



Número: 298/2003

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

JOEL BUENANO MACAMBIRA

O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará.

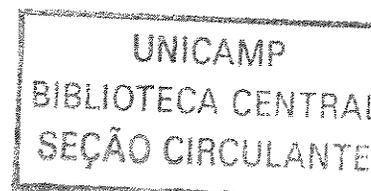
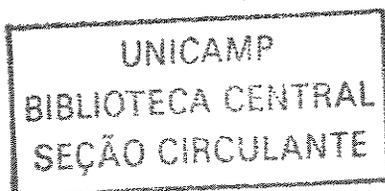
Tese apresentada ao Instituto de Geociências como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências, na área de Metalogênese.

Orientador: Prof. Dr. Alfonso Schrank

Este exemplar corresponde
redação final da tese de Joel Buenano Macambira
por Joel Buenano Macambira
em 20/08/2003
Alfonso Schrank
ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

Julho - 2003



UNICAMP

CIDADE	04
Nº CHAMADA	17/0111
	M117a
V	EX
TOMBO BCI	56305
PROC.	16-124103
C	<input type="checkbox"/>
D	<input checked="" type="checkbox"/>
PREÇO	R\$ 14,00
DATA	20/10/03
CPD	

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA CENTRAL DA UNICAMP

CM00190967-1

bibid 303173

M117a

Macambira, Joel Buenano..

O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará / Joel Buenano Macambira. – Campinas, SP : [s.n.], 2003.

Orientador : Alfonso Schrank.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Geoquímica – Carajás, Serra dos, Região (PA).
 2. Ferro – Minas e mineração – Carajás, Serra dos, Região (PA).
 3. Rochas metamórficas – Carajás, Serra dos, Região (PA).
 4. Geologia isotópica – Carajás, Serra dos, Região (PA).
- I. Schrank, Alfonso.
II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

JOEL BUENANO MACAMBIRA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Alfonso Schrank

Aprovada em 20/08/03

EXAMINADORES:

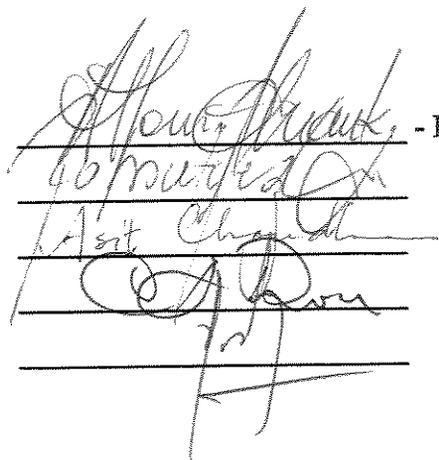
Prof. Dr. Alfonso Schrank

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Prof. Dr. Asit Choudhuri

Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière

Prof. Dr. Hardy Jost

Handwritten signatures of the examiners on a set of horizontal lines. The first signature is identified as "Alfonso Schrank - Presidente".

Campinas, 20 de agosto de 2003

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL
SEÇÃO CIRCULANTE

v

Aos meus pais,
Aos meus irmãos,
Aos meus filhos Tatiana e Higor,
E à minha Gilvana.

AGRADECIMENTOS

Muitas pessoas e instituições contribuíram para o desenvolvimento do trabalho que resultou nesta tese. Agradeço a todas e a cada uma pelo apoio, incentivo, exemplo, ensinamento, trabalho e amizade. Em especial, agradeço:

Ao prof. Dr. Alfonso Schrank, pela orientação sábia, dedicada e, principalmente, paciente.

À Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) pelo apoio e infra-estrutura no campo, cessão de amostras, testemunhos, mapas e perfis e pelas valiosas discussões com seus geólogos, em particular a Sérgio Correa Guedes, José Roberto Centeno Cordeiro, Roberto Kozuki, Edson Fernandes (falecido), Carlos Gonzáles, e técnicos Juscelino, Cândido, Cezário, Mauro, Wilson e João.

À DOCEGEO pelo apoio e infra-estrutura no campo, acesso a dados e pelas conversas com seus geólogos acerca da geologia de Carajás.

À CAPES pela bolsa de doutorado e ao CNPQ pelo apoio na forma de projetos de pesquisa.

Ao Instituto de Geociências da UNICAMP pela oportunidade de aperfeiçoamento de minha qualificação profissional, pelo apoio de infra-estrutura e produtivo ambiente de trabalho.

À Universidade Federal do Pará-UFPA, pela licença para o doutoramento, utilização dos laboratórios e infra-estrutura.

Ao Centro de Geociências e ao Depto. de Geologia da UFPA pelo apoio na liberação para o doutorado e pelo incentivo dos colegas, em especial aos professores doutores Basile Kotschoubey, Roberto Dall’Agnol, Netuno Villas e Moacir Macambira.

Aos alunos que orientei em Trabalho de Conclusão de Curso e em Bolsa de Iniciação Científica da UFPA, Wanderlei Borges, Valter Silva, Solange Silva, Paulo Lopes, Márcia Ribeiro e Adriana Brito, pela colaboração na coleta e processamento de informações que fazem parte da tese.

Aos professores doutores Asit Choudhuri, Jacinta Einzweiler, Elson Oliveira, Bernardino Figueiredo, Carlos Roberto (Beto), Ardemírio Barros, Elizabeth Pascholati, e demais professores do IG/UNICAMP, pelos ensinamentos.

A todo o pessoal de apoio do IG/UNICAMP, particularmente aos técnicos Dailto e Aparecida. À equipe da Biblioteca, sempre prestativos e, especialmente, à eficiente Valdirene.

Ao conterrâneo e amigo Carlos Lobão Cunha pelo companheirismo e infra-estrutura em Campinas.

Ao prof. Dr. Thomas Fairchild (IG-USP), pelas valiosas discussões e ensinamentos sobre a evolução dos organismos na Terra.

Ao Departamento de Geotecnia da USP-São Carlos, pela utilização de sua infra-estrutura de oficinas e laboratórios.

Aos Colegas de pós-graduação Tallarico, Tápias, Ana Dreher, Monje, Irian, Solange, Catarina e Rosemary, pelo companheirismo, incentivo, apoio e dicas durante essa fase acadêmica e, é claro, pela amizade.

Aos membros da Banca de Qualificação, professores doutores Asit Choudhuri, Roberto Xavier e Carlos Rosière, pelos ensinamentos e valiosas contribuições para o aperfeiçoamento do trabalho.

À geóloga Gilvana Marques, minha companheira de todas as horas, pelo amor, compreensão e carinho durante essa jornada e pela elaboração das figuras.

Todo conhecimento é poder.

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL
SECÃO CIRCULANTE

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1 Importância do Estudo.....	1
1.2 Justificativa.....	2
1.3 Situação do Problema.....	3
1.4 Objetivos.....	4
1.5 Localização e Acesso.....	4
CAPÍTULO 2 – AS FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS	8
2.1 Definição.....	8
2.2 Classificação.....	8
2.3 Idade.....	13
2.4 Distribuição.....	15
2.5 Ambiente Tectônico.....	16
2.6 Gênese.....	19
CAPÍTULO 3 – METODOLOGIA	22
CAPÍTULO 4 – ARCABOUÇO GEOLÓGICO LOCAL	25
4.1 Complexo Xingu.....	25
4.2 Grupo Pojuca.....	26
4.2.1 Formação Bueno.....	28
4.2.2 Formação Corpo 4.....	29
4.2.3 Formação Gameleira.....	29
4.3 Grupo Grão Pará - GGP.....	30
4.4 Formação Igarapé Azul.....	30
4.5 Gabro Santa Inês.....	32
4.6 Granito Serra dos Carajás.....	32
4.7 Corpos Máficos Intrusivos.....	32

CAPÍTULO 5 – O GRUPO GRÃO PARÁ – GGP	35
5.1 Formação Parauapebas.....	35
5.2 Formação Carajás.....	44
5.3 Formação Igarapé Cigarra.....	47
5.4 Formação Igarapé Boa Sorte.....	51
5.5 Síntese da “Bacia Grão Pará”.....	52
CAPÍTULO 6 – METAMORFISMO	55
CAPÍTULO 7 – GEOLOGIA ESTRUTURAL	79
7.1 Estruturação da Jazida N4.....	80
CAPÍTULO 8 – CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS DA FORMAÇÃO CARAJÁS	86
8.1 Características Gerais.....	86
8.2 Estruturas Depositionais.....	98
8.3 Estruturas Pós-depositionais.....	105
8.4 Rocha Quartzo-Traquítica.....	125
8.5 Jaspilito Carbonatizado.....	128
8.6 Condições de Deposição do Jaspilito.....	135
CAPÍTULO 9 – GEOQUÍMICA DO JASPILITO	138
CAPÍTULO 10 – GEOCRONOLOGIA	170
10.1 Idade do Grupo Grão Pará.....	170
10.2 Idade da Formação Carajás.....	171
10.3 Idade do Grupo Igarapé Bahia.....	176
10.4 Idade da Formação Igarapé Boa Sorte.....	177
10.5 Idade da Formação Igarapé Azul.....	177
10.6 Crono-estratigrafia.....	178
CAPÍTULO 11 – ISÓTOPOS ESTÁVEIS (C,O) NO JASPILITO CARBONATIZADO	181

CAPÍTULO 12 – EVIDÊNCIAS DE ORGANISMOS NO GRUPO GRÃO PARÁ	186
12.1 Organismos nos Jaspilitos da Mina N4E.....	186
12.2 Organismos nos Siltitos da Mina do Azul.....	189
CAPÍTULO 13 – CONCLUSÕES.....	195
13.1 Ambiente Tectônico e Tipo de Bacia.....	195
13.2 Evolução e Preenchimento do Rift.....	196
13.3 Estabilização da Área.....	201
CAPÍTULO 14 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	202
CAPÍTULO 15 – ANEXOS.....	213

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de localização da área de estudo na região sudeste do Pará.....	5
Figura 2.1: Seção estratigráfica reconstruída da bacia Michipicoten. A transição óxido-carbonato marca o talude da plataforma, sobre a qual jazem conglomerados. A transição carbonato-sulfeto recobre piroclásticas félsicas. Fonte: Goodwin (1973).....	11
Figura 2.2: Colunas estratigráficas das fácies óxido, carbonato e sulfeto de Michipicoten. As três fácies são intergradacionais na área, desde água rasa na esquerda (fácies óxido) até água profunda na direita (fácies sulfeto). Fonte: Goodwin (1973).....	11
Figura 2.3: Prováveis períodos de acumulação de grandes depósitos de BIFs. Fonte: Weggen & Valeton (1990).....	15
Figura 2.4: Distribuição global de BIFs do Paleoproterozóico e crosta pré-cambriana mostrados em uma reconstrução do Pangea. Zonas de continuidade duvidosa interrompidas. Fonte: Goodwin (1982).....	16
Figura 2.5: Modelo conceitual para a deposição de grandes BIFs. Fonte: Goodwin (1982).....	21
Figura 3.1: Localização dos principais depósitos de ferro e acessos da área de estudo.....	22
Figura 4.1: Coluna cronolitoestratigráfica de parte da Serra Norte, modificada de Macambira et al. (1990).....	27
Figura 4.2: Seção Geológica mostrando o contato, através de falha de empurrão, que coloca o Complexo Xingu sobre a Formação Bueno (Grupo Pojuca).....	28
Figura 4.3: Corpos de arenitos brechóides da Formação Igarapé Azul que preenchem fraturas nos basaltos cisalhados da Formação Parauapebas.....	33
Figura 4.4: Dique de rocha máfica (lado esquerdo da foto) projetando apófises no basalto da Formação Parauapebas (tracejados brancos).....	33
Figura 5.1: Textura intergranular em basalto da Formação Parauapebas. Nicóis cruzados. Amostra JS-12A.....	37
Figura 5.2: Hialo-clastito mostrando fragmentos de vidro recristalizado (cloritizado) na unidade de basaltos da Formação Parauapebas. Nicóis paralelos. Amostra N4E / F-600 (38,25-45).....	37
Figura 5.3: Cristalito de plagioclásio mostrando estrutura "hollow center", na porção central da foto. Nicóis cruzados.....	37

Figura 5.4: Basalto hidrotermalizado mostrando o plagioclásio sericitizado. Nicóis paralelos. Amostra JS-12A.....	39
Figura 5.5: Basalto cisalhado da Formação Parauapebas, à direita do martelo e não deformado à esquerda.....	41
Figura 5.6: Basalto cisalhado da Formação Parauapebas com textura milonítica. Nicóis paralelos.....	41
Figura 5.7: Fenocristais de quartzo bipiramidal (alta temperatura), com bordas corroídas e baías de corrosão, envolvidos por quartzo microcristalino.....	45
Figura 5.8: Situação concordante entre os planos do acamamento do minério (linhas brancas) e a superfície de contato com os basaltos da Formação Parauapebas na mina N4E (linha vermelha).....	45
Figura 5.9: Dobramentos provavelmente produzidos por escorregamentos (inter-estratal), na parte inferior direita da foto. Notar que na parte superior as camadas não estão dobradas. Borda oeste da Mina N4E.....	49
Figura 5.10: Rugosidades observadas no plano do acamamento do jaspilito.....	49
Figura 5.11: Sill de rocha máfica, com cerca de 1 m de espessura, alterado intempericamente e dobrado juntamente com o acamamento do minério.....	49
Figura 6.1: Mapa geológico da região de Carajás segundo DOCEGEO (1998) e modificado por Tallarico <i>et al.</i> (2000).....	71
Figura 6.2: Fotomicrografia de BIF (facies óxido) da Formação Bueno mostrando bandamento de quartzo com hematita/magnetita, recristalizados. Pol. X.....	73
Figura 6.3: Fotomicrografia de BIF (facies silicato) da Formação Bueno, mostrando bandamento de quartzo com anfibólio, recristalizados. Pol. //.....	73
Figura 6.4: Fotomicrografia de anfibolito da Formação Bueno mostrando cristal de hornblenda com bordas de actinolita. Pol. //.....	73
Figura 6.5: Fotomicrografia de gnaisse do Complexo Xingu, mostrando orientação de quartzo e biotita e cristal amendoado de plagioclásio. Pol. X.....	73
Figura 6.6: Fotomicrografia de anfibolito do Grupo Pojuca mostrando cristal de hornblenda com bordas alteradas para tremolita/actinolita. Pol. X.....	75
Figura 6.7: Fotomicrografia de basalto da Formação Parauapebas mostrando texturas intergranular e microporfirítica preservadas. Pol. X.....	75
Figura 6.8: Fotomicrografia de basaltos da Formação Parauapebas mostrando amígdalas preservadas e preenchidas por clorita. Pol. X.....	75

Figura 6.9: Fotomicrografia de jaspilito da Formação Carajás que mostra parte da estrutura de escavação e preenchimento (scour-and-fill) preservada e truncamento primário da laminação. Pol. X.....	75
Figura 6.10: Fotomicrografia de arenito da Formação Igarapé Azul mostrando a borda original do grão sem sinais de deformação, apesar da recristalização da matriz. Pol. X.....	77
Figura 6.11: Fotomicrografia de arenito da Formação Igarapé Azul mostrando cimento de quartzo com cristalização competitiva, a partir da borda do grão, evidenciando ausência de deformação metamórfica. Pol. X.....	77
Figura 7.1: Sinclinal assimétrico desenhado pelo acamamento do jaspilito na jazida N4E. Fonte Macambira & Borges (1994).....	81
Figura 7.2: Mapa magnetométrico da jazida N4 mostrando a descontinuidade (tracejado) que a separa em N4E e N4W. Fonte: Resende & Barbosa (1972).....	82
Figura 7.3: Principais estruturas delineadas a partir de imagem de satélite LANDSAT-5 (1:100.000 e 1:250.000), mostrando a Falha Carajás e os splays que projetam-se com rumo NW até norte, conforme se afastam do plano da Falha.....	83
Figura 7.4 Modelo para evolução da movimentação dos splays da Falha Carajás, causando a compartimentação da Jazida N4 (sem escala).....	84
Figura 8.1: Diferentes escalas do bandamento, observadas em testemunho do jaspilito.....	87
Figura 8.2: Regularidade e persistência do bandamento, observado em afloramento do jaspilito.....	87
Figura 8.3: Massa silicosa (jaspe) homogênea, sob nicóis paralelos. Amostra AJ-02.....	89
Figura 8.4: Jaspe, sob nicóis cruzados, mostrando os micro-cristais de quartzo. Amostra AJ-02.....	89
Figura 8.5: Lâminas paralelas de magnetita (cinza escuro) intercalada na hematita (clara).....	91
Figura 8.6: "Ilhas" de magnetita (cinza escuro) na massa de hematita (clara).....	93
Figura 8.7: Cristal eudral isolado de magnetita com as bordas substituídas por hematita.....	93
Figura 8.8: Cristais eudrais de magnetita/hematita alinhados paralelamente ao bandamento, indicados pela seta.....	93
Figura 8.9: Cristais de magnetita (canto superior direito) com as bordas substituídas por hematita.....	95
Figura 8.10: Laminação interna plano-paralela observada nas bandas de jaspe.....	99
Figura 8.11: Laminação interna plano-paralela, observada nas bandas de minerais opacos.....	99

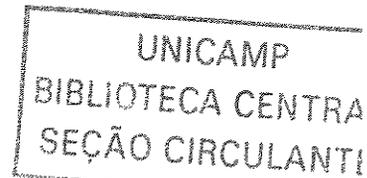
Figura 8.12: Laminação interna plano-paralela, observada ao microscópico.....	99
Figura 8.13: Canais de escavação na camada de jaspe, preenchidos pela camada de minerais opacos.....	101
Figura 8.14: Grânulos sub-arredondados a sub-angulosos unidos por cimento quartzoso microcristalino.....	101
Figura 8.15: Grânulos de composições que variam desde jaspe até magnetita/hematita.....	103
Figura 8.16: Lente de grânulos de diferentes composições na banda de chert.....	103
Figura 8.17: Camada de grânulos em contato brusco com a camada de jaspe subjacente.....	103
Figura 8.18: Banda de jaspe vermelho com a porção central composta por chert (indicada pela seta).....	105
Figura 8.19: Aumento da granulometria do chert, a partir da camada de minerais opacos, em direção ao centro da banda silicosa.....	107
Figura 8.20: Contatos interpenetrativos de banda de opacos na banda de jaspe (setas). Amostra TJ-6-B.....	109
Figura 8.21: Contato interpenetrativo com desenvolvimento de cristais euedrais de magnetita, parcialmente martitizada, na banda silicosa. Nicóis paralelos. Amostra PSN-V-37.....	109
Figura 8.22: Jaspe "invadindo" a banda de hematita, indicado pelas setas. Nicóis paralelos. Amostra PSN-I-18.....	111
Figura 8.23: : Contato irregular do topo da banda de jaspe com a banda de hematita/magnetita sobrejacente, comparado com o contato regular da base da camada de jaspe com a camada inferior. Nicóis paralelos. Amostra PSN-V-37.....	111
Figura 8.24: Estruturas em chama de jaspe injetam a base da camada de opacos, provavelmente devido à compactação. Nicóis paralelos. Amostra PSN-V-37.....	111
Figura 8.25: Adelgaçamento e ondulações das bandas do jaspilito. Amostra F-252 (83,50-70).....	113
Figura 8.26: Falhas sin-diagenéticas (setas) que deslocam as bandas de jaspe. Amostra TJ-7-E.....	113
Figura 8.27: Dobramentos produzidos por escorregamento interestratal das camadas de jaspe. Nicóis paralelos. Amostra PSN-I-18.....	115
Figura 8.28: Bandas silicosas interrompidas pelas bandas de opacos, formando "pods" de jaspe, com chert no centro. Notar a laminação na banda de opacos. Amostra JW-6-B.....	117
Figura 8.29: Borda de um "pod" mostrando o aumento da granulação do jaspe em direção ao centro da estrutura. Nicóis cruzados. Amostra JW-6-B.....	117
Figura 8.30: "Boudinage" da camada de jaspe, produzida pela compactação diferencial, que dá origem aos "pods". Amostra PSN-I-18.	117

Figura 8.31: Falha e fratura preenchidas por quartzo que interceptam o bandamento do jaspilito.....	119
Figura 8.32: Deslocamento horizontal na banda de opacos, evidenciado pelo veio de quartzo (seta). Amostra F-303 (23,28-38).....	121
Figura 8.33: : Deslocamento do acamamento e depósito de fragmentos no topo do bloco rebaixado (à direita) de uma superfície lístrica. Amostra N4E/F-600 (42,91-43,26).....	121
Figura 8.34: Esferulitos na banda de jaspe. Nicóis paralelos. Amostra PSN-VI-38.....	123
Figura 8.35: Cristal de quartzo em matriz de hematita/caulinita. Nicóis paralelos. Amostra 109.797.....	125
Figura 8.36: Distribuição da frequência tipológica dos zircões da rocha quartzo-traquítica da Formação Carajás.....	127
Figura 8.37: Seção geológica mostrando lente de jaspilito com carbonato, próximo da base da Formação Carajás.....	129
Figura 8.38: Diferentes tipos de bandamento e coloração do jaspilito com carbonato. Amostra N4E/F-532 (152,49-154,60).....	131
Figura 8.39: Carbonato como cimento de brecha de possível origem hidráulica no furo F-532.....	131
Figura 8.40: Jaspilito com carbonato no acamamento, em cristais romboédricos (setas) e em veios discordantes. Nicóis paralelos. Amostra N4E/F-532 (152,64-68).....	133
Figura 8.41: Ambiente deposicional esquemático para deposição de formações ferríferas e litofácies associadas em um sistema marinho com uma coluna de água estratificada em (a) estágio regressivo e (b) transgressivo. Fonte: Klein & Benkes (1989).....	136
Figura 9.1: Mapa geológico da região de Carajás, segundo DOCEGEO (1988) e Tallarico et al. (2000).....	165
Figura 9.2: Correlação SiO ₂ /Fe ₂ O ₃ T para 62 amostras de rocha total (r = - 0,99).....	166
Figura 9.3: A) Comparação da média dos elementos maiores das BIFs de Carajás, com os tipos Algoma e Superior do Canadá. B) Em escala logarítmica.....	166
Figura 9.4: Correlação Ga/ Fe ₂ O ₃ T (r = +0,95) para 44 amostras, em rocha total.....	167
Figura 9.5: Média dos elementos-traço ferromagnesianos das BIFs de Carajás comparados com os tipos Algoma e Superior do Canadá (Gross 1990; os dados para "V" são compilados de Gross e McLeod 1980), normalizados pela crosta continental superior de Taylor e McLennan (1985).....	167

Figura 9.6: Distribuição dos ETR em ES, PAAS, NASC-1 (Rollinson 1993) e NASC-2 (Goldstein e Jacobsen 1988), normalizados pelo condrito de Haskin et al. (1968).....	16
Figura 9.7: Distribuição dos ETR, com as faixas de erro, das bandas ricas em Fe e em Si da amostra VW-6-D, normalizados pelo NASC de Goldstein e Jacobsen (1988).....	16
Figura 9.8: Químico-estratigrafia dos elementos maiores da Formação Carajás na Jazida N4E.....	16
Figura 9.9: Distribuição dos ETR com as médias de 5 amostras do topo e 5 da base da Formação Carajás (jazidas N4 e N1), juntamente com a média total (10 amostras), para comparação. x = média.....	16
Figura 9.10: Padrão de ETR dos fluidos hidrotermais da Cadeia Leste do Pacífico (círculo), da água do Atlântico Norte (triângulo) e de uma mistura dessas soluções (1:10) (losango) segundo Dymek e Klein 1988, juntamente com ETR de BIFs da Formação Carajás (losango vazio) para comparação.....	16
Figura 10.1: Diagrama Idade vs Número de blocos de razões 207Pb/206Pb para zircão da Formação Carajás. Blocos com "x" foram desprezados no cálculo da idade.....	173
Figura 10.2: Diagrama Concórdia U-Pb para a rocha quartzotraquítica.....	173
Figura 10.3: : Diagrama Concórdia U-Pb com os resultados de Trendall et al. (1998) e Krymsky et al. (2002), mostrando a diferença de precisão entre os dois métodos empregados.....	175
Figura 11.1: Distribuição dos valores de isótopos de C e O para 31 amostras de carbonato da Mina N4E. Campos segundo Rollinson (1998).....	184
Figura 12.1: Esferulitos na camada de jaspe, mostrando a parede espessa (setas). Pontos negros são cristais de hematita e as áreas brancas são chert. Nicóis paralelos. Amostra PSN-VI-23.....	187
Figura 12.2: Matéria orgânica concentrada preferencialmente nos planos do acamamento do siltito.....	191
Figura 12.3: Matéria orgânica formando esferas na superfície de acamamento do siltito.....	191
Figura 12.4: Esquema da coluna de água e sedimento de fundo em uma bacia hipotética de acumulação de formações ferríferas. Fonte: LaBerge et al. (1987).....	194
Figura 13.1: Modelo de evolução para a Bacia Grão Pará (sem escala).	199

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Feições características das formações ferríferas bandadas dos tipos Algoma e Superior. Extraído de Eichler (1976)...	9
Tabela 6.1: Relações estratigráficas e subdivisões da Formação Águas Claras segundo diferentes autores Posição estratigráfica da Formação Águas Claras (Igara[é Azul), segundo diferentes autores.....	70
Tabela 9.1: Óxidos dos elementos maiores e traços dos jaspilitos da Formação Carajás com seus valores mínimos, médios e máximos e a razão Fe_2O_3T/FeO . P.F.= perda ao fogo. () = número de amostras, excluídas aquelas não analisadas e as com valores inferiores aos limites de detecção pelo método utilizado.....	162
Tabela 9.2: Comparação das composições médias de óxidos maiores dos BIFs de Carajás com os tipos Algoma e Superior (fácies óxido) do Canadá (Gross 1990).....	162
Tabela 9.3: Distribuição dos ETR (ppm) em rocha total de jaspilitos com as médias das amostras do topo e da base da Formação Carajás, e nas bandas ricas em Fe e em Si, separadas da amostra VW-6-D. NASC segundo Goldstein & Jacobsen, 1998.....	163
Tabela 9.4: Análises químicas de: A) bandas ricas em Fe_2O_3 (7 amostras) e B) bandas ricas em SiO_2 (10 amostras).(*) valores inferiores aos limites de detecção pelo método de análise utilizado, excluídos do cálculo da média.....	164
Tabela 10.1: Resultados analíticos Pb-Pb para oito cristais de zircão da rocha quartzo-traquítica.....	172
Tabela 10.2: Resultados analíticos U-Pb de 7 conjuntos de zircões da amostra de rocha quartzo-traquítica.....	174
Tabela 10.3: Principais resultados geocronológicos para o Grupo Grão Pará.....	178
Tabela 11.1: Análises de isótopos de carbono e oxigênio em furos de sondagem da Mina N4E.....	183





UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará.

RESUMO

TESE DE DOUTORADO

Joel Buenano Macambira

Os grandes depósitos de ferro de Carajás pertencem à Formação Carajás, uma espessa (100-400m) formação ferrífera bandada e laminada (jaspilito), localizada no Estado do Pará, norte do Brasil. Esta formação aflora quase continuamente por, pelo menos, 260km, em 60 depósitos, distribuídos em três serras principais, São Félix, Leste e Carajás. A última é uma estrutura sinformal sub-dividida em serras Sul e Norte. Este trabalho envolveu mapeamento, levantamento estratigráfico e amostragem para estudos petrográficos, geoquímicos, isotópicos e geocronológicos na Serra Norte, onde a mineração está em atividade e há bancadas e sondagens disponíveis.

Entre 2.754 e 2.744 Ma foram depositados, na razão de ~ 22m/Ma, níveis (4 μ m a 3 cm) de chert ou jaspé, alternados com magnetita-maghemita-hematita, a profundidades de 100-200m, localmente afetados por correntes de fundo. Esse sedimento químico hidroplástico precipitou por supersaturação (Si) e oxidação (Fe) a partir de águas de ressurgência, sendo que, sua base recebeu maior contribuição de águas de fontes hidrotermais (Σ REE=6,66; Eu*=3,54; (La/Yb)_N=1,52) que o topo (Σ REE= 3,89; Eu*=3,18; (La/Yb)_N=0,66). Também, os teores de elementos maiores mostram maior variabilidade na base que no topo. O jaspilito de Carajás tem duas vezes mais Ga (21ppm), Bi (6ppm) e Pb (18ppm) e sete vezes mais Sb (7ppm) que a média mundial de rochas similares. A oxidação do Fe pode ter sido promovida por atividade orgânica, evidenciada pelos delicados esferulitos de parede dupla e preservação de kerogênio em siltitos de unidade pouco mais jovem. Uma localizada carbonatização hidrotermal afetou o jaspilito, produzindo $\delta^{13}\text{C}$ médio de -4,3 ‰_{PDB} e dois grupos de $\delta^{18}\text{O}$ (+24,9 a +15,4 e +12,8 a +6,6‰_{SMOW}). São mínimos os registros de metamorfismo nessas rochas.

O trabalho regional, a compilação bibliográfica e as correlações da Formação Carajás com unidades sobrejacentes das minas do Bahia e Azul permitem propor um modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará, iniciando com um rifteamento intracontinental, marcado por um vulcanismo basáltico tholeiítico, com contaminação crustal (2,76 Ga - U-Pb em zircão). O segundo estágio foi a deposição da Formação Carajás sobre uma plataforma continental marinha, ampla, calma e influenciada pela ressurgência de águas ricas em Fe e Si. Em um terceiro estágio, essa unidade foi recoberta por vulcânicas associadas com sedimentação clástica (2,74 Ga - Pb-Pb em zircão). O quarto estágio compreende a instalação de outro ambiente de plataforma continental onde se depositaram clásticas e carbonáticas (2,68 Ga - U-Pb em zircão). Inversão da Bacia e deposição fluvial fecham essa evolução.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

**The Carajás formation depositional environment and an
evolutionary model proposal for the Grão Pará Basin.**

ABSTRACT

DOCTORAL THESIS

Joel Buenano Macambira

The large Carajás iron ores belongs to the Carajás formation, which is a 100-400m thick banded and laminated iron formation (jaspilite), located at Pará state in North Brazil. This almost continuous formation outcrops for at least 260km, in 60 ore deposits, distributed in three main ridges, São Felix, Leste and Carajás. The last one is a sinformal structure sub-divided in South and North ridges. This work was carried out on detailed mapping, stratigraphic raising and petrographic, geochemical, isotopic and geochronological sampling of the North ridge, where the mining activity is currently running and bench and drill-core are available.

Levels (4 μm to 3 cm) composed by chert or jasper alternated with magnetite-maghemite-hematite was deposited between 2,754 and 2,744 Ma (22m/Ma) at depths of 100-200m, locally affected by bottom currents. This hydroplastic chemical sediments precipitated by supersaturation (Si) and oxidation (Fe) from upwelling waters where the base was richer in hydrothermal source waters ($\Sigma\text{REE}=6,66$; $\text{Eu}^*=3,54$; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=1,52$) than the top ($\Sigma\text{REE}= 3,89$; $\text{Eu}^*=3,18$; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=0,66$). Besides, the major elements content have more variability at base than top. The Carajás jaspilite have twice Ga (21ppm), Bi (6ppm), Pb (18ppm) and seven times Sb (7ppm) than the world average for similar rocks. The Fe oxidation may have be promoted by organic activity, attested by delicate double wall spherulites and kerogen preservation in siltstones of a light younger unit. Local hydrothermal carbonatization has affected the jaspilite producing $\delta^{13}\text{C}$ mean of $-4,3\%_{\text{PDB}}$ and two groups of $\delta^{18}\text{O}$ ($+24,9$ to $+15,4$ and $+12,8$ to $+6,6\%_{\text{SMOW}}$). Otherwise, metamorphic imprints on this rocks are minimal.

Regional work, bibliographic compilation and correlations of the Carajás formation with overlying units of Bahia and Azul mines leaves to propose a evolutionary model for the Grão Pará Basin, initiated as a intracontinental rifting stage, marked by crustal contaminated tholeiitic basalt volcanism (2.76 Ga - U-Pb zircon ages). The second stage was the deposition of the Carajás formation over a wide, quiet marine continental shelf, influenced by upwelling of Fe-Si rich waters. In a third stage, the last was recovered by volcanics associated with clastic sedimentation (2.74 Ga - Pb-Pb zircon ages). The fourth stage comprises the installation of another continental shelf environment, where clastics and carbonate rocks has deposited (2.68 Ga - U-Pb zircon ages). Basin inversion and fluvial deposition closes the evolution.

1 INTRODUÇÃO

1.1 IMPORTÂNCIA DO ESTUDO

A importância econômica do estudo das formações ferríferas bandadas (*Banded Iron-Formations* = BIFs) pré-cambrianas reside no fato de que 98% da produção mundial de Fe provém dessas rochas, enquanto o minério paleozóico (*bog-ore* e Fe-oolítico) responde por apenas 2%. As maiores ocorrências de BIFs pré-cambrianas aparecem em áreas de escudos e os maiores depósitos conhecidos estão no Brasil, Austrália, Índia, África do Sul e Oeste Africano, Canadá, Estados Unidos, Rússia, Ucrânia e Venezuela.

As BIFs pré-cambrianas têm importância geológica por, freqüentemente, fazerem parte de grandes terrenos dessa era, em várias partes do Globo. São produtos de sedimentação química (ou bioquímica) aquosa de baixa energia e indicam condições muito específicas de precipitação. São rochas de fácil reconhecimento, resistentes à erosão, representam marcadores tanto estratigráficos quanto ambientais, além de registrarem com nitidez as alterações que as afetaram, tais como deformação e metamorfismo.

O estudo das BIFs pré-cambrianas também se reveste de importância científica pois, apesar de numerosos trabalhos publicados no mundo, vários aspectos importantes, relativos à sua origem, continuam sendo motivo de debates e ainda não foram completamente esclarecidos, como por exemplo:

1. quais os controles físico-químicos da sua deposição e as causas da ciclicidade, espessura e persistência do bandamento?
2. em que ambiente tectônico se depositaram?
3. qual era a composição da atmosfera e hidrosfera durante a sua deposição? e
4. quais foram as fontes do Si e Fe?

Apesar de ser um sedimento químico (ou bioquímico), como os carbonatos e evaporitos que ocorrem até hoje, as razões para a composição química constante e de alta pureza, além da ausência de clásticos, ainda são desconhecidas. Ademais, o estudo dessas rochas permite conhecer melhor a história evolutiva dos oceanos, atmosfera e biosfera.

Embora Eichler (1976) acredite que exista mais de uma origem para as BIFs, uma vez esclarecida essa origem, uma grande contribuição terá sido dada para a compreensão dos demais aspectos dessa história, visto que esses aspectos estão diretamente relacionados à sua formação.

1.2 JUSTIFICATIVA

Na região da serra dos Carajás numerosas jazidas minerais foram descobertas nas últimas décadas, principalmente como resultado de programas de prospecção desenvolvidos por diversas empresas visando depósitos de Mn, Fe, Cu, Zn, Au, Al, etc. O mapeamento geológico dos depósitos foi detalhado (1:5.000 ou maior), com vistas à exploração, e dele resultaram colunas estratigráficas locais, envolvendo as rochas ocorrentes em cada depósito. Os mapas regionais, em escala 1:250.000 ou menor, inviabilizam a integração e correlação entre essas colunas locais, dificultando o estabelecimento de critérios de prospecção para outros depósitos e a compreensão da geologia e da evolução da região.

Estabelecer o ambiente deposicional das BIFs da Formação Carajás é de grande importância e mesmo uma necessidade para o avanço do conhecimento geológico da região sul do Pará, pois essas rochas exigiram, para se depositar, um longo período de estabilidade tectônica, ausência de variações químicas erráticas e mudanças energéticas, suprimento constante de Fe e Si e condições cíclicas para deposição alternada de camadas ricas nesses elementos. Considerando-se que a idade de deposição das BIFs está estabelecida em 2.751 ± 3 Ma (Krymsky *et al.* 2002), o posicionamento correto no quadro de evolução geológica, de um período com tais características, é fundamental para se estabelecer parâmetros e restrições na seqüência de eventos que marcaram a história daquela porção do sul do Pará.

As BIFs da Formação Carajás são adequadas para este estudo pois, diferentes da maioria dos depósitos do mundo, não foram afetadas por metamorfismo regional de soterramento, mostram estruturas deposicionais e diagenéticas preservadas (Macambira e Silva 1995) e a composição química não parece ter sido modificada. São excelentes marcadores litológicos, devido à sua resistência à erosão e facilidade de identificação e também são valiosos guias estratigráficos, pelo seu posicionamento bem estabelecido (DOCEGEO 1988). Na região de Carajás essas rochas não foram ainda convenientemente exploradas como fonte de informações para auxiliar na reconstituição da história geológica da área, para estabelecer critérios de prospecção e avaliar as possibilidades metalogenéticas do Grupo Grão Pará.

1.3 SITUAÇÃO DO PROBLEMA

O Grupo Grão Pará é uma das unidades litoestratigráficas mais importantes da região de Carajás, não só pelos ricos depósitos minerais que contém como também pela ampla ocorrência areal (6.000 km² somente na Folha Serra dos Carajás - SB.22-Z-A, segundo Araújo e Maia, 1991), exposição de significativos segmentos de pacotes rochosos – com até 20 km de extensão, relativa facilidade de estudo devido à ausência de metamorfismo regional (o que preservou o registro das condições de formação das suas rochas), grande disponibilidade de informações de detalhe nas áreas das minas e por representar testemunho de eventos geológicos marcantes na evolução de parte importante da crosta terrestre.

Obstáculos ao avanço do conhecimento na região são: a densa cobertura vegetal, avançada alteração intempérica das rochas, espessa cobertura de solo, dificuldade de acesso pela escassez de estradas e relevo acidentado, presença de deformações causando a descontinuidade de pacotes rochosos e a dificuldade de correlação entre as colunas estratigráficas estabelecidas para as diferentes jazidas em exploração.

O principal problema a ser focado é a definição do ambiente de deposição da Formação Carajás e, por extensão, do Grupo Grão Pará. Tal definição permitirá situar os depósitos de Fe, as rochas da jazida de Mn do Azul e da jazida de Au do Igarapé Bahia num mesmo arcabouço geológico e evolutivo, definindo um modelo deposicional para a “bacia Grão Pará”.

1.4 OBJETIVOS

O trabalho de mapeamento permitiu estabelecer a sucessão sedimentar e, com as análises petrográficas e minerográficas, objetivou-se definir a composição mineralógica primária e eventuais transformações mineralógicas posteriores que afetaram os jaspilitos e as demais rochas associadas.

A determinação da composição química das BIFs da Formação Carajás em seus elementos maiores, menores, traços e terras-raras, visou estabelecer a sua assinatura geoquímica, detectar tendências na seqüência deposicional, avaliar as possíveis fontes para os elementos e caracterizar o ambiente de deposição. Com os estudos isotópicos de C e O pretendeu-se caracterizar geoquimicamente a porção carbonática dos jaspilitos e inferir as condições de deposição e fonte dos elementos.

A caracterização do grau de metamorfismo que afetou as rochas estudadas auxiliou na determinação do posicionamento estratigráfico do Grupo Grão Pará e demais unidades sobre- e sub-jacentes.

A determinação do período de deposição dos jaspilitos teve como objetivo estabelecer a época em que as condições propícias para a sua acumulação ocorreram e situar esse evento na evolução do Grupo Grão Pará, bem como auxiliar na reconstrução do empilhamento estratigráfico.

A caracterização da matéria orgânica, ocorrente nas rochas da jazida de Mn do Azul, teve por finalidade estabelecer a participação de organismos nos processos de formação dos sedimentos manganésíferos.

Como objetivo maior, estabelecer o ambiente deposicional da Formação Carajás e suas implicações sobre o desenvolvimento e evolução da Bacia Grão Pará.

1.5 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área selecionada para estudo foi mapeada na escala 1:40.000 (Macambira *et al.* 1990), envolvendo cinco jazidas de Fe da Serra Norte (denominadas N1 a N5). Devido às facilidades de acesso e disponibilidade de sondagens da Companhia Vale do Rio Doce-CVRD, foi feito detalhamento na parte leste da jazida N4, denominada N4E, em exploração desde 1986 (fig. 1.1).

Administrativamente a área pertence ao Município de Parauapebas, localizado no sul do Estado do Pará. O acesso pode ser feito em aviões de linha até o Aeroporto do Núcleo Urbano, ou pela Ferrovia Carajás até Parauapebas ou ainda, pelas rodovias pavimentadas PA-150 e PA-275 até o Núcleo Urbano e daí às minas de Fe (N4E, N4W e N5), Mn (Azul) e Au (Igarapé Bahia) e às jazidas de Fe (N1 e N2), Au (Águas Claras) e Cu (Pojuca e Salobo), por estradas pavimentadas ou não.

A infraestrutura urbana está dividida entre a cidade de Parauapebas, sede do município, e o Núcleo Urbano de Carajás, administrado pela CVRD, distando cerca de 40 km uma da outra. Ambas contam com hospitais, bancos, hotéis, telefonia celular, etc.

2 AS FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS

2.1 DEFINIÇÃO

Trendall (1983), revendo a nomenclatura de formações ferríferas, afirma que o termo “*iron-formation*” (*IF*) é uma antiga contração de “*iron-bearing formation*” e que foi James (1954) quem primeiro o definiu formalmente como “sedimento químico, tipicamente com fino acamamento ou laminação, contendo 15% ou mais de Fe de origem sedimentar, comumente, mas não necessariamente, contendo camadas de chert”. Trendall (*op. cit.*) recomenda a seguinte definição para formação ferrífera bandada (*banded iron-formation* = BIF): “qualquer rocha sedimentar cuja principal característica química é um conteúdo de Fe anormalmente alto”. Essa última será adotada neste trabalho, embora seja aceita com restrições por alguns estudiosos das BIFs.

As rochas que se encaixam na definição de BIFs recebem diferentes nomes através dos continentes. Por exemplo, na América do Norte são conhecidas como *taconito* ou “*cherty iron-formation*”; na Austrália, *jaspilito*; na África do Sul e Europa são denominados “*banded ironstone*” ou “*cherty ironstone*”, na Escandinávia, “*quartz-banded iron ore*”; na Índia “*banded hematite quartzite*” (BHQ) e na Rússia e Ucrânia quartzito ferruginoso.

2.2 CLASSIFICAÇÃO

Várias classificações têm sido apresentadas para as BIFs, quanto à mineralogia, textura, estrutura, idade, tipo de depósito, etc. A divisão em fácies proposta por James (1954) é clássica: óxido, sulfeto, carbonato e silicato. Também são muito empregados os “tipos” de Gross (1973): Algoma, Superior, Clinton e Minette. Surgiram ainda outras classificações, tais como a de Dimroth (1976), que adaptou a nomenclatura de carbonatos para a descrição textural e interpretação paleoambiental das formações ferríferas. A classificação de Kimberley (1978) tem seis acrônimos, derivados de breves descrições do ambiente de deposição, dividindo as formações ferríferas em seis classes. Beukes (1980) propôs um esquema sobre a classificação de Dimroth (*op. cit.*) cobrindo todos os tipos texturais de formações ferríferas do Supergrupo

Transvaal da África do Sul. Trendall (1983) apresentou uma classificação baseada na espessura das bandas de BIFs, em macrobanda, mesobanda e microbanda.

A classificação de Gross (op. cit.) leva em conta as características geológicas da seqüência que contém a BIF. Nesse sentido, dois principais tipos de BIFs são reconhecidos: o tipo Algoma, bandada, cuja origem provável seriam fontes termais de natureza vulcânica e o tipo Superior, granular, que é caracterizado principalmente por precipitação química em grandes bacias sedimentares (tabela 2.1).

Tabela 2.1: Feições características das formações ferríferas bandadas dos tipos Algoma e Superior. Extraído de Eichler (1976).

	Tipo Algoma	Tipo Superior (<i>Animikie-type</i>)
Idade	Pré-2.600 Ma (também Proterozóico e Fanerozóico)	Pré-1.800 Ma
Ambiente sedimentar	Bacias tectônicas eugeossinclinais de várias centenas de km de diâmetro; formação ferrífera nas partes marginais em conexão com <i>greenstone belts</i> .	Mioeossinclinal; formação ferrífera ao longo das margens de plataformas continentais estáveis; água rasa; bacias intra-cratônicas restritas
Extensão	Comumente corpos lenticulares de poucos km.	Formações extensas e persistentes de 100 km a mais que 1000 km.
Espessura	0,1 m a uns 10 m.	Vários metros a mais que 100 m (1000 m).
Localização na seqüência sedimentar	Corpos irregulares, lenticulares dentro de rochas arqueanas do embasamento.	Nas partes do fundo e do meio das seqüências sedimentares como depósitos acamadados, transgressivas sobre rochas mais antigas do embasamento.
Rochas associadas	Grauvacas e folhelhos; ardósia carbonácea; vulcânicas máficas; piroclásticos félsicos; fluxos riolíticos; andesitos almofadados	Clásticos grosseiros; quartzitos, dolomitos conglomeráticos, folhelhos negros (grafite).
Vulcânicas	Íntima associação ao vulcanismo no tempo e no espaço	Sem associação direta com vulcanismo contemporâneo; vulcanismo normalmente ausente.
Fácies sedimentares	Fácies óxido predominante; fácies carbonato e sulfeto delgadas e descontínuas; fácies silicato; todas as fácies freqüentemente muito associadas.	Abundantes fácies óxido; fácies silicato e fácies carbonato freqüentemente intergradacionais
	Fácies sulfeto e carbonato próximo ao centro do vulcanismo; fácies óxido nas margens.	Fácies sulfeto insignificante ou ausente.
	Assembléias litológicas heterogêneas com camadas clásticas de granulação fina.	Mais homogêneas (especialmente fácies óxido); pouco ou sem detritos.
	Texturas granulares e oolíticas.	Texturas granular ou oolíticas
Exemplos	Canadá: bacias arqueanas (p.ex. Michipicoten).	Fossa do Labrador
	E.U.A.: Distrito de Vermilion, Minnesota.	Região do Lago Superior
	África do Sul: <i>greenstone belts</i> , crátons de Kaapvaal e Rodésia.	Supergrupo Transvaal e Witwatersrand
	Brasil: Série Rio das Velhas	Série Minas (itabiritos); Carajás/Pará
	Índia: Sul de Mysore	Bihar, Orissa, Goa, Mysore
	Austrália: Blocos de Yilgarn e Pilbara.	Grupo Harmersley
U.S.S.R.: Taratash/Urais	Krivoy Rog, Kursk; Escudo Ucrainiano	

De todo modo, alguns autores acreditam que os tipos Algoma e Superior são correspondentes laterais na mesma bacia, conforme evidenciado pelas intercalações entre formações ferríferas granulares e bandadas. Por exemplo, Gnaneshwar Rao & Naqvi (1995) destacam que as assembléias litológicas e características físico-químicas das BIFs dos greenstone belts arqueanos da Índia não permitem classificá-las como Algoma ou Superior, pois apresentam feições desses dois tipos. Um outro exemplo é apresentado por Shegelski (1987), que descreve as formações ferríferas do *greenstone belt* de Sturgeon-Savant (Ontário-Canadá), onde formações ferríferas de fácies sulfeto, classificadas como Algoma, acumularam-se junto com turbiditos proximais em água profunda, próximo a centros vulcânicos félsicos enquanto formações ferríferas de fácies óxido, classificadas como Superior, foram depositadas com turbiditos distais, abaixo de um paleo-talude, em um plano mais profundo da bacia.

Segundo James (1954), os minerais de ferro constituem quatro tipos de fácies com íntima correlação entre associação mineral e ambiente de deposição. Goodwin (1973) e Condie (1981) consideram que as quatro fácies sedimentares são controladas por variações de Eh e pH, refletidas na composição do principal mineral de ferro:

- A fácies óxido é caracterizada por bandas alternadas de chert e magnetita e/ou hematita. A magnetita reflete baixos valores de Eh ($< -0,3$) e água do mar alcalina ($\text{pH} > 9$). A hematita geralmente reflete maior Eh e ampla variação dos valores de pH. É necessária uma baixa pressão parcial de dióxido de carbono, para evitar a precipitação de siderita;
- A fácies carbonato é caracterizada pela presença de siderita e reflete condições redutoras, com uma pressão parcial de dióxido de carbono maior ou igual a $10^{-3,5}$ atm. Os carbonatos associados são ankerita, dolomita e calcita;
- A fácies silicato é caracterizada por minerais ricos em ferro (minnesotaíta, greenalita e chamosita). A identificação de silicatos de ferro primários é difícil, pois minerais similares podem se desenvolver durante o metamorfismo das formações ferríferas;
- A fácies sulfeto é caracterizada por: a) pirita e pirrotita misturadas com carbonatos e quartzo, interestratificados com chert, e b) folhelhos negros carbonosos com pirita disseminada. A formação da fácies sulfeto é favorecida por um ambiente fortemente redutor com abundante ácido sulfídrico ou HS^- ;

James (1954) destacou que as diferentes fácies (que são melhor desenvolvidas no tipo Algoma, de Gross (1973)) representam estágios progressivos de redução química e, assim, diferentes ambientes químicos de formação, com um importante significado paleoambiental, que foi ilustrado por Goodwin (1973) (figuras 2.1 e 2.2).

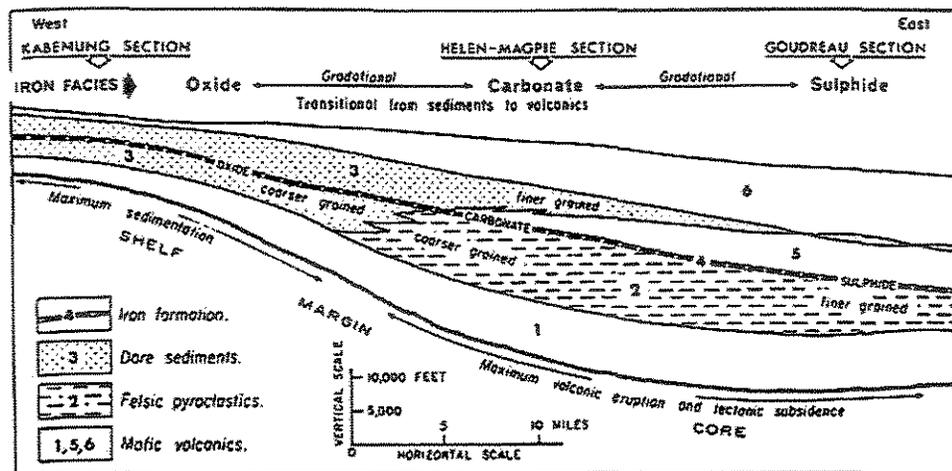


Figura 2.1: Seção estratigráfica reconstruída da bacia Michipicoten. A transição óxido-carbonato marca o talude da plataforma, sobre a qual jazem conglomerados. A transição carbonato-sulfeto recobre piroclásticas félsicas. Fonte: Goodwin (1973).

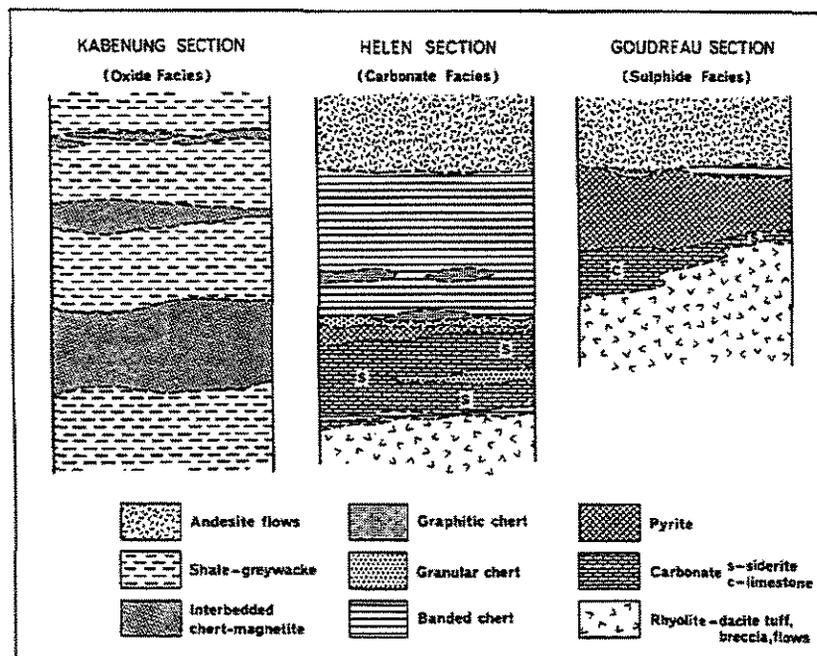


Figura 2.2: Colunas estratigráficas das fácies óxido, carbonato e sulfeto de Michipicoten. As três fácies são intergradacionais na área, desde água rasa na esquerda (fácies óxido) até água profunda na direita (fácies sulfeto). Fonte: Goodwin (1973).

A interpretação de que as fácies envolveriam um controle estratigráfico é contestada por Maynard (1983), porque muito da mineralogia das fácies parece ter se desenvolvido durante a diagênese e porque, segundo Trendall (1983), não se observam no campo, essas relações estratigráficas.

Certamente a dificuldade em classificar as BIFs reside no fato de terem se formado em ambientes muito amplos, antigos e de terem sido estudadas de forma fragmentária, pois geralmente encontram-se deformadas, metamorfisadas, erodidas e recobertas por seqüências mais jovens.

Gross (1991) define sedimento metalífero “stratafer” incluindo várias fácies litológicas, formadas por processos químicos, biogênicos e hidrotermais efusivos ou exalativos, comumente compostos de chert (ou quartzo) bandado, inter-acamadado com óxidos, sulfetos, carbonatos e silicatos, contendo metais ferrosos, não-ferrosos e/ou preciosos. As formações ferríferas seriam a fácies litológica mais comum e abundante do grupo “stratafer” dos sedimentos hidrolíticos. Esse grupo incluiria todas as variedades de fácies litológicas das formações ferríferas bandadas silicosas (dos tipos Algoma e Superior), formações ferro-manganesíferas e depósitos de sulfetos polimetálicos estratiformes.

As fácies sulfeto formam-se próximo das fumarolas e fontes hidrotermais, os depósitos de óxido de ferro estendem-se das fumarolas às partes distais da bacia e o manganês é depositado em ambiente oxidante ainda mais distante das fumarolas. As formações ferríferas seriam marcadores metalogenéticos para três categorias de sedimentos “stratafer”, segundo Gross (1991):

- 1) Grandes formações ferríferas com Mn e sulfetos de Fe-Cu-Zn-Pb-Au-Ag;
- 2) Outras fácies de formações ferríferas com importantes quantidades de Au, Ag, ETR, Ni, Nb, Sn, W, Mo e P e,
- 3) Fácies vulcanogênicas com significantes quantidades de Zn, Pb-Zn, Cu, W, Sn, Au, Ag e Sb-Hg com pouco ou sem Fe, nas fácies silicato ou carbonato.

Essas fácies seriam todas geneticamente relacionadas, conforme evidenciado pelo fato de fácies típicas de cada tipo serem encontradas inter-acamadadas com algumas formações ferríferas.

As BIFs tem sido descritas de forma isolada mas estão contidas em seqüências mais ou menos complexas, associadas a diversos outros depósitos. Por exemplo, Gross (1991) relata várias ocorrências de sulfetos associados a BIFs, em relação lateral de equivalência estratigráfica, tais como as BIFs de Isua (Groenlândia), Tynagh (Irlanda), Gamsberg (África do Sul), Noranda e Bathurst (Canadá). E também formações ferríferas relacionadas com fácies manganésíferas, como no Supergrupo Transvaal (África do Sul) e Bathurst (Canadá).

Vários autores descrevem a associação de depósitos manganésíferos e de carbonatos com BIFs. Por exemplo, Morris (1993) sugere que, no Grupo Hamersley, a BIF Marra Mamba depositou-se seguida da deposição do Dolomito Wittenoom. Essa deposição carbonática teria sido favorecida pela existência de uma barreira de carbonato que impediria o acesso do ferro para a área e facilitaria a precipitação do carbonato em um ambiente raso. Winter & Knauth (1992) sugerem que as BIFs de Gunflint (Bacia de Animikie) depositaram em águas mais profundas em relação à deposição dos carbonatos, que ocorreram em plataforma mais rasa.

Banerji (1977) descreve os depósitos de BIF da região de Singhbhum (Índia), que seriam do tipo Superior, encaixados em material vulcanogênico e afirmam que a BIF ocorre imediatamente abaixo de folhelho manganésífero. Tsikos & Moore (1997) descrevem a BIF Hotazel na África do Sul como do tipo Superior, com o depósito de Mn de Kalahari associado, que seriam produto de deposição num modelo de transgressão–regressão com influência vulcânica apenas distal. Force & Maynard (1991) chegam ao extremo de afirmar que “muitos (se não todos) depósitos de Mn do Proterozóico Inferior são associados com formações ferríferas do tipo Lago Superior”.

A apresentação de todos esses exemplos tem a finalidade de demonstrar a possibilidade da associação de grandes depósitos de BIF com depósitos carbonáticos de Mn, numa mesma bacia, em posições paleo-geográficas distintas.

2.3 IDADE

BIFs depositaram em praticamente toda a história da Terra, desde 3,8 Ga (Isua, Groenlândia) ao Devoniano (Altay, Rússia) (Isley 1995). Segundo James (1983), 90% das BIFs pré-cambrianas estão restritas a um período anterior a 1,8 Ga e a maioria dos grandes depósitos formou-se em duas épocas distintas, uma há cerca de 2,8 Ga e outra entre 2,0 e 2,2 Ga (figura 2.3). Ao contrário, Gole & Klein (1981) afirmam que a deposição de BIFs foi contínua e

crescente, desde aproximadamente 3,7 até cerca de 1,8 Ga e que as grandes bacias de formações ferríferas bandadas do Proterozóico Inferior não devem ter sido mais ou menos contemporâneas. Segundo Isley (1995) as condições tectônicas e/ou ambientais particularmente apropriadas para deposição de BIFs ocorreram entre 2,3 e 2,4 Ga.

A ocorrência das BIFs estaria limitada no tempo ao período em que a atmosfera da Terra era não-oxidante (anterior a 1,8 Ga). Em uma atmosfera pobre em oxigênio, o Fe permaneceria em solução, precipitando somente em condições especiais, ocorrendo em regiões calmas e amplas. De qualquer modo, provavelmente é correto atribuir a deposição de formações ferríferas no Proterozóico Inferior à presença de crescentes níveis de oxigênio nos ambientes marinhos rasos. Segundo Klein (1992) o nível de O₂ atmosférico antes de 2,4 Ga era da ordem de 10⁻¹⁴ PAL (“*present atmospheric level*”). Entre 2,4 e 1,85 Ga os ambientes superficiais eram oxidantes e o oceano profundo reduzido, com a pressão parcial de O₂ atmosférico calculada em cerca de 0,03 PAL. A partir de 1,85 Ga o oceano profundo tornou-se oxidado e portanto empobrecido em ferro. Segundo Holland (1973), o aumento da disponibilidade de oxigênio na atmosfera fez com que a massa de ferro ferroso dos oceanos fosse intensamente consumida até 1,8 Ga.

Uma outra questão relativa à idade das BIFs refere-se à duração do seu período de deposição. Ainda é imprecisa a estimativa do tempo necessário para a deposição das seqüências vulcano-sedimentares portadoras de grandes BIF arqueanas e paleoproterozóicas, mas a evolução dos métodos e das pesquisas geológicas tem mostrado uma contínua diminuição nesses períodos. Por exemplo, a deposição do Grupo Hamersley foi estimada em 315 Ma, de 2.715 a 2.400 Ma por Isley (1995), depois entre 20-125 Ma por Simonson & Hassler (1996) e, mais recentemente, em cerca de 20 Ma, de 2.450 a 2.470 Ma por Barley et al.(1997). A deposição da BIF Kuruman (Supergrupo Transvaal) foi estimada em 200 Ma por Horstmann & Hälbich (1995) e depois entre 90 e 120 Ma por Bau & Dulski (1996).

Períodos de deposição da ordem de dezenas de milhões de anos teriam sido possíveis no Arqueano-Proterozóico, quando a geração e consumo da crosta era mais rápida, da ordem de duas vezes a velocidade atual (Isley 1995).

✦

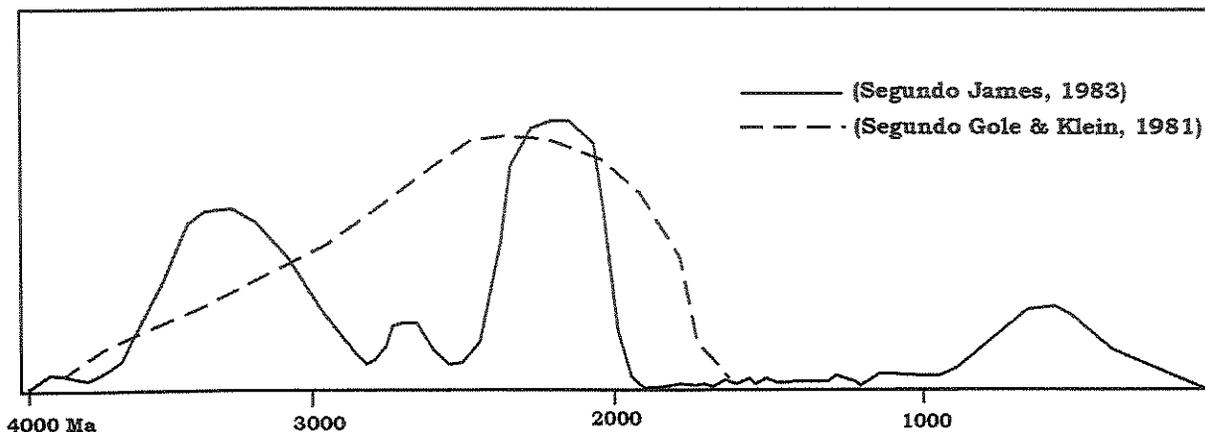


Figura 2.3: Prováveis períodos de acumulação de grandes depósitos de BIFs. Fonte: Weggen & Valetton, 1990.

