klein 1988, Alibert & McCulloch 1993, Manikyamba *et al.* 1993). A grande homogeneidade química e os conteúdos negligenciáveis de outros elementos nas formações ferríferas da Formação Carajás sugerem fortemente que sua deposição tenha se dado quase que exclusivamente a partir de precipitação química. O diagrama da Figura 3c parece confirmar esta sugestão, mostrando a diluição das ETR pelo Fe, dada pela curva de correlação negativa.

A correlação positiva mostrada pelo Eu e ETR total parece confirmar a sugestão de que as maiores anomalias positivas de Eu se encontram próximas da fonte, onde as soluções hidrotermais são menos diluídas (Figura 3f). Todavia, não foi possível estabelecer, dentro do conjunto de amostras estudadas, variações sistemáticas, tanto verticais como laterais, que permitissem a localização, dentro da bacia, de zonas preferenciais de aporte das fontes hidrotermais, contribuindo assim para uma possível reconstituição paleogeográfica da bacia.

DISCUSSÃO Tal como as outras grandes formações ferríferas arqueanas e proterozoicas do mundo, como as das bacias de Transvaal e Hamersley (Ewers & Morris 1981, Horstman & Hålbich 1995), as FFC apresentam uma grande homogeneidade química.

A grande semelhança entre as assinaturas dos ETR das FFB e dos sedimentos hidrotermais modernos levou diversos autores recentemente a considerar os FFB como o produto da precipitação de fluidos hidrotermais que alteraram basaltos, em condições de alta temperatura, nas células de convecção, ao longo de cadeias meso-oceânicas (CMO) e centros de crescimento de retro-arco (Klinkhammer *et al.* 1983, 1994, Kahn *et al.* 1996). As FFB teriam recebido as assinaturas dos ETR durante a alteração dos basaltos de fundo oceânico, junto com o Fe^{2+} e o Mn^{2+} (Bau & Dulski 1996). A assinatura química das FFC, compostas quase que exclusivamente por Fe, Si e O indica que as mesmas se depositaram a partir de fluidos hidrotermais que atravessaram pacotes de rochas vulcânicas, lixiviando delas o Fe e o Si, além de baixíssimas quantidades de elementos traços.

As pequenas concentrações de ETR, os padrões característicos de ETR normalizados pelo condrito e as anomalias positivas de Eu dos fluidos hidrotermais são obtidas, nos oceanos modernos, em condições de pH entre 2 e 4 e $T > 300^\circ C$, sendo que o efeito principal da circulação dos fluidos hidrotermais é a remoção preferencial das ETRL dos basaltos subjacentes (Khan *et al.* 1996). De acordo com Bau & Dulski (1996), a intensidade da anomalia de Eu estaria relacionada com a temperatura dos fluidos hidrotermais. Temperaturas $> 250^\circ C$ gerariam $(Eu/Eu^*)_{cn} > 1$, enquanto que temperaturas mais baixas ($< 250^\circ C$) dariam origem a $(Eu/Eu^*)_{cn} = 1$.

Assim, a existência de dois conjuntos de amostras, distinguidos principalmente pela intensidade da anomalia de Eu, em Carajás, pode ser devida à variação da temperatura das fontes hidrotermais (fumarolas), ou à diluição das salmouras hidrotermais pelas águas oceânicas. De acordo com Olivarez e Owen (1991) a intensidade da absorção dos ETR pelos precipitados hidrotermais é proporcional a concen-

tração em ETR das fases fluidas. Os ETR são rapidamente retirados das soluções hidrotermais e o Eu é absorvido muito mais rapidamente em relação aos outros ETRs. Desta forma, os valores das anomalias de Eu nos sedimentos hidrotermais mostram a assinatura da fumarola próximo ao eixo das cadeias meso-oceânicas, sendo que a anomalia de Eu se torna cada vez mais parecida com a da água do mar com o aumento da distância da fonte hidrotermal e conseqüentemente, com a diluição da salmoura e diminuição da temperatura. Essa diluição poderia também ocorrer devido a um estágio de quiescência do campo de fumarolas.

