

BR 9127392
INIS-BR -- 2697

**CONGRESSO BRASILEIRO
DE GEOLOGIA**

36
NATAL / RN

28 de outubro a 1 de novembro 90
CENTRO DE CONVENÇÕES

ANAIIS

VOLUME 3



REALIZAÇÃO:
SOCIETADEN BRASILEIRA DE GEOLOGIA
NÚCLEO NORDESTE

**GEOQUÍMICA E ORIGEM DA FORMAÇÃO
FERRÍFERA DO GRUPO GUANHÃES, DISTRITO
DE GUANHÃES, MG, BRASIL.**

J. H. Grossi Sad*
C. Chiodi Filho*
J. Fontene rios Santos**
Juliana M. M. Magalhães*
P. M. Carelos*

*GEOSOL - Geologia e
Sondagens Ltda

**DOCEGEO - Rio Doce
Geologia e Mineração S/A

ABSTRACT

The Guanhães District is underlain by metavolcano-sedimentary rocks of the Guanhães Group, emplaced over an older Archean basement and intruded by granitic bodies. The Guanhães Group is composed of pelitic, mafic and ultramafic schists at the base; silicate and carbonate facies iron-formation, calcareous schists, calcisilicates rocks and quartzites at the median portion; and para-gneisses (meta-graywacks) at the top. Geochemistry of iron-formation suggest a hydrothermal affinity comparable to the hydrothermal sediments flanking East Pacific Rise. Paragenetic studies indicates that the rocks were submitted to two metamorphic processes: one of regional character (high-amphibolite facies) and one of thermal character (pyroxene-hornfels facies).

INTRODUÇÃO

No presente trabalho discute-se a origem da formação ferrífera bandada (FFB) do Distrito de Guanhães (presentemente em avaliação pela DOCEGEO), inserida em uma sequência rochosa denominada Grupo Guanhães, dividida em três formações: Inferior, Média e Superior (Grossi Sad et al, 1989). A primeira constitui-se de "greenschists" com rara formação ferrífera, a segunda de formação ferrífera bandada (FFB), metachert (quartzito) ferruginoso, xisto carbonático e rocha calciossilicatada e a última, de gnaisses mais ou menos migmatizados (com intercalações de cretas de anfibolito, quartzito, quartzito ferruginoso e xisto). Essa divisão foi baseada em mapeamento na escala 1:50.000 e levantamento de seções estratigráficas (Grossi Sad et al op. cit.). A profunda meteorização e a complicada estrutura distrital, aliadas à falta de exposições, prejudicaram um entendimento mais apurado da geologia do distrito. O único horizonte estratigráfico bem definido é a base da Formação Média do Grupo.

A Fig. 1 mostra o mapa geológico do distrito bem como sua localização.

As análises químicas apresentadas foram realizadas na Divisão de Laboratórios da GEOSOL, usando-se espectrografia de raio-x e ótica, métodos convencionais, absorção atômica e espectrografia de plasma (IPC).

GRUPO GUANHÃES

Formação Inferior

Ocorre nas partes de baixada, em áreas distintas e isoladas entre si. Nessas áreas exibe continuidade e é recoberta pelas outras duas formações. Duas unidades litologicamente distintas caracterizam a formação: a base é constituída por xistos pelíticos e o topo, por xistos máfico-ultramáficos (lençóis de lava-tufos). Os xistos pelíticos têm composição variada, com quartzo ubíquo, em grãos angulares e de pequeno talhe. Completam a paragénesis: biotita, clorita, moscovita, sericita, grafita, granada, cianita e plagioclásio, com magnetita e pirita acessórios. As rochas meta-magmáticas são anfibolíticas e olivina-piroxênicas. Nenhuma seção completa e não decomposta dos xistos pelíticos foi observada. Em diversos perfis observa-se xisto quartzoso com granada e cianita, intercalado com xisto grafitoso, rocha máfica e quartzito. A espessura total desses xistos pode ultrapassar 100 m e via de regra seu contato com as rochas do Complexo Basal (granito gnaisses) é tectonizado e por vezes invertido.

Os xistos máfico-ultramáficos (mais de 50m de espessura) mostram-se, usualmente, decompostos e as porções ultramáficas apresentam-se garnieritizadas, pontualmente. Amostras isoladas desses xistos prestaram-se à exame petrográfico e análise química. Assim, na área denominada

nada Córrego do Condado tem-se rocha verde escura, de granulação fina-média, foliada, com textura granoblástica, intensamente recristalizada e predominantemente formada por enstatita, que compõe porções com arranjo em mosaico poligonizado. Hercynita e opacos, além de algum talco, carbonato, clorita, diopsídio e tremolita completam a paragênese. Na Fazenda Sideral a rocha verde tem aspecto encaroçado e é constituída por enstatita, hercynita, opacos, raro carbonato, talco e clorita. Em Candonga o xisto ultramáfico contém orto-piroxênio e olivina serpentinizados, imersos em matriz rica em clorita, com alguma magnetita. Na mesma área, em outra exposição, a matriz é tremolítica-actinolítica.