2.4 DISTRIBUIÇÃO

Uma questão não completamente esclarecida foi levantada por Goodwin (1973) a respeito da distribuição dos depósitos de BIFs do tipo Superior, que tendem a se restringir a um cinturão quase contínuo no “megacontinente” proterozóico (figura 2.4). Mesmo considerando a imprecisão de idade para algumas BIFs específicas, vastas quantidades de ferro, talvez 50% das reservas mundiais, estão neste cinturão. Um aspecto importante é que o cinturão está dentro do megacontinente e não em suas bordas, com poucas exceções, ou seja, em posição intracratônica. Se aceitarmos o ambiente de plataforma marinha rasa (Goodwin 1973) e as idades publicadas, então este ambiente estendeu-se intermitentemente ao longo desse cinturão durante o Proterozóico Inferior. Outra feição importante é o subparalelismo do cinturão com os limites das placas modernas, principalmente daqueles representados por cadeias oceânicas, mas incluindo alguns cinturões dobrados. As relações sugerem, ainda segundo Goodwin (1973), que algum padrão global de placas no Proterozóico Inferior influenciou o alinhamento de bacias nas quais acumularam-se grandes quantidades de sedimentos ricos em Fe e Si.

Segundo Schissel e Aro (1992) as gigantescas formações ferro-manganesíferas das bacias Paleo-proterozóicas parecem ter se formado em uma fase de grande subsidência, elevação do nível do mar, fortes ressurgências e transgressões, imediatamente antes da amalgamação do supercontinente Proterozóico. Os grandes depósitos de Mn associados com formações ferríferas na África do Sul, Brasil e Índia ocorrem na borda do proto-Gondwana e isso poderia refletir um

controle paleo-geográfico nessa época. Nessa borda continental ocorreria ressurgência de correntes marinhas excepcionalmente fortes, que deslocaram grandes volumes de águas anóxicas profundas para a plataforma rasa, provocando a deposição de formações ferro-manganesíferas.

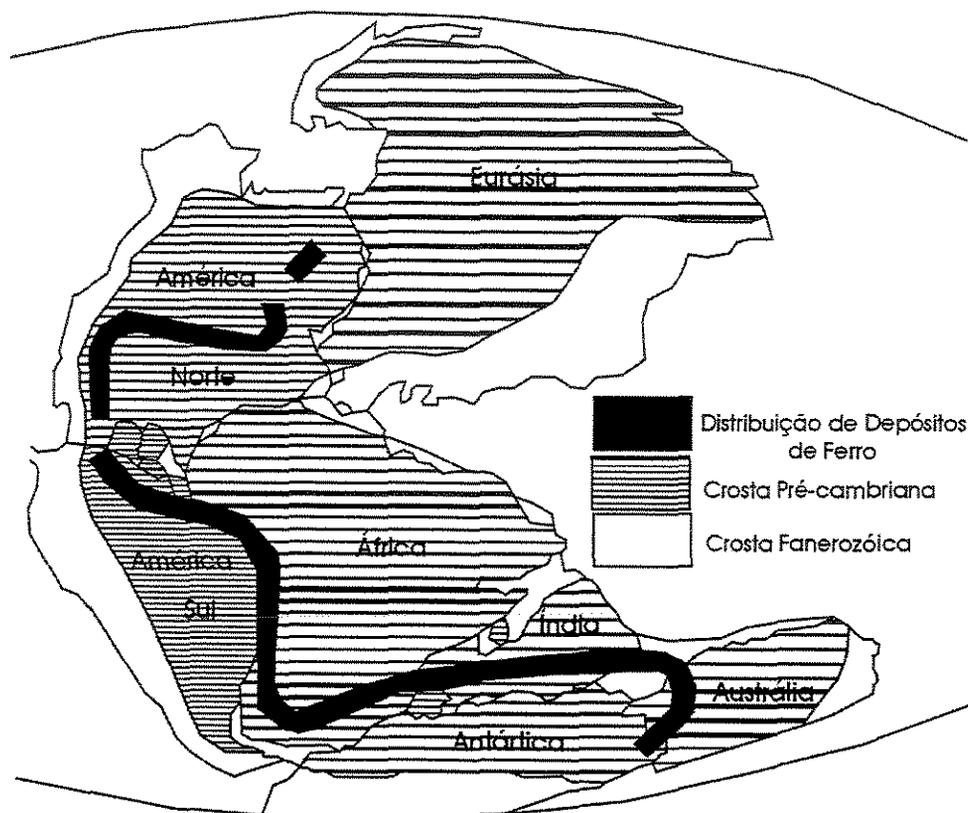


Figura 2.4: Distribuição global de BIFs do Paleoproterozóico e crosta pré-cambriana mostrados em uma reconstrução do Pangea. Zonas de continuidade duvidosa interrompidas. Fonte: Goodwin (1982).

2.5 AMBIENTE TECTÔNICO

Para compreender o ambiente tectônico de deposição das BIFs pré-cambrianas é necessário analisar as características comuns a essas rochas:

- Bandamento rítmico, fino e persistente, mesmo com as mudanças de fácies nas formações do tipo Algoma;
- Composição química e mineralógica de alta pureza, e muito constante, em diferentes partes da mesma bacia e até entre bacias diferentes;
- Ausência de contribuição clástica intercalada às BIFs, o que leva a inferir uma baixa energia do ambiente, refletindo relevo suave nas terras adjacentes;

Estas características, analisadas conjuntamente, indicam bacias de deposição amplas, de grande estabilidade tectônica, onde as condições ambientais permaneceram estáveis por longo tempo, pelo menos para o tipo Superior. Por outro lado, o substrato das bacias de BIFs, de um modo geral, não mostra evidências de deposição clástica que as tenham precedido.

As BIFs do tipo Algoma têm sido consideradas como de origem vulcano-sedimentar (exalativa ou hidrotermal) com base nos argumentos:

- a) Ambiente sedimentar restrito, formando depósitos pequenos;
- b) Presença de muitas rochas vulcânicas associadas;
- c) Associação com sedimentos finos, carbonáceos e tufáceos;
- d) Distribuição em histograma dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ indicando contribuição magmática;
- e) Alto teor de metais-base e ouro associados;
- f) Semelhança com depósitos modernos de sulfetos do tipo proximal; e
- g) Não limitação no tempo geológico, como parece ocorrer com o tipo Superior;

Condie (1982) buscou classificar as sucessões supracrustais do Paleo- e Meso-Proterozóico em três assembléias litológicas básicas: 1) quartzito-carbonato-folhelho; 2) vulcânicas bimodais-quartzito-arcósio e 3) vulcânicas contínuas-grauvacas. Assembléias do grupo 1 parecem ter se desenvolvido em ambiente de margem continental estável ou bacia intracratônica. Assembléias do grupo 2 podem ter se desenvolvido em rifts ativados pela litosfera ou rifts abortados ativados pelo manto e assembléias do grupo 3 em rifts ativados pelo manto em ambiente cratônico ou em bacias associadas com limites de placas convergentes.

Assembléias do Grupo 1 são consideradas representativas de ambiente de plataforma paleo-continental e incluem os Supergrupos Krivoy Rog (URSS) e Transvaal (África do Sul) e os Grupos Animikie (EUA e Canadá) e Minas (Brasil), todos com importantes formações ferríferas.

Segundo Sawkins (1984), não fica claro porque essas seqüências, algumas com espessuras superiores a 6 km, desenvolveram importantes formações ferríferas e o mesmo não ocorreu com outras bacias, com idade e rochas similares. Um fator importante pode ter sido o padrão de circulação oceânica na época e o seu controle sobre os sítios de ressurgência, que poderia ser análogo aos controles da deposição de fosforitos marinhos no Fanerozóico.

Na opinião de Sawkins (*op. cit.*), uma correlação com a tectônica de placas, nos exemplos acima (Krivoy Rog, Transvaal, Animikie e Minas) somente poderia ser indireta, envolvendo o

controle da geografia continental, mas as formações ferríferas de Hamersley (Austrália), seriam nitidamente relacionadas ao ambiente de rift continental.

A cadeia de Hamersley contém a mais extensa acumulação de depósitos sedimentares de ferro conhecida (Trendall & Blockley, 1970), e o Supergrupo Mt. Bruce, dentro do qual o Grupo Hamersley ocupa uma porção intermediária, tem cerca de 10 km de espessura e contém rochas vulcânicas basálticas e riolíticas. Adicionalmente a esta evidência para um ambiente de rift, foi notada a coincidência com um acentuado alto gravimétrico, que foi interpretado, junto com as similaridades entre os terrenos arqueanos vizinhos de Yilgarn e Pilbara, como indicativo de uma separação entre esses terrenos, no Paleoproterozóico, que criou a bacia na qual acumulou-se o Supergrupo Mt. Bruce. Alibert & McCulloch (1993) acreditam que o Grupo Hamersley representa depósitos plataformais em oceano recentemente formado, possivelmente de um rift em evolução. Kato *et al.* (1998) concluem que as BIFs de Hamersley foram associadas à atividade hidrotermal em cadeia meso-oceânica que evoluiu para limites de placas convergentes. Morris (1993) considera duas possibilidades para esse Grupo:

- ✎ bacia intracratônica fechada, mas com acesso para o oceano e;
- ✎ plataforma submarina na margem continental, de um modogeral, isolada.

Gnaneshwar Rao & Naqvi (1995) levantam essas mesmas duas possibilidades para as BIFs do Chitradurga Schist Belt da Índia. Winter & Knauth (1992) concluem que a bacia de Animikie era estreita, linear, marginal (pericratônica?) ou rift intracratônico, e não bacia de mar aberto de margem continental passiva. Não seria totalmente fechada, tendo ligação parcial com o oceano.

Sawkins (1984) argumentou que a acumulação inicial de material vulcânico, sedimentos e formações ferríferas na Fossa do Labrador parece ter ocorrido em um ambiente de rift e sugeriu que o rifteamento acompanhou a deposição do Supergrupo Marquette, que contém as formações ferríferas dos grupos Menominee e Baraga. Numerosas formações ferríferas do Neoproterozóico também ocorrem dentro de ambientes de rift (Young, 1976), tais como o Grupo Rapitan (Canadá) e a parte superior da sucessão Adelaidiana (Austrália). O exemplo mais claro de acumulação de ferro em ambiente de rift é fornecido pelos depósitos devonianos de Lahn-Dill (Alemanha), que são associados com rochas vulcânicas bimodais (basalto-riolito) (Sawkins (*op. cit.*)).

A maioria dos pesquisadores considera que grandes bacias de BIFs foram formadas em cratons ou margens continentais passivas em ambientes marinhos rasos (Simonson & Hassler 1996), parecendo não haver dúvidas quanto à possibilidade de BIFs depositarem em ambiente de rift continental.

2.6 GÊNESE

Um problema ainda em aberto com relação às BIFs continua sendo a sua origem. “Como era a atmosfera (quanto ao teor de oxigênio, por exemplo), a biosfera (existência ou não de organismos e se produziam ou não oxigênio), a água (doce ou salgada), o tipo de bacia (restrita, mar aberto, lagunas, rifts, etc), a fonte do ferro e do silício (erosão continental, vulcões submarinos), os fatores que os fizeram precipitar alternadamente (periodicidade do dia, das estações ou do ano, mudanças climáticas sazonais), e a causa do seu bandamento (diferentes condições de precipitação coexistentes)?”.

Eichler (1976) afirmou que há uma concordância entre os autores de que as formações ferríferas são sedimentos químicos, principalmente devido à ausência de constituintes clásticos e pequena variação na composição química. Baseado em estudos detalhados de depósitos particulares, foram sugeridas muitas teorias para explicar a fonte dos constituintes químicos, o modo de transporte e o mecanismo de bandamento, mas nenhuma explicação é apropriada, como um modelo geral, para a origem de todas as formações ferríferas. A conclusão de Eichler (*op. cit.*) é que BIFs são rochas diversificadas e que um único modelo de origem não é aplicável, a despeito de muitas feições comuns desse tipo de rocha amplamente distribuída e sem termos comparativos atuais.

Segundo Fryer (1983), os dados de terras raras podem ser usados para distinguir diferentes modos primários de incorporação de elementos-traço em BIFs (substituição na cela unitária ou adsorção) e as subseqüentes mudanças diagenéticas que elas sofreram. Os dados disponíveis sugerem que o estudo das terras raras em BIFs pode fornecer informações significativas para a gênese e melhorar a compreensão dos processos que afetaram essas rochas. Adicionalmente podem fornecer informações acerca das interações da atmosfera, hidrosfera e litosfera durante o Pré-Cambriano.

Segundo Maynard (1983) as BIFs do tipo Algoma são interpretadas como de origem vulcano-sedimentar, análoga aos depósitos de ferro mais jovens, formados por circulação hidrotermal de água do mar através de rochas vulcânicas. Já os depósitos do tipo Lago Superior são de origem controversa. O grande tamanho e limitada distribuição no tempo são os aspectos mais difíceis de explicar.

A hipótese que resolve o maior número de problemas é a de Holland (1973) e Drever (1974), segundo a qual o oxigênio na atmosfera estaria em nível tal, que haveria um grande reservatório de Fe solúvel no mar profundo, ao mesmo tempo em que existiriam ambientes rasos, oxidantes, onde o Fe poderia ser precipitado. No mar profundo o ferro poderia ser fornecido pela remobilização do ferro férrico da superfície dos clásticos ou a partir de sistemas hidrotermais nas cadeias meso-oceânicas. Na ausência de organismos secretores de sílica, esta água profunda poderia ser rica em sílica dissolvida. A ressurgência dessa água, em plataformas rasas, distantes da costa, sem presença de clásticos, levaria à deposição de Fe e Si por oxidação e evaporação. Como a oxidação do Fe provoca liberação de H^+ , a precipitação de carbonato de cálcio seria inibida durante a deposição das BIFs. Flutuações sazonais na taxa de evaporação ou na taxa de fornecimento de água empobrecida em Si poderia explicar o microbandamento.

As fácies mineralógicas seriam explicadas por uma associação dessa água de ressurgência com a crescente produção de matéria orgânica. Assim, os minerais encontrados seriam resultado da quantidade de carbono originalmente depositado com o sedimento. Drever (1974) sugeriu que, se houve excesso de ferro ferroso sobre o carbono disponível, formar-se-ia magnetita; se foram aproximadamente iguais, formariam-se silicatos de ferro férrico; e se o carbono predominou sobre ferro ferroso formar-se-ia siderita. A hematita primária seria preservada em ambientes rasos, bem oxigenados, onde todo o carbono orgânico seria oxidado.

Este modelo explica o volume de ferro, a ausência de material clástico e vulcânico, as estruturas semelhantes a rochas carbonáticas, o bandamento e o padrão de fácies e ainda a limitação no tempo geológico, quando o oxigênio atmosférico foi intermediário entre os baixos níveis do Arqueano e os valores do Fanerozóico. Apesar de tudo, esse modelo tem problemas, principalmente quanto aos teores de S e P. De qualquer modo, é o modelo que explica o maior número de questões e introduz poucos problemas. Ele tem sofrido ajustes com avanço dos estudos sobre o Neoarqueano/Paleoproterozóico, tais como os de Isley (1995) sobre a

profundidade das cadeias mesoceânicas, de Simonson & Hassler (1996) sobre a influência das oscilações do nível do mar, de Isley & Abbot (1999) sobre a correlação entre plumas do manto, o comportamento das soluções hidrotermais no oceano e a deposição de BIFs, e de Bjerrum & Canfield (2002) sobre a importância dos baixos teores de P para a baixa concentração de O_2 atmosférico. O diagrama apresentado por Goodwin (1982) ilustra um modelo bastante semelhante (figura 2.5).

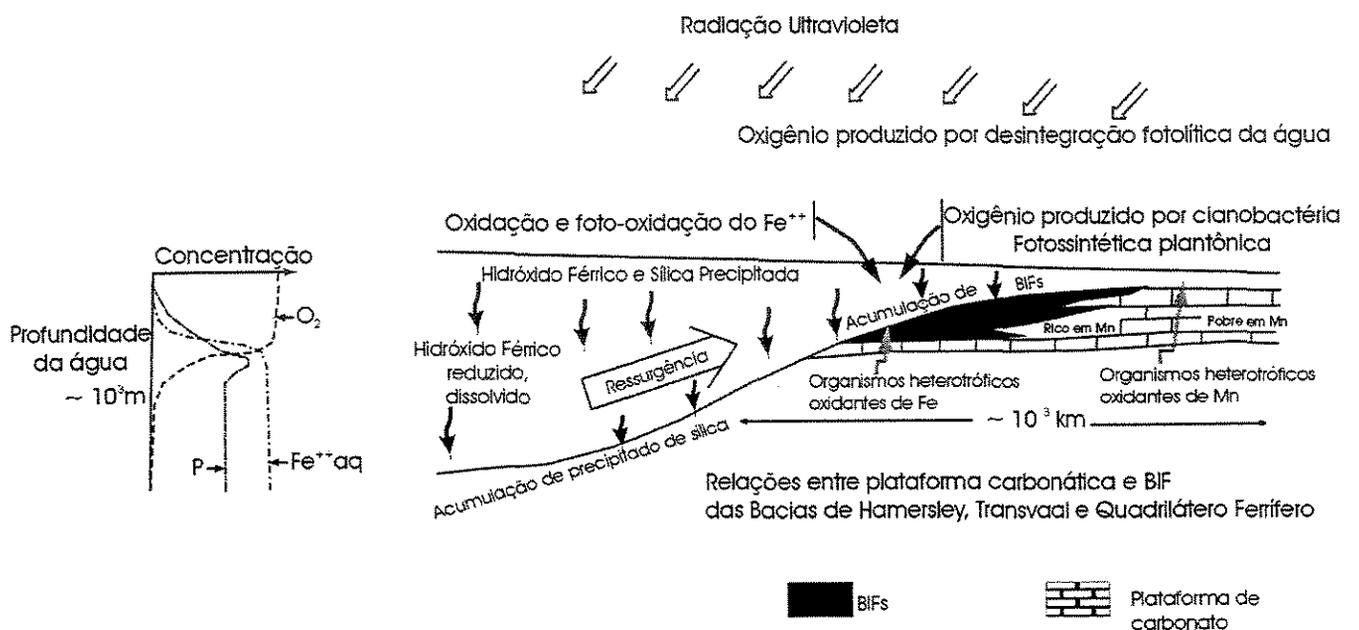


Figura 2.5: Modelo conceitual para a deposição de grandes BIFs. Fonte: Goodwin, 1982).

3 METODOLOGIA

Foi selecionada uma área de cerca de 300 km² na Serra Norte, envolvendo as jazidas N1 a N5, para o mapeamento geológico na escala 1:40.000 (escala das fotografias aéreas) (figura 3.1). Foram coletadas cerca de 500 amostras de rocha de afloramentos, galerias e testemunhos de sondagens, no trabalho de mapeamento a passo e bússola ao longo das estradas, drenagens e picadas.

Em virtude da facilidade de acesso, disponibilidade de testemunhos de sondagens, possibilidade de acompanhamento do avanço das frentes de lavra e utilização da infra-estrutura da CVRD, foi selecionada a área em torno das jazidas N4E e N4W para detalhamento. Nessa área foram observados os contatos, estabelecido o empilhamento, verificada a situação estrutural e coletadas amostras das formações Parauapebas, Carajás e Igarapé Cigarra.

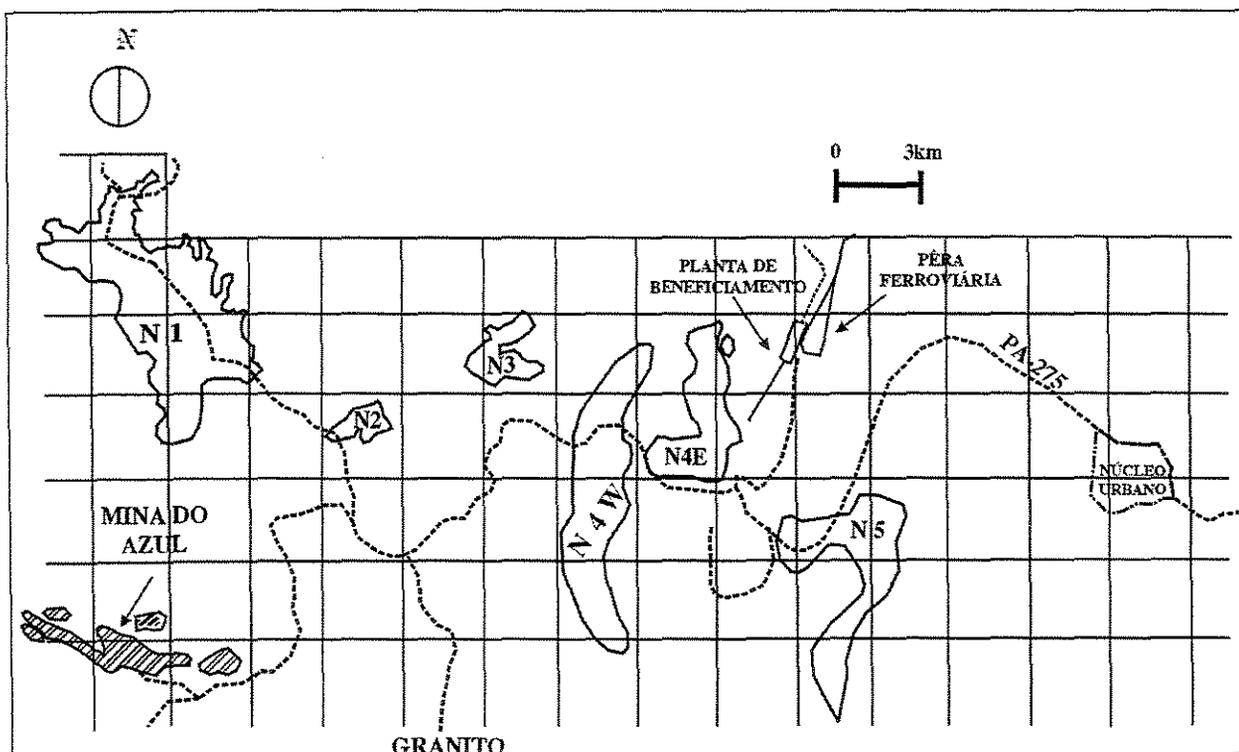


Figura 3.1: Localização dos depósitos e acessos da área de estudo.

As técnicas de laboratório para determinação das composições dos materiais rochosos investigados envolveram: difração de raios X no Centro de Geociências da UFPA e Microscopia Eletrônica de Varredura e Espectroscopia Micro-Raman no IG/UNICAMP.

O estudo geoquímico dos jaspilitos envolveu análises para elementos maiores, menores, traços e terras raras, detalhados no artigo “Químico-estratigrafia e evolução dos Jaspilitos da Formação Carajás/PA”, apresentado no Capítulo 9 e aceito para publicação na Revista Brasileira de Geociências (Macambira e Schrank, no prelo).

A determinação da idade de deposição dos jaspilitos, pelo método Pb-Pb, seguiu a técnica de evaporação de zircão empregada no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da UFPA, descrita por Gaudette et al. (1998), que consiste em aquecer cristais isolados de zircão em um filamento de rênio até a evaporação do Pb, que é coletado e analisado em espectrômetro de massa.

As análises pelo método U-Pb seguiram a técnica de diluição isotópica TIMS-ID e também foram executadas na UFPA. As frações de zircão foram dissolvidas em bomba PARR durante 24 horas em estufa com temperatura de 245°C. U e Pb foram separados em colunas com 50 µl de resina AG 1x8 200-400 mesh em meio HCl. Para a determinação dos teores de U e Pb por diluição isotópica foi usado traçador ²³⁵U-²⁰⁸Pb.

A descoberta, no final de 1998, de uma lente de jaspilito com carbonatos na mina de ferro N4E abriu a possibilidade de estudar o comportamento dos isótopos de C e O nas BIFs. Com essa finalidade foram analisados segundo a sistemática adotada no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) da UFPE, em Recife. As amostras de carbonatos foram postas a reagir com ácido ortofosfórico a 100% por um dia (amostras dolomíticas foram expostas a três dias de reação) e em seguida o CO₂ liberado foi criogenicamente purificado, passando-o num trap de álcool+nitrogênio líquido. Após esta operação, razões isotópicas de carbono e de oxigênio foram determinadas num espectrômetro de massa de razão isotópica de dupla admissão, triplo coletor, SIRA II da VG ISOTECH.

O procedimento (estratégia de tratamento dos dados) adotado, para estabelecer o ambiente deposicional da Formação Carajás e do Grupo Grão Pará (ambiente tectônico, tipo de bacia, tipo de vulcanismo, tipos de rochas sedimentares, idades, quimismo, mineralogia, etc.), consistiu em

analisar os diferentes parâmetros definidores do ambiente, eleger os parâmetros mais importantes para a hipótese de trabalho, hierarquizá-los e integrá-los. Essa estratégia visa apontar qual a situação mais provável para cada parâmetro analisado.

Em seguida os diversos parâmetros são confrontados para verificar se há incompatibilidades e fazer avaliação das interrelações. Se for o caso, são feitas análises localizadas para verificar a faixa de variação do parâmetro considerado. Como exemplo consideremos, no parâmetro “tipo de bacia”, que a mais provável seja uma bacia do tipo rift. Nesse caso, verifica-se se essa bacia é compatível com a natureza e tipo de vulcanismo, com a taxa de deposição, com a espessura, sucessão e tipo de preenchimento da bacia, com a idade, etc. Determinam-se quais feições são obrigatoriamente associadas a esse tipo de bacia e se estão presentes (ou mascaradas) na região. Caso haja uma concordância geral, verifica-se os detalhes, buscando outros parâmetros que possam ser acomodados no modelo hipotético, aumentando a sua precisão sem criar incongruências.

Esse procedimento é feito para todos os parâmetros selecionados como definidores do ambiente deposicional. O modelo obtido é então comparado com situações conhecidas para outros depósitos de Fe-Mn no mundo.

Nessa comparação são verificados quais os depósitos associados e os seus controles (litológicos, estratigráficos, etc.). Em seguida verifica-se a existência de ocorrências ou indícios desses depósitos em Carajás. De qualquer modo, é sugerida uma orientação para o estudo da evolução da Bacia Grão Pará, com base num modelo integrado que contém os aspectos teóricos (hipotéticos) e aqueles presentes na região.

4 ARCABOUÇO GEOLÓGICO LOCAL

O mapa geológico e a coluna litoestratigráfica (figura 4.1) adotados foram modificados de Macambira *et al.* (1990), de onde foram extraídas as informações gerais sobre cada unidade aflorante na região coberta pelo mapa (ANEXO 1).

4.1 COMPLEXO XINGU

O Complexo Xingu representa o embasamento da região, ocupando a parte norte da área mapeada, desde o platô N1 até o N5 (próximo da barragem de rejeito do igarapé Geladinho). Ele configura uma área de relevo arrasado, apresentando afloramentos em forma de lajedos e blocos nos igarapés e esparsos blocos rolados em um espesso manto regolítico. É composto predominantemente por gnaisses graníticos, granodioríticos e tonalíticos, além de anfibolitos e intrusões tonalíticas subordinadas. Esses gnaisses mostram bandas onde predominam quartzo e feldspato que se alternam com bandas onde predominam biotita e anfibólios. A orientação desses minerais caracteriza uma foliação, onde o quartzo se apresenta estirado, o feldspato amendoado ou ocelar, ambos circundados pelos minerais máficos. A direção da foliação varia de N15°-85°W, nas proximidades do platô N1, com predominância de mergulhos de 50-70° NE, havendo também foliações sub-verticais e outras mergulhando para SW.

Os principais depósitos minerais da parte norte da Província Mineral de Carajás (borda SE do Craton Amazônico) estão alojados nas cinco seqüências vulcano-sedimentares arqueanas do Supergrupo Itacaiúnas: grupos Salobo, Pojuca, Grão Pará, Igarapé Bahia e Buritirama (DOCEGEO 1988). Os grupos Salobo e Pojuca são as seqüências de tipo “*greenstone belt*” mais antigas do Supergrupo Itacaiúnas, e poderiam ser correlatas ou talvez, diferentes partes de uma única seqüência (DOCEGEO 1988). O Grupo Buritirama ainda é pouco conhecido e há muitas dúvidas quanto ao seu posicionamento estratigráfico, que poderia ser correlacionável à porção de topo do GGP (Formação Águas Claras) (Dardenne & Schobbenhaus 2001), ou aos “*greenstone belts*” ou mesmo ser uma outra seqüência. O Grupo Igarapé Bahia é aqui considerado como parte do GGP, como será demonstrado no Capítulo 10. Os grupos Salobo e Buritirama não ocorrem na área mapeada e não serão tratados neste trabalho.

4.2 GRUPO POJUCA

O Grupo Pojuca (GP) é uma seqüência meta-vulcano-sedimentar, tipo *greenstone belt*, que aflora numa serra de direção N70°W entre o platô N1 e o Rio Itacaiúnas, com desníveis de até 400 m em relação ao Complexo Xingu. Nessa região o contato entre as duas unidades se dá através de falha de empurrão que colocou o Complexo Xingu sobre o Grupo Pojuca. Tal situação é constatada pelas sondagens (F-10 e F-11) da DOCEGEO (1984), que situam-se em área de ocorrência do Complexo Xingu, a 50 m do contato, mergulham para S-SW e interceptaram camadas de rochas do Grupo Pojuca e o contato, ambos mergulhando para NE. O furo F-10 atravessa 50 m de rochas do Complexo Xingu, 100 m do Grupo Pojuca e atinge o Granito Itacaiúnas. O furo F-11 corta 30 m de Complexo Xingu, 270 m de Grupo Pojuca e alcança o granito (figura 4.2). Rochas do Grupo Pojuca (Formação Bueno) ocorrem também ao norte da mina N4E, sob rochas do Grupo Grão Pará, ao longo de uma falha de empurrão de direção EW.

Os principais tipos litológicos do Grupo Pojuca são anfíbolitos, BIFs e xistos, em camadas de direção N40°-70°W e mergulhos variando de 50°NE a 40°SW.

O Grupo Pojuca é interpretado como mais antigo que o Grupo Grão Pará por diversos autores (DOCEGEO 1988, Macambira *et al.* 1990, Machado *et al.* 1991, Holdsworth & Pinheiro 2000) principalmente com base nos argumentos: 1) O GP é correlato ao Grupo Salobo (que é mais velho que o GGP) devido à semelhança de associação litológica, afinidade metalogenética, grau metamórfico e paralelismo de estruturas. 2) As datações disponíveis para o GP (2.732 ± 2 Ma segundo Machado *et al.* (1991)) referem-se à idade do metamorfismo de fácies anfíbolito e portanto o GP deve ser mais antigo. 3) Mellito e Tassinari (1998) obtiveram idade de metamorfismo para o Grupo Salobo de 2,75 Ga.

EON	ERA	UNIDADE		DESCRIÇÃO
FANEROZÓICO	PALEOZÓICO	CORPOS MÁFICOS INTRUSIVOS		Diques e soleiras de diabásios.
PROTEROZÓICO	INFERIOR	GRANITO SERRA DOS CARAJÁS		Granitos a anfibólios e/ou biotita
		GABRO SANTA INÊS		Gabro grosseiro hidrotermalizado
		FORMAÇÃO IGARAPÉ AZUL		Arenitos com níveis conglomeráticos e siltitos intercalados
ARQUEANO	GRUPO GRÃO PARÁ	Formação Igarapé Boa Sorte		Siltitos e folhelhos carbonáticos, com arenitos subordinados
		Formação Igarapé Cigarra		Basaltos, tufos, BIF, chert, quartzo wacke e quartzo arenito
		Formação Carajás		BIFs com soleiras de basalto
		Formação Parauapebas		Basaltos e riolitos
	GRUPO POJUCA	Formação Gameleira		Meta-wackes e meta-siltitos
		Formação Corpo 4		BIFs (sulfeto) e xistos
		Formação Bueno		Anfibolitos e BIFs (óxido)
	COMPLEXO XINGU		Gnaisses granodioríticos a tonalíticos, anfibolitos e trondhjemitos	

Figura 4.1: Coluna cronolitoestratigráfica de parte da Serra Norte, modificada de Macambira *et al.* (1990).

4.2.1 Formação Bueno

A Formação Bueno, base do Grupo Pojuca, é composta por anfibolitos com espessura média aflorante de 1.000 m e apresenta, próximo ao contato com o Complexo Xingu, extensa camada de BIF fácies óxido com 40 m de espessura.

Os anfibolitos têm textura nematoblástica e são compostos por anfibólio (40-60%), plagioclásio (25-60%) e quartzo (0-10%). Os anfibólios são hornblenda/actinolita, hornblenda/cumingtonita ou só actinolita. Secundária e acessoriamente podem ocorrer biotita, opacos, apatita e sericita.

Ocorrem ainda, cordierita-anfibolitos compostos por cordierita (38-60%), antofilita (40-50%), ou grunerita (20-40%). Em menor quantidade ocorrem plagioclásio, quartzo, clorita, biotita, apatita e minerais opacos. Sua textura mostra uma intercalação irregular de cristais de cordierita e anfibólio que, prismáticos ou fibrosos, envolvem os primeiros ou dispõem-se aleatoriamente. Quartzo, plagioclásio e os demais minerais são intersticiais. No geral os minerais estão orientados definindo a xistosidade.

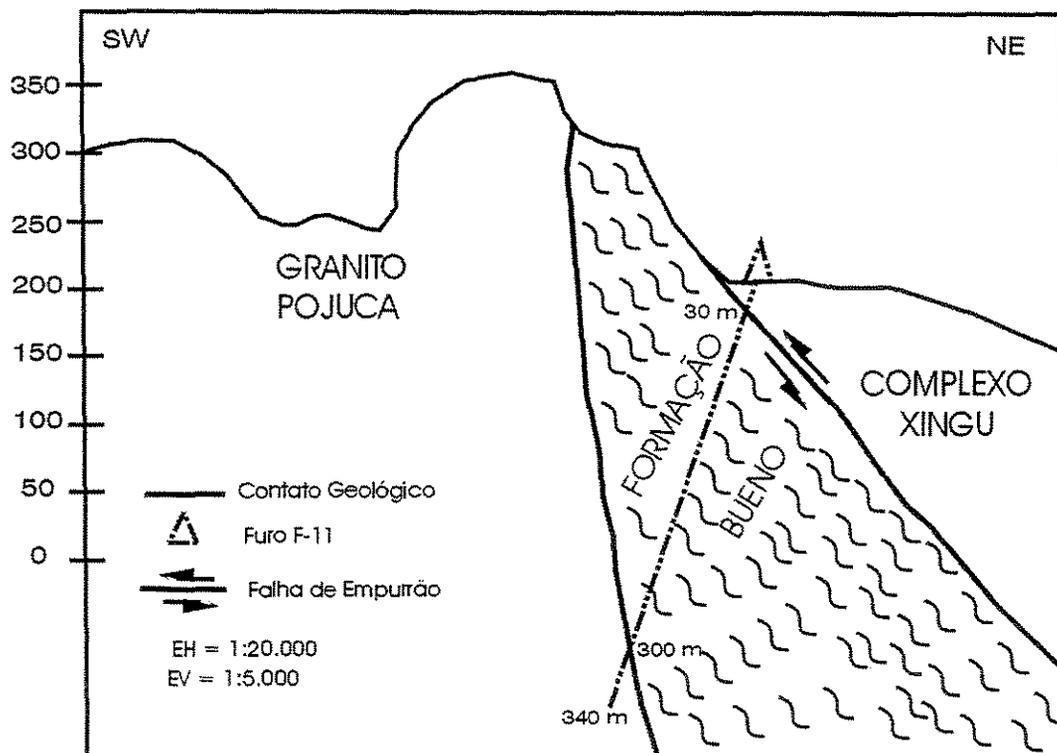


Figura 4.2: Seção geológica mostrando o contato através de falha de empurrão, que coloca o Complexo Xingu sobre a Formação Bueno (Grupo Pojuca).

4.2.2 Formação Corpo 4

A Formação Corpo 4 tem cerca de 100 m de espessura, ocorre numa faixa de cerca de 3 km de extensão, a sul do acampamento Pojuca (abandonado). Na base, apresenta BIFs de fácies sulfeto e silicato, observados em testemunhos, e no topo, xistos variados das seguintes composições: anfibólio-quarzo-granada; quartzo-muscovita-andaluzita-biotita; grunerita-quartzo e biotita-anfibólio, que ocorrem em contato concordante sobre a formação ferrífera. Mineralizações de Cu-Zn-(Au) ocorrem nos BIFs dessa unidade, na forma de calcopirita e esfalerita.

4.2.3 Formação Gameleira

A Formação Gameleira ocupa o topo do Grupo Pojuca, tem cerca de 1.000 m de espessura aflorante, com 12 km de extensão. Os litotipos principais são meta-quartzo wackes, meta-wackes arcossianos e meta-siltitos com andaluzita. Sua composição é quartzo (40%), biotita (20%), sericita e muscovita (40%). A textura é maciça, com cristais anédricos em uma matriz de muscovita e sericita. O conjunto mostra uma incipiente orientação. Localmente e de maneira descontínua formam-se pequenas faixas homogêneas de minerais.

As associações litológicas mostram que o Grupo Pojuca é uma seqüência com predominância, na porção média e basal, de rochas vulcânicas máficas e sedimentares químicas e, na porção superior, de rochas sedimentares clásticas.

O metamorfismo que atingiu o Grupo Pojuca é de grau médio (fácies anfíbolito) conforme indicado pela associação hornblenda e/ou cumingtonita com andesina (An_{32}) e pelo aparecimento de cordierita, acompanhada de antofilita.

O metamorfismo que atingiu o Complexo Xingu, o Grupo Pojuca e o Grupo Grão Pará será tratado conjuntamente no Capítulo 6, no artigo “Metamorfismo contrastante na Serra Norte-Carajás”, submetido à publicação na Revista Brasileira de Geociências.

4.3 GRUPO GRÃO PARÁ - GGP

O Grupo Grão Pará ocupa cerca de 50% da área mapeada formando platôs bem destacados, dissecados, de altitude média de 700 m, com encostas abruptas.

É representado por uma seqüência vulcano-sedimentar, tendo na base a Formação Parauapebas, com rochas vulcânicas máficas e intercalações de vulcanitos félsicos. Em seguida, ocorrem jaspilitos da Formação Carajás sobrepostos pelas rochas vulcânicas, sedimentares clásticas e químicas da Formação Igarapé Cigarra. No topo encontram-se os siltitos e folhelhos carbonáticos da Formação Igarapé Boa Sorte. O GGP apresenta contatos discordantes (tectônicos) com as unidades subjacentes.

As principais características das sub-unidades do GGP serão descritas no próximo Capítulo (5), devido à importância que tem na definição do ambiente deposicional da Formação Carajás e do GGP.

4.4 FORMAÇÃO IGARAPÉ AZUL

Discordantemente sobre o Grupo Grão Pará ocorrem arenitos fluviais que Macambira *et al.* (1990) denominaram de Formação Igarapé Azul (equivalente ao Membro Superior da Formação Águas Claras, de Nogueira *et al.* 1995, conforme esclarecido no Capítulo 6). Na área do igarapé Cajubim é possível observar espesso pacote de arenitos depositado sobre os basaltos da Formação Igarapé Cigarra. Nessa mesma área foi possível calcular a espessura da Formação Igarapé Azul em cerca de 230 m.

Os principais litotipos dessa unidade são quartzo-arenitos, quartzo-wackes, conglomerados e raros siltitos. Nas proximidades do Granito Central foram localizados numerosos xenólitos de arenitos no saprólito do granito. Próximo às bordas do Gabro Santa Inês foram observados verdadeiros *hornfels* desenvolvidos nos arenitos da Formação Igarapé Azul.

A presença de seixos de BIF, de chert e de basalto nos conglomerados e nos níveis conglomeráticos de arenitos e wackes são evidência da discordância entre a Formação Igarapé Azul e o GGP.

Figueiras & Villas (1984) e posteriormente Figueiras *et al.* (1987) realizaram estudos das litologias, texturas e estruturas sedimentares definindo, para a Formação Igarapé Azul, uma deposição predominantemente fluvial, por rios entrelaçados, com contribuição eólica. Para os conglomerados grosseiramente acamadados, localizados na serra do Paredão, concluem por um leque aluvial depositado por um fluxo de correntes, gradando progressivamente para uma planície aluvial. Intercalados nesses conglomerados descrevem arenitos avermelhados com grãos bem arredondados e bem selecionados, interpretados como de origem eólica. Na antiga estrada Bahia-Pojuca encontraram esse tipo de arenito intercalado aos arenitos fluviais da Formação Igarapé Azul.

Segundo Figueiras *et al.* (1987) a fonte do material eólico provavelmente é a areia das barras dos rios retrabalhadas pelo vento. Quanto à planície aluvial, que se desenvolve em direção às jazidas de ferro das serras Norte e Sul, estaria representada por arenitos de um sistema de barras transversais em padrão de canais entrelaçados. Esses arenitos formariam conjuntos métricos de granulometria variada, exibindo freqüente estratificação cruzada plano-paralela e mais raramente acanalada. Os níveis de pelitos, escassos e pouco espessos, representariam restos preservados de planícies de inundação. As feições de paleocorrente obtidas pelos autores indicam um sentido predominante de N60°W.

Segundo Macambira *et al.* (1990), na estrada N1-Caldeirão, foram observados dois corpos tabulares de arenitos brechóides (pontos I-20 e I-81 do Anexo I), situados a algumas centenas de metros um do outro, ambos com cerca de 70 cm de espessura (figura 4.3) e atitudes de N40°E/70°SE e N25°W/65°NE respectivamente. Eles são embutidos em clorita-quartzo xisto milonítico com foliação de N60°-70°E/70°-85°NW. A foliação foi produzida por uma zona de cisalhamento que afetou os basaltos da Formação Parauapebas.

Esses corpos de arenitos foram interpretados como resultado de depósitos em fraturas abertas em clorita-quartzo xistos (basaltos cisalhados da Formação Parauapebas) sendo uma outra evidência do hiato entre o cisalhamento dos basaltos e a deposição dos arenitos da Formação Igarapé Azul (Macambira *et al.* (1990).

4.5 GABRO SANTA INÊS

Vários diques gabróicos, de espessura quilométrica, alongados na direção NE, foram observados alojados principalmente nas rochas da Formação Igarapé Azul. Apresentam textura intergranular grosseira, sendo a composição essencial: plagioclásios andesina a labradorita (50-70%), anfibólios variando de hornblenda a tremolita-actinolita (20-45%) e piroxênios augita e hiperstênio (0-20%). Uma amostra de gabro, coletada na antiga estrada Bahia-Pojuca, foi analisada pelo método K-Ar em concentrado de anfibólio, no Laboratório de Geocronologia da USP e revelou idade de 1.976 ± 37 Ma (Macambira *et al.* 1990), permitindo correlacioná-la ao Gabro Santa Inês definido por DOCEGEO (1988).

4.6 GRANITO SERRA DOS CARAJÁS

O Granito Serra dos Carajás está representado por 3 corpos: o Central, o Itacaiúnas e o Barragem. O primeiro, maior e mais estudado, é um granito a anfibólio e/ou biotita cuja idade é 1.880 ± 2 Ma (Machado *et al.* 1991), classificado petrograficamente como um sieno-granito. O Granito Itacaiúnas é um granito típico, datado por Machado *et al.* (*op. cit.*) em 1.874 ± 2 Ma. Esses autores o denominaram de Granito Pojuca. O Granito Barragem (Borges 1995) aflora próximo à barragem de rejeito do igarapé Gelado e ainda não foi estudado em detalhe. Esses granitos mostram características químicas e tectônicas de granitos do tipo A (Dall'Agnol *et al.* 1994).

4.7 CORPOS MÁFICOS INTRUSIVOS

Diques de rochas máficas (diabásio e gabro) de pequenas dimensões (dezenas a poucas centenas de metros de largura) ocorrem encaixados nos basaltos da Formação Parauapebas (figura 4.4), assim como nas demais unidades, e foram correlacionados ao magmatismo Eo-paleozóico ou Permo-triássico, já identificados anteriormente na região (Gomes *et al.* 1975). As pequenas dimensões dos corpos e menor granulação, são os critérios de campo para distinguí-los do Gabro Santa Inês.

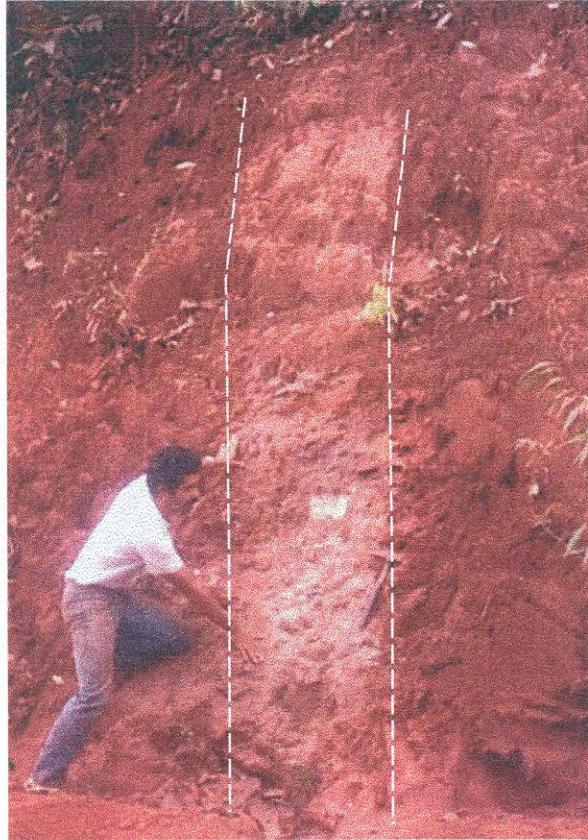


Figura 4.3: Corpos de arenitos brechóides da Formação Igarapé Azul que preenchem fraturas nos basaltos cisalhados da Formação Parauapebas.

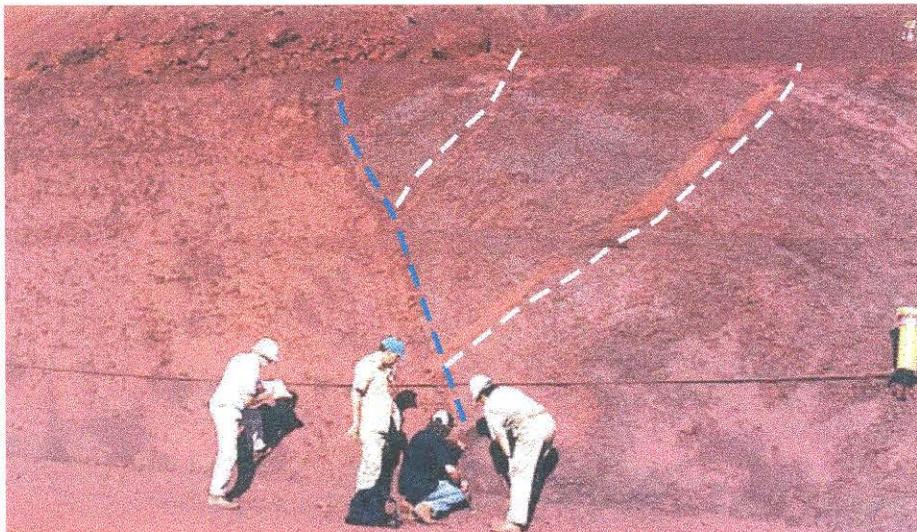


Figura 4.4: Dique de rocha máfica (lado esquerdo da foto) projetando apófises no basalto da Formação Parauapebas (tracejados brancos).

5 O GRUPO GRÃO PARÁ - GGP

É a seqüência vulcano-sedimentar que teria preenchido a “Bacia Grão Pará” no Arqueano. O GGP é parte importante da Província Mineral de Carajás, contém numerosos depósitos e ocorrências minerais e apresenta potencial para valiosas descobertas, mas é pouco conhecido nos seus aspectos ambiental e metalogenético.

As áreas de ocorrências do GGP envolvem uma região alongada WNW-ESE com um mínimo de 260 km de comprimento por 70 km de largura (calculados a partir do mapa de Hirata *et al.* 1982), uma área de afloramentos de 18.200 km², cujo perímetro seria de 660 km. Como, até o momento, não foram mapeadas fácies de borda de bacia (antigas margens), o tamanho original pode ter sido bem maior que isso. Expostas desde o Arqueano, as fácies equivalentes às margens da bacia, na época da deposição das BIFs, já teriam sido erodidas, estando preservada apenas uma porção mais central da bacia, com o empilhamento parcialmente preservado, graças ao formato sinformal da estrutura.

As ocorrências do GGP no vale do rio Xingu evidenciam a extensão geográfica dessa bacia e poderiam indicar a direção do seu eixo (E-W). O Cinturão de Cisalhamento Itacaíunas, que afetou as rochas do embasamento, tem idade de cerca de 2,8 Ga (Pinheiro & Holdsworth 2000) e direção WNW-ESSE, que poderia estar refletindo a direção da descontinuidade (geossutura) que controlou o desenvolvimento da bacia.

As principais características das unidades que compõem o GGP são apresentadas a seguir.

5.1 FORMAÇÃO PARAUPEBAS

A Formação Parauapebas teria, segundo Gibbs *et al.* (1986), de 4 a 6 km de espessura. Há desacordo na literatura (Beisiegel *et al.* 1973, Gibbs *et al.* 1986, Wirth *et al.* 1986, Teixeira 1994, Teixeira *et al.* 1997) quanto à terminologia na classificação de suas rochas (espilitos, basaltos, andesitos, andesitos meta-basálticos) e grau de metamorfismo, desde ausente (Lemos e Villas, 1983) até fácies anfibolito (Meireles *et al.* 1984). Em parte, essas diferenças de opinião são devidas aos diversos eventos que afetaram essas rochas, com intensidades diversas, tais como alteração hidrotermal e deformação localizada ao longo de planos de falhas. Outras causas poderiam ser o pequeno número de amostras analisadas, sua distribuição areal pouco

representativa ou dificuldade na coleta de amostras não alteradas. Além disso, Teixeira *et al.* (1997) estimaram, com base em evidências petrográficas e geoquímicas, juntamente com análise do comportamento das razões isotópicas do oxigênio, que cerca de 70% das rochas vulcânicas máficas sofreram alteração hidrotermal.

O estudo de mais de uma centena de amostras de rochas vulcânicas máficas permitiu identificar três grupos: 1) Basaltos com mineralogia e texturas ígneas preservadas e pouco ou nada hidrotermalizados, 2) Basaltos fortemente hidrotermalizados e 3) Meta-basaltos.

O primeiro grupo corresponde às rochas cuja composição mineralógica e química mais se aproxima daquela da lava extravasada. Desse grupo foram selecionadas quarenta amostras, sem deformação ou sinais de intemperismo, coletadas no trecho da Serra Norte entre as jazidas N1 e N5, para estudo petrográfico (Silva, 1997).

Segundo Macambira & Silva (1998), em todas as amostras as texturas ígneas estão preservadas, sendo as mais freqüentes a intergranular, (figura 5.1) em 25% das amostras, microcristalina em 22,5%, amigdaloidal em 15% e granular hipidiomórfica em 12,5%. As demais texturas encontradas, em menores proporções, foram sub-ofítica, porfirítica, ofítica, variolítica e de fluxo. São rochas compostas por plagioclásios (40%) euédricos a subédricos, na maioria prismáticos curtos (50 micrometros), de composição média An_{37} (método Michel-Lévy), o que faria com que fossem classificadas como andesitos. Porém, o teor de máficos, superior a 40% (30% de augita e 20-45% de anfibólios (hornblenda e tremolita-actinolita)), fez com que esses autores os classificassem como basaltos. Isto demonstra que o plagioclásio não tem mais a sua composição original. A presença freqüente de pigeonita e de olivina serpentinizada indicam ainda que esse basalto, originalmente, foi levemente magnesiano.

Esses basaltos mostram, freqüentemente, feições diagnósticas de resfriamento brusco, tais como “cacos” de vidro recristalizado (cloritizado) (figura 5.2) e cristais de feldspato com estruturas do tipo “*hollow center*” (figura 5.3), “fivela” e “rabo-de-andorinha” indicando que, em parte, podem tratar-se de hialoclastitos básicos ou mesmo tufos, extravasados sob a água. Desde Hirata *et al.* (1982) sabe-se da presença de hialoclastitos atestando a deposição dos basaltos em meio aquoso.

A presença de amígdalas, freqüentes, indica que a profundidade de efusão foi inferior a 2.000 m de lâmina d'água, ou, na ausência de resfriamento brusco, sub-aérea.

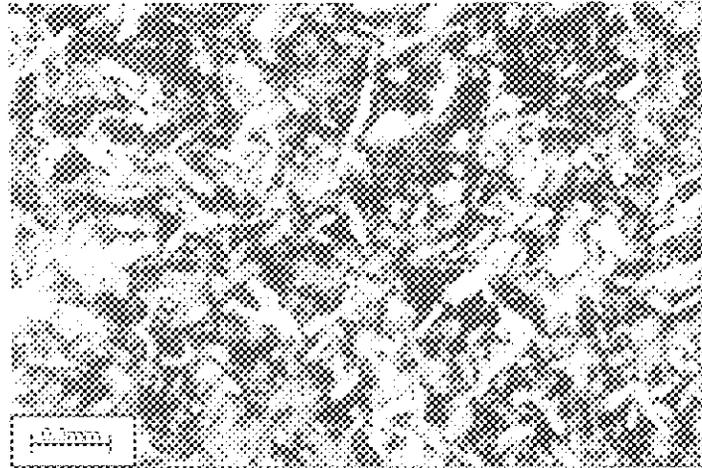


Figura 5.1: Textura intergranular em basalto da Formação Parauapebas. Nicóis cruzados. Amostra JS-12A.

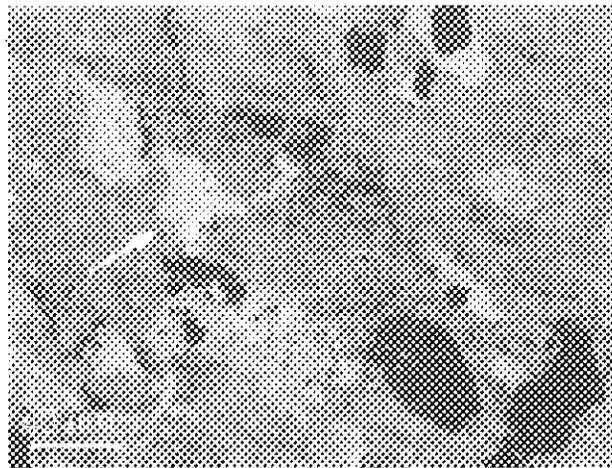


Figura 5.2: Hialo-clastito mostrando fragmentos de vidro recristalizado (cloritizado) na unidade de basaltos da Formação Parauapebas. Nicóis paralelos. Amostra N4E / F-600 (38,25-45).

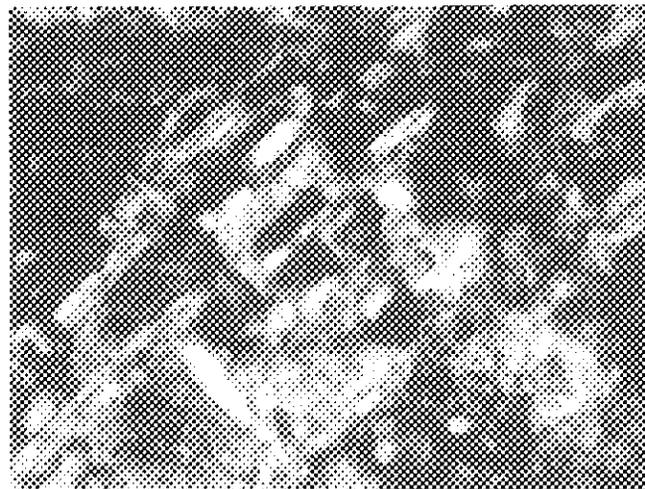


Figura 5.3: Cristalito de plagioclásio mostrando estrutura "hollow center", na porção central da foto. Nicóis cruzados.

As texturas ígneas preservadas indicam que esses basaltos da Formação Parauapebas não foram afetados por metamorfismo regional. Por se tratar de rochas de granulação fina, seria de se esperar que desenvolvessem com facilidade uma foliação, caso tivessem sofrido deformação associada ao metamorfismo regional.

O conjunto dos basaltos fortemente hidrotermalizados engloba rochas de distribuição ampla na área, de coloração verde, granulação fina, algo fraturadas, com presença de epidoto, calcedônia, carbonato e outros minerais secundários. Ao microscópio observa-se que, embora a textura ígnea esteja preservada, o plagioclásio foi total a parcialmente saussuritizado e sericitizado (figura 5.4), dificultando a sua identificação. Quando é possível determinar, a composição é sempre sódica. Não existe mais piroxênio, que foi totalmente uralitizado e a clorita e os anfibólios (hornblenda e tremolita-actinolita) agora são os minerais principais.

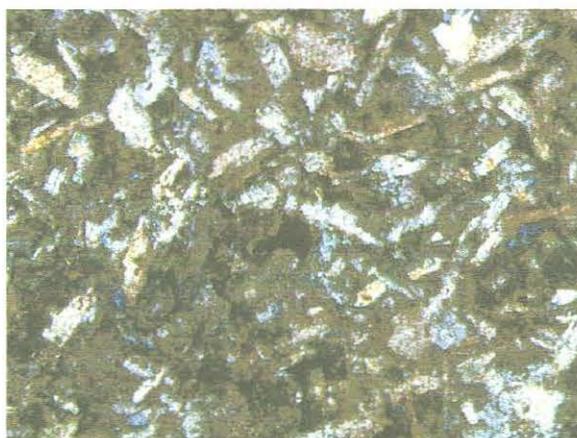


Figura 5.4: Basalto hidrotermalizado mostrando plagioclásio sericitizado. N//. Amostra JS-12A.

A alteração hidrotermal, freqüente mas de intensidade variável, está evidenciada pela presença constante de clorita (90% das amostras), sericita e argilo-minerais, além de bordas de alteração em vários minerais (augita com bordas de hornblenda, actinolita e clorita – uralitização), veios e microfraturas preenchidas por carbonato-quartzo-clorita. Essa alteração hidrotermal certamente foi responsável por tornar a composição do plagioclásio mais sódica.

Teixeira (1994) e Teixeira *et al.* (1997) identificaram dois eventos hidrotermais: o primeiro, no Arqueano, envolveria água do mar aquecida durante o vulcanismo. O segundo, no Paleoproterozóico (~1,8 Ga), estaria associado a águas meteóricas em circulação convectiva, ativadas pelo calor da intrusão do granito Carajás e seria restrito a zonas fraturadas. Esse segundo evento teria afetado as rochas da região, inclusive aquelas já afetadas pelo primeiro evento.

O conjunto dos meta-basaltos compreende rochas de coloração verde-clara, com foliação incipiente a bem desenvolvida (figura 5.5), granulação muito fina, compostas quase exclusivamente por clorita e quartzo (figura 5.6). Essas rochas predominam em faixas associadas a planos de falhas de rejeito de até 100 m, de orientação NW-SE, largura de até dezena de metros, freqüentes na Mina N4E. Essas zonas de movimentação atingiram os basaltos da Formação Parauapebas e provocaram a sua recristalização e mobilização de fluidos, que geraram rochas de ocorrência localizada, aqui denominadas de meta-basaltos.

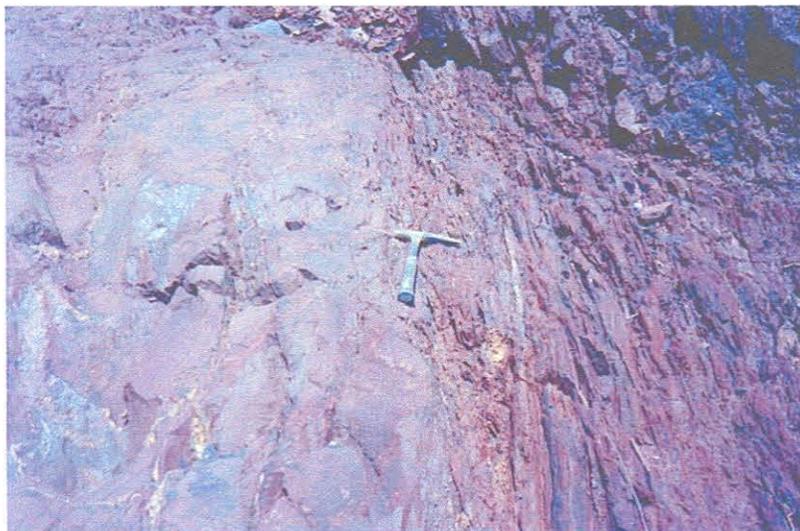


Figura 5.5: Basalto cisalhado da Formação Parauapebas, à direita do martelo e não deformado à esquerda.

