



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



TESE DE DOUTORADO

ROCHAS MÁFICAS DO GRUPO GRÃO PARÁ E SUA RELAÇÃO COM A MINERALIZAÇÃO DE FERRO DOS DEPÓSITOS N4 E N5, CARAJÁS, PA

AUTORA: Marcia Zucchetti

ORIENTADORA: Prof^a. Dra. Lydia Maria Lobato (UFMG)

CO-ORIENTADORA: Prof^a. Dra. Zara G. Lindenmayer (UNISINOS)

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Steffen Hagemann (UWA)

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

ÁREA DE GEOLOGIA ECONÔMICA E APLICADA

MARCIA ZUCCHETTI

**ROCHAS MÁFICAS DO GRUPO GRÃO PARÁ E SUA RELAÇÃO COM
A MINERALIZAÇÃO DE FERRO DOS DEPÓSITOS N4 E N5,
CARAJÁS, PA**

ORIENTADORA: Prof^ª. Dra. Lydia Maria Lobato

CO-ORIENTADORA: Prof^ª. Dra. Zara G. Lindenmayer

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Steffen Hagemann

APROVADA EM 03 DE AGOSTO DE 2007

Belo Horizonte, 03 de agosto de 2007

Ficha Catalográfica

ZUCCHETTI, Marcia.

Rochas máficas do Grupo Grão Pará e sua relação com a mineralização de ferro dos depósitos N4 e N5, Carajás, PA.- Orientadora Prof^ª. Dra. Lydia Maria Lobato – UFMG, Co-Orientadora Prof^ª. Dra. Zara Gherard Lindenmayer – UNISINOS, Co-Orientador Prof. Dr. Steffen Hagemann – UWA.- Belo Horizonte: UFMG/Instituto de Geociências, 2007.

165p., 03 mapas litoquímicos em formato de figura, 02 tabelas (Tese nº 07 do Instituto de Geociências – IGC/UFMG).

Conteúdo: Área de concentração em geologia econômica e aplicada.

1- Metalogenia 2- Geoquímica 3- Minério de ferro 4- Carajás I- Título II- Zucchetti, M. III- Lobato, L.M. Orientadora IV- Lindenmayer, Z.G. Co-Orientadora V- Hagemann, S. Co-orientador.

CDU 553.078

Para meus pais, Névio Ângelo (*in memoriam*) e Nelly Neiva.

AGRADECIMENTOS

À minha orientadora e amiga, a incansável Lydia Lobato, pelo apoio, amizade e longas discussões sobre todos os assuntos geológicos e não-geológicos que envolvem a elaboração de uma tese de doutorado.

Ao meu co-orientador, o sempre bem-humorado Steffen Hagemann, pela acolhida, ajuda e supervisão durante o ano passado na University of Western Australia.

À minha co-orientadora, Zara G. Lindenmayer, pelas frutíferas discussões sobre os resultados de geoquímica de rocha total.

À CPRM – Serviço Geológico do Brasil –, pela liberação para o curso de doutorado e concessão de ajuda de custo durante a estada no exterior, especialmente nas pessoas do ex-diretor de Geologia e Recursos Minerais Luiz A. Bizzi e ao atual diretor Manoel Barretto; ao ex-chefe da Divisão de Recursos Minerais Franciscus J. Baars e ao coordenador do Comitê de Capacitação Técnica e Treinamento Luiz Carlos da Silva.

À CVRD – Companhia Vale do Rio Doce –, pela permissão para trabalhar nos depósitos de ferro N4 e N5, cessão de testemunhos de sondagem, mapas e perfis geológicos, hospedagem e pelo financiamento da maior parte das análises executadas, em especial à equipe da Gerência de Planejamento de Mina e Geologia, GALPF (então GAJAN).

À CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior –, pela bolsa de estudos e passagem aérea, fornecidas através do Programa de Doutorado de Estágio no Exterior (processo IBEX 1223/05-4), para o período passado em Perth, Austrália.

Ao Dr. Luis R. A. Garcia e ao técnico William Titto, pela ajuda nas análises de microsonda eletrônica no Laboratório de Microscopia Eletrônica e Microanálises (LMA) da UFMG.

Aos professores doutores Carlos Alberto Rosière (UFMG) e Márcia Abrahão Moura (UnB), pelas críticas e sugestões feitas na apresentação do seminário de qualificação. Ao Dr. Francisco Javier Rios (CDTN) que, além das sugestões por época do seminário, também auxiliou na interpretação das análises de inclusões fluidas.

À University of Western Australia (UWA) e ao Centre for Exploration Targeting (CET), pelo acesso às facilidades oferecidas e pelo financiamento de parte das análises realizadas, especialmente nas pessoas de Victor Badenko, Campbell McCuaig, Charmaine Lobo e Warren Thorne.

Ao Dr. Garry Davidson, da University of Tasmania (Austrália), pela colaboração na realização das análises de isótopos de enxofre, e ao geólogo Keith Harris pelo auxílio na execução das mesmas.

À prof^a. Jocelyn McPhie, da University of Tasmania (Austrália), pela discussão sobre a petrografia das rochas máficas vulcânicas estudadas.

Ao Dr. David Banks, da University of Leeds (Inglaterra), pela colaboração e auxílio na execução das análises de LA-ICP-MS em inclusões fluidas e pela execução das análises de cromatografia iônica.

Ao Dr. Torsten Venemann, da University of Lausanne (Suíça), pela colaboração e auxílio na execução das análises de isótopos de oxigênio e pela execução das análises de isótopos de hidrogênio. À Szófia, doutoranda da UNIL, pela sua pronta ajuda durante a execução das análises dos isótopos de oxigênio.

À minha querida amiga Rosaline C. F. e Silva, por sua paciência e ajuda em todas as situações (técnicas e pessoais) e em todos os lugares (Brasil, Austrália e Europa) em que estivemos juntas desde o início do curso de doutorado.

Aos meus amigos da CPRM, Orivaldo F. Baltazar, Maria Antonieta Mourão, Carlos A. Leite, Rosângela Souza e Éber José de Andrade Pinto, pelo auxílio e incentivo em todas as etapas do curso.

Aos colegas da CPRM que me ajudaram de alguma forma no momento necessário.

À Valdiva de Oliveira pela dedicação na editoração da tese.

Aos amigos que fiz na Austrália, que tornaram a estada longe de casa agradável e divertida: Philip Winkler em especial, família Townend (Raimunda, Roger, Daniel e Roland), Estefânia Hagemann e Klaus e Érica Peterson.

Aos meus pais e irmãs que sempre me apoiaram e acreditaram em mim.

Finalmente, a todos os meus amigos que me incentivaram com palavras de carinho e apoio, que são importantes e ajudam muito nas fases de dúvidas.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	i
RESUMO.....	x
ABSTRACT.....	xi
LISTA DE FIGURAS.....	v
LISTA DE TABELAS.....	ix
1 - INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Objetivos.....	2
1.2 Localização da Área e Acesso.....	2
1.3 Métodos de Trabalho.....	5
1.3.1 Análises Químicas de Rocha Total.....	6
1.3.2 Estudos de Inclusões Fluidas.....	7
1.3.3 Isótopos Estáveis de Oxigênio, Hidrogênio e Enxofre.....	7
1.3.4 LA-ICPMS.....	9
1.3.5 Cromatografia Iônica.....	9
2 - GEOLOGIA REGIONAL.....	10
2.1 Província mineral de Carajás.....	10
2.2 A estrutura da província de Carajás.....	12
2.2.1 Arquitetura regional da dobra de Carajás.....	14
2.2.2 Zonas de cisalhamento regionais.....	15
2.2.3 Domos estruturais.....	15
2.2.4 Relação estrutura – Mineralização de ferro.....	15
2.3 Geologia do Grupo Grão Pará.....	16
3 - AS ROCHAS MÁFICAS DO GRUPO GRÃO PARÁ E A MINERALIZAÇÃO DE FERRO.....	21
3.1 Trabalhos anteriores sobre as rochas máficas do Grupo Grão Pará.....	21
3.2 A mineralização de ferro de Carajás.....	24
3.3 Relação entre as rochas vulcânicas máficas e a mineralização de ferro na região da Serra Norte.....	26
4 - PETROGRAFIA.....	32
4.1 Clorita metabasaltos.....	34
4.2 Clorititos e hematita clorititos.....	36
4.3 Gabros.....	38
4.4 Química mineral.....	39
4.5 Zonamento hidrotermal e seqüência paragenética.....	47
5 - GEOQUÍMICA E ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE ROCHA TOTAL.....	49
5.1 Geoquímica de rocha total.....	49

5.1.1	Elementos maiores	50
5.1.2	Elementos traço	58
5.1.3	Elementos terras raras	62
5.2	Isótopos estáveis de rocha total	64
5.2.1	Resultados obtidos	65
5.2.2	Discussão	65
6 -	INCLUSÕES FLUIDAS	70
6.1	Sistemas de veios e inclusões fluidas	70
6.2	Microtermometria das inclusões fluidas	75
6.2.1	Ocorrência e cronologia das inclusões fluidas em relação à formação do cristal	75
6.2.2	Tipos de inclusões fluidas	77
6.2.3	Resultados microtermométricos	78
6.3	Elementos traço – LA-ICPMS	82
6.4	Cromatografia iônica	87
7 -	ISÓTOPOS DE ENXOFRE	91
7.1	Isótopos de enxofre	91
7.1.1	Resultados	91
7.1.2	Interpretação dos resultados	91
8 -	DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	97
8.1	Discussão	97
8.1.1	Contexto geotectônico do grupo Grão Pará	97
8.1.2	Interpretação dos dados de inclusões fluidas	103
8.2	Conclusões	110
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	114

ANEXOS

Figura 1 - Mapa litoquímico do depósito N4E, fonte: CVRD.

Figura 2 - Mapa litoquímico do depósito N4W, fonte: CVRD.

Figura 3 - Mapa litoquímico do depósito N5E, fonte: CVRD.

Tabela 1 - Análises de microsonda eletrônica em cristais de piroxênio dos metabasaltos pouco alterados.

Tabela 2 - Análises de microsonda eletrônica em cristais de clorita dos metabasaltos do Grupo Grão Pará.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 -	Mapa de localização da área estudada e principais vias de acesso, modificado de Macambira (2003).....	3
Figura 1.2 -	Imagem de satélite com os depósitos de ferro das serras Norte e Sul de Carajás. A área de trabalho localiza-se nos depósitos N4 e N5 da Serra Norte. Imagem fornecida pela CVRD.....	4
Figura 1.3 -	Imagem de satélite com os depósitos de ferro N4 e N5, Serra Norte. No presente trabalho, foram estudadas rochas máficas dos depósitos N4E, N4W, N5E e N5S. Imagem fornecida pela CVRD.....	5
Figura 2.1 -	Blocodiagrama esquemático mostrando a estrutura regional interpretada da Província Carajás e arredores; a escala horizontal é aproximada e a escala vertical é exagerada – a charneira mergulha entre 20 e 35° W. Esquema segundo Rosière <i>et al.</i> (2006).....	14
Figura 2.2 -	Mapa litoestrutural da Província Mineral de Carajás (Costa 2007), extraído de Rosière <i>et al.</i> (2006). Os depósitos de ferro estudados neste trabalho localizam-se na Serra Norte e são recobertos por carapaças lateríticas do Terciário (TI).....	17
Figura 3.1 -	(a) Contato da rocha vulcânica máfica com minério compacto de alto teor (HD), depósito N4E; (b) Metabasalto substituído por clorita e hematita, cortado por veios preenchidos por hematita, depósito N4E; (c) Nível de metabasalto entre duas camadas de minério compacto, depósito N5EF571; (d) Detalhe da foto anterior: metabasalto substituído por clorita e hematita, cortado por veios preenchidos por hematita; (e) Ilhas de rocha máfica preservada (MP) envolvidas por rocha máfica alterada hidrotermalmente (MA) constituída por clorita e hematita.....	29
Figura 3.2 -	Seção geológica de N5E mostrando o minério em corpos lenticulares dentro dos derrames máficos. Um corpo de jaspilito (JP) está envolvido por minério friável de alto teor (HM), este faz contato com minério compacto de alto teor (HD), que por sua vez é totalmente envolvido por rocha máfica sã e decomposta (MS e MD); fonte CVRD/GAJAN. Figura extraída de Lobato <i>et al.</i> (2005a).....	30
Figura 3.3 -	(a) Seção geológica do depósito de ferro N5E, mostrando a relação entre as rochas máficas e o minério de ferro; (b) Detalhe dos testemunhos de sondagem furo 508 e 523 do depósito N5E (fonte: CVRD).....	31
Figura 4.1 -	Rocha vulcanoclástica mostrando o avanço progressivo da alteração hidrotermal. ZP: zona proximal, ZI: zona intermediária. Amostra N5SF771.....	33
Figura 4.2 -	(a) Texturas ígneas preservadas. Amostra N4EF77P125,30. Plagioclásio (Pl) e augita (Aug) aciculares, formando a textura variolítica. Luz transmitida, nicóis cruzados. (b) Rocha metavulcanoclástica com vidro vulcânico em cúspide (C) e placóide (P). Amostra N4WF692P270,30B, luz transmitida, nicóis paralelos. (c) Amígdala preenchida por calcedônia, circundada por filme clorítico (Cl) e cortada por veio de quartzo. O ponto tríplice no centro da amígdala (seta) indica que havia um espaço vazio anteriormente, mostrando que este preenchimento foi causado pela alteração hidrotermal da água do mar. Metabasalto da amostra N5EF523P117,70, luz transmitida, nicóis cruzados. (d) Calcedônia (Cd) e carbonato (Cb) com crescimento em camadas concêntricas. Amostra N4EWF692P176,29, luz transmitida, nicóis cruzados.....	36
Figura 4.3 -	(a) Amígdala preenchida por clorita (Cl), quartzo (Qz) e hematita (Hm) preservando a estrutura concêntrica original. Amostra N5EF523P152,70, luz transmitida, nicóis paralelos. (b) Amígdala preenchida por clorita (Cl) e hematita (Hm) microlamelar. Amostra N5EF508P200, luz refletida, nicóis paralelos.....	37

Figura 4.4 -	(a) Metabasalto transformado em hematita cloritito, amígdalas (A) com calcedônia e quartzo. Amostra N4EF621 56,60 m. (b) Hematita e quartzo invadindo a rocha em forma de brecha. Amostra N5EF523P187	38
Figura 4.5 -	(a) Espectro de análise qualitativa (EDS: energy-dispersive system) em calcita. (b) Classificação dos cristais de piroxênio dos metabasaltos do Grupo Grão Pará é augita; classificação segundo Morimoto <i>et al.</i> (1988).....	40
Figura 4.6 -	Diagrama de classificação de cloritas dos metabasaltos do Grupo Grão Pará. A clorita dos clorita metabasaltos e metagabros é metamórfica, enquanto a clorita dos clorititos e hematita clorititos tem origem hidrotermal. Classificação segundo Bailey (1980). Quadrados: clorita metabasaltos; círculos: clorita metagabros; triângulos: clorititos; asteriscos: hematita clorititos e clorititos com hematita	44
Figura 4.7 -	Fotografias de furos de sonda mostrando o aumento gradativo dos minerais de alteração hidrotermal. (a) Zona distal, clorita metabasalto, furo N4EF328; (b) Zona intermediária, cloritito com veios de carbonato + clorita (\pm hematita), furo N4EF703; (c) e (d) Zona proximal, hematita cloritito com clorita + hematita preenchendo veios, substituindo a matriz da rocha e amígdalas, furo N5EF508	48
Figura 4.8 -	Seqüência paragenética dos minerais de acordo com a sua ocorrência nas zonas de alteração. Minerais em itálico: origem ígnea. Os minerais são divididos em freqüente (linha grossa), subordinado (linha fina) e raro (linha tracejada)	48
Figura 5.1 -	Classificação das rochas vulcânicas máficas do Grupo Grão Pará, segundo Pearce (1996).....	54
Figura 5.2 -	Diagramas binários de óxidos para as rochas máficas do Grupo Grão Pará. (a) MgO vs. SiO ₂ ; (b) MgO vs. Fe ₂ O ₃ ^T ; (c) MgO vs. CaO; (d) MgO vs. K ₂ O; (e) MgO vs. Na ₂ O. (f) MgO vs. P. F. (perda ao fogo). Símbolos – círculos cheios: clorita metabasaltos; círculos vazios: clorititos; triângulos: hematita clorititos; cruces: metagabros (clorititos e hematita clorititos).....	56
Figura 5.3 -	Esquema mostrando os estágios de alteração hidrotermal das rochas basálticas. A divisão dos estágios tem por base dados químicos e petrográficos e tem correspondência com as zonas de alteração proximal, intermediária e distal. A rocha sem alteração (metabasalto) não foi estudada. As metragens apresentadas são apenas ilustrativas, pois as distâncias variam nos testemunhos de sondagem. Figura modificada de Lobato <i>et al.</i> (2005a)	58
Figura 5.4 -	Diagramas binários para as rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará. (a) Zr vs. Nb; (b) Zr vs. Hf; (c) Zr vs. Ti; (d) Zr vs. Y; (e) Zr vs. Th. Zircão, Nb, Hf e Ti são os elementos mais imóveis (R ₂ = 0,8-0,9). Ítrio é móvel enquanto Th tem mobilidade moderada. Mesmos símbolos da Figura 5.2	59
Figura 5.5 -	Diagramas binários para os metagabros. (a) Zr vs. Nb; (b) Zr vs. Hf; (c) Zr vs. Ti; (d) Zr vs. Th; (e) Zr vs. Th; (f) Zr vs. Ta. Os elementos Zr, Nb, Th e Hf têm altos índices de correlação. Titânio tem comportamento errático e Y tem baixo índice de correlação. A distribuição de Ta é considerada erro analítico, seguindo-se o mesmo raciocínio empregado para este elemento relativamente aos basaltos.....	60
Figura 5.6 -	Diagramas binários para os metagabros e metabasaltos. (a) Zr vs. Nb; (b) Zr vs. Hf; (c) Zr vs. Ti; (d) Zr vs. Th; (e) Zr vs. Th. Nióbio, Zr, Hf e Th seguem um único trend, porém os gabros são enriquecidos em relação aos basaltos. Os elementos Ti e Y não mostram correlação entre basaltos e gabros. Símbolos – quadrados: basaltos; cruces: gabros	61
Figura 5.7 -	Diagramas de elementos terras raras (ETR) normalizados a condrito para as rochas máficas do Grupo Grão Pará. (a) Clorita metabasaltos; (b) Clorititos; (c) Hematita clorititos; (d) Clorititos, hematita clorititos e metagabros com mobilização de ETR; (e) Metagabros. Normalização segundo Sun e McDonough (1989).....	63