Sete amostras de meta-magmatitos da Formação Inferior foram analisadas quimicamente; duas provêm de testemunhos de sondagem e as restantes, de exposições superficiais. Sua composição média vem reportada na Tabela 1. Existem semelhanças químicas entre essas rochas e komatiitos. No tocante aos ETR observa-se extremo enriquecimento (45 vezes o valor condritico). Na Fig. 2 comparam-se tais elementos ao envoltório do STPK. A curva normalizada com valores divididos por 10 se assemelha aos STPK. A composição normativa do material representado pela análise média da Tabela 1 é a seguinte: Q = 1,26%; or = 0,85%; ab = 1,42%; an = 9,15%; di = 17,58%; hy = 38,88%; ol = 12,56%; mt = 9,49%; il = 0,42%; ap = 0,13%; cc = 1,64%; c = 1,83% e hem = 0,86%, com plagioclásio An81.

Formação Média

A Tabela 2 sintetiza a organização estratigráfica dos litotipos da formação. Trata-se de rochas originalmente químicas, com contribuição clástica limitada. Os materiais químicos predominantes contêm óxidos de ferro, dolomita, calcita e sílex recristalizado, com tipos onde se tem exclusivamente óxidos de ferro e sílex e tipos com misturas de carbonato. O metamorfismo regional originou paragêneses com calcita, diopsídio e dolomita; o metamorfismo regressivo inclui actinolita-tremolita, hematita e clorita. A parte inferior da Formação Média, constituída pela FFB, ora é a quartzo-magnetita (+ hematita), ora é a magnetita-carbonato-diopsídio (+ actinolita + hematita). A porção média contém quartzito ferruginoso (metachert) que transiciona para a FFB e é capeado por mármore calcítico e dolomítico silicatados, calciossilicáticos e xistos carbonáticos. Metamorfismo termal (devido a injeção de granito) induz ao desenvolvimento de paragêneses de temperatura mais elevada. A porção superior da Formação Média porta quartzito cisnítico. Em alguns locais lençóis de lava ultramáfica-máfica posicionam-se acima da formação ferrífera bandada.

Descrições detalhadas da porção carbonática da FFB foram realizadas por Hussac (1906), na Mina de Candonga. O material é bandado centimetricamente, com alternâncias de carbonato (contendo inclusões de chondrodita e diopsídio), diopsídio + actinolita + magnetita e magnetita + diopsídio. As alternâncias são irregulares. O carbonato predominante é calcita. A magnetita, comumente, é hematitizada. Em dois ou três locais do distrito (Almas e São João Evangelista) foram identificados antofilita e augita na parcela carbonática da FFB.

A porção dominante da FFB é constituída por alternâncias de níveis com magnetita e com quartzo, com taxa de recristalização muito variável, notando-se que quanto maior o crescimento dos grãos, mais impecável é o listramento, que é produto de transposição de um antigo bandamento. O quartzo aparece como mosaico de grãos ou é granoblástico poligonizado ou, ainda, não tem forma própria. A magnetita, alterada variadamente com hematita, aparece em grãos xenoblásticos ou hipoblásticos; pode ser granoblástica poligonizada. Uma segunda geração de hematita, organizada segundo o plano axial de pequenas dobras, pode desenvolver-se.

As rochas calciossilicáticas e xistos carbonáticos são usualmente decompostos e podem conter níveis de carbonato puro. Um exemplar típico de rocha calciossilicática tem trama granoblástica, granulação média a fina e os minerais são xenoblásticos (Borges et al, 1972). A trama pode ser bandada, com alternância de leitos carbonáticos e leitos silicáticos. O diopsídio é o silicato mais abundante, seguido por hornblenda-tremolita e olivina; calcita-dolomita têm conteúdo

do muito variável. Plagioclásio e biotita-flogopita são comuns, hercynita é rara. Muller et al 1986, examinando testemunhos de sondagem, descreveram ainda bronzita-hiperstênio e caracterizaram o anfibólio como Mg-hastingsita e Mg-pargasita. O aumento do conteúdo em mica transição na rocha calciossilicática para xisto carbonático (Borges et al, op. cit). Aparecem, ainda, ortoclásio, cianita, granada e alguma sillimanita ou, então, diopsídio-augita, anfibólio, hercynita e turmalina (Muller et al, op. cit).

A espessura da Formação Média varia de 50 a 200m, com a FFB tendo entre 20 e 150, comumente com 15 a 60m.

Formação Superior

Constituída por gnaisses quartzo-feldspáticos (plagioclásio, hornblenda, biotita, quartzo e microclina), leucocráticos a mesótipos, bandados, migmatizados ou não, com discretas intercalações anfibolíticas, lentes finas de quartzito e raras camadas de FFB.