As anomalias positivas de Eu encontradas nas FFC indicam também que o plagioclásio das rochas vulcânicas, principal sítio do Eu, deve ter sido parcialmente destruído nesse processo, o que é suportado pela intensa alteração hidrotermal mostrada pelos basaltos subjacentes da Formação Parauapebas (Lindenmayer *et al.* 1995), bem como pela existência de padrões de ETR comuns tanto às FFC quanto àqueles basaltos (Figura 3d). Esta hipótese hidrotermal singenética é ainda reforçada nas FFC pela falta total de componentes terrígenos, tais como Ti, Zr, Al e Rb, indicando a inexistência de zonas emersas próximas da zona de deposição das formações ferríferas na bacia, que pudessem ter atuado como áreas fonte para uma sedimentação terrígena. A grande espessura dessas rochas (até 200 m), aliada à ausência de intercalações tufáceas e terrígenas, também sugere que a deposição tenha se verificado em um período de grande estabilidade tectônica, num processo de transgressão continuado, durante o qual a precipitação química dominou, numa plataforma rasa, ao mesmo tempo em que aumentava a altura do nível de base das ondas e da zona fótica. A precipitação química se deu num ambiente muito quieto e calmo, na ausência de vulcanismo e na ausência total de correntes de alta energia que pudessem perturbar o fino e delicado bandamento. De acordo com Isley (1995), a profundidade de deposição de FFB arqueanos com essas características teria sido de cerca de 200m. As observações que suportam a existência de cadeias meso-oceânicas no Arqueano indicam que as formações ferríferas foram depositadas em plataformas marginais, formadas no tempo da abertura e expansão do assoalho oceânico (Arora *et al.* 1995). Modelos de cadeias meso-oceânicas arqueanas propõem mares mais rasos e CMO mais elevadas do que as atuais, de modo que as plumas hidrotermais pudessem ser injetadas até as águas superiores, atingindo as plataformas, na profundidade de deposição das FFB, as quais herdariam a totalidade da assinatura geoquímica da fonte (Isley 1995).

A grande homogeneidade composicional, tanto lateral como vertical, observada na distribuição dos conteúdos dos elementos maiores, traços e ETR parece ainda indicar que teria havido diversas fumarolas atuando por longo período de tempo, como fontes homogêneas dos fluidos hidrotermais, no grande mar Carajás, onde se verificou a deposição química e/ou bioquímica das formações ferríferas. As altas razões Fe/ETR das FFC parecem também sugerir essa grande quantidade de fumarolas ativas no mar Carajás, pois não foram encontradas variações significativas da razão Fe/ETR, a qual, de acordo com German *et al.* (1990), diminui com o aumento da distância da fonte. As anomalias positivas de Eu revelam a existência de um componente hidrotermal de alta temperatura na água do mar Carajás, enquanto que as variações observadas nas razões $(Eu/Eu^*)_{cn}$ devem indicar mudanças no tempo e no espaço da atividade das fumarolas no fundo da bacia. A ausência de anomalias negativas de Ce, como as encontradas por Dymek & Klein (1988) nas formações ferríferas de Isua, do Arqueano Inferior da Groenlândia, ou da Hotazel iron-formation da África do Sul (Tsikos & Moore 1997), sugere que o mar Carajás há 2.740 Ma era provavelmente menos oxidado do que o oceano antigo de Isua há 3.800 Ma, ou o do Paleoproterozóico (2.7-2.2 Ga) do Supergrupo Transvaal (Tsikos e Moore 1997).

Ademais, a abundância de esferulitos, aliada aos valores de $\delta^{13}C$ entre -3 e -6 ‰ encontrados por Sial *et al.* (1999) nas FFB carbonáticas de Carajás, permite fazer algumas especulações. Os dados de $\delta^{13}C$ das FFC são compatíveis com os sistemas isotópicos dos outros BIFs descritos nas grandes bacias do mundo, tais como na formação ferrífera de Animikie, nos EUA ou mesmo nas formações ferríferas da Austrália, onde os valores encontrados variam desde valores típicos de carbonatos presentes na água do mar atual, até valores muito mais baixos, -2 a -15 ‰, chegando a -9 e -11 nos BIFs da bacia de Hamersley (Becker & Clayton 1976). Valores tão baixos têm sido considerados por muitos autores como evidência de organismos autotróficos nas bacias arqueanas, concordando com existência de pro-

cessos de fotossíntese na deposição das formações ferríferas bandadas (Goodwin *et al.* 1976). Apesar dos poucos dados disponíveis, pode-se especular sobre a possibilidade desta assinatura do $\delta^{13}\text{C}$ estar representando uma origem orgânica, marcada pela presença dos esferulitos, que são possíveis vestígios de organismos fotossintéticos.

CONCLUSÕES Nas formações ferríferas estudadas, a hematita é o óxido de ferro predominante na Serra Norte, enquanto que a magnetita domina na Serra Sul. Isto é refletido pelas razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ que variam entre 32 (Serra Sul) e 193 (Serra Norte). Os esferulitos são feições primárias, destruídas posteriormente por recristalização diagenética ou metamórfica. Essa recristalização levou à formação de magnetita.