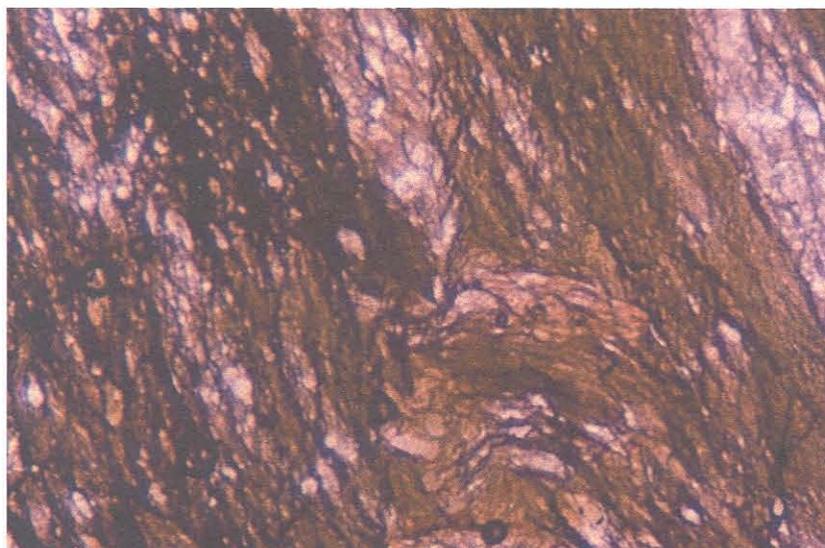


Figura 5.6: Basalto cisalhado da Formação Parauapebas com textura milonítica. Nicóis Paralelos.

Estudos geoquímicos detalhados foram realizados nas rochas vulcânicas máficas da Formação Parauapebas: Lemos & Villas (1983), Gibbs *et al.* (1986), Meirelles (1986), Teixeira e Egger (1994) e Teixeira *et al.* (1997).

Com base nesses estudos os modelos propostos para sua gênese foram:

Vulcanismo toleítico continental a partir de material do manto que sofreu contaminação crustal durante o processo de ascensão e diferenciação magmática, ou devido à subducção de material crustal para as regiões do manto que deram origem aos basaltos, provavelmente numa bacia de tipo rift continental (Gibbs *et al.* 1986);

Vulcanismo basáltico predominantemente shoshonítico, que possivelmente ascendeu até a superfície por um sistema de riftes formado em ambiente de crosta continental, ligado geneticamente a uma orogênese vizinha, relacionada a um processo de subducção (Meirelles & Dardenne 1991);

Vulcanismo de andesitos basálticos cálcio-alcálicos, em ambiente de arco de ilhas, gerados por fusão parcial acima de uma zona de subducção, a qual teria sofrido convergência oblíqua seguida por colisão continente-continente, no Arqueano (Teixeira e Egger 1994).

As divergências entre os modelos apresentados devem-se muito provavelmente às incertezas de se deduzir ambiente tectônico com base em litogeoquímica. Os modelos que envolvem subducção relevam o fato de que a seqüência vulcânica do GGP é bimodal, não ocorrendo as rochas intermediárias, típicas dos complexos de subducção (Olszewski *et al.* 1989). Oliveira *et al.* (1993) questionam as interpretações anteriores de ambiente tectônico do GGP baseadas em diagramas Th-Hf-Ta e optam por classificar as rochas como basaltos continentais intra-placa, relacionados a rifteamento continental.

A ampla alteração hidrotermal observada na maioria dos basaltos, certamente produto de hidrotermalismo submarino (Teixeira *et al.* 1997), seguramente modificou a sua composição química, portanto as classificações das rochas com base em diagramas elementais estão passíveis de incorreções, bem como os modelos geotectônicos de gênese a partir dos dados geoquímicos. Esses fatos levaram a descartar a utilidade de estudos geoquímicos profundos sobre as rochas vulcânicas. O trabalho petrográfico teve por objetivo caracterizar se as rochas sofreram

metamorfismo regional ou não, assim como fornecer critérios para uma classificação simples e segura, com base na petrografia, sem necessidade de análises químicas demoradas, caras e de resultados duvidosos.

No momento, admite-se a interpretação de Gibbs *et al.* (1986), em função do maior número e da maior distribuição das suas amostras, da situação do GGP (depositado sobre rochas continentais) e da ausência de rochas de crosta oceânica na região.

As ocorrências de riolitos na Formação Parauapebas são raras, embora haja notícias de vastas exposições no platô N5, ao norte do Aeroporto de Carajás (J. C. Rigon com. verbal). Ao microscópio observa-se que os riolitos apresentam textura porfirítica em matriz de textura felsítica esferulítica. Os fenocristais (1-2,5 mm) são em sua maioria de quartzo bipiramidal (alta temperatura), com bordas corroídas e baías de corrosão estando envolvidos por quartzo microcristalino (figura 5.7). O feldspato sódico-potássico, na maioria das vezes, é sanidina e aparece também como fenocristais bastante sericitizados, dificultando a sua definição. A matriz microcristalina é constituída por quartzo e feldspato. Como acessórios ocorrem zircão, apatita e titanita. A clorita forma massas verdes que se distribuem por quase todas as lâminas analisadas, ou em arranjo radial e, juntamente com carbonato e epidoto, formam a assembléia secundária dessas rochas.

5.2 FORMAÇÃO CARAJÁS

A Formação Carajás é constituída essencialmente por formação ferrífera bandada de fácies óxido do tipo jaspilito, quase totalmente transformada em minério hematítico até uma profundidade de algumas centenas de metros. Os jaspilitos constituem uma camada de cerca de 220 m de espessura (na área da Mina N4E) que apresenta contato concordante com a Formação Parauapebas, evidenciado pelo paralelismo entre o acamamento do minério e o plano do contato (figura 5.8). Essa camada estende-se por mais de 1 km ao longo do mergulho e, segundo Nunes (2002), dados geofísicos da Serra Leste indicam que a fonte da anomalia magnética associada às BIFs estende-se até uma profundidade de 1 km. Considerando que parte foi erodida, a camada poderia ter alguns quilômetros de extensão, ao longo do mergulho. A Formação Carajás estende-se lateralmente, do platô N1 ao platô N5 de forma quase contínua e ocupa a parte central da área, em uma faixa de direção E-W com 1 a 3 km de largura, que se bifurca no platô N4. É recoberta discordantemente pela Formação Igarapé Azul entre N1 e N2 e interrompida tectonicamente

entre N4 e N5 por falhas transcorrentes. De N1 até N3 o mergulho é, em geral, para sul, em N4 é para oeste e em N5 as atitudes da Formação Carajás estão deslocadas por falhamentos e compõem um sinclinal, cujo eixo mergulha para SW. Esta formação representa o protominério das imensas jazidas de ferro de Carajás, que ocupam o topo dos platôs N1 a N9, na serra Norte.

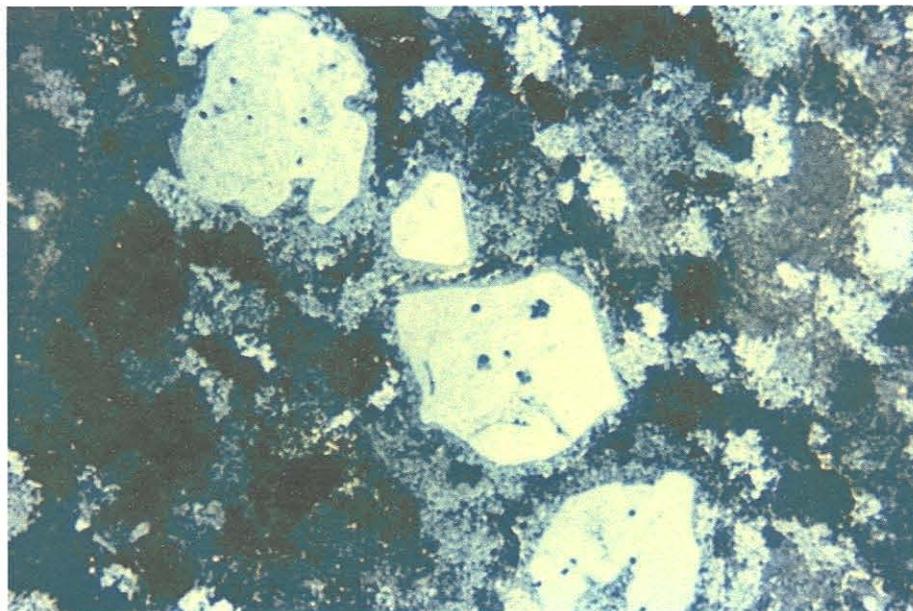


Figura 5.7: Fenocristais de quartzo bipiramidal (alta temperatura), com bordas corroídas e baías de corrosão, envolvidos por quartzo microcristalino



Figura 5.8: Situação concordante entre os planos do acamamento do minério (linhas brancas) e a superfície de contato com os basaltos da Formação Parauapebas na mina N4E (linha vermelha).

Comumente o jaspilito mostra dobramentos de pequena amplitude (decimétricos) desarmônicos, interpretados como produtos de escorregamentos (*slumps*) sin-deposicionais (figura 5.9). O próprio plano do acamamento mostra, nesses locais, ondulações e rugosidades causadas pelo escorregamento (figura 5.10). Isso significa que, pelo menos em parte, essas formações depositaram-se em planos inclinados.

Foi localizada, através de sondagem da CVRD na borda oeste da Mina N4E, uma camada de cerca de 8 m de espessura de chert bandado (branco/preto), intercalado com rocha máfica intemperizada. Essa camada constitui um marcador estratigráfico, ocorrendo sobre minério hematítico e abaixo dos basaltos da Formação Igarapé Cigarra e também foi observada a SW de N5, na mesma posição estratigráfica. Ela ocorre ainda na Serra Sul (com. verbal de Anselmo Soares), ocupando o topo do pacote de jaspilito. A coloração negra do chert é devida à presença de matéria orgânica finamente disseminada. Ocasionalmente aparecem camadas milimétricas de hematita.

Sills de rochas máficas concordantes com o acamamento não são raros na jazida N4E (figura 5.11). As estruturas sedimentares e os aspectos petrográficos, mineralográficos, variações litológicas e rochas associadas aos jaspilitos serão apresentados no Capítulo 8.

5.3 FORMAÇÃO IGARAPÉ CIGARRA

A Formação Igarapé Cigarra foi proposta por Macambira *et al.* (1990) para o conjunto de rochas que Gibbs *et al.* (1986) denominaram de Unidade Superior. Apresenta de 1 a 3 km de espessura, tendo as melhores exposições localizadas nas cabeceiras do Igarapé Cigarra, próximo à confluência da estrada PA-275 com a estrada para a pedreira do Granito Central. Essa unidade repousa concordantemente sobre a Formação Carajás, com as camadas de BIFs sendo recobertas por rochas máficas com intercalações de tufos, seguidos por sedimentos clásticos e químicos. Aflora principalmente nas encostas dos platôs e, devido à alta susceptibilidade de suas rochas à erosão e intemperismo, são poucos os afloramentos de rocha fresca.

Os litotipos mais freqüentes são basaltos bastante alterados hidrotermalmente mas com textura ígnea preservada, semelhantes aos da Formação Parauapebas. O piroxênio geralmente está transformado para anfibólio e o plagioclásio fortemente sericitizado. Titanita e opacos são acessórios e, em quantidades variáveis, aparecem quartzo, clorita, epídoto, carbonato e biotita como minerais secundários. Esses basaltos parecem ser menos magnesianos que os da Formação Parauapebas, porém, segundo Gibbs & Wirth (1990) ambos são mineralógica e quimicamente indistinguíveis.

Entre os sedimentos clásticos, ocorrem quartzo-wackes e quartzo-arenitos, de coloração cinza-esverdeada devida à clorita presente na matriz. São compostos por grãos de quartzo angulosos a sub-arredondados, policristalinos, mal selecionados, apresentando contatos côncavo-convexos até suturados, além de fragmentos de chert, rocha pelítica (mais raros), palhetas de muscovita e alguns cristais de zircão. São comuns filmes de goethita bordejando os grãos. Foram encontrados fragmentos de rocha metamórfica e de rocha ígnea máfica em um quartzo-wacke. Os sedimentos químicos estão representados por chert, encontrado nas cabeceiras do Igarapé Cigarra, e por BIFs que ocorrem como lentes nos basaltos.

O Grupo Igarapé Bahia (GIB) aflora em uma janela erosional a 25 km a oeste da área mapeada, e corresponde a uma seqüência meta-vulcano-sedimentar hidrotermalmente alterada, portadora do depósito cupro-aurífero de mesmo nome (Villas *et al.*, 2001). DOCEGEO (1988) estimou espessura superior a 1100 m para o GIB. Segundo Villas (*op. cit.*) a parte inferior deste grupo consiste predominantemente de rochas metavulcânicas máficas intercaladas com formações ferríferas bandadas, enquanto a parte superior é formada por rochas metassedimentares (metarritmitos, metassiltitos, metagrauvas) inter-estratificadas com rochas metapiroclásticas intermediárias a félsicas, bem como, com silexitos e formações ferríferas bandadas. Intercalações com metabasaltos são subordinadas na parte superior. Separando estas duas partes, ocorre uma camada de brechas hidrotermalmente alteradas com cerca de 100 m de espessura, que mostra localmente, contatos gradacionais com as rochas hospedeiras. Os metarritmitos foram interpretados por Dreher & Xavier (2001) como uma seqüência turbidítica.



Figura 5.9: Dobramentos provavelmente produzidos por escorregamentos (inter-estratal), na parte inferior direita da foto. Notar que na parte superior as camadas não estão dobradas. Borda oeste da Mina N4E

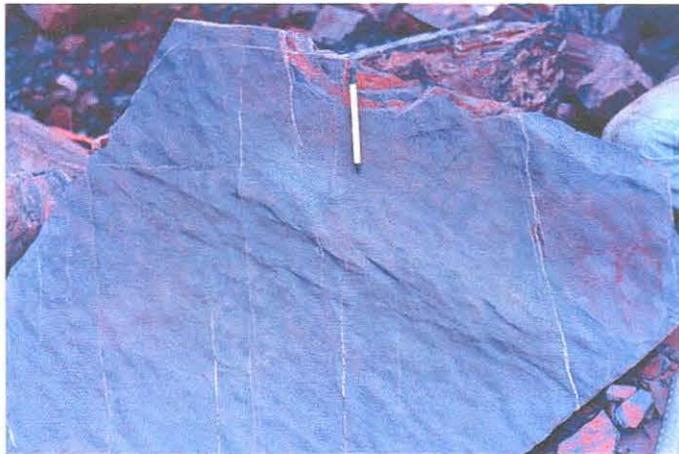


Figura 5.10: Rugosidades observadas no plano do acamamento do jaspilito.



Figura 5.11: Sill de rocha máfica, com cerca de 1 m de espessura, alterado intempericamente e dobrado juntamente com o acamamento do minério.

O GIB apresenta associação litológica muito semelhante àquela da Formação Igarapé Cigarra, com exceção da brecha, e podem ser correlacionáveis, pois ambas unidades estão na mesma “Bacia Grão Pará”, no mesmo nível estratigráfico (acima da Formação Carajás e sob a Formação Igarapé Azul) e tem idades correspondentes (capítulo 10). Além disso, as terras raras de BIFs do Grupo Igarapé Bahia (J.B. Macambira, dados não publicados) mostram anomalia positiva de Eu* e enriquecimento em ETRL semelhantes aos dos BIFs da base da Formação Carajás (Macambira e Schrank, no prelo), indicando ambientes com semelhantes influências de fontes hidrotermais submarinas. A anomalia negativa de Ce é uma característica da água do mar que não aparece nas amostras do Grupo Igarapé Bahia e é suave nas amostras da Formação Carajás. Isso seria devido à menor influência dessa água nas BIFs do Grupo Igarapé Bahia, possivelmente pelo maior volume de contribuição hidrotermal nessas BIFs. Teixeira & Eggler (1994), ao posicionarem o GIB diretamente sobre a Formação Carajás, fazem essa correlação explicitamente.

O vulcanismo máfico do GIB foi classificado por Dardenne *et al.* (1988) como cálcio-alcalino associado a arco de ilha, enquanto Lindenmayer *et al.* (1998) o consideraram toleítico continental em ambiente intra-placa.

A Formação Igarapé Cigarra e seu correlato, Grupo Igarapé Bahia, parecem representar o final das manifestações vulcânicas e sedimentação química, marcando um incremento da contribuição sedimentar clástica no Grupo Grão Pará, o que caracterizaria o início de uma seqüência regressiva nesse momento.

5.4 FORMAÇÃO IGARAPÉ BOA SORTE

A Formação Igarapé Boa Sorte foi definida por Macambira *et al.* (1990) constituindo a unidade mais superior do Grupo Grão Pará. Gibbs & Wirth (1990) também interpretaram essas rochas como a parte superior do GGP. Ao contrário, Nogueira *et al.* (1995), consideram-na Membro Inferior da Formação Águas Claras, conforme discutido no Capítulo 6. A Formação Igarapé Boa Sorte é composta essencialmente por siltitos com intercalações de folhelhos, ambos carbonosos e carbonáticos, com níveis arenosos em direção à base. Esses siltitos e folhelhos são finamente laminados (0,1 a 2 mm), cinza-escuros, constituídos por quartzo, rodocrosita, muscovita e caulinita, além de matéria carbonosa (cuja caracterização será discutida no Capítulo 12).

As rochas dessa formação englobam o proto-minério da jazida de Mn do Azul e ocorrem também no trecho, do km 38 ao km 43, da estrada Azul-Bahia. Martini (1995), com base em interpretação de imagens de satélite, radar, dados topográficos e aerogeofísicos, supõe que rochas sedimentares manganésíferas ocorrem ao sul de N1. É possível que se trate de outra ocorrência da Formação Igarapé Boa Sorte, uma vez que o local está numa posição estratigraficamente correspondente a essa unidade.

Na área da Mina do Azul a espessura dessa unidade foi estimada em 320 m (Silva, 1988) apresentando a seguinte seqüência:

No topo, ocorrem siltitos de cor marrom a vermelho com espessura superior a 70 m;

Unidade Manganésífera Superior (marga manganésífera rítmica) com espessura de 33 a 54 m;

Siltitos cinza claro a escuro e violeta com 17 a 44 m de espessura;

Siltito carbonoso com cerca de 50 m;

Unidade Manganésífera Inferior (rocha carbonática manganésífera) com 18 a 40 m de espessura;

Na base encontram-se siltitos e argilitos com espessura de 65 m;

Essa unidade representa depósitos carbonáticos associados a sedimentos pelíticos e clásticos finos que poderiam marcar a fase de fechamento da “bacia”.

Dardenne & Schobbenhaus (2001) classificam o depósito de Mn do Azul como do tipo marinho singenético, na margem de bacias anóxicas e afirmam que a mineralização original de rodocrosita deve ter se desenvolvido na zona do talude, entre a plataforma e a bacia profunda.

5.5 SÍNTESE DA “BACIA GRÃO PARÁ”

Neste item são apresentados os principais aspectos que permitem estabelecer parâmetros gerais sobre o ambiente de deposição do GGP, de forma evolutiva. Esse quadro será complementado com o estudo das BIFs, no Capítulo 8. Em seguida, são apresentados os aspectos que, embora presentes na região, não interferiram no ambiente deposicional do GGP e não serão considerados nas interpretações ambientais.

A “Bacia Grão Pará” instalou-se sobre um substrato composto pelo Complexo Xingu e Grupo Pojuca, em um ambiente de rift continental, conforme sugerido pelos estudos geoquímicos dos basaltos da Formação Parauapebas.

Avaliando-se a possibilidade de que o Grupo Pojuca (juntamente com o Grupo Salobo) seja correlato ao GGP, como sugerido por Dardenne & Schobbenhaus (2001), a área de ocorrência de rochas dessa bacia seria aumentada consideravelmente (quase ao dobro), inclusive para englobar o Grupo Buritirama (também correlato ao GGP, segundo DOCEGEO, 1988). No entanto, as seqüências Salobo, Pojuca e Buritirama pouco contribuiriam para o estudo do ambiente de deposição da bacia, uma vez que se encontram metamorfisadas a grau anfíbolito, fortemente deformadas e hidrotermalizadas. Essa correlação, no momento, não é adotada.

O preenchimento da bacia teria iniciado com cerca de 4 a 6 km de basaltos, com riolitos subordinados (Formação Parauapebas), sobre os quais depositaram-se até 400 m de BIFs (Formação Carajás), indicando período de relativa quiescência. Uma retomada do vulcanismo está registrada pelos derrames de basalto sobre as BIFs (Formação Igarapé Cigarra). No entanto, esse segundo vulcanismo (que contém lentes de BIFs e tufos) logo cessou e foi recoberto e intercalado por sedimentos clásticos (arenitos e wackes) numa espessura de 1 a 3 km, atestando uma ativação do relevo e assoreamento da bacia. As pilhas do Grupo Igarapé Bahia e Grupo Igarapé Cigarra poderiam estar depositando em diferentes partes da bacia, ao mesmo tempo. Seqüências carbonáticas com clásticos associados (Formação Igarapé Boa Sorte) teriam condições de depositar em ambientes mais rasos, restritos (plataforma marinha) com espessuras da ordem de 300 m. A inversão da bacia e sua exposição teriam causado o seu preenchimento com características de regressão marinha.

O GGP, pela sua natureza vulcano-sedimentar, apresenta rochas que se formaram numa variedade de ambientes geológicos dentro do ambiente maior, a “Bacia Grão Pará”. Essa bacia, desde a sua instalação até a sua inversão, controlou a ocorrência e distribuição desses ambientes, alguns mais amplos e outros mais restritos, que ocuparam sítios específicos, com limites transicionais entre si, no espaço e no tempo. Os diversos eventos superimpostos (deformação, hidrotermalismo, intrusões, intemperismo, erosão, etc.) apagaram ou modificaram o registro geológico, dificultando a reconstrução dos diversos ambientes que existiram durante a evolução do GGP.

A alteração intempérica não é escopo deste trabalho e, apesar de ter afetado praticamente todas as rochas, permite ainda identificá-las. Além disso, foram trabalhadas as amostras mais isentas de sinais de intemperismo. Os demais eventos superimpostos registrados na região são o metamorfismo regional, a deformação e a alteração hidrotermal.

As análises petrográficas permitem concluir que os basaltos, apesar de alterados hidrotermalmente, estão com texturas ígneas preservadas. As BIFs mostram recristalização heterogênea do chert e estruturas primárias e diagenéticas preservadas. Conforme discutido nos Capítulos 6 e 8, essas feições indicam que um evento de soterramento, com metamorfismo regional associado, não atuou sobre as rochas do Grupo Grão Pará. Esta constatação é importante, pois estabelece que o GGP depositou-se em uma bacia instalada sobre um embasamento polimetamórfico composto pelo Complexo Xingu e pelo Grupo Pojuca. Ao mesmo tempo, torna os resultados da petrografia e geoquímica confiáveis, por retratarem o material mais representativo do sedimento depositado, submetido apenas à diagênese.

A deformação que atingiu o GGP claramente é posterior à deposição da unidade (Pinheiro & Holdsworth 2000) e portanto não interferiu nos processos que atuavam na bacia na época da deposição. Embora os pacotes rochosos tenham sido deslocados, as feições estruturais geradas são compatíveis com processos tectônicos típicos de níveis estruturais rasos num regime rúptil a rúptil-dúctil e as deformações foram concentradas em faixas preferenciais, muito provavelmente reativações de antigas descontinuidades, conforme concluíram Pinheiro & Holdsworth (op. cit.). A percolação de fluídos através dessas descontinuidades alterou, às vezes profundamente, vários conjuntos rochosos. A instalação de granitos proterozóicos (1,88 Ga) teria fornecido não só as soluções hidrotermais como gerado calor para ativar soluções presentes nas rochas.

6 METAMORFISMO

A questão do metamorfismo na área estudada foi tratada no artigo a seguir: “Metamorfismo contrastante na Serra Norte – Carajás (Pará)”, submetido para publicação na Revista Brasileira de Geociências.

METAMORFISMO CONTRASTANTE NA SERRA NORTE – CARAJÁS (PARÁ)

Joel Buenano Macambira

Cx. Postal 1611 - CEP 66.075-900 Belém-Pará.

E-mail: joel@ufpa.br

Alfonso Schrank

Caixa Postal 6152 – CEP 13081-970 Campinas-São Paulo

E-mail: alfonso@ige.unicamp.br

José Fernando Pina Assis

Cx. Postal 1611 - CEP 66.750-900 Belém-Pará

E-mail: josepina@ufpa.br

Resumo

Este trabalho aborda aspectos mineralógicos e petrológicos, que caracterizam o grau de metamorfismo a que foram submetidas as unidades litoestratigráficas ocorrentes na Serra Norte-Carajás. O Complexo Xingú é caracterizado como uma sequência que envolve vários litotipos metamórficos e magmáticos, que teria sido migmatizada e gnaissificada, tendo sofrido além do metamorfismo na fácies anfíbolito, processos de fusão parcial, conforme é evidenciado pelas paragêneses e pela presença de leucossoma granítico. O Grupo Pojuca foi submetido a metamorfismo de médio grau (fácies anfíbolito), evidenciado pela presença de hornblenda e/ou cummingtonita e andesina (An_{32}) e pelo aparecimento de cordierita juntamente com antofilita. O Grupo Grão Pará é considerado como uma unidade que não sofreu o metamorfismo de fácies anfíbolito, conforme evidenciado pela preservação das texturas e minerais ígneos primários nos basaltos das formações Parauapebas e Igarapé Cigarra. Além disso, os jaspilitos da Formação Carajás, preservam as suas estruturas sedimentares, tais como de escavação e preenchimento (*scour-and-fill*), e não mostram feições de recristalização. A presença, nos basaltos, de piroxênio com bordas de alteração para hornblenda, tremolita-actinolita e até mesmo para clorita, que caracterizaria uma assembléia de fácies xisto-verde, é interpretada como produto de alteração hidrotermal. As deformações observadas (presença de brechas e milonitos) estão restritas às zonas de cisalhamento. Os arenitos da Formação Igarapé Azul são considerados como não metamorfisados, com base no grau de cristalinidade da illita, na presença de feições primárias e diagenéticas preservadas e na ausência de feições de recristalização. É demonstrado que pode-se separar, com base no grau metamórfico, dois conjuntos distintos. Um mais antigo e que sofreu metamorfismo de médio grau, composto pelo Complexo Xingu e Grupo Pojuca, e outro, mais jovem e que não apresenta sinais de metamorfismo, constituído pelo Grupo Grão Pará e

Formação Igarapé Azul. As evidências caracterizam bem as diferenças na evolução geológica para os dois conjuntos, levando os autores a considerarem o Grupo Pojuca como um greenstone belt depositado sobre o Complexo Xingu e, junto com este metamorfisado, com afinidade metalogenética para Au-Cu-Zn-Ag e o Grupo Grão Pará como uma sequência vulcano-sedimentar não metamorfisada, depositada sobre um substrato composto pelo Complexo Xingu e Grupo Pojuca e propícia para acumulações sedimentares de Fe-Mn.

Palavras-chave: metamorfismo, Carajás, Grupo Grão Pará

Abstract (Contrasting Metamorphism in Serra Norte – Carajás (Pará State))

This paper treats over mineralogical and petrological aspects which characterize the metamorphic grade undergone by the lithostratigraphic units that occur in the Serra Norte, Carajás region. The Xingú complex is a unit that involves several metamorphic and magmatic rocks. This unit should be affected by migmatization and gneissification and undergone, besides metamorphism in amphibolite facies, partial melting as evidenced by mineralogical paragenesis and presence of granitic leucosome. The Pojuca group was affected by medium grade metamorphism (amphibolite facies) as stated by the presence of hornblende and/or cummingtonite and andesine (An_{32}) and by the occurrence of cordierite together with antofillite. The Grão Pará group is a unit that did not undergo the amphibolite facies metamorphism, as evidenced by the primary igneous textures and minerals preserved in the basalts of the Parauapebas and Igarapé Cigarra formations. The basalts presents pyroxenes with alteration aureole made by hornblende, tremolite-actinolite and even chlorite which would characterize a greenschist facies assemblage, however this features are here interpreted as product of hydrothermal alteration. Moreover, jaspilites from the Carajás formation shows sedimentary structures, as scour-and-fill and have no recrystallization features. The features of deformation (breccias and mylonites) are restricts to shear zones. The sandstones of the Igarapé Azul formation did not undergo metamorphism, as stated by the crystallinity of the illite, by the presence of primary and diagenetic features preserved and by the absence of recrystallization features.

The paper shows that it is possible to separated two distinct groups, founded on the metamorphic grade. The first, older, of the medium metamorphic grade, composed by the Xingú complex and Pojuca group and a second, younger, which have no signs of regional

metamorphism, composed by the Grão Pará group and Igarapé Azul formation. The evidences points to differences in the geologic evolution for the two sets, leaving to think the Pojuca group as a greenstone belt deposited over the Xingú complex, already metamorphosed, with metallogenetic affinity to Au-Cu-Zn-Ag deposits and the Grão Pará group, as a volcano-sedimentary sequence, not metamorphosed, deposited over a substratum composed by the Xingú complex and Pojuca group and favorable to sedimentary accumulations of Fe-Mn deposits.

Key words: Metamorphism, Carajás, Grão Pará group

INTRODUÇÃO

A questão do metamorfismo na Serra Norte não tem sido consensual, conforme a interpretação de diversos autores que trabalharam na área. Lemos e Villas (1983) destacaram que não são claras as evidências de metamorfismo nas rochas do Grupo Grão Pará (GGP). Meireles *et al.* (1984) afirmaram que o metamorfismo varia de fácies xisto-verde no GGP a anfibolito médio a alto no Grupo Pojuca (GP), enquanto Gibbs *et al.* (1986) registraram que as rochas vulcânicas máficas do GGP indicam baixo grau metamórfico e que há aumento do cisalhamento e do grau metamórfico na borda norte do GGP (ao longo da estrada NI-Pojuca).

Embora possa parecer uma questão puramente acadêmica, ela tem implicações estratigráficas importantes que interferem na apresentação dos modelos genético-evolutivos da região, afetando também o enfoque do seu arcabouço metalogenético e prospectivo.

Um trabalho de mapeamento geológico básico, realizado por alunos e professores do Curso de Geologia da UFPA (Macambira *et al.* 1990) permitiu a execução de perfis ao longo do contato norte do GGP, na Serra Norte (figura 6.1), e a observação da variação metamórfica naquele setor. Visitas posteriores a áreas antes inacessíveis, a evolução do conhecimento geológico sobre a região e estudos petrográficos complementares levaram à proposta aqui apresentada.

Figura 6.1: Mapa geológico da região de Carajás, modificado de DOCEGEO (1988) e Tallarico et al. (2000)

ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A Serra Norte constitui um conjunto de elevações (500-700 m) que engloba os depósitos de Fe denominados por Beisiegel *et al.* (1973) de N1 a N9, além do depósito do Pojuca (Cu-Zn-Au-Mo-Ag) e faz parte da estrutura da Serra dos Carajás. Essa estrutura foi interpretada por Resende e Barbosa (1972) e Silva *et al.* (1974) como um grande sinclínório falhado de eixo com caimento para WNW. Araújo *et al.* (1988) e Araújo e Maia (1991) definiram uma estrutura em flor positiva representada por um sigmóide alongado na direção WNW-ESE, que estaria associado a um sistema transcorrente sinistral de caráter dúctil-rúptil (Sistema Transcorrente Serra dos Carajás).

O empilhamento estratigráfico proposto por Macambira *et al.* (1990) sugere que, sobre o Complexo Xingú (embasamento na região da Serra Norte) teriam se depositado as seqüências do tipo “*greenstone belt*” (Grupo Pojuca), que teriam sido metamorfisadas e deformadas há 2.859±2 Ma (U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991) e, junto com o Complexo Xingú, atuado como substrato para deposição do GGP, há 2.759±2 Ma (U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991) e da Formação Igarapé Azul (Águas Claras?). Por volta de 2.581 até 2.497 Ma (Machado *et al.* 1991) teria havido a movimentação (reativação?) da Falha Carajás e, entre 1.883 e 1.874 Ma (Machado *et al.* 1991), o alojamento dos granitos tipo Carajás (Figura 6.1).

O mapeamento revelou que, na área da Serra Norte, o Complexo Xingú está representado por gnaisses graníticos, granodioríticos e tonalíticos além de anfibolitos e intrusões tonalíticas subordinadas. Os gnaisses mostram bandamento mili a centimétrico no qual as bandas quartzo-feldspáticas se alternam com bandas onde predominam biotita e anfibólios. Nas proximidades do platô N1 a direção predominante da foliação varia de N15° a 85°W com mergulhos de 50°-70°NE.

O Grupo Pojuca é constituído principalmente por anfibolitos, formações ferríferas bandadas e xistos, em camadas com direção N40°-70°W e mergulhos variando desde 50°NE até 40°SW. Segundo Farias *et al.* (1984) e Saueressig (1988) haveria uma tendência de variação do metamorfismo de fácies xisto-verde para anfibolito de leste para oeste.

A base do Grupo Pojuca (Formação Bueno) (DOCEGEO 1987), é constituída por anfibolitos variados e formação ferrífera bandada (banded iron formation – BIF) dos tipos óxido (compostas por bandas de hematita/magnetita e quartzo (figura 6.2)) e silicato (com 60% de quartzo e 40% de anfibólio e pequenas quantidades de minerais opacos (figura 6.3)), onde foram

identificados Fe-hastingsita e grunerita. Os anfíbolitos, de típica textura nematoblástica, são compostos por anfíbólio (40-60%), plagioclásio andesina An₃₂ (25-60%) e quartzo (0-10%). O anfíbólio pode estar presente como cristais de hornblenda e de actinolita e como cristais mistos de hornblenda com borda de actinolita (figura 6.4) e hornblenda/cummingtonita. Ocorre também cordierita-anfíbolito, composto de cordierita (38-60%), antofilita (40-50%) ou grunerita (20-40%). Na Formação Corpo Quatro ocorrem BIF (fácies sulfeto e silicato) com mineralização de Cu-Zn e, no topo, xistos com as associações anfíbólio-quartzo-granada; quartzo-muscovita-andalusita-biotita; grunerita-quartzo e biotita-anfíbólio. A Formação Gameleira, topo do Grupo Pojuca, é composta por meta-quartzo-wackes, meta-wackes arcoseanos e metasiltitos com andalusita, de textura maciça com cristais anédricos de quartzo em matriz de muscovita e biotita.

Figura 6.2: Fotomicrografia de BIF (facies óxido) da Formação Bueno mostrando bandamento de quartzo com hematita/magnetita, recristalizados.

Figura 6.3: Fotomicrografia de BIF (facies silicato) da Formação Bueno, mostrando bandamento de quartzo com anfíbólio.

Figura 6.4: Fotomicrografia de anfíbolito da Formação Bueno mostrando cristal de hornblenda com bordas de actinolita.

O GGP é constituído, na base, por basaltos e riolitos subordinados (Formação Parauapebas), em seguida ocorrem BIF com sills de basaltos (Formação Carajás), basaltos, tufos, BIF, chert e arenitos (Formação Igarapé Cigarra) e, no topo, siltitos e folhelhos carbonáticos da jazida de Mn do Azul (Formação Igarapé Boa Sorte). Essas unidades apresentam dobras amplas com eixos na direção NW, sem desenvolvimento de foliação, exceto nas zonas de cisalhamento.

A Formação Igarapé Azul é composta por arenitos, conglomerados e siltitos. Com base na observação de seixos de BIF da Formação Carajás presentes nos níveis conglomeráticos, Macambira *et al.* (1990) posicionaram essa unidade discordantemente sobre o GGP. Esses autores descreveram corpos tabulares de arenito conglomerático alojados em fraturas abertas nos basaltos cisalhados da Formação Parauapebas, que seriam evidência do hiato entre a deformação dos basaltos e a deposição dos arenitos da Formação Igarapé Azul.

Segundo Nogueira *et al.* (1995) a Formação Águas Claras repousa discordantemente sobre o GGP e compreenderia, na base (Membro Inferior), os siltitos, folhelhos e arenitos que Macambira *et al.* (*op. cit.*) consideraram como Formação Igarapé Boa Sorte, enquanto no topo (Membro Superior), ocorreriam os arenitos considerados Formação Igarapé Azul por Macambira

et al. (1990). Segundo Araújo *et al.* (1988) a Formação Águas Claras seria o topo do GGP, imediatamente acima da Formação Carajás. A tabela 6.1 compara as interpretações desses autores.

Tabela 6.1 – Relações estratigráficas e subdivisões da Formação Águas Claras segundo diferentes autores.

Nogueira *et al.* (1995) divide a Formação Águas Claras em Membro Superior, com características de ambiente litorâneo e fluvial e Membro Inferior, de características de plataforma marinha. No entanto, esses autores mostram em seu artigo, tanto em mapa como em seções, 1) que o contato entre os dois membros ocorre por falhas, 2) que há uma duplicidade de ambientes (marinho e fluvial) nessa formação e 3) que a separação em membros está baseada na razão arenito/pelito, uma característica litológica das rochas. Nossas observações do local onde seria o contato indicam a presença de um vale encaixado (possível falha) e ausência de afloramentos numa extensão de cerca de 100 m. Por esses motivos adota-se o empilhamento proposto por Macambira *et al.* (1990), segundo o qual os arenitos fluviais e litorâneos pertenceriam à Formação Igarapé Azul, que repousa discordantemente sobre os pelitos merinhos da Formação Igarapé Boa Sorte e demais unidades do GGP.

METAMORFISMO NO COMPLEXO XINGU E GRUPO POJUCA

As duas unidades foram afetadas pela migmatização e gnaissificação que atingiu o Complexo Xingú em 2.859 \pm 2 Ma (Machado *et al.* 1991). Os gnaisses tonalíticos mostram forte orientação do quartzo, biotita e plagioclásio amendoado (figura 6.5). Os gnaisses granodioríticos apresentam plagioclásio An₂₅₋₃₂ (25-56%), quartzo (25-34%), microclínio (14-20%), biotita (15%) e Fe-hastingsita (10%). Os porfiroclastos de quartzo estão estirados e os de feldspato mostram-se amendoados, às vezes entremeados por biotita, anfibólio, quartzo recristalizado e microclínio.

Figura 6.5: Fotomicrografia de gnaisse do Complexo Xingu, mostrando orientação de quartzo e biotita e cristal amendoado de plagioclásio.

No Complexo Xingu as paragêneses, representadas por plagioclásios (An₂₅₋₃₂), quartzo, microclínio, biotita e anfibólio (Fe-hastingsita) são compatíveis com condições de metamorfismo de fácies anfibólito. A presença de biotita e Fe-hastingsita sugere presença de água no sistema, indicando que as condições de metamorfismo de alto grau não foram atingidas. Não foram

observados registros claros de anatexia nos afloramentos estudados, embora Machado *et al.* (1991) descrevam duas fases de migmatização, a mais jovem representada por leucossoma granítico não deformado.

O metamorfismo no Grupo Pojuca é de médio grau (fácies anfíbolito), conforme evidenciado pela associação hornblenda e/ou cummingtonita com andesina An₃₂ e pelo aparecimento de cordierita com antofilita. Minerais de condições metamórficas mais baixas (clorita, actinolita, etc.) foram também observados, geralmente em forma de coroas ou nas bordas de outros minerais. Estes são atribuídos à alteração hidrotermal mais ou menos intensa, porém de distribuição irregular na escala do mapeamento, que afetou o Grupo Pojuca. A alteração hidrotermal teria sido produzida pelo alojamento do Granito Pojuca, visto que as transformações mais notáveis foram observadas próximo do contato com o corpo intrusivo. Além disso, conforme demonstrado por furos de sondagem da DOCEGEO, o granito estende-se amplamente, em profundidade, sob as rochas do GP. Não foi observada tendência direcional na variação da intensidade da alteração hidrotermal, havendo locais onde é incipiente, atingindo apenas as bordas de minerais (figura 6.6) e locais onde foi mais intensa, causando a transformação total da rocha, como no caso das zonas de cisalhamento, com desenvolvimento de milonitos de fácies xisto-verde. Portanto, as assembléias de fácies xisto-verde que caracterizariam a gradação no metamorfismo são interpretadas como posteriores ao pico do metamorfismo regional, associadas à intrusão granítica mais jovem ou a zonas de cisalhamento localizadas. Medeiros Neto e Villas (1985) concluíram que o metamorfismo regional de fácies anfíbolito, na área Pojuca, ocorreu em condições de temperatura entre 550 e 650⁰ C e pressão menor que 5 kb.

Figura 6.6: Fotomicrografia de anfíbolito do Grupo Pojuca mostrando cristal de hornblenda com bordas alteradas para tremolita/actinolita.

O GP seria uma seqüência vulcano sedimentar do tipo greenstone belt, depositada discordantemente sobre o Complexo Xingu (já metamorfisado) e, há cerca de 2.860 Ma teria sofrido o metamorfismo regional que causou a última migmatização do Complexo Xingu. A seqüência tem afinidade metalogénica para Cu–Zn (Au–Mo) vulcanogénicos exalativos, conforme demonstrado por Medeiros Neto (1985) e Medeiros Neto e Villas (1985).

METAMORFISMO NO GRUPO GRÃO PARÁ E FORMAÇÃO IGARAPÉ AZUL

Os basaltos das formações Parauapebas e Igarapé Cigarra mostram as texturas ígneas (intergranular, microcristalina e amigdaloidal) (figuras 6.7 e 6.8) e assembléias magmáticas (plagioclásio, augita, hornblenda) preservadas. Os minerais de fácies xisto-verde são interpretados como produto de alteração hidrotermal, principalmente em função da presença de piroxênio com bordas de alteração para hornblenda e/ou tremolita-actinolita e até para clorita (Silva 1997; Macambira e Silva 1998).

Figura 6.7: Fotomicrografia de basalto da Formação Parauapebas mostrando texturas intergranular e microporfírica preservadas.

Figura 6.8: Fotomicrografia de basaltos da Formação Parauapebas mostrando amígdalas preservadas e preenchidas por clorita.

Os jaspilitos da Formação Carajás mostram estruturas sedimentares preservadas, como por exemplo, do tipo escavação-e-preenchimento (*scour-and-fill*) (figura 6.9), composição mineralógica de chert e hematita/magnetita e ausência de recristalização que pudesse ser associada a metamorfismo regional (Silva 1994; Macambira e Silva 1995). As evidências de deformação (brechas e milonitos) estão restritas a zonas de falhas e de cisalhamento.

Figura 6.9: Fotomicrografia de jaspilito da Formação Carajás que mostra parte da estrutura de escavação e preenchimento (scour-and-fill) preservada e truncamento primário da laminação. Pol. X

As rochas sedimentares das formações Igarapé Cigarra e Igarapé Boa Sorte (cherts, jaspilitos, arenitos, siltitos e folhelhos) não mostram evidências de recristalização metamórfica e os arenitos, conglomerados e siltitos da Formação Igarapé Azul também não mostram evidências de metamorfismo regional.

Figueiras e Villas (1984) estudaram a matriz de mais de uma centena de amostras de arenitos da Formação Igarapé Azul para analisar os polimorfos da ilita e seu grau de cristalinidade. O resultado mostrou uma nuvem de pontos na zona de anquimetamorfismo. Considerando os aspectos microtexturais tipicamente sedimentares e sem evidências de deformação ou recristalização metamórfica (figuras 6.10 e 6.11), Figueiras e Villas (1984) preferiram tratar essas rochas como não metamorfisadas.

Figuras 6.10: Fotomicrografia de arenito da Formação Igarapé Azul mostrando a borda original de recristalização do grão sem sinais de deformação, apesar da recristalização da matriz.

Figura 6.11: Fotomicrografia de arenito da Formação Igarapé Azul mostrando sobrecrecimento de quartzo na matriz, perpendicular à borda do grão, evidenciando ausência de deformação metamórfica.

O GGP, uma seqüência vulcano-sedimentar não metamorfisada, teria sido depositada há cerca de 2,76 Ga e sua afinidade metalogenética seria para formar depósitos de Fe-Mn sedimentares.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O mapeamento ao longo das estradas que vão do acampamento N1 ao acampamento Pojuca, tanto pela estrada nova, a NW, como pela estrada velha a NE, mostra claramente que, logo na descida do platô de N1, na margem da estrada afloram basaltos típicos do GGP (Formação Parauapebas). Gradualmente os basaltos vão se tornando levemente foliados até passarem a clorita-xistos no sopé do platô. Em seguida, ocorre uma área plana sem afloramentos e passa-se para os xistos do GP. O trecho de cerca de 2 km onde ocorrem os basaltos foliados com direção $N60^{\circ}E/50-70^{\circ}NW$ tem continuidade para leste e, ao norte de N3, no vale do Igarapé Cigarra, novamente ocorrem os basaltos com a mesma direção de foliação. Nas proximidades da Pera Ferroviária, ao norte da mina N4E, novamente ocorrem os basaltos foliados. Os três perfis alinhados, compõem uma zona de cisalhamento com cerca de 2 km de largura por pelo menos, 20 km de comprimento na borda norte do GGP, justamente na passagem para o Complexo Xingu ou para o GP. Na parte norte de N4E foi possível medir a foliação dentro desta zona de cisalhamento de caráter sinistral, que tem direção $N80^{\circ}E/44^{\circ}NW$ com lineação de estiramento $39^{\circ}/N20^{\circ}E$, mostrando uma compressão de NE para SW (Macambira e Borges 1994; Borges 1995).

É notável que todas as rochas, ígneas ou sedimentares do GGP, mostram claramente suas texturas e composição mineralógica primárias preservadas. As rochas da Formação Igarapé Azul também não estão recristalizadas. Fica claro que o metamorfismo regional que atingiu o GP não afetou o GGP. Além disso, embora ao norte da jazida N4 a direção seja aproximadamente a mesma, a intensidade das deformações que atingiram os dois conjuntos são bastante diferentes. As rochas do GP apresentam foliação com mergulhos de $50-60^{\circ}NW$ e direção $N20-80^{\circ}E$ enquanto no GGP as dobras são abertas, sem foliação plano-axial e com eixos mergulhando para $260-285^{\circ}Az$.

O mapeamento demonstrou que não há gradação na intensidade do metamorfismo entre o GP e o GGP, ao contrário, a passagem é brusca entre as duas unidades (salvo na zona de cisalhamento). Além disso, há diferenças importantes na evolução geológica dos dois grupos, com consequências na sucessão estratigráfica, ou seja, há duas unidades distintas. Essa constatação tem implicações na evolução geológica, pois estabelece que o GGP depositou-se, há 2.759 Ma sobre um substrato metamorfizado há 2.859 Ma (migmatização do Complexo Xingu que também afetou o GP). Isto é, a deposição do GP deve ter ocorrido antes de 2.859 Ma e portanto teríamos que ter duas bacias distintas no tempo, para GP e GGP.

A constatação de que a região da Serra Norte envolve duas sequências com evolução distinta uma da outra também tem importantes implicações estratigráficas e metalogenéticas. O GP seria um *greenstone belt* arqueano, metamorfizado, cisalhado, com ocorrências de metais (Cu-Zn-Au-Mo-Ag), sendo possivelmente correlato ao Grupo Salobo. Em conjunto, ocorrem por uma vasta área, em torno das ocorrências de rochas do GGP ou isoladas sobre o Complexo Xingu. Ambos tem mineralização de cobre em formação ferrífera do tipo magnetita e silicato. Estão estruturalmente separados do GGP, com relações estratigráficas mascaradas por metamorfismo e deformação. Os grupos Salobo e Pojuca assemelham-se tanto na associação litológica, característica metalogenética, grau metamórfico e orientação de estruturas que foram reunidos inicialmente em uma única Sequência Salobo-Pojuca (Hirata *et al.*, 1982, Medeiros Neto, 1985, Machado *et al.*, 1988), denominada Grupo Salobo-Pojuca por Pimentel *et al.* (2003).

Onde puderam ser observados, os contatos, entre o GGP e o Complexo Xingu ou GP, são tectônicos, com desenvolvimento de foliações nas rochas do GGP, porém, nas regiões distantes do contato, elas não estão afetadas. Essa observação indica comportamento mecânico distinto para os dois conjuntos, mesmo considerando que o GGP repousa ora sobre o GP, ora sobre o Complexo Xingu. Esses dois últimos, ao contrário, estão sempre com fortes deformações, mesmo longe do contato com o GGP.

Holdsworth & Pinheiro (2000) afirmam que o Grupo Salobo foi afetado pelo metamorfismo (fácies granulito a anfíbolito) e deformação do Cinturão Itacaiúnas e que o GP foi afetado pela deformação e metamorfismo do Sistema de Cisalhamento Carajás, em fácies xisto verde. Conforme foi demonstrado, o metamorfismo do GP é de grau anfíbolito, semelhante ao do Grupo Salobo e deve ter sido afetado pelo mesmo evento de implantação do Cinturão Itacaiúnas.

Gibbs *et al.*(1986) demonstraram que existiu contaminação de crosta continental nos basaltos da Formação Parauapebas. A deposição do GGP num ambiente tectônico relativamente estável propiciou condições de acumulação de extensos depósitos de ferro e manganês. A instalação dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento e da Falha Carajás afetou o GGP e a Formação Igarapé Azul, provocando remobilização de soluções e metais que alteraram as rochas do GGP ao longo de falhamentos. É possível que, como as descontinuidades do embasamento continuavam ativas, houvesse migração de soluções dessas rochas para armadilhas estruturais e litológicas, como por exemplo as brechas do depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia. Essa possibilidade demonstra como é importante estabelecer as relações estratigráficas entre o GP (e Grupo Salobo) e o GGP.

Existe a possibilidade de que GP e GGP sejam correlatos, com as diferenças de grau metamórfico e de intensidade das deformações sendo explicadas por movimentos tectônicos que os colocaram em contato no mesmo nível (Medeiros Neto & Villas, 1985), no entanto, essa alternativa implica em deformações e estruturas ainda não mapeadas em Carajás e não é assumida, no momento.

Agradecimentos

Os autores agradecem à DOCEGEO, à CVRD, ao Dept^o de Geologia da UFPA, à SEPLAN/PA, ao DNPM/PA pelo apoio logístico e financeiro na fase de mapeamento. Aos professores do Centro de Geociências/UFPA Dr. José Francisco da Fonseca Ramos, Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas, Dr. Marcio Dias Santos e Ms. José Pedro de Azevedo Martins e ao Ms. Alexandre José Martins Figueiras, pela colaboração durante a fase de campo. Aos alunos concluintes do Curso de Geologia/UFPA, pelos trabalhos de campo e laboratório. Aos geólogos e técnicos da DOCEGEO pelo apoio no campo e valiosas discussões sobre a geologia da área.

Referências

Araújo O.J.B., Maia R.G.N., João X.S.J., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: SBG, Congr. Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, *Anais*, 324-338.

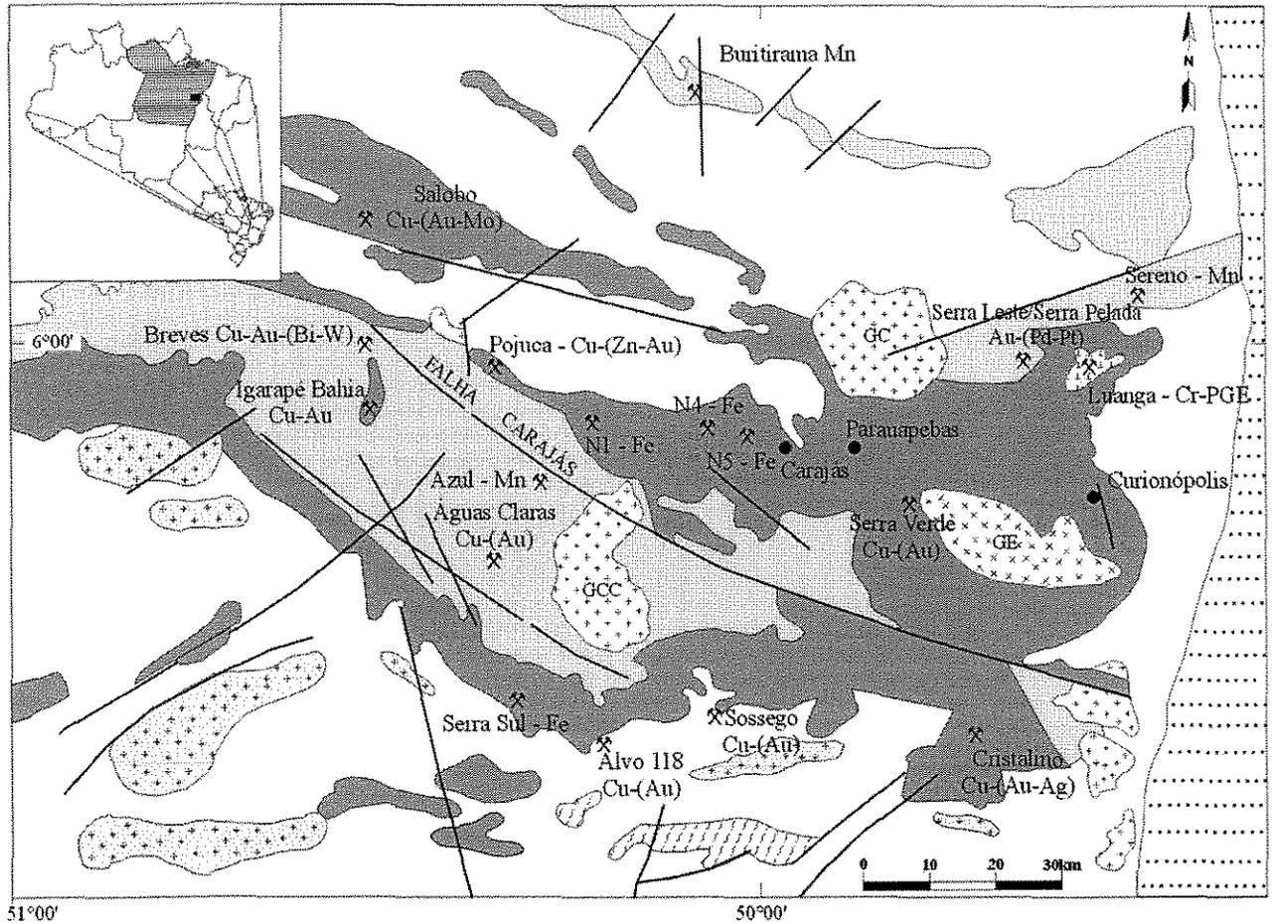
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Brasília, DNPM/CPRM, 164 p.
- Beisiegel V.R., Bernardelli A.L., Drumond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra do Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, 3:215-242.
- Borges A.W.G. 1995. *Geologia da porção norte da jazida de ferro N4, Carajás-Pará*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Trabalho de Conclusão de Curso, 60 p.
- DOCEGEO 1987. Revisão Litoestratigráfica do Distrito Carajás e sul do Pará. Belém, Relatório Interno, 17 p. (manuscrito).
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 35, Belém, *Anais*, Anexo, 10-54.
- Farias N.F., Santos A.B.S., Biagini D.O., Vieira E.A.P., Martins L.P.B., Saueressig R. 1984. Jazida de Cu-Zn, da Área Pojuca, Serra dos Carajás-PA. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 8:3658-3668.
- Figueiras A.J.M., & Villas R.N.N. 1984. Estudo petrológico e sedimentológico da sequência clástica (pós-Grupo Grão Pará) da Serra dos Carajás, Estado do Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 2: 832-846.
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Jr. W.S. 1986. Age and composition of the Grão Pará group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, 16(2):201-211.
- Hirata W.K.; Rigon, J.C.; Kadkaru, K.; Cordeiro, A.A.C.; Meireles, E.A. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. *Anais...Belém*, SBG-NO. V.1, p. 100-110.
- Holdsworth R.E. & Pinheiro R.V.L. 2000. The anatomy of shallow-crustal transpressional structures: insights from the Archaean Carajás fault zone, Amazon, Brazil. *Journal of Structural Geology*, 22:1105-1123.
- Lemos V.P. & Villas R.N.N. 1983. Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão Pará – Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N-5, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, 13(3):165-177.
- Macambira J.B. & Borges A.W.G. 1994. Arranjo estrutural da Formação Carajás na Jazida N4E. In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 4, Belém, *Boletim de Resumos Expandidos*, 331-334.

- Macambira J.B., Ramos J.F.F., Assis J.F.P., Figueiras A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte. Convênio SEPLAN-DOCEGEO-UFFPA. Projeto Pojuca. Convênio DNPM-DOCEGEO-UFFPA. Relatório Final. Belém. 150 p.
- Macambira J.B. & Silva V.F. 1995. Estudo petrológico, mineralógico e caracterização das estruturas sedimentares e diagenéticas preservadas na Formação Carajás, Estado do Pará. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7:363-387.
- Macambira J.B. & Silva S.S.A. 1998. Caracterização petrográfica dos basaltos do Grupo Grão Pará na Serra Norte – Carajás. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40. Belo Horizonte, *Anais*, 127-128.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krog T.E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb Geochronology of Archaean Magmatism and Basement Reactivation in the Carajás Area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:329-354.
- Machado N., Lindenmayer D., Lindenmayer Z. 1988. Geocronologia U-Pb da Província Metalogenética de Carajás, Pará: Resultados Preliminares. In: SBG, Congr. Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, *Anais*, 339-347.
- Medeiros Neto F.A. 1985. *Estudos geológicos, geoquímicos e microtermométricos da jazida de sulfetos de Cu-Zn do Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Mestrado, 152 p.
- Medeiros Neto F.A. & Villas R.N.N. 1985. Geologia da jazida de Cu-Zn do corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás. In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 2, Belém, *Anais*, 3:97-112.
- Meireles E.M., Hirata W.K., Amaral A.F., Medeiros Filho C.A., Gato W.C. 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, Estado do Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 5:2164-2174.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: Redescrição e redefinição litoestratigráfica. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7:177-197.
- Pimentel M.M., Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Armstrong R., Araújo J.C. 2003. Geochronology and Nd isotope geochemistry of the Gameleira Cu-Au deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8-1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. *J. South American Earth Sciences* 15: 803-813.

- Resende N.P. & Barbosa A.L.M. 1972. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. Estado do Pará. v. 1, Texto, 250 p. v. 2, Mapas e Seções Geológicas, 119 p.
- Saueressig R. 1988. Depósito de Cobre e Zinco do Corpo Quatro, Pojuca. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 35. Belém, *Anexo*, 112-119.
- Silva V.F. 1994. Caracterização Petroológica, Mineralógica e Química da Formação Ferrífera Bandada na Mina N4E, Carajás-PA. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Trabalho de Conclusão de Curso, 53 p.
- Silva S.S.A. 1997. Petrografia das Rochas Máficas do Grupo Grão Pará, na Serra Norte, Carajás-PA. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Trabalho de Conclusão de Curso, 55 p.
- Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. *Geologia das Folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins*. In: Brasil. Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de recursos naturais. Rio de Janeiro, DNPM-MME, v. 4, 1-143.
- Tallarico F.H.B., Oliveira C.G., Figueiredo B.R. 2000. The Igarape Bahia Cu-Au Mineralization, Carajás Province. *Rev. Bras. Geociências*, **30**:230-233.

Tabela 6.1: Relações estratigráficas e subdivisões da Formação Águas Claras segundo diferentes autores.

	Araújo <i>et al.</i> (1988)	Macambira <i>et al.</i> (1990)	Nogueira <i>et al.</i> (1995)	
Arenitos Fluviais	Formação Águas Claras	Formação Igarapé Azul	Formação Águas Claras	Membro Superior
Arenitos Marinheiros		DISCORDÂNCIA		Membro Inferior
Formação Ferrífera Bandada	Formação Carajás	Formação Igarapé Cigarra	DISCORDÂNCIA	
Basaltos	Formação Parauapebas	Formação Carajás	GRUPO GRÃO PARÁ	Formação Carajás
		Formação Parauapebas		Formação Parauapebas



- | | |
|---|--|
|  Faixa Araguaia (Neoproterozóico) |  Sequências metavulcano-sedimentares arqueanas (Supergrupo Itacaiúnas, ca. 2,75 Ga) |
|  Granitos anorogênicos proterozóicos (ca. 1,88 Ga)
GCC: Granito Central Carajás, GC: Granito Cigano |  Complexos máfico-ultramáficos arqueanos (ca. 2,76 Ga) |
|  Granitos arqueanos alcalinos (ca. 2,55 Ga)
GE: Granito Estrela |  Embasamento gnáissico e migmatítico arqueano (Complexo Xingu, ca. 2,8 Ga) |
|  Granitos e dioritos arqueanos (Suite Plaquê, ca. 2,74 Ga) |  Granulitos arqueanos (Complexo Pitum, ca. 3,0 Ga) |
|  Rochas meta-sedimentares arqueanas (Grupo Rio Fresco / Formação Águas Claras) |  Contato Geológico |
| |  Falhas |
| |  Minas/Mineralizações |
| |  Cidade |

Figura 6.1: Mapa geológico da região de Carajás, segundo DOCEGEO (1988) e Tallarico *et al* (2000).

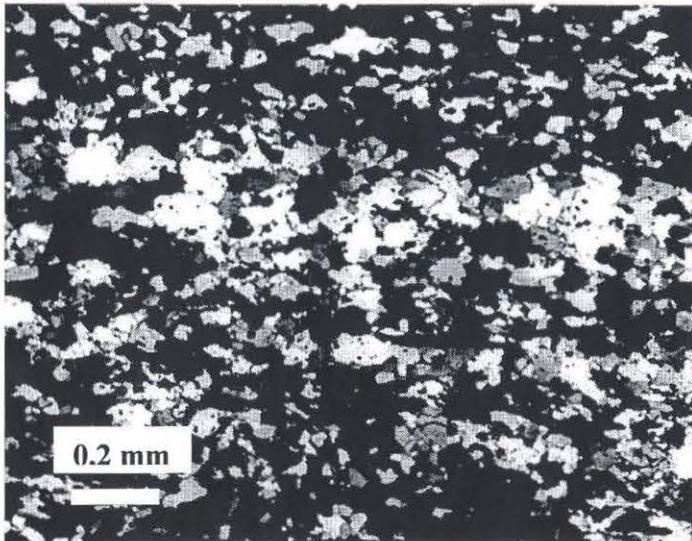


Figura 6.2: Fotomicrografia de BIF (facies óxido) da Formação Bueno mostrando bandamento de quartzo com hematita/magnetita, recristalizados. Pol. X.