GEOQUÍMICA DA FORMAÇÃO FERRÍFERA BANDADA

Na Tabela 3 reportam-se análises químicas da formação ferrífera, subdividida em tipos: a) carbonático (média de 2 análises), b) a magnetita-hematita (média de 8 análises) e c) a hematita (média de 9 análises), com base em amostras tomadas de vários locais. O conjunto de análises químicas não permite que se fale em valores médios para o distrito, pois que o número de determinações é limitado. Globalmente, pode-se afirmar que a FFB de Guanhões adapta-se muito bem ao range analítico que representa tal tipo de material em ambiente arqueano, conforme estabelecido por Klein (1983), exceto para o ferro, onde $Fe_2O_3 > FeO$.

A distribuição dos ETR nos três tipos acima mencionados vem mostrada na Fig. 3. Na normalização feita para condritos (valores segundo Evensen et al, 1978), obtêm-se curvas semelhantes (paralelas) para a rocha carbonática e a quartzo-magnetita, onde se tem declive suave e enriquecimento discreto em ETRP. A rocha a quartzo-hematita tem declive suave para ETRL e enriquecimento acentuado em ETRP. Na normalização para o NASC (valores segundo Haskin et al, 1968) as curvas para os três tipos são semelhantes, com aclave progressivo. Os parâmetros característicos dos ETR são apresentados na Tabela 4, sustentando a separação tipológica adotada. Os valores de concentração obtidos para a FFB de Guanhões são semelhantes aos reportados na literatura geológica, para as formações ferríferas arqueanas. As concentrações dos metais de transição são comparáveis ao tipo Algoma de FFB, exceto pelo empobrecimento em Cu.

ORIGEM DA FORMAÇÃO FERRÍFERA BANDADA

A origem de formações ferríferas bandadas tem sido objeto de discussão, tanto sob o ponto de vista da sedimentação, quanto sob o ponto de vista do metamorfismo e da meteorização. A abordagem aqui realizada apoia-se no esquema de distribuição dos ETR e em outros atributos geológicos.

Uma avaliação inicial da possível contribuição hidrotermal na rinha para a formação das rochas sob exame pode ser obtida pelo uso das relações entre Fe, Ti, Al e Mn. No caso dos sedimentos hidrotermais e dos sedimentos pelágico-terrágenos da Dorsal do Pacífico Oriental, Bostrom (1973) obteve uma curva padrão para misturas desses sedimentos (Fig. 4). O registro das relações entre os elementos mencionados, para amostras da FFB de Guanhões, mostra seu posicionamento na faixa correspondente a materiais hidrotermais. Por outro lado, as relações SiO_2 e Al_2O_3 , segundo Goldberg & Arrhenius (1958), Landergrén (1964), Mero (1965) e Bonatti (1975), permitem diferenciar sedimentos hidrotermais, hidrogenosos e de mar profundo; os materiais de Guanhões exibem relações tipicamente atribuíveis à atividade hidrotermal.

Dymek & Klein (1988) resumiram dados relacionados aos conteúdos de elementos terras-raras e de metais outros em depósitos hidrotermais (nontronitas ricas em ferro, com composição global semelhantes à de

formações ferríferas) das áreas Famous e Galápagos e de sedimentos de mar profundo. O resultado foi apresentado sob forma gráfica, conforme Fig. 5. Observa-se que os conteúdos de ETR nos materiais hidrotermais variam de 1 a 50 ppm, para conteúdos correspondentes de Co + Cu + Ni de cerca de 20 a 1.000 ppm. Os sedimentos de mar profundo carregam conteúdos de 170 a 850 ppm de ETR e 700 a 3.000 ppm de Co + Cu + Ni. Esses conteúdos elevados em ETR em argilas pelágicas, mais altos que em "folhelhos", são explicados pela presença de um significativo componente hidrogenoso nas argilas (por exemplo, óxidos e hidróxidos de Fe-Mn), conforme Chester & Aston (1976), Elderfield (1976) e Courtois & Chanley (1978). Por outro lado não é inusitada a presença de elevados conteúdos de elementos metálicos, como Cu, Co e Ni em sedimentos argilosos. Ao contrário, materiais hidrotermais marinhos são pobres em ETR e metais, em geral. As amostras de FFB do Distrito de Guanhões, registradas na Fig. 5, são parcialmente estão contidas no campo dos sedimentos hidrotermais, em virtude do seu conteúdo um tanto mais elevado em ETR. De qualquer modo, não se afastam desse campo, o que sugere que sua origem possa estar ligada à atividade hidrotermal durante a sedimentação.