Figura 5.8 -	Diagramas de $\delta^{18}\text{O}$ de rocha total para as rochas máficas. (a) $\delta^{18}\text{O}$ vs. δD para os metabasaltos; (b) $\delta^{18}\text{O}$ vs. H_2O para os metabasaltos; (c) $\delta^{18}\text{O}$ vs. δD para os metagabros; (d) $\delta^{18}\text{O}$ vs. H_2O para os metagabros. Símbolos dos metabasaltos – círculos cheios: clorita metabasaltos; círculos vazios: clorititos; triângulos: hematita clorititos. Símbolos dos metagabros – cruces: clorititos; asteriscos: hematita clorititos.....	66
Figura 5.9 -	Diagrama de δD vs. conteúdos de água para as rochas máficas. (a) Metabasaltos; (b) Metagabros. Valores magmáticos segundo Agrinier <i>et al.</i> (1995). Mesmos símbolos da Figura 5.8.....	69
Figura 6.1 -	Diagrama esquemático mostrando as relações de intersecção dos diferentes tipos de veios hidrotermais das rochas máficas e fotografias de alguns veios.....	71
Figura 6.2 -	Rompimento (a) e coalescência (b) de amígdalas com hematita (Hm) em condições de alta razão fluido/rocha. Zona proximal de alteração. Superfície de lâmina delgada, largura de 2,5 cm. (c) Amígdala cortada por veio; amostra N5SF825P328. Zona intermediária de alteração.....	72
Figura 6.3 -	Relações de intersecção entre veios tipo fratura e brecha na zona intermediária de alteração hidrotermal. (a) e (b) veios tipo fratura passam (evoluem) para os veios tipo brecha; (c) a brecha parece ser interrompida pela fratura, sendo anterior à mesma.....	73
Figura 6.4 -	Relações de intersecção entre veios tipo fratura e brecha na zona proximal de alteração; (a), (b) e (c) os veios são contemporâneos.....	73
Figura 6.5 -	(a) Inclusões fluidas primárias hospedadas em um único cristal de quartzo mostrando orientação aleatória. (b) Inclusões fluidas pseudossecundárias alinhadas em uma trilha que não ultrapassa os limites do cristal de quartzo. (c) Inclusões fluidas secundárias alinhadas em uma trilha que corta os limites do cristal de quartzo. Luz transmitida, nicóis paralelos.....	76
Figura 6.6 -	Histogramas das temperaturas eutéticas (T_e) medidas em inclusões primárias e pseudossecundárias; as inclusões estão separadas por tipos de veios. a) Zona de alteração intermediária; b) Zona de alteração proximal.....	79
Figura 6.7 -	Diagramas de salinidade vs. temperatura de homogeneização total das inclusões dos veios das zonas de alteração hidrotermal intermediária (a) e proximal (b), (c) e (d). Medidas obtidas de inclusões fluidas primárias e pseudossecundárias.....	81
Figura 6.8 -	Diagramas de salinidade vs. temperatura de homogeneização total para as inclusões (a) tipo 1; (b) tipo 2; (c) tipo 3. Medidas obtidas de inclusões primárias e pseudossecundárias.....	83
Figura 6.9 -	Dados de LA-ICP-MS com a variação de composição química de (a) elementos maiores/menores e (b) metais. A seqüência de evolução (da esquerda para a direita) é interpretada com base nas relações temporais petrográficas e diminuição da salinidade.....	85
Figura 6.10 -	Diagramas binários com as concentrações dos íons em inclusões fluidas analisadas por cromatografia iônica. (a) Cl vs. Br; (b) Cl vs. F; (c) Cl vs. SO_4 . Símbolos: círculos vazios – amostras da zona intermediária de alteração hidrotermal; círculos cheios – amostras da zona proximal de alteração hidrotermal.....	88
Figura 6.11 -	Razão Cl/Br (molar) dos fluidos analisados de amostras do Grupo Grão Pará (este trabalho) e dos depósitos de Cu-Au de Gameleira e Sossego (extraídos de Chiaradia <i>et al.</i> 2006). O campo do evaporito, marcado no trabalho de Chiaradia <i>et al.</i> (2006), tem razões de Cl/Br acima de 9.000.....	90
Figura 7.1 -	Sulfetos em veios tipo (a) fratura preenchida por quartzo (amostra N5SF837P294,20) e (b) brecha com quartzo (amostra N5SF843P271).....	92

Figura 7.2 -	Histograma com os valores de $\delta^{34}\text{S}$ separados em cristais de calcopirita e pirita	93
Figura 7.3 -	Valores de isótopos de enxofre ($\delta^{34}\text{S}$) dos sulfetos analisados do Grupo Grão Pará, discriminados por tipo de veio. Símbolos: losangos cheios – fratura preenchida por quartzo; losangos vazios – quartzo brecha	93
Figura 7.4 -	Valores de isótopos de enxofre ($\delta^{34}\text{S}$) dos sulfetos do Grupo Grão Pará analisados neste trabalho e de alguns reservatórios de enxofre. Modificado de Shanks (2001), Gemmell <i>et al.</i> (2004) e Hoefs (2004)	94
Figura 8.1 -	Diagramas ternários de discriminação tectônica para os metabasaltos do Grupo Grão Pará. (a) Ti/100-Zr-3Y segundo Pearce e Cann (1973). D: Basalto intraplaca; B: basalto de fundo oceânico (MORB); A, B: toleíte de baixo K; C, B: basalto cálcio-alcálico. (b) Y/15-La/10-Nb/8 segundo Cabanis e Lecolle (1989). Campo 1: basaltos de arco vulcânico; Campo 2: basaltos continentais; Campo 3: basaltos oceânicos. Subdivisão dos campos – 1A: basaltos cálcio-alcálicos; 1C: toleítos de arco vulcânico; 1B: sobreposição 1A e 1C; 2A: basaltos continentais; 2B: basaltos de bacia back-arc (embora menos bem definido); 3A: basaltos alcálicos de rift intercontinental; 3B: MORB tipo E (enriquecido); 3C: MORB tipo E (fracamente enriquecido); 3D: MORB tipo N (normal).....	98
Figura 8.2 -	Diagrama de multielementos para os metabasaltos normalizados segundo N-MORB (Pearce 1996). Normalização segundo Pearce (1996).....	98
Figura 8.3 -	Diagrama Zr/Y vs. Nb/Y mostrando os campos de basaltos de origem mantélica e não mantélica, segundo Condie (2005). Os metabasaltos do Grupo Grão Pará posicionam-se no campo dos não matélicos. Símbolos – círculos cheios: clorita metabasaltos; círculos vazios: clorititos; triângulos: hematita clorititos; cruces: metagabros (clorititos e hematita clorititos).....	99
Figura 8.4 -	Diagramas dividindo os basaltos de arco em ambiente de arco oceânico e ambiente de arco continental, segundo Pearce (1983). (a) Zr/Y vs. Zr; (b) Th/Yb vs. Nb vs. Yb. Mesmos símbolos da Figura 8.3	100
Figura 8.5 -	Diagramas de salinidade vs. temperatura de homogeneização de amostras das zonas (a) intermediária e (b) proximal. Observar que os diferentes tipos de fluidos podem ser separados em campos distintos em (a), enquanto que (b) aparenta uma continuidade entre os grupos de salinidade mais baixa e intermediária.....	105
Figura 8.6 -	Diagramas de pressão-temperatura mostrando as isócoras para as zonas de alteração hidrotermal (a) intermediária e (b) proximal. A linha vertical marca a temperatura média obtida a partir do geotermômetro da clorita	108

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 - Depósitos de ferro, testemunhos de sondagem amostrados e quantidade de amostras coletadas.....	6
Tabela 2.1 - Coluna estratigráfica e resumo dos dados geocronológicos dos depósitos minerais da Província Mineral de Carajás (extraído de Tallarico <i>et al.</i> 2003).....	11
Tabela 4.1 - Principais tipos de rocha, texturas e composição mineral das rochas vulcânicas máficas do Grupo Grão Pará	34
Tabela 4.2 - Análises representativas de microsonda eletrônica em cristais de piroxênio, clorita metabasaltos do Grupo Grão Pará.....	41
Tabela 4.3 - Análises representativas de microsonda eletrônica em cristais de clorita, metabasaltos do Grupo Grão Pará	43
Tabela 4.4 - Geotermômetro da clorita e correção do Al ^{iv}	46
Tabela 5.1 - Análises químicas de rocha total dos metabasaltos do Grupo Grão Pará.....	51
Tabela 5.2 - Análises químicas de rocha total dos metagabros (clorititos e hematita clorititos) do Grupo Grão Pará.....	55
Tabela 5.3 - Valores de $\delta^{18}\text{O}$, δD e conteúdos de água em rocha total em amostras de rochas máficas do Grupo Grão Pará	66
Tabela 6.1 - Principais tipos de veios, relação de tempo entre si, composição mineral e identificação das amostras analisadas	74
Tabela 6.2 - Resumo dos principais tipos de inclusões fluidas, sua cronologia (origem) em relação ao mineral hospedeiro e sua ocorrência nos veios. P: primária; PS: pseudossecundária; S: secundária; <i>n</i> : número de inclusões fluidas	77
Tabela 6.3 - Resumo dos dados microtermométricos medidos	80
Tabela 6.4 - Concentração de elementos em inclusões fluidas analisadas por LA-ICP-MS; if: inclusão fluida; nd: não determinado.	84
Tabela 6.5 - Resultados das análises de cromatografia iônica dos veios das rochas máficas dos depósitos de ferro (amostras 1 a 12); depósitos Cu-Au Gameleira e Sossego (amostras 13 a 20) extraídos de Chiaradia <i>et al.</i> (2006).....	87
Tabela 7.1 - Dados das análises de isótopos de enxofre em cristais de pirita e calcopirita das rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará. Os sulfetos analisados são de veios pertencentes à zona de alteração hidrotermal intermediária.....	92

RESUMO

A seqüência metavulcanossedimentar (~ 2,76 Ga) do Grupo Grão Pará, Supergrupo Itacaiúnas, é formada por derrames basálticos sotopostos e sobrepostos a jaspilitos; riolitos, rochas vulcanoclásticas e diques/*sills* de gabros são subordinados. Os jaspilitos hospedam os minérios de ferro de alto teor (> 65 % Fe) dos depósitos N4 e N5. A seqüência foi submetida a alteração hidrotermal submarina de baixa temperatura ($\delta^{18}\text{O}$ em rocha total com valores de 7,4 ‰, acima dos valores magmáticos); metamorfismo regional de fácies xisto verde e alteração hidrotermal hematítica. Os metabasaltos têm afinidade magmática cálcio-alcalina, características geoquímicas de zona de subducção, arco continental e contaminação crustal. Estas características sugerem vulcanismo extravasado sobre crosta continental atenuada, em ambiente de retro-arco. A alteração hidrotermal hematítica provocou importantes mudanças mineralógicas e químicas nas rochas máficas. As principais vias do fluido hidrotermal foram planos de falha e de contato entre jaspilitos e basaltos, nesses últimos formando zonas de alteração dominadas por clorita (distais) e hematita (proximais). Nos metabasaltos, as amígdalas serviram de canal principal para a passagem e difusão do fluido hidrotermal. A composição química das cloritas reflete claramente os processos metamórfico (razões restritas de Fe/Fe+Mg) e hidrotermal (larga variação razões de Fe/Fe+Mg). Outros minerais de alteração são quartzo, carbonato, albita, mica branca, sulfetos, titanita, zircão, monazita e magnetita. A alteração hidrotermal hematítica provocou aumento nos teores de Fe e Mg, e lixiviação de Si, Ca, Na e K. A mobilização dos óxidos e valores elevados de perda ao fogo indicam altas razões fluido/rocha. Microtermometria em inclusões fluidas sugere temperaturas mínimas entre 140°-300°C para o fluido, em condições crustais rasas (pressões mínimas de 1-1,3 kbar). Valores de $\delta^{18}\text{O}$ em rocha total (2 ‰), inferiores aos valores magmáticos, corroboram a presença de fluidos com temperaturas acima de 150°-200°C. Dados de inclusões fluidas indicam mistura de fluidos magmático (alta salinidade) e meteórico (baixa salinidade). Há indícios de separação de fase por ebulição durante o estágio tardi-hidrotermal (precipitação da hematita). Sulfetos hidrotermais com valores positivos de $\delta^{34}\text{S}$ ratificam a presença de fluido hidrotermal magmático. Monazita e zircão sugerem fluido magmático alcalino e rico em ETRL, U e Th. No estágio cedo-hidrotermal, o fluido tinha $f\text{O}_2$ em equilíbrio com magnetita (condições relativamente oxidantes). A formação de sulfetos hidrotermais sugere evolução do fluido para condições redutoras. Dados de *LA-ICP-MS* e cromatografia iônica mostram que, no estágio cedo-hidrotermal, o fluido tinha maior concentração de Cl, F, Na, Ca, K, Li, Mg, Sr, Ba, Cu, Zn, Pb e Mn, enquanto que Fe era mais elevado no estágio tardi-hidrotermal. Neste estágio, é possível que o fluido fosse relativamente ácido, provocando lixiviação dos álcalis das rochas máficas. Neste estágio, é possível que tenha havido extração de Fe^{2+} da rocha hospedeira, aumentando a quantidade relativa de Fe no fluido. As análises por *LA-ICP-MS* indicam que a precipitação de minerais ocorreu simultaneamente com diluição do fluido, sugerindo que a mistura de fluidos magmático e meteórico foi um dos causadores da precipitação da hematita. Outros fatores determinantes para a precipitação de hematita podem ter sido (a) as condições relativamente ácidas do fluido e (b) a diminuição de temperatura por efeito de ebulição do fluido; ambas condições inferidas no estágio tardi-hidrotermal de alteração.