As FFC são precipitados químicos compostos quase que exclusivamente por Fe, Si e O, nos quais Fe_2O_3 e SiO_2 somados variam entre 90,78 a 99,72%. Os conteúdos negligenciáveis dos elementos Ti, Zr, Al e Rb, muitas vezes abaixo do limite de detecção do método analítico, atestam a ausência de contribuição detrítica à bacia durante a deposição das FFC. A maioria dos padrões de ETR, ligeiramente côncavos e portadores de anomalias positivas de Eu, indica deposição nas

proximidades das fumarolas, amplamente distribuídas em área, e que atuaram como fontes dos fluidos hidrotermais. Os padrões de ETR sem anomalias de Eu podem indicar zonas da bacia onde soluções hidrotermais apresentavam temperaturas mais baixas e/ou regiões mais afastadas do campo hidrotermal onde essas soluções foram diluídas. Podem ainda refletir épocas de quiescência da atividade das fumarolas.

Os dados sugerem que a deposição das FFC se deu em plataformas marginais de águas rasas, em ambiente transgressivo e em período de calma tectônica, abaixo da influência das ondas. Nesse ambiente, dentro da zona fótica, onde possivelmente floresciam organismos fotossintéticos, hoje representados pelos esferulitos, fluidos hidrotermais gerados próximos de zonas de CMO precipitaram o Fe e a Si.

Agradecimentos À Companhia Vale do Rio Doce pelo acesso aos dados, autorização para a coleta de amostras e hospedagem na área. Agradecem especialmente aos geólogos Sérgio Corrêa Guedes e Roberto Kozuki pelo estímulo e assistência no campo. Agradecem também a Docegeo pelo apoio de campo, sem o qual o trabalho não poderia ter sido desenvolvido. Z.G.L. agradece ao financiamento parcial concedido pelo CNPq, através do processo nº301010/91-9. A dois revisores anônimos da RBG pelas críticas e sugestões.