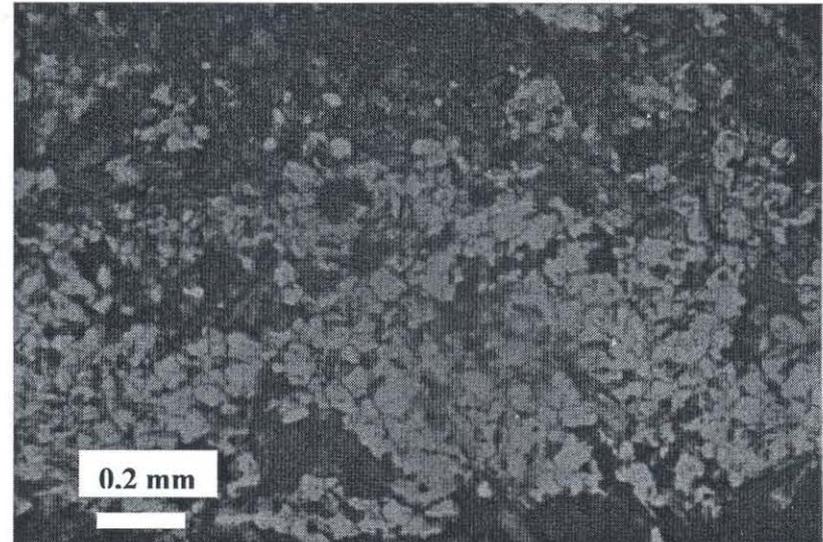


Figura 6.3: Fotomicrografia de BIF (facies silicato) da Formação Bueno, mostrando bandamento de quartzo com anfibólio, recristalizados. Pol. //.

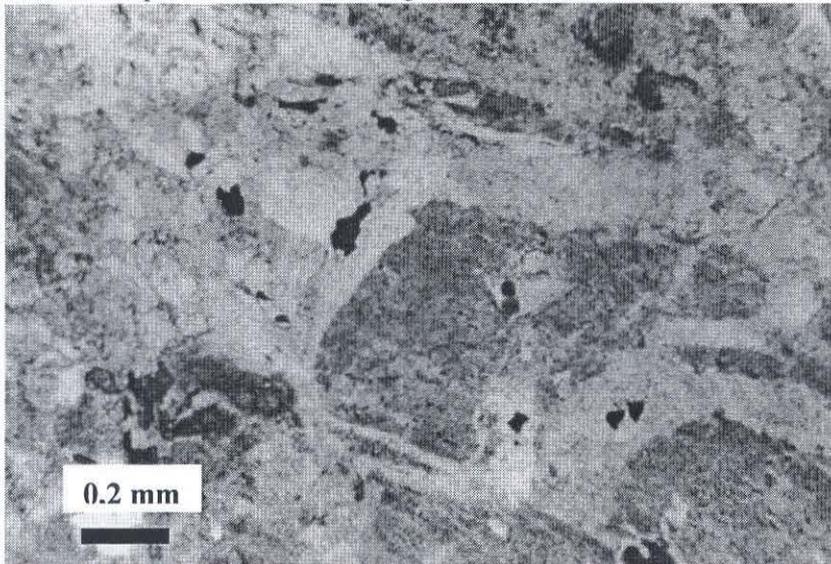


Figura 6.4: Fotomicrografia de anfibolito da Formação Bueno mostrando cristal de hornblenda com bordas de actinolita. Pol. //.

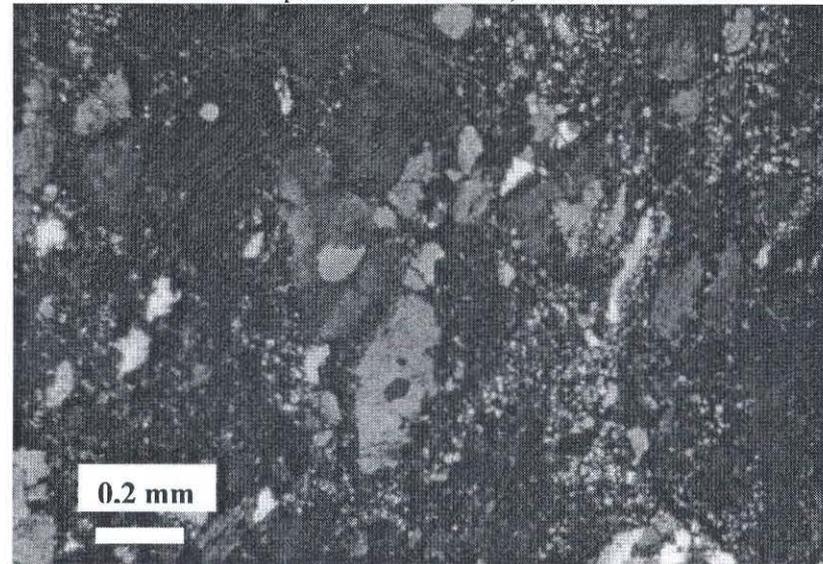


Figura 6.5: Fotomicrografia de gnaiss do Complexo Xingu, mostrando orientação de quartzo e biotita e cristal amendoado de plagioclásio. Pol. X.



Figura 6.6: Fotomicrografia de anfibolito do Grupo Pojuca mostrando cristal de hornblenda com bordas alteradas para tremolita/actinolita. Pol. X.

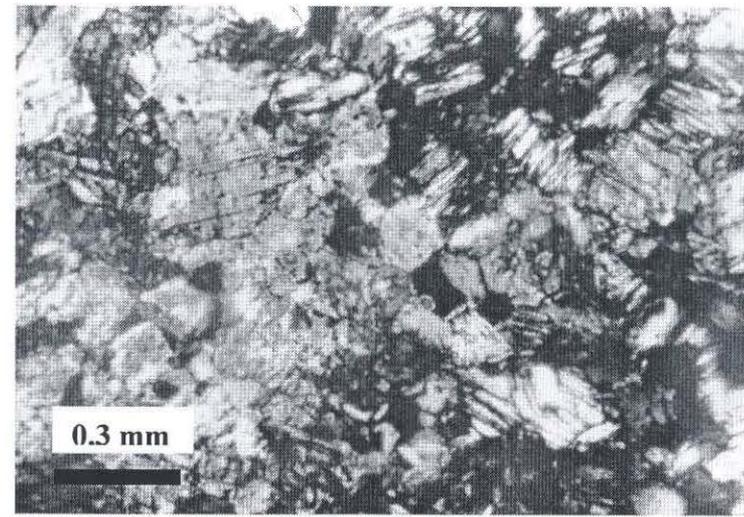


Figura 6.7: Fotomicrografia de basalto da Formação Parauapebas mostrando texturas intergranular e microporfírica preservadas. Pol. X.

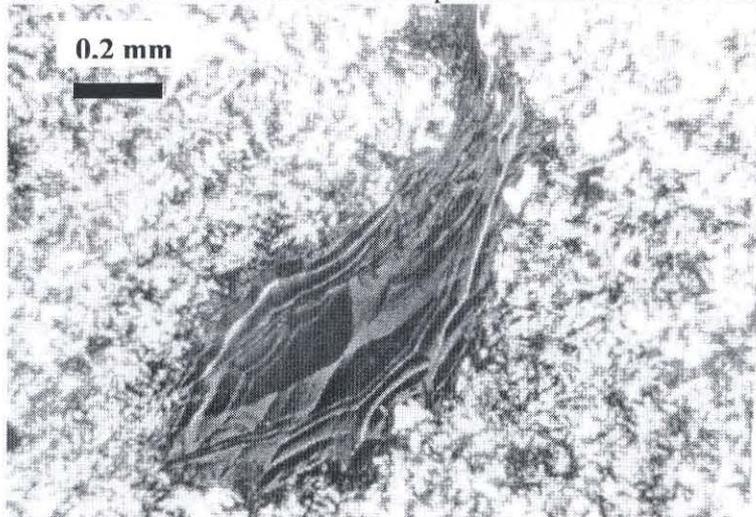


Figura 6.8: Fotomicrografia de basaltos da Formação Parauapebas mostrando amígdalas preservadas e preenchidas por clorita. Pol. X.

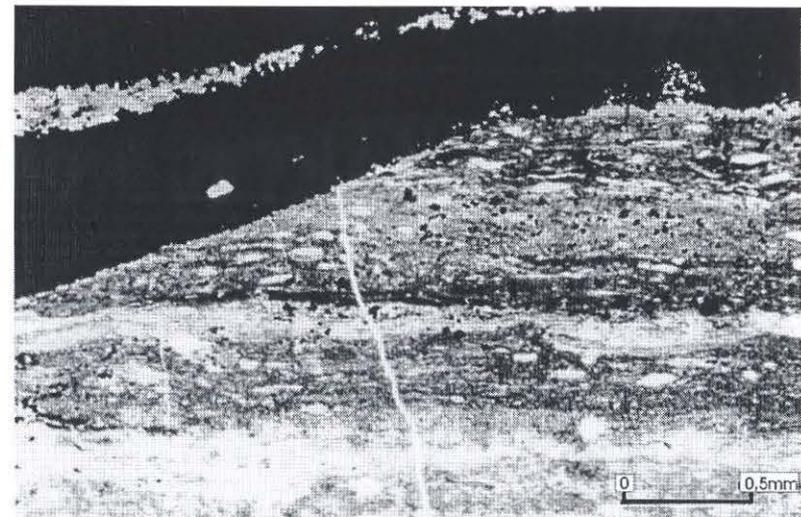


Figura 6.9: Fotomicrografia de jaspilite da Formação Carajás que mostra parte da estrutura de escavação e preenchimento (scour-and-fill) preservada e truncamento primário da laminação. Pol. X.

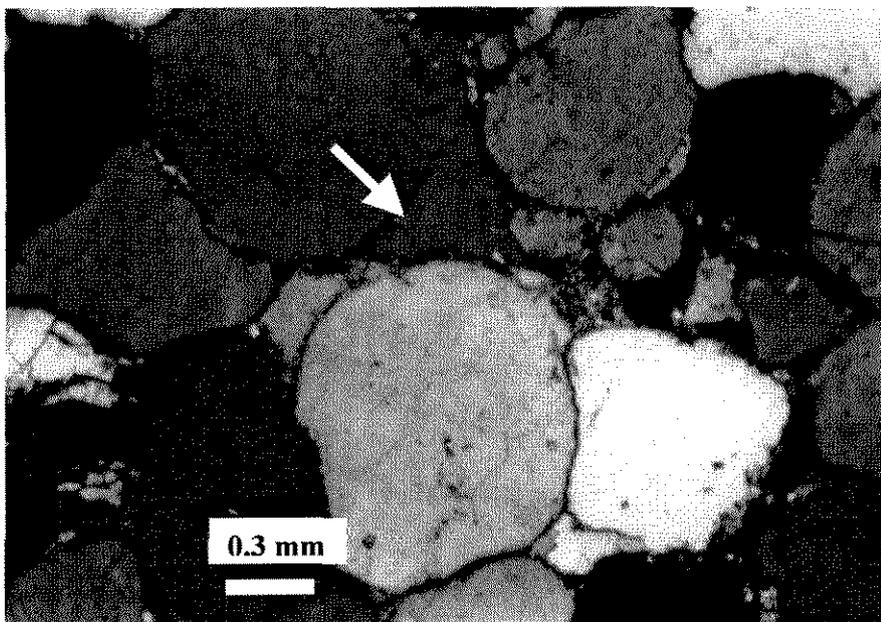


Figura 6.10: Fotomicrografia de arenito da Formação Igarapé Azul mostrando a borda original do grão sem sinais de deformação, apesar da recristalização da matriz. Pol. X.

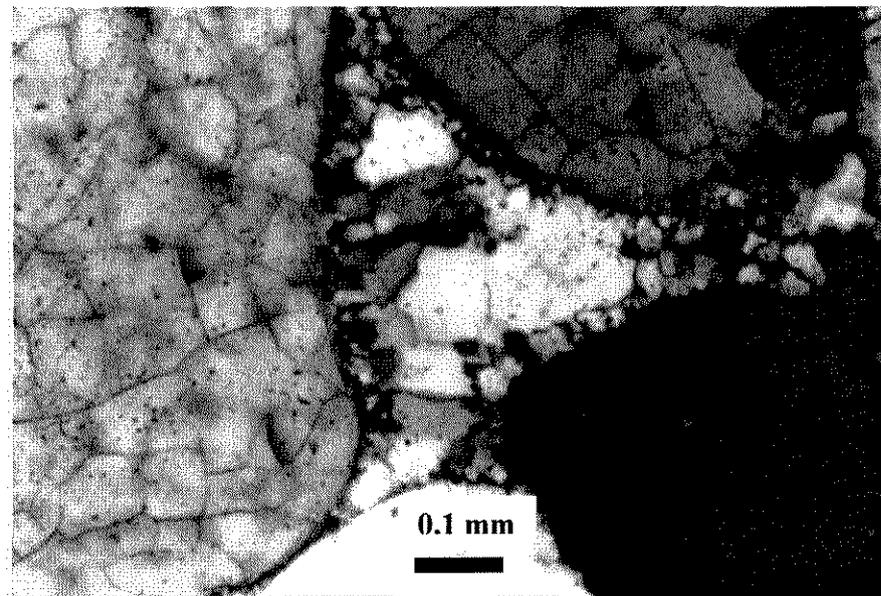
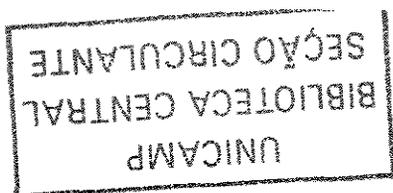


Figura 6.11: Fotomicrografia de arenito da Formação Igarapé Azul mostrando cimento de quartzo com cristalização competitiva, a partir da borda do grão, evidenciando ausência de deformação metamórfica. Pol. X.

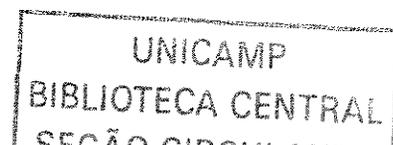


7 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Neste capítulo são apresentadas as principais características estruturais da área de estudo, principalmente no sentido descritivo. Não é objetivo do trabalho a análise detalhada das estruturas e as interpretações apresentadas são baseadas em artigos publicados. Além disso, conforme claramente demonstrado por Pinheiro & Holdsworth (1997a), os falhamentos responsáveis pela estruturação da Serra dos Carajás são posteriores à deposição do GGP e não controlaram a formação da bacia, não interferindo no ambiente deposicional da Formação Carajás, principal objetivo desta tese.

Araújo & Maia (1991) caracterizaram, na borda sudeste do Craton Amazônico, o Cinturão Itacaiúnas, (que seria, segundo Pinheiro & Holdsworth (1997a), uma zona de deformação dúctil arqueana (2,8 Ga) de alta temperatura) que compreenderia um domínio imbricado na parte sul e um domínio transcorrente na parte norte. Nesta, identificaram o Sistema Transcorrente Carajás, “uma estrutura sigmoidal, alongada na direção WNW-ESE e limitada grosseiramente pelas serras Norte e Sul”. Essa estrutura foi descrita por Silva *et al.* (1974) como um sinclínório com eixo WNW-ESSE, seccionado pela Falha Carajás (fig. 6.1). A serra Norte ocupa o bloco setentrional da Falha Carajás, a feição mais proeminente do Sistema Transcorrente Carajás. Essa falha, com cerca de 200 km de extensão (Holdsworth & Pinheiro 2000), segundo Silva *et al.* 1974 teria 400 km, de direção NW-SE teve movimentação sinistral que projetou “*splays*” com transcorrências e cavalgamentos a partir do seu traço principal. Esses “*splays*” teriam compartimentado complexamente a camada de jaspilito da Formação Carajás nos diversos depósitos da serra Norte, enquanto a serra Sul, ao contrário, compõe um arco quase contínuo, com mais de 50 km de extensão, de depósitos de Fe (Rosière & Chemale Jr. 2000).

Pinheiro & Holdsworth (*op. cit.*) concluem que o desenvolvimento do sistema Transcorrente Carajás foi posterior (há 2,6 Ga) à deposição do GGP, que teve suas rochas preservadas em zonas de subsidência e blocos falhados. Um evento de transpressão sinistral reativou a Falha Carajás, entre 2,6 e 1,9 Ga, provocando a deformação das rochas do GGP. Portanto, a distribuição espacial dessas rochas está controlada basicamente pela movimentação sinistral da Falha Carajás.



Holdsworth & Pinheiro (2000) afirmam que as deformações associadas com a Falha Carajás formaram-se a níveis crustais relativamente rasos (<5km), mas são reativações de estruturas mais profundas impressas nas rochas do embasamento (Complexo Xingu e Grupo Pojuca).

As rochas aflorantes na área mapeada apresentam estruturas primárias e diagenéticas bem preservadas, impressas nos jaspilitos da Formação Carajás onde destaca-se o acamamento, perfeitamente visível mesmo quando o jaspilito está totalmente transformado em minério. Na jazida N4W o acamamento possui direção geral N-S e mergulho de 50°/W que persiste por cerca de 8 km. Na Serra Norte, o depósito de ferro estruturalmente mais complexo e mais estudado é o N4E.

7.1 ESTRUTURAÇÃO DA JAZIDA N4

Na jazida N4E o corpo de minério tem, em planta, a forma da letra “J”, ressaltada pelo acamamento, que tem direção N-S, mergulho de 40°/W, persistente por cerca de 3,2 km, desde o extremo norte da jazida, em direção ao sul, até a coordenada de mina 600N. A partir daí a atitude do acamamento inflete para a direção NE-SW mergulhando 45°-55°/NW e chega, no extremo sul, com a direção E-W e mergulhos de 60°-70°/N (figura 7.1), configurando um sinclinal assimétrico cujo eixo mergulha para NW.

Pinheiro & Holdsworth (1997b), através de análise estrutural detalhada, concluíram que a forma atual da jazida N4 não estaria associada a falhamentos locais e seria consequência de um par dobrado sinforme-antiforme com eixos mergulhando suavemente para W-NW e cujas superfícies axiais mergulham fortemente para SW. Esses dobramentos seriam devidos à presença de uma zona de transpressão localizada, que se desenvolveu durante os movimentos sinistrais da Falha Carajás.

Mesmo aceitando a interpretação de Pinheiro & Holdsworth (1997b) é preciso considerar que o modelo, que envolve dobras contínuas, ignora a falta de continuidade espacial entre os segmentos E e W da jazida N4, bem demonstrada pelo mapa magnetométrico de Resende e Barbosa (1972) (figura 7.2) o qual permite inferir a presença de uma descontinuidade N-S separando os dois corpos de minério.

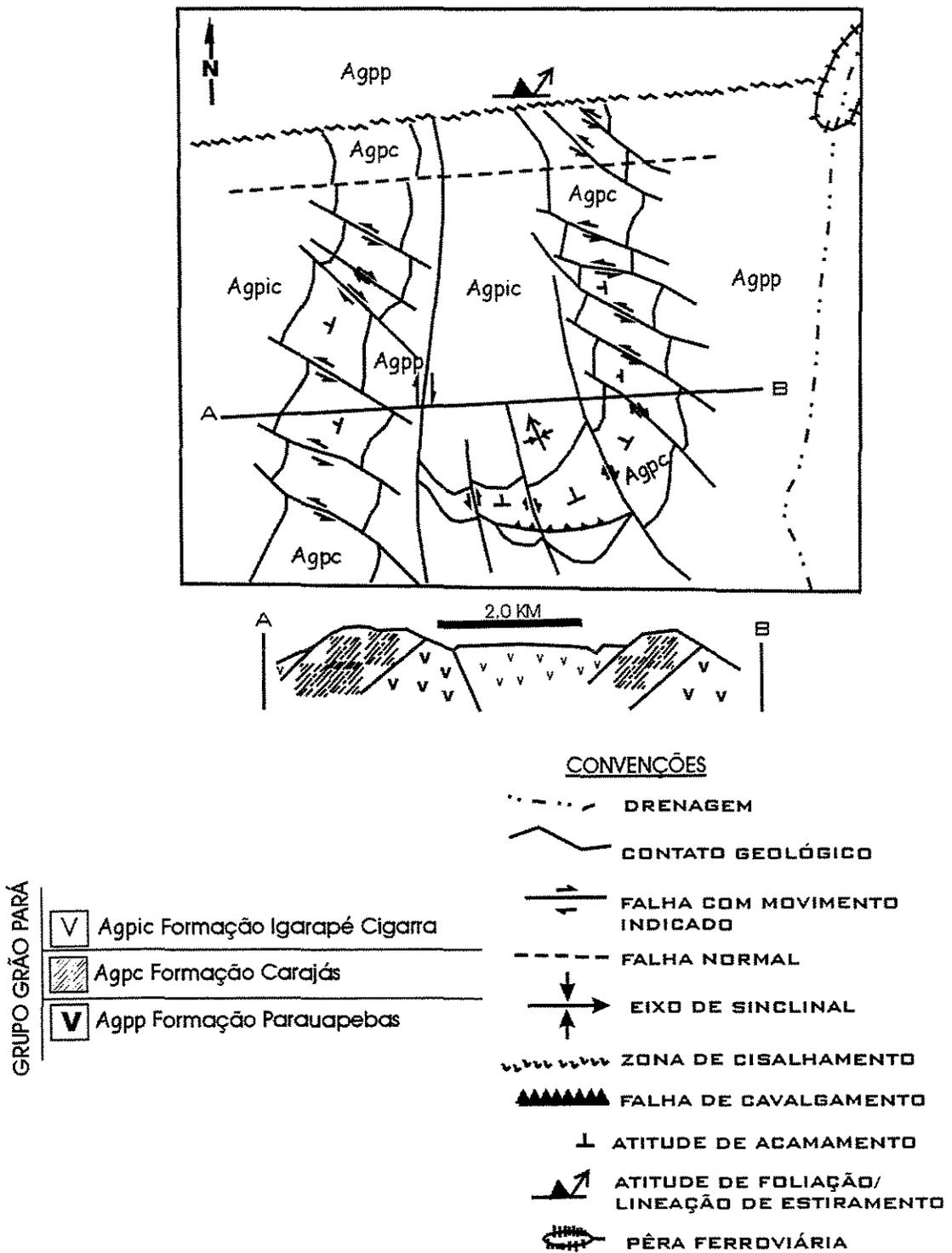


Figura 7.1: Sinclinal assimétrico desenhado pelo acamamento do jaspilito na jazida N4E. Fonte Macambira & Borges (1994)

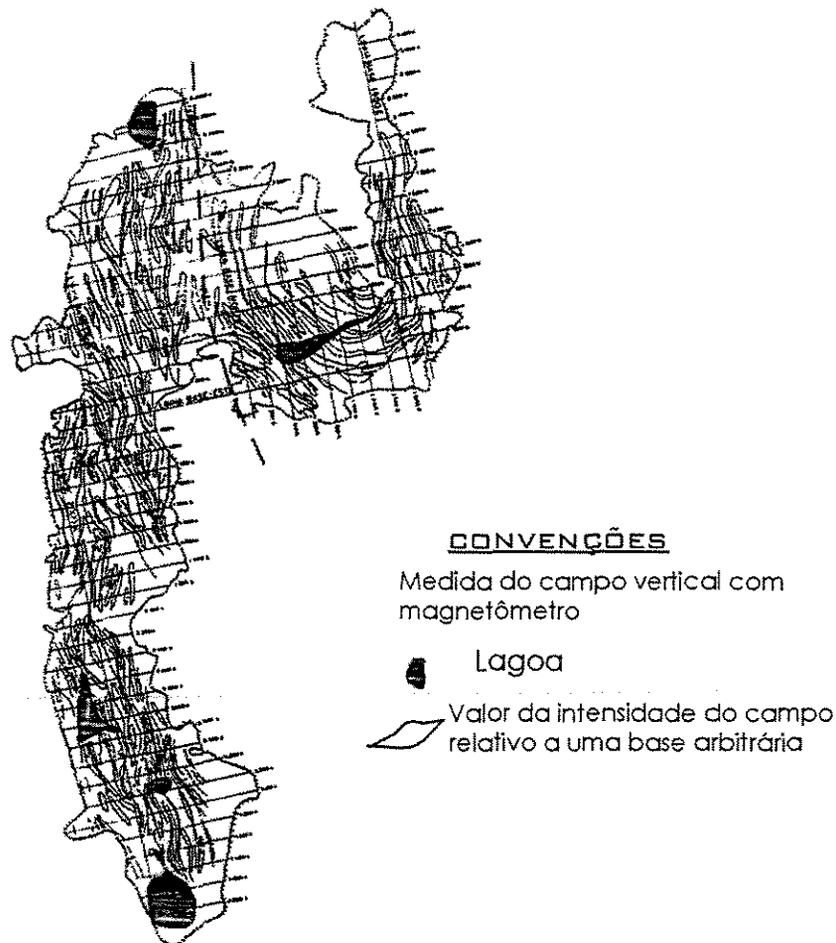


Figura 7.2: Mapa magnetométrico da jazida N4 mostrando a descontinuidade (tracejado) que a separa em N4E e N4W. Fonte: Resende & Barbosa (1972).

Observando a imagem de satélite (1:100.000) é possível delinear um dos *splays* da Falha Carajás que poderia ter deslocado a parte sudoeste da jazida N4 para norte, conforme esquematizado na figura 7.3.

Supondo-se que, no modelo de Pinheiro & Holdsworth (1997b), o dobramento do par sinforme-antiforme tivesse evoluído até o rompimento, a feição resultante seria muito semelhante ao que é visto na imagem de satélite e coerente com o mapa magnetométrico. Essa última interpretação é adotada no mapa geológico (Anexo I), apesar de ser baseada em rejeitos aparentes, principalmente por falta de critérios cinemáticos confiáveis.

Nessa interpretação os *splays* são falhas transcorrentes sinistrais e destrais de direção NW-SE cujos planos de falha têm concavidade para NE e mergulham fortemente nesse sentido. O jaspilito formaria uma camada contínua, do lado norte da Falha Carajás, desde o depósito N9 até, pelo menos, o N3 (possivelmente até N1). Essa camada teria sido seccionada pela movimentação diferencial dos *splays*, com movimentos destrais e sinistrais, conforme esquematizado na figura 7.4.

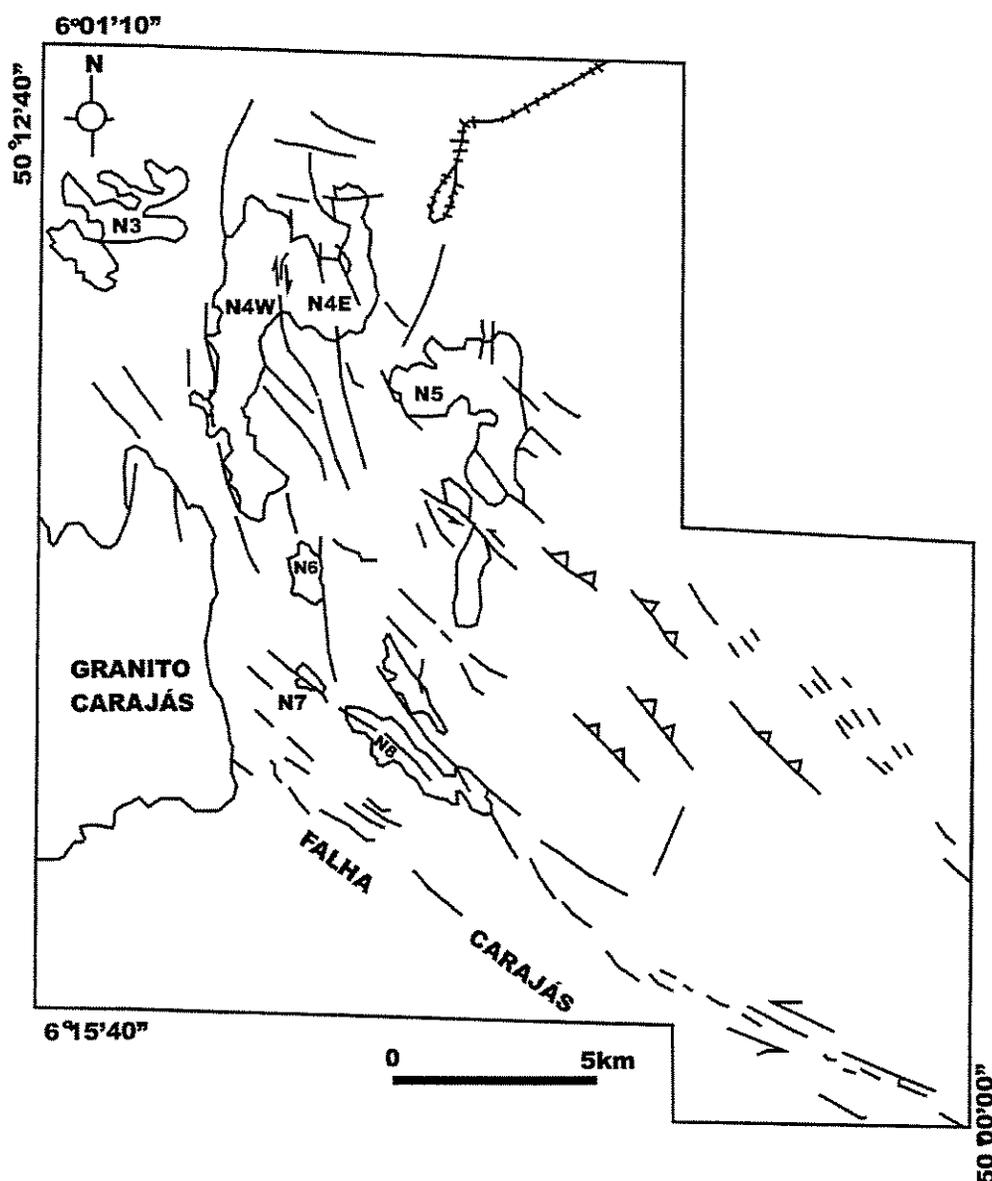


Figura 7.3: Principais estruturas delineadas a partir de imagem de satélite LANDSAT-5 (1:100.000 e 1:250.000), mostrando a Falha Carajás e os *splays* que projetam-se com rumo NW até norte, conforme se afastam do plano da Falha.

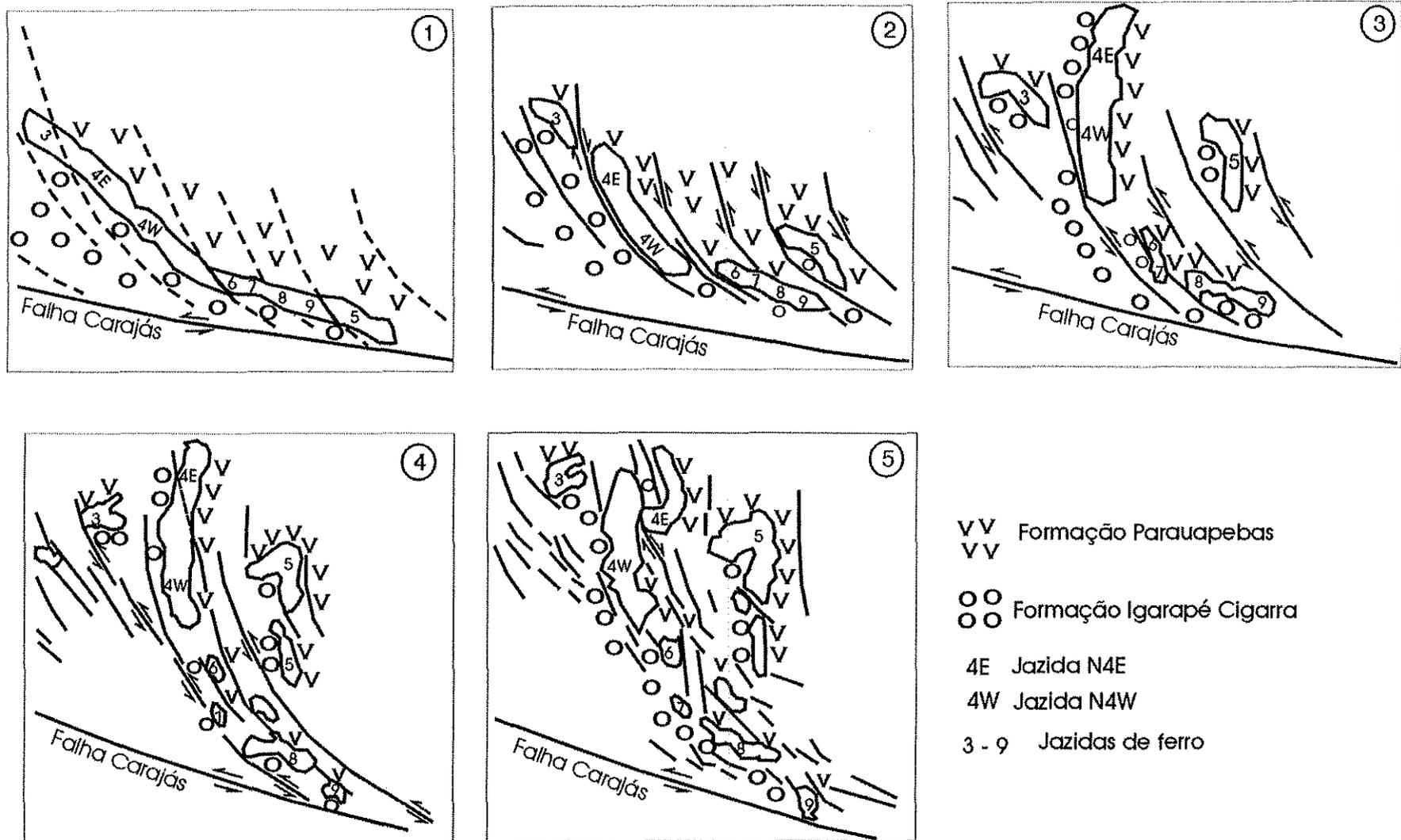


Figura 7.4: Modelo para evolução da movimentação dos *splays* da Falha Carajás, causando a compartimentação da Jazida N4 (sem escala).

A análise das estruturas tectógenas, juntamente com o estudo das feições sedimentares, descritas no Capítulo 8, levam à conclusão de que a região sofreu deformações principalmente em regime rúptil-dúctil, em níveis estruturais rasos. Tais deformações não foram suficientes para inverter a posição das camadas, apesar de causar basculamento. Essa conclusão mostra que o empilhamento estratigráfico está preservado na área de estudo. Ao mesmo tempo, estabelece que a deformação está restrita aos planos de movimentação. Esta observação corrobora a ausência de metamorfismo regional e evidencia a atuação do metamorfismo dinâmico. A presença de numerosas falhas, fraturas, zonas de cisalhamento e cavalgamentos é compatível com a alteração hidrotermal amplamente disseminada, conforme já descrito, pois essas discontinuidades teriam servido de conduto para a propagação das soluções hidrotermais.

8 CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS DA FORMAÇÃO CARAJÁS

8.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS

O tipo litológico que corresponde a mais de 90% da Formação Carajás é uma BIF do tipo óxido, representada por um jaspilito. Essa rocha tem como característica principal um bandamento composicional primário, definido pela presença de bandas cinza escuras, de brilho metálico, compostas por minerais opacos (hematita/magnetita) que se alternam com bandas silicosas desde brancas (chert) até vermelhas e acastanhadas (jaspe), cujas espessuras variam de 0,5 até 3 cm (figura 8.1). O jaspe é uma variedade de chert contendo pigmentos microscópicos de hematita que lhe conferem a cor vermelha. Foi observada uma tendência das bandas de sílica serem mais espessas que as de óxido de ferro. O bandamento é uma estrutura sedimentar típica, regular e persistente que pode ser observada em todos os afloramentos (figura 8.2). Na jazida N4W é possível constatar a persistência do bandamento por até 8 km.

As bandas silicosas constituem de 2/5 a 4/5 do total da rocha e, em cerca de 80 lâminas delgadas analisadas ao microscópio, observou-se que são compostas por quartzo de granulação muito fina, micro-cristalino (0,01 a 0,2 mm de diâmetro) a cripto-cristalino (cristais menores que 0,01 mm – primocristalinos, segundo Dimroth & Chauvel 1973). Em muitas amostras observou-se que a massa silicosa, aparentemente homogênea sob nicóis paralelos (figura 8.3), é composta por cripto-cristais cujos planos de extinção estão aleatoriamente orientados (figura 8.4). Porém ao se verificar o contato entre esses cripto-cristais, nota-se que não há limites físicos (contatos) entre eles, ao contrário, os planos de extinção gradam na massa silicosa, de uma orientação para outra, indicando que a incipiente recristalização do jaspe não foi suficiente para desenvolver contatos e individualizar os cristais. Tampouco a pigmentação de hematita segue as bordas das zonas com diferentes planos de extinção. Segundo Dimroth & Chauvel (*op. cit.*) esse quartzo representa um estado meta-estável que foi preservado porque o crescimento foi interrompido antes que fossem atingidas as formas estáveis do cristal.

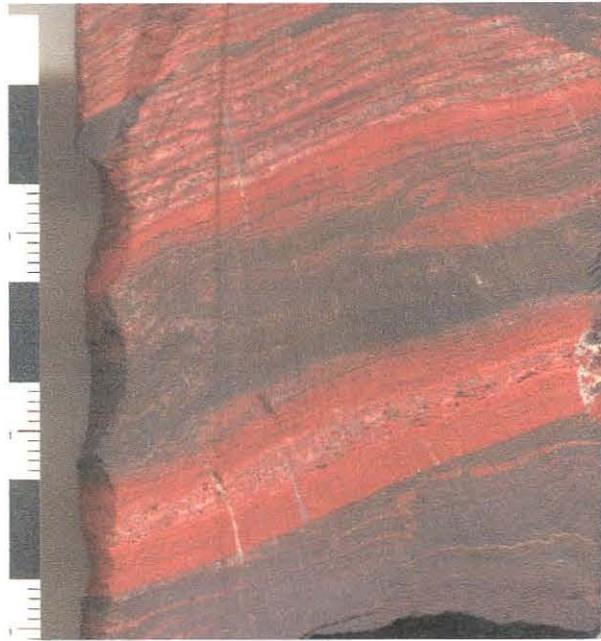


Figura 8.1: Diferentes escalas do bandamento, observadas em testemunho do jaspilito

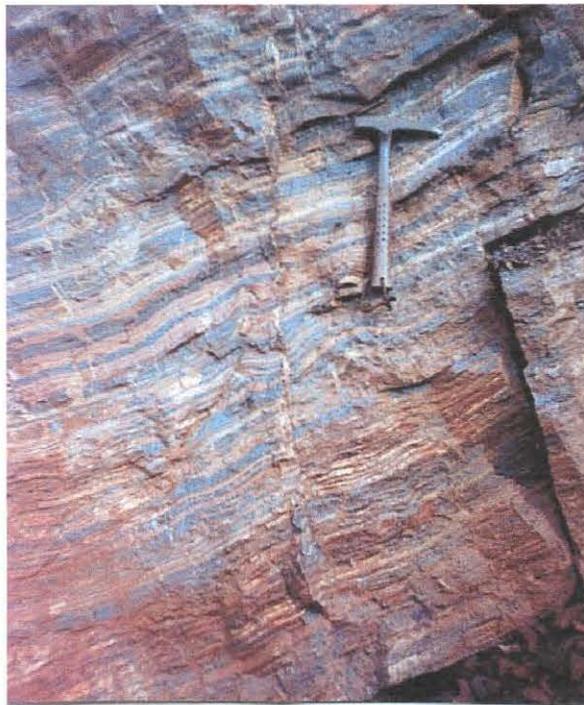


Figura 8.2: Regularidade e persistência do bandamento, observado em afloramento do jaspilito.

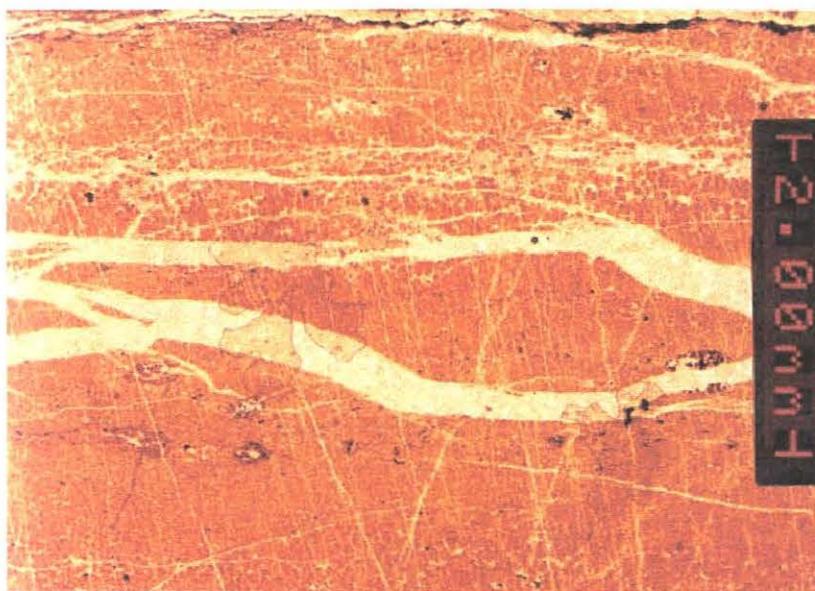


Figura 8.3: Massa silicosa (jaspe) homogênea, sob nicóis paralelos. Amostra AJ-02.

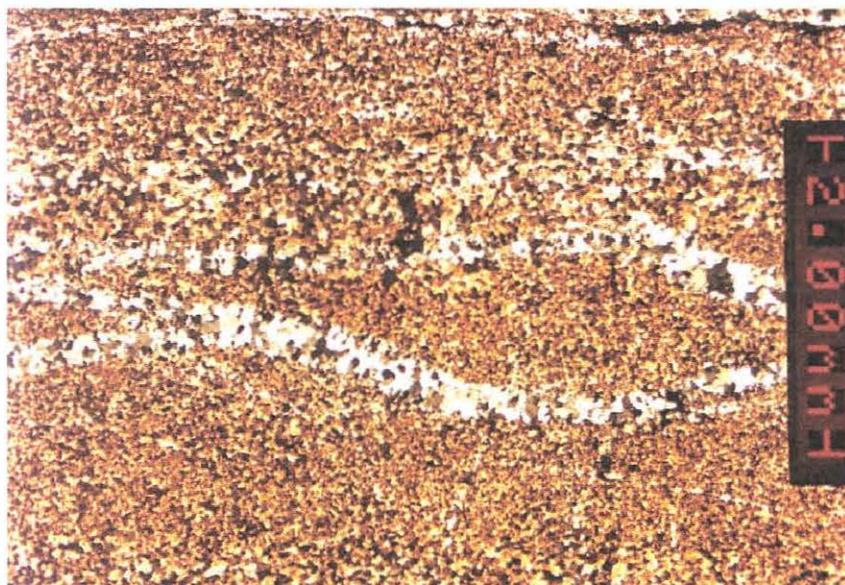


Figura 8.4: Jaspe, sob nicóis cruzados, mostrando os micro-cristais de quartzo. Amostra AJ-02.

A análise minerográfica das bandas de minerais opacos revelou a presença predominante da hematita, seguida da magnetita ou da maghemita. A hematita apresenta-se de cor branca-acinzentada, com birreflectância fraca e anisotropia cinza-azulada a branco-acinzentada. Perfaz quase 80% dos óxidos de ferro, podendo ser chamada de banda de hematita, que ocorre principalmente na forma de camadas intercaladas com as bandas silicosas. Os contatos entre a banda de hematita e a banda de chert/jaspe são geralmente bruscos e sinuosos e raramente graduais. Há uma tendência do contato inferior (base) da banda de hematita ser mais brusco, enquanto o contato superior com a banda silicosa é mais difuso (gradual).

A banda de hematita possui uma laminação interna dada por finas (5-80 μm) lâminas ou lentes de chert ou jaspe, paralelas ao acamamento. A hematita aparece também formando lentes e lâminas (4-80 μm) na camada silicosa, ou como massas e agregados de cristais eudrais a subedrais.

A magnetita, de cor cinza amarronzada, sem birreflexão e isotrópica, ocorre preferencialmente em lentes e lâminas (figura 8.5) ou formando ilhas (figura 8.6) na camada de hematita. Também foram observados cristais eudrais, isolados (figura 8.7) ou alinhados paralelamente ao bandamento (figura 8.8), compostos por hematita nas bordas e magnetita na zona central, indicando uma substituição da magnetita por hematita.

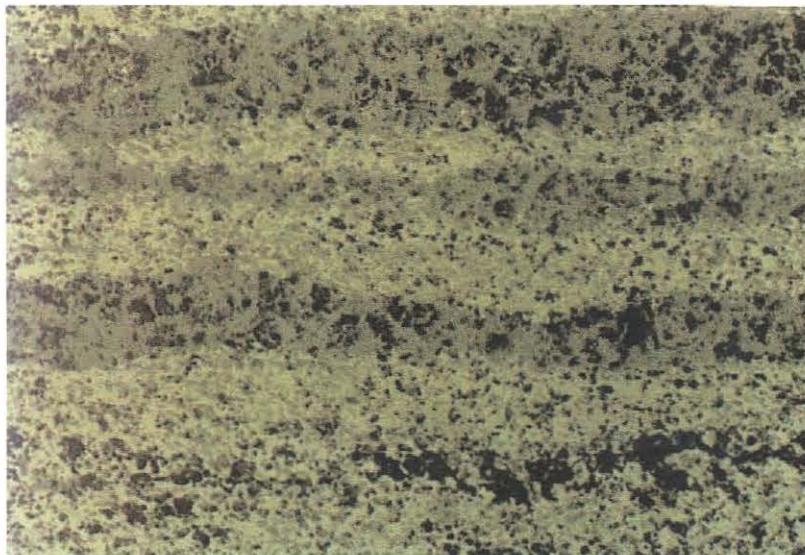


Figura 8.5: Lâminas paralelas de magnetita (cinza escuro) intercalada na hematita (clara).

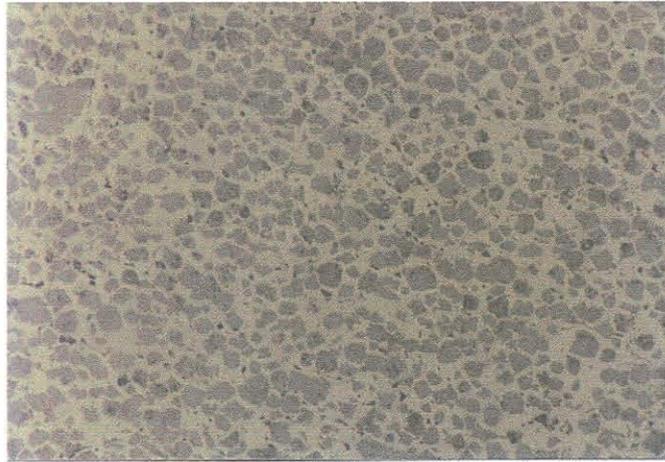


Figura 8.6: “Ilhas” de magnetita (cinza escuro) na massa de hematita (clara).

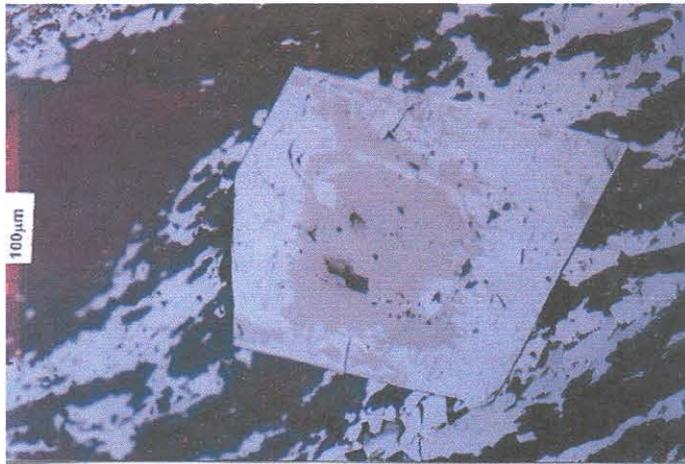


Figura 8.7: Cristal eudral isolado de magnetita com as bordas substituídas por hematita.



Figura 8.8: Cristais eudrais de magnetita/hematita alinhados paralelamente ao bandamento, indicados pela seta.

A maghemita (forma meta-estável da hematita no processo de martitização) apresenta-se de cor cinza azulada, isotrópica e ocorre como produto de alteração da magnetita e como ilhas na banda de hematita e/ou alteração nos cristais pseudomorfos de magnetita.

A pirita, de cor amarela esbranquiçada com anisotropia fraca e a calcopirita, de cor amarelo latão com birreflectância e anisotropia fraca, ocorrem de forma aleatória nas bandas de jaspe e hematita, freqüentemente estão associadas ao quartzo que preenche as fraturas. A calcopirita geralmente está alterada para covelita e/ou calcocita.

Analisando somente a banda de opacos, em cerca de 40 amostras, foi possível separar o pacote de jaspilito na jazida N4E em dois níveis, com características mineralógicas e texturais distintas. O nível Superior, estimado em 150 m de espessura, é composto por hematita (79%), magnetita (18%) e maghemita (3%) e caracteriza-se pela presença de numerosos cristais eudrais de magnetita ou magnetita/maghemita parcialmente substituídas por hematita (figura 8.9). O nível Inferior, estimado em 70 m é constituído de hematita (75%), maghemita (23%) e magnetita (2%), raramente na forma de cristais eudrais.



Figura 8.9: Cristais de magnetita (canto superior direito) com as bordas substituídas por hematita.

A grande quantidade de cristais euedrais no nível superior deve-se, provavelmente, ao maior teor de sílica, que propiciaria a formação desses cristais. Devido ao estado hidroplastico da banda de sílica, a migração do Fe seria facilitada, durante a diagênese. A presença de restos de chert dentro de megacristais (“porphirotope”) de magnetita indica o seu desenvolvimento *in situ*, possivelmente durante a diagênese.

Parece haver tendência ao desenvolvimento de cristais euedrais nas porções de contato com sílica, talvez porque o ferro, expulso da porção silicosa, tem mais facilidade de migrar e aglutinar, favorecido pela maior “força de cristalização” da magnetita.

A maior presença de maghemita na porção inferior (23%) comparada com a porção superior (3%) pode ser devida ao maior avanço do processo de martitização na base e menor no topo do pacote de jaspilito. As texturas indicam como fases primárias hematita/magnetita que foram substituídas por maghemita e hematita, fases secundárias.

As análises químicas em rocha total revelaram teores médios de 21 ppm de gálio (Ga) e a espectrografia óptica de emissão mostrou que o elemento está na banda de óxidos de ferro (Capítulo 9). Uma pesquisa com MEV determinou que o Ga se encontra na magnetita, não sendo detectado na hematita nem na maghemita e confirmou que não se encontra no chert ou jaspe.

O bandamento, persistente, freqüente e regular, indica a estabilidade das condições ambientais, tanto químicas como mecânicas (físicas), na bacia. Ele atesta a deposição do jaspilito numa profundidade da água maior que a base de ação das ondas pois, de outro modo, estrutura tão delicada seria destruída pela agitação da água. No entanto, as ocasionais variações no ambiente produziram estruturas deposicionais, descritas a seguir, que permitem inferir algumas características do sítio de deposição dos jaspilitos.

8.2 ESTRUTURAS DEPOSICIONAIS

O bandamento, estrutura deposicional mais freqüente, é retilíneo, extremamente regular, com espessuras praticamente constantes e apresenta lentes e lâminas de uma banda dentro da outra, paralelas ao acamamento, caracterizando uma laminação interna plano-paralela (figuras 8.10 e 8.11). Essas feições, bandamento e laminação representam o acamamento da rocha e indicam que, durante a precipitação de uma camada centimétrica, haveria pulsos com a deposição de lentes e lâminas extremamente delgadas de minerais da outra camada. Essa feição persiste mesmo ao nível microscópico (figura 8.12). Tais feições são interpretadas pela maioria dos autores (p. ex. Rai *et al.*, 1980) como deposicionais primárias, enquanto Majunder (1990) acredita que o bandamento é produto de acentuação diagenética pela remobilização do óxido de ferro das incipientes bandas primárias. O tipo de contato entre as bandas geralmente é brusco e retilíneo, porém são freqüentes os contatos gradativos, irregulares ou ondulados.

Estruturas sedimentares de erosão, identificadas como escavação e preenchimento (*scour-and-fill*, c.f. Rai *et al.* 1980), são observadas nas bandas de jaspe, cuja laminação interna plano-paralela é truncada por uma superfície erosiva, formando pequenas calhas e canais posteriormente preenchidos pela camada de minerais opacos sobrejacente (figuras 6.9 e 8.13).

Feições incomuns são delgados níveis de grânulos, com diâmetro variando de 0,2 a 2 mm, sub-arredondados a arredondados e até sub-angulosos, de diferentes composições, unidos por cimento quartzoso microcristalino (F-84 intervalo 128,15 a 128,20m) (figura 8.14). Os grânulos podem ser constituídos por quartzo criptocristalino, por jaspe, por minerais opacos (amostra JW-5B), ou por variações entre esses termos (figura 8.15). Esses grânulos foram observados formando uma lente milimétrica na banda de chert (amostra VW-7A) (figura 8.16) e em contato brusco sobre a banda de jaspe (figura 8.17). Analisando a forma, tamanho, arredondamento, esfericidade e composição desses grânulos, pode-se imaginar a sua origem através da ação de fluxos laminares sobre o sedimento em vias de litificação, arrancando fragmentos relativamente frágeis que seriam transportados a pequenas distâncias e rapidamente arredondados. A ação desses fluxos é testemunhada pela presença dos canais de escavação, descritos acima. Adicionalmente, os grânulos poderiam ser formados pela erosão parcial e retrabalhamento de fragmentos gerados pela desagregação de camadas do jaspilite que teriam sofrido escorregamentos (*slumps*), conforme evidenciado pelas estruturas descritas a seguir.



Figura 8.10: Laminação interna plano-paralela observada nas bandas de jaspe.

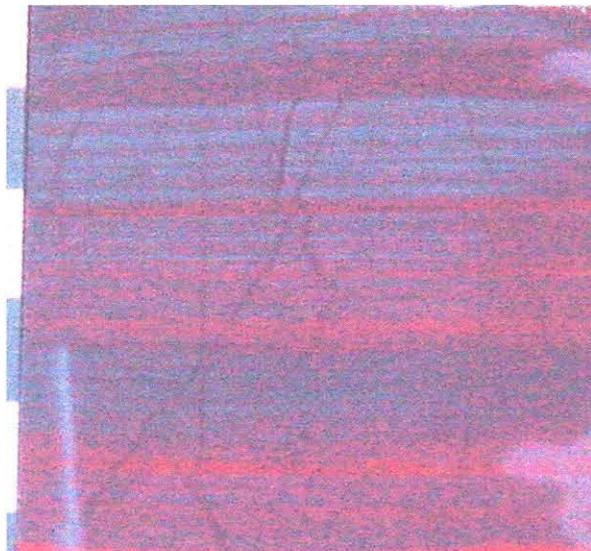


Figura 8.11: Laminação interna plano-paralela, observada nas bandas de minerais opacos.

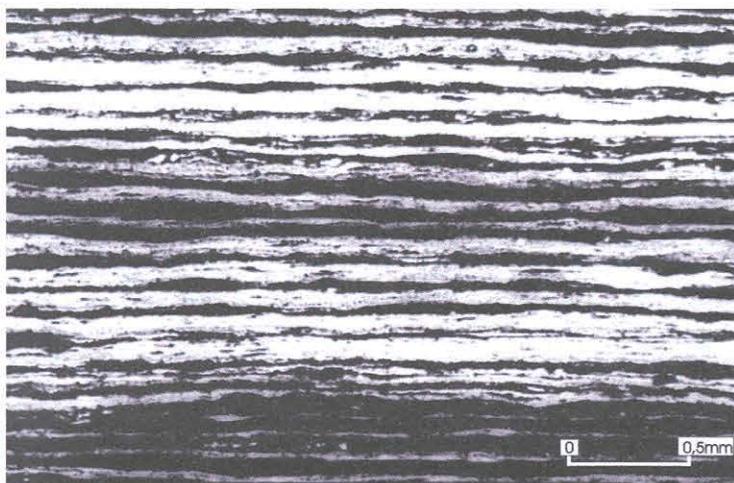


Figura 8.12: Laminação interna plano-paralela, observada ao microscópio.

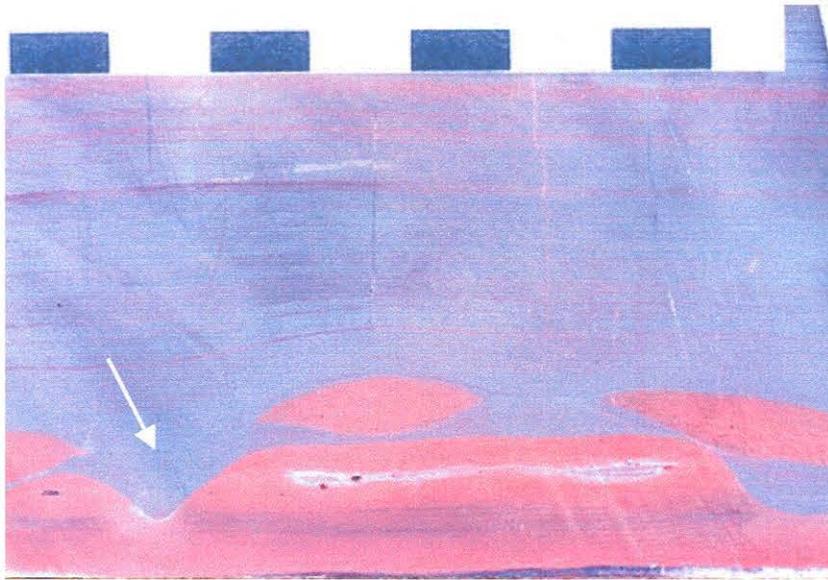


Figura 8.13: Canais de escavação na camada de jaspe, preenchidos pela camada de minerais opacos.

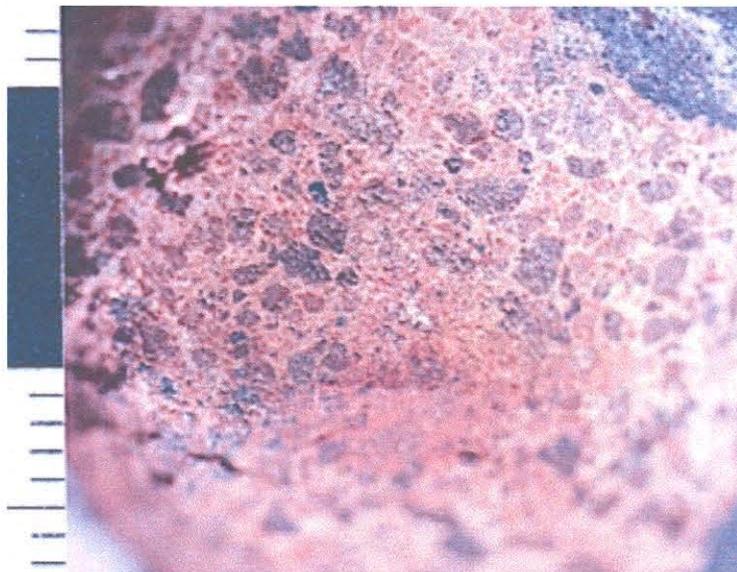


Figura 8.14: Grânulos sub-arredondados a sub-angulosos unidos por cimento quartzoso microcristalino.

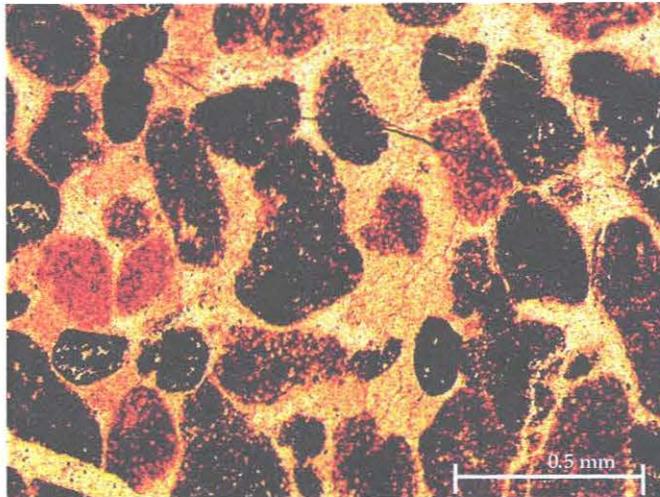


Figura 8.15: Grânulos de composições que variam desde jaspe até magnetita/hematita.