Um aspecto muito peculiar dos FFB de Guanhões é o aparecimento de anomalias negativas de Ce e positivas de Eu (Fig. 3). Essas características são importante chave para se estabelecer sua origem. Na figura indicada tem-se, também, o registro de ETR para a formação ferrífera Isua e para uma mistura água do mar-solução hidrotermal (conforme Dymek & Klein, 1988). A semelhança de comportamento das curvas é extraordinária, o que nos leva a admitir, até argumentação em contrário, que foram depositados em ambiente marinho, onde soluções quentes atravessavam rochas ultramáficas, máficas e félsicas, delas retirando elementos metálicos, sílica e elementos de terras raras, misturando-se com água do mar e precipitando em seguida. As anomalias negativas de Ce refletiriam o componente água do mar; as anomalias positivas de Eu, o componente hidrotermal.

Não se elimina, contudo, a possibilidade de parte do Fe e Si provirem da ação do intemperismo sobre terrenos continentais, com seu carreamento dos rios para o mar. Contudo, a massa de ferro e silício na FFB de Guanhões é consideravelmente discreta, não sendo necessária agência continental para sua formação.

O ambiente de deposição dos itabiritos deveria ser restrito e corresponder, parte à facies carbonato, parte à facies óxido de James (1951). Após a fragmentação do antigo continente, formaram-se calhas que foram inicialmente preenchidas por rochas pelíticas, seguindo-se extrusão de um complexo máfico-ultramáfico. Nessa situação, foram depositadas as primeiras camadas discretas de formação ferrífera. Quando praticamente cessou a atividade magmática, tornou-se importante a percolação de soluções hidrotermais na pilha já constituída, dando lugar à deposição franca dos itabiritos, cuja laminação poderia estar controlada por variações do pH provocadas não só pela atividade hidrotermal, mas também pelo ingresso de água fluvial na bacia. Em um dado momento, inicia-se o soerguimento da bacia e mais distalmente em relação aos centros de atividade hidrotermal, precipitam-se materiais limpos, não carbonáticos, que são transgressivos em relação ao continente e que se formaram diretamente na zona de plataforma continental.

Uma vez cessado o conjunto de fenômenos acima esboçados, prosseguiu a sedimentação, de caráter plataformar, com desenvolvimento de calcários, margas e rochas pelíticas. Em um dado momento a bacia iniciou seu fechamento, com entulhamento por material grauvaquiano e assim constitui-se o conjunto do Grupo Guanhões.

Instala-se na região orogênese que transformou as rochas vulcânicas e sedimentares do grupo nos produtos metamórficos hoje conhecidos. Esse fenômeno foi responsável pelo energético dobramento e falhamento de empurrão (com falhas de traço leste-oeste), associado à transformação das rochas originais em metamorfitos da fácies anfíbolito alto.

Novo período de deformação e metamorfismo se implantou, com injeção granítica, e posteriormente, uma enérgica orogênese modifica o esquema geral de distribuição das massas rochosas, culminando com seu

generalizado empurrão para oeste, contra a cadeia do Espinhaço.

Um comentário final deve ser feito sobre a oxidação da formação ferrífera. A distribuição de magnetita é muito variável, conforme se depreende das análises químicas. Não se pode falar mais da presença de octaedros originais de magnetita. O que se tem, em geral, são grãos que apenas em parte guardam as faces originais. Mesmo nessa situação, alguns desses grãos contêm inclusões de quartzo, o que indica que foram recristalizados; tendem à poligonização com contatos triplos. A maior parte da magnetita encontra-se parcial ou totalmente transformada em martita, o que na maioria das vezes só é constatado ao microscópio. O processo de substituição foi governado pela rede cristalográfica da magnetita. É começado nos bordos dos cristais e ao longo de fraturas, para então se instalar ao longo de planos reticulares. Com o avançar do processo, perde-se o arranjo de substituição segundo planos cristalográficos, restando apenas traços mais ou menos irregulares de magnetita, fituando na massa martitizada. Por fim, resta apenas grãos de martita, que mantêm a trama original. Em muitos locais, outra geração de hematita se desenvolveu, pois se tem penetração de escamas tabulares e alongadas de hematita, cortando a massa quartzo-magnetítica-martítica.

Não resta qualquer dúvida sobre a origem epigênica (metamórfica) da martita, pois a hematita substitui a magnetita. Em nenhum caso tem-se evidência contrária. As soluções responsáveis por tal processo são de origem desconhecida. A presença de paragéneses de temperatura mais elevada nas rochas do distrito sugere que as soluções poderiam ser derivadas dos metassedimentos associados aos itabiritos, ou das massas granitóides do Complexo Basal, em um dado período metamórfico. É possível que os corpos eruptivos de granito mais jovem, que cortam o Grupo Guanhães, sejam responsáveis pela mobilização das soluções.