ABSTRACT

The metavolcano-sedimentary sequence of the Grão Pará Group (~ 2.76 Ga), Itacaiúnas Supergroup, is made up of basaltic flows under- and overlying jaspilites; rhyolites, volcanoclastic rocks and dikes/sills of gabbros are subordinated. The jaspilites host high-grade iron ores (> 65 % Fe) of the N4 and N5 deposits. The sequence underwent low temperature submarine hydrothermal alteration (whole rock $\delta^{18}\text{O}$ values of 7.4 ‰, higher than magmatic values); greenschist facies regional metamorphism and hematitic hydrothermal alteration. The metabasalts show calc-alkaline magmatic affinity, geochemical characteristics of subduction zone, continental arc and crustal contamination. These characteristics suggest basalts erupted in attenuated continental crust, in a back-arc setting. The hematitic hydrothermal alteration caused important mineralogical and chemical changes in the mafic rocks. Contact and fault planes between jaspilites and basalts are the main hydrothermal fluid channels, the latter rocks having developed chlorite-(distal) and hematite-(proximal) dominated alteration zones. The basalt amygdalae were the principal ways of fluid infiltration and diffusion. Chlorites have a chemical composition that clearly reflects both the metamorphic (restricted Fe/Fe+Mg ratios) and hydrothermal (wide variation in the Fe/Fe+Mg ratios) processes. Quartz, carbonate, albite, white mica, sulfides, titanite, zircon, monazite and magnetite are alteration minerals as well. The hematitic hydrothermal alteration caused Fe and Mg increasing, and Si, Ca, Na and K decreasing. The oxide mobilization and high loss on ignition display high fluid/rock ratios. Fluid inclusion microthermometry suggests fluid with minimum temperatures around 140°-300°C, and shallow crustal conditions (minimum pressure of 1 to 1.3 kbar). Whole rocks $\delta^{18}\text{O}$ values of 2 ‰, lower than magmatic values, corroborate hydrothermal fluids with temperatures higher than 150°-200°C. Fluid inclusion data display mixture of magmatic (high salinity) and meteoric (low salinity) fluids. There are some evidences that boiling could be present during the late-hydrothermal stage (hematite precipitation). The positive $\delta^{34}\text{S}$ values for hydrothermal sulfides are compatible with magmatic fluid origin. Monazite and zircon suggest alkaline and REE-, U- and Th-rich magmatic fluid. During the early- hydrothermal stage, the fluid presented $f\text{O}_2$ at magnetite equilibrium conditions (relatively oxidizing conditions). Hydrothermal sulfide crystallization suggests fluid evolution to reducing conditions. LA-ICP-MS and ion chromatography data show higher Cl, F, Na, Ca, K, Li, Mg, Sr, Ba, Cu, Zn, Pb e Mn concentrations at the early-hydrothermal stage; whereas Fe is higher at the late-hydrothermal stage. At this stage, it is possible that the fluid was relatively acid, causing alkalis to be leached from the mafic rocks. At this stage, probably Fe^{2+} was extracted from the host rock, increasing the fluid Fe concentration. LA-ICP-MS analyses show mineral precipitation together with fluid dilution, suggesting mixture of magmatic and meteoric fluids caused hematite precipitation. Other factors that may have caused hematite precipitation were (a) relatively acid conditions of the fluid, and (b) temperature decreasing caused by boiling; both conditions are inferred at the late-hydrothermal stages of alteration.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Atualmente, o minério de ferro desempenha importante papel na economia brasileira. A maior parte dos depósitos de ferro hematíticos de classe mundial de alto teor (60-67% Fe) é produto de enriquecimento das formações ferríferas bandadas (FFB) do Pré-Cambriano (Beukes *et al.* 2002), sendo o Brasil possuidor de duas das maiores províncias do mundo – Quadrilátero Ferrífero (MG) e Carajás (PA). Os depósitos desta última têm teores maiores que 64% de Fe e reservas de 17,3 bilhões de toneladas (Guedes *et al.* 2002). Apesar da importância econômica, ainda não há consenso sobre a origem dos depósitos de ferro de alto teor de classe mundial. Há duas hipóteses principais para a formação do minério de ferro: (a) origem supergênica (Morris 1980, 2002; Van Schalkwyk e Beukes 1986; Harmsworth *et al.* 1990) e (b) origem hidrotermal (Barley *et al.* 1999; Hagemann *et al.* 1999; Taylor *et al.* 2001; Thorne *et al.* 2004). Para o minério de ferro de Carajás, as principais hipóteses de origem são: a) supergênica (Dardenne e Schobbenhaus 2001); (b) hidrotermal (Guedes *et al.* 2002; Dalstra e Guedes 2004; Figueiredo e Silva 2004; Figueiredo e Silva *et al.* 2004; Lobato *et al.* 2004; Lobato *et al.* 2005a); (c) hidrotermal supergênicamente modificada (Beukes *et al.* 2002). A FFB hospedeira da mineralização de ferro Carajás é um jaspilito meso - e microbandado, intercalado em rochas vulcânicas máficas, sendo a mineralização de ferro associada ao contato inferior jaspilito-máficas. Grande quantidade de hematita está presente nas rochas máficas, indicando que a alteração hidrotermal nos jaspilitos afetou também as rochas encaixantes do minério.

A presente tese de doutorado resulta do projeto “Caracterização de Distritos Mineiros da Amazônia”, com coordenação geral e execução geral do DNPM e ADIMB (Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira). Tem financiamento do CT-Mineral (MCT), FINEP/CNPq, DNPM, e empresas de mineração, como CVRD, Anglo American, RTDM, Mineração Taboca e Mineração Santa Elina. O projeto envolveu 10 subprojetos, de 2002 a 2005, sendo que o presente trabalho está associado ao subprojeto Ferro Carajás, sob a coordenação dos professores Lydia Maria Lobato e Carlos Alberto Rosière, da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG).

A viagem e estada para realização de análises no exterior foram financiadas pela CAPES, através do Programa de Doutorado no País com Estágio no Exterior (PDEE), processo número 1223/05-4. O financiamento constou de passagem aérea de ida e volta para a Austrália, bolsa com duração de nove meses e seguro-saúde por igual período.

1.1 Objetivos

O presente trabalho descreve os efeitos da alteração hidrotermal para clorita e hematita sobre as rochas máficas do Grupo Grão Pará, na área dos depósitos N4 e N5, e interpreta as condições em que a mesma ocorreu. Os objetivos da tese de doutorado foram:

1) estudar as rochas vulcânicas máficas encaixantes dos depósitos de ferro da serra dos Carajás, visando contribuir para o entendimento dos processos mineralizadores que originaram os depósitos de ferro N4 e N5 da serra Norte e

2) estudar o vulcanismo máfico do Grupo Grão Pará e contribuir para a caracterização de seu ambiente geotectônico, que foi mascarado pela alteração hidrotermal.

Trabalhos anteriores realizados em rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará – Lopes e Villas (1983), Meirelles (1986), Teixeira (1994) e Macambira (2003) – contemplam estudos de petrografia, geoquímica e ambiente geotectônico, porém os mesmos não tinham como objetivo estudar os efeitos da alteração hidrotermal para clorita e hematita sobre as rochas máficas associadas aos depósitos de ferro.

Os jaspilitos, formados por quartzo e óxidos de ferro, ao reagir com o fluido mineralizador, experimentaram forte lixiviação da sílica, produzindo rochas porosas ricas em hematita (Guedes *et al.* 2002). Como a hematita é um mineral com um grande campo de estabilidade e composição química muito simples, a mesma fornece poucas informações sobre sua origem (Beukes *et al.* 2002). Por outro lado, a variada composição mineralógica das rochas máficas – plagioclásio, piroxênio, olivina, hornblenda e ilmenita – propicia a formação de diversos produtos de alteração que podem ser utilizados para caracterizar o fluido hidrotermal mineralizador, como sua composição e temperatura.

1.2 Localização da Área e Acesso

A área estudada faz parte da Província Mineral de Carajás, município de Parauapebas (PA), localizada a aproximadamente 550 km a sudoeste de Belém (Fig. 1.1). Os depósitos de ferro N4 e N5 fazem parte dos depósitos pertencentes à Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), situados na parte norte da serra dos Carajás e nomeados de N1 a N9 (Fig. 1.2). A CVRD construiu e mantém o núcleo urbano de Carajás, com completa infra-estrutura, distante aproximadamente 40 km de Parauapebas. O acesso pode ser feito pela rodovia PA-150, que liga Belém a Marabá e Cuiabá (MT), seguindo-se pela Trans-Carajás (PA-275) até o núcleo urbano de Carajás e, depois, para os depósitos de ferro, numa extensão de aproximadamente 700 km. Outro acesso possível é pela ferrovia Carajás, que liga o depósito N4E ao porto de Itaqui em São Luís (MA), com 887 km de extensão. Por via aérea, aviões comerciais possuem vôos regulares para a cidade de Parauapebas.

Para este trabalho, foram amostradas rochas dos depósitos N4E, N4W, N5E e N5S (Fig. 1.3).

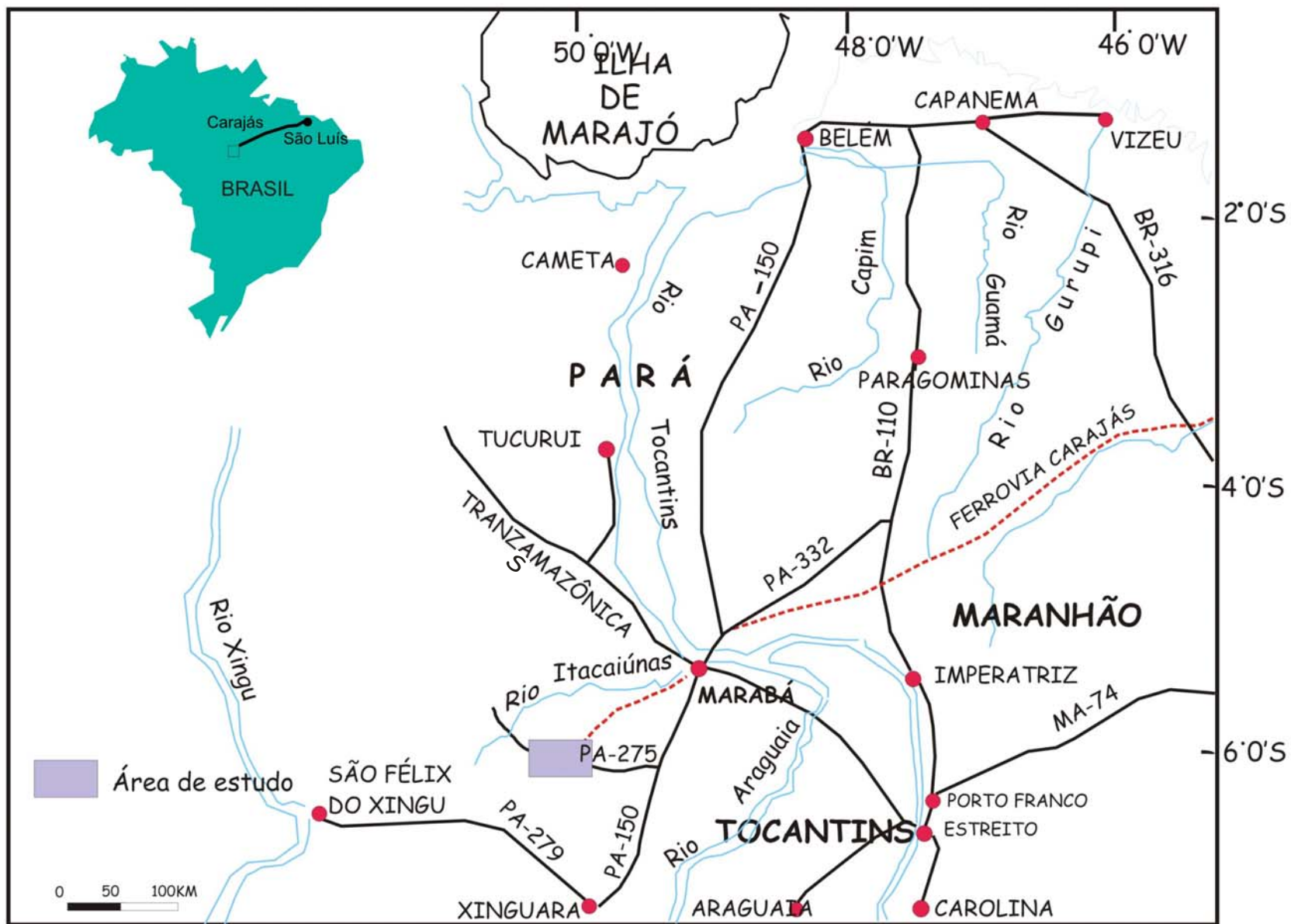


Figura 1.1 - Mapa de localização da área estudada e principais vias de acesso, modificado de Macambira (2003).

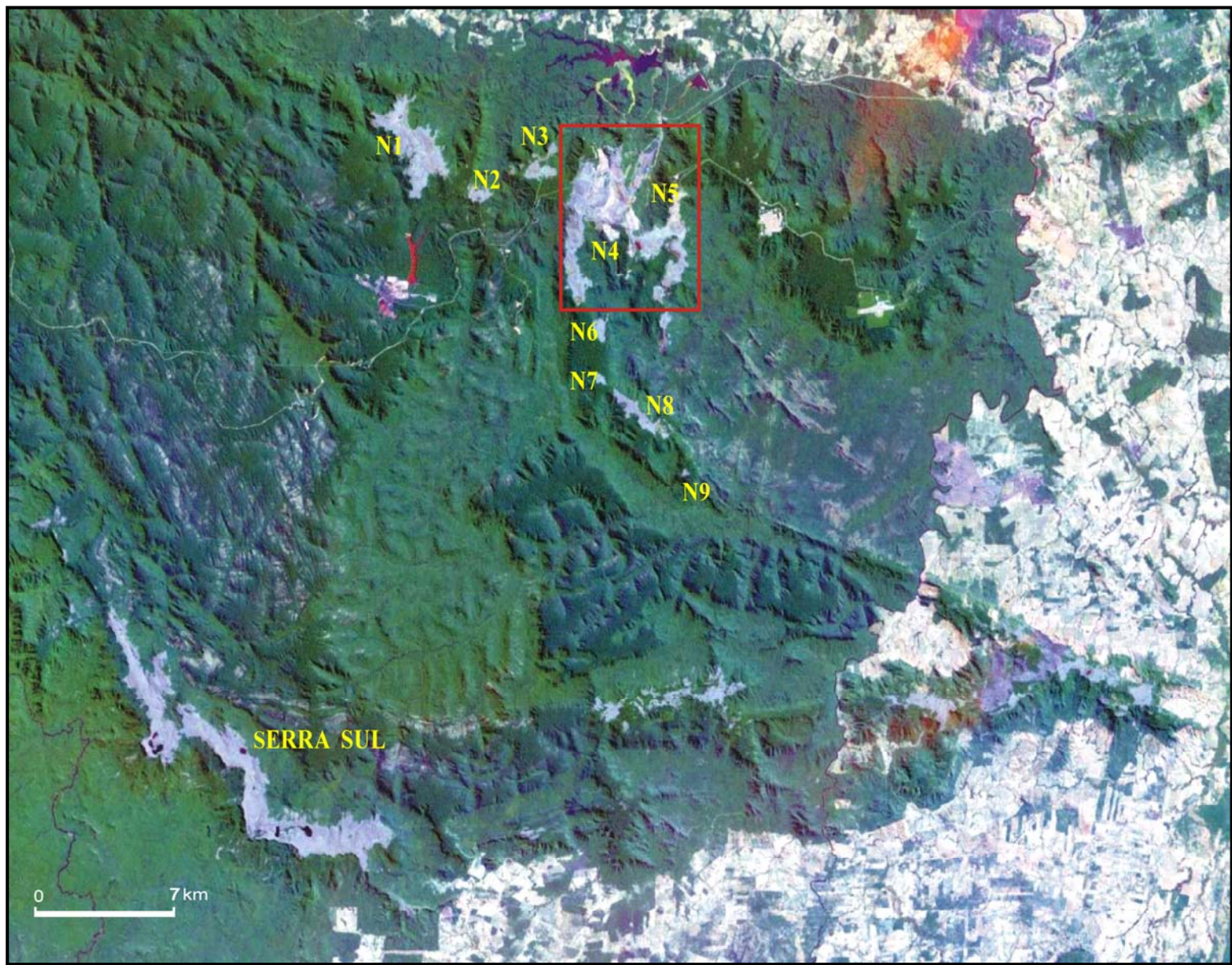


Figura 1.2 - Imagem de satélite com os depósitos de ferro das serras Norte e Sul de Carajás. A área de trabalho localiza-se nos depósitos N4 e N5 da Serra Norte. Imagem fornecida pela CVRD.

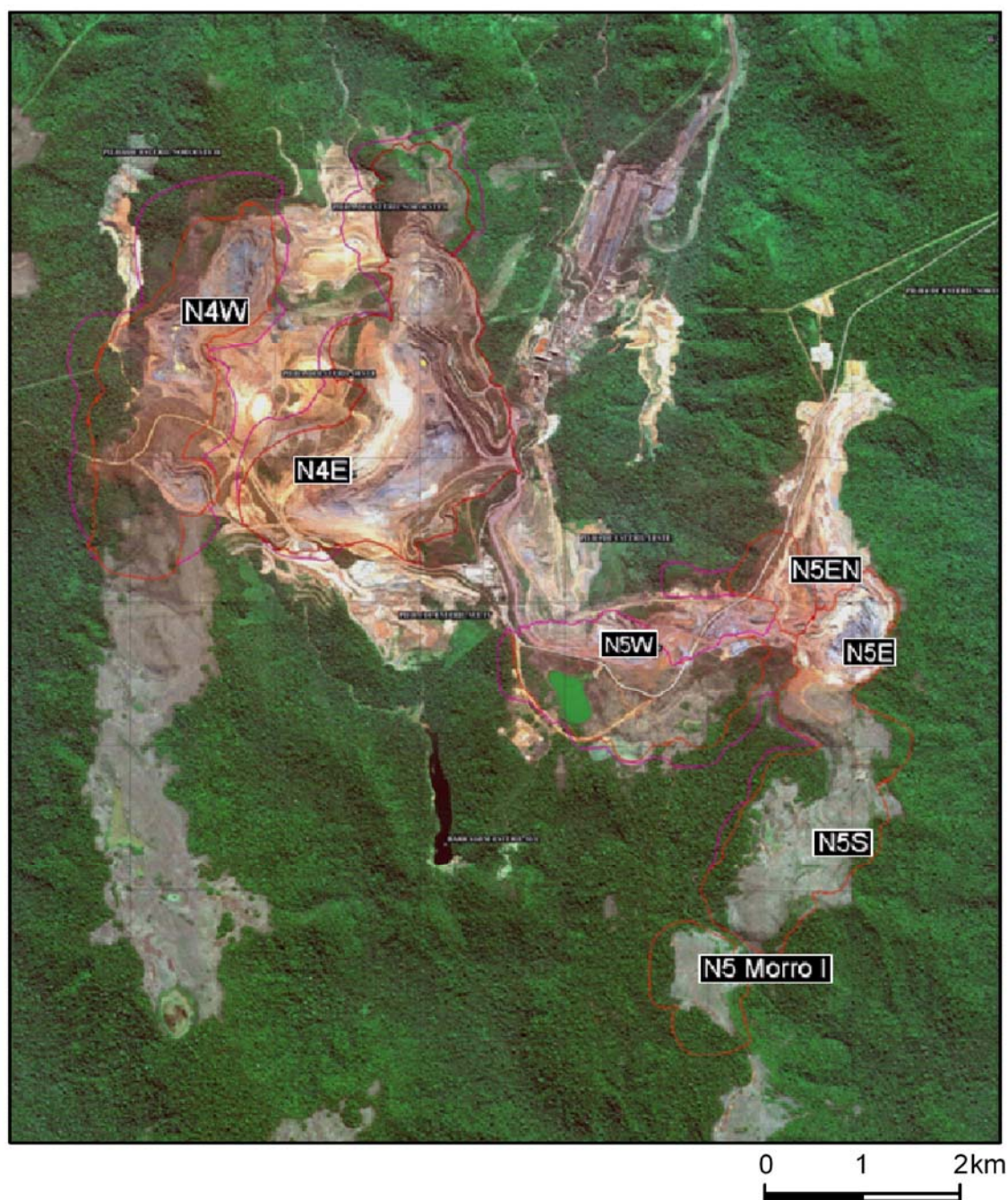


Figura 1.3 - Imagem de satélite com os depósitos de ferro N4 e N5, Serra Norte. No presente trabalho, foram estudadas rochas máficas dos depósitos N4E, N4W, N5E e N5S. Imagem fornecida pela CVRD.