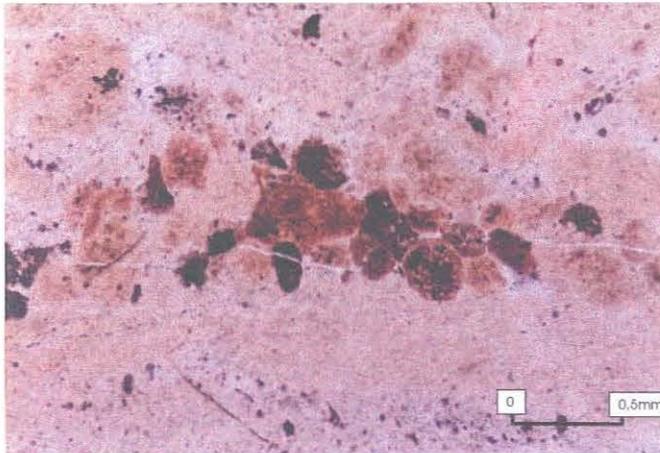


Figura 8.16: Lente de grânulos de diferentes composições na banda de chert

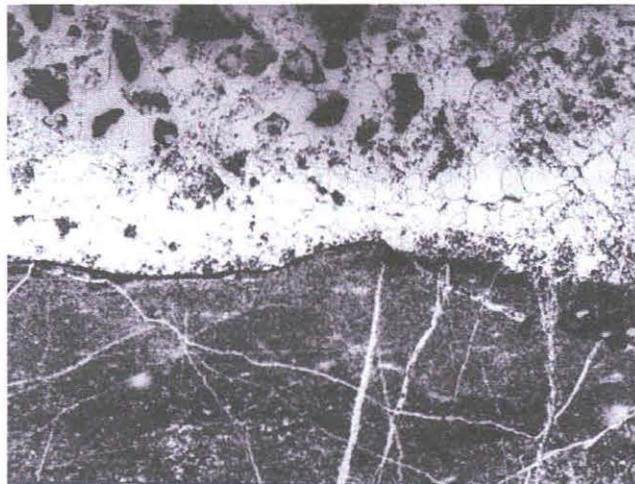


Figura 8.17: Camada de grânulos em contato brusco com a camada de jaspe subjacente.

8.3 ESTRUTURAS PÓS-DEPOSICIONAIS

Estruturas pós-deposicionais observadas nos jaspilitos permitem avaliar a natureza do sedimento em termos da sua plasticidade e mobilidade antes da litificação. As bandas silicosas e ferríferas depositaram-se como um gel, conforme atestam as estruturas descritas a seguir.

Observou-se, em testemunhos de sondagem (F-252, intervalo 72,40-72,65m), da porção superior da Formação Carajás, bandas de jaspe vermelho com a porção central constituída apenas por chert branco (figura 8.18). Microscopicamente, nota-se que o contato entre essas duas porções é gradativo. O jaspe, formado por uma massa silicosa com pigmentação de hematita, de cor avermelhada, torna-se bem mais claro, sem a pigmentação de hematita em direção ao centro da banda. Essa mudança de coloração é acompanhada pelo aumento na granulometria do chert, de cripto a microcristalino e até granular (cristais maiores que 0,2 mm), em direção ao centro da banda de jaspe (figura 8.19).

A feição acima é interpretada como consequência da gradativa segregação do Fe para as bandas ferruginosas adjacentes, conforme proposto por Ewers & Morris (1981). O Fe seria expulso da zona central da banda silicosa pelo processo de cristalização do quartzo, o qual ocorreria preferencialmente nas porções mais hidratadas e mais centrais dessas bandas, cujas bordas teriam sido desidratadas relativamente mais cedo (Dimroth & Chauvel, 1973). A menor granulação do quartzo na borda da banda seria devida ao maior número de partículas de hematita, pois elas tendem a inibir o crescimento do quartzo devido aos efeitos de tensão superficial (Dimroth, 1976). Na zona central, o quartzo formaria grãos maiores, devido ao menor número de partículas de hematita e maior presença de água originando o chert branco.

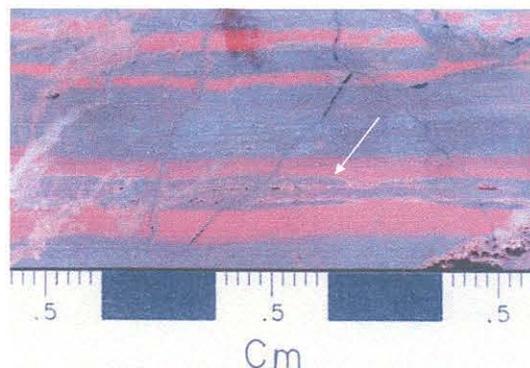


Figura 8.18: Banda de jaspe vermelho com a porção central composta por chert (indicada pela seta).

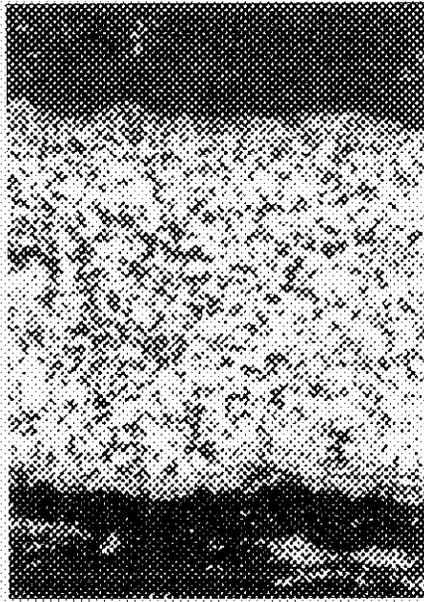


Figura 8.19: Aumento da granulometria do chert, a partir da camada de minerais opacos, em direção ao centro da banda silícea.

Murthy (1990) acredita que chert branco indica que a sílica foi depositada pura e que, se óxido de ferro foi depositado junto, formou-se o jaspe. Durante a diagênese a região central, sem pigmentação de hematita, dá lugar a micro-cristais de quartzo. Em direção às camadas de minerais opacos, o maior número de pigmentos de hematita provoca o desenvolvimento de maior número de núcleos de cristalização de quartzo e, conseqüentemente, cristais menores de quartzo (criptocristalinos). A porção central da banda de jaspe torna-se mais "pura" (menos contaminada por Fe), ocasionando o surgimento de núcleos de cristalização mais distantes entre si e, por conseqüência, cristais maiores nessa zona, sem pigmentação de hematita e com chert branco.

Também ocorrem contatos interpenetrativos, observados na lupa binocular e em lâmina delgada, nos quais as bordas das camadas de minerais opacos interpenetram as bandas de jaspe imediatamente sotoposta ou sobreposta a elas (figura 8.20), chegando a desenvolver cristais (figura 8.21). Porções das bandas de jaspe também invadem os contatos superior e/ou inferior das bandas de opacos (figura 8.22). Essas feições, interpretadas aqui como resultantes de sobrecarga e compactação diferencial indicam o estado hidrolástico do sedimento, que se comportava como um gel, podendo migrar sob o peso das camadas sobrejacentes.

Em muitas amostras foi possível observar que, quando a camada de opacos está sobre a de jaspe, o contato é uma superfície irregular. Já, quando a camada de jaspe está sobre a de opacos, o contato é mais regular, menos ondulado (figura 8.23). Em alguns locais essa situação levou ao desenvolvimento de estruturas “flame” de jaspe que invadem a base da camada de opacos (figura 8.24). Esse comportamento pode ser explicado devido à diferença de densidade entre os materiais e também à maior quantidade de água presente no sedimento silicoso. Assim, o gel silicoso, quando hidratado, seria mais plástico e, sob o peso do gel ferrífero mais denso, seria injetado na base da camada sobrejacente, na forma de chama.

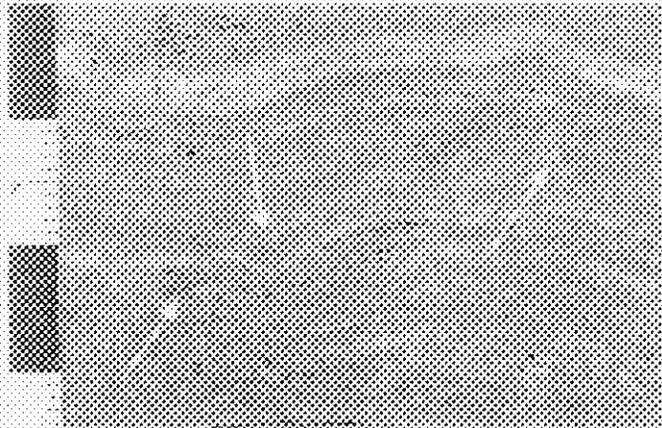


Figura 8.20: Contatos interpenetrativos de banda de opacos na banda de jaspe (setas). Amostra T1-6-B.

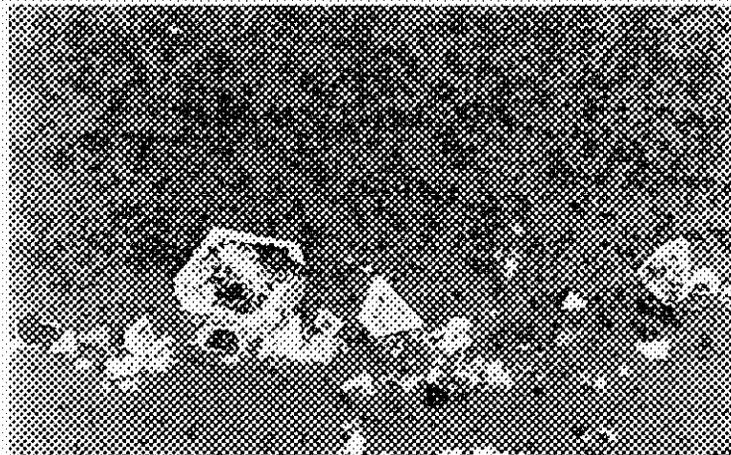


Figura 8.21: Contato interpenetrativo com desenvolvimento de cristais euedrais de magnetita, parcialmente martitizada, na banda silicoso. Nicóis paralelos. Amostra PSN-V-37.

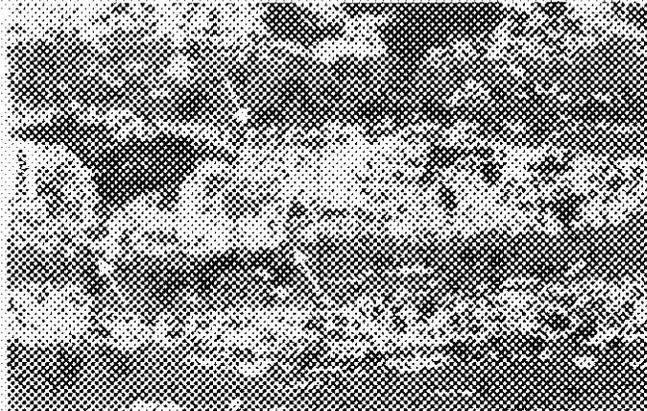


Figura 8.22: Jaspe "invadindo" a banda de hematita, indicado pelas setas. Nicóis paralelos. Amostra PSN-I-18.

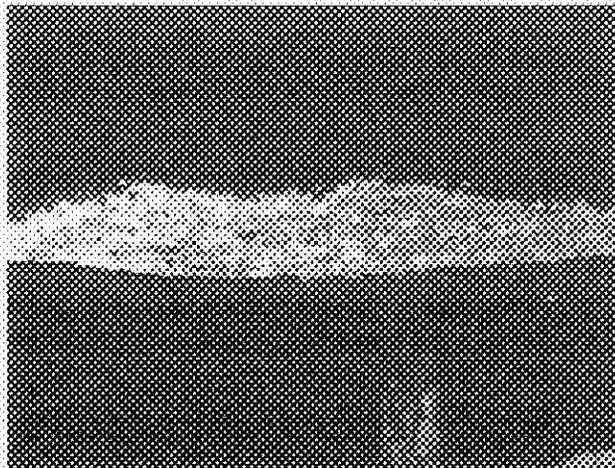


Figura 8.23: Contato irregular do topo da banda de jaspe com a banda de hematita/magnetita sobrejacente, comparado com o contato regular da base da camada de jaspe com a camada inferior. Nicóis paralelos. Amostra PSN-V-37.

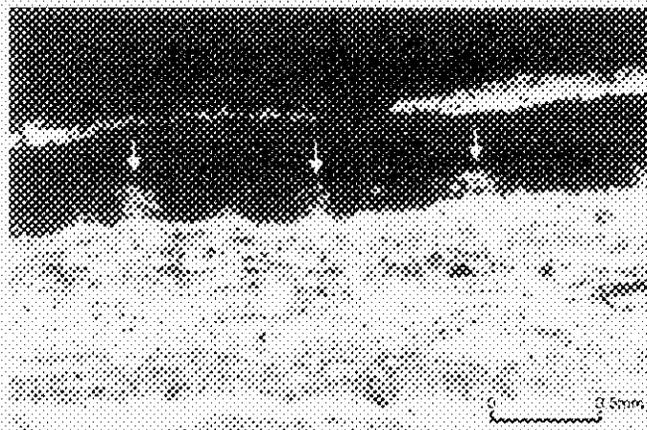


Figura 8.24: Estruturas em chama de jaspe injetam a base da camada de opacos, provavelmente devido à compactação. Nicóis paralelos. Amostra PSN-V-37

Pequenas ondulações, entre as bandas de jaspe e minerais opacos, mostram feições de adelgaçamento das bandas de opacos (figura 8.25), evidenciando um comportamento mais plástico dessas bandas em relação às bandas de jaspe, cujo comportamento mais rígido desenha pequenas falhas sin-diagenéticas (figura 8.26).

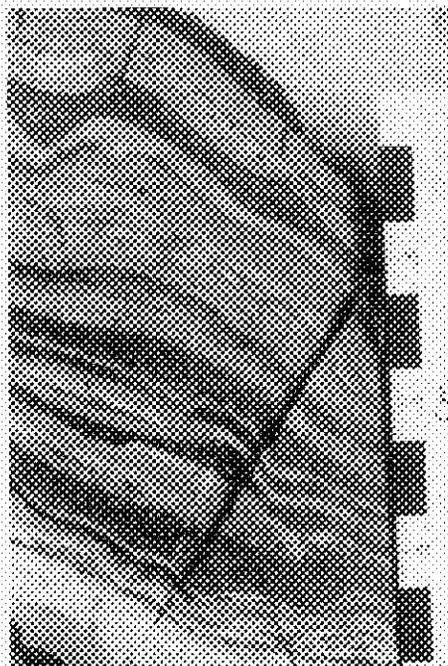


Figura 8.25: Adelgaçamento e ondulações das bandas do jaspilito. Amostra P-252 (83,50-70).

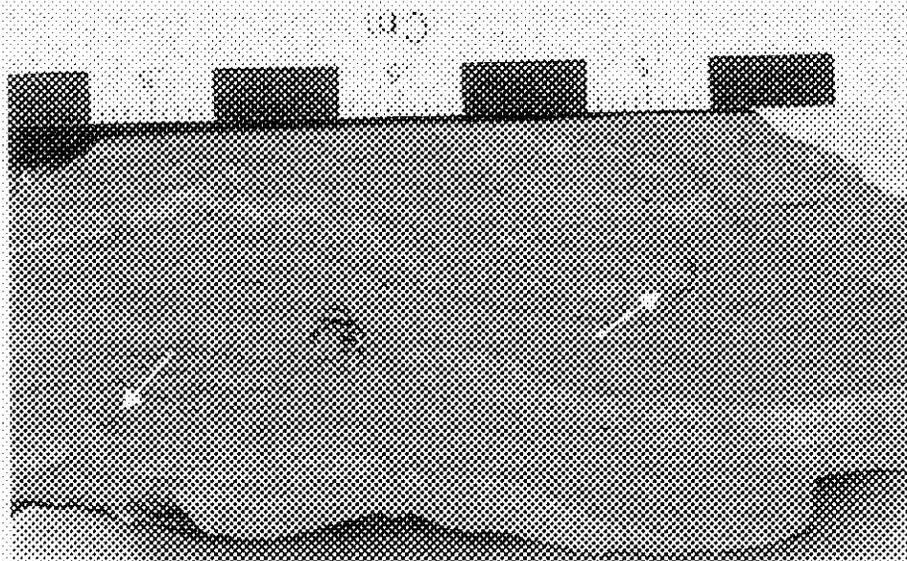


Figura 8.26: Falhas sin-diagenéticas (setas) que deslocam as bandas de jaspe. Amostra TI-7-E.

Outra estrutura, também de caráter local, são os dobramentos milimétricos a centimétricos, abertos ou fechados, que não atingem todas as bandas verticalmente em uma mesma amostra, ou seja, são restritas a horizontes dentro do jaspilito, demonstrando sua natureza de deformação quase-contemporânea (figura 8.2 e 8.9) e o estado hidroplástico do material depositado. São interpretados como produtos do escorregamento (inter-estratal ou superficial) das camadas mais plásticas e podem ser observados até na escala microscópica (figura 8.27).

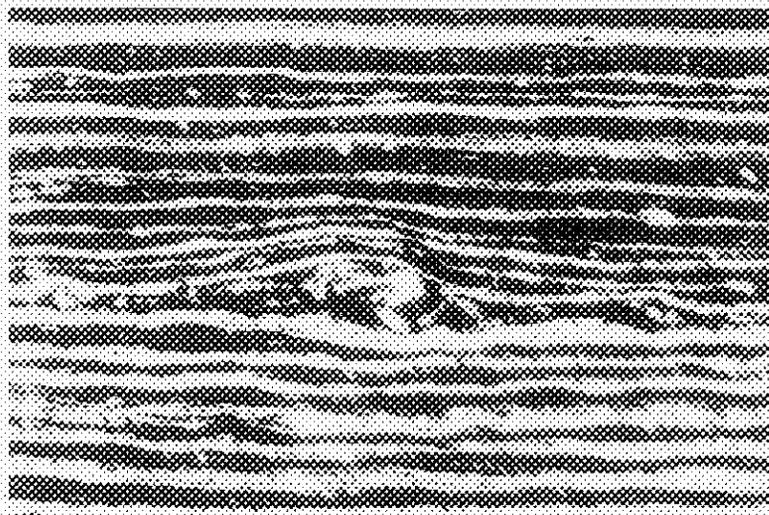


Figura 8.27: Dobramentos produzidos por escorregamento inter-estratal das camadas de jaspe, em lâmina delgada. Nicóis paralelos. Amostra PSN-I-18.

Uma feição frequente nos jaspilitos são bandas de jaspe que mostram um comportamento irregular lateralmente, sendo interrompidas e truncadas pelas bandas de opacos e, em muitos casos, apresentam massas nodulares de jaspe com formas oval e lenticular (figuras 8.13 e 8.28). Elas podem distribuir-se em um mesmo horizonte, formando uma banda descontínua, ou estar isoladas em horizontes diferentes. Esses nódulos, descritos como "pods" nas BIFs do Grupo Hamersley (Austrália) foram interpretados por Trendall & Blockley (1970), como gerados pela compactação das camadas. Microscopicamente, essas estruturas nodulares ou lenticulares apresentam-se constituídas de jaspe, nas bordas, e de chert no centro, com granulação crescente das bordas para o centro (figura 8.29). Os "pods" são aqui interpretados como produtos de compactação diferencial que tende a romper a camada de jaspe, num estágio mais avançado de "boudinage" (figura 8.30).

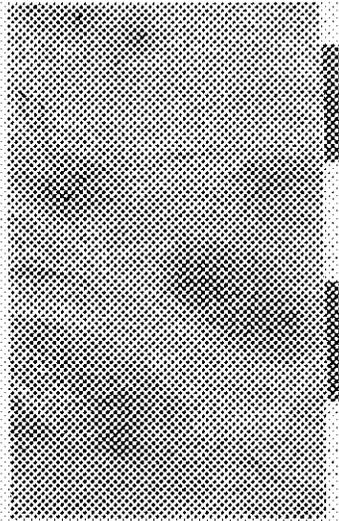


Figura 8.28: Bandas silicosas interrompidas pelas bandas de opacos, formando "pods" de jaspe, com chert no centro. Notar a laminação na banda de opacos. Amostra JW-6-B.



Figura 8.29: Borda de um "pod" mostrando o aumento da granulação de jaspe em direção ao centro da estrutura. Nicóis cruzados. Amostra JW-6-B.

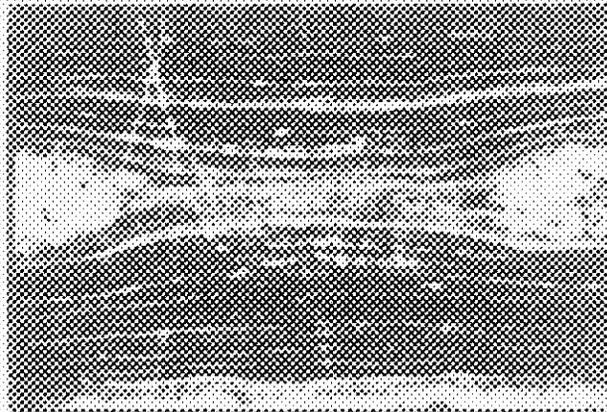


Figura 8.30: "Boudinage" da camada de jaspe, produzida pela compactação diferencial, que dá origem aos "pods". Amostra PSN-I-18.

Segundo Gross (1972) o chert sofre menos compactação que a banda de ferro a qual, por sua vez, é mais resistente à migração de cátions e mais impermeável (McConchie, 1987). As estruturas indicam a participação da compactação diferencial na origem dos "pods" (Rai *et al.*, 1980). A cristalização de quartzo granular na parte central da camada de jaspe deve ter sido anterior à compactação da banda de hematita (que pode chegar a 45% da espessura depositada – Dimroth & Chauvel, 1973). Esse processo pode ter avançado até o rompimento da camada e individualização dos "pods".

O bandamento do jaspilito, localmente, mostra-se perturbado por falhas e fraturas preenchidas por quartzo que podem ser observadas em várias escalas (figuras 5.9 e 8.31). Essas falhas e fraturas, em muitos casos, são descontínuas, ou seja, limitam-se a algumas bandas em uma mesma amostra (figura 6.9) ou mostram deslocamentos horizontais dentro de uma mesma banda (figura 8.32), indicando o caráter diagenético das mesmas. Também foram observadas falhas sin-deposicionais, que fazem alto ângulo com o acamamento no topo e tornam-se assintóticas na base da camada, indicando que a descontinuidade vai perdendo a capacidade de romper a camada e vai se acomodando ao plano do acamamento. No testemunho F-600 (42,91-43,26) é possível notar o deslocamento do acamamento e o depósito de fragmentos de BIF, indicando a presença de uma superfície listrica (figura 8.33), que indicaria a ação de distensões durante a deposição do jaspilito.

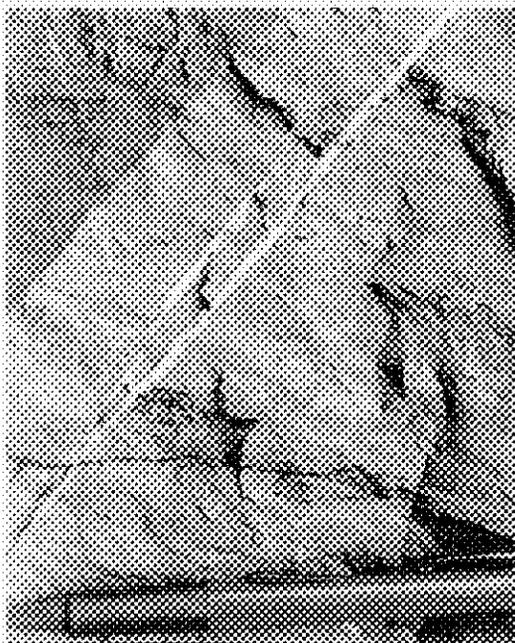


Figura 8.31: Falha e fratura preenchidas por quartzo que interceptam o bandamento do jaspilito.

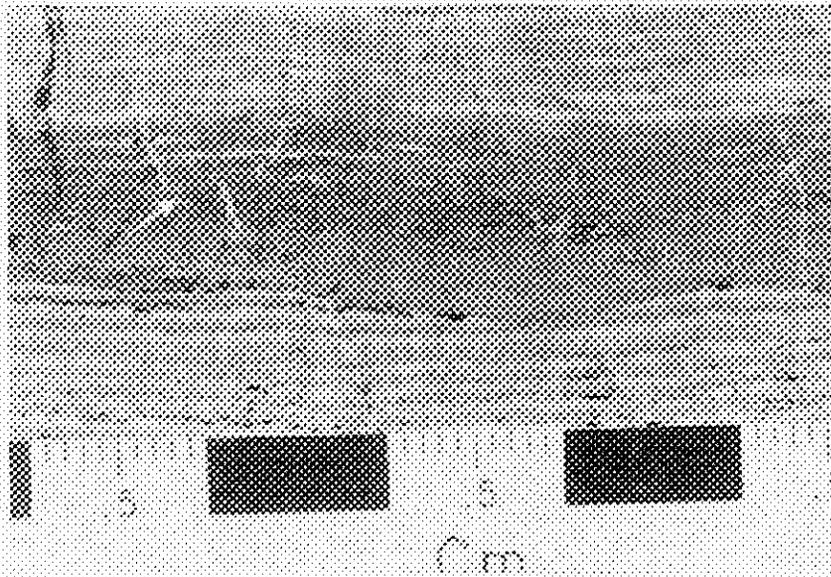


Figura 8.32: Deslocamento horizontal na banda de opacos, evidenciado pelo veio de quartzo (seta). Amostra F-303 (23,28-38).

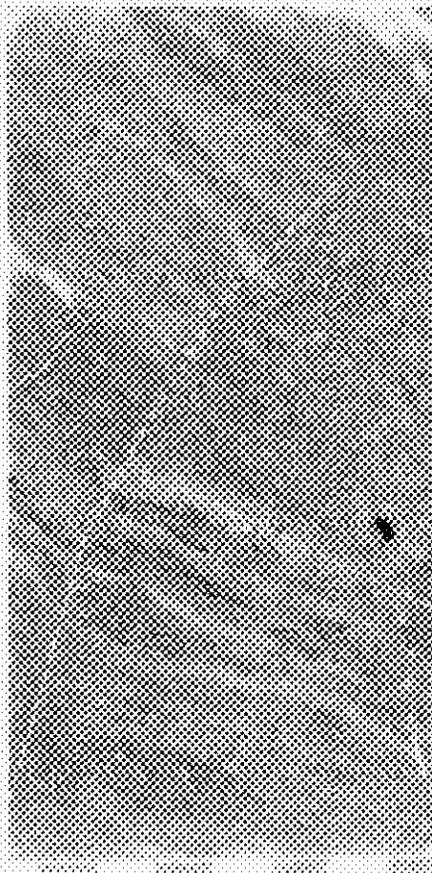


Figura 8.33: Deslocamento do acamamento e depósito de fragmentos no topo do bloco rebaixado (à direita) de uma superfície lístrica. Amostra N4E/F-600 (42,91-43,26).

Uma feição, presente também em outras BIFs do mundo (Rai *et al.* 1980; Heaney & Veblen 1991) foi observada nos jaspilitos da Formação Carajás. São esferulitos com diâmetro médio de 20µm (variando de 14-27 µm), constituídos por um núcleo de minerais opacos (2-4 µm), envolvido por uma área de chert incolor, sendo esta cercada por uma faixa circular de intensa pigmentação de hematita (figura 8.34) como uma parede dupla. Essas estruturas são mais frequentes nas bandas de jaspe e raras nas bandas de chert, onde há menos hematita e os contornos dos esferulitos são incompletos. Esses esferulitos foram interpretados, por Meirelles (1986) e Macambira (1992), como possíveis microfósseis e serão descritos e discutidos no Capítulo 12.

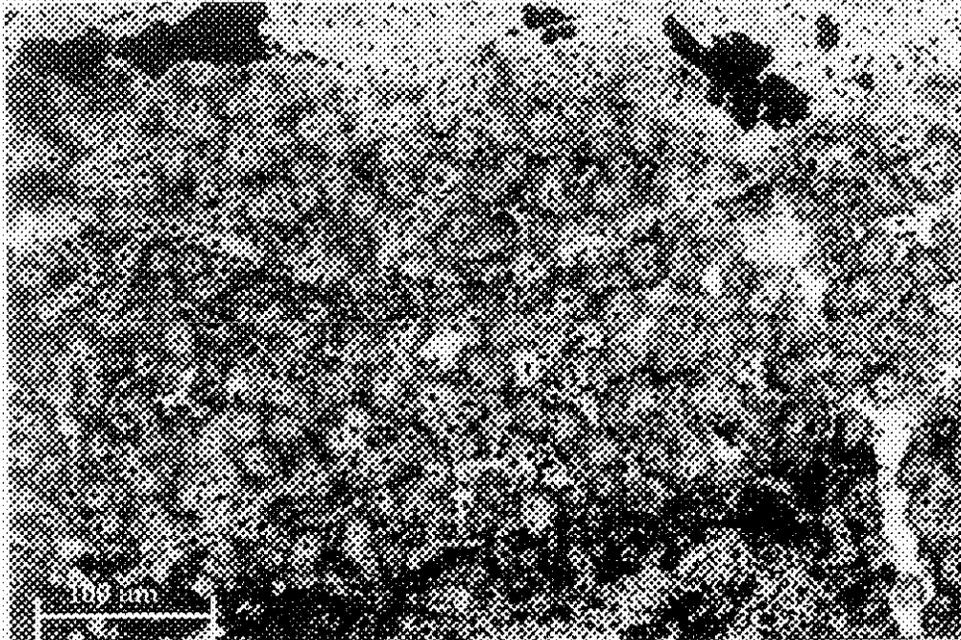


Figura 8.34: Esferulitos na banda de jaspe. Nicóis paralelos. Amostra PSN-VI-38.

A conclusão de que a camada não está invertida na jazida N4 foi baseada nos critérios de determinação de topo e base observados nos jaspilitos:

- estruturas de escavação e preenchimento;
- contatos indicando sobrecarga (marcas de sobrecarga);
- estruturas em chama (“*flame*”);
- falhas sin-deposicionais.

8.4 ROCHA QUARTZO-TRAQUÍTICA

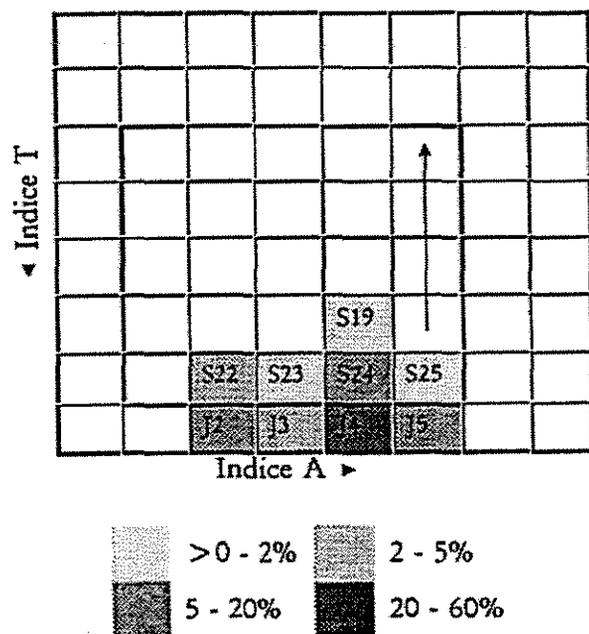
No interior da cava da Mina N4E foi localizado um corpo lenticular de rocha magmática, com dimensões aflorantes de 0,5x4m, concordante com o acamamento das BIFs da base da Formação Carajás. Essa rocha, que contém abundante zircão, foi amostrada com o intuito de se estabelecer a idade de deposição do jaspilito (cujos resultados são discutidos no Capítulo 10), considerando que poderiam ser contemporâneos. Apesar de bastante intemperizada, foi possível reconhecer na amostra numerosos cristais de quartzo (figura 8.39) e feldspato, em geral euédricos a subédricos, imersos numa matriz composta por hematita e caulinita (identificadas por Difração de Raios X) onde observam-se ainda “fantasmas” de fragmentos líticos totalmente substituídos por hematita. A fim de melhor caracterizar essa rocha, tentou-se uma classificação tipológica dos seus zircões pelo método de Pupin (1980).



Figura 8.35: Cristal de quartzo em matriz de hematita/caulinita. Nicóis paralelos. Amostra 109.797.

Pupin (1980) desenvolveu uma classificação de zircões baseada no tamanho relativo das faces dos prismas e pirâmides. Nessa classificação os diversos tipos de zircões são representados em diagrama de Índice de Temperatura versus Índice de Aquecimento revelando *trends* ou agrupamentos característicos para os vários tipos de rochas. Embora o método de Pupin tenha sido questionado (Vavra 1990, Benisek & Finger 1993), adotou-se essa classificação, pois representa uma das únicas ferramentas capaz de caracterizar a amostra estudada. Vários (175) zircões mostraram um número reduzido de tipos agrupados em torno do tipo J4 (figura 8.40) que corresponde a 51% do total, com distribuição semelhante à dos traquitos de Cantal, Maciço Central francês (Gagnol & Pupin 1985). Segundo os autores, esse tipo de rocha cristaliza em meio quente e relativamente seco. Com base nos dados de campo, petrográficos e tipologia dos zircões, a amostra estudada é interpretada como uma rocha vulcânica ou sub-vulcânica de composição provavelmente quartzo-traquítica. Quanto à natureza da colocação, as evidências não permitem estabelecer se ela é intrusiva (sill) ou extrusiva (lava ou vulcanoclástica).

Tipo	nº de cristais	freqüência (%)
J4	90	51,43
S24	24	13,71
J3	6	3,43
J5	30	17,14
J2	13	7,43
S19	2	1,14
S23	2	1,14
S22	5	2,86
S25	3	1,71



Trend riolítico (Gagnol & Pupin, 1985)

Figura 8.36: Distribuição da freqüência tipológica dos zircões da rocha quartzo-traquítica da Formação Carajás.

8.5 JASPILITO CARBONATIZADO

Com o aprofundamento da cava da Mina N4E, várias sondagens da CVRD atingiram expressivo pacote de cerca de 50m de espessura de jaspilito com carbonatos. A distribuição das sondagens permitiu estimar a extensão lateral do pacote em mais de 400m ao longo do acamamento e de cerca de 500m ao longo do mergulho. A camada encontra-se próximo à base da Formação Carajás, sob cerca de 180m de minério do tipo HM (hematita mole) (figura 8.35). Teixeira (1994) cita a ocorrência de lente de dolomito em furo de sonda 800 m a sul deste local, na mesma posição estratigráfica.

A coloração do jaspilito com carbonato varia de marrom a cinza claro e cinza escuro, com bandamento milimétrico preservado (figura 8.36), localmente dobrado, falhado e brechado. O carbonato aparece nas bandas cinza claras e em bolsões e veios que cortam o acamamento e como cimento de brechas (possivelmente hidráulicas) (figura 8.37). Às vezes o acamamento é descontínuo, em forma de lentes alinhadas. Em alguns testemunhos nota-se a passagem gradual do jaspilito silicoso para o jaspilito carbonático e a presença de níveis centimétricos de jaspe vermelho dentro das camadas do jaspilito carbonático.

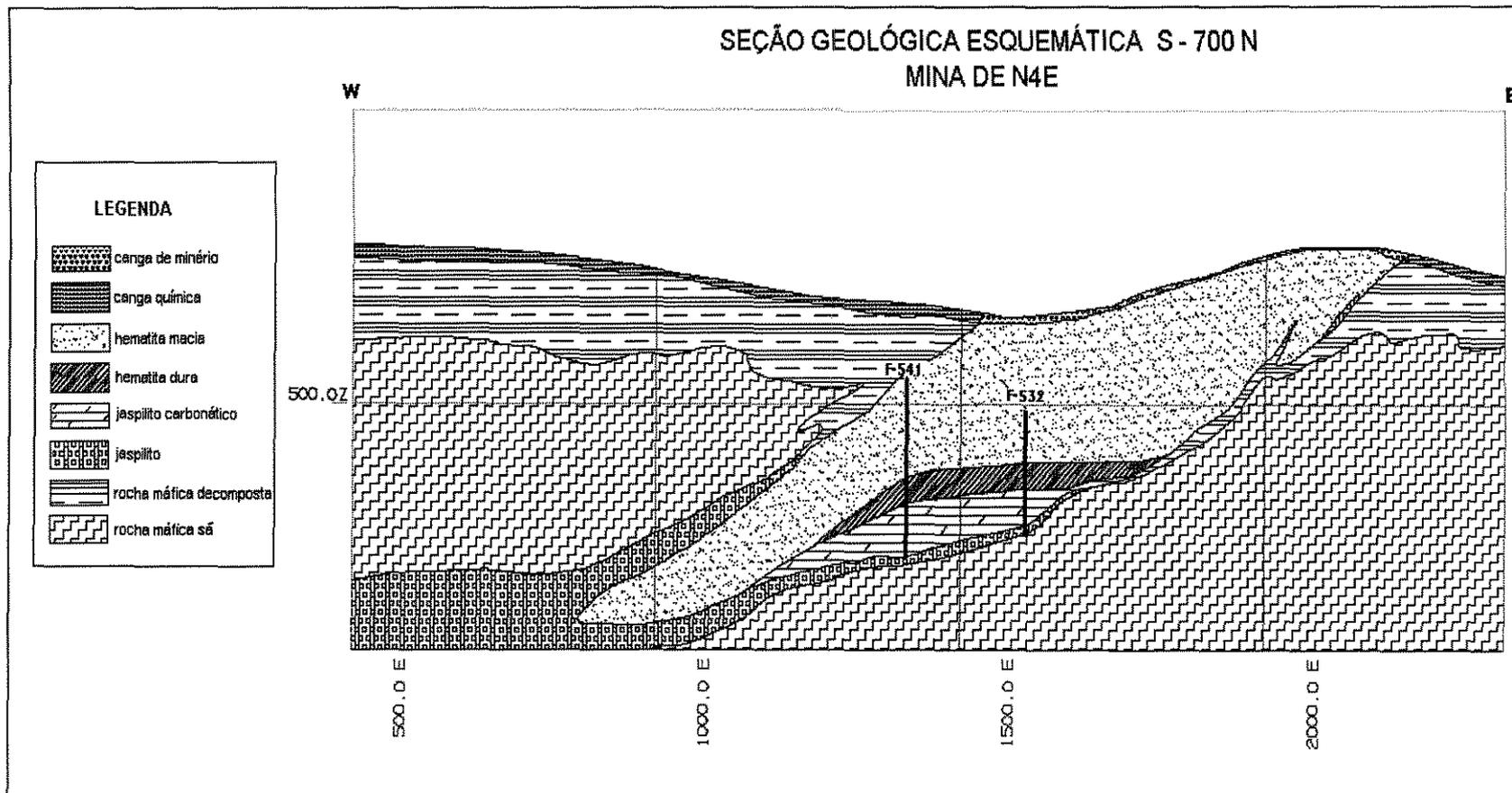


Figura 8.37: Seção geológica mostrando lente de jaspilto com carbonato, próximo da base da Formação Carajás.

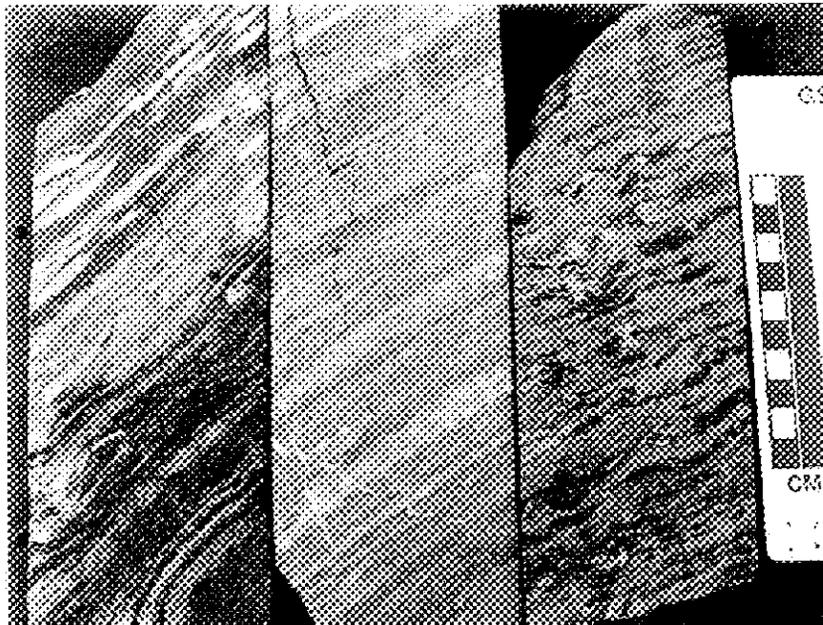


Figura 8.38: Diferentes tipos de bandamento e coloração do jaspilito com carbonato. Amostra N4E/F-532 (152,49-154,60).

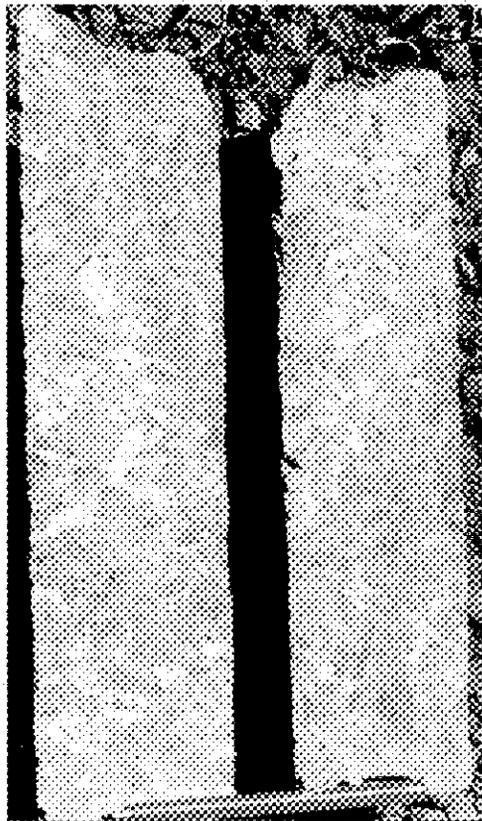


Figura 8.39: Carbonato como cimento de brecha de possível origem hidráulica no furo F-532.

Ao microscópio, nota-se que o carbonato aparece principalmente no acamamento, constituindo as bandas claras que se alternam com as bandas de opacos (hematita/magnetita) e apresenta-se esparítico com grandes cristais granulares e raros romboedros pequenos (figura 8.38). São frequentes os cristais de opacos, muitas vezes corroídos e substituídos parcialmente por carbonatos. Amostras dos furos 532, 537 e 541 foram analisadas por Difração de Raios X e revelaram que o carbonato presente é principalmente a dolomita, com calcita subordinada, associada frequentemente com talco, e rara clorita. A predominância de dolomita foi também confirmada por tingimento com alizarina. Uma análise química, em rocha total de testemunho (F-532, intervalo 152,49-152,79 m de N4E), revelou teores de elementos maiores e traços semelhantes às demais amostras de BIF (ANEXO II, tabelas 1 e 2), porém com valor anômalo para MgO (2,3%), representado pela dolomita.

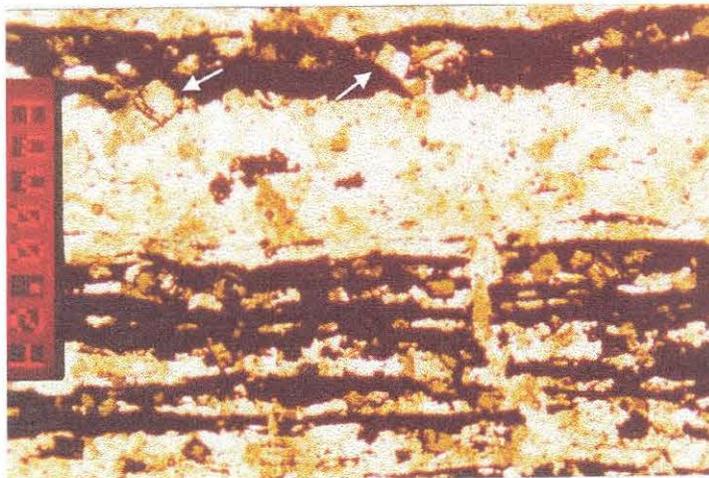


Figura 8.40: Jaspilito com carbonato no acamamento, em cristais romboédricos (setas) e em veios discordantes. Nicóis paralelos. Amostra N4E/F-532 (152,64-68).

Esses jaspilitos carbonáticos são interpretados como tendo sofrido carbonatização resultante da alteração hidrotermal localizada das BIFs, com substituição da sílica pelo carbonato. A presença de falhas transcorrentes e de empurrão assim como de veios decimétricos de carbonato nos basaltos, na área de ocorrência desse jaspilito, seriam argumentos a favor dessa interpretação, além da presença regional de batólitos e stocks graníticos (1,88 Ga) que forneceriam o calor e as próprias soluções hidrotermais. Os resultados das análises dos isótopos de C e O desses carbonatos serão apresentados e discutidos no Capítulo 11.

8.6 CONDIÇÕES DE DEPOSIÇÃO DO JASPILITO

O pacote de jaspilito na mina N4E é bastante homogêneo, nota-se apenas enriquecimento em sílica para o topo, onde predominam cherts bandados branco/negro. No entanto, a geoquímica e a minerografia, coerentemente, mostraram variações entre o topo e a base do pacote. Além disso, é na porção inferior que ocorre a rocha quartzo-traquítica, que poderia provocar maior variabilidade do aporte de elementos para o jaspilito, em função da maior proximidade do corpo magmático e, possivelmente, das fumarolas.

A Formação Carajás registra um período de grande estabilidade tectônica na bacia, com a água do mar apresentando homogeneidade geoquímica (Capítulo 9) e prevalência de condições cíclicas para a formação do jaspilito.

Isley (1995) deduz que BIFs podem ter depositado desde dezenas até 700 m de profundidade. As menores profundidades teriam como feições típicas: gradação lateral dos BIFs para estromatólitos ou oólitos, camadas granulares espessas, estruturas sedimentares de agitação de ondas e de deformação penecontemporânea, como nas BIFs da Fossa do Labrador. A profundidade máxima de ação das ondas e penetração da luz é 100–200m (Goode *et al.* 1983), e BIFs laminados devem ter se formado abaixo da base das ondas. Além disso, a ausência de estromatólitos é consistente com a interpretação de que BIFs foram depositados em profundidade maior que 100m (Walter & Hofmann 1983). A profundidade da água para deposição das BIFs do Grupo Hamersley foi estimada entre 100 e 200m, bem abaixo da base das ondas, com base na presença de delgadas (centimétricas) laminações e ausência de evaporitos, estromatólitos, estruturas geradas por ondas e basalto vesicular. O microbandamento e a falta de evidências de atividades de ondas sugerem que as BIFs de Krivoy Rog depositaram a profundidades de, pelo menos, 200 m (Isley 1995).

O bandamento do jaspilito da Formação Carajás, contínuo e persistente reflete condições recorrentes (sazonais?), que prevaleciam em toda a bacia, numa profundidade pouco variável, abaixo da ação das ondas, talvez ocupando todo o contorno da bacia e indicando um baixo gradiente topográfico, assim, não haveria altos relevos em torno da “Bacia Grão Pará”. A presença de delgados níveis de clásticos retrabalhados, indica profundidades menores que 200m. Pode-se considerar, portanto, um intervalo entre 100 e 200m como razoável para deposição das BIFs da Formação Carajás (Macambira & Schrank 2003).

A deposição do jaspilito deve ter ocorrido numa posição paleogeográfica como uma faixa, paralela à costa, onde soluções hidrotermais misturavam-se com as águas do mar, num esquema semelhante ao proposto por Klein & Beukes (1989) (fig. 8.41), mas sendo iniciado pelo estágio transgressivo, onde o topo do pacote seria marcado pelo chert bandado (carbonoso). Os basaltos e sedimentos da Formação Igarapé Cigarra teriam depositado sobre as BIFs e, em seguida, no estágio regressivo, ocorreria a deposição dos folhelhos (e siltitos) carbonosos da Formação Igarapé Boa Sorte.

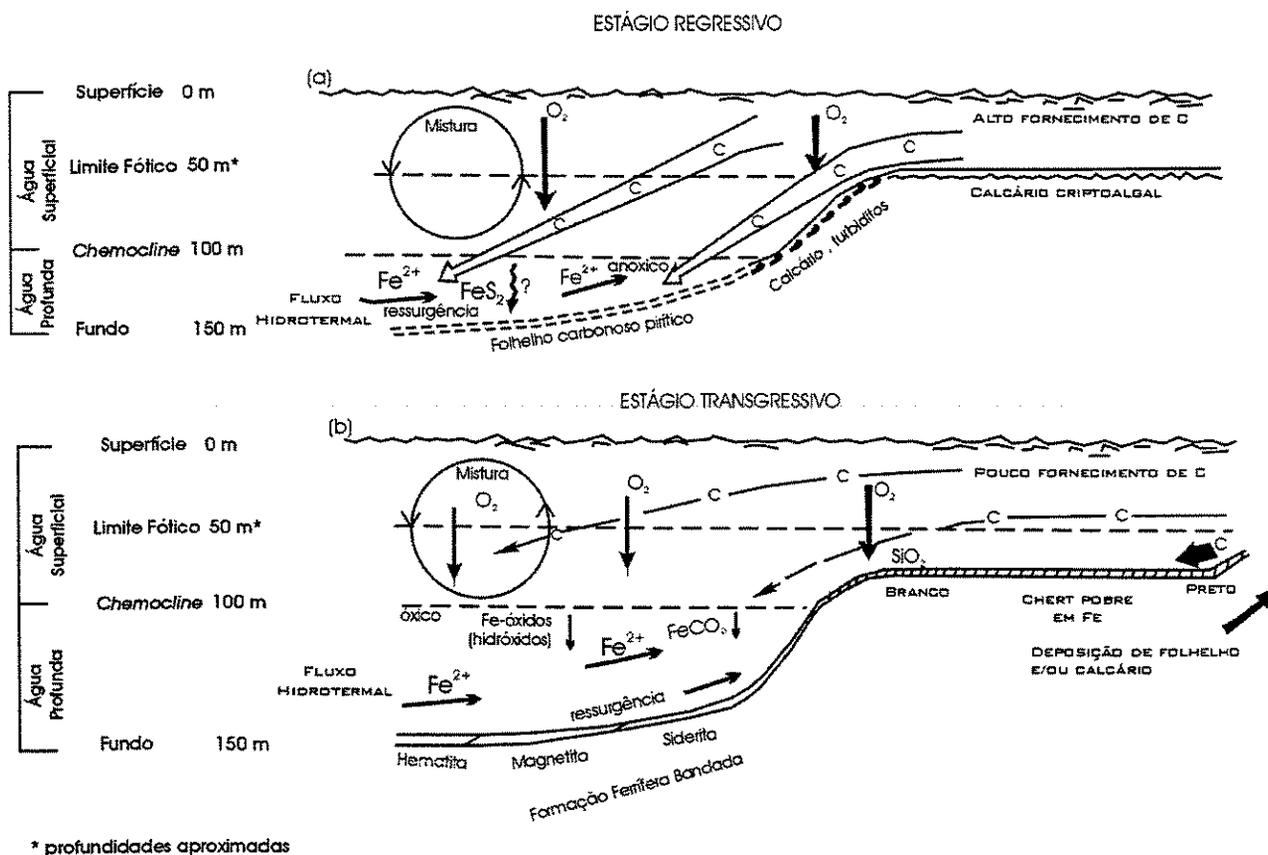


Fig. 8.41 – Ambiente deposicional esquemático para deposição de formações ferríferas e litofácies associadas em um sistema marinho com uma coluna de água estratificada em (a) estágio regressivo e (b) transgressivo. *Fonte:* Klein & Beukes (1989)

No estágio transgressivo a zona fótica está consideravelmente acima do assoalho da plataforma profunda, causando a deposição de várias fácies de formação ferrífera e chert, que poderia ser o caso do jaspilito. No estágio regressivo a zona fótica atinge o assoalho da plataforma profunda, permitindo a deposição de calcário cripto-algal laminado, enquanto folhelho carbonoso deposita estratigraficamente acima do jaspilito. Naquela figura as setas largas

com C em (a) representam alta produtividade e fornecimento de carbono, e as setas finas em (b) representam produtividade e fornecimento muito menores.

O esquema acima não requer a presença de elevados níveis de matéria orgânica para deposição das BIFs, concordando com a sugestão de LaBerge *et al.* (1987) de que, no Arqueano, “*jaspilite iron-formations*” com hematita e/ou magnetita formaram-se sem necessidade de um excesso de matéria orgânica. A presença, nos jaspilitos de Carajás, de esferulitos de possível origem orgânica foi assinalada por Meirelles (1986) e Macambira (1992) e poderia apoiar essa hipótese. Além disso, a matéria orgânica, identificada como kerogênio (Capítulo 12), presente nos siltitos da mina de Mn do Azul, reforça o argumento da existência de organismos durante a deposição das rochas sedimentares do GGP.

Todas essas feições permitem considerar as BIFs da Formação Carajás como rochas sedimentares químicas, de ambiente calmo, afetadas por fluxos de fundo e deslizamentos (slumps), e que, durante a diagênese, sofreram recristalização heterogênea da sílica, controlada parcialmente pela composição química do material depositado (presença de “poeira” de hematita) e pela disponibilidade de água em cada banda.

9 GEOQUÍMICA DO JASPILITO

O assunto é tratado a seguir, no artigo “Químio-estratigrafia e evolução dos jaspilitos da Formação Carajás (PA)”, aceito para publicação na Revista Brasileira de Geociências (Macambira e Schrank, no prelo).

No ANEXO 2 encontram-se as tabelas de análises químicas completas.

QUÍMIO-ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO DOS JASPILITOS DA FORMAÇÃO CARAJÁS (PA)

Joel Buenano Macambira
Caixa Postal: 1611- CEP: 66075-900 Belém – Pará
Joel@ufpa.br

Alfonso Schrank
Caixa Postal: 6152- CEP: 13081-970 Campinas – São Paulo
Alfonso@ige.unicamp.br

Resumo

Formações ferríferas bandadas (banded iron-formations = BIFs) são rochas relativamente freqüentes na crosta terrestre e no tempo geológico, mesmo assim, após décadas de estudos, sua gênese ainda é controversa. Apesar de antigas, com cerca de 2,75 Ga, as BIFs da Formação Carajás são adequadas para o estudo lito-geoquímico pois, diferentes da maioria dos depósitos do mundo, não foram afetadas por transformações metamórficas e sua composição química permanece original. Essas BIFs ainda são jaspilitos de fácies óxido e ocorrem intercalados entre rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará.

São aqui apresentados os resultados de análises químicas de elementos maiores, traços e terras raras, além de perda ao fogo (PF) em rocha total, relacionadas com as posições estratigráficas originais e análises de bandas ferríferas e silicosas em separado. Do estudo fizeram parte um levantamento qualitativo por espectrografia óptica de emissão e análises químicas por via úmida, ICP-MS, FRX, AA e INAA.

As BIFs da Formação Carajás apresentam os seguintes teores médios (62 amostras): $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ = 53,65%; SiO_2 = 44,60 %; Al_2O_3 = 0,63%; FeO = 1,31%; MnO = 0,06%; MgO = 0,1%; CaO = 0,04%; Na_2O = 0,04%; K_2O = 0,02%; P_2O_5 = 0,01% e PF= 0,73%.

O controle estratigráfico na coleta das amostras foi fundamental para estabelecer que, da base para o topo do pacote, ocorre enriquecimento em Si com proporcional empobrecimento em Fe (coeficiente de correlação = - 0,99). Os ETR apresentam teores muito baixos, comparados com as demais BIFs ($\Sigma\text{ETR}_{\text{médio}} = 5,27$ ppm), sendo concomitantemente mais elevados na base do pacote

e nas bandas ferruginosas. A partir da base, observam-se, ainda, progressivos enriquecimento relativo em ETRP e diminuição da anomalia positiva em Eu, indicando uma contribuição gradativamente menor de fontes hidrotermais na origem destes jaspilitos, em direção ao topo do pacote.

Estes resultados, em conjunto, sugerem que os jaspilitos da Formação Carajás depositaram-se em uma plataforma submarina rasa, ampla e tectonicamente estável. A contribuição preponderante de fontes hidrotermais na gênese dos jaspilitos da base do pacote sedimentar e a ausência de clásticos associados indicam um sítio de deposição distante de regiões costeiras. Entretanto, à medida que os BIFs se depositaram esta contribuição das fontes hidrotermais diminuiu enquanto aumentaram os teores de Si.

Palavras-chave: geoquímica, jaspilitos, BIF, Arqueano

Abstract *CHEMO-STRATIGRAPHY AND EVOLUTION OF THE JASPILITES OF THE CARAJÁS FORMATION – PARÁ STATE*

Banded iron-formations (BIFs) are relatively frequent rocks in the Earth's crust and in the geological time but, after decades of research, their genesis remains controversial. Although ancient, with *ca.* 2,75 Ga, the BIFs of the Carajás formation are adequate to litho-geochemical studies since unlike the majority of other worldwide deposits, they were not affected by metamorphic transformations, and their chemical composition remain unchanged. These BIFs are jaspilites of the oxide facies and occur interlayered in volcanic rocks of the Grão Pará group.

Whole rocks chemical analyses for major, trace, rare earth elements and loss-on-ignition (PF) as related to the original stratigraphic positions are presented together with analyses from separated iron and silica bands. The study involved a qualitative survey using optical-emission-spectrography and chemical analyses by classical methods, ICP-MS, XRF, AAS and INAA.

The BIFs of the Carajás formation have average contents as follow (62 samples): Fe₂O₃T= 53,65%; SiO₂= 44,60 %; Al₂O₃= 0,63%; FeO= 1,31%; MnO= 0,06%; MgO= 0,1%; CaO= 0,04%; Na₂O= 0,04%; K₂O= 0,02%; P₂O₅= 0,01% and PF= 0,73%.

The samplig with stratigraphic control was very important to establish that from base to top of the BIFs there is Si enrichment with a proportional decrease in Fe (correlation coefficient=-0,99). The

REE presents very low abundances ($\Sigma\text{REE}_{\text{mean}} = 5,27$ ppm), when compared with others BIFs and these abundances are higher in the iron-rich bands and at the base of the BIFs. From base to top of the package there is a relative enrichment in HREE and a less pronounced Eu positive anomaly, indicating a gradual reduction on the contribution of the hydrothermal sources to the jaspilite genesis.

These results indicate that at *circa* 2.750 Ma the jaspilites of the Carajás formation were deposited in a wide and tectonically stable shallow marine platform. The foremost contribution of hydrothermal sources in the jaspilite genesis at the base of the sedimentary package and the absence of associated clastics points out to a depositional site away from the coastline. However, while the BIFs were deposited, the contribution of these hydrothermal sources decreased while the Si contents were increased.

Keywords: geochemistry, jaspilites, BIF, Archean

INTRODUÇÃO

As formações ferríferas bandadas (banded iron-formations = BIFs) pré-cambrianas são responsáveis por 98% da produção mundial de ferro. Resistentes à erosão, afloram nos grandes terrenos pré-cambrianos de várias partes do Globo. Indicam condições específicas de sedimentação química aquosa de baixa energia, representam marcadores estratigráfico e ambiental e registram muito bem transformações tais como deformação e metamorfismo.

O estudo dessas rochas visa esclarecer quais foram (i) os controles físico-químicos da sua deposição, (ii) as causas da ciclicidade, da espessura e da persistência do bandamento, (iii) em que ambiente tectônico se depositaram, (iv) qual era a composição da atmosfera e hidrosfera durante a deposição, (v) quais as fontes do Si e Fe e (vi) conhecer melhor a história evolutiva dos oceanos, atmosfera e biosfera.

As BIFs da Formação Carajás são extremamente adequadas para tais estudos pois, diferentes da maioria dos depósitos do mundo, não foram afetadas por metamorfismo regional e mostram estruturas deposicionais e diagenéticas preservadas (Macambira e Silva 1995). Nesse contexto, a sua composição química original pode ter sido preservada. São excelentes marcadores

litológicos, devido à sua resistência à erosão, facilidade de identificação, e pelo seu posicionamento estratigráfico bem estabelecido (DOCEGEO 1988). Os jaspilitos da Formação Carajás são BIFs de fácies óxido, contidas numa seqüência vulcano-sedimentar arqueana não metamorfisada, o Grupo Grão Pará.

A área da presente investigação localiza-se no conjunto de jazidas de ferro denominado Serra Norte. As amostras provém dos depósitos N1, N2 e N4 e a região em torno da Mina de Ferro N4E foi selecionada para detalhamento em função das facilidades de acesso e da disponibilidade de coleta de testemunhos de sondagem da CVRD, além do acompanhamento do avanço das frentes de lavra da Mina.

ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A Província Mineral de Carajás (PMC) é uma unidade metalogenética que ocorre na borda SE do Cráton Amazônico, limitando-se a leste pelos rios Araguaia-Tocantins, a oeste pelo rio Xingu, a norte pela Serra do Bacajá e a sul pela Serra dos Gradaús (DOCEGEO 1988). Essa Província abriga um dos maiores depósitos de ferro do mundo (18 bilhões de toneladas) além de importantes depósitos de Mn, Au, Cu, Zn, e etc. As principais unidades litoestratigráficas encontram-se representadas no mapa geológico da figura 9.1.

Figura 9.1: Mapa geológico da região de Carajás, segundo Tallarico et al. (2000).

A parte norte da PMC é constituída pelo Cinturão Itacaíunas (Araújo *et al.* 1988), onde as rochas mais antigas pertencem ao Complexo Pium ou ao Complexo Xingu. O primeiro compreende granulitos máficos derivados de gabros, piroxenitos, noritos, dioritos e monzodioritos diferenciados e estratificados. O segundo é composto principalmente por gnaisses de composição essencialmente granodiorítica variavelmente migmatizados. O Complexo Pium foi datado em 3.002 ± 14 Ma - idade de cristalização do protólito dos granulitos e em 2.859 ± 9 Ma - idade do metamorfismo de fácies granulito (Pidgeon *et al.* 2000) enquanto o Complexo Xingu forneceu valores de 2.859 ± 4 Ma (Machado *et al.* 1991) para a idade da última migmatização que o afetou. Localmente ocorrem complexos máfico-ultramáficos arqueanos, como o Complexo Luanga, que é mineralizado em Cr e platinídeos.

O Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO 1988) compreende seqüências arqueanas, dentre elas o Grupo Grão Pará, que é uma seqüência vulcanossedimentar não metamorfisada, composta na base pela Formação Parauapebas representada por basaltos com níveis de riolitos subordinados, cuja idade de cristalização é de 2.758 ± 2 Ma (Machado *et al.* 1991). Em seguida ocorrem os jaspilitos da Formação Carajás e, segundo Macambira *et al.* (1990) sobre os jaspilitos ocorrem rochas da Formação Igarapé Cigarra (basaltos com lentes de BIFs, cherts, siltitos e arenitos), assim como os siltitos carbonáticos da jazida de manganês do Azul (Formação Igarapé Boa Sorte). Nogueira *et al.* (1995) redefiniram a Formação Águas Claras (de Araújo *et al.* 1988) posicionando-a discordantemente sobre a Formação Carajás.

Granitos e dioritos arqueanos (Suíte Plaquê) ocorrem principalmente nas porções sul e oeste da Serra Sul. Ainda no Arqueano alojou-se o Granito Estrela, a leste da Serra Norte.

Espesso pacote de arenitos fluviais com níveis de conglomerados e siltitos que recobrem o Grupo Grão Pará foram denominados de Membro Azul (base da Formação Rio Fresco) por Silva *et al.* (1974), de Formação Igarapé Azul por Macambira *et al.* (1990) e de Formação Gorotire por Nogueira *et al.* (1995), retomando proposta de Tolbert *et al.* (1968, 1971).

Granitos intrusivos anorogênicos (tipo Serra dos Carajás) datados em cerca de 1.880 Ma (Wirth *et al.* 1986, Machado *et al.* 1991) cortam os vários litotipos da região da Serra dos Carajás, além de corpos máficos intrusivos mais jovens.

Os jaspilitos da Formação Carajás são BIFs de fácies óxido com cerca de 220 m de espessura, na área da Mina N4E, com bandamento centimétrico extremamente persistente lateralmente, constituído por bandas de hematita/magnetita que se alternam com bandas de jaspe vermelho e/ou chert branco. Apesar do caráter bimodal dos jaspilitos observam-se, ao microscópio, lentes e níveis de uma banda na outra. As estruturas sedimentares encontram-se preservadas e o baixo grau de recristalização do jaspe, indicado pela presença de quartzo micro- a criptocristalino, mostra que essas rochas não sofreram metamorfismo regional. A idade de deposição obtida por Krymsky *et al.* (2002) foi de 2.751 ± 4 Ma. Trendall *et al.* (1998) estabeleceram um intervalo de 2.759 a 2.681 Ma para a deposição de todo o Grupo Grão Pará e de 2740 a 2750 Ma para a sedimentação do material precursor do jaspilito.

Os depósitos de minério de ferro hematítico são produto de enriquecimento supergênico sobre os jaspilitos da Formação Carajás, que causou a lixiviação preferencial da sílica e elevou os teores de ferro de cerca de 36–45% para 64–68% (Beisiegel 1982). Segundo Vasconcelos (1996) o processo supergênico teria ocorrido desde, pelo menos 70 Ma, de forma episódica, até o presente.

BIFs PRÉ-CAMBRIANAS – ALGUMAS CARACTERÍSTICAS PARTICULARES

Segundo James (1983) as BIFs seriam compostas essencialmente por Fe e Si, cujos teores somariam 60 a 85%. Os demais componentes seriam Al_2O_3 , MgO, CaO, CO_2 , K_2O , Na_2O e S. Os teores de elementos-traço e terras raras são sistematicamente baixos em todas as BIFs.

Segundo Lepp (1987) os únicos componentes das BIFs que mostram tipicamente mais de um por cento do total são: SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO, MgO, CaO e CO_2 . Algumas vezes alumina pode participar da lista, mas a maioria dos pesquisadores considera-a como representando mistura de clásticos e não o precipitado inicial.

A diferença composicional é marcante entre as bandas de Fe e Si. Essas bandas, em função da mineralogia contrastante, representam condições de precipitação totalmente distintas dentro do mesmo ambiente, com recorrência sistemática dessas condições contrastantes refletidas no bandamento persistente lateralmente e na homogeneidade de cada banda, independente da sua espessura. No entanto, apesar do contraste, essas condições não são sempre excludentes, pois existem lentes e lâminas de Fe nas bandas silicosas e vice-versa. De fato a deposição do Si ocorre por supersaturação, de forma lenta e quase contínua, enquanto a precipitação do Fe, por oxidação, ocorre de forma rápida mas é intermitente, o que resulta no bandamento.

Ao se tentar estabelecer a composição química média das BIFs observam-se diferenças marcantes em função do principal mineral de ferro presente (as fácies ou tipos): óxido, silicato, sulfeto ou carbonato. Também foram observadas diferenças composicionais entre rochas de mesma fácies em função do ambiente deposicional, os dois principais tipos de BIFs: Algoma e Superior. O primeiro teria se depositado em fossas e grábens ao longo de cadeias meso-oceânicas, arcos vulcânicos e bacias pós-arco por processos hidrotermais e vulcânicos associados ao desenvolvimento de faixas tectônicas principais. O tipo Superior teria se depositado próximo ao litoral, em plataforma continental, em bacias restritas e isoladas estendendo-se até bacias

profundas e fossas de falhamento onde a sedimentação clástica foi limitada ou restringida. Por isso os estudiosos da geoquímica das BIFs recomendam comparar apenas rochas de mesmas fácies e tipos. Considerando-se apenas as BIFs do tipo óxido (Algoma e Superior) verifica-se que embora os elementos maiores apresentem teores bem semelhantes, os traços são influenciados pela presença de clásticos ou vulcânicas, maior ou menor contribuição de soluções hidrotermais ou fluviais, de modo que é possível estabelecer qual a influência da área fonte, da história do transporte e do ambiente deposicional na origem de diferentes depósitos de BIF no mundo (Rai e Paul 1990). No presente estudo serão comparados as BIFs da Formação Carajás com ambos tipos, Superior e Algoma, uma vez que elas apresentam características dos dois tipos.

Mais recentemente, os elementos terras raras (ETR) tem sido usados para auxiliar a inferir características do ambiente deposicional das BIFs pré-cambrianas de fácies óxido, em termos de fonte dos elementos, temperatura e profundidade da água, situação paleogeográfica, ambiente tectônico, Eh, pH, etc.

Segundo Manikyamba *et al.* (1993) os oceanos modernos recebem a maioria dos seus ETR de três fontes: (1) a carga dissolvida dos rios, (2) alteração hidrotermal da crosta oceânica e (3) soluções derivadas da diagênese dos sedimentos. A magnitude e padrão da contribuição diagenética dos ETR é incerta, mas na escala global ela é provavelmente pequena comparada com os fluxos erosional e hidrotermal. Dados de ETR de sedimentos metalíferos da Cadeia Leste do Pacífico (*East Pacific Rise - EPR*) mostram evidências da remoção dos ETR da água pelos óxi-hidróxidos de ferro e um claro padrão de decréscimo gradual do empobrecimento em ETR leves (ETRL) com a distância do eixo da cadeia. Essas relações implicam que oxi-hidróxidos de metais precipitando a partir de plumas hidrotermais são preferencialmente enriquecidos em ETRL de tal modo que, até que os ETR na pluma sejam removidos para longe do eixo da cadeia, a massa de água residual fica empobrecida em ETRL. As semelhanças entre o padrão de ETR dos sedimentos metalíferos modernos e as BIFs de fácies óxido sugerem que a remoção por hidróxidos de ferro foi o mecanismo responsável pela incorporação dos ETR nas BIFs. O *trend* geral dos ETR nas BIFs é compatível com um mecanismo de formação de BIFs de fácies óxido no qual hidróxidos de ferro precipitaram a partir da água do mar com um padrão de ETR similar ao do oceano moderno (exceto para Ce e Eu).

Segundo Derry e Jacobsen (1990) as BIFs fácies óxido independente da idade e tipo (Algoma ou Superior) mostram típico padrão empobrecido em ETRL em relação aos folhelhos, $(La/Yb)_N$ entre 0,3-0,8 e anomalia positiva de Eu. Sugerem que Fe e ETR co-precipitaram a partir da água do mar como oxi-hidróxidos de Fe e indicam que fontes hidrotermais submarinas foram importantes, ou mesmo dominantes para o fornecimento de Fe e ETR para as BIFs. Numerosos trabalhos seguem esta mesma linha de raciocínio: Alibert e McCulloch (1993), Bau e Moller (1993), Manikyamba *et al.* (1993), Gnaneshwar Rao e Naqvi (1995), Khan *et al.* (1996), Kato *et al.* (1998), entre outros.

Lindenmayer *et al.* (2001) apresentam resultados petrográficos e geoquímicos para as BIFs da Formação Carajás da Serra Norte, junto com amostras metamorfisadas da Serra Sul, além de analisarem o comportamento dos ETR, normalizados pelo condrito. Concluem pela influência de fluidos hidrotermais submarinos, provenientes de fumarolas próximas a uma cadeia mesoceânica, na gênese das BIFs.

GEOQUÍMICA DOS JASPILITOS DA FORMAÇÃO CARAJÁS

As BIFs da Formação Carajás são rochas sedimentares químicas não metamorfisadas, cuja composição aparentemente não foi modificada. A assembléia mineral, se não é primária, foi modificada apenas por processos diagenéticos. Tampouco foram observados materiais clásticos associados aos jaspilitos que pudessem “contaminar” o sedimento químico. Esses fatos permitem considerar os resultados das análises representativos da composição do sedimento na época da deposição. Desse modo, as variações observadas devem refletir as mudanças no processo deposicional e portanto no próprio ambiente sedimentar (o meio aquoso).

Foram selecionadas para análise química as amostras-de-mão e de testemunhos de sondagens isentas de sinais de alteração intempérica e hidrotermal, sem veios ou fraturas preenchidas e não deformadas nem recristalizadas. Cerca de 200 g de amostra foram pulverizadas a menos que 100 mesh em moinho de ágata ou *shutter box*.

Técnicas Analíticas

Parte das amostras foram analisadas no Laboratório de Análises Químicas do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), por via úmida. Ali, o Si foi determinado por gravimetria, o Al por titulação com EDTA, o Fe total foi analisado por espectrofotometria e o Fe (II) por titulação com dicromato de K. A perda-ao-fogo (PF) foi calculada gravimetricamente por calcinação. CaO, MgO, K₂O, Na₂O e MnO foram determinados por espectrometria de absorção atômica, bem como os traços: Co, Pb, Cr, Ni, Cu e Zn. Esses elementos-traço foram selecionados a partir de um estudo qualitativo prévio, por espectrografia ótica de emissão, que determinou serem esses os elementos presentes nos jaspilitos que poderiam ser determinados naquele laboratório. Esse estudo prévio qualitativo foi desenvolvido com 25 amostras de bandas separadas, sendo 9 ricas em minerais de Fe (opacos), 7 bandas de jaspe vermelho e 9 bandas de chert branco.

Para a separação em bandas foram selecionadas amostras-de-mão e de testemunhos de sondagem que, uma vez fixadas em torno de bancada, foram golpeadas com talhadeira pequena e martelo nos planos do acamamento, possibilitando a separação em bandas de opacos e de sílica. Eventuais fragmentos de uma banda no contato com a banda adjacente foram desbastados com roda de esmeril.

Um outro conjunto de amostras foi analisado para elementos maiores por fluorescência de raios X e para 28 elementos-traço por ICP-MS em laboratório comercial (Bondar Clegg, de Vancouver – Canadá). Esse procedimento permitiu verificar a grande concordância de resultados não só entre os métodos clássicos (via úmida) e instrumentais assim como entre as análises produzidas nos laboratórios da UFPA e da Bondar Clegg, para elementos maiores, pois 6 amostras foram analisadas em ambos os laboratórios.

As terras raras foram analisadas por ativação neutrônica no Instituto de Pesquisas Nucleares (IPEN), em São Paulo. Cerca de 100 mg de amostra foram irradiados por 8 h em um fluxo de neutrons térmicos de 10^{12} n cm⁻²s⁻¹, juntamente com aproximadamente 100 mg dos materiais de referência GS-N e BE-N como padrões. A determinação dos elementos foi feita em um espectrômetro de raios gama. A concentração em Gd foi estimada por interpolação entre Sm e Yb, utilizando a fórmula da linha de tendência logarítmica.

Elementos maiores

As 62 amostras analisadas em rocha total, coletadas nas jazidas de ferro N1 a N4, revelaram teores médios de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ = 53,65%; SiO_2 = 44,60 %; Al_2O_3 = 0,63%; FeO = 1,31%; MnO = 0,06%; MgO = 0,1%; CaO = 0,04%; Na_2O = 0,04%; K_2O = 0,02%; P_2O_5 = 0,01% e PF = 0,73% (Tabela 9.1).

Tabela 9.1: Óxidos dos elementos maiores e traços dos jaspilitos da Formação Carajás com seus valores mínimos, médios e máximos e a razão $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}/\text{FeO}$. P.F. = perda ao fogo. () = número de amostras, excluídas aquelas não analisadas e as com valores inferiores aos limites de detecção pelo método utilizado. Análises completas com respectivos limites de detecção podem ser obtidas com os autores.

Chama a atenção, nas amostras de Carajás, o teor de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, cerca de 10% acima da média para as BIFs de fácies óxido do tipo Algoma ou Superior (Gross 1990), além dos valores muito mais baixos, para os demais óxidos, conforme pode ser verificado na tabela 9.2. Nota-se também que a soma de Fe e Si em Carajás está sistematicamente acima de 97% enquanto para os tipos Algoma e Superior raramente chega a 92%, evidenciando a alta pureza dos jaspilitos de Carajás. $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ e SiO_2 apresentam comportamento antitético, resultado da composição bimodal dos jaspilitos, mostrado pelo coeficiente de correlação negativo (-0,99) (figura 9.2). A razão $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}/\text{FeO}$ variou de 17,81 para 194,48 com média de 53,96, muito acima da média para os BIFs de fácies óxido dos tipos Algoma (3,48) e Superior (5,67) do Canadá (Gross 1990). Entre os óxidos maiores, excetuando-se SiO_2 e $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, apenas CaO e Na_2O apresentaram coeficiente de correlação observável (+0,77), enquanto nos depósitos do Canadá a correlação é entre Al_2O_3 e K_2O .

Figura 9.2: Correlação $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ para 62 amostras de rocha total ($r = -0,99$).

Tabela 9.2: Comparação das composições médias de óxidos maiores das BIFs de Carajás com os tipos Algoma e Superior (fácies óxido) do Canadá (Gross 1990).

Comparando-se os gráficos (figura 9.3) das composições médias das amostras de BIFs da Formação Carajás com os tipos Algoma e Superior (fácies óxido), verifica-se que SiO_2 e FeO têm valores mais baixos em Carajás e Fe_{total} e Fe_2O_3 têm valores mais altos (figura 9.3A). Do MgO ao P_2O_5 os óxidos são sempre abaixo tanto do tipo Algoma quanto do Superior (figura 9.3B). Comparando-se o comportamento dos gráficos sem considerar os valores absolutos, verificamos

que SiO₂ e Fe (Fe_{total}, FeO e Fe₂O₃) e Al₂O₃, Na₂O, K₂O e P₂O₅ têm mais semelhança com o padrão do tipo Superior. Destaca-se ainda o teor muito baixo de CaO em Carajás.

Figura 9.3: A) Comparação da média dos elementos maiores das BIFs de Carajás, com os tipos Algoma e Superior do Canadá. B) Em escala logarítmica.

Elementos-traço

Os elementos-traço em BIFs fácies óxido de depósitos do Canadá (Gross 1990) e da Austrália (Dymek e Klein 1988) mostram sempre valores baixos, porém em Carajás esses teores são muito baixos (tabela 9.1). Apenas 12 elementos-traço são apresentados, pois 7 elementos (Mo, Te, Sn, W, Ta, Nb, Y) ficaram abaixo dos limites de determinação do ICP-MS e outros 9 mostram valores mensuráveis em tão poucas amostras que não são apresentados (Au, Ag, Cd, As, V, Li, Sr, Th e U). Foram detectados em todas as amostras os 7 elementos: Pb, Zn, Co, Ba, Zr, Ga e Sc. Não foram notadas correlações importantes ($r > 0,75$) entre pares de elementos, exceto entre Fe₂O₃T e Ga, cuja razão mostrou correlação positiva (0,95) (figura 9.4) e entre Al₂O₃ e Ni, com correlação de +0,78. Os teores médios de Ba, Zr, Ni, Cr, Sc e Co em Carajás estão muito abaixo das médias dos depósitos do Canadá de fácies óxido, os teores de Zn estão na faixa do tipo Algoma e o Cu apresenta valores intermediários entre os tipos Algoma e Superior. Os teores de Ga (21 ppm), Bi (6 ppm) e Pb (18 ppm) são cerca de duas vezes superiores à média das BIFs de tipo Algoma ou Superior e o Sb (7ppm) é sete vezes maior que nos depósitos conhecidos. Entre os elementos-traço observa-se que aqueles de afinidade com rochas ígneas félsicas tem teores tão baixos que não chegaram a ser detectados, já aqueles de afinidade com rochas máficas, apesar de baixos, foram detectados na maioria das amostras.

Figura 9.4: Correlação Ga/ Fe₂O₃T ($r = +0,95$) para 44 amostras, em rocha total.

A comparação do padrão de distribuição dos elementos-traço ferromagnesianos dos jaspilitos da Formação Carajás (Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu e Zn) com depósitos de fácies óxido dos tipos Algoma e Superior do Canadá (figura 9.5) revelou que, em Carajás, Cu e Zn estão na mesma ordem de grandeza, enquanto os demais elementos apresentam valores muito baixos.

Figura 9.5: Média dos elementos-traço ferromagnesianos das BIFs de Carajás comparados com os tipos Algoma e Superior do Canadá (Gross 1990; os dados para "V" são compilados de Gross e McLeod 1980), normalizados pela crosta continental superior de Taylor e McLennan (1985).

Elementos Terras Raras

Os ETR são baixos nas BIFs fácies óxido de todo o mundo, variando de 5-20 ppm (Appel 1987) a 5-50 ppm (Davy 1983). Os teores de ETR determinados em Carajás (tabela 9.3) foram muito baixos, com média de 5,27 ppm (max.=11,40 e min.=3,17 ppm) concordando com a afirmativa de Appel (1987) que diz que a distribuição das ETR parece estar relacionada com o tipo de fácies, sendo o óxido o que apresenta os valores mais baixos.

Tabela 9.3: Distribuição dos ETR (ppm) em rocha total de jaspilitos com as médias das amostras do topo e da base da Formação Carajás, e nas bandas ricas em Fe e em Si, separadas da amostra VW-6-D. NASC segundo Goldstein e Jacobsen (1988). (---) Abaixo do limite de detecção.

A análise do comportamento dos ETR em BIFs tem sido feita mais recentemente por muitos estudiosos, normalizando os resultados pelos padrões NASC (*North American Shale Composite*), ou pelo ES (*European Shale*) ou pelo PAAS (*Pos-Archean Australian Shale*). Vários autores sugerem valores para esses padrões. Na figura 9.6 encontram-se esses padrões, normalizados pelo condrito para comparação, mostrando a pouca diferença entre eles. Seguindo a recomendação de Kato *et al.* (1998) os resultados dos ETR da Formação Carajás foram normalizados pelo NASC obtido por Goldstein e Jacobsen (1988).

*Figura 9.6: Distribuição dos ETR em ES, PAAS, NASC-1 (Rollinson 1993) e NASC-2 (Goldstein e Jacobsen 1988), normalizados pelo condrito de Haskin *et al.* (1968).*

Análises das bandas separadas

As amostras foram então separadas em bandas claras (ricas em Si) e escuras (ricas em Fe) e analisadas para elementos maiores. O teor médio de SiO₂ nas bandas claras foi de 81,38%, cerca de 5 vezes superior ao de Fe₂O₃T (16,35%). Nas bandas escuras o Fe₂O₃T teve média de 73,85%, apenas 3 vezes maior que o SiO₂ (23,41%), mostrando que há muito mais silício na banda clara do que ferro na banda escura, ou seja, a rocha de fato é um chert (ou jaspe) intercalado com camadas de óxidos de ferro. Apesar disso, a presença de um elemento não exclui o outro, sendo o menor valor de SiO₂ na banda escura de 6% e de Fe₂O₃ na banda clara de 2%, ou seja, mesmo em termos de menor teor, há 3 vezes mais Si na banda de Fe do que Fe na banda rica em Si. Não apareceram tendências de aumento ou diminuição nos teores desses elementos para o topo ou para a base. Os resultados estão na tabela 9.4, onde observa-se quais compostos

acompanham preferencialmente o Fe (CaO e PF, que são duas vezes mais elevados que na banda silicosa) e o Si (Al_2O_3 e K_2O , 2 e 3 vezes maiores, respectivamente, que na banda ferrífera). Nota-se também que mesmo com as bandas separadas, o teor de Fe + Si na mesma amostra permanece maior que 97%.

Tabela 9.4: Análises químicas de: A) bandas ricas em Fe_2O_3 (7 amostras) e B) bandas ricas em SiO_2 (10 amostras). () Valores inferiores aos limites de detecção pelo método de análise utilizado, excluídas do cálculo da média.*

O estudo qualitativo, por espectrografia óptica de emissão, das bandas de minerais opacos (hematita/magnetita), de jaspe e de chert revelou a presença de cinco elementos (Si, Fe, Al, Mn e Mg) em todas as bandas. Foi verificada a tendência de os elementos-traço (Pb, Ti, Mo, Co, Ni, Cr, V, Ga, Ag, Zn e Y) ocorrerem quase exclusivamente na banda de opacos, comparados com as bandas de chert de cinco amostras. Em uma amostra, que apresentava as três bandas (opacos, jaspe e chert), a separação foi completa. Todas possuíam os cinco elementos Si, Fe, Al, Mn e Mg, porém não foram detectados traços na banda de chert, a banda de jaspe continha apenas Cr e V e a banda de opacos apresentava todos os demais traços.

Não é comum separar as bandas para análise, apenas Davy (1983) apresenta alguns resultados com amostras de diversos tipos da Austrália e da Finlândia e Khan *et al.* (1996) que analisaram amostras da Índia, destacam as diferenças entre as bandas. A separação, entretanto, foi útil no estudo dos ETR, como veremos adiante.

Khan *et al.* (1996), com base no raio iônico e valência, destacaram a tendência dos ETR se concentrarem preferencialmente na banda rica em Fe, nas BIFs de fácies óxido, o que foi comprovado pela amostra VW-6-D, da qual foram separadas as bandas ricas em Fe e em Si (figura 9.7). Os ETR mostraram teores cerca de 3 vezes mais elevados na fase rica em Fe (3,66 ppm) do que na fase rica em Si (1,24 ppm), enquanto a anomalia de Eu^* é cerca de 10% maior. Na figura 9.7 foi lançada também, para comparação, a amostra de rocha total com as faixas de erros de leitura para as três frações. O grau de enriquecimento de ETRL é de 1,74 para rocha total, ao contrário, para as bandas separadas é de 0,70 para a camada de ferro e de 0,46 para a camada de silício. Nota-se ainda que, embora para La e Ce a soma dos teores das bandas seja igual ao teor da rocha total, isso não acontece a partir do Sm até o Yb. Tal comportamento seria

explicado por heterogeneidades na amostra da ordem de 10-15 cm de distância, pois os erros de leitura não são suficientes para justificar essas diferenças.

Figura 9.7: Distribuição dos ETR, com as faixas de erro, das bandas ricas em Fe e em Si da amostra VW-6-D, normalizados pelo NASC de Goldstein e Jacobsen (1988).

Químio-estratigrafia

Foram selecionadas amostras posicionadas na base (18) e no topo (6) da Formação Carajás, distribuídas na área toda, para verificar se o comportamento dos teores dos óxidos maiores mostrava alguma diferença entre essas porções, constatando-se um leve enriquecimento de Si da base (média = 40,36%) para o topo (44,52%), acompanhado pelo CaO e MgO e o inverso para o Fe (acompanhado pelo Na₂O), que varia de 57,15% na base para 53,39% no topo. Esse comportamento é mostrado também pelo coeficiente de correlação negativa (-0,99) entre Fe e Si. O FeO e a PF não mostraram variações importantes. As pequenas variações entre topo e base indicam que o ambiente deposicional praticamente não variou quimicamente para os elementos maiores.

Amostras selecionadas (13) da mina N4E, onde o controle do empilhamento estratigráfico é mais seguro, mostraram o comportamento observado na figura 9.8. Fe e Si são nitidamente antitéticos e mostram maior variação na parte inferior da seção (da base até a amostra JW-5-A) enquanto na metade superior (da amostra MR-4-A ao topo) esses elementos exibem menores variações. O Al tem padrão mais semelhante ao do Fe, enquanto Mg e Ca se assemelham ao Si. O Mn e o K têm comportamento errático, algo semelhante ao Si, pelo menos na porção basal. A menor variação de teores na porção superior indicaria maior homogeneidade geoquímica do ambiente e do processo deposicional comparado com a porção inferior, onde (e quando) teria havido maior irregularidade na disponibilidade dos elementos maiores.

Figura 9.8: Químio-estratigrafia dos elementos maiores da Formação Carajás na Jazida N4E

Considerando-se que os elementos-traço tendem a concentrar na banda ferrífera, procurou-se verificar se eles acompanhavam o enriquecimento em ferro para a base do pacote, observando o comportamento dos teores dos traços nas amostras com controle do empilhamento estratigráfico (amostras dos gráficos da fig. 8). Sete elementos (Ba, Ga, Ni, Sc, Co, Bi e Sb) não apresentaram

diferenças suficientes (> 2 ppm) entre topo (média de 6 amostras) e base (média de 7 amostras) para caracterizar qualquer tendência. O Zr e o Cu apresentaram teores muito elevados em uma amostra cada (143 ppm e 166 ppm, respectivamente), distorcendo a média e impedindo comparações. O Pb, Zn e Cr mostraram teores médios um pouco mais elevados na base que no topo, o que poderia indicar que esses elementos tendem a acompanhar o enriquecimento em Fe para a base.

Em função da tendência observada, dos ETR concentrarem nas bandas ferríferas, e para evitar a influência do enriquecimento em Fe para a base, foram selecionadas 10 amostras, cujos teores de Fe₂O₃T estavam entre 50 e 60% e com controle da posição estratigráfica, para verificar o comportamento dos ETR ao longo do perfil (tabela 9.3).

O grau de enriquecimento (La/Yb)_N foi calculado pela equação (1) de Kato *et al.* (1998), revelando, para a base uma variação de 0,85-1,93 (com média 1,52) e um decréscimo para o topo, que apresentou variação de 0,45-0,85 e média de 0,66.

$$(La/Yb)_N = (La/Yb)_{amostra} / (La/Yb)_{NASC} \quad (1)$$

Esse decréscimo indicaria, segundo Derry e Jacobsen (1990) maior distância da fonte hidrotermal para o topo. Os valores da anomalia de Eu (Eu/Eu*) foram determinados através da equação (2) de Kato (*op. cit.*) e mostraram um decréscimo dessa anomalia da base (3,54) para o topo (3,18).

$$Eu/Eu^* = (2 \cdot Eu / Eu_{NASC}) / [(Sm / Sm_{NASC}) + (Gd / Gd_{NASC})] \quad (2)$$

Todas as amostras apresentaram anomalia positiva de Eu (Eu/Eu* > 1), o que, segundo Davy (1983) e Kato *et al.* (1998) indicaria origem hidrotermal. A diminuição da anomalia para o topo indicaria diminuição da influência hidrotermal. As amostras da base são mais ricas em ETRL do que as do topo, ocorrendo o inverso com os ETRP. Esse comportamento é melhor visualizado através das médias das amostras do topo e da base da Formação Carajás (figura 9.9), que mostra as anomalias de Eu na base e no topo e o padrão de enriquecimento de ETRP para o topo, semelhante ao observado em sedimentos metalíferos recentes da Cadeia Leste do Pacífico (Kato *et al.* 1998). Em Carajás o teor total de ETR diminui da base (6,66 ppm) para o topo (3,89 ppm). Menor teor de ETR no topo indicaria diminuição da influência da fonte hidrotermal, o que é compatível com a diminuição concomitante de Fe e do grau de enriquecimento ETRL/ETRP

para o topo e com a evolução da bacia para condições menos confinantes. Ou poderia significar a redução do aporte de soluções hidrotermais para a água do mar e a conseqüente diminuição do fornecimento de elementos para os jaspilitos.

Figura 9.9: Distribuição dos ETR com as médias de 5 amostras do topo e 5 da base da Formação Carajás (jazidas N4 e N1), juntamente com a média total (10 amostras), para comparação. x = média.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

As BIFs da Formação Carajás representam um dos maiores depósitos do mundo e tem equivalentes em quase todos os continentes. É importante caracterizar-se quimicamente essas rochas não apenas para comparar com outros depósitos, como também para tentar estabelecer restrições aos modelos para a sua gênese.

O número expressivo de amostras analisadas distribuídas na Serra Norte, a ausência de sedimentos clásticos associados e de sinais de metamorfismo permitem considerar os resultados como representativos da composição dos jaspilitos. O padrão de comportamento dos óxidos maiores (figura 9.3) de Carajás mostra mais semelhança com o tipo Superior que com o tipo Algoma. Apesar disso, a comparação com os dois grandes tipos de BIFs de fácies óxido mostra, tanto nos elementos essenciais (Fe e Si) como nos demais óxidos maiores, algumas diferenças entre as quais o alto grau de pureza dos jaspilitos de Carajás ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T} + \text{SiO}_2 \cong 97\%$), os teores muito baixos dos demais óxidos, ausência de correlação entre Fe ou Si e demais óxidos, ausência da correlação entre Al_2O_3 e K_2O e elevada (+0,77) correlação entre CaO e Na_2O . Além disso, a razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (53,96) em Carajás, é mais de dez vezes maior que para os tipos Algoma ou Superior. Lindenmayer *et al.* (2001) já haviam destacado que, na Serra Sul, essa razão era menor (entre 5 e 8), confirmada pela maior porcentagem de magnetita, enquanto que na Serra Norte predomina a hematita. Concluíram que esse comportamento refletiria um grau de recristalização mais avançado na Serra Sul, devido a metamorfismo de contato.

Os elementos-traço mostraram-se bem diferentes das demais BIFs do mundo. Seus teores, muito baixos, dificultam qualquer comparação com os depósitos mais conhecidos. Destaca-se, em Carajás, o teor de Ga (21 ppm), de Bi (6 ppm) e de Pb (18 ppm) que são cerca de duas vezes superiores aos descritos na literatura e o Sb (7 ppm) cerca de sete vezes maior. Além disso, os

elementos-traço de afinidade máfica tem teores claramente superiores aos de afinidade félsica, indicando uma possível relação genética com os basaltos subjacentes da Formação Parauapebas.

O padrão dos elementos-traço ferromagnesianos é intermediário entre os tipos Algoma e Superior, mas é nítida a tendência de concentração desses elementos na banda de óxidos de ferro. Os teores mais elevados de Ga, Bi, Pb e Sb parecem ser uma feição particular de Carajás. O Ga tem correlação positiva com o Fe_2O_3T enquanto o Al, apesar do comportamento geoquímico semelhante ao do Ga, tem afinidade pelo Si e é antitético com o Fe.

As amostras com controle estratigráfico revelaram que o sedimento depositado tornou-se gradualmente mais rico em Si e pobre em Fe da base para o topo, o que é compatível com a diminuição da influência hidrotermal para o fornecimento de elementos metálicos para os jaspilitos.

Os jaspilitos da Formação Carajás são pobres em ETR porém revelaram a tendência desses elementos se concentrarem na banda rica em Fe e em diminuir o teor em direção ao topo do pacote. A diminuição da anomalia de Eu e o enriquecimento em ETRP para o topo são indicativos de maior influência da água do mar, (por analogia com o mar moderno) e da diminuição do aporte de soluções hidrotermais para o ambiente de deposição dos jaspilitos.

Até os anos 70 o debate sobre a provável fonte do ferro e do silício para as BIFs pré-cambrianas focalizava duas possibilidades principais: soluções intempéricas oriundas do continente ou soluções associadas ao vulcanismo submarino. Segundo Lepp (1987) o ambiente físico não afeta os processos de precipitação e é de importância secundária nas hipóteses de origem. A uniformidade da composição química das BIFs pré-cambrianas de variados tipos e idades significa que Fe e Si tiveram como fonte o oceano. Tal uniformidade não teria sido atingida se cada bacia dependesse do aporte continental local para o fornecimento dos seus compostos.

Com a evolução dos métodos analíticos, numerosas análises de elementos-traço, ETR e isótopos de Nd, O e C tornaram-se disponíveis na literatura. Praticamente todos os pesquisadores concordam com a importância da fonte hidrotermal para o fornecimento de Fe e Si para as BIFs. A comparação com ambientes modernos também tem indicado esse tipo de fonte, pois Dymek e Klein (1988) observaram que uma mistura de pequenas quantidades de fluídos hidrotermais da

Cadeia do Leste do Pacífico com águas do Norte do Oceano Atlântico, apresenta Σ ETR, anomalia negativa de Ce e positiva de Eu* semelhantes às observadas em várias BIFs. Na figura 9.10 nota-se que as amostras de Carajás apresentam o mesmo padrão de uma mistura dessas soluções na proporção de 1:10.

Figura 9.10: Padrão de ETR dos Fluidos Hidrotermais da Cadeia Leste do Pacífico (FHCLP), da Água do Atlântico Norte (AAN) e de uma Mistura dessas soluções (1:10) (MIST) segundo Dymek e Klein 1988, juntamente com ETR de BIFs da Formação Carajás (BIFsFC) para comparação.

Um argumento contrário aos fluidos vulcânicos como fonte do Fe era a sua baixa concentração nas exalações vulcânicas (Holland 1973; Jacobsen e Pimentel-Klose 1988), no entanto a concentração de Fe em fluidos hidrotermais é sensível à temperatura. Em fluidos experimentais o teor de Fe é \cong 100 vezes maior a 425°C do que a 350°C, segundo Gnaneshwar Rao e Naqvi (1995), e a faixa de temperatura dos fluidos hidrotermais nas cadeias oceânicas modernas seria de 350° – 375°C. Alibert e McCulloch (1993) sugeriram que a atividade hidrotermal nas cadeias meso-oceânicas do Arqueano era muito maior devido a maior temperatura da crosta e/ou ao maior volume de cadeias oceânicas.

As BIFs da Formação Carajás foram depositadas sobre espessos derrames de basaltos que devem ter extravasado a partir de cadeias meso-oceânicas. A elevada pureza em Fe e Si, e os baixos teores dos demais óxidos maiores indicam uma fonte hidrotermal para estes compostos.

Foi fundamental para o presente estudo, a análise do comportamento dos elementos maiores, traços e ETR ao longo do empilhamento estratigráfico, pois mostrou que o pacote não é geoquimicamente homogêneo. Há maior variabilidade dos teores dos elementos maiores na porção inferior, acompanhada por maior teor de alguns elementos-traço (Pb, Zn e Cr) e de Σ ETR, maior anomalia de Eu* e maior razão (La/Yb)_N. Essas feições são compatíveis com um ambiente de fluxos hidrotermais irregulares, talvez por diferenças de volume e temperatura no início da deposição do jaspilito. Por outro lado, na porção superior o ambiente estaria mais estabilizado, com fluxos e temperaturas mais constantes, resultando em menor variabilidade nos teores dos elementos, maior diluição das soluções hidrotermais com diminuição da sua assinatura geoquímica (registrada pela diminuição da anomalia de Eu*), maior enriquecimento em ETRP e pela diminuição nos teores de Pb, Zn e Cr e de Σ ETR da base para o topo do pacote. Tal comportamento é semelhante ao descrito por Derry e Jacobsen (1990) em sedimentos metalíferos

da Cadeia Leste do Pacífico, onde há um claro padrão de diminuição dos ETRL com o aumento da distância entre o sítio de deposição dos sedimentos e a cadeia. O valor de $(La/Yb)_N$ é de aproximadamente 0,95 próximo das fontes hidrotermais e de cerca de 0,55 a 1.100 km de distância. No caso de Carajás este comportamento estaria registrado no empilhamento estratigráfico, sendo a porção basal (com $(La/Yb)_N = 1,52$) mais influenciada pelo volume de soluções provindas de fontes hidrotermais relativamente próximas. Já a porção do topo (com $(La/Yb)_N = 0,66$), teria sido progressivamente menos afetada, talvez pela diminuição do volume de soluções hidrotermais, possivelmente porque as fontes ativas ficaram mais distantes. Ou seja, o comportamento dos teores de elementos maiores, traços e ETR, da anomalia de Eu^* e do grau de enriquecimento $(La/Yb)_N$ ao longo do empilhamento estratigráfico apontam para uma origem das BIFs da Formação Carajás a partir de soluções hidrotermais associadas ao vulcanismo máfico que originou os basaltos da Formação Parauapebas. Com a diminuição da atividade vulcânica diminuiria também a influência hidrotermal no fornecimento de elementos para os jaspilitos.

A grande maioria dos pesquisadores de BIFs interpretam o comportamento dos ETR considerando um empilhamento estratigráfico que envolve rochas clásticas, pelíticas e químicas além de BIFs de fácies carbonato, sulfeto e silicato, associados ou intercalados às BIFs fácies óxido, pois essa é a situação geológica mais comum na maioria dos grandes depósitos. No caso de Carajás o empilhamento tem mais de 200 m de espessura de jaspilitos, sem clásticos ou BIFs de outras fácies associados. Esse fato descarta a possibilidade de que o comportamento dos ETR tenha sido influenciado pelo aporte de ETR de outras fontes que não soluções (hidrotermais, fluviais ou marinhas), reforçando a interpretação de que as variações observadas ao longo do empilhamento estratigráfico refletem mudanças no meio aquoso a partir do qual as BIFs se depositaram.

A deposição de grandes corpos de BIFs no Arqueano, semelhantes à Formação Carajás, exige não só a disponibilidade de grandes quantidades de Fe e Si como também que sejam levados até uma plataforma continental. Fenômenos de ressurgência poderiam desempenhar esse papel de agente de transporte. A água do mar, enriquecida em Fe e Si pelas soluções hidrotermais seria levada para regiões mais rasas, mais oxigenadas onde a precipitação do Si ocorreria por supersaturação de forma quase ininterrupta, que é demonstrada pelos teores de Si, de pelo menos 6%, na banda ferruginosa. A deposição do Si não impediria a precipitação do Fe, que ocorreria

por oxidação. O oxigênio necessário para essa oxidação poderia ser produzido por organismos, num processo semelhante ao descrito por LaBerge *et al.* (1987) para BIFs do Arqueano e do Proterozóico Inferior. Nesse modelo deposicional o Fe e o Si em solução seriam precipitados pela ação de bactérias e oxidação fotossintética do Fe, junto com outros materiais orgânicos, tais como filamentos, algas, etc. Variações no fornecimento de nutrientes seriam responsáveis pela variação na espessura do bandamento das BIFs. A produção biológica local de oxigênio nos oceanos arqueanos pode ter provocado a precipitação de hematita mesmo que a atmosfera e o oceano tenham sido deficientes em oxigênio, como é aceito geralmente. Esses autores sugerem que no Arqueano “*jaspilite iron-formations*” com hematita e/ou magnetita formaram-se em condições sem excesso de matéria orgânica. A presença, nos jaspilitos de Carajás, de esferulitos de possível origem orgânica foi assinalada por Meirelles (1986) e Macambira (1992) e poderia apoiar essa hipótese.

Muito trabalho ainda pode aperfeiçoar o conhecimento sobre o quimismo dos jaspilitos da Formação Carajás, no entanto, considera-se que uma contribuição importante foi dada com a caracterização litogeoquímica, a assinatura geoquímica dos elementos-traço, o padrão de distribuição dos ETR, a determinação das anomalias de Eu, do grau de enriquecimento de ETRL/ETRP e, principalmente, do comportamento desses elementos ao longo do empilhamento estratigráfico. Essas informações podem contribuir para o esclarecimento dos processos que atuaram durante a deposição da Formação Carajás.

Agradecimentos

Agradecemos à Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) pelo apoio no campo, cessão de amostras de testemunhos, mapas e discussões com seus técnicos e geólogos, em particular ao geólogo-chefe da Mina de Ferro, Sérgio Guedes. Ao Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (CG/UFPA) pelo apoio laboratorial e de infra-estrutura de gabinete, em particular ao prof. Dr. Basile Kotschoubey. À CAPES pela bolsa de doutorado de Joel Buenano Macambira. Ao CNPQ e à FINEP pelo apoio na forma de projetos de pesquisa, que financiaram parte do trabalho. À UNICAMP/IPEN pelas análises de terras raras. Aos bolsistas de Iniciação Científica do Curso de Geologia da UFPA, orientados por Joel Buenano Macambira, pela colaboração. À

geóloga Gilvana Marques pela elaboração dos diagramas. E aos dois revisores anônimos da RBG, pelas sugestões que melhoraram o texto inicial.

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. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **57**:187-204.
- Appel P.W.U. 1987. Geochemistry of the Early Archean Isua Iron-Formation, West Greenland. In P.W.U. Appel & G.L. LaBerge (eds.) *Precambrian Iron-Formations*. Athens. Theophrastus Publications, 31-69.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., João X.S.J., Costa J.B.S. 1988. A megaestrutura Arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: SBG, Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, *Anais*, 324-338.
- Bau M. & Möller P. 1993. Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in Early Precambrian iron formations and the evolution of the terrestrial atmosphere-hydrosphere-lithosphere system. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **57**:2239-2249.
- Beisiegel V.R. 1982. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, *Anais*, Anexo, 21-46.
- Davy R. 1983. A contribution on the chemical composition of Precambrian Iron-Formations. In A.F. Trendall & R.C. Morris (eds.) *Iron Formation Facts and Problems*. Amsterdam, Elsevier, 325-343.
- Derry L.A. & Jacobsen S.B. 1990. The chemical evolution of Precambrian seawater: Evidence from REEs in banded iron formations. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **54**:2965-2977.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 35, Belém, *Anais*, Anexo, 10-54.
- 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.
- Gnaneshwar Rao T. & Naqvi S.M. 1995. Geochemistry, depositional environment and tectonic setting of the BIFs of the Late Archean Chitradurga Schist Belt, India. *Chemical Geology*, **121**:217-243.
- Goldstein S.J. & Jacobsen S.B. 1988. Rare earth elements in river waters. *Earth Planet. Sci. Lett.* **89**:35-47.
- Gross G.A. 1990. Geochemistry of Iron-Formation in Canada. In J-J. Chauvel *et al.* (ed.) *Ancient Banded Iron Formations (Regional Presentations)*. Athens, Theophrastus Publications, 3-26.
- Gross G.A. & McLeod C.R. 1980. A preliminary assessment of the chemical composition of iron formations in Canada. *Canadian Mineralogist*, **18**:223-229.

- Haskin L.A., Haskin M.A., Frey F.A., Wildeman T.R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: Ahrensa, L.H. (Ed.) *Origin and distribution of the elements*. Oxford, Pergamon, p. 889-912.
- Holland H.D. 1973. The oceans: A possible source of iron in iron-formations. *Econ. Geol.*, **68**:1169-1172.
- Jacobsen S.B. & Pimentel-Klose M.R. 1988. A Nd isotopic study of the Hamersley and Michipicoten banded iron formations: the source of REE and Fe in Archean oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**:29-44.
- James H.L. 1983. Distribution of banded iron-formation in space and time. In A.F. Trendall & R.C. Morris (eds). *Iron-formations Facts and Problems*. Amsterdam, Elsevier, 471-490.
- Kato Y., Ohta I., Tsunematsu T., Watanabe Y., Isozaki Y., Maruyama S., Imai N. 1998. Rare earth element variations in mid-Archean banded iron formations: Implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **62**: 3475-3498.
- Khan R.M.K., Das Sharma S., Patil D.J., Naqvi S.M. 1996. Trace, rare-earth element and oxygen isotopic systematics for the genesis of banded iron-formations: Evidence from Kushtagi schist belt, Archaean Dharwar Craton, India. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **60**: 3285-3294.
- Krymsky R.Sh., Macambira J.B., Macambira M.J.B. 2002. Geocronologia U-Pb em zircão de rochas vulcânicas da Formação Carajás, Estado do Pará. In: SBG-NO, Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, Belém, *Anais*, (no prelo).
- LaBerge G.L., Robbins I.E., Han T.M. 1987. A model for the biological precipitation of Precambrian Iron-Formations – A: Geological Evidence. In P.W.U. Appel & G.L. LaBerge (eds.) *Precambrian Iron-Formations*. Athens. Theophrastus Publications, 69-96.
- Lepp H. 1987. Chemistry and origin of Precambrian iron-formations. In P.W.U. Appel & G.L. LaBerge (eds.) *Precambrian Iron-Formations*. Athens. Theophrastus Publications, 3-30.
- Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.G. 2001. Considerações sobre a origem das formações ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, **31**:21-28
- Macambira J.B. 1992. Os possíveis microfósseis da Formação Carajás - Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37. São Paulo, *Anais*, **2**:483-484.
- Macambira J.B., Ramos J.F.F., Assis J.F.P., Figueiras A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca. Convênios Seplan/DOCEGEO/UFPa e DNPM/DOCEGEO/UFPa. Relatório Final. 150p. Inédito.
- 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**:329-354.

- Manikyamba C., Balaram V., Naqvi S.M. 1993. Geochemical signatures of polygenetic origin of a banded iron formation (BIF) of the Archaean Sandur greenstone belt (schist belt) Karnataka nucleus, India. *Precambrian Research*, **61**:137-164.
- Meirelles M.R. 1986. *Geoquímica e Petrologia dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás-Pa*. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Mestrado, 150 p.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: Redescrição e Redefinição Litoestratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**:177-197.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**:159-171.
- Rai K.L. & Paul P.R. 1990. Geochemistry of Banded Iron Formation, Iron Ores and Associated Lithologies from Jamda Koira Valley of Bihar, India. In J-J. Chauvel *et al.* (ed.) *Ancient Banded Iron Formation (Regional Presentations)*. Athens, Theophrastus Publications, 311-326.
- Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Singapore. Longman. 352 p.
- Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. *Geologia da Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins*. Rio de Janeiro. Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais. DNPM-MME. v. 4, p. 1-143.
- Tallarico F.H.B., Oliveira C.G., Figueiredo B.R. 2000. The Igarape Bahia Cu-Au Mineralization, Carajás Province. *Rev. Bras. Geociências*, **30**:230-233.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, Blackwell, 312 p.
- Tolbert G.E., Santos B.A., Almeida E.B. Rither J.E. 1968. Recente descoberta de ocorrência de minério de ferro no estado do Pará. *Min. Met.*, XLVIII (**288**):253-256.
- Tolbert G.E., Tremaine J.W., Melcher C.G., Gomes C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits Northern Brazil. *Econ. Geol.*, **66**:985-994.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., DeLaeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP zircon U-P constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**:265-277.
- Vasconcelos P.M. 1996. Paleoclimas e Evolução Geomorfológica da Região de Carajás: Evidência Geoquímica e Geocronológica. In: SBG/NO, Simp. Geol. Amaz., 5. Belém, *Anais*, 26-30.
- Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski Jr., W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*. **16**:195-200.

Tabela 9.1: Óxidos dos elementos maiores e traços dos jaspilitos da Formação Carajás com seus valores mínimos, médios e máximos e a razão Fe_2O_3T/FeO . P.F. = perda ao fogo. () = número de amostras, excluídas aquelas não analisadas e as com valores inferiores aos limites de detecção pelo método utilizado. Análises completas com respectivos limites de detecção podem ser obtidas com os autores.

ÓXIDOS (%)	MÍNIMO	MÉDIA	MÁXIMO	TRAÇOS (ppm)	MÍNIMO	MÉDIA	MÁXIMO
SiO ₂ (62)	27,34	44,60	64,94	Ba (44)	5	29,73	809
TiO ₂ (31)	0,01	0,02	0,07	Zr (44)	9	16,89	143
Al ₂ O ₃ (59)	0,07	0,63	4,16	Pb (60)	4	18,33	33
FeO (19)	0,29	1,31	2,43	Ga (44)	14	21,16	27
Fe ₂ O ₃ T (62)	32,6	53,65	70,28	Zn (60)	17	66,58	246
Fe ₂ O ₃ T/FeO (19)	17,81	53,96	194,48	Cu (56)	1	29,79	185
MnO (62)	0,01	0,06	1,7	Ni (54)	1	7,85	21
MgO (60)	0,01	0,1	2,3	Cr (59)	3	17,20	39
CaO (62)	0,01	0,04	0,23	Sc (44)	0,1	0,27	1,4
Na ₂ O (12)	0,01	0,04	0,18	Co (60)	7	11,10	22
K ₂ O (55)	0,01	0,02	0,08	Bi (25)	5	6,20	9
P ₂ O ₅ (43)	0,01	0,01	0,05	Sb (28)	5	7,43	12
P.F. (55)	0,1	0,73	2,91				

Tabela 9.2: Comparação das composições médias de óxidos maiores dos BIFs de Carajás com os tipos Algoma e Superior (fácies óxido) do Canadá (Gross 1990).

%	Carajás	Superior	Algoma
SiO ₂	44,6	47,71	47,84
Al ₂ O ₃	0,63	1,28	2,66
Fe ₂ O ₃ T	53,65	44,27	44,19
FeO	1,31	7,80	12,7
MgO	0,10	1,24	1,58
CaO	0,04	1,61	1,67
MnO	0,06	0,66	0,14
K ₂ O	0,02	0,15	0,72
Na ₂ O	0,04	0,11	0,33
Fe ₂ O ₃ T/FeO	53,96	5,67	3,48

Tabela 9.3: Distribuição dos ETR (ppm) em rocha total de jaspilitos com as médias das amostras do topo e da base da Formação Carajás, e nas bandas ricas em Fé e em Si, separadas da amostra VW-6-D. NASC segundo Goldstein & Jacobsen, 1998.

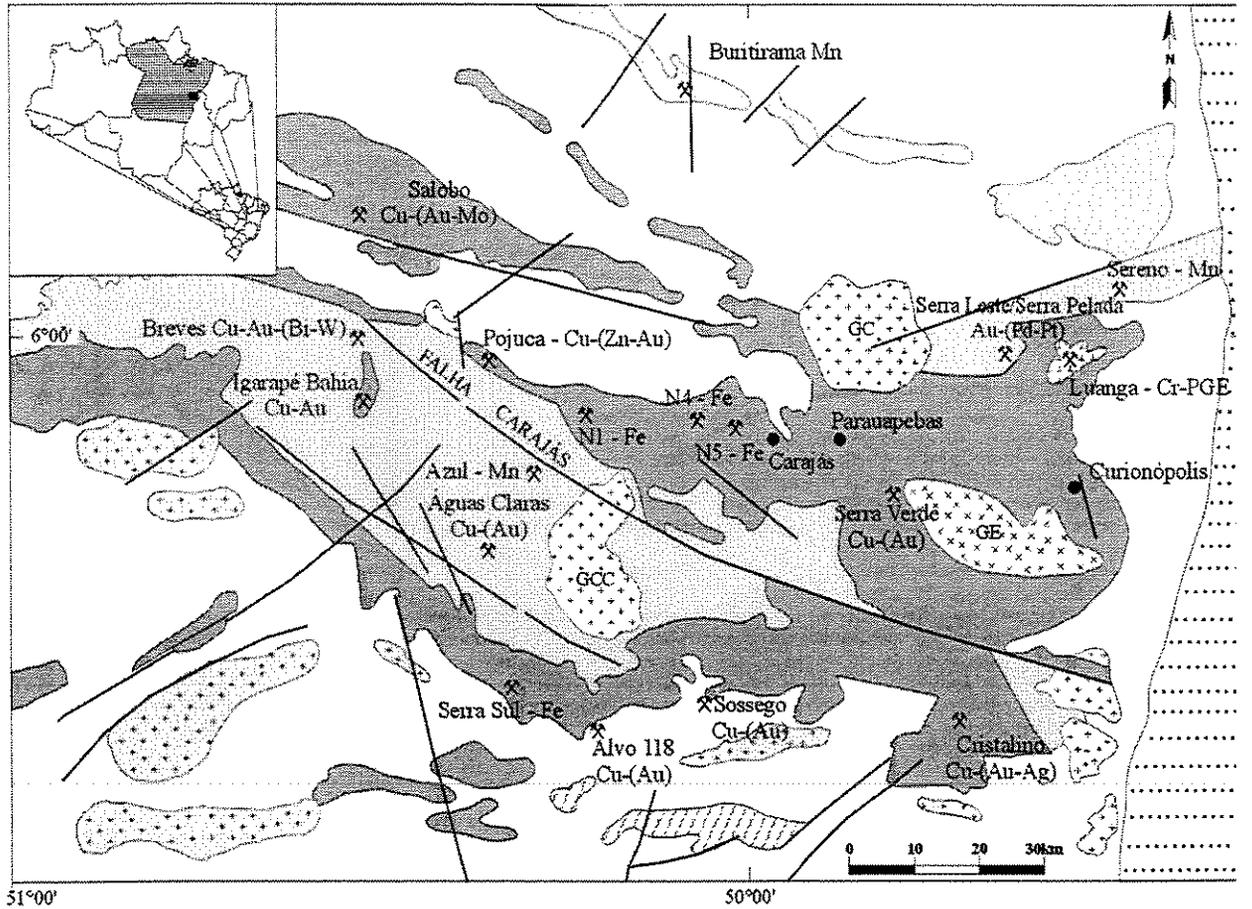
(---) abaixo do limite de detecção.

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Yb	Lu	Σ	(La/Yb) N	Eu/Eu*
F-303 (23, 38-48)	1,24	1,52	-----	0,09	0,13	0,16	0,16	-----	3,3	0,61	4,79
F-304 (297, 75-80)	1,30	1,29	-----	0,17	0,11	0,18	0,12	-----	3,17	0,85	2,94
PSN-III-31	1,97	1,85	-----	0,26	0,18	0,32	0,25	-----	4,83	0,62	2,89
MR-9	1,38	1,80	-----	0,19	0,14	0,20	0,14	-----	3,85	0,77	3,36
JV-5	1,26	1,60	-----	0,53	0,20	0,45	0,22	0,03	4,29	0,45	1,92
Média do Topo	1,43	1,61	-----	0,25	0,15	0,26	0,18	0,03	3,89	0,66	3,18
PSN-I-20	1,30	1,05	-----	0,29	0,45	0,25	0,12	-----	3,46	0,85	7,85
TJ-6-C	2,3	3,7	-----	0,22	0,10	0,20	0,11	-----	6,63	1,64	2,24
JW-5-A	2,7	3,7	-----	0,22	0,10	0,20	0,11	-----	7,03	1,93	2,24
JW-3	3,3	5,0	1,90	0,43	0,20	0,37	0,18	0,02	11,4	1,44	2,36
VW-6-D (RT)	1,99	2,30	-----	0,14	0,09	0,14	0,09	0,02	4,77	1,74	3,01
Média da Base	2,32	3,15	1,90	0,26	0,19	0,23	0,12	0,02	6,66	1,52	3,54
VW-6-D (Si)	0,41	0,61	-----	0,04	0,04	0,07	0,07	-----	1,24	0,46	3,35
VW-6-D (Fe)	1,43	1,59	-----	0,14	0,13	0,19	0,16	0,02	3,66	0,70	3,66
Média de Carajás	1,87	2,38	1,9	0,25	0,17	0,25	0,15	0,02	5,27		
NASC	34,0	66,7	30,1	5,80	1,16	5,12	2,67	0,41	145,96		

Tabela 9.4: Análises químicas de: A) bandas ricas em Fe₂O₃ (7 amostras) e B) bandas ricas em SiO₂ (10 amostras).
 (*) valores inferiores aos limites de detecção pelo método de análise utilizado, excluídos do cálculo da média

	Vw.6.c	Vw.6.d	Tj.6.b	F.211.b	PSN.III.33b	Tj.2.b	F.252.b	Média	(A)
SiO ₂	18,60	19,73	27,89	6,83	27,83	20,85	42,16	23,41	
Al ₂ O ₃	0,36	0,47	0,76	1,26	*	0,36	0,73	0,66	
Fe ₂ O ₃ T	77,63	76,78	71,51	90,05	70,02	77,97	52,99	73,85	
FeO	0,35	0,26	1,07	0,72	0,33	1,04	0,50	0,61	
MgO	0,06	0,05	0,03	0,05	0,02	0,03	0,06	0,04	
CaO	0,11	0,21	0,18	0,21	0,05	0,15	0,20	0,16	
MnO	*	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	*	0,01	
K ₂ O	0,03	0,03	0,01	0,04	0,04	0,03	0,01	0,03	
Na ₂ O	0,60	0,03	0,06	0,07	0,04	0,19	0,02	0,14	
P.F	1,07	0,98	0,33	2,09	0,60	*	2,77	1,31	
Total	98,46	98,29	100,78	100,61	98,61	99,59	98,94	99,33	

	Vw.6.a	Vw.6.d.a	Tj.6.B.a	F.211.a	PSN.III33a	Tj.2.a	F.252. a	F.252.c	F.303	Jw.5.b	Média	(B)
SiO ₂	69,29	86,85	94,04	97,81	61,27	78,95	84,63	85,81	68,13	87,03	81,38	
Al ₂ O ₃	1,02	1,01	2,02	*	3,03	0,76	2,53	0,37	0,50	2,03	1,47	
Fe ₂ O ₃ T	29,98	10,52	3,97	2,13	35,95	18,07	9,48	12,99	29,45	10,97	16,35	
FeO	0,29	0,29	0,72	0,14	0,50	1,03	0,77	0,29	1,07	0,36	0,55	
MgO	0,04	0,06	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,06	0,05	0,04	
CaO	0,07	0,07	0,05	0,04	0,09	0,23	0,11	0,02	0,04	0,07	0,08	
MnO	*	0,04	0,03	0,02	0,02	*	*	0,02	0,02	0,01	0,02	
K ₂ O	0,04	0,03	0,44	0,06	0,05	0,02	0,10	0,03	0,04	0,05	0,09	
Na ₂ O	0,02	0,02	0,07	0,02	0,08	0,05	0,14	0,08	0,06	0,72	0,13	
P.F	0,40	0,42	0,18	0,69	0,38	0,79	1,50	1,04	0,52	0,18	0,61	
Total	100,86	99,02	100,83	100,79	100,89	98,90	98,52	100,39	98,82	101,11	100,01	



- | | |
|---|---|
|  Faixa Araguaia (Neoproterozóico) |  Sequências metavulcano-sedimentares arqueanas (Supergrupo Itacaiúnas, ca. 2,75 Ga) |
|  Granitos anorogênicos proterozóicos (ca. 1,88 Ga)
GCC: Granito Central Carajás, GC: Granito Cigano |  Complexos máfico-ultramáficos arqueanos (ca. 2,76 Ga) |
|  Granitos arqueanos alcalinos (ca. 2,55 Ga)
GE: Granito Estrela |  Embasamento gnáissico e migmatítico arqueano (Complexo Xingu, ca. 2,8 Ga) |
|  Granitos e dioritos arqueanos (Suite Plaquê, ca. 2,74 Ga) |  Granulitos arqueanos (Complexo Piúm, ca. 3,0 Ga) |
|  Rochas meta-sedimentares arqueanas (Grupo Rio Fresco / Formação Águas Claras) |  Contato Geológico |
| |  Falhas |
| |  Minas/Mineralizações |
| |  Cidade |

Figura 9.1: Mapa geológico da região de Carajás, segundo DOCEGEO (1988) e Tallarico *et al* (2000).

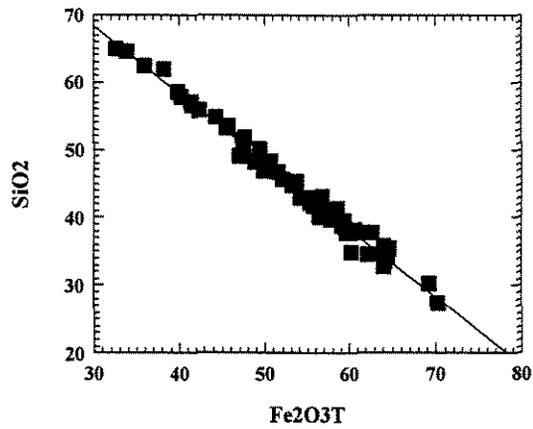


Figura 9.2: Correlação SiO_2/Fe_2O_3T para 62 amostras de rocha total ($r = -0,99$).

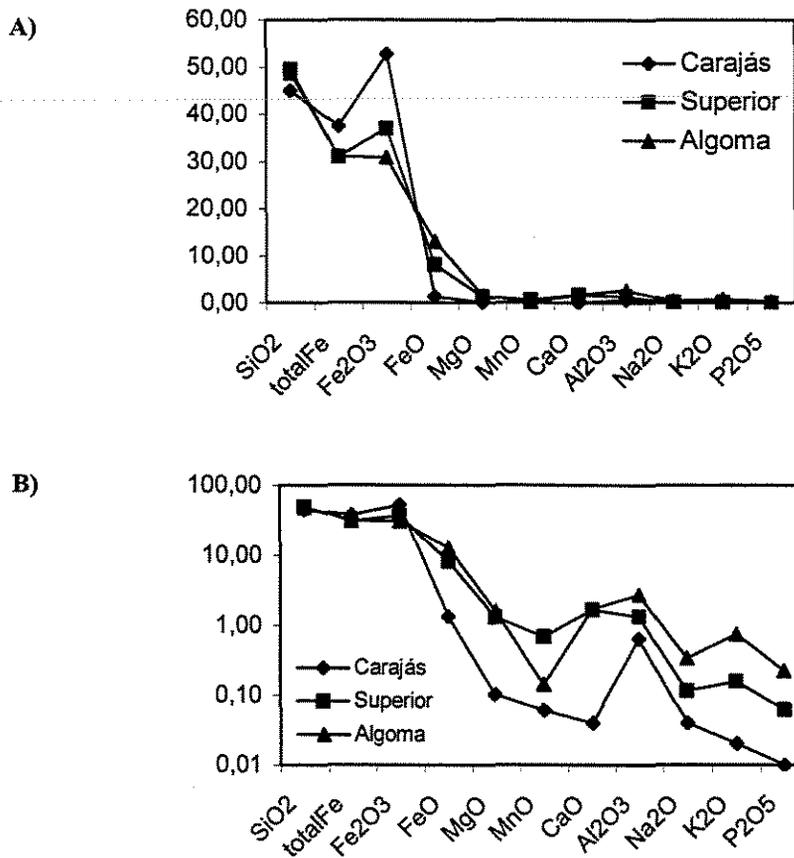


Figura 9.3: A) Comparação da média dos elementos maiores dos BIFs de Carajás, com os tipos Algoma e Superior do Canadá. B) Em escala logarítmica.