BIBLIOGRAFIA

- BONATTI, E. 1975. Metallogenesis at oceanic spreading centers. *Ann. Rev. Earth Planet.*, 3: 401-433.
- BORGES, N.R.A.; VIVEIROS, J.F.M.; MOREIRA, J.M.P.; GUIMARÃES, I.G. 1979. Contribuição à Geologia da Região de Guanhães. In: SIMP. GEOL. DE MINAS GERAIS, 1, Diamantina, 1979. Atas... Belo Horizonte, SBG. p.101-123 (Boletim 1).
- CHESTER, R & ASTON, S.R. 1976. The geochemistry of deep-sea sediments. In: *Chemical Oceanography*. New York, Academic Press. p.281-390.
- CONDIE, K.C. 1981. Archean greenstone belts. Amsterdam, Elsevier. 434p.
- COURTOIS, C. & CHANLEY, H. 1978. Terres rares et minéraux argileux dans le Crétace et le Cénozoïque de la marge Atlantique orientale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 286: 671-674.
- DYMEK, R.F. & KLEIN, C. 1988. Chemistry, petrology and origin of banded iron - formation lithologies from the 3.800 MA Isua Supracrustal Belt, West Greenland. *Precamb. Res*, 39: 247-302.
- ELDERFIELD, A. M. 1976. Hydrogenous material in marine sediments, excluding manganese nodules. In: CHESTER, R. & RILEY, J.P. ed. *Chemical Oceanography*. New York, Academic Press. p. 137-215.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim Cosmoch. Acta*, 42: 1199-1212.
- GOLDBERG, E.O. & ARRHENIUS, G. 1958. Chemistry of Pacific pelagic sediments. *Geochim Cosmoch. Acta*, 13: 153-212.
- GROSSI SAD, J.H.; MAGALHÃES, J.M.M.; CARELOS, P.M. 1989. Geologia do Distrito de Guanhães, Minas Gerais. Belo Horizonte, GEOSOL. 253 p. (Relatório Interno para DOCEGEO).
- HASKIN, L.A.; HASKIN, M.A.; FREY, F.A.; WILDEMAN, T.R. 1968. Relative and absolute abundances of the rare earths. In: AHRENS, L.H. ed. *Origin and distribution of the elements*. Oxford, Pergamon. p.889-912.
- HUSSAC, E. 1906. O palladio e a platina no Brasil. *Ann. Escola de Minas, Ouro Preto*. p.86-188.

- JAMES, H.L. 1954. Sedimentary facies of iron formations. *Econ. Geol.*, 45: 235-285.
- KLEIN, C. 1983. Diagenesis and metamorphism of Precambrian banded iron formations. In: TRENDAL, A.C. & MORRIS, R.C. ed. *Iron formation: facts and problems*. Amsterdam, Elsevier. p.417-469.
- LANDERGRÉN, S. 1964. On the geochemistry of deep sea sediments. *Swedish Deep Sea Exped. Rept.*, 10: 57-70.
- MERO, J.L. 1965. *The mineral resources of the sea*. New York, Elsevier. 312p.
- MULLER, G.; BÖHNDORF, L.H.J.; LENZ, H. 1986. Petrological and geochemical data on a high metamorphic archaic BIF-bearing rock sequence near Guanhães, Minas Gerais, Brazil. *Geol. Jb.*, 79: 3-20.

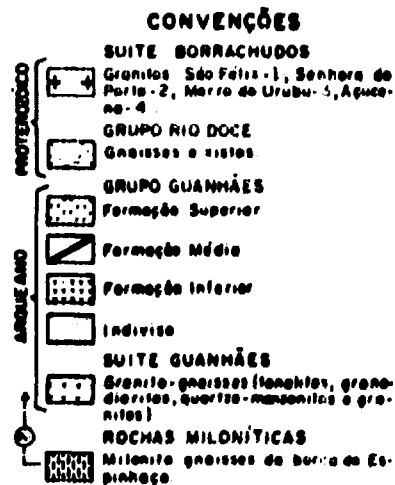
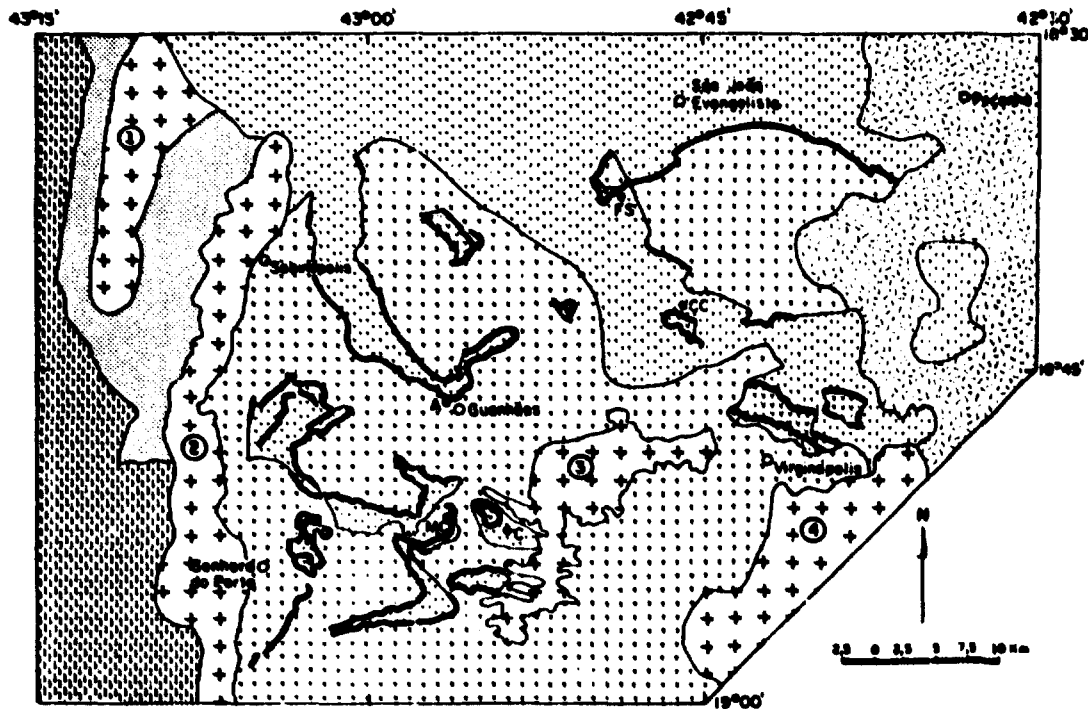