Referências

- Alibert C. & McCulloch M.T. 1993. Rare earth element and neodymium isotopic compositions of the banded iron-formations and associated shales from Hamersley, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 187-204.
- Arora M., Govil P.K., Charan S.N., Udai Raj B., Balaran V., Manikymba C., Chatterjee A.K., Naqvi, S.M. 1995. Geochemistry and origin of Archean banded iron-formation from the Bababudan Schist belt, India. *Economic Geology*, 90: 2040-2057.
- Bau M. & Dulski P. 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79: 37-55.
- Becker R.H. & Clayton R.N. 1976. Oxygen isotope study of a Precambrian banded iron-formation. Hamersley Range, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40: 1153-1165.
- Beisiegel V.R. 1982. Carajás iron-ore district. In: ISAP, International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis. Salvador, *Abstracts and Excursions*, 47-61.
- Beisiegel V.R., Bernardelli A.L., Drummond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 3: 215-242.
- Beukes N.J. 1973. Precambrian iron-formations of Southern Africa. *Economic Geology*, 68: 960-1004.
- DOCEGeo 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, *Anexo aos Anais*, 11-54.
- Door II J.V.N. 1973. Iron-formations in South America. *Economic Geology*, 68: 1005-1022.
- Dymek R.F. & Klein, C. 1988. Chemistry, Petrology and origin of banded iron formation lithologies from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. *Precambrian Research*, 39: 247-302.
- Ewers W.E. & Morris R.C. 1981. Studies of the Dales Gorge Member of the Brockman iron formation, Western Australia. *Economic geology*, 76: 1929-1953.
- German C.R., Klinkhammer G.P., Edmond J.M., Mitra A., Elderfield H. 1990. Hydrothermal scavenging of rare-earth elements in the ocean. *Nature*, 345: 516-518.
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Jr. W.J. 1986. Age and composition of Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 201-211.
- Goodwin A.M., Monster J., Thode H.G. 1976. Carbon and sulfur isotope abundances in Archean iron-formations and Early Precambrian life. *Economic Geology*, 71: 870-891.
- Hirata W. K., Beisiegel W.R., Bernardelli A.L., Farias N.F., Saueressig R., Meireles E.M., Teixeira J.F. 1982. Serra dos Carajás – Pará State: Iron, Manganese, Copper and Gold Deposits. In: International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis, Salvador, *Abstracts and Excursions*, 40-77.
- Holland D. 1984. *The Chemical evolution of the Atmosphere and Oceans*. London, Princeton University Press, 582 p.
- Horstman U.E. & Hålbich I.W. 1995. Chemical composition of banded iron-formations of the Griqualand West Sequence, Northern Cape Province, South Africa, in comparison with other Precambrian iron formations. *Precambrian Research*, 72: 109-145.
- Isley A.E. 1995. Hydrothermal plumes and the delivery of iron to banded iron formations. *Journal of Geology*, 103: 169-185.
- James H. 1983. Distribution of banded iron formation in space and time. In: A.F. Trendall, & R.C. Morris. (eds.) *Iron-formation: facts and problems*. Amsterdam, Elsevier, 471-490.
- Khan R.M.K., Das Sharma S., Patil D.J., Naqvi S.M. 1996. Trace, rare-earth, and oxygen isotopic systematics for the genesis of banded iron-formations: Evidence from Kusttagi schist belt, Archean Dharwar Craton, India. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 3285-3294.
- Klinkhammer G.P., Elderfield H., Hudson A. 1983. Rare earth elements in sea water near hydrothermal vents. *Nature*, 305: 185-188.
- Klinkhammer G.P., Elderfield H., Edmond J.M., Mitra A. 1994. Geochemical implications of rare earth element patterns in hydrothermal fluids from mid oceanic ridges. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 5105-5113.
- Laux J.H. 1995. Contribuição à geologia das formações ferríferas da Serra dos Carajás, Pará. Trabalho de Conclusão, Curso de Geologia, UNISINOS, 86 p.
- Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Vieiro A.C. 1995. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7: 125-145.
- Macambira J.B. 1992. Os possíveis microfósseis da Formação Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Resumos Expandidos*, 2: 483-484.
- Macambira J., Guedes S., Matias P.H. 1999. Bif carbonático na Formação Carajás: alteração hidrotermal ou uma nova fácies? In: SBG, Simpósio da Geologia da Amazônia, 6, Manaus, *Boletim de Resumos Expandidos*, 1: 563-565.
- Macambira J.B. & Silva V.F. 1994. Estruturas primárias e diagenéticas preservadas na Formação Carajás-Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém, *Resumos Expandidos*, 335-338.
- Macambira J.B. & Silva V.F. 1995. Estudo petrológico, mineralógico e caracterização das estruturas sedimentares e diagenéticas preservadas na Formação Carajás, Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7:363-387.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U - Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:1-26.
- Manikymba C., Balaran V., Naqvi S.M. 1993. Geochemical signatures of polygenetic origin of a banded iron formation (banded iron-formation) of the Archean Sandur greenstone belt (schist belt) Karnataka nucleus, India. *Precambrian Research*, 61: 137-164.
- Marçal M.S., Costa J.B.S., Hasui Y., Ebert H.D. 1992. A estruturação da Serra Norte, com ênfase na área da Mina N4E, Serra dos Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Resumos Expandidos*, 2: 330-331.
- Meirelles M.R. 1986. *Geoquímica e petrologia dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, Pará*. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, 170 p.
- Olivarez A.M. & Owen R.M. 1991. The europium anomaly of sea water: implications for fluvial versus hydrothermal REE inputs to the oceans. *Chemical Geology*, 92: 317-328.
- Shimizu H., Uemoto N., Masuda A., Appel P.W.U. 1990. Sources of iron-formations in the Isua and Malene supracrustals, West Greenland: evidence from La-Ce and Sm-Nd isotopic data and REE abundances. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 1147-1154.
- Sial A.N., Costa M.L., Macambira J., Guedes S.C. 1999. Isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos de BIFs de testemunhos de sondagem na Serra dos Carajás, Amazônia, Brasil. In: SBG, Simpósio da Geologia da Amazônia, 6, Manaus, *Boletim de Resumos Expandidos*, 1: 335-338.
- Teixeira J.B.T. & Egger D.H. 1994. Petrology, geochemistry and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geologica Leopoldensia*, 40:71-114.
- Tolbert G.E., Tremaine J.W., Melcher G.C., Gomes C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil. *Economic Geology*, 66: 985-994.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., Lacter J.R., Nelson D.R. 1998. Ion microprobe zircon U-Pb results from the Carajás area of the Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 265-277.
- Tsikos H. & Moore J.M. 1997. Petrography and geochemistry of the Paleoproterozoic Hotazel iron-formation, Kalahari Manganese Field, South Africa: Implications for Precambrian manganese metallogenesis. *Economic Geology*, 92: 87-97.
- Zhai M. & Windley B.W. 1990. The Archean and Early Proterozoic banded iron formations of North China: their characteristics, geotectonic relations, chemistry and implications for crustal growth. *Precambrian Research*, 48: 267-286.

Manuscrito A-1141

Recebido em 21 de janeiro de 2000

Revisão dos autores em 25 de novembro de 2000

Revisão aceita em 30 de novembro de 2000