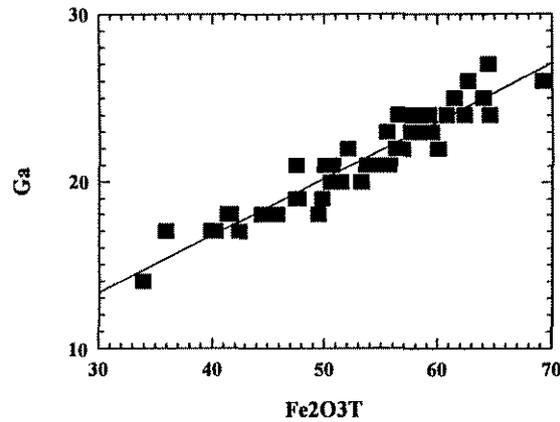


Figura 9.4: Correlação Ga/ Fe₂O₃T ($r = +0,95$) para 44 amostras, em rocha total.

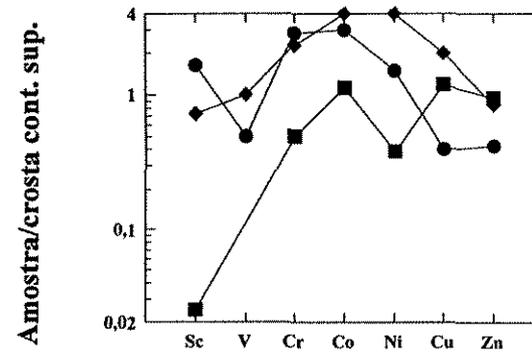


Figura 9.5: Média dos elementos-traço ferromagnesianos das BIFs de Carajás (quadrado) comparados com os tipos Algoma (losango) e Superior (círculo) do Canadá (Gross 1990; os dados para "V" são compilados de Gross e McLeod 1980), normalizados pela crosta continental superior de Taylor e McLennan, 1985.

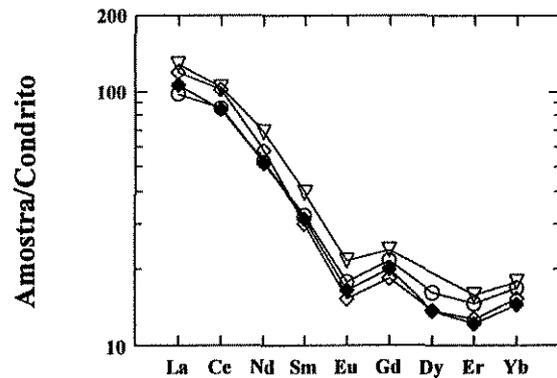


Figura 9.6: Distribuição dos ETR em ES (∇), PAAS (◇), NASC-1(O) (Rollinson 1993) e NASC-2(◆) (Goldstein e Jacobsen 1988), normalizados pelo condrito de Haskin et al. 1968.

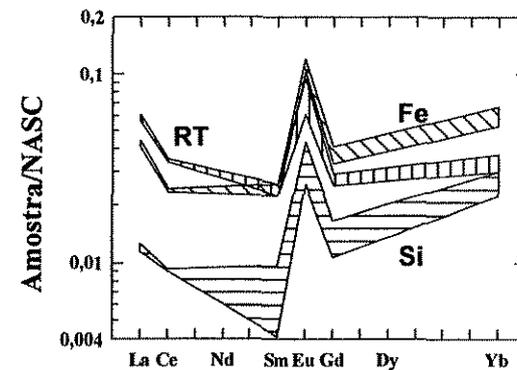


Figura 9.7: Distribuição dos ETR, com as faixas de erro, das bandas ricas em Fe (diagonal) e em Si (horizontal) da amostra VW-6-D (vertical), normalizados pelo NASC de Goldstein e Jacobsen 1988.

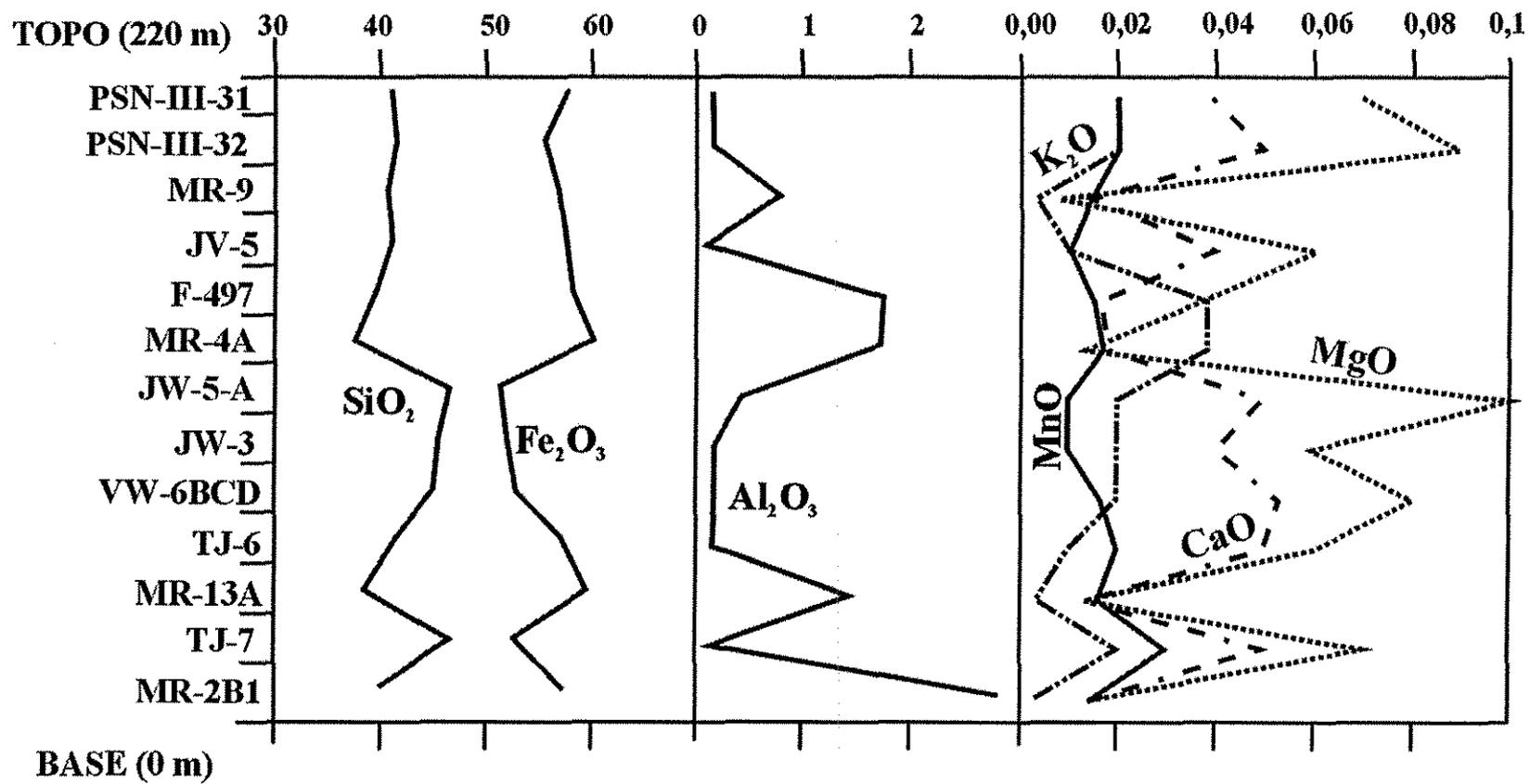


Figura 9.8: Químio-estratigrafia dos elementos maiores da Formação Carajás na Jazida N4E.

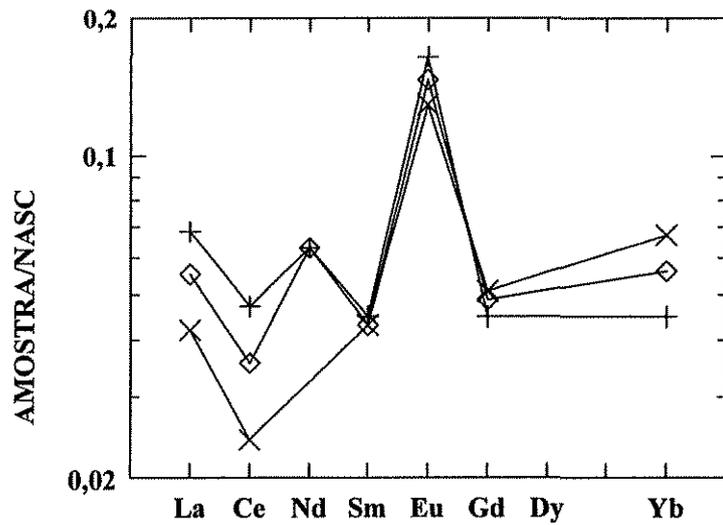


Figura 9.9: Distribuição dos ETR com a média das amostras do topo e da base da Formação Carajás na serra Norte (jazidas N4 e N1). x = média de 5 amostras do topo e + = média de 5 amostras da base. Losango = média das 10 amostras.

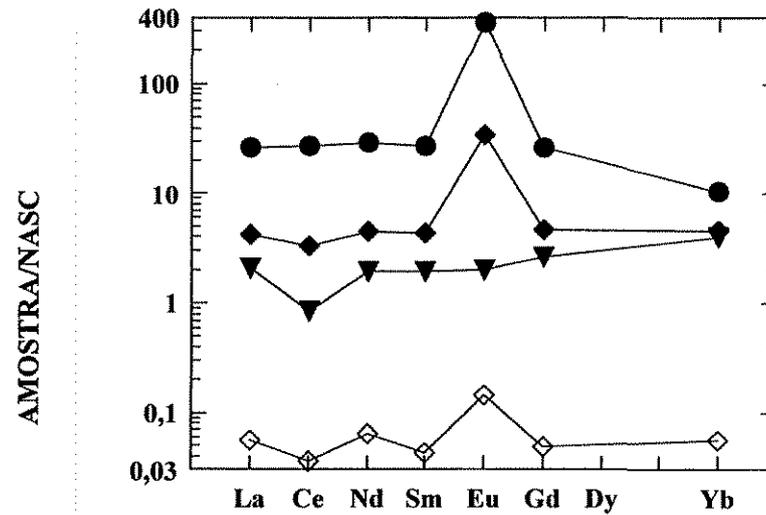


Figura 9.10: Padrão de ETR dos fluidos hidrotermais da Cadeia Leste do Pacífico (círculo), da água do Atlântico Norte (triângulo) e de uma mistura dessas soluções (1:10) (losango) segundo Dymek e Klein 1988, juntamente com ETR de BIFs da Formação Carajás (losango vazio) para comparação.

10 GEOCRONOLOGIA

Aspectos importantes a serem considerados quanto aos jaspilitos da Formação Carajás são a sua idade e taxa de deposição, para verificar se são coerentes com o intervalo estabelecido para a formação do GGP e consistentes com o modelo de ambiente deposicional.

Expressivo número de datações foi gerado ultimamente na região de Carajás, permitindo melhor controle da evolução geológica e das relações estratigráficas entre as diferentes unidades.

10.1 IDADE DO GRUPO GRÃO PARÁ

A idade máxima para o Grupo Grão Pará foi determinada principalmente a partir de análises das rochas vulcânicas da Formação Parauapebas, base do grupo e unidade que apresenta material menos alterado e de situação estratigráfica mais segura. Os primeiros resultados, em zircão dos riolitos, forneceram idade U-Pb de 2.758 ± 78 Ma (2σ) (Wirth *et al.* 1986), enquanto os basaltos indicaram idade Rb-Sr em rocha total de 2.687 ± 54 Ma (Gibbs *et al.* 1986). O zircão dos riolitos forneceu idade U-Pb de 2.759 ± 2 Ma (Machado *et al.* 1991), concordante com os dados anteriores e aceita como a idade mais precisa para a Formação Parauapebas. Trendall *et al.* (1998) realizaram análises U-Pb em zircão, empregando a microsonda iônica SHRIMP II (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) e obtiveram os seguintes resultados para a Formação Parauapebas: metariolito = 2.760 ± 11 Ma; metariolito milonitizado = 2.757 ± 7 Ma. Para os cálculos que serão feitos a seguir, é aceito o valor de 2.759 ± 2 Ma para a idade da Formação Parauapebas, principalmente em função do menor erro analítico.

A idade mínima do GGP foi inicialmente estabelecida com base na datação das rochas intrusivas que cortam as sedimentares do topo do grupo. Dias *et al.* (1996) dataram em 2.645 ± 12 Ma, pelo método Pb-Pb de evaporação de zircão, um metagabro que corta os arenitos da Formação Águas Claras. Mougeot *et al.* (1996) obtiveram, para um dique de gabro na mesma situação geológica, pelo método U-Pb em zircão, idade de 2.708 ± 37 Ma, sendo esta aceita como a idade mínima para o Grupo Grão Pará. Trendall *et al.* (1998) analisaram grãos de zircão dos arenitos da Formação Águas Claras e obtiveram idade de 2.681 ± 5 Ma, interpretada como idade de um possível vulcanismo sin-deposicional associado aos arenitos.

Foi estimado um período máximo de 90 Ma para a formação de todo o Grupo Grão Pará, desde a cristalização dos basaltos da Formação Parauapebas (2.761 Ma, maior valor de Machado *et al.* 1991) até a cristalização do gabro intrusivo que corta as rochas sedimentares da Formação Águas Claras (2.671 Ma), calculada pelo menor valor da datação de Mougeot *et al.* (1996). Esse valor é coerente com o vulcanismo sin-deposicional sugerido por Trendall *et al.* (1998) e pode ser considerado aceitável para marcar o final da deposição do GGP.

10.2 IDADE DA FORMAÇÃO CARAJÁS

Devido à dificuldade em datar rochas sedimentares químicas como BIFs, uma alternativa para definir a sua idade é datar as rochas ígneas associadas. Com esse objetivo, foi desenvolvido um estudo (Macambira *et al.* 1996) pelo método Pb-Pb por evaporação de cristais de zircão, extraídos de uma amostra de rocha ígnea quartzo-traquítica intemperizada, associada aos BIFs, já descrita no Capítulo 8. Os cristais de zircão da amostra estudada são abundantes, prismáticos (elongação 2,41), com seção retangular ou quadrada, bipiramidais, transparentes, brilhantes, límpidos, incolores a róseos, sem zoneamento. Alguns são quebrados, fraturados e contendo inclusões esféricas. Foram analisados 24 cristais de melhor cristalinidade pelo método de evaporação do Pb (Gaudette *et al.* 1998), no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA, dos quais 15 liberaram Pb em quantidade suficiente para a realização das análises espectrométricas. Após a eliminação das análises que indicaram a presença de elevado Pb não radiogênico ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$) e daquelas com reduzido número de razões isotópicas medidas, restaram 8 análises de zircão (tabela 10.1) para o cálculo da idade média de 2.757 ± 16 Ma (2σ) (figura 10.1).

Essa idade, interpretada como mínima de cristalização da rocha ígnea, é similar, nas faixas de erro, à obtida por Trendall *et al.* (1998) que, analisando zircão extraído dessa mesma amostra, obtiveram idade de 2.743 ± 11 Ma. Esses autores analisaram também zircão de um sill de dolerito que forneceu idade de 2.740 ± 8 Ma, interpretada como idade da intrusão e idade mínima para a BIF que ela corta. Utilizando outras amostras e idades já publicadas, concluíram que a deposição das BIFs ocorreu entre 2.750 e 2.740 Ma. Os resultados publicados permitem concluir que a deposição das BIFs foi muito próxima da cristalização das vulcânicas da Formação Parauapebas. Porém, em vista da necessidade de um refinamento desses valores, foi realizada

análise do zircão da mesma amostra de rocha quartzo-traquítica, pelo método U-Pb por TIMS-ID (Thermal Ionization Mass Spectrometer – Isotopic Dilution) (Krymsky *et al.* 2002).

Tabela 10.1: Resultados analíticos Pb-Pb para oito cristais de zircão da rocha quartzo-traquítica.

Cristal	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	Idade (Ma)
5	0.000159+/- 0.000068	0.17088+/- 0.00568	0.18816+/- 0.00196	0.18743+/- 0.00288	2720+/-25
6	0.000135+/- 0.000307	0.21688+/- 0.00457	0.19226+/- 0.00362	0.19136+/- 0.00471	2754+/-40
9	0.000118+/- 0.000052	0.17265+/- 0.00479	0.19636+/- 0.00194	0.19367+/- 0.00231	2774+/-20
10	0.000085+/- 0.000066	0.18306+/- 0.01237	0.19146+/- 0.00219	0.19054+/- 0.00282	2747+/-24
12	0.000171+/- 0.000129	0.20274+/- 0.00548	0.19434+/- 0.00159	0.19368+/- 0.00196	2774+/-17
17	0.000230+/- 0.000153	0.18242+/- 0.02514	0.19390+/- 0.00758	0.19259+/- 0.00833	2765+/-71
18	0.000000+/- 0.000000	0.20616+/- 0.00473	0.19141+/- 0.00446	0.19213+/- 0.00716	2761+/-61
29	0.000115+/- 0.000082	0.19544+/- 0.01672	0.19112+/- 0.00341	0.18844+/- 0.00327	2729+/-29
				Média	2757+/-16

As análises U-Pb de frações multigrãos de zircão foram feitas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA. A metodologia de análise U-Pb foi baseada em Krogh (1973), com modificações.

As primeiras análises mostraram razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ baixas (60-300), por isso foram feitas novas análises com lixiviação em mistura dos ácidos concentrados HF + HNO₃ (30 min., 100°C) e depois em HCl (30 min, 100°C). Após a lixiviação os cristais ficaram incolores e sem inclusões pretas e a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ aumentou para valores entre 500 e 5.000, mostrando uma lixiviação efetiva do chumbo comum. Os resultados da análise U-Pb de 7 pontos analíticos (Tabela 10.2) definiram uma discórdia U-Pb com uma idade de 2.751±3 Ma (2σ) (figura 10.2), e idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variando entre 2.730 e 2.752 Ma. A idade de 2.751±3 Ma é interpretada como a idade de cristalização da rocha quartzo-traquítica.

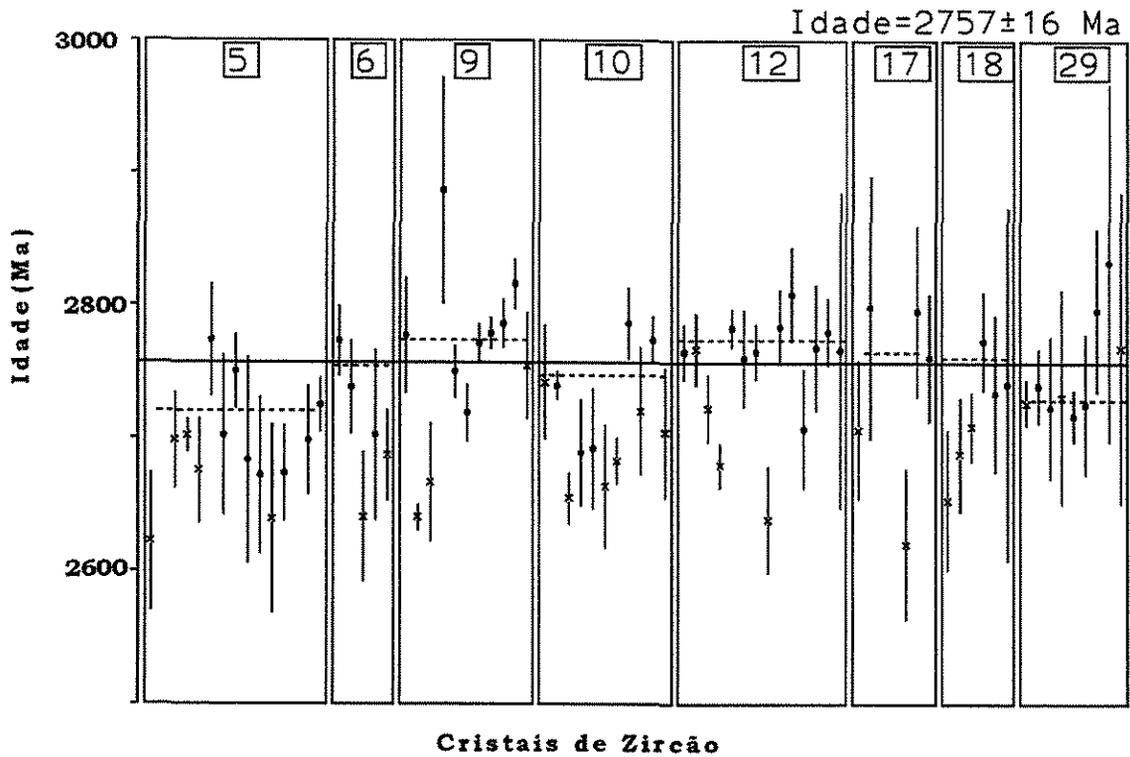


Figura 10.1: Diagrama Idade vs Número de blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para zircão da Formação Carajás. Blocos com "x" foram desprezados no cálculo da idade.

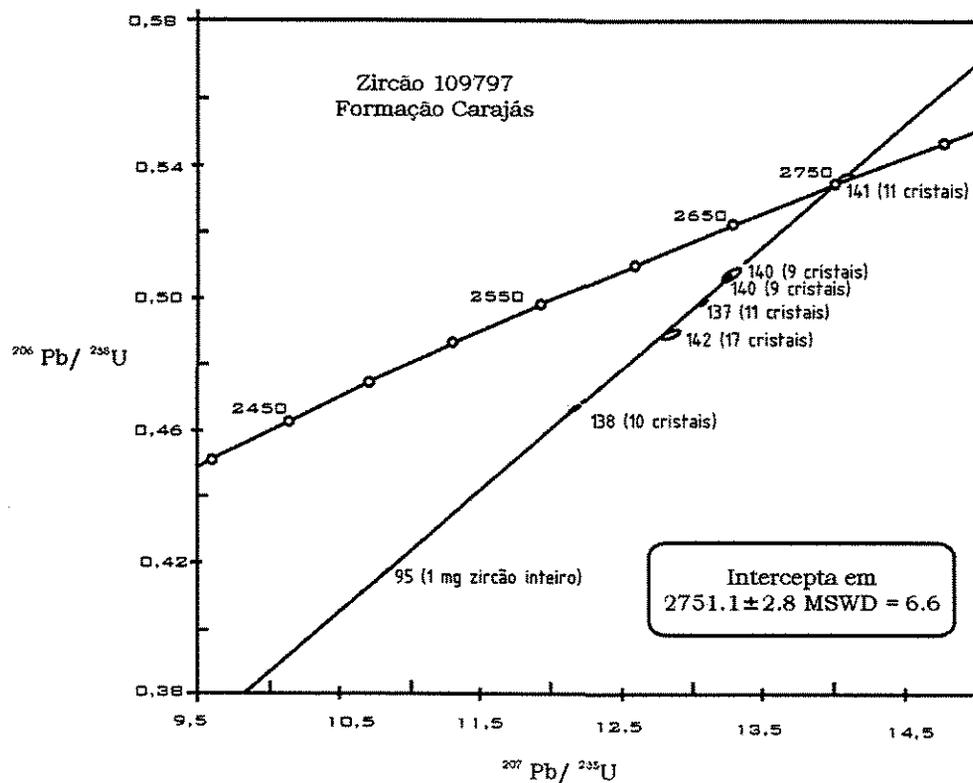


Figura 10.2: Diagrama Concórdia U-Pb para a rocha quartzo-traquítica.

Tabela 10.2: Resultados analíticos U-Pb de 7 conjuntos de zircões da amostra de rocha quartzo-traquítica.

	207Pb/ 235U	(2S)	206Pb/238U	(2S)	rho
95 (zircão individual)	10,6147	0,125	0,408465	0,122	0,98
137 (11 cristais)	13,0647	0,167	0,496879	0,152	0,91
138 (10 cristais)	12,1705	0,252	0,465251	0,245	0,98
140 (9 cristais)	13,2494	0,162	0,50473	0,147	0,91
141 (11 cristais)	14,0857	0,31	0,534495	0,199	0,64
142 (17 cristais)	12,8357	0,423	0,487554	0,237	0,56
143 (20 cristais)	13,2718	0,415	0,505159	0,339	0,82

A Formação Carajás teria então, como idade máxima, aquela da cristalização das rochas vulcânicas subjacentes da Formação Parauapebas, ou seja, 2.759±2 Ma (Machado *et al.* 1991) e a idade mínima seria dada pelo *sill* que corta as BIFs, datado por Trendall *et al.* (1998), em 2.740±8 Ma, resultando num intervalo máximo de 29 Ma (2.761 a 2.732 Ma, com o acréscimo dos erros nas idades) para deposição da Formação Carajás.

A idade da rocha quartzo-traquítica (2.751±3 Ma, Krymsky *et al.* 2002) contemporânea à BIF, seria então compatível com esse intervalo de cerca de 29 Ma para deposição da Formação Carajás. Porém, considerando-se que a rocha quartzo-traquítica está próxima da base da Formação Carajás e que seja extrusiva, ela deve ter cristalizado na época do início da deposição do jaspilito. Nesse caso, a sua deposição deve ter iniciado no máximo em 2.754 Ma e, permanecendo limitada pelo *sill* em 2.732 Ma (acrescentando-se os erros às idades limitantes), resulta um intervalo de 22 Ma para toda a deposição.

No entanto, se a rocha quartzo-traquítica for intrusiva (*sill*), ela marca a idade mínima para a BIF, que fica limitada entre 2.761 e 2.748 Ma, ou seja, 13 Ma. Portanto, seja a natureza da rocha quartzo-traquítica intrusiva ou extrusiva, a sua idade fornece o intervalo máximo de deposição para a BIF entre 13 e 22 Ma. Considerando ainda que o Grupo Igarapé Bahia é o correspondente da Formação Igarapé Cigarra (como demonstrado a seguir), a menor idade que a Formação Carajás pode ter é 2.744 Ma (menor valor, na faixa de erro, para as rochas do Grupo Igarapé Bahia), ou seja, um intervalo de deposição de cerca de 10 Ma, entre 2.754 (maior valor, na faixa de erro, para a rocha quartzo-traquítica) e 2.744 Ma. Esse é o intervalo considerado para a deposição da BIF. Ele está dentro dos primeiros 20% do período estimado para deposição de

todo o GGP e é coerente com as proporções aproximadas dos pacotes sedimentares e vulcânicos acima da Formação Carajás, comparando-se com outras bacias portadoras de BIFs.

As idades U-Pb obtidas para a mesma amostra por Trendall *et al.* (1998) com o SHRIMP e Krymsky *et al.* (2002) pelo TIMS-ID, lançadas num mesmo diagrama (figura 10.3) mostram diferenças acentuadas no tamanho das elipses de erro, em função dos diferentes métodos. O SHRIMP tem elipses tão grandes que se superpõem à curva concórdia e a idade é determinada pela discórdia do TIMS-ID. O diagrama da figura 10.3 ilustra bem a precisão das análises TIMS-ID em comparação com o SHRIMP.

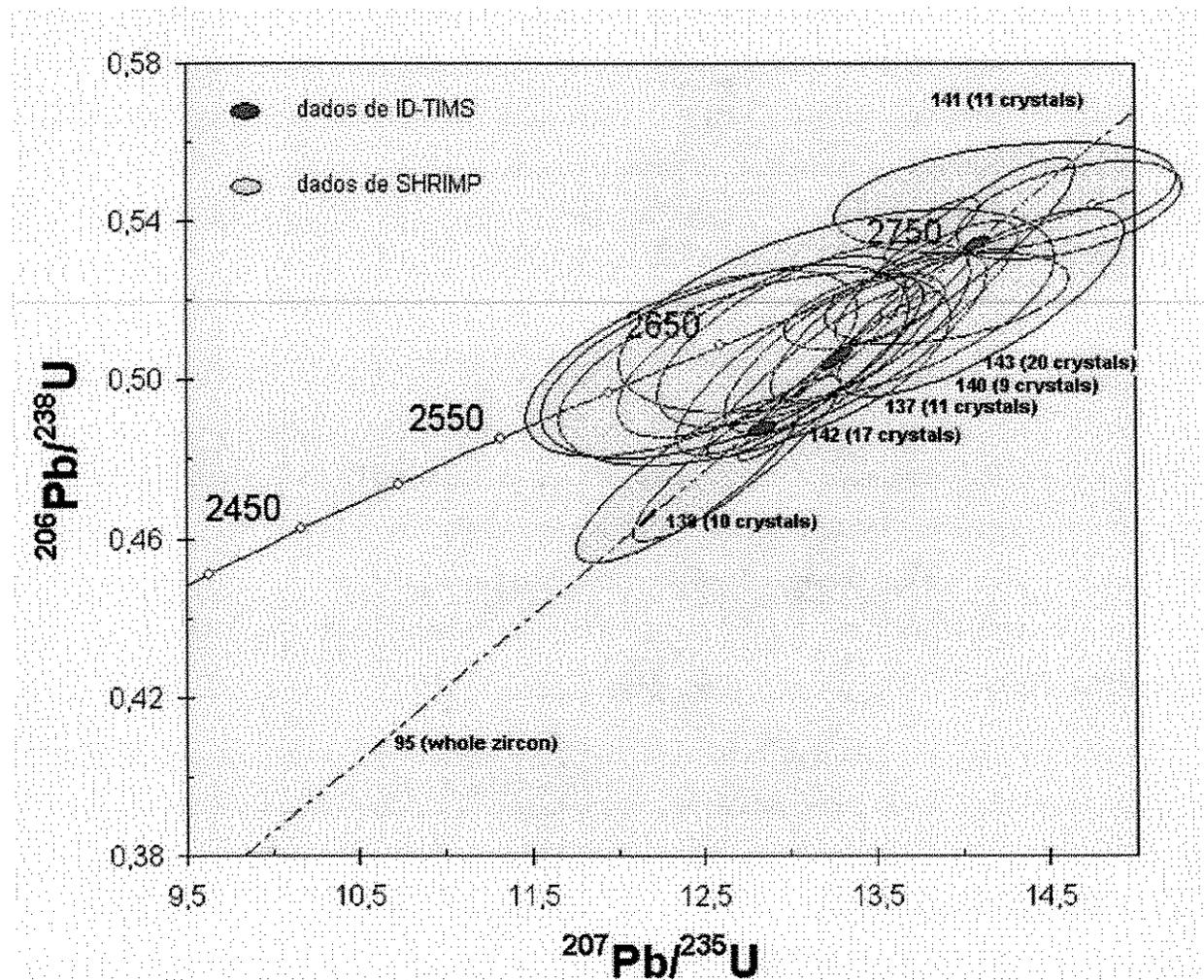


Figura 10.3: Diagrama Concórdia U-Pb com os resultados de Trendall *et al.* (1998) e Krymsky *et al.* (2002), mostrando a diferença de precisão entre os dois métodos empregados.

O intervalo de cerca de 10 Ma estimado para a deposição do pacote de 220m de jaspilito da Formação Carajás na mina N4E, implica numa taxa de deposição de cerca de 22 m/Ma. Segundo Barley et al. (1997) 500m de BIF mais 100m de folhelho depositaram em 20 Ma na Bacia de Hamersley, o que significa aproximadamente 25 metros/Ma de deposição de BIF. Esses autores consideram que, sendo as BIFs rochas compactadas e litificadas, a taxa poderia ser bem maior que 30 m/Ma, comparável à taxa estimada para os sedimentos pelágicos modernos não compactados, que é de 40 m/Ma. No entanto, Barley *et al.* (1997) assinalam ainda que, se existem períodos de não deposição ou de deposição muito lenta, os BIFs de Hamersley podem ter depositado a taxas muito maiores, da ordem de 100–1000 m/Ma, conforme requerido pelos modelos de deposição sazonal (varves) de Beukes & Klein (1992) e Morris (1993). De todo modo, a taxa de deposição calculada para a Formação Carajás é compatível com os resultados publicados para outras BIFs e estabelece um parâmetro para o modelo deposicional.

10.3 IDADE DO GRUPO IGARAPÉ BAHIA

Resultados de Galarza *et al.* (2001) e Galarza & Macambira (2002), pelo método de evaporação de Pb em zircão, para rochas do Grupo Igarapé Bahia forneceram o período de 2.745 ± 1 a 2.747 ± 1 Ma para sua cristalização, portanto, dentro do intervalo de deposição do Grupo Grão Pará. Essa conclusão é importante para caracterizar que o Grupo Igarapé Bahia deve ser considerado como uma variação lateral crono-correlata da Formação Igarapé Cigarra, tanto na posição estratigráfica e empilhamento litológico (item 5.3) como na idade, ou seja, após o início da deposição dos jaspilitos (2.751 Ma), as rochas máficas e piroclásticas do Grupo Igarapé Bahia estavam cristalizando em outra situação paleo-geográfica.

Neste trabalho é adotada a correlação entre o GIB e a Formação Igarapé Cigarra, considerando-se que a idade é coerente com a situação geológica. Ressalta-se que as pesquisas ainda não permitiram a subdivisão da Formação Igarapé Cigarra em membros, o que seria possível, considerando-se o predomínio de rochas vulcânicas na base e clásticas no topo, semelhante ao que já existe para o GIB.

10.4 IDADE DA FORMAÇÃO IGARAPÉ BOA SORTE

Nogueira *et al.* (1995) descreveram ocorrências de rochas do Membro Inferior da Formação Águas Claras na Mina do Azul e em um trecho (do km 38 ao km 43) da estrada Azul-Bahia. Nesse local (km 39-40), Trendall *et al.* (1998) coletaram arenito, para extrair zircão para datação pelo método U-Pb (SHRIMP). O valor encontrado (2.681 ± 5 Ma), foi interpretado como representativo de um possível vulcanismo sin-deposicional, que teria gerado o zircão associado aos arenitos. Nossas observações do local da coleta da amostra, junto com o Dr. Trendall, levam a concordar com a correlação entre esta ocorrência e as rochas da jazida de Mn, que afloram 7 km a noroeste. Dias *et al.* (1996) reportam a datação de 2.645 ± 12 Ma para meta-gabro que corta os sedimentos da base da Formação Águas Claras, que pode ser aceita como a idade mínima para essas rochas.

Segundo o empilhamento de Macambira *et al.* (1990), os sedimentos da Mina do Azul, e demais ocorrências do Membro Inferior da Formação Águas Claras, de Nogueira *et al.* (1995), correspondem à Formação Igarapé Boa Sorte (Capítulo 6). Aceitando-se a interpretação de Trendall *et al.* (1998), de fato, está determinada a idade da Formação Igarapé Boa Sorte, entre 2.681 e 2.645 Ma.

10.5 IDADE DA FORMAÇÃO IGARAPÉ AZUL

Mougeot *et al.* (1996) dataram zircões detríticos de conglomerados da Formação Águas Claras e, embora não informem o local exato de amostragem, essas rochas só existem no Membro Superior dessa unidade (Moacir Macambira, informação verbal, confirmou a origem da coleta). Os grãos de zircão distribuem-se em 6 classes de idade: 2.778, 2.860, 2.930, 2.980, 3.000 e 3.020 Ma e os autores consideraram que a fonte para o zircão seriam os *greenstone belts*, complexos Xingu e Pium, granitóides arqueanos e intrusões máficas acamadadas. De acordo com a interpretação adotada nos Capítulo 6, o Membro Superior da Formação Águas Claras corresponde à Formação Igarapé Azul, e portanto, as conclusões de Mougeot *et al.* (*op. cit.*) sobre a origem do zircão detrítico se referem a essa unidade. A presença de seixos de rochas do GGP nos conglomerados da Formação Igarapé Azul (Item 4.4) indica que esse grupo era fonte para os sedimentos, no entanto, os resultados de Mougeot *et al.* (*op. cit.*) demonstraram ausência de zircão com idade das rochas do GGP. Explicações para este fato podem ser:

- a) Pobreza em zircão nas rochas do GGP, comparada às demais fontes sugeridas por Mougeot *et al.* (*op. cit.*);
- b) Os arenitos e conglomerados são sedimentos retrabalhados, conforme evidenciado pelo arredondamento do zircão, oriundos de uma ampla área-fonte, que teriam depositado em maiores proporções no pacote do que os conglomerados imaturos (presença de seixos de rocha máfica) originados das rochas do GGP.

10.6 CRONO-ESTRATIGRAFIA

Os dados geocronológicos disponíveis permitem compor a tabela 10.3 abaixo, onde é possível verificar os intervalos de deposição do GGP e da Formação Carajás. Também permite constatar que o Grupo Igarapé Bahia é uma variação lateral da Formação Igarapé Cigarra. Esses dados permitem organizar melhor os diferentes ambientes que atuavam na mesma “Bacia Grão Pará” e colocá-los em um amplo panorama paleo-geográfico.

Tabela 10.3: Principais resultados geocronológicos para o Grupo Grão Pará

Idade (Ma)	Evento	Fonte
2.759±2	Cristalização das rochas vulcânicas da Formação Parauapebas	Machado <i>et al.</i> 1991
2.751±3	Cristalização da r. qtzó-traquí. associada à Formação Carajás	Krymsky <i>et al.</i> 2002
2.747±1 a 2.745±1	Cristalização das rochas do G. Igarapé Bahia/F. Igarapé Cigarra	Galarza <i>et al.</i> 2001
2.740±8	Cristalização do <i>sill</i> que corta a Formação Carajás	Trendall <i>et al.</i> 1998
2.708±37	Cristalização do dique que corta a F. Águas Claras	Mougeot <i>et al.</i> 1996
2.681±5	Vulcanismo sin-sedimentar da Formação Igarapé Boa Sorte (Membro Inferior da Formação Águas Claras)	Trendall <i>et al.</i> 1998
2.671	Menor valor para o dique que corta a Formação Águas Claras	Mougeot <i>et al.</i> 1996
2.645±12	Cristalização do dique que corta a Formação Igarapé Boa Sorte (Membro Inferior da F. Águas Claras)	Dias <i>et al.</i> 1996

A idade do Complexo Máfico-ultramáfico Luanga (2.763 ± 6 Ma, Machado *et al.* 1991) comprova sua contemporaneidade com os basaltos e riolitos da Formação Parauapebas e evidencia que intensa atividade plutono-vulcânica precedeu a deposição das BIFs da Formação Carajás. Essa deposição ocorreu durante um curto (10 Ma) período de quiescência. O magmatismo prosseguiu, com as rochas vulcânicas do Grupo Igarapé Bahia (Formação Igarapé Cigarra) e colocação de diques máficos, demonstrando a atuação de uma ampla província magmática, antes e depois da deposição das BIFs. Situação semelhante é descrita para o Grupo Hamersley e BIFs do sul do craton africano em relação ao Grande Dique (Barley *et al.* 1997). O estudo conclui que os doleritos basálticos e riolitos do Grupo Hamersley representam uma grande província ígnea que foi alojada durante a deposição das BIFs da Formação Weeli Wooli. O alojamento de magma toleítico continental precedeu, e superpôs-se, ao alojamento de riolitos de alta temperatura, um cenário comum em grandes províncias ígneas mais jovens, resultantes de atividades de plumas do manto e rifteamento continental.

A associação de ampla anóxia nos oceanos e acumulação de ironstones durante intensa atividade hidrotermal acompanhando períodos de acréscimo nas taxas de espalhamento de cadeias meso-oceânicas e na atividade de plumas do manto está bem documentada para o Mesozóico, segundo Barley *et al.* (1997). Eles argumentam que o fluxo maciço de água do mar sub-óxica (pobre em oxigênio) e rica em Fe e Si em direção das plataformas continentais pode ser o resultado direto de um período de intensificação da atividade hidrotermal submarina. Essa intensificação estaria relacionada a um pulso (ou pulsos) de intensa atividade magmática entre 2,47 e 2,45 Ga. Em consequência, formaram-se as maiores BIFs da Terra, quando essas águas se misturaram com a parte mais rasa, mais rica em oxigênio. Concluem esses autores que a evolução da hidrosfera, passando de condições sub-óxicas para condições mais óxicas durante o Paleoproterozóico pode não ter sido um processo gradual, mas sim um processo controlado por eventos tectono-magmáticos importantes, que possivelmente precederam a quebra de um supercontinente Neo-arqueano.

Em Carajás a atividade magmática acompanhada da deposição de BIFs ocorreu entre cerca de 2,76 e 2,67 Ga, portanto, condições semelhantes teriam acontecido ali cerca de 200 Ma antes. Isto pode significar que a quebra do supercontinente foi diacrônica. Além disso, abre a possibilidade de que a deposição de grandes BIFs esteja associada a situações geotectônicas particulares, no limiar entre o final do Arqueano e o início do Proterozóico, e não somente a uma brusca elevação no teor de oxigênio da hidrosfera, como tem sido a hipótese corrente. Isto é, a parte rasa da hidrosfera poderia ter, desde 2,76 Ga, o oxigênio suficiente para precipitar grandes volumes de ferro e sílica. No entanto, essa precipitação só se deu onde havia aporte suficiente desses elementos em direção às águas rasas, proveniente da ressurgência de águas hidrotermais mais profundas.

1 1 ISÓTOPOS ESTÁVEIS (C, O) NO JASPILITO CARBONATIZADO

Carbonatos manganésíferos são conhecidos de longa data na Mina do Azul (Valarelli *et al.* 1978). A presença de carbonato associado às BIFs da Formação Carajás (Capítulo 8) na Mina N4E abriu a possibilidade de se comparar os carbonatos desses dois depósitos. Os carbonatos poderiam ter características em seus conteúdos de isótopos estáveis (C, O e Sr) que poderiam fornecer informações a respeito de sua origem, auxiliando na avaliação da possibilidade de que as rochas dos depósitos de Fe e Mn pertençam à mesma bacia.

Análises preliminares para Sr mostraram resultados totalmente inconsistentes e essa sistemática foi abandonada. O estudo prosseguiu com a preparação das amostras para determinação dos isótopos de C e O. Diversas tentativas foram infrutíferas para retirar a matéria orgânica finamente disseminada nos carbonatos da Mina do Azul e essas amostras foram descartadas. O trabalho foi então direcionado para o carbonato da Mina N4E.

As razões isotópicas de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ em carbonatos podem ter aplicação para se inferir possíveis fontes de C (água do mar, biogênico reduzido ou ígneo) que participam de processos geológicos. O fracionamento do ^{13}C em relação ao ^{12}C é significativo, particularmente entre espécies e minerais (fases) reduzidas e oxidadas. É importante também por permitir a avaliação das condições físico-químicas de deposição, pois é sensível a mudanças de temperatura, fugacidade de oxigênio e pH. As limitações do método são: superposição de valores de $\delta^{13}\text{C}$, atribuídos a vários reservatórios de carbono da crosta (por exemplo: mistura de C de diferentes reservatórios e reações de redox, que podem mascarar a identificação da fonte original do C).

O estudo dos isótopos de oxigênio para determinação da origem dos fluidos envolvidos na deposição mineral parte do princípio de que fluidos crustais originais (fluidos meteóricos, água do mar, fluidos metamórficos e magmáticos) têm composições isotópicas de oxigênio distintas. No entanto, processos tais como: interação fluido/rocha, evaporação, ebulição e mistura de fluidos, modificam a composição isotópica original do fluido, levando à não definição de sua fonte.

Segundo Sial *et al.* (2000) a maioria dos carbonatos arqueanos são de origem hidrotermal e resultam da carbonatização de silicatos. Uma das poucas exceções é uma sucessão de carbonatos plataformais de Steep Rock Lake, Ontário, de 3,0 Ga, que depositou por uma combinação de processos químicos e biológicos.

Macambira *et al.* (1999) divulgaram a descoberta, através de sondagens da CVRD na cava da mina N4E, de uma camada (\cong 50 m) de BIFs com carbonato (dolomita e calcita). Interpretaram como primário (sedimentar) aquele carbonato presente no acamamento e consideraram como hidrotermal o carbonato dos veios, bolsões e cimento de brechas. Os carbonatos foram investigados por Sial *et al.* (1999) por meio de isótopos de carbono e oxigênio tendo como base os furos de sondagem 537 (12 amostras) e 541 (11 amostras). Esses dados foram reinterpretados, juntamente com novas determinações que foram efetuadas neste trabalho, para os furos F-532 (7 amostras) e F-529 (1 amostra) e os resultados são apresentados na Tabela 11.1, onde são reportados nas notações $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em relação ao padrão PDB (‰) para o carbono e SMOW (‰) para o oxigênio. Os carbonatos analisados foram previamente determinados por difração de raios-X, microscopia ótica e tingimento com alizarina, tratando-se principalmente de dolomita.

As 31 amostras analisadas apresentam $\delta^{13}\text{C}$ variando de -6 a -3‰_{PDB} (média de $-4,3$), um pouco mais empobrecido em $\delta^{13}\text{C}$ que o valor inferido para a água do mar no Arqueano, que seria próximo de zero (Beukes *et al.* 1990).

Sial *et al.* (2000) afirmam que valores similares foram observados na fácies carbonato associada com a BIF arqueana Temagami, no Canadá, que tem aproximadamente a mesma idade da Formação Carajás. Siderita da Gunflint Iron Formation (2,0 Ga) mostra valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -6 a $-2,6\text{‰}_{\text{PDB}}$, que foram explicados por Winter & Knauth (1992) como produto de sistema oceânico estratificado quanto aos isótopos de carbono. É interessante notar que o intervalo de variação para essa siderita é praticamente coincidente com o observado para as amostras de Carajás. Segundo Beukes *et al.* (1990), águas de bacias podem ser estratificadas quanto à composição isotópica do carbono, em resposta à entrada de fluido hidrotermal. Águas mais profundas seriam caracterizadas por carbono mais empobrecido (-5‰_{PDB}) comparado com águas superficiais (0‰_{PDB}).

Tabela 11.1: Análises de isótopos de carbono e oxigênio em furos de sondagem da Mina N4E.

Amostra	$\delta\text{O}^{18}\text{SMOW}$	$\delta\text{O}^{18}\text{PDB}$	$\delta\text{C}^{13}\text{PDB}$	PRECISÃO	
				Carbono	Oxigênio
N4E-537/186,2	+ 19,667	- 10,858	- 4,184	0,003	0,004
N4E-537/187,2	+ 21,109	- 9,459	- 5,007	0,007	0,007
N4E-537/196	+ 18,046	- 12,431	- 4,237	0,004	0,004
N4E-537/204	+ 15,907	- 14,505	- 4,341	0,005	0,005
N4E-537/204,5	+ 17,679	- 12,786	- 4,328	0,008	0,005
N4E-537/209,05	+ 8,775	- 21,424	- 4,303	0,004	0,006
N4E-537/221,2	+ 10,797	- 19,462	- 4,480	0,002	0,009
N4E-537/229,4	+ 8,167	- 22,013	- 3,823	0,004	0,009
N4E-537/234,6	+ 9,804	- 20,426	- 4,134	0,005	0,024
N4E-537/238,5	+ 12,871	- 17,451	- 4,187	0,004	0,005
N4E-537/238,6	+ 11,869	- 18,423	- 4,503	0,005	0,006
N4E-537/239,15	+ 10,697	- 19,559	- 4,467	0,004	0,007
N4E-541/182,1	+ 17,640	- 12,824	- 3,794	0,003	0,014
N4E-541/193,3	+ 16,885	- 13,557	- 4,434	0,002	0,014
N4E-541/204,3	+ 18,665	- 11,830	- 3,063	0,004	0,009
N4E-541/213,8	+ 18,125	- 12,354	- 3,947	0,002	0,006
N4E-541/224,7	+ 11,043	- 19,224	- 4,977	0,014	0,014
N4E-541/235,8	+ 22,692	- 7,924	- 4,099	0,005	0,009
N4E-541/241,7	+ 19,708	- 10,818	- 4,156	0,003	0,007
N4E-541/247,2	+ 18,211	- 12,271	- 3,935	0,005	0,010
N4E-541/251,45	+ 10,651	- 19,604	- 4,217	0,007	0,004
N4E-541/254,2	+ 6,613	- 23,521	- 5,976	0,003	0,002
N4E-541/255,9	+ 8,350	- 21,837	- 4,454	0,004	0,009
F-532-130.53	+18.44	-12.05	-4.00	0.005	0.015
F-532-150.90	+18.90	-11.60	-4.20	0.009	0.009
F-532-152.49	+19.46	-11.06	-4.24	0.005	0.006
F-532-154.40	+24.93	-6.07	-4.18	0.007	0.011
F-532-176.80	+21.37	-9.21	-4.46	0.014	0.018
F-532-179.50	+18.99	-11.51	-5.21	0.011	0.011
F-532-180.65	+15.46	-14.94	-3.65	0.008	0.018
F-529-121.80	+9.71	-20.52	-4.26	0.004	0.009

Se esse foi o caso para os carbonatos da Formação Carajás, é possível que se tratem de carbonatos sedimentares que se equilibraram com águas profundas. No Arqueano o manto foi provavelmente a principal fonte do CO₂ e essas rochas retiveram a sua assinatura. Porém, a assinatura mantélica também ficaria impressa nos carbonatos se eles fossem originados por fluidos hidrotermais interagindo (e substituindo parcialmente) com o jasplito. Essa possibilidade é reforçada pela presença de feições de substituição e natureza esparítica do carbonato (Capítulo 8).

Um espalhamento bem mais pronunciado é observado com relação aos isótopos de oxigênio, que formam dois grupos: um que predomina nos veios (19 amostras), com valores entre +24,9 e +15,4‰_{SMOW}, e outro (12 amostras) com valores entre +12,8 e +6,6‰_{SMOW}, que corresponde às amostras cujo carbonato encontra-se principalmente no acamamento da rocha.

No diagrama da figura 11.1 os valores de δ¹⁸O de carbonatos do acamamento situam-se no campo dos carbonatitos e próximos do campo dos carbonatos hidrotermais de cadeia médio-oceânica com contribuição de carbono mantélico. Os valores de δ¹⁸O dos carbonatos que predominam nos veios também se aproximam do campo dos carbonatos hidrotermais de cadeia médio-oceânica, porém encontram-se mais deslocados no sentido de maior contribuição da água do mar e no campo de calcários e mármore.

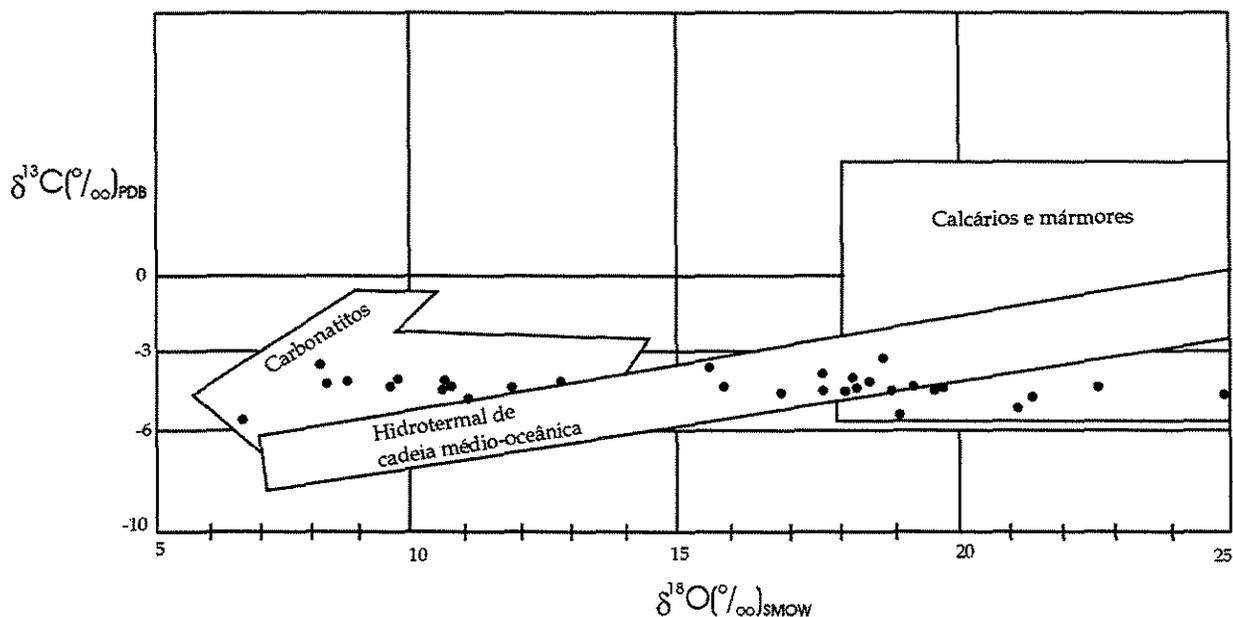


Figura 11.1: Distribuição dos valores de isótopos de C e O para 31 amostras de carbonato da Mina N4E. Campos segundo Rollinson (1998).

A observação de feições de substituição de hematita e chert por carbonatos e a presença de carbonato esparítico são indicativos de carbonatização do jaspilito da Formação Carajás, num processo hidrotermal que deve ter sido resultante, segundo Sial *et al.* (2000), da ação de um fluido rico em CO₂ de desvolatização do manto.

A estreita variação do ¹³C indica a homogeneidade da composição isotópica da rocha e a faixa de -6 a -3‰ indica a sua assinatura mantélica. Os dois grupos de valores de ¹⁸O podem significar que os carbonatos presentes no acamamento foram depositados a partir de soluções hidrotermais de fontes profundas que substituíram parcialmente o chert e a hematita do jaspilito. Por outro lado, os carbonatos dos veios tardios, devem ter sido gerados com maior influência da água do mar, embora ainda com características das soluções hidrotermais quanto à composição isotópica do oxigênio.

12 EVIDÊNCIAS DE ORGANISMOS NO GRUPO GRÃO PARÁ

Alguns modelos para a origem de BIFs supõem a interferência de organismos produtores de oxigênio para que o ferro férrico possa ter precipitado como óxido, óxido hidratado ou hidróxidos variados. Para que esses modelos sejam exequíveis é necessário provar a existência desses organismos no Arqueano, e essa questão não é consenso entre os especialistas (p. ex. Hayes 2002).

12.1 ORGANISMOS NOS JASPILITOS DA MINA N4E

Estruturas esferoidais microscópicas denominadas esferulitos foram encontradas em lâminas delgadas das BIFs da Formação Carajás e interpretadas como de origem orgânica por Meirelles (1986) e Macambira (1992).

A banda clara (silicosa) do jaspilito é constituída por quartzo micro a criptocristalino que adquire tom avermelhado pela maior presença de pigmentos microscópicos (“poeira”) de hematita. A massa de sílica apresenta extinção ondulante, porém na maioria das vezes, não se observam limites dos microcristais de quartzo. Tampouco a poeira de hematita segue a borda dos cristais. É principalmente em níveis dessa banda silicosa que aparecem os esferulitos. São estruturas esféricas de diâmetro médio 20 μm (variando de 14-27 μm), constituídas de um grânulo central opaco, de 2-4 μm , nem sempre presente, formado por hematita e cercado por uma área de chert incolor. Esta, por sua vez, é limitada por uma faixa circular de intensa pigmentação vermelha de poeira de hematita, parecendo uma parede espessa (figura 12.1). Em alguns locais as bordas dos esferulitos são difusas, de aspecto mamilar e os esferulitos chegam a formar aglomerados. O desenvolvimento dos esferulitos é mais notável nas faixas de jaspe e incipiente nas faixas de chert, onde a presença de hematita é menor e os contornos esferulíticos são incompletos.

As bandas de jaspe com esferulitos foram analisadas por microscópio eletrônico de varredura (SEM/EDS) e revelaram apenas a presença de ferro e silício. A distribuição desses elementos corroborou as observações feitas no microscópio petrográfico, ou seja, grânulos e "poeira" de hematita finamente distribuída na massa de sílica como descrito acima.

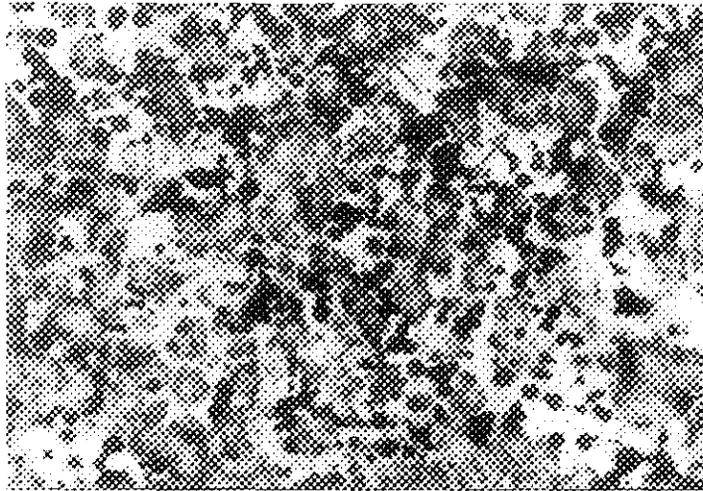


Figura 12.1: Esferulitos na camada de jaspe, mostrando a parede espessa (setas). Pontos negros são cristais de hematita e as áreas brancas são chert. Nicóis paralelos. Amostra PSN-VI-23.

Raj *et al.* (1980) e LaBerge *et al.* (1987) acreditavam que as similaridades morfológicas com microrganismos unicelulares sugeririam uma origem biológica. Coerentemente com essa interpretação, observa-se em Carajás:

- Grande abundância dessas estruturas ;
- Faixa de tamanho relativamente ampla mas bem definida;
- Tamanho absoluto coerente com organismos antigos;
- Organização e ornamentação da parte interna dos esferulitos;
- Distribuição preferencial na camada de jaspe.

Assim, a parede espessa do esferulito pode ser interpretada como uma capa externa mucilagínosa, funcionando como uma zona de precipitação de ferro, como hematita sub-micrométrica. A porção intermediária, parte mais clara do esferulito, é interpretada como equivalente à própria célula, onde haveria deficiência em ferro e não se formaria hematita. A parte mais central seria a região cuja composição permitiria que se desenvolvesse um grânulo, às vezes eudral, de hematita.

Diversos cristais de hematita encontram-se distribuídos principalmente em áreas de chert incolor mas também sobre alguns esferulitos (fig. 12.1). Esses cristais de hematita raramente são circundados por áreas de chert incolor, indicando que a hematita não se formou pela migração de ferro do jaspe.

Leshner (1978), entre outros, conclui pela origem inorgânica dos esferulitos. Assim, alternativamente, os esferulitos seriam produzidos em um gel de sílica com ferro homogeneamente distribuído, onde núcleos de cristalização seriam formados pela migração dos íons de ferro, causando deficiência na zona clara circundante. As bordas representariam a distribuição original, seriam a porção que ficou entre núcleos de cristalização adjacentes e não foi atraída para eles. Esse modelo, no entanto, não explica o contorno circular das bordas dos esferulitos.

Em conclusão, pode-se supor que os esferulitos tiveram origem biológica e é possível que organismos estivessem presentes no ambiente deposicional dos jaspilitos, talvez interferindo diretamente na produção de oxigênio para a precipitação do ferro.

12.2 ORGANISMOS NOS SILTITOS DA MINA DO AZUL

Os siltitos carbonáticos e carbonosos, que são o protominério da jazida de Mn do Azul, são as rochas do Grupo Grão Pará que, pela sua própria composição, poderiam estar associadas a atividade de organismos. Essa possibilidade foi levantada por Lindenmayer *et al.* (1993) que descrevem objetos que interpretaram como colônias de células interligadas em cadeias curtas de cocobactérias comparáveis às da família Siderocapsaceae, com células esféricas a elipsoidais, com diâmetros entre 0,1 e 0,5 μm , presentes nos siltitos negros laminados daquela mina de Mn.

Existem reservas quanto a essa interpretação, enquanto não for completamente afastada a possibilidade de contaminação das amostras por organismos recentes, em função do profundo grau de intemperismo na região (Thomas Fairchild, comunicação verbal).

De todo modo, uma vez que havia suspeita da presença de organismos nas rochas sedimentares do GGP, foi iniciada uma pesquisa no sentido de investigar a natureza da matéria carbonosa presente nos siltitos. Era necessário confirmar a origem orgânica, ou inorgânica, da matéria carbonosa.

Com base nas descrições dos relatórios da CVRD, foram selecionados 8 furos de sondagem da Mina de Mn do Azul que cortaram os siltitos carbonáticos da Unidade Manganésifera Inferior. Dois furos mostraram-se mais preservados do intemperismo e com maior teor de carbonatos (maior reatividade com o HCl). Do furo 6, localizado na seção S-1600, foram coletadas 8 amostras de cerca de 5-10 cm de espessura no intervalo de 127,6 a 184,7 m, e do furo 134, na seção S-1000, foram coletadas 2 amostras nos intervalos 141,05 e 144,00 m.