Fig. 1 - Esboço Geológico do Distrito de Guanhanes (A-Almas, C-Condenga, MC-Minas de Condenga, CC-Carroço de Condado, FS-Fazenda Sideral).

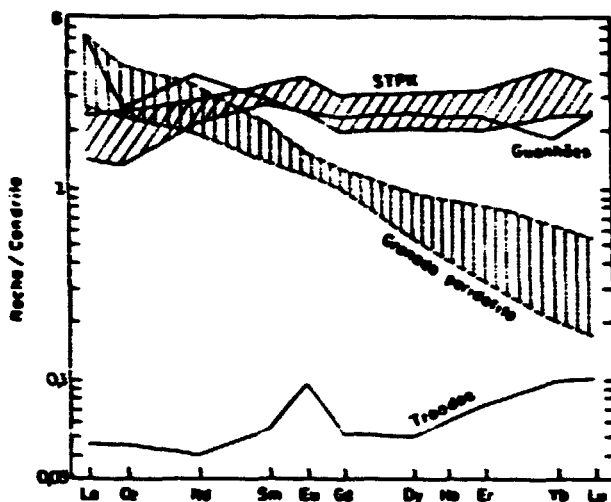


Fig. 2 - Envolteiras de variação das abundâncias, normalizadas para condritos, de ETR em hematitos peridotíticos com textura spinifex (Arqueanos) e de nódulos de granada peridotito em lambarijitos; regista-se ainda um peridotito alpino (Trebosca), segundo Condie, 1981. A curva média de abundância de ETR em ultramáficas da Formação Inferior do Grupo Guanhões (valores divididos por 10) assemelha-se aos STPK.

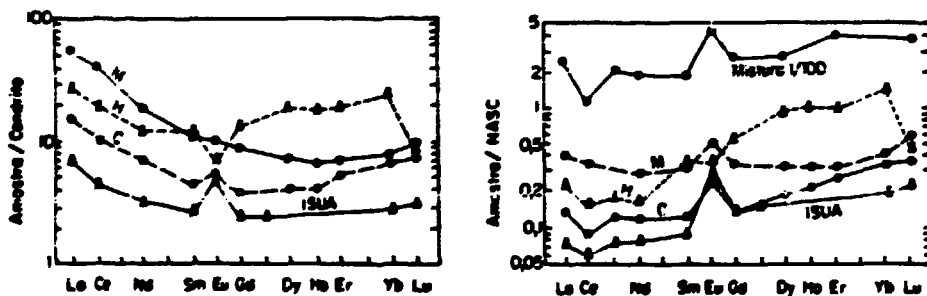


Fig. 3 - Abundâncias médias em ETR, normalizadas para condritos e para folhelho norte-americano com posto (NASC) em FFB carbonática (C), o quartzo-magnetita-martita (M) e o quartzo-hematita (H). Registra-se a curva normalizada para a formação ferrífera ISUA da Groenlândia, bem como a curva com mistura de água do mar e fluido hidrotermal do East Pacific Rise (segundo Dymek e Klein, 1988).