1.3 Métodos de Trabalho

O trabalho começou com pesquisa bibliográfica, envolvendo histórico da descoberta dos depósitos de ferro, geologia regional e local, estudos de detalhe das rochas hospedeiras e encaixantes da mineralização e pesquisas sobre processos de alteração hidrotermal em rochas máficas. Em maio de 2003, em viagem de 10 dias às minas N4E, N4W e N5E, foram coletadas amostras de testemunhos de sondagem e da frente de lavra de N4E. Em maio de

2005, em outra viagem com duração de 15 dias, foram coletadas amostras de testemunhos de sondagem das minas N4E, N5E e N5S. A amostragem foi feita em testemunhos de sondagem, evitando-se rochas com alteração intempérica, e em intervalos com variações texturais e composicionais causadas por alteração hidrotermal (Tab. 1.1). A relação dos depósitos de ferro amostrados, os respectivos testemunhos de sondagem e a quantidade de amostras coletadas encontra-se na Tabela 1.1. As lâminas delgadas polidas foram executadas no laboratório de laminação do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (CPMTC) da UFMG. As descrições petrográficas foram feitas em microscópio petrográfico sob luz transmitida e refletida.

Foram realizadas análises em cristais de clorita e piroxênio, em microsonda eletrônica JEOL, modelo JXA 8900RL, no Laboratório de Microscopia Eletrônica e Microanálises (LMA), do consórcio Física, Geologia, Química-UFMG/CDTN-CNEN, financiado com verba da FAPEMIG (projeto CEX 1074/95).

O código de identificação das amostras é formado pelo nome do depósito, seguido do número do furo e da profundidade em que a amostra foi coletada, por exemplo, N5EF508P215,70 – depósito N5E, furo 508, profundidade de 215,70 m.

Tabela 1.1 - Depósitos de ferro, testemunhos de sondagem amostrados e quantidade de amostras coletadas.

Depósito	Testemunho de sondagem	Nº de amostras coletadas
N4E	F77, F328, F607, F621, F702, F703, F707, F710, F764	23
N4E	Frente de lavra	2
N4W	F692	5
N5E	F40, F318, F360, F375, F383, F384, F414, F439, F440, F508, F523	43
N5S	F 771, F817, F825, F834, F827, F843	30
Total	-	103

1.3.1 Análises Químicas de Rocha Total

Foram analisadas 50 amostras de rocha vulcânica e 11 amostras de rocha plutônica, com diferentes graus de alteração hidrotermal. As análises foram realizadas no Acme Analytical Laboratories Ltd. (Canadá). Os elementos maiores são determinados por ICP-ES (Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometer) seguindo uma fusão de tetraborato/metaborato de Lítio e digestão nítrica diluída. A perda ao fogo (P. F.) é determinada por diferença de peso depois de ignição a 1000°C. Os resultados de C e S totais são determinados por Leco. Os limites de detecção para estes elementos variam entre 0,001 % (Cr₂O₃) e 0,1 % (P.F.), com valor médio de 0,01 %. Os elementos terras raras e os refratários são determinados por

ICP-MS (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer) seguindo uma fusão de tetraborato/metaborato de Lítio e digestão nítrica diluída, os limites de detecção variam entre 0,01 ppm (Lu e Tb) e 5 ppm (V), com média em torno de 0,05-0,1 ppm. Os metais base e preciosos são digeridos em água régia e analisados por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer). Os limites de detecção para estes elementos variam entre 0,1 ppm (maioria) e 1 ppm (As e Zn).

Para o tratamento dos dados geoquímicos e de química mineral e construção de diagramas de classificação e discriminação foram utilizados os *softwares* Minpet Geological Software, desenvolvido por Linda R. Richard, e GeoPlot, desenvolvido por Jibin Zhou e Xianhua Li, da Academia Chinesa de Ciências.

1.3.2 Estudos de Inclusões Fluidas

As análises de microtermometria das inclusões fluidas foram feitas em platina de resfriamento (até em torno de -150°C) Linkam THMSG 600 e aquecimento (até $\sim 500^{\circ}\text{C}$), com um controlador de temperatura TMS 93, na University of Western Australia. A platina é calibrada com inclusões fluidas sintéticas fornecidas pelo laboratório Synflinc. A calibração é feita entre $-56,6$ e $374,1^{\circ}\text{C}$ com inclusões sintéticas padrões (H_2O pura, mistura $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$). O sistema de resfriamento com nitrogênio líquido opera diretamente a partir de um 2-1 cilindro de nitrogênio líquido não pressurizado. A precisão das medidas microtermométricas é de $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ para resfriamento e de $\pm 1^{\circ}\text{C}$ para temperaturas entre de $200-500^{\circ}\text{C}$. As medidas foram feitas através de perfis de temperatura que compreendem uma seqüência de etapas de resfriamento e aquecimento, para a obtenção das temperaturas de mudanças de fase, a saber:

- T_e = temperatura eutética
- T_{fg} = temperatura final de fusão do gelo
- T_{TOT} = temperatura de homogeneização

A salinidade, composição e densidade foram calculadas usando o programa MacFlinCor (Brown e Hagemann 1995).

1.3.3 Isótopos Estáveis de Oxigênio, Hidrogênio e Enxofre

As análises isotópicas de oxigênio e hidrogênio foram executadas no Laboratório de Isótopos Estáveis da University of Lausanne (UNIL), na Suíça. A preparação das amostras e as análises de isótopos de oxigênio foram realizadas pela estudante. Para as análises de rocha total foram eliminados das rochas os veios e/ou amígdalas, para obter-se a parte mais representativa do litotipo a ser analisado.

As análises isotópicas de oxigênio são referidas como δ e as variações são descritas na forma per mil (‰). A razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ é referida como $\delta^{18}\text{O}$ em valor de 0 ‰. Os isótopos de oxigênio são relativos ao Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW). As análises utilizam o método similar ao descrito por Sharp (1990) e Rumble e Hoering (1994), detalhado em Kasemann *et al.* (2001). Para as análises de $\delta^{18}\text{O}$, cerca de 2 mg de rocha são colocados em um porta-amostra de platina, em seguida bombeados no vácuo em torno de 10^{-6} mbar. Após pré-fluorinação *overnight* da câmara de amostra, as amostras são aquecidas com um laser CO_2 em 50 mbars de puro F_2 . O excesso de F_2 é separado do O_2 produzido através de conversão a Cl_2 utilizando KCl mantido a 150°C . A seguir, o O_2 extraído é coletado em uma peneira molecular (5A) e, subseqüentemente, expandido dentro de um espectrômetro de massa Finnigan MAT 253. Análises duplicadas de isótopo de oxigênio dos padrões são usadas (NBS-28 quartzo e UWG-2 granada; Valley *et al.* 1995) geralmente com uma média de precisão de $\pm 0,1$ ‰ para $\delta^{18}\text{O}$. A acuracidade dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ é comumente melhor que 0,2 ‰ comparado aos valores $\delta^{18}\text{O}$ aceitos para NBS-28 de 9,64 ‰ e UWG-2 de 5,8 ‰.

A execução das análises de isótopos de hidrogênio em rocha total ficaram sob a responsabilidade do Dr. Torsten Vennemann, em colaboração entre a UNIL e a UWA. As medidas das composições dos isótopos de hidrogênio foram feitas usando métodos de resolução de alta temperatura (1450°C), com He como gás carreador e um TC-EA ligado a um espectrômetro de massa Delta Plus XL a partir de Thermo-Finnigan, em amostras com tamanho entre 2-4 mg, de acordo com método adaptado de Sharp *et al.* (2001). Os resultados são dados na notação padrão δ , expressos em per mil (‰) relativamente ao Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW). A precisão dos padrões de caolinita e biotita (NBS-30) para análises de isótopos de hidrogênio foi melhor que ± 2 ‰ para o método usado. Todos os valores foram normalizados usando um valor de -125 ‰ para o padrão de caulinita e -65 ‰ para NBS-30 analisados durante o mesmo período que as amostras.

As análises de isótopos de enxofre foram executadas pela estudante em um LA-ICP-MS tipo Nd:YAG (Neodínio:Ítrio-Alumínio-Granada) no Central Science Laboratory da University of Tasmania (Austrália), em colaboração com o Dr. Garry Davidson e sob orientação do geólogo Keith Harris. Os padrões de sulfetos (galenas da minas de Rosebery e Broken Hill) e um gás SO_2 de referência foram analisados a cada dia. Os isótopos de enxofre são referidos em relação ao Cañon Diablo Troilite (CDT). As amostras são preparadas em seções delgadas com 150-200 μm de espessura e diâmetro $\leq 2,5$ cm, a face superior da seção deve estar polida. Os cristais de sulfetos devem ter tamanho mínimo de 300 μm , a precisão analítica (1σ) é de 0,4-0,5 ‰. A ablação forma um cone com um diâmetro máximo de 300 μm e uma profundidade em torno de 200 μm . O resultado da ablação é uma mistura de gases

SO₂/O₂. O SO₂ é separado por condensação em N₂ líquido à medida que a mistura SO₂/O₂ é lentamente eliminada. As análises isotópicas do SO₂ extraído são produzidas por um espectrômetro de massa modelo VG 602D. Este método coleta 90-95 % do SO₂, com um pequeno fracionamento de 0,16 ‰. Esta técnica requer uma correção de 2,85-5,75 ‰ para converter os valores brutos de $\delta^{34}\text{S}$ em valores de $\delta^{34}\text{S}$ relativos ao Cañon Diablo Troilite ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$). Os procedimentos operacionais estão detalhados em Huston *et al.* (1995).

1.3.4 LA-ICPMS

Análises de cátions (Ca, K, Mg, Na, Li, Fe, Cu, Ba, Rb, Sr, Mn, Zn e Pb) em inclusões fluidas, hospedadas em cristais de quartzo, foram obtidas através de LA-ICP-MS (Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer), na School of Earth and Environment, University of Leeds (Inglaterra), em colaboração com Dr. David Banks. Estas análises têm por objetivo quantificar a concentração de elementos traços, principalmente Fe, no fluido hidrotermal. As inclusões fluidas e os padrões foram bombardeadas por *laser* com um GeoLas Q Plus *eximer laser* (ArF, 193 nm, Mocolas, Göttinger, Germany). As inclusões fluidas foram bombardeadas desde a superfície da amostra aumentando 1 μm de profundidade a cada 10 tiros. O sistema ótico usado, descrito em detalhe em Günther *et al.* (1998), permite a observação visual do processo de bombardeamento através de uma fonte LED e uma câmera CCD. A solução aquosalina liberada na ablação (o conteúdo da inclusão) é transportada em um aerosol no plasma, usando He como gás transportador. A partir daí, o material bombardeado é analisado em um ICP-MS quadrupólo Agilent 7500c, equipado com uma célula de reação octopólo utilizado para análise dos elementos Ca e Fe (Allan *et al.* 2005). Estas análises foram executadas pela estudante.

1.3.5 Cromatografia Iônica

Análises de cromatografia iônica (F⁻, Cl⁻, Br⁻, SO₄²⁻) foram executadas na University of Leeds (Inglaterra), em colaboração com Dr. David Banks. O método para a determinação dos íons presentes nas inclusões fluidas está descrito em Banks *et al.* (2000). A preparação das amostras de quartzo de veios foi realizada pela estudante e segue o mesmo processo descrito para as análises de isótopos de oxigênio e hidrogênio. A quantidade necessária para as análises é de 2-3 g.

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Província mineral de Carajás

A Província Mineral de Carajás é dividida nos segmentos sul e norte, denominados de Terrenos Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Huhn *et al.* 1988) e Cinturão Itacaiúnas (Araújo *et al.* 1988), respectivamente. O segmento sul é formado por seqüências vulcanossedimentares, por exemplo o *Greenstone Belt* Andorinhas, e intrusões graníticas.

O Cinturão Itacaiúnas é representado pelos complexos Xingu (Silva *et al.* 1974) e Pium (Araújo *et al.* 1988; DOCEGEO 1988), pelo Gnaisse Estrela, pela Suíte Plaquê e pelos grupos Sapucaia e Grão Pará. DOCEGEO (1988) propõe a denominação de Supergrupo Itacaiúnas para englobar o Grupo Grão Pará e demais seqüências vulcanossedimentares, como os grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e Buritirama. O embasamento arqueano do Cinturão Itacaiúnas é formado por terrenos granito-gnáissicos, às vezes migmatizados, tipo tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) do Complexo Xingu e por granulitos do Complexo Pium. As rochas do Complexo Pium formam corpos alongados de orientação E-W e representam fragmentos de crosta inferior, encaixados ao longo de zonas de cisalhamento (Araújo *et al.* 1988). Datações Pb-Pb em rocha total mostram idade de 3,0 Ga, interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo dos granulitos (Rodrigues *et al.* 1992). Datação U-Pb em zircões de rochas do Complexo Xingu forneceu idade de 2,86 Ga, interpretada como idade da migmatização (Machado *et al.* 1991). Granitóides arqueanos deformados, como por exemplo os granitos Plaquê (Araújo *et al.* 1988) e Estrela (Barros 1997), de 2,7 Ga de idade, cortam os Complexo Xingu e o Supergrupo Itacaiúnas, respectivamente.

O Supergrupo Itacaiúnas é formado por seqüências vulcanossedimentares em diferentes graus metamórficos e deformacionais – grupos Igarapé Salobo, Grão-Pará, Igarapé Bahia, Igarapé Pojuca e Buritirama (Tab. 2.1). Estas unidades apresentam vulcanismo básico predominante na base, com rochas sedimentares químicas intercaladas e sobrepostas por rochas sedimentares clásticas. O Grupo Grão-Pará tem expressivos depósitos de ferro, o Grupo Buritirama tem mineralização de manganês e os demais grupos possuem mineralização de ouro e sulfetos de metais base. O Supergrupo Itacaiúnas também apresenta as intrusões máfico-ultramáficas acamadadas dos complexos Luanga e Vermelho. O primeiro é formado por peridotitos e gabros anortosíticos com cromititos. Datações U-Pb em zircões de leucogabro do Supergrupo Itacaiúnas mostram idade de 2,76 Ga (Machado *et al.* 1991).

Tabela 2.1 - Coluna estratigráfica e resumo de dados geocronológicos da Província Mineral de Carajás (extraído de Tallarico *et al.* 2003).