As amostras são folhelhos e siltitos carbonosos, finamente laminados, cinza escuros. Analisados por difração de raios X no laboratório do Centro de Geociências da UFPA, mostraram ser compostos por quartzo, rodocrosita, muscovita e caolinita, além da matéria carbonosa. A rocha apresenta laminações de 0,1 a 2 mm de espessura de tons cinza claro e escuro. As lâminas cinza escuro são mais espessas e mais ricas em matéria carbonosa que as claras e nelas os grãos de quartzo e palhetas de muscovita são maiores. As lâminas cinza claro apresentam pouca rodocrosita. Pequenos cubos de pirita foram observados em várias amostras.

Macambira (2001) apresentou os resultados da pesquisa e descreve a matéria carbonosa formando níveis ou dispersa nas camadas e no plano do acamamento (figura 12.2), em agregados e como pequenas esferas negras de 0,3 até 1 mm de diâmetro (figura 12.3). As esferas, analisadas por microespectroscopia Raman revelaram valores de $D=1355$ a 1356 cm^{-1} (1ª ordem) e $O=1597$ a 1603 cm^{-1} , permitindo a conclusão de ser compostas por kerogênio, por comparação com os valores divulgados por Wopenka & Pasteris (1993).

Esses autores demonstraram a aplicação da microsonda Raman na caracterização de matéria carbonosa, desde kerogênio e carvão até grafite de fácies granulito. Os parâmetros espectrais quantitativos utilizados foram a posição, largura, meia-altura e meia-área dos picos Raman, de materiais cristalograficamente ordenados e desordenados. Uma das vantagens do método é permitir a distinção de diferentes estágios de desenvolvimento do cristalito, mesmo para matéria carbonácea muito pouco ou muito bem cristalizada, mais acuradamente que a DRX de rotina. Além disso, o espectro Raman é mais representativo da amostra carbonácea como um todo do que o HRTEM (microscópio eletrônico de transmissão de alta resolução).

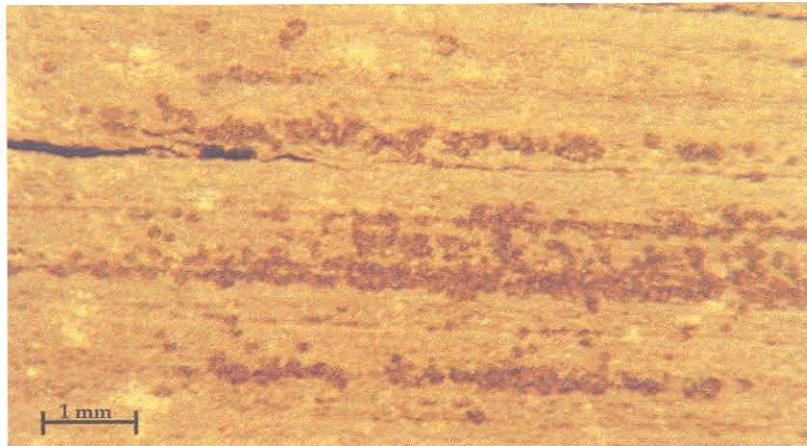


Figura 12.2: Matéria orgânica concentrada preferencialmente nos planos do acamamento do siltito.

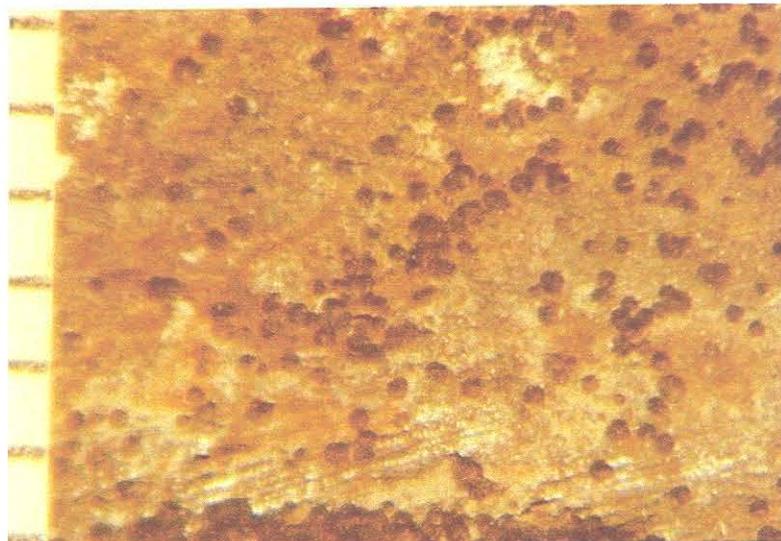


Figura 12.3: Matéria orgânica formando esferas na superfície de acamamento do siltito.

Ainda persistem dúvidas quanto à biogeneticidade dos esferulitos da Formação Carajás, como no resto do mundo. Do mesmo modo, as cocobactérias da mina do Azul ainda precisam de comprovação de que não são produto de contaminação. A caracterização do kerogênio, por outro lado, é um indício da presença de organismos na época da deposição dos folhelhos e siltitos.

Os esferulitos e o kerogênio ocorrem em níveis preferenciais, no acamamento do jaspilito e do siltito, respectivamente, indicando sua contemporaneidade na deposição e disponibilidade no ambiente.

Mesmo que se confirme a presença de organismos no local e época de deposição das rochas sedimentares do GGP, não é possível concluir, no momento, que esses organismos foram os produtores de O₂ para a oxidação e precipitação do ferro ou manganês. Essa é uma questão complexa, ainda não completamente esclarecida. De todo modo, esses indícios apontam para uma possibilidade, aparentemente viável, da atuação de organismos nos processos de deposição do Fe e Mn nas rochas do GGP. Tal possibilidade deve ser considerada na elaboração de um modelo deposicional para a “Bacia Grão Pará”.

Organismos precipitando junto com sedimentos químicos (BIFs) e clasto-químicos (siltitos e folhelhos carbonáticos) teriam boas probabilidades de ter sido preservados. Porém, a diagênese e litificação, atuando sobre matéria orgânica muito frágil e em decomposição, somente permitiram que ficasse preservada em locais muito particulares e raros.

Tanto o Fe como o Mn depositaram-se no mar Arqueano, quando certamente a disponibilidade de oxigênio era baixa, na água e no ar. Como um modelo deposicional, pode-se supor que organismos teriam atuado na produção de oxigênio para o ambiente, num processo semelhante ao defendido por LaBerge *et al.* (1987) (fig. 12.4). Nesse cenário, a matéria orgânica teria precipitado juntamente com níveis preferenciais dos sedimentos, conduzidos pelas mudanças sazonais. Na parte oxidante, o oxigênio produzido por organismos fotossintetizadores converte Fe⁺² para hidrato férrico insolúvel, que deposita com algas celulares e matéria orgânica. Na parte redutora, a decomposição anaeróbica e bactérias quimioautotróficas decompõem tecidos orgânicos, utilizando oxigênio dos hidratos férricos. Essas reações produzem Fe⁺² e CO₂ que combinam para formar siderita em alguns ambientes. Na ausência de matéria orgânica associada, resultam BIFs com hematita-chert.

Nesse modelo deposicional o Si em solução seria precipitado por supersaturação, de forma lenta e quase contínua. O Fe seria depositado de forma rápida porém intermitente, pela ação de bactérias e oxidação fotossintética. Variações no fornecimento de nutrientes seriam responsáveis pela maior ou menor disponibilidade de O₂ e, conseqüentemente, maior ou menor oxidação do Fe⁺⁺, causando variação na espessura do bandamento das BIFs. A produção biológica local de oxigênio nos oceanos arqueanos pode ter provocado a precipitação de hematita mesmo que a atmosfera e o oceano tenham sido deficientes em oxigênio, como é aceito geralmente.

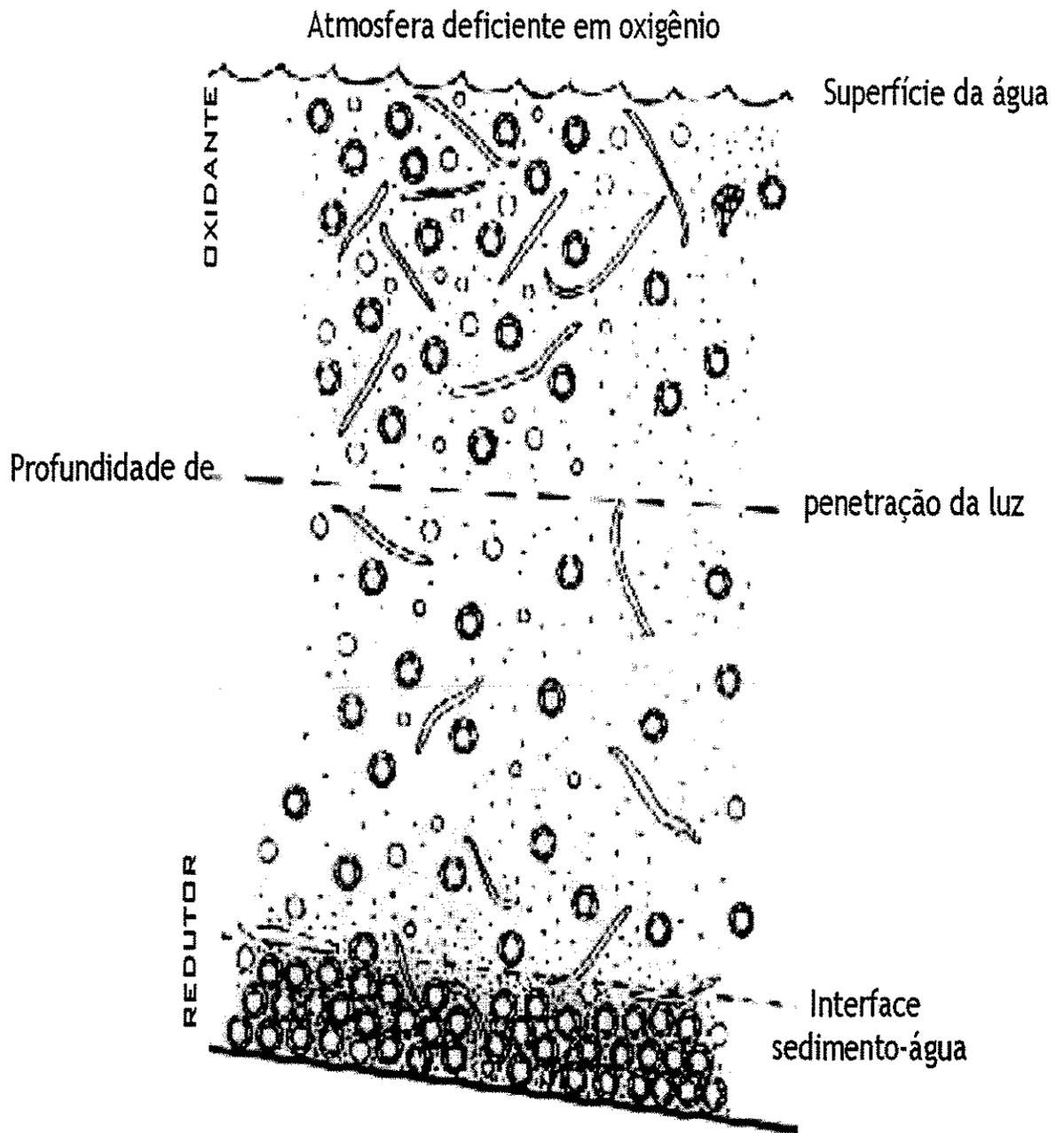


Fig. 12.4 - Esquema da coluna de água e sedimento de fundo em uma bacia hipotética de acumulação de formações ferríferas. Fonte: LaBerge *et al.* (1987).

13 CONCLUSÕES

Vários depósitos minerais da Serra dos Carajás (Mina de ferro de N4, Mina de Mn do Azul e Mina de Au do Igarapé Bahia) têm colunas litoestratigráficas locais mais ou menos definidas, mas de difícil correlação entre si. As rochas portadoras desses depósitos foram formadas num intervalo de 90 Ma, e estão contidas numa unidade maior, o Grupo Grão Pará (GGP). Esse grupo constitui uma bacia sedimentar-vulcânica e, portanto, os três depósitos se formaram no âmbito dessa bacia, podendo fornecer, assim, suporte para compreender a evolução do contexto deposicional da mesma.

Dentre as seqüências sedimentares, as que podem preservar melhor o registro do ambiente sedimentar são as BIFs, pois não sofreram metamorfismo regional de soterramento e, assim, puderam preservar estruturas primárias e composição química, além de se constituírem em bons marcadores litológicos, stratigráficos e paleo-ambientais.

Uma hipótese para a evolução da “Bacia Grão Pará” é apresentada a seguir, baseada nas informações atualmente disponíveis.

13.1 AMBIENTE TECTÔNICO E TIPO DE BACIA

A caracterização do ambiente tectônico onde evoluiu a bacia Grão Pará pode ser feita através da determinação da composição da crosta subjacente, se continental ou oceânica. A opção pela crosta continental está baseada principalmente nos seguintes argumentos: 1) O vulcanismo toleítico da Formação Parauapebas apresenta características geoquímicas de contaminação com crosta continental; 2) O GGP foi depositado sobre rochas siálicas e; 3) Há ausência de rochas típicas de crosta oceânica na região.

O tipo de movimentação que afetou a bacia poderia ser convergente ou divergente. Considerando a situação de crosta continental, se o movimento tivesse sido convergente levaria ao desenvolvimento de uma cadeia do tipo Himalaia, o que não é observado na região. Em função disso e do extenso vulcanismo da Formação Parauapebas, além da presença dos jaspilitos, atestando ambiente calmo, considera-se como mais provável a movimentação divergente.

Quanto à posição da bacia em relação a uma placa tectônica, ela poderia ser intra-placa ou marginal. O formato alongado e a natureza do preenchimento da bacia sugerem uma situação intra-placa.

Uma bacia arqueana ensiálica, alongada, preenchida com rochas vulcânicas e sedimentares, sugere uma situação geotectônica do tipo rift continental. No entanto, a ausência de rochas de crosta oceânica, indica que a abertura não evoluiu até o surgimento dessa crosta e portanto, admite-se que a situação seja semelhante à de um rift abortado, do tipo que hoje poderia corresponder ao rift do Mar Vermelho.

13.2 EVOLUÇÃO E PREENCHIMENTO DO RIFT

O rift que teria acolhido a bacia Grão Pará deve ter tido a direção WNW-ESE, que é a direção das principais estruturas do Complexo Xingu na região. Além disso, essa é a direção das ocorrências de rochas do GGP. Caso os grupos Salobo, Pojuca e Buritirama sejam partes metamorfisadas do GGP, a distribuição dos seus afloramentos indica a mesma direção, porém duplicando a área da bacia. A Falha Carajás também tem essa direção e é uma descontinuidade reativada várias vezes. Ela poderia representar uma geossutura a partir da qual teria iniciado a abertura do rift.

No Arqueano (pré- 2,76 Ga) deve ter ocorrido uma elevação no gradiente geotermal na região, adelgaçamento da crosta siálica e elevação da zona de baixa velocidade do manto. A crosta rígida deve ter rompido e permitido o extravasamento de extensos derrames basálticos através de vulcanismo fissural (fig. 13.1, fase 1). O magma, ao assimilar crosta continental, modificou as suas características químicas originais. Caso houvesse um mar interno no local, seria de se esperar a ocorrência de sedimentos clásticos sob os basaltos. No entanto, como a base do GGP não foi ainda observada, o início dos derrames basálticos pode ter sido sub-aéreo ou sub-aquoso. O pacote vulcânico com níveis riolíticos tem 4 a 6 km de espessura e é composto por numerosos fluxos, muitos deles separados por níveis amigdaloidais. Os derrames mais superiores certamente ocorreram em meio aquoso, conforme evidenciado pela presença de hialoclastitos e de texturas de resfriamento brusco.

A interação das lavas basálticas com a água do mar provocou intensa alteração hidrotermal nessas rochas e enriquecimento na água em diversos elementos. Numa suposta região de cadeia oceânica próxima, funcionando como fonte de calor e soluções juvenis, a água enriquecida formaria uma pluma quente que poderia ser deslocada para níveis mais rasos. Correntes de ressurgência poderiam deslocar essa água enriquecida para a plataforma continental, onde o encontro com águas oxigenadas poderia provocar a precipitação do ferro por oxidação (fig. 13.1, fase 2). O Si estaria em teor tal, na água do mar, que a sua precipitação, por supersaturação, seria contínua. A deposição do ferro, por outro lado, seria intermitente, pois dependeria da disponibilidade de O₂ nas águas rasas. Esse O₂ poderia ser produzido por organismos, como, por exemplo, aqueles que deram origem aos esferulitos observados nas BIFs ou aqueles que originaram o kerogênio nos siltitos manganosíferos.

Enquanto na extensa plataforma continental, em local de baixa energia, calmo e distante da costa, as BIFs eram depositadas, nas margens da bacia deveria estar havendo acúmulo de material clástico terrígeno. No entanto, como não se encontram clásticos associados às BIFs e estas ocupam extenso anel, quase contínuo na parte central da Serra dos Carajás, deduz-se que o relevo em torno da bacia deveria ser suave ou, alternativamente, tais depósitos não foram preservados.

A porção da plataforma onde se depositaram as BIFs deve ter tido uma profundidade de mais de 100 m, abaixo do nível base de ondas, explicando porque o delicado bandamento foi preservado. As BIFs apresentam numerosas estruturas sedimentares, que atestam a atuação de correntes de fluxo laminar e indicam a natureza hidrolástica do material depositado.

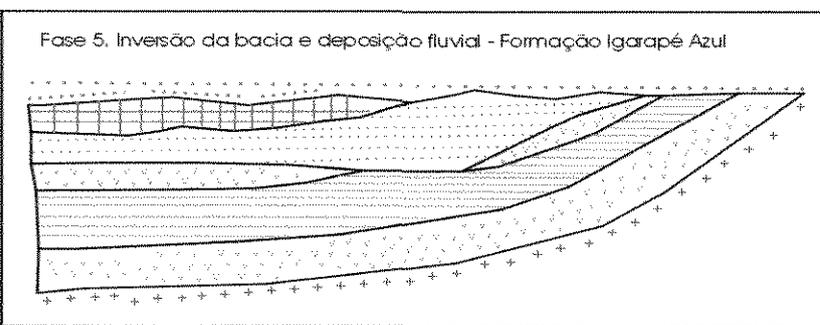
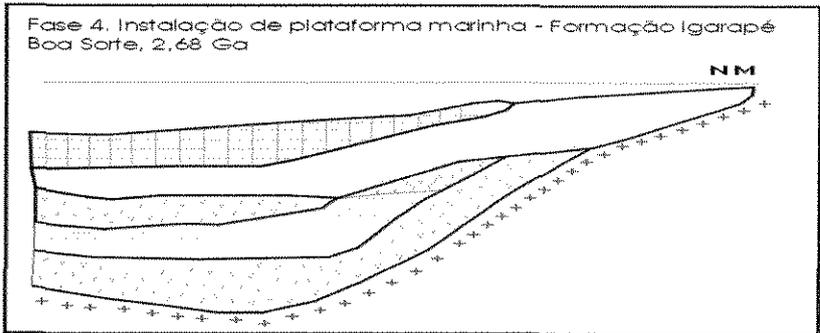
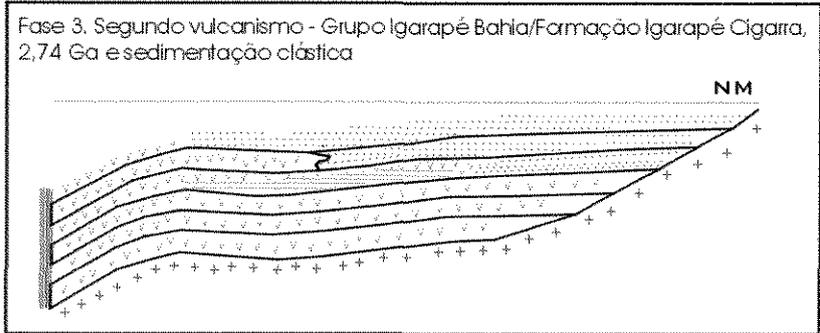
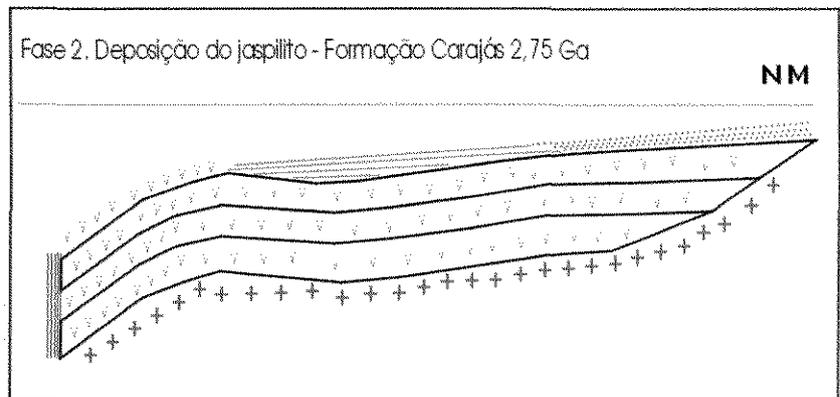
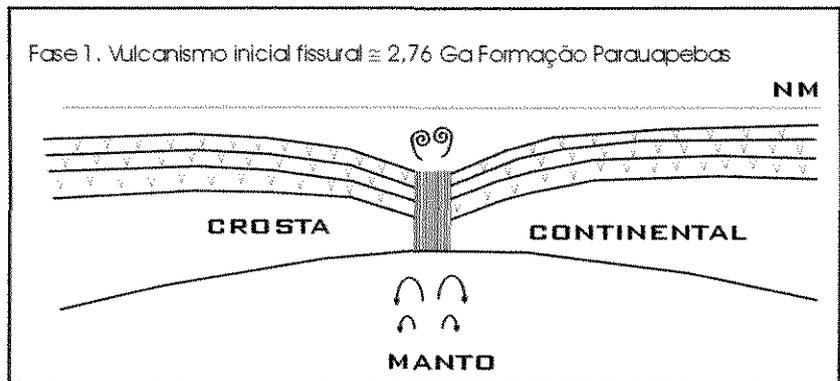
Durante a deposição da parte inferior do pacote de BIF os fluxos de soluções hidrotermais deveriam ser irregulares, tanto em volume, quanto em teor de elementos dissolvidos, quanto em temperatura, conforme registrado pela assinatura geoquímica dos elementos maiores, traços e terras raras. Na porção de topo, esses teores são mais regulares, indicando fluxos mais estáveis e constantes. É notável o comportamento do ferro, que é abundante na base e chega a desaparecer no topo, onde ocorrem cherts bandados, enquanto com o Si ocorre o inverso.

A deposição das BIFs ocorreu num período de quiescência do vulcanismo, que durou de 2.754 a 2.744 Ma, aproximadamente. Após esse período o vulcanismo foi retomado, com novos derrames de basaltos (da Formação Igarapé Cigarra), semelhantes aos da Formação Parauapebas, se espalhando diretamente sobre as BIFs recém-depositadas. Esse segundo vulcanismo foi acompanhado ainda da deposição de BIFs, na forma de lentes, além de intercalações de sedimentos clásticos (fig. 13.1, fase 3). Com o término dessa segunda atividade vulcânica, predominou a sedimentação clástica, e o assoreamento da bacia. Tem início o rebaixamento do nível do mar e começa uma fase de regressão marinha.

A presença de dois eventos vulcânicos foi acompanhada de atividade magmática plutônica, representada pela intrusão de corpos máfico-ultramáficos diferenciados (Luanga) atestando que toda a região sofria forte influência termal, a qual seria responsável pela disponibilidade de soluções hidrotermais tanto para precipitação de BIFs como para alteração dos basaltos.

Com a instalação da fase de regressão marinha, desenvolve-se uma nova plataforma que recebe o aporte de sedimentação clástica fina e pelítica associada com carbonatos manganésíferos ricos em matéria orgânica (Formação Igarapé Boa Sorte) (fig. 13.1, fase 4). Essa seqüência possivelmente não ocupou todo o entorno da bacia e acumulou somente onde condições de plataforma foram estabelecidas, onde hoje estão os depósitos de Mn do Azul, no trecho da estrada Azul-Bahia e possivelmente a sul de N1. Essa seqüência clástica com níveis carbonáticos foi acompanhada de discreto vulcanismo sin-deposicional de idade 2.680 Ma. A datação de gabros intrusivos nessa seqüência (2.645 Ma) torna coerente essa possibilidade. A Formação Igarapé Boa Sorte registra o final da fase marinha da Bacia Grão Pará.

Antes da completa litificação da seqüência de plataforma (pelitos com carbonatos) a região foi afetada por falhamentos associados à reativação da Falha Carajás que deformaram plasticamente os pacotes sedimentares do topo da pilha do GGP. Essa importante falha transcorrente sinistral provocou deslocamentos de dezenas de quilômetros nos pacotes rochosos e instalou um novo arranjo espacial para as rochas da bacia, causando interrupções nas camadas antes contínuas, dobramentos e soerguimento de blocos numa estruturação complexa em muitos locais. Essa poderia ser a fase de fechamento do rift continental e de inversão tectônica da bacia.



	basalto		carbonatos
	BIF		clásticos fluviais
	clásticos marinhos		embasamento

Figura 13.1: Modelo de evolução para a “Bacia Grão Pará” (sem escala).

13.3 ESTABILIZAÇÃO DA ÁREA

Na época da retirada do mar, a região começou a sofrer erosão e acúmulo de sedimentos fluviais, nas partes mais deprimidas (centrais) da bacia. Arenitos e conglomerados (Formação Igarapé Azul), principalmente vindos do retrabalhamento dos aluviões da região no entorno da bacia depositaram-se, ultrapassando inclusive os limites anteriores da bacia (fig. 13.1, fase 5). A fonte dos sedimentos, externa à bacia, estaria registrada pela presença de grãos detríticos arredondados de zircão com idades de 2.778 a 3.020 Ma.

Camadas de conglomerados da Formação Igarapé Azul têm seixos das rochas do GGP, evidenciando a existência de um hiato entre o pacote vulcano-sedimentar marinho e os depósitos continentais essencialmente fluviais. Ao recobrir as rochas do GGP, os arenitos da Formação Igarapé Azul preencheram inclusive fraturas abertas nos basaltos que haviam sido cisalhados durante a tectônica que acompanhou a fase de inversão.

Possivelmente esse pacote fluvial foi muito espesso e pode ser que a região tenha se mantido estável por longo período, desde 2,64 Ga (idade de gabros intrusivos) até 1,88 Ga, quando ocorreu o alojamento do Granito Carajás.

14 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **57**:187-204.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Brasília, DNPM/CPRM, 164 p.
- Banerji A.K. 1977. On the Precambrian banded iron-formations and the manganese ores of the Singhbhum region, eastern India. *Econ. Geol.* **72**:90-98
- Barley M.E., Pickard A.L., Sylvester P.J. 1997. Emplacement of a large igneous province as a possible cause of banded iron formation 2.45 billion years ago. *Nature*, **385**:55-58.
- 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.
- Beisiegel V.R., Bernardelli A.L., Drumond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra do Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, **3**:215-242.
- Benisek A. & Finger F. 1993. Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: a microprobe study. *Contrib. Mineral. Petrol.* **114**:441-451.
- Beukes, N.J. 1980. Suggestions towards a classification of and nomenclature for iron-formation. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, **83**: 285-290.
- Beukes N.J. & Klein C. 1992. Models for iron-formations deposition. In: J.W. Schopf & C. Klein (eds.) *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge, Cambridge University Press, 147-151.
- Beukes N.J., Klein C., Kaufman A.J., Hayes J.M. 1990. Carbonate petrography, Kerogen Distribution, and Carbon and Oxygen Isotope Variations in an Early Proterozoic Transition from Limenstone to Iron-Formation Deposition, Transvaal Supergroup, South Africa. *Econ. Geol.* **85**(4): 663-689.
- Bjerrum C.J. & Canfield D.E. 2002. Ocean productivity before about 1.9 Gyr ago limited by phosphorus adsorption onto iron oxides. *Nature*, **417**:159-162.

- Borges A.W.G. 1995. Geologia da porção norte da jazida de ferro N4, Carajás-Pará. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Trabalho de Conclusão de Curso, 60 p.
- Condie K.C. 1981. *Archean Greenstone Belts*. Amsterdam, Elsevier. 434 p.
- Condie K.C. 1982. Early and Middle Proterozoic supracrustal successions and their tectonic settings. *Am. J. Science*, **282**: 341-357.
- Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral Petrol.* **50**:113-138.
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília. Editora Universidade de Brasília. 392 p.
- Dardenne M.A., Ferreira Filho C.F., Meirelles M.R. 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás district, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **1**(4):363-372.
- Dias G.S., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R., Soares A.D.V., Barros, C.E.M. 1996. Datação de Zircões de Sill de Metagabro: Comprovação da Idade Arqueana da Formação Águas Claras, Carajás – Pará. In: SBG/NO, Simp. Geol. Amaz., 5, Belém, *Anais*, 376-379.
- Dimroth, E. 1976. Aspects of the sedimentary petrology of chert iron formation. In: K.H. Wolf (ed.) *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*. v.7. Amsterdam, Elsevier, 203-254.
- Dimroth E. & Chauvel J-J. 1973. Petrography of the Sokoman Iron Formation in Part of the Central Labrador Trough, Quebec, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.* **84**:111-134.
- DOCEGEO. 1984. Projeto cobre Carajás-Pojuca. Relatório de Pesquisa. Belém. 4v.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 35, Belém, *Anais*, Anexo, 10-54.
- Dreher A.M. & Xavier R.P. 2001. Provável origem e Processo de Mineralização das Brechas do depósito de Igarapé Bahia, Carajás. In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, Resumos Expandidos, CD-Rom.
- Drever J.I. 1974. Geochemical model for the origin of Precambrian banded iron formations. *Geol. Soc. America Bull.* **85**:1099-1106.
- Eichler, J. 1976. Origin of the Precambrian banded iron formations. In: K.H. Wolf (ed.) *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*. v.7 Amsterdam, Elsevier, 157-201.

- Ewers W.E. & Morris R.C. 1981. Studies of the Dales Gorge Member of the Brockman Iron Formation, Western Australia. *Econ. Geol.* **76**:1929-1953.
- Figueiras A.J.M., & Villas R.N.N. 1984. Estudo petrológico e sedimentológico da sequência clástica (pós-Grupo Grão Pará) da Serra dos Carajás, Estado do Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 2: 832-846.
- Figueiras, A.J.M.; Macambira, J.B.; Villas, R.N.N. 1987. Contribuição ao Estudo Paleoambiental da Formação Rio Fresco na Região de Carajás - Pa. In: SBG, Simpósio Sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, 1. Ouro Preto, *Anais*, 17-30.
- Force E.R. & Maynard J.B. 1991. Manganese: Syngenetic deposits on the margins of anoxic basins. *Reviews in Economic Geology*. **5**:147-157.
- Fryer B.J. 1983. Part B: Rare Earth elements in iron-formation. In A.F. Trendall & R.C. Morris (eds). *Iron-formations Facts and Problems*. Amsterdam, Elsevier, 345-358.
- Gagnol I. & Pupin J.P. 1985. Typologie du zircon dans les termes volcaniques intermediaries et diferencies du Cantal (Massif Central français). Implications pétrogénétiques. CRAS Paris, t. 300, Série II, nº 10:457-462.
- Galarza M.A.T. & Macambira M.J.B. 2002. Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In: E.L. Klein, M.L. Vasquez, L.T. Rosa-Costa (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG-NO, v. 3:153-168.
- Galarza M.A.T., Macambira M.J.B., Maurity C.W., Meireles, H.P. 2001. Idade do Depósito Igarapé Bahia (Província Mineral de Carajás, Brasil) com base nos isótopos de Pb. In: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, CD-rom.
- Gaudette H.E., Lafon J.M., Macambira M.J.B., Moura C.A.V., Scheller T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. *Jour. South Ameer. Earth Sci.*, **11**:351-363.
- Gibbs A.K. & Wirth K.R. 1990. Geologic setting of the Serra dos Carajás Iron Deposits, Brazil. In: J-J Chauvel *et al.* (eds.) *Ancient Banded Iron Formations*. Athens, Theophrastus Publications, 83-102.
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Jr. W.S. 1986. Age and composition of the Grão Pará group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, **16**(2):201-211.

- Gnaneshwar Rao T. & Naqvi S.M. 1995. Geochemistry, depositional environment and tectonic setting of the BIFs of the Late Archean Chitradurga Schist Belt, India. *Chemical Geology*, **121**:217-243.
- Gomes C.B., Cordani U.G., Basei M.A.S. 1975. Radiometric age from the Serra dos Carajás area, Northern Brasil. *Bull. Geol. Soc. Am.* **86**:939-942.
- Goode A.D.T., Hall W.D.M., Bunting J.A. 1983. The Nabberu Basin of Western Australia. In: A.F. Trendall & R.C. Morris (eds). *Iron-formations Facts and Problems*. Amsterdam, Elsevier, 295-323.
- Goodwin A.M. 1973. Archean iron-formations and tectonic basins of the Canadian shield. *Econ. Geol.*, **68**:915-933.
- Goodwin A.M. 1982. Distribution and origin of Precambrian banded iron formation. *Rev. Bras. Geoc.* **12**:457-462.
- Gross G.A. 1972. Primary features in cherty iron-formations. *Sediment. Geol.*, **7**: 241-261.
- Gross G.A. 1973. The depositional environment of principal types of Precambrian iron-formations. In: Genesis of Precambrian iron and manganese deposits. Paris, Unesco Earth Sci. 9:15-21.
- Gross G.A. 1991. Genetics Concepts for Iron-Formation and Associated Metalliferous Sediments. *Econ. Geol. Monograph* **8**:51-81.
- Hayes J.M. 2002. A lowdown on oxigen. *Nature*, **417**:127-128
- Heaney P.J. & Veblen D.R. 1991. An examination of spherulitic dubiomicrofossils in Precambrian banded iron formations using the transmission electron microscope. *Precambrian Res.* **49**:355-372.
- Hirata W.K.; Rigon, J.C.; Kadekaru, K.; Cordeiro, A.A.C.; Meireles, E.A. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 1, Belém, *Anais*, v.1, 100-110.
- Holdsworth R.E. & Pinheiro RV.L. 2000. The anatomy of shallow-crustal transpressional structures: insights from the Archaean Carajás fault zone, Amazon, Brazil. *Journal of Structural Geology*, **22**:1105-1123.
- Holland H.D. 1973. The oceans: A possible source of iron in iron-formations. *Econ. Geol.*, **68**:1169-1172

- Horstmann U.E. & Hälbig 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 Formation. *Jour. Geology*, **103**:169-185.
- Isley A.E. & Abbott D.H. 1999. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation. *Journal of Geophysical Research*, **104**(B7):15.461-15.477.
- James H.L. 1954. Sedimentary facies on iron formation. *Econ. Geol.* **49**: 235-293.
- James H.L. 1983. Distribution of banded iron-formation in space and time. In: A.F. Trendall & R.C. Morris (eds). *Iron-formations Facts and Problems*. Amsterdam, Elsevier, 471-490.
- Kato Y., Ohta I., Tsunematsu T., Watanabe Y., Isozaki Y., Maruyama S., Imai N. 1998. Rare earth element variations in mid-Archean banded iron formations: Implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **62**: 3475-3498.
- Kimberley M.M. 1978. Paleoenvironmental classification of iron formations. *Econ. Geol.* **73**:215-229.
- Klein C. 1992. Introduction. In: J.W. Schopf & C. Klein (eds.) *The Proterozoic Biosphere: a multidisciplinary study*. Cambridge University Press.
- Klein C. & Beukes N.J. 1989. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Econ. Geol.* **84** (7):1733-1774.
- Krogh T.E. 1973. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**:485-494.
- Krymsky R.Sh., Macambira J.B., Macambira M.J.B. 2002. Geocronologia U-Pb em zircão de rochas vulcânicas da Formação Carajás, Estado do Pará. In: SBG-NO, Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, Belém, *Anais*, 41.
- LaBerge G.L., Robbins I.E., Han T.M. 1987. A model for the biological precipitation of Precambrian Iron-Formations – A: Geological Evidence. In: P.W.U. Appel & G.L. LaBerge (eds.) *Precambrian Iron-Formations*. Athens. Theophrastus Publications, 69-96.

- Lemos V.P. & Villas R.N.N. 1983. Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão Pará – Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N-5, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, 13(3):165-177.
- Leshner C.M. 1978. Mineralogy and petrology of the Sokoman Iron Formation near Ardua Lake, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* 15:480-500.
- Lindenmayer, Z.G., Tazaki, K., Netto, R.G., Faccini, U.F. 1993. Cocobactérias no Arqueano Superior-Proterozóico Inferior da Bacia Carajás, estado do Pará. In: Soc. Bras. Paleontol. Congr. Bras. Paleontologia, 13, São Leopoldo, *Boletim de Resumos*, 216.
- Lindenmayer, Z.G., Ronchi, L.H., Laux, J.H. 1998. Geologia e Geoquímica da Mineralização Cu-Au Primária, da Mina de Au do Igarapé Bahia, Serra do Carajás. *Revista Brasileira e Geociências*, 28(3):259-272.
- Macambira J.B. 1992. Os possíveis microfósseis da Formação Carajás - Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37. São Paulo, *Anais*, 2:483-484.
- Macambira J.B. 2001. Presença de Organismos nos Siltitos da Mina de Mn do Azul – Carajás: possível indicador paleoambiental. In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, *Boletim de Resumos Expandidos*, CD-rom.
- Macambira J.B. & Borges A.W.G. 1994. Arranjo estrutural da Formação Carajás na Jazida N4E. In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 4, Belém, *Boletim de Resumos Expandidos*, 331-334.
- Macambira J.B. & Schrank A. Químico-estratigrafia e evolução dos jaspilitos da Formação Carajás (Pa). *Revista Bras. Geoc.* (no prelo).
- Macambira J.B. & Schrank A. 2003. Depositional aspects of the banded iron formations from the Carajás formation, Pará state, Brazil. In: Latinamerican Congress of Sedimentology, 3, Belém, *Anais*, 227-229.
- 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.
- Macambira J.B. & Silva S.S.A. 1998. Caracterização petrográfica dos basaltos do Grupo Grão Pará na Serra Norte – Carajás. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*, 127-128.

- Macambira J.B., Guedes S.C., Matias P.H. 1999. BIF Carbonático na Formação Carajás: Alteração hidrotermal ou uma nova fácies? In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 6. Manaus. *Boletim de Resumos Expandidos*, 563-565.
- Macambira J.B., Macambira M.J.B., Scheller T., Gomes A.C.B. 1996. Geocronologia Pb/Pb e tipologia de zircões de rochas vulcânicas da Formação Carajás-Pará: indicador da idade dos BIFs. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 6:516-519.
- Macambira J.B., Ramos J.F.F., Assis J.F.P., Figueiras A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte. Conv. Seplan/DOCEGEO/UFPa. Projeto Pojuca. Convênio DNPM/DOCEGEO/UFPa. Relatório Final. 150p. Inédito.
- 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*, 49:329-354.
- Majumder T. 1990. Precambrian Banded Iron Formation of Eastern India: an Overview. In: J-J Chauvel *et al.* (eds.) *Ancient Banded Iron Formations*. Athens, Theophrastus Publications, 351-386.
- Martini J.M. 1995. Análise integrada de dados aplicada ao estudo metalogênico da Serra dos Carajás – Pa. Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, Dissertação de Mestrado, 125 p.
- Maynard J.B. 1983. *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*. New York. Springer-Verlag New York Inc. p. 9-37.
- McConchie D. 1987. The Geology and Geochemistry of the Joffre and Whaleback Shale Members of the Brockman Iron Formation, Western Australia. In: P.W.U. Appel & G.L. LaBerge (eds.) *Precambrian Iron-Formations*. Athens. Theophrastus Publications, 541-597.
- Meireles E.M., Hirata W.K., Amaral A.F., Medeiros Filho C.A., Gato W.C. 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, Estado do Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 5:2164-2174.
- Meirelles M.R. 1986. *Geoquímica e Petrologia dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás-Pa*. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Mestrado, 150 p.
- Meirelles M.R. & Dardenne M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, Pará. *Revista Bras. Geoc.* 21:41-50.

- Mellito K.M. & Tassinari C.C.G. 1998. Aplicação dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb à evolução da mineralização cuprífera do depósito de Salobo 3 α , Província Mineral de Carajás, Pará. In: SBG, Congr.. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*, 119.
- Morris R.C. 1993. Genetic modelling for banded iron-formation of the Hamersley Group, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Res.*, **60**: 243-286.
- Mougeot R., Respaut J.P., Ledru P., Milesi J.P., Macambira M.J.B., Huhn S.B. 1996. Geochronological constrains for the age of the Aguas Claras Formation (Carajas Province, Para, Brazil). In: SBG, Congr.. Bras. Geol., 39, *Anais*, 579-581.
- Murthy P.S.N 1990. Origin of the Cyclothemetic Patterns in the Precambrian Banded Iron Formation of Donimalai Area in Sandur Schist Belt, Karnataka State, India. In: J-J Chauvel *et al.* (eds.) *Ancient Banded Iron Formations*. Athens, Theophrastus Publications, 327-350.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: Redescrição e Redefinição Litoestratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**:177-197.
- Nunes A.R. 2002. *Análise de Dados Geológicos, Geofísicos e de Sensoriamento Remoto para Geração de Modelos Prospectivos para a Região de Serra Leste, Carajás (PA)*. Inst. Geociências, Unicamp, Campinas, Dissertação de Mestrado, 132 p.
- Oliveira E.P., Winter C., Sachs L., Batista J.J., Figueiredo B., Foster R. 1993. Limiting factors in applying geochemistry to tectonic setting identification in continental areas: implications to the Carajas basic metavolcanics, Brazil. In: SBGq, Cong. Bras. Geol., 4, 20-22.
- Olszewski W.J., Wirth K.R., Gibbs A.K., Gaudette, H.E. 1989. The age, origin, and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precambrian Research*. **42**:229-254.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 1997a. The structure of the Carajás N-4 Ironstone deposit and associated rocks: relationship to Archaean strike-slip tectonics and basement reactivation in the Amazon region, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **10**(3-4):305-319.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 1997b. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, London, **154**:99-103.

- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Bras. Geoc.* **30**:597-606.
- Pupin, J.P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.* **73**:207-220.
- Rai K.L., Sarkar S.N., Paul P.R. 1980. Primary depositional and diagenetic features in the banded iron formations and associated iron ore deposits of Noamundi, Singhbhum District, Bihar, Índia. *Miner. Deposita.* **15**:189-200.
- Resende N.P. & Barbosa A.L.M. 1972. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. Estado do Pará. v. 1, Texto, 250 p. v. 2, Mapas e Seções Geológicas, 119 p.
- Rollinson H.R. 1998. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.* Singapore. Longman. 352 p.
- Rosière C.A. & Chemale Jr. F. 2000. Brazilian Iron Formations and Their Geological Setting. *Revista Bras. Geoc.* **30**(2):274-278.
- Sawkins F.J. 1984. *Metal deposits in relation to plate tectonics.* Berlin, Springer-Verlag, 325 p.
- Schissel D. & Aro P. 1992. The Major Early Proterozoic Sedimentary Iron and Manganese Deposits and Their Tectonic Setting. *Econ. Geol.* **87**:1367-1374.
- Shegelski R.J. 1987. The depositional environment of Archean iron formations, Sturgeon-Savant greenstone belt, Ontario, Canada. In P.W.U. Appel & G.L. LaBerge (eds.) *Precambrian Iron-Formations.* Athens. Theophrastus Publications, 329-344.
- Sial A.N., Costa M.L., Macambira J.B., Guedes S.C. 1999. Isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos de BIF's de testemunhos de sondagem na Serra dos Carajás, Amazônia Brasil. In: SBG-NO Simp. Geol. Amaz., 6. Manaus, Boletim de Resumos Expandidos, 335-338.
- Sial A.N., Ferreira V.P., Almeida A.R., Romano A.W., Parente C.V., Costa M.L., Santos V.H. 2000. Carbon isotope fluctuations in Precambrian carbonate sequences of several localities in Brazil. *An. Acad. Bras. Ci.* **72**:539-558.
- Silva J.L. 1988. Mina de Manganês do Azul. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 35, Belém, *Anais*, Anexo, 73-94.
- Silva S.S.A. 1997. *Petrografia das rochas máficas do Grupo Grão Pará na Serra Norte, Carajás-PA.* Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Trabalho de Conclusão de Curso, 55 p.

- Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. *Geologia da Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins*. Rio de Janeiro. Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais. DNPM-MME. v. 4, p. 1-143.
- Simonson B.M. & Hassler S.W. 1996. Was the deposition of large Precambrian iron formations linked to major marine transgressions? *J. Geology*. **104**:665-676.
- Teixeira J.B.G. 1994. *Geochemistry, petrology, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil*. Department of Geosciences. The Pennsylvania State University. Thesis doctor of philosophy. 175p.
- Teixeira J.B.G. & Egglar 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.
- Teixeira J.B.G., Ohmoto H., Egglar, D.H. 1997. Elemental and oxygen isotope variations in Archean mafic rocks associated with the banded iron-formation at the N4 iron deposit, Carajás, Brazil. In: M.L. Costa & R.S. Angélica (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. p. 161-203.
- Trendall A.F. 1983. Introduction. In: A.F. Trendall and R.C. Morris (eds). *Iron-formation facts and problems*. Elsevier, Amsterdam, 1-12.
- Trendall A.F. & Blockley J.G. 1970. The iron formations of the Precambrian Hamersley Group Western Australia. Geological Survey of Western Australia. Bull. 119. 366p.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., DeLaeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará group, 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. *Econ. Geol.* **92**:87-97.
- Valarelli J.V., Bernardelli A.L., Beisiegel W.R. 1978. Aspectos genéticos do minério de manganês do Azul. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais*, **4**:1670-1679.
- Vavra G. 1990. On the kinematics of zircon growth and petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contrib. Mineral. Petrol.* **106**:90-99.

- Villas R.N., Galarza M.A., Almada M.C., Viana A.S., Ronés P. 2001. Geología do depósito Igarapé Bahia/Alemão, Província Carajás, Pará. In: Jost H. *et al.* (eds.) *Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros*. Brasília. DNPM/ADIMB. 215-240.
- Walter M.R. & Hofmann H.J. 1983. The paleontology and palaeoecology of Precambrian iron-formations. . In: A.F. Trendall and R.C. Morris (editors). *Iron-formation facts and problems*. Elsevier, Amsterdam,
- Weggen, J. & Valetton, I. 1990. Polygenetic lateritic iron ores on BIFs in Minas Gerais/Brazil. *Geologische Rundschau* 79/2, 301-318.
- Winter B.L. & Knauth L.P. 1992. Stable isotope geochemistry of cherts and carbonates from the 2.0 Ga Gunflint Iron Formation: implications for the depositional setting, and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Research*. 59:283-313.
- Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski Jr., W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*. 16:195-200.
- Wopenka B. & Pasteris J.D. 1993. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. *American Mineralogist*. 78:533-557.
- Young G.M. 1976. Iron formation and glaciogenic rocks of the Rapitan Group, Northwest Territories, Canada. *Precambrian Res.* 3:137-158.

15 ANEXOS

- ANEXO I - Mapa Geológico (no envelope na segunda contra-capa);
- ANEXO II - Análises Químicas (Tabelas 1 e 2);

TABELA 1: Óxidos dos elementos maiores (62 amostras) dos jaspilitos da Formação Carajás, com suas médias (%) e a razão Fe₂O₃T/FeO. (-): não analisado; (*): não detectado; P.F.: perda ao fogo.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃ T	Fe ₂ O ₃ T/ FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	Total
F-422	34,66	-	0,85	1,14	64,07	56,20	0,08	0,01	0,02	0,01	0,01	-	0,64	100,35
F-447	39,46	-	1,44	1,35	59,51	44,08	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	-	0,84	101,33
F-460	49,00	-	2,68	1,29	46,97	36,41	0,02	0,02	0,02	0,04	<0,005	-	1,66	100,41
F-489	64,94	-	4,16	1,83	32,6	17,81	0,03	0,02	0,01	0,01	<0,005	-	<0,1	101,77
F-497	39,67	-	1,76	2,43	57,77	23,77	0,02	0,04	0,02	<0,005	0,04	-	0,68	100,00
F-532	34,97	-	0,28	1,3	60,37	46,44	0,19	2,3	0,03	0,01	<0,005	-	0,4	98,55
F206(108,4-45)	38,03	0,01	0,21	-	59,97	-	0,02	0,07	0,05	*	0,02	0,01	1,57	99,60
F303(23,38-48)	39,00	0,01	0,44	-	59,38	-	0,03	0,15	0,06	*	0,02	0,02	0,49	99,60
F304(297,3-35)	38,86	0,01	0,18	-	59,22	-	0,06	0,08	0,05	*	0,02	0,01	1,44	99,93
F304(297,75-8)	42,11	0,03	0,24	-	56,31	-	0,04	0,1	0,05	*	0,02	0,01	0,83	99,74
F308(106,43-48)	35,72	*	0,3	-	64,01	-	0,03	0,13	0,06	*	0,02	0,01	0,43	100,71
JM-1	48,00	0,02	0,13	-	50,03	-	0,01	0,08	0,05	*	0,01	0,01	1,34	99,68
JM-2	50,14	0,07	0,13	-	47,39	-	0,02	0,08	0,05	*	0,02	0,01	0,54	98,45
JM-3	35,44	0,03	0,22	-	64,58	-	0,01	0,07	0,04	*	0,01	0,01	<0,1	100,41
JM-4	37,7	*	0,12	-	61,45	-	0,06	0,08	0,04	*	0,02	0,01	0,44	99,92
JM-5	41,35	0,01	0,11	-	58,58	-	0,01	0,05	0,04	*	0,01	0,01	<0,1	100,17
JV-5	41,00	*	0,12	-	57,62	-	0,01	0,06	0,04	*	0,01	0,01	0,48	99,35
JW-1	37,77	*	0,23	-	62,65	-	0,02	0,12	0,05	*	0,02	0,01	<0,1	100,87
JW-3	45,65	0,04	0,18	-	52,04	-	0,01	0,06	0,04	*	0,02	0,01	1,2	99,25
JW-5-A	42,3	-	*	0,93	55,34	59,51	0,02	<0,005	0,02	<0,005	0,03	-	0,56	98,27
JW-5-D	34,24	0,04	0,21	-	64,46	-	0,01	0,05	0,05	*	0,02	0,01	0,68	99,77
JW-6-B	57,87	0,04	0,19	-	40,3	-	0,01	0,05	0,04	*	0,02	0,01	0,15	98,68
MR-10	27,34	-	2,22	1,22	70,28	57,61	0,01	0,01	0,01	0,04	<0,005	-	0,52	100,43
MR-12A	48,34	-	2	1,18	49,26	41,75	0,02	0,02	0,02	0,01	<0,005	-	0,26	99,93
MR-13A	38,56	-	1,43	1,53	59,65	38,99	0,02	0,01	0,01	0,01	<0,005	-	1,12	100,81
MR-15	33,06	-	1,74	1,78	64,12	36,02	0,02	0,04	0,05	<0,005	0,04	-	0,5	99,57
MR-1A	32,67	-	2,21	1,86	64,03	34,42	0,02	0,02	0,02	<0,005	0,04	-	0,78	99,79
MR-2B1	40,16	-	2,81	1,22	56,51	46,32	0,01	0,02	0,01	0,04	<0,005	-	0,46	100,02
MR-4A	37,67	-	1,74	1,07	59,77	55,86	0,02	0,01	0,02	<0,005	0,04	-	0,59	99,86
MR-5A	33,4	-	1,28	1,43	64,28	44,95	0,02	0,01	0,02	<0,005	0,04	-	0,78	99,83

TABELA 1: CONTINUAÇÃO

MR-7A	48,5	-	1,83	1,79	49,33	27,56	0,02	0,03	0,02	<0,005	0,04	-	0,31	100,08
MR-9	40,34	-	0,78	0,29	56,4	194,48	0,02	0,01	0,02	<0,005	0,04	-	2,75	100,36
PPJ-I-144-A	57,11	0,03	0,22	-	41,41	-	0,01	0,07	0,05	*	0,02	0,01	0,24	99,17
PSN-I-18	42,9	0,01	0,36	-	55,5	-	0,01	0,08	0,06	*	0,02	0,01	0,53	99,48
PSN-I-20	44,74	0,06	0,12	-	53,19	-	0,02	0,06	0,05	*	0,02	0,02	<0,1	98,28
PSN-II-34	38,03	0,01	0,13	-	60,7	-	0,03	0,08	0,06	0,11	0,02	0,01	<0,1	99,18
PSN-III-31	41,23	*	0,16	-	57,58	-	0,02	0,07	0,04	*	0,02	0,01	0,54	99,67
PSN-III-32	41,62	0,02	0,18	-	55,67	-	0,02	0,09	0,05	*	0,02	0,02	1,95	99,64
PSN-III-33	53,11	0,04	0,2	-	45,59	-	0,01	0,09	0,04	*	0,02	0,01	0,43	99,54
PSN-V-37	34,45	*	0,35	-	62,29	-	0,02	0,11	0,23	*	0,06	0,03	2,91	100,45
PSN-V-37-F	58,59	*	0,18	-	39,89	-	0,02	0,09	0,05	*	0,02	0,02	0,83	99,69
PSN-VI-23	46,91	0,01	0,24	-	49,81	-	1,7	0,05	0,04	*	0,04	0,03	1,08	99,91
PSN-VI-38	30,25	0,01	0,14	-	69,27	-	0,03	0,05	0,05	*	0,03	0,05	0,24	100,12
PSN-VI-49	54,8	0,01	0,16	-	44,38	-	0,2	0,05	0,05	*	0,02	0,02	<0,1	99,69
TJ-6-C	40,57	0,04	0,2	-	57,88	-	0,02	0,07	0,05	*	0,01	0,01	0,1	98,95
TJ-6-D	55,84	0,01	0,11	-	42,37	-	0,02	0,05	0,05	*	0,01	0,01	0,14	98,61
TJ-6-G	51,43	0,01	0,13	-	47,43	-	0,03	0,04	0,04	*	0,02	0,02	0,29	99,44
TJ-6-H	42,61	0,01	0,12	-	56,48	-	0,03	0,06	0,05	*	0,02	0,02	0,72	100,12
TJ-7-E	43,21	*	0,26	-	56,77	-	0,02	0,08	0,04	*	0,02	0,01	0,14	100,55
TJ-7-G	62,51	0,01	0,16	-	35,92	-	0,02	0,08	0,05	*	0,01	0,01	0,15	98,92
TJ-7-H	48,37	0,02	0,12	-	50,6	-	0,03	0,05	0,05	*	0,02	0,01	0,2	99,47
TJ-7-K	56,53	0,02	0,12	-	41,57	-	0,01	0,07	0,04	*	0,02	0,01	0,49	98,88
TJ-7-M	48,15	-	*	0,86	48,85	56,80	0,06	0,01	0,02	0,01	0,06	-	1,14	98,3
TJ-7-M-1	47,64	*	0,07	-	50,67	-	0,04	0,08	0,05	*	0,01	0,01	0,97	99,54
TJ-7-M-2	53,57	*	0,13	-	45,8	-	0,04	0,07	0,05	*	0,01	0,01	0,15	99,83
TJ-7-Q	51,81	*	0,16	-	47,68	-	0,02	0,08	0,04	*	0,02	0,01	0,15	99,97
VW-6-A	50,09	*	0,13	-	49,46	-	0,02	0,09	0,06	*	0,02	0,01	0,29	100,17
VW-6-B	42,93	0,03	0,15	-	54,15	-	0,01	0,06	0,04	*	0,02	0,01	2,29	99,69
VW-6-C	46,69	0,01	0,2	-	51,46	-	0,02	0,09	0,06	*	0,02	0,01	0,78	99,34
VW-6-D	45,26	0,01	0,19	-	53,72	-	0,02	0,09	0,06	*	0,02	0,01	0,43	99,81
VW-7-A	62,00	-	*	0,36	38,23	106,19	0,03	<0,005	0,02	<0,005	0,08	-	0,24	100,60
VW-7-A-2	64,56	0,01	0,17	-	33,91	-	0,01	0,05	0,07	0,18	0,02	0,01	0,19	99,18
Média	44,60	0,02	0,63	1,31	53,65	53,96	0,06	0,10	0,04	0,04	0,02	0,01	0,73	

TABELA 2: Teores em ppm dos elementos-traço em 60 amostras de BIF de Carajás, com suas médias. (-): não analisado; (*): não detectado.

Amostra	Ba	Zr	Pb	Ga	Zn	Cu	Ni	Cr	Sc	Co	Bi	Sb
F-422	-	-	27	-	34	78	18	15	-	17	-	-
F-447	-	-	28	-	28	32	19	17	-	17	-	-
F-460	-	-	11	-	64	32	15	21	-	12	-	-
F-489	-	-	22	-	17	30	19	30	-	12	-	-
F-497	-	-	11	-	31	17	16	21	-	16	-	-
F-532	-	-	21	-	46	19	15	10	-	17	-	-
F206 (108,4-45)	9	16	14	22	90	9	1	10	0,4	8	5	10
F303 (23,38-48)	17	17	18	23	74	30	*	4	0,3	8	8	7
F304 (297,3-35)	14	16	9	24	70	23	2	13	0,2	9	8	6
F304 (297,75-8)	21	14	9	22	76	18	6	21	0,2	9	*	*
F308 (106,43-48)	10	15	14	25	78	86	4	24	0,3	9	5	*
JM-1	7	13	9	21	69	19	5	19	0,1	11	9	5
JM-2	8	12	15	19	61	3	2	16	0,1	9	*	*
JM-3	9	16	9	24	68	*	5	12	0,2	10	6	9
JM-4	8	15	15	25	104	*	1	10	0,1	9	*	7
JM-5	11	14	15	23	63	3	3	17	0,2	9	*	12
JV-5	9	14	22	24	70	48	3	12	0,3	9	6	*
JW-1	15	16	20	26	74	185	5	23	0,2	14	7	*
JW-3	11	14	18	22	77	6	7	22	0,2	8	5	10
JW-5-A	9	18	22	21	63	166	4	16	0,2	9	6	5
JW-5-D	12	17	33	27	76	22	7	20	0,2	9	7	6
JW-6-B	9	12	4	17	54	*	*	*	0,2	9	*	*
MR-10	-	-	19	-	33	18	18	19	-	18	-	-
MR-12A	-	-	22	-	24	42	19	23	-	13	-	-
MR-13A	-	-	27	-	48	21	21	37	-	16	-	-
MR-15	-	-	19	-	32	12	13	17	-	17	-	-
MR-1A	-	-	28	-	32	39	14	23	-	20	-	-
MR-2B1	-	-	19	-	34	21	13	18	-	17	-	-
MR-4A	-	-	19	-	34	15	13	13	-	16	-	-
MR-5A	-	-	19	-	32	21	15	18	-	17	-	-
MR-7A	-	-	10	-	41	55	15	19	-	13	-	-
MR-9	-	-	19	-	37	25	11	8	-	14	-	-
PPJ-I-144-A	5	11	14	18	47	5	13	23	1,4	10	*	*
PSN-I-18	8	21	15	23	61	14	3	14	0,2	11	*	7
PSN-I-20	9	13	18	20	54	2	2	8	0,4	12	5	8

TABELA 2: CONTINUAÇÃO

Amostra	Ba	Zr	Pb	Ga	Zn	Cu	Ni	Cr	Sc	Co	Bi	Sb
PSN-II-34	9	15	19	24	65	6	1	10	0,1	9	5	9
PSN-III-31	9	14	18	23	95	11	8	18	0,2	9	*	6
PSN-III-32	8	143	13	21	83	28	7	19	0,1	9	5	*
PSN-III-33	9	11	22	18	61	10	3	18	0,1	8	6	6
PSN-V-37	11	16	19	24	135	51	8	23	0,2	10	8	10
PSN-V-37-F	9	11	14	17	89	97	7	39	0,2	8	6	7
PSN-VI-23	809	15	14	19	246	52	4	11	0,6	22	7	9
PSN-VI-38	30	17	27	26	83	10	*	14	0,5	9	7	11
PSN-VI-49	48	12	32	18	58	24	5	22	0,6	9	*	*
TJ-6-C	11	16	25	24	92	*	3	23	0,5	10	*	5
TJ-6-D	13	11	4	17	54	12	*	10	0,2	9	*	*
TJ-6-G	16	13	9	21	75	28	7	28	0,3	9	*	*
TJ-6-H	10	15	15	24	94	3	6	16	0,3	11	5	*
TJ-7-E	8	14	18	22	66	1	2	14	0,2	8	*	*
TJ-7-G	7	10	13	17	65	11	6	22	0,2	7	*	*
TJ-7-H	13	13	18	20	76	3	3	18	0,2	7	6	*
TJ-7-K	7	11	19	18	51	63	6	21	0,2	9	*	6
TJ-7-M-1	15	13	20	21	100	15	4	21	0,1	8	*	8
TJ-7-M-2	7	12	19	18	77	7	4	16	0,2	8	*	5
TJ-7-Q	10	13	14	19	62	7	4	19	0,2	9	*	6
VW-6-A	9	13	20	18	67	29	*	7	0,2	10	5	5
VW-6-B	9	14	24	21	108	24	3	19	0,1	9	5	7
VW-6-C	10	13	29	20	79	33	4	3	0,2	9	6	10
VW-6-D	15	15	33	21	74	2	*	8	0,2	8	7	6
VW-7-A-2	5	9	28	14	44	25	2	3	0,4	8	*	*
Média	29,73	16,89	18,33	21,16	66,58	29,79	7,85	17,20	0,27	11,10	6,20	7,43