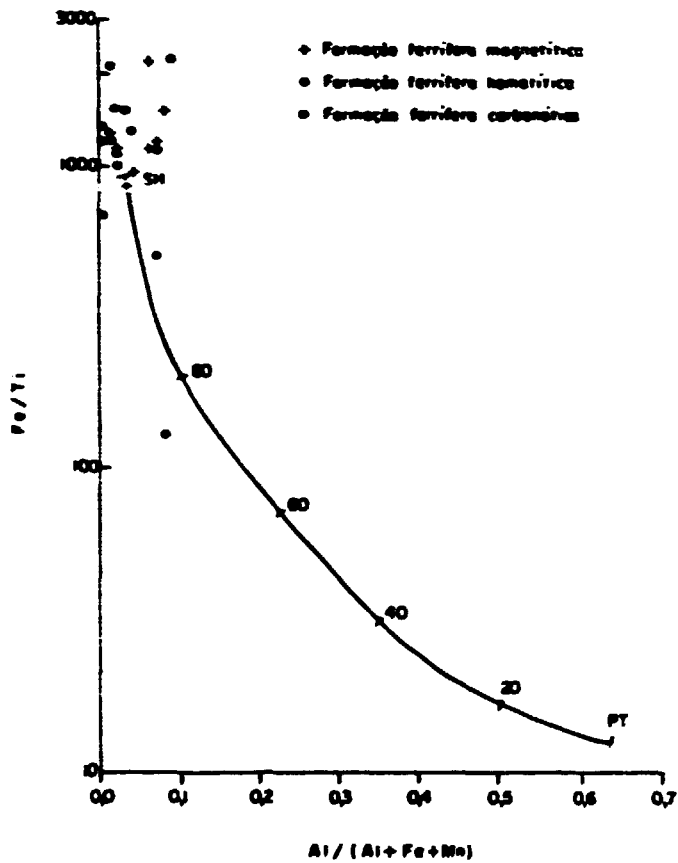


Fig. 4 - Registro de composição da formação ferrífera do Grupo Guanhões, em termos das relações $Fe/Ti - Al / (Al + Fe + Mn)$. A curva representa misturas de sedimento hidrotermal (SH) com sedimento pelágico-terrígeno (PT) da dorsal do Pacífico Oriental (segundo Bostrom, 1973).

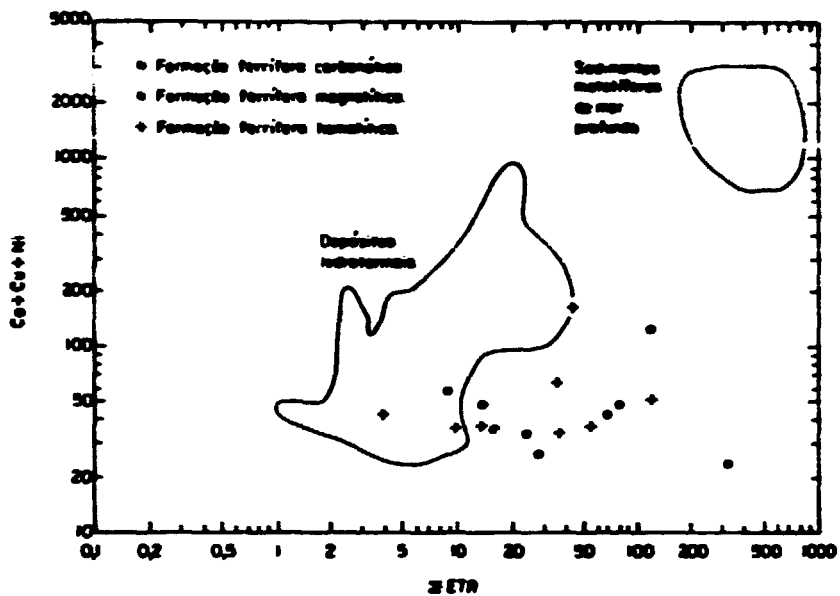


Fig. 5- Registro dos conteúdos de elementos de terras raras versus conteúdos de Co+Ni+Cu, para os habitats de Guanhães. Os campos acinzelados representam dados das áreas de depósitos hidrotermais (terras verdes / nontronite) Fomae e Galápagos e de sedimentos de mar profundo do Pacífico Oriental (segundo Dymek e Klein, 1988).

TABELA 1 - Composições médias (x em peso para óxidos, ppm para elementos traço) de peridotitos diversos (segundo Condie, 1981, Tabela 3-3), comparadas com a de ultramaficos da Formação Inferior do Grupo Cambões. Os valores entre parêntesis foram calculados eliminando-se H₂O e CO₂.