Era	Complexos ou supergrupos	Grupos ou formações	Rochas intrusivas	Idade (Ma)	Métodos, materiais (referências)	
Proterozóico			Granito Central Carajás	1.820±49	U-Pb, zircão (1)	
				1.880±2	U-Pb, zircão (2)	
			Granito Cigano	1.883±3	U-Pb, zircão (2)	
				1.731±28	Rb-Sr, rocha total (3)	
			Granito Pojuca	1.874±2	U-Pb, zircão (2)	
			Diques basálticos, andesíticos e riolíticos	1.800		
			Gabro Santa Inês (?)	-	-	
Arqueano			Granito Old Salobo	2.573±2	U-Pb, zircão (2)	
			Granito Itacaiúnas	2.560±37	Pb-Pb, zircão (4)	
			<i>Sill</i> gabróico Águas Claras	2.645±12	Pb-Pb, zircão (9)	
		Formação Águas Claras		2.681±5	U-Pb <i>SHRIMP</i> , zircão detrítico (10)	
			Granito Estrela	2.527±34	Rb-Sr, rocha total (5)	
				2.763±7	Pb-Pb, zircão (17)	
			Suíte granitóide Plaquê	2.736±24	Pb-Pb, zircão (7)	
			Granito Planalto	2.747±2	Pb-Pb, zircão (8)	
			Diorito Cristalino	2.738±6	Pb-Pb, zircão (8)	
		Supergrupo Itacaiúnas	Grupo Buritirama		-	-
			Grupo Igarapé Pojuca		2.732±3	U-Pb, zircão (2)
			Grupo Igarapé Bahia		2.577±72	Rb-Sr, rocha total (11)
					2.747±2	Pb-Pb, zircão (6)
			Grupo Grão Pará		2.759±2	U-Pb, zircão (2)
					2.758±39	U-Pb, zircão (1)
					2.760±11	U-Pb <i>SHRIMP</i> , zircão (10)
			Grupo Igarapé Salobo		2.761±3	U-Pb, zircão (2)
					2.776±240	Pb-Pb, magnetita (12)
			Intrusão máfica-ultamáfica Luanga	2.763±6	U-Pb, zircão (2)	
		Grupo Rio Novo (?)		-	-	
		Complexo Xingu			2.859±2	U-Pb, zircão (2)
					2.974±15	Pb-Pb, zircão (7)
					2.971±30	U-Pb, zircão (13)
				2.798	Pb-Pb, titanita (14)	
	Complexo Pium			3.050±57	Pb-Pb, rocha total (15)	
				2.859±9	U-Pb <i>SHRIMP</i> , borda de zircão (16)	
				3.002±14	U-Pb <i>SHRIMP</i> , núcleo de zircão (16)	

1 Wirth *et al.* (1986); 2 Machado *et al.* (1991); 3 Gonzalez *et al.* (1988); 4 Souza *et al.* (1996); 5 Barros *et al.* (1992); 6 comunicação verbal citada em Villas e Santos (2001); 7 Avelar *et al.* (1999); 8 Huhn *et al.* (1999); 9 Dias *et al.* (1996); 10 Trendall *et al.* (1998); 11 Ferreira Filho (1985); 12 Mellito e Tassinari (1998); 13 Macambira e Lancelot (1996); 14 Pimentel e Machado (1994); 15 Rodrigues *et al.* (1992); 16 Pidgeon *et al.* (2000); 17 Barros *et al.* (2001).

O Complexo Vermelho apresenta peridotitos, piroxenitos e gabros e ocorre em meio às rochas do Complexo Xingu. O Grupo Rio Fresco (Silva *et al.* 1974; Cunha *et al.* 1984) forma uma extensa cobertura metassedimentar arqueana, sobreposta às unidades vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, em aparente discordância com o Grupo Grão Pará. Renomeada como Formação Águas Claras por Araújo e Maia (1991), é considerada como pertencente ao Grupo Grão Pará por estes autores. A Formação Águas Claras é constituída principalmente por rochas sedimentares clásticas e dividida em uma unidade marinha transicional na base e uma unidade fluvial no topo (Nogueira *et al.* 1994; Nogueira 1995). Granitos anorogênicos cortam quase todas as unidades mais antigas. No Supergrupo Itacaiúnas destacam-se os granitos Central de Carajás e Cigano, que têm idades aproximadas de 1,9 Ga (Gibbs *et al.* 1986; Wirth *et al.* 1986; Machado *et al.* 1991).

Santos (2003) faz uma revisão da geologia da Província Mineral de Carajás com base, principalmente, em dados geocronológicos. O autor propõe a denominação de domínio Rio Maria para a porção sul da província e domínio Carajás para a porção norte. O domínio Rio Maria é predominantemente mesoarqueano (3,05-2,85 Ga) e constituído por terrenos tipo granitóide-*greenstone*, representando uma série de orogêneses acrescionais. O domínio Carajás, essencialmente neoarqueano, caracteriza-se por seqüências vulcanossedimentares e granitóides gerados principalmente no intervalo entre 2,76-2,55 Ga, representando orogêneses e arcos continentais. No Supergrupo Itacaiúnas, os grupos Grão Pará e Salobo mostram idades mais antigas, em torno de 2,76 Ga, enquanto que os grupos Pojuca e Bahia têm idades de 2,73 e 2,75 Ga, respectivamente. Quanto ao ambiente de formação, Santos (2003) define os grupos Grão Pará e Salobo, juntamente com os complexos Luanga e Lago Grande, como uma bacia vulcanossedimentar continental.

Grainger *et al.* (2007) descrevem granitos mineralizados a ouro (por ex., Formiga) de idade neoproterozóica (~600 a 550 Ma). Segundo os autores, estes granitos estão relacionados, provavelmente, à formação do Cinturão de Dobramento Araguaia, de idade neoproterozóica, que trunca a margem leste do Cinturão Itacaiúnas.

2.2 A estrutura da província de Carajás

Rosière *et al.* (2004, 2005, 2006) e Lobato *et al.* (2005) apresentam proposta de evolução estrutural a partir da integração de dados obtidos em trabalhos de campo e interpretação com dados existentes, e interpretação de imagens de sensoriamento remoto, tais como Landsat ETM7, JERS-1 e modelo digital de terreno (SRTM). Os subitens a seguir (2.2.1 a 2.2.4), sobre a estrutura da Província Carajás, foram resumidos dos trabalhos acima citados.

O Supergrupo Itacaiúnas é constituída por seqüências vulcanossedimentares que experimentaram os efeitos de dobramento regional, falhamento transcorrente, metamorfismo de contato e/ou metassomatismo ao redor de domos graníticos, e alterações hidrotermais relacionadas a diversos eventos de mineralização. Estes eventos afetaram as seqüências de forma heterogênea, resultando no contato de litologias semelhantes, mas com graus distintos de alteração hidrotermal, metamorfismo de contato e intensidade de deformação.

Ainda não há consenso sobre a posição estratigráfica dos grupos Grão Pará, Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca e Igarapé Bahia. Por exemplo, os grupos Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca são seqüências vulcanossedimentares semelhantes que têm sido comparadas ao Grupo Grão Pará por alguns autores (*e. g.*, Lindenmayer e Fyfe 1992). Santos (2003) elaborou um resumo de dados geocronológicos que indicam que o Grupo Igarapé Pojuca é aproximadamente 30 Ma mais jovem que os grupos Grão Pará e Igarapé Salobo.

Lobato *et al.* (2005) e Rosière *et al.* (2006) concluem que, embora ainda não exista uma rigorosa correlação estratigráfica entre estas unidades, é provável que as mesmas tenham se desenvolvido em um único sistema de arco magmático em evolução. Cada uma das idades obtidas de deposição vulcanossedimentar está diretamente associada a plutonismo máfico e granitogênese de idades correspondentes, refletindo períodos de evolução do arco. Por outro lado, Grainger *et al.* (2007) consideram o Cinturão Itacaiúnas como uma bacia intracratônica, formada por rochas vulcânicas de idade em torno de 2,75 Ga que, por sua vez, são recobertas por seqüências vulcanossedimentares de idade aproximada de 2,68 Ga.

A estrutura dominante da serra dos Carajás é definida por Beisegel *et al.* (1973) como um sinclínório de aproximadamente 1000 km de comprimento e 100 km de largura, com eixo WNW-ESE. Araújo e Maia (1991) definiram o Cinturão de Cisalhamento, de orientação E-W, formado na porção norte pelos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento. O primeiro representa a descontinuidade mais destacada, com cerca de 130 km de comprimento (Pinheiro e Holdsworth 2000), e indicação cinemática predominantemente sinistral. Segundo Holdsworth e Pinheiro (2000), as deformações associadas à falha Carajás ocorreram a níveis crustais relativamente rasos (< 5 km), mas suas orientações seriam fortemente controladas por um *trend* de trama dúctil pré-existente nas rochas do embasamento (Pinheiro e Holdsworth 1997).

O domínio setentrional da falha contém corpos de minério de ferro dobrados, falhados e rotacionados, denominados N1 a N9 (Serra Norte), além de corpos de minério na serra Leste. Várias ramificações lítricas do tipo *splay*, de orientação N-S, controlam o posicionamento desses corpos. O domínio meridional inclui corpos de minério da serra Sul, denominados S1 a S45, mergulhando para norte. Estes compõem um flanco sul da estrutura, sem aparente basculamento ou rotação de blocos.

A análise das estruturas em macro- e meso-escalas (Rosière *et al.* 2005) indica uma superposição de eventos. Estes podem ser interpretados de forma errônea, em função da complexidade geológica, da escassez de afloramentos, em grande parte das áreas, e do pequeno volume de informação detalhada e de domínio público. Com a finalidade de entender a estrutura tectônica da Província de Carajás e sua importância na mineralização de ferro, os autores consideram necessário abordar o problema de duas formas distintas:

- análise crítica da seqüência estratigráfica e
- análise estrutural detalhada combinando dados de campo e sensoriamento remoto.

2.2.1 Arquitetura regional da dobra de Carajás

A continuidade regional das seqüências vulcanossedimentares na Província de Carajás apresenta uma estruturação aproximadamente N-S, dobrada, com o desenvolvimento de um sistema de eixo com caimento moderado, aproximadamente para WNW, intersectado por diversas falhas de orientação geral E-W, subparalelas ao plano axial (Fig.2.1). A Serra Sul corresponde, conseqüentemente, ao flanco sul de um par sinforme-antiforme em forma de “S”, denominado pelos autores de dobra de Carajás. A zona de charneira desta estrutura sinformal é angulosa e corresponde ao Plateau da Água Boa. A Serra Norte corresponde ao antiformal conjugado, cujos flancos foram estirados, sendo a zona de charneira desmembrada em diversos blocos, alguns rotacionados (Rosière *et al.* 2005).

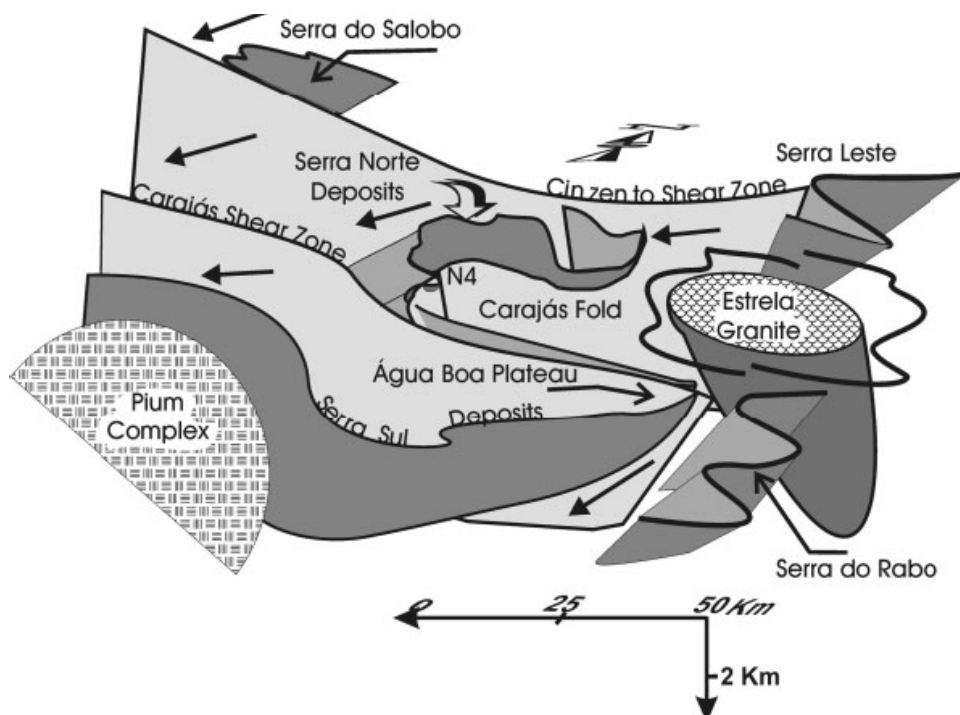


Figura 2.1 - Blocodiagrama esquemático mostrando a estrutura regional interpretada da Província Carajás e arredores; a escala horizontal é aproximada e a escala vertical é exagerada – a charneira mergulha entre 20 e 35° W. Esquema segundo Rosière *et al.* (2006).

2.2.2 Zonas de cisalhamento regionais

As zonas de cisalhamento Carajás e Cinzento têm caráter rúptil-dúctil, sendo comumente acompanhadas de silicificação das rochas por elas cortadas, e apresentam orientação entre E-W e ESE-NNW, subparalela ao plano axial das dobras E-W. Associada e restrita a essas zonas, ocorre ainda uma fina xistosidade penetrativa encontrada nas rochas metavulcânicas e metapelíticas. A Zona de Carajás apresenta cinemática sinistral e acompanha o flanco rompido que divide o par antiformal-siniformal que caracteriza a Dobra Carajás. Trata-se, provavelmente, do produto de amplificação da dobra durante os estágios tardios do encurtamento N-S. Similarmente, a Zona de Cisalhamento do Cinzento aparenta ter se desenvolvido ao longo de outro par antiformal-siniformal entre a serra Norte e serra do Salobo, com o flanco comum rompido e deslocado paralelamente ao plano axial.

2.2.3 Domos estruturais

A análise das estruturas regionais, registradas nas seqüências vulcanossedimentares em torno do Complexo Pium, indica que as unidades supracrustais envolvem o complexo magmático e metamórfico mais velho como um bloco resistente. Na serra Sul, na parte nordeste do complexo, grandes dobras isoclinais têm eixo com caimento para NW, orientação esta distinta do *trend* regional E-W dos corpos encontrados na porção mais oriental da serra. As unidades do Grupo Grão Pará, particularmente a Formação Carajás, encontram-se mais deformada nesta região, com estruturas planares subparalelas à Zona de Cisalhamento de Carajás. Esta variação na estruturação é, provavelmente, resultado de achatamento e rotação, no sentido horário, para a direção NW da seqüência, em função da interferência tectônica do dobramento contra a borda nordeste do bloco constituído pelas rochas do Complexo Pium.

Unidades supracrustais também envolvem o Complexo Estrela na porção oriental da região de trabalho, assim como outros corpos magmáticos ainda não caracterizados e comumente agregados de forma indiscriminada em torno do nome de Complexo Xingu, tanto na serra do Salobo quanto nas porções noroeste da região. Este fato fica particularmente ressaltado quando da análise das texturas das imagens de radar, que são completamente distintas daquelas dos granitos intrusivos Central Carajás, Seringa e Cigano, de idade 1,88 Ga.

2.2.4 Relação estrutura – Mineralização de ferro

Os corpos de minério de ferro de alto teor da Província de Carajás estão intimamente associados com as formações ferríferas do Grupo Grão Pará, embora quantidades

significativas de óxido de ferro ocorram associadas com outras rochas hospedeiras e comumente, mas não obrigatoriamente, associadas aos minérios Cu-Au e Au, incluindo as unidades máficas intercaladas como as formações ferríferas.

Os corpos de minério de ferro de Carajás pós-datam o metamorfismo e todos os eventos de dobramento e cisalhamento registrados na Província. Embora a relação da mineralização com as intrusões de granitóides de idade 1,88 Ga ainda não esteja claramente documentada, aparentemente não foram registrados quaisquer contatos intrusivos entre os plútons e os minérios. O maior corpo ígneo, entretanto, o chamado Granito Central Carajás, encontra-se próximo às áreas mais intensamente dobradas e cisalhadas da região e estas estruturas podem ter funcionado como condutos preparatórios e reservatórios para fluidos hidrotermais de origem magmática, em posição distal, e que são responsáveis pela mineralização.

Os corpos gigantes de alto teor da Serra Norte desenvolveram-se em zonas de maior permeabilidade, localizadas na zona de charneira de escala quilométrica do antifórme da Dobra Carajás. A formação ferrífera foi também rompida, desmembrada e duplicada através do falhamento que provocou adicionalmente translação e rotação de blocos (Fig. 2.1).

2.3 Geologia do Grupo Grão Pará

Na área dos depósitos de ferro estudados (serra Norte) afloram rochas do Grupo Grão Pará, sotopostas a carapaças lateríticas terciárias (Fig. 2.2). O Grupo Grão Pará (CVRD/AMZA 1972 *In* DOCEGEO 1988) foi dividido em 3 unidades por Beisiegel *et al.* (1973), assim originalmente descritas:

- Seqüência Paleovulcânica Inferior – representada por rochas vulcânicas máficas, hidrotermalmente alteradas e com feições primárias preservadas, tais como amígdalas e textura intergranular. As estruturas primárias sugerem a ocorrência de vários derrames e contribuições piroclásticas, que formam um corpo estratiforme em contato concordante com a Formação Carajás acima. Na mina N4, a espessura é inferida em mais de 150 m.
- Formação Carajás – formada por formações ferríferas bandadas e seus produtos de alteração, ocorre na forma tabular entre as rochas máficas. Quando observados, quase todos os contatos estratigráficos são concordantes. A Formação Carajás tem espessura média de 200-250 m na serra Norte e acima de 300 m na serra Sul e é cortada por diques e soleiras de rochas máficas.
- Seqüência Paleovulcânica Superior – formada por rochas vulcânicas básicas semelhantes àquelas da Seqüência Paleovulcânica Inferior, das quais se diferencia por intercalações lenticulares de formação ferrífera.