	Ultramaficos da Formação Inferior	Grupo Peridotito	Peridotito Líquido	CFM da Formação Cambões
SiO ₂	44.36 (44.49)	44.70	43.25 (49.00)	42.23 (45.20)
TiO ₂	0.22 (0.22)	0.20	0.10 (0.11)	0.10 (0.20)
Al ₂ O ₃	3.37 (3.67)	3.23	2.66 (2.76)	3.44 (3.66)
Fe ₂ O ₃	7.41 (7.91)	1.66	2.63 (2.73)	4.92 (5.23)
FeO	6.03 (6.11)	7.38	5.75 (5.75)	5.07 (6.24)
MgO	23.97 (24.31)	39.71	39.67 (41.10)	30.27 (32.20)
CaO	0.28 (0.33)	2.38	2.43 (2.52)	4.96 (5.18)
Na ₂ O	0.17 (0.17)	0.27	0.03 (0.03)	0.41 (0.44)
K ₂ O	0.13 (0.13)	0.07	0.01 (0.01)	0.15 (0.17)
P ₂ O ₅	<0.02 (<0.02)	0.03	0.03 (0.03)	0.02 (0.02)
MnO	0.19 (0.19)	0.13	0.13 (0.14)	0.19 (0.22)
H ₂ O	3.27	0.10	4.00	7.10
CaO/Al ₂ O ₃	1.29	0.74	0.91	1.40
FeO/Fe ₂ O ₃	0.81	4.60	2.10	1.20
MgO/FeO	3.98	1.20	7.10	5.20
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	29.77	16.00	27.00	19.00
Cr	1612	2500	3000	2200
Ni	750	2500	2000	1000
U	143	50	100	50
Co	79	100	100	50
Cu	39	30	10	45
Zn	29.5	33	40	102
Zr	46	40	20	34
La	16.6	1.3	-	0.80
Ce	14.9	2.9	-	2.1
Nd	17.8	1.6	-	1.7
Sm	4.6	0.32	-	0.31
Eu	1.4	0.10	-	0.10
Gd	4.8	0.29	-	0.65
Dy	6.3	-	-	-
Ho	1.2	-	-	-
Er	3.7	0.11	-	0.40
Yb	3.1	0.07	-	0.17
Lu	0.95	0.01	-	0.11
Y	20	1	-	1
Ni/Co	9.49	25	20	33
Ti/Zr	20.7	30	20	31
Zr/Y	2.3	40	15	11
Ti/V	9.2	24	6	12
La/Sm _n	2.27	2.2	-	0.86
Yb/Gd _n	0.85	0.3	-	0.90
Eu/Eu ⁰	0.93	1.0	-	1.0

Tabela 2 - Coluna estratigráfica do Grupo Guanhães.

FORMAÇÃO	LITOLOGIA
Superior	Gnaíse , migmatizado ou não
Média	Cienite quartzita. Rocha calcissilicática + xisto carbonático, com intercalações máficas. Quartzito ferruginoso. Formação ferrífero bandada e magnetita (± hematite). Formação ferrífero bandada , carbonática.
Inferior	Metaultramáfica e metamáfica. Xisto pelítico.
Completo Basal	Granitóides diversos (Suite Guanhães).

Tabela 4 - Parâmetros característicos de ETR na FFB.

		CARBONÁTICA	MAGNETÍTICA	HEMATÍTICA
Σ ETR		20,19	58,54	44,58
ETRL		15,88	51,86	27,47
ETRP		4,31	6,68	17,11
ETRL / ETRP		3,68	7,76	1,46
Normalização para Condrito	La / Lu	2,63	5,89	3,31
	La / Sm	3,95	4,27	2,17
	Gd / Lu	0,59	1,00	1,71
	Ce / Ce ^B	1,00	1,39	1,08
	Eu / Eu ^B	1,20	1,00	0,52
Normalização para NASC	La / Lu	0,37	0,67	0,48
	La / Sm	1,08	1,21	0,62
	Gd / Lu	0,45	0,58	1,27
	Ce / Ce ^B	0,77	1,16	0,88
	Eu / Eu ^B	1,73	1,47	0,73

TABLE 3 - Composição química da ITB da Formação Média do Grupo Guanabara
(X em peso para óxidos, ppm para elementos traço).

	Carbonática	Magnetítica	Menor
SiO ₂	8,20	35,00	45,1
TiO ₂	<0,05	<0,05	<0,05
Al ₂ O ₃	0,65	0,31	1,15
Fe ₂ O ₃	48,55	55,17	49,74
FeO	7,65	4,44	0,91
MnO	0,22	0,17	0,05
MgO	0,70	2,09	0,62
CaO	15,65	0,94	0,20
Na ₂ O	0,02	0,03	0,05
K ₂ O	0,01	<0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,05	0,21	0,27
BPO	10,59	1,15	1,05
Fe _T	40,05	42,02	35,47
Li	6,5	12,25	-
F	-	59	48
S	-	207,5	245
Cl	-	54	63
Sc	<5	6,5	6,7
V	142	116	134
Cr	143	76,4	28,4
Co	<5	22,5	<5
Ni	33	35,5	46,2
Cu	3,5	2	7,5
Zn	40,5	38,5	21
Sr	41,5	<10	17,6
Y	21,5	17,6	25
Zr	-	28	20
Ba	-	284	260
Pb	40	35	35
La	4,30	12,94	7,02
Ce	7,00	27,20	12,23
Nd	3,60	9,19	5,80
Sm	0,68	1,91	2,02
Eu	0,29	0,70	0,42
Gd	0,81	1,84	1,02
Dy	1,12	1,99	5,19
Ho	0,22	0,35	1,10
Er	0,91	1,06	3,33
Yb	1,06	1,21	4,31
Lu	0,17	0,24	0,66