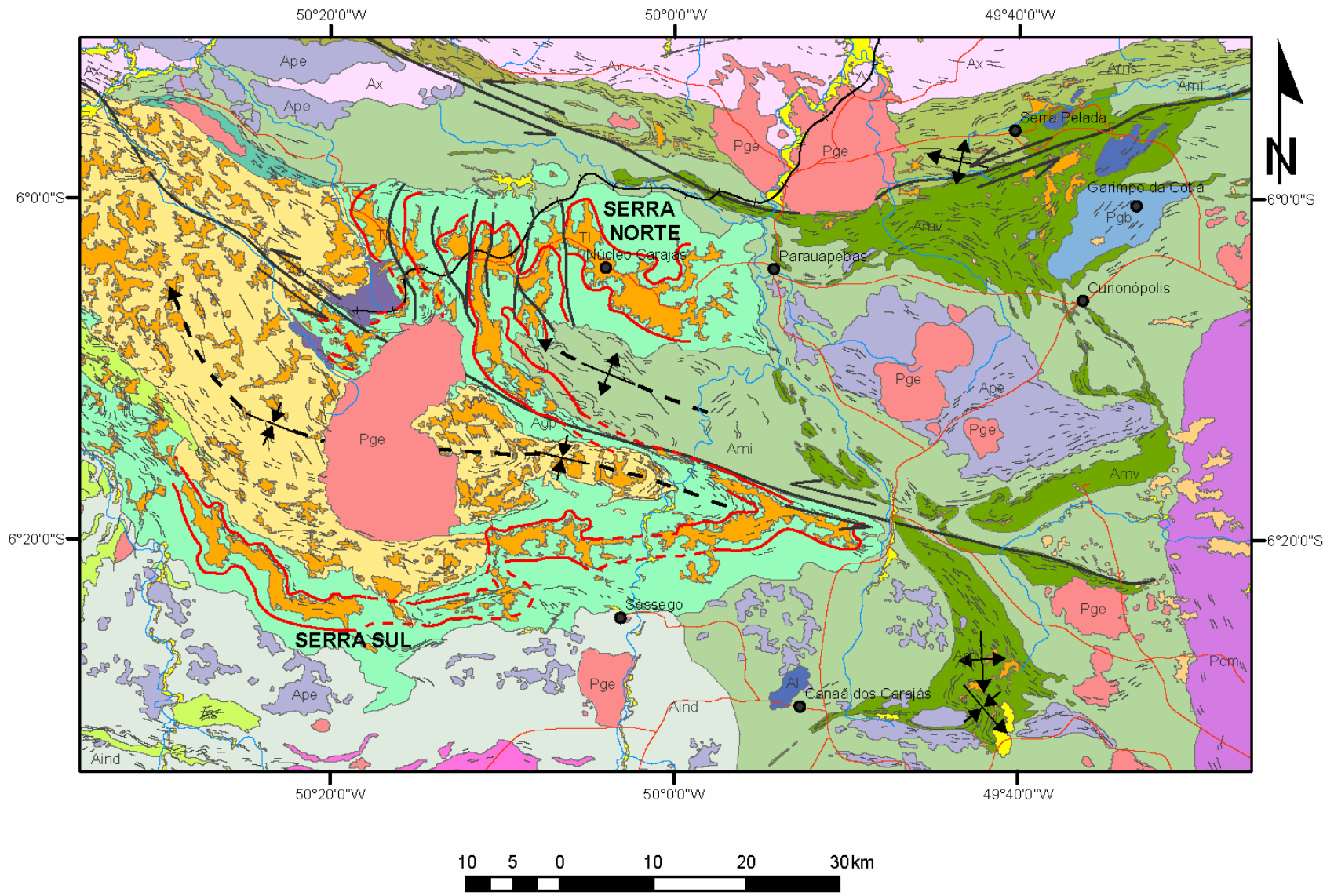
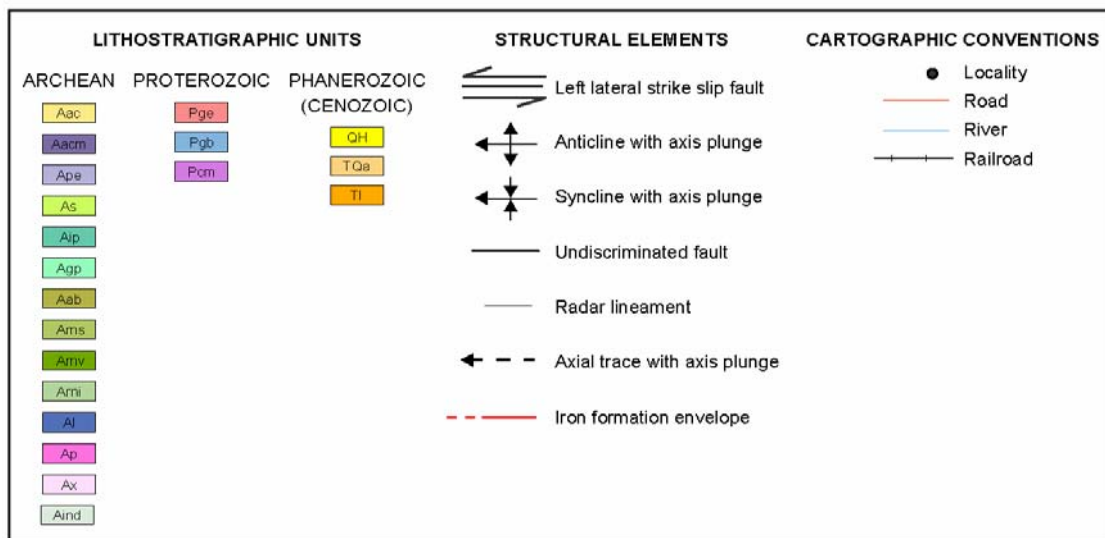


Figura 2.2



Cenozóico: QH - Quaternário-Holoceno: aluvião; TQa - Terciário-Quaternário: laterita e sedimentos; TI - Terciário: canga; Unidades Proterozóicas: Pcm - Supergrupo Araguaia; Pge: Granitos e granitóides paleoproterozóicos; Pgb - Gabros Paleoproterozóicos; Unidades Arqueanas: Aac - Formação Águas Claras: arenito arcoseano; Aacm - Formação Águas claras, unidade pelítica; Suíte granito-gnáissica Plaquê e Suíte Estrela; As - Grupo Sapucaia; Aip - Grupo Igarapé Pojuca; Agp - Grupo Grão Pará; Aab - Grupo Rio Bonito; Arni - Grupo Rio Novo indiviso; Arns - Grupo Rio Novo: Metassedimentos; Arnv - Grupo Rio Novo: rochas metavulcânicas, anfíbolitos, formações ferríferas bandadas; Al - Suíte Luanga: corpos intrusivos básicos e ultrabásicos; Ap - Complexo Pium: rochas granulíticas; Ax - Complexo Xingu; Aind - unidades arqueanas indiferenciadas.

Figura 2.2 - Mapa litoestrutural da Província Mineral de Carajás (Costa 2007), extraído de Rosière *et al.* (2006). Os depósitos de ferro estudados neste trabalho localizam-se na serra Norte e são recobertos por carapaças lateríticas do Terciário (TI).

As rochas das unidades inferior e superior ocorrem na forma de diversos derrames, representando um evento vulcânico submarino e mostram dois tipos petrográficos: a) rochas com granulação muito fina, sem fenocristais e textura intergranular, e b) rochas de granulação grossa, que em parte são faneríticas e, localmente, porfíricas (Hirata 1982).

A Seqüência Paleovulcânica Inferior é designada Formação Parauapebas (Rio Doce Geologia e Mineração 1984, *In* Meireles *et al.* 1984) e, além das feições já conhecidas – vulcanismo em diversos derrames basálticos, zonas amigdaloidais e textura porfírica – são observadas intercalações de rochas vulcânicas félsicas, com textura porfírica e matriz afanítica. Estas podem apresentar estruturas de fluxo e porções fragmentárias. Na porção basal da unidade, são descritas zonas subordinadas de rochas metassedimentares argilosas laminadas e rochas formadas por biotita e quartzo. As rochas vulcânicas félsicas são descritas por Gibbs *et al.* (1986) como riolitos em derrames homogêneos, lapilli tufos e tufos a cristal e vítreos. Os autores calculam que as rochas vulcânicas félsicas constituem cerca de 10-15% dos afloramentos de rochas vulcânicas na Serra Norte. Os basaltos da unidade inferior apresentam topos brechados e escoriáceos com clorita, quartzo, pirita e outros minerais secundários preenchendo amígdalas (Gibbs e Wirth 1990).

A Formação Carajás está em contato com a Formação Parauapebas e mostra intercalações entre as rochas vulcânicas máficas e a formação ferrífera bandada (Gibbs e Wirth 1990). A formação ferrífera bandada é descrita como jaspilito (Coelho 1980 *In* Beisiegel 1982) meso- e microbandado formado por bandas de jaspe e óxidos de ferro; jaspe é um *chert* impregnado por hematita microcristalina. Além do bandamento composicional, os jaspilitos de Carajás preservam outras estruturas deposicionais, tais como laminação interna plano-paralela, estruturas de escavação e preenchimento (*scour-and-fill*) e esferulitos/grânulos de provável origem orgânica (Meirelles 1986; Macambira 2003). Os jaspilitos formaram-se por precipitação química em plataformas marginais de águas rasas, em período de calma tectônica e perto de fumarolas com ampla distribuição areal (Lindenmayer *et al.* 2001). Descrições detalhadas sobre os jaspilitos foram feitas por Meirelles (1986), Lindenmayer *et al.* (2001), Klein e Ladeira (2002), Macambira (2003) e Figueiredo e Silva (2004).

A Seqüência Paleovulcânica Superior é designada Formação Igarapé Cigarra por Macambira *et al.* (1990 *In* Macambira 2003). De acordo com os autores a unidade é constituída por basaltos com intercalações de tufos recobertos por sedimentos clásticos (quartzo *wackes* e quartzo arenitos) e sedimentos químicos (FFB e *chert*), apresentando contato concordante com a Formação Carajás e espessura de 1-3 km. A Seqüência Paleovulcânica Superior é questionada por alguns autores, seja pelos litotipos que a compõem seja pela sua ocorrência como unidade pertencente ao Grupo Grão Pará. No primeiro caso, Gibbs *et al.* (1986) e Gibbs e Wirth (1990) denominam-na de Seqüência Superior, constituída por tufos, siltitos tufáceos, filitos, *cherts*, grauvacas e, subordinadamente, derrames máficos. No segundo caso, Meirelles (1986), Meirelles e Dardenne (1991) e Lindenmayer *et al.* (2001) consideram as relações de topo e base das rochas vulcânicas com os jaspilitos como de caráter estrutural, questionando seu valor estratigráfico. Teixeira (1994) e Teixeira *et al.* (1997) consideram somente as formações Parauapebas e Carajás como pertencentes ao Grupo Grão Pará; a seqüência vulcanossedimentar superior pertenceria ao Grupo Igarapé Bahia, posicionado logo acima do Grupo Grão Pará.

Diques e *sills* de gabro e diabásio cortam as unidades anteriormente descritas (Tolbert *et al.* 1971; Beisiegel *et al.* 1973; Meirelles 1986; Lindenmayer *et al.* 2001; Macambira 2003).

Sobre a Formação Igarapé Cigarra está depositado um pacote de siltitos com intercalações de folhelhos e níveis arenosos subordinados, cuja posição estratigráfica não tem consenso ainda. Macambira *et al.* (1990 *In* Macambira 2003) consideram este pacote como topo do Grupo Grão Pará, designando-o de Formação Igarapé Boa Sorte. Nogueira *et al.* (1995) posicionam este pacote sedimentar na base da Formação Águas Claras, depositada discordantemente sobre o Grupo Grão Pará.

A idade do vulcanismo da unidade inferior do Grupo Grão Pará é determinada em 2758 ± 39 Ma, por meio de análises U-Pb em zircões de riolitos pertencentes à Formação Parauapebas, feitas por Wirth *et al.* (1986). Esta idade é ratificada por análises de U-Pb em zircões de riodacitos da mesma unidade feitas por Machado *et al.* (1991), que forneceram idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2759 ± 2 Ma.

Trendall *et al.* (1998) dataram rochas do Grupo Grão Pará e da Formação Águas Claras, pelo método U-Pb/SHRIMP em zircões. Na primeira unidade, riolitos associados ao vulcanismo inferior forneceram idades de extrusão entre 2760 ± 11 Ma e 2757 ± 7 Ma; um *sill* de dolerito forneceu idade de 2740 ± 8 Ma. Entretanto, segundo Z. G. Lindenmayer (informação verbal, 2004), o segundo litotipo pertence às rochas vulcânicas superiores. Arenitos da Formação Águas Claras apresentam duas populações de zircões. A população principal forneceu idade de 2681 ± 5 Ma, interpretada pelos autores como a idade do vulcanismo sindeposicional às rochas sedimentares.

Krymsky *et al.* (2002) dataram zircões (método U-Pb) provenientes da mesma amostra de rocha vulcânica félsica analisada por Trendall *et al.* (1998). A idade obtida de 2751 ± 4 Ma foi interpretada como a idade de cristalização da rocha vulcânica.

CAPÍTULO 3

AS ROCHAS MÁFICAS DO GRUPO GRÃO PARÁ E A MINERALIZAÇÃO DE FERRO

Este capítulo apresenta, primeiramente, um resumo dos trabalhos publicados sobre as rochas máficas do Grupo Grão Pará, com ênfase na caracterização petrográfica e geoquímica das mesmas. Em seguida, há um resumo dos trabalhos publicados sobre a mineralização de ferro em Carajás. Por último, há a descrição da relação entre as rochas máficas e os depósitos de ferro na área estudada.

3.1 Trabalhos anteriores sobre as rochas máficas do Grupo Grão Pará

Estudos de petrografia e geoquímica das rochas máficas são apresentados por Beisiegel *et al.* (1973), Lopes e Villas (1983), Gibbs *et al.* (1986), Meirelles (1986), Meirelles e Dardenne (1991), Teixeira (1994), Teixeira *et al.* (1997) e Macambira (2003). A maioria dos trabalhos citados e a tese aqui apresentada concentram-se no estudo do vulcanismo máfico do Grupo Grão Pará. As seguintes feições vulcânicas são observadas pelos autores: texturas intergranular, variolítica, *quenching*, glomeroporfirítica e subofítica; plagioclásio com núcleos ocos e cauda de andorinha; amígdalas; estruturas de fluxo; *fiammes*; vesículas e vidro vulcânico (*shards*).

O ambiente submarino do vulcanismo é evidenciado pela presença de hialoclastitos (Hirata *et al.* 1982), intercalações com formações ferríferas, presença de lavas almofadadas, evidências de espilitização (Meirelles 1986) e valores de isótopos de oxigênio que, segundo Teixeira (1994), sugerem alteração por água do mar. Villas e Santos (2001) também observam os efeitos de alteração hidrotermal submarina sobre as seqüências metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, especialmente sobre as rochas dos grupos Grão Pará e Igarapé Bahia.

Teixeira (1994) apresenta análises de química mineral executadas em cristais ígneos de clinopiroxênio e plagioclásio, pertencentes a rochas máficas de N4. O clinopiroxênio mostra-se geralmente zonado, com núcleos ricos em Mg e bordas ricas em Fe. Os fenocristais de plagioclásio foram quase completamente substituídos por albita e sericita, e os cristais reliquias têm em torno de 46% de anortita (An ~ 46%).

Análises químicas de rocha total, executadas por Lopes e Villas (1983), Gibbs *et al.* (1986), Meirelles (1986) e Teixeira (1994), levaram os autores a classificá-las como basaltos e andesitos basálticos, de afinidades toleítica e cálcio-alcálica, e traquiandesitos de afinidade shoshonítica.

Em geral, é difícil fazer a distinção entre as rochas máficas vulcânicas e os diques/*sills* apenas através de observação visual. Quando descritas por Tolbert *et al.* (1971), as rochas máficas da área de Itacaiúnas foram todas agrupadas em um único conjunto de rochas extrusivas, intrusivas e diques. Os autores escrevem que na Serra Norte há diques e *sills* máficos e rochas máficas, cujas relações com a formação ferrífera não estavam claras e, até os dias atuais, as dúvidas quanto a estas relações persistem. Meirelles (1986) usa o termo “rochas metabásicas” para descrever rochas vulcânicas e “possíveis” níveis básicos intrusivos – diques ou *sills* (as aspas são do autor), sem discriminá-los. Teixeira (1994) exclui as rochas vulcânicas do topo da seqüência e considera o Grupo Grão Pará formado apenas pelos derrames da base e as formações ferríferas, ambos invadidos por diques e *sill* de quartzo diorito. Lindenmayer *et al.* (2002) fazem um estudo comparativo da alteração hidrotermal entre as rochas intrusivas máficas dos depósitos Gameleira, Igarapé Bahia e Serra Sul da Província de Carajás e consideram-nas muito semelhantes entre si em composição, textura e granulação, inclusive com as intrusivas de N4E da Serra Norte e com um *sill* da Formação Águas Claras. Os autores discutem a dificuldade de distinguir as rochas intrusivas das rochas vulcânicas, pois os corpos estudados não mostram evidências de campo seguras que permitam classificá-los como intrusivos.

No presente trabalho, nem sempre é possível fazer a distinção entre basalto e gabro apenas com base na petrografia. Alguns basaltos apresentam aumento no tamanho de grão no interior do derrame e os gabros, por sua vez, têm bordas com cristais finos. Entretanto, os elementos traço e os elementos terras raras de ambas rochas mostram comportamento distinto, podendo-se separá-las através da geoquímica de rocha total (Capítulo 5 – Geoquímica).

A questão do metamorfismo regional sobre as rochas do Grupo Grão Pará é controversa. Alguns autores afirmam que houve metamorfismo de fácies xisto verde, enquanto que para outros as rochas foram afetadas somente por alteração hidrotermal. Beisiegel *et al.* (1973) e Beisiegel (1982) afirmam que as rochas máficas foram afetadas por atividade hidrotermal de baixa temperatura, com intensa cloritização, interpretada como autometamorfismo ou metassomatismo. Lopes e Villas (1983) afirmam que não há evidências claras de metamorfismo regional nas rochas do Grupo Grão Pará e, sim, efeitos de alteração hidrotermal. Gibbs *et al.* (1986) e Gibbs e Wirth (1990) escrevem que as associações minerais das rochas máficas indicam condições metamórficas de baixo grau. Meirelles (1986) faz um estudo petrográfico e geoquímico das rochas máficas, considerando-as afetadas por alteração hidrotermal de fundo oceânico, que o autor denomina de metamorfismo hidrotermal (espilitização). Teixeira (1994) e Teixeira *et al.* (1997) afirmam que as rochas foram afetadas por metamorfismo de fácies xisto verde baixo, atestada por albitização e sericitização do

plagioclásio, uralitização do clinopiroxênio e cloritização do anfibólio nos basaltos. Lindenmayer *et al.* (2001) classificam as formações ferríferas da Serra Norte como não metamorfisadas, compostas predominantemente por hematita esferulítica e quartzo microcristalino. Macambira e Schrank (2002) e Macambira (2003) fazem um estudo sobre o metamorfismo nestas rochas; devido à preservação de texturas e minerais primários e à ausência de foliação os autores chegam à conclusão que os minerais de fácies xisto verde presentes resultam de alteração hidrotermal. Quando ocorre, a foliação associa-se a planos de falha e não à deformação associada a metamorfismo regional. Estes autores também registram a ausência de metamorfismo nas rochas sedimentares das formações Igarapé Cigarra, Igarapé Boa Sorte e Águas Claras. Zucchetti e Lobato (2004), com base na preservação dos minerais formados pela alteração da água do mar e na presença de foliação e deformação discretas, sugerem que as rochas máficas foram afetadas por metamorfismo de muito baixo grau (anquimetamorfismo).

No presente trabalho, com base em estudos petrográficos e de química mineral, conclui-se que as rochas do Grupo Grão Pará experimentaram (Capítulo 4 – Petrografia):

- 1) alteração hidrotermal da água do mar,
- 2) metamorfismo regional de fácies xisto verde, definido seguindo-se recomendação do International Union of Geological Sciences Commission on Systematics in Petrology (IUGS/SCMR, Árkai *et al.* 2003) e
- 3) alteração hidrotermal relacionada à mineralização de ferro.

Meirelles (1986) e Meirelles e Dardenne (1991) descrevem a espilitização das rochas máficas e indicam mudanças químicas como: a) empobrecimento em CaO, refletido na escassez de associações com epidoto e calcita; b) adição de MgO e H₂O, observada na ampla cloritização e c) adição de CO₂.

Estudando variações geoquímicas e de isótopos de oxigênio em andesitos basálticos e quartzo dioritos, Teixeira (1994) e Teixeira *et al.* (1997) definem dois estágios de alteração hidrotermal, denominados de Estágio I e Estágio II. O primeiro, arqueano, afetou apenas as rochas vulcânicas e envolveu infiltração pervasiva da água do mar, provocando adição de Fe, Mg e Y nos andesitos basálticos. O Estágio II restringiu-se às zonas de fratura, afetando os diques e *sills* quartzo dioríticos e as rochas vulcânicas, provocando enriquecimento e empobrecimento de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$), perda de Si, Ca, Na e V e ganho de P e Zr. O segundo estágio ocorreu, provavelmente, no paleoproterozóico e foi causado por águas meteóricas aquecidas pela colocação do Granito Central de Carajás.

Com base em geoquímica de rocha total, Lindenmayer (1992) separa o Grupo Grão Pará em três unidades vulcânicas: (a) unidade inferior composta por basaltos (Mg_nO = 0,41-0,42;

$K_2O = 0,37-0,78 \%$; $TiO_2 = 1,0-1,5 \%$; $Ba = 290-396 \text{ ppm}$); (b) unidade intermediária constituída por basaltos e basaltos andesíticos ($Mg_nO = 0,44-0,54$; $K_2O = 1,0-1,17 \%$; $TiO_2 = 0,80-0,85 \%$; $Ba = 213-636 \text{ ppm}$) e (c) unidade superior formada por basaltos andesíticos ($Mg_nO = 0,45-0,53$; $K_2O = 2,30-3,22 \%$; $TiO_2 = 0,76-0,97 \%$; $Ba = 1736-1847 \text{ ppm}$). De acordo com a autora, a Formação Parauapebas é constituído por toleióitos continentais, enriquecidos em elementos de grande raio iônico, à semelhança dos basaltos continentais, e extravasados próximos ao rifte, em zona de crosta continental mais fina.

Resultados preliminares das pesquisas realizadas durante a Tese de Doutorado estão publicados em Zucchetti e Lobato (2004, 2005), Lobato *et al.* (2005a) e Zucchetti *et al.* (2006, 2007). Os trabalhos apresentam petrografia, classificação das rochas máficas pré- e pós- alteração hidrotermal hematítica, dados de química mineral e caracterização geoquímica de acordo com os eventos de metamorfismo, alteração hidrotermal e provável ambiente geotectônico. Os dados das publicações acima citadas são apresentados a seguir, nos capítulos 4, 5 e 8.

3.2 A mineralização de ferro de Carajás

Os depósitos de ferro da Serra dos Carajás foram descobertos em agosto de 1967 por geólogos da Companhia Meridional de Mineração, subsidiária da United States Steel Corporation, e depois passaram para a Amazônia Mineração S. A., formada pela Companhia Meridional de Mineração e pela Companhia Vale do Rio Doce (Tolbert *et al.* 1971).

Os depósitos de ferro da Formação Carajás estão entre os maiores do mundo, com reservas de 17,3 bilhões de toneladas e com teor $> 64\%$ de ferro (Guedes *et al.* 2002). Trabalhos detalhados dedicados à caracterização do minério de ferro em Carajás são poucos e recentes, podendo-se citar Lopes (1997 *In* Figueiredo e Silva 2004), Guedes *et al.* (2002), Macambira (2003) e Figueiredo e Silva (2004); trabalhos que tratam diretamente sobre o minério de ferro, resultantes das pesquisas do subprojeto Ferro Carajás, são de Lobato *et al.* (2004), Rosière *et al.* (2004), Rios *et al.* (2004), Rosière *et al.* (2005), Lobato *et al.* (2005a, b), Rosière *et al.* (2006).

Para Tolbert *et al.* (1971), o minério de ferro formou-se pela lixiviação da sílica das formações ferríferas por águas meteóricas, que resultou no enriquecimento residual dos óxidos de ferro e na formação dos atuais corpos de minério. Entretanto, Beisiegel *et al.* (1973) propõem uma origem hipogênica para a hematita compacta com substituição metassomática do quartzo, baseados na associação de lentes de hematita compacta com diques de rocha básica, sugerindo que a ação magmática forneceu calor ao processo metassomático; nas áreas com controle estrutural, onde a deformação foi mais intensa, o calor necessário teria resultado

de deformação tectônica. Para os minérios friáveis, os autores propõem o enriquecimento supergênico. Origem supergênica também é defendida por Dardenne e Schobbenhaus (2001), para os quais o minério formou-se pela atuação dos mecanismos de alteração laterítica que provocaram dessilicificação (lixiviação supergênica da sílica) dos jaspilitos e uma concentração residual da hematita.

Os minérios de ferro de alto teor ocorrem na forma de corpos tabulares de hematita friável que contêm lentes de hematita compacta (Guedes *et al.* 2002) e são constituídos por hematita, magnetita martitizada e, localmente, carbonato, sendo cortados por veios/vênulas de quartzo e carbonato (Figueiredo e Silva 2004). Os corpos de hematita friável (hematita mole – HM) ocorrem na forma pulverulenta muito fina e na forma de bandas milimétricas de hematita lamelar muito fina intercalada com hematita pulverulenta.

Segundo Guedes *et al.* (2002), os corpos de hematita compacta, também denominada de hematita dura (HD), ocorrem principalmente perto do contato com rochas vulcânicas inferiores e são envolvidos por auréola de carbonato de alteração hidrotermal. Os contatos são concordantes e geralmente abruptos, podendo ocorrer, localmente, contatos gradacionais e interdigitados. Perto dos contatos, as rochas vulcânicas estão alteradas e parcialmente hematitizadas (com \pm magnetita), apresentando brechas hidráulicas, *vugs* preenchidos por carbonato, quartzo, caulinita e hematita microlamelar, veios de quartzo-hematita e agregados fibrosos de clorita. No topo dos corpos de minério, perto do contato com as rochas vulcânicas superiores, veios com quartzo sacaroidal são mais comuns do que veios com dolomita.

De acordo com Guedes *et al.* (2002), a gênese do minério associa-se a dolomitização hidrotermal com desenvolvimento contemporâneo de magnetita. A precipitação de dolomita e outros carbonatos teria substituído o *chert* original e produzido minérios dolomíticos; os corpos relativamente pequenos de minério compacto sendo, provavelmente, o produto final da remoção do *chert* da FFB. Um intenso intemperismo tropical posterior promoveu a lixiviação de carbonato tanto da FFB quanto do minério, resultando no desenvolvimento do minério friável a partir da concentração residual de hematita. Um segundo estágio de dolomitização, sob maiores pressões de fluido, teria precipitado os carbonatos em veios e *vugs*, e produziu a formação localizada de brechas.

Em seu trabalho sobre as formações dos depósitos hematíticos de alto teor, Beukes *et al.* (2002) classificam o minério de ferro de Carajás como depósitos hidrotermais supergênicamente modificados, onde o minério de hematita friável formou-se pelo enriquecimento supergênico da formação ferrífera previamente alterada hidrotermalmente, nas proximidades dos corpos de hematita compacta hidrotermal de alto grau.

Dalstra e Guedes (2004) comparam diversos depósitos de hematita de alto teor hospedados em FFB no mundo e os consideram como um grupo genético coerente. Os depósitos são divididos, de acordo com a temperatura e a profundidade de formação do minério, em depósitos profundos (Krivoy Rog/Ucrânia), intermediários (Mount Tom Price/Austrália) e rasos (Carajás). O modelo genético proposto envolve lixiviação hidrotermal de sílica da formação ferrífera e introdução de carbonatos de Ca, Fe e Mg, seguidos de lixiviação dos carbonatos por processo supergênico para formar o minério de hematita de alto teor.

Segundo Lobato *et al.* (2005a), a mineralização de ferro se desenvolveu no Paleoproterozóico sobre rochas exumadas da seqüência metavulcanossedimentar arqueana. A preparação estrutural arqueana aumentou a permeabilidade das rochas, permitindo e facilitando o fluxo de fluido mineralizador em ferro e o desenvolvimento diferenciado de corpos de alto teor.

O conjunto de dados obtidos permite aos autores propor que um único fluido mineralizador em ferro era predominantemente rico em $H_2O-Fe-CO_2$, relativamente redutor (f_{O_2} no equilíbrio com magnetita) e mais quente que as rochas encaixantes. O fluido continha espécies como $S\pm U\pm Au$ e interagiu com as rochas encaixantes ao longo de canais de fluxo de fluido em regime de deformação rúptil-dúctil, em condições crustais epitermais. A força motora, capaz de gerar esses depósitos de ferro de classe mundial, foi um sistema hidrotermal ígneo, relativamente raso. Dessa forma, os depósitos de ferro de Carajás poderiam representar um membro de baixa temperatura do sistema hidrotermal óxidos de ferro-cobre-ouro (*iron oxide-copper-gold deposits-IOCG*) da província, envolvendo fluidos de origem ígnea, como também, possivelmente, de origem meteórica.

3.3 Relação entre as rochas vulcânicas máficas e a mineralização de ferro na região da Serra Norte

Na Província Mineral de Carajás, há algumas sugestões acerca da participação das rochas máficas no processo mineralizador do ferro. Beisiegel *et al.* (1973) deduzem origem hipogênica para corpos de hematita compacta a partir de sua associação com rochas máficas intrusivas e acrescentam: "... os inúmeros diques de intrusiva básica que cortam, discordantemente, o minério nas galerias, estão quase invariavelmente associados com pequenas lentes de hematita compacta que acompanham o contato da capa desses diques ...".

Teixeira (1994) e Teixeira *et al.* (1997) descrevem a relação entre as rochas máficas e o minério de ferro, observando que aquelas localizadas perto do contato com a formação

ferrífera bandada mostram forte cloritização, acompanhada de Fe-metassomatismo, com clorita atingindo até 90% da proporção modal e com hematita substituindo plagioclásio. Estas rochas apresentam as mudanças químicas mais drásticas observadas pelos autores, com perda de Si, Ca e Na e ganho de Fe e Mg. Uma feição peculiar observada na zona de contato é a presença de diminutos cristais tardios de zircão, geralmente agrupados em prismas dispostos de forma randômica dentro de mobilizados félsicos.

Guedes (2002) descreve auréolas de alteração hidrotermal, brechas hidráulicas hidrotermalizadas e venulações de hematita e caulim em *stockwork* nas rochas vulcânicas/subvulcânicas em contato com minério compacto. O autor também observa que a alteração hidrotermal causou, principalmente, hematitização, cloritização e carbonatação nas rochas máficas encaixantes do minério compacto. Dalstra e Guedes (2004) descrevem alteração metassomática nas rochas máficas de N4E, com formação de clorita, carbonato e hematita, aumento de Mg e Fe e diminuição de SiO₂ e Ca, relacionados a cloritização e deformação progressivas. O enriquecimento em Fe e/ou empobrecimento em sílica restringem-se a 15 m da zona de minério, enquanto a diminuição de Ca e Na estende-se até 75 m abaixo da zona de minério.

De acordo com Domingos (2005), há dois tipos de contatos das rochas máficas vulcânicas com minério de ferro e jaspilito:

(a) contatos concordantes: observados em contatos das rochas vulcânicas com jaspilito e com minério de ferro. Apresentam-se geometricamente ondulados, com mergulhos entre 20-30° e direções variadas. Este tipo de contato predomina no depósito N4. Onde a camada de minério está dobrada, os contatos concordantes são ondulados, acompanhando as dobras do minério adjacente.

(b) contatos discordantes: são contatos por falha, sendo observados nos contatos das rochas vulcânicas com o minério de ferro. Nas rochas vulcânicas adjacentes aos contatos por falha, o autor observa a presença quase constante de foliação paralela aos planos de falha. Uma característica comum aos planos das falhas entre rochas vulcânicas e minério é a presença de preenchimento de finas lâminas de argila. Estas apresentam *slickensides*, com várias direções de caimento que dificultam a determinação de alguma direção predominante.

No tocante às mineralizações de óxidos de ferro Cu-Au de Carajás (IOCG), a participação das rochas máficas é debatida por Lindenmayer *et al.* (2002). De acordo com os autores, nos depósitos de Cu-Au de Gameleira e Igarapé Bahia e ferro da Serra Sul, corpos máficos intrusivos controlaram os processos físicos de canalização dos fluidos hidrotermais.

No presente trabalho, observa-se que, quando em contato com a zona de minério, as rochas máficas mostram substituição completa por clorita e hematita e são cortadas por veios com hematita (Fig. 3.1a-d).

Lobato *et al.* (2005a) sugerem que o fluxo principal do fluido hidrotermal ocorreu ao longo dos contatos originais entre o jaspilito e a rocha máfica, já que a hematitização dessas rochas se dá a partir dos mesmos. A difusão lateral do fluido para dentro do jaspilito foi intensa e de grande volume, enquanto que para o interior das rochas máficas foi bem mais restrita. Isso pode estar associado não só à maior reatividade do jaspilito ao tipo de fluido, como também à diferença de comportamento reológico entre esses dois tipos rochosos; o movimento de fluido é facilitado em uma rocha bandada, e de trama natural heterogênea, do que em rochas vulcânicas de trama isotrópica. Os diques/*sills* têm o mesmo papel, facilitando a passagem do fluido através de seus planos de contato. Os contatos por falhas também têm importante papel na passagem do fluido mineralizador, como descrito por Lobato *et al.* (2005a) e Rosière *et al.* (2006).

Nos locais mais distantes dos contatos basalto-jaspilito, a difusão do fluido hidrotermal nas rochas máficas ocorreu através de porções permeáveis, tais como:

- camadas de rochas vulcanoclásticas (Fig. 4.1),
- camadas amigdaloidais intercaladas nos derrames (Fig. 4.3).

Em testemunhos de sondagem estudados neste trabalho, são observados basaltos afetados pela alteração hidrotermal distantes até 88 m da zona do minério. Esta distância é variável e observam-se comumente intercalações entre camadas de basalto e camadas de minério, formando uma interdigitação ou os corpos de minério ocorrem na forma de lentes dentro dos derrames máficos (Figs. 3.2 e 3.3). Perto da superfície, são observadas ilhas de rocha máfica preservada envolvidas por porções da mesma rocha, porém afetada pela alteração hidrotermal a clorita e hematita. O intemperismo posterior ressaltou as diferenças entre a rocha sã e a rocha hidrotermalmente alterada (Fig. 3.1e).

Os depósitos de ferro da Serra Norte apresentam algumas características distintas entre si. A seguir, apresenta-se um resumo das características das jazidas N4E, N4W e N5 extraído de Lobato *et al.* (2005a).

O depósito N4E apresenta minério friável de alto teor (HM), laminado, com diversos corpos irregulares de jaspilito. Pequenos corpos de minério compacto de alto teor (HD) ocorrem em meio ao minério friável. Na porção leste do domínio norte, junto ao contato inferior da seqüência jaspilito-minério, a rocha máfica encontra-se hematitizada, correspondendo ao chamado minério de baixo teor (MBT). No domínio sul, o minério apresenta carbonato e lentes de manganês (Fig. 1, Anexo1).

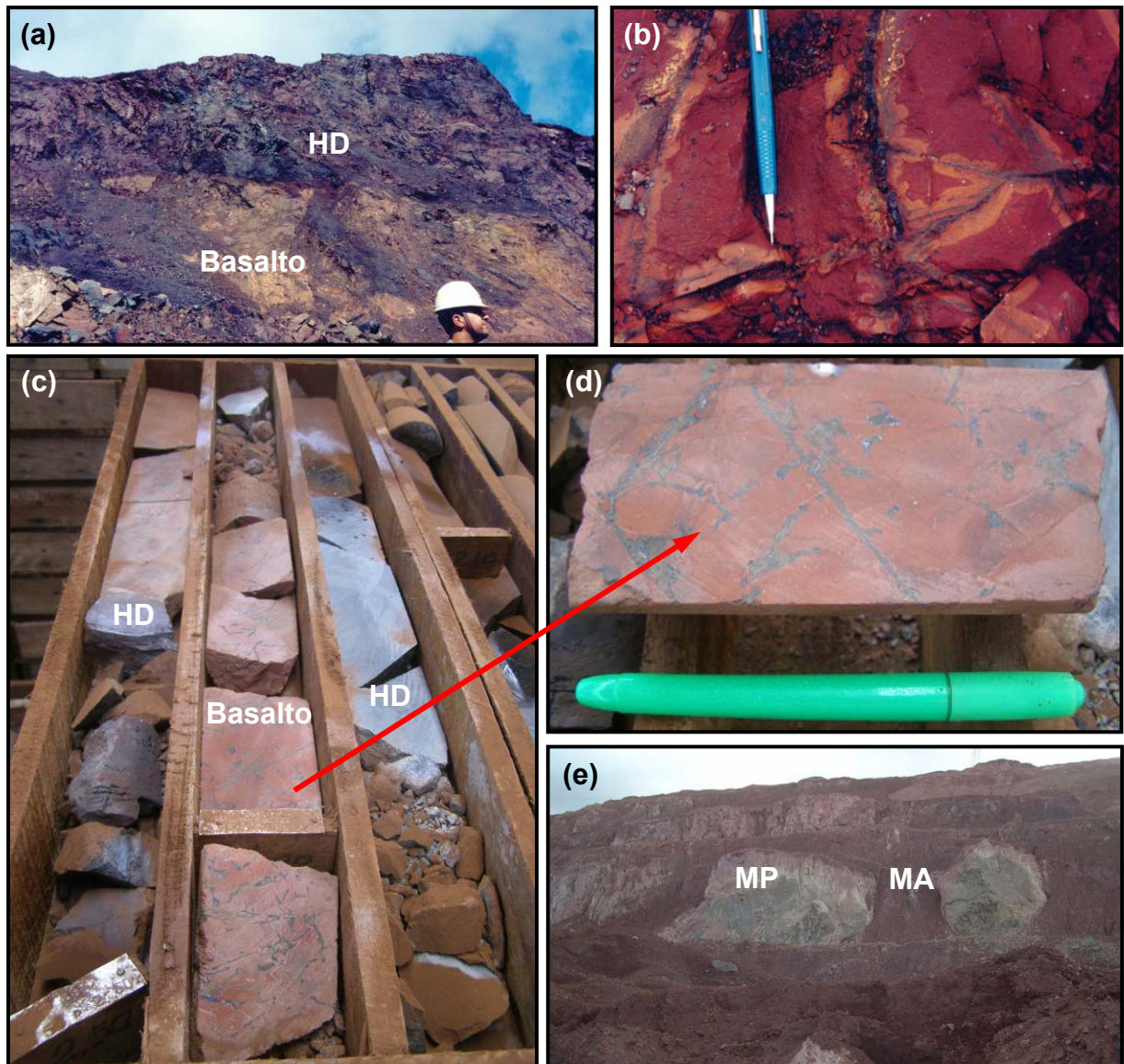


Figura 3.1 - (a) Contato da rocha vulcânica máfica com minério compacto de alto teor (HD), depósito N4E; (b) Basalto substituído por clorita e hematita, cortado por veios preenchidos por hematita, depósito N4E; (c) Nível de basalto entre duas camadas de minério compacto, depósito N5EF571; (d) Detalhe da foto anterior: basalto substituído por clorita e hematita, cortado por veios preenchidos por hematita; (e) Ilhas de rocha máfica preservada (MP) envolvidas por rocha máfica alterada hidrotermalmente (MA), esta última provavelmente é constituída por clorita e hematita.

No depósito N4W predomina minério friável pulverulento, minério compacto é escasso e ocorrem diversos corpos ricos em manganês. Observa-se contato gradacional entre minério friável e jaspilito, caracterizado por aumento de teor de sílica no minério (Fig. 2, Anexo1).

O depósito N5 apresenta características bastante distintas de N4, com jaspilitos e minério de alto teor totalmente envolvidos pelas rochas vulcânicas máficas. O minério predominante é do tipo compacto. Minério friável apresenta-se interdigitado com jaspilito, observando-se continuidade do bandamento entre ambos (Fig. 3, Anexo1).

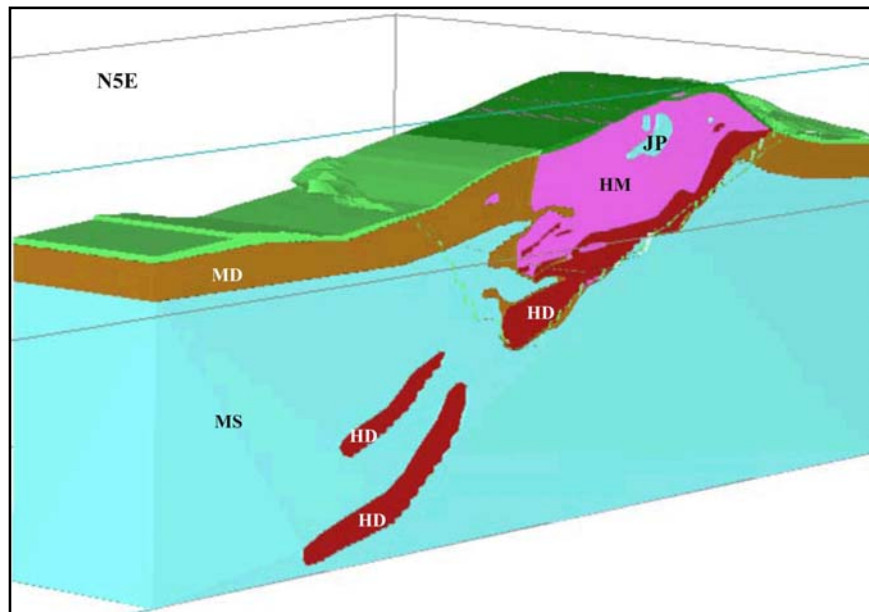
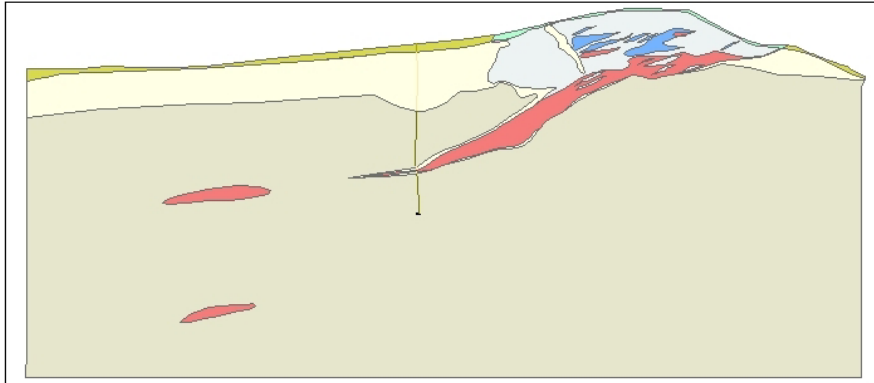


Figura 3.2 - Seção geológica de N5E mostrando o minério em corpos lenticulares dentro dos derrames máficos. Um corpo de jaspilito (JP) está envolvido por minério friável de alto teor (HM), este faz contato com minério compacto de alto teor (HD), que por sua vez é totalmente envolvido por rocha máfica saudável e decomposta (MS e MD); fonte CVRD/GAJAN. Figura extraída de Lobato *et al.* (2005a).

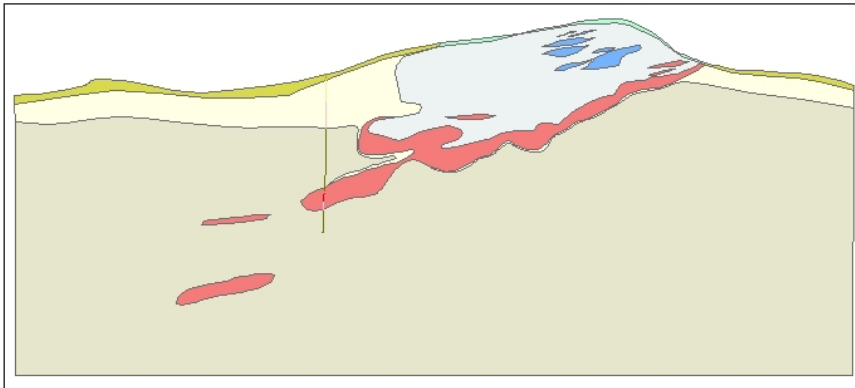
Furo 508



(a)

DEPÓSITO N5E

Furo 523

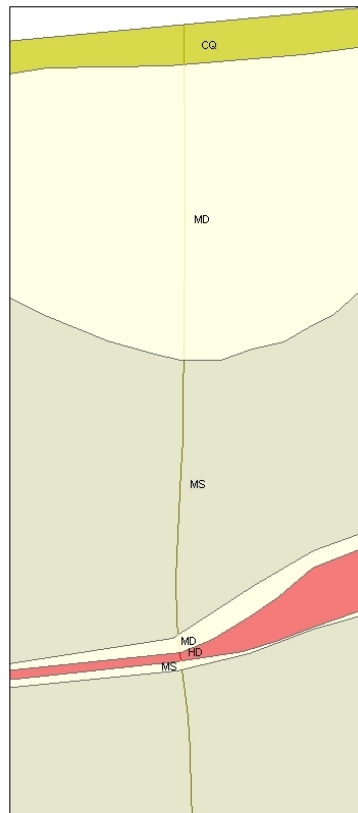


Legenda

- CM Canga de Minério
- CQ Canga Química
- HD Hematita Dura
- HM Hematita Mole
- JP Jaspilito
- MBT Minério de Baixo Teor
- MD Máfica Decomposta
- MS Máfica Sã



Furo 508



Furo 523

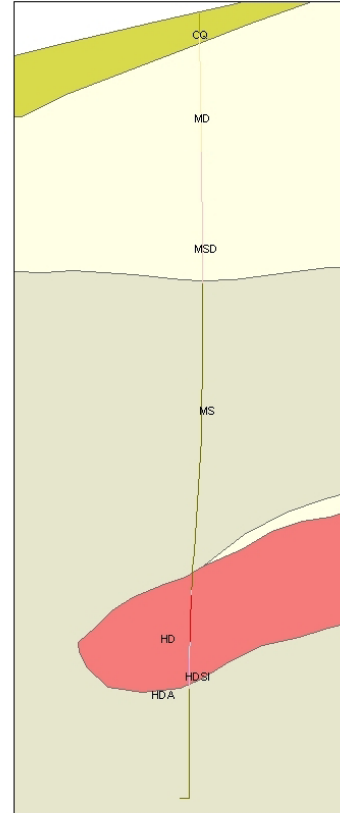


Figura 3.3 - (a) Seção geológica do depósito de ferro N5E, mostrando a relação entre as rochas máficas e o minério de ferro; (b) Detalhe dos testemunhos de sondagem furo 508 e 523 do depósito N5E (fonte: CVRD).

CAPÍTULO 4

PETROGRAFIA

A seqüência máfica vulcânica do Grupo Grão Pará é composta por basaltos em derrames maciços e vesiculares com intercalações de rochas vulcanoclásticas. Subordinadamente, ocorrem gabros, diques de diabásio e raras intercalações de *chert* e rochas pelíticas. Os derrames podem ser individualizados por: (a) lavas homogêneas, que transicionam para lavas amigdaloidais, (b) níveis de granulação média com bordas de grã fina, (c) intercalações com *chert* e (d) intercalações com rochas vulcanoclásticas.

A associação das rochas máficas com jaspilitos e presença de hialoclastito (Hirata et al. 1982) indicam ambiente submarino. Meirelles (1986) e Meirelles e Dardenne (1991) denominam a interação entre a água do mar e as rochas máficas do Grupo Grão Pará de metamorfismo oceânico. Entretanto, de acordo com Honnorez (2003), metamorfismo de fundo oceânico e alteração hidrotermal submarina são variações na intensidade de um mesmo processo de reações hidrotermais entre rochas máficas e soluções hidrotermais evoluídas a partir da água do mar. As variações correspondem a tipos de reações entre rocha e água do mar (a) hidrotermais distais e (b) não pervasivas (metamorfismo) e proximais e pervasivas (alteração hidrotermal). Assim, neste trabalho, a interação entre as rochas máficas e a água do mar é assumida como alteração hidrotermal submarina.

Nos basaltos do Grupo Grão Pará, a alteração hidrotermal pela água do mar provocou mudanças texturais e mineralógicas parciais. Subseqüentemente, um metamorfismo regional de fácies xisto verde afetou toda a seqüência vulcanossedimentar. Este evento causou apenas recristalização parcial dos minerais pré-existentes, ígneos ou hidrotermais, sem provocar mudanças composicionais. Por último, a alteração hidrotermal relacionada ao evento mineralizador de ferro também afetou as rochas máficas, resultando na formação de clorita e hematita como os principais minerais de alteração.

A alteração hidrotermal dos basaltos produziu zonas ou halos hidrotermais, que são descritos no Capítulo 5, item 5.1.1 (Fig. 5.3). Com base em sua composição mineralógica e reações entre minerais hidrotermais, os basaltos são classificados em:

- (a) clorita metabasaltos,
- (b) clorititos e
- (c) hematita clorititos.

Conforme exposto no Capítulo 3, a alteração hidrotermal afetou as rochas máficas através de locais permeáveis, tais como planos de contato, camadas amigdaloidais e níveis vulcanoclásticos (Fig. 4.1).



Figura 4.1 - Rocha vulcanoclástica mostrando o avanço progressivo da alteração hidrotermal. ZP: zona proximal, ZI: zona intermediária. Amostra NSSF771.

Durante a pesquisa, não foi possível amostrar a rocha máfica original, isto é, o metabasalto que não foi afetado pelo fluido hidrotermal mineralizador. Na área das minas, a preservação desta rocha é pouco provável, pois quanto mais perto do depósito mineral maior a intensidade da alteração hidrotermal mineralizadora. Apesar das tentativas de conseguir amostras da rocha fresca em locais distantes das minas, as amostras coletadas já apresentam sinais de alteração hidrotermal. Os gabros e diabásios estão igualmente afetados pela alteração hidrotermal que atingiu as rochas vulcânicas. Portanto, são também classificados em (a) clorita metagabros, (b) clorititos e (c) hematita clorititos de acordo com as associações minerais equivalentes às zonas de alteração distal, intermediária e proximal, respectivamente.

A Tabela 4.1 apresenta um resumo das descrições petrográficas executadas neste trabalho, com as correspondentes zonas de alteração hidrotermal hematítica. Estudos petrográficos das rochas máficas associadas aos depósitos de Serra Norte também são apresentados por Lopes e Villas (1983), Meirelles (1986), Meirelles e Dardenne (1991), Teixeira (1994) e Teixeira *et al.* (1997).

Tabela 4.1 - Tipos de rocha, texturas e minerais das rochas vulcânicas máficas pré- e pós-alteração hidrotermal hematítica.

Nome da rocha	Texturas	Principais Minerais		Zona de alteração hidrotermal hematítica
		Ígneos	Alteração hidrotermal hematítica	
Clorita metabasalto	porfírica variolítica intergranular ofítica amígdalas	plagioclásio augita olivina hornblenda ilmenita sulfetos	clorita carbonato quartzo (hematita?)	Distal
Cloritito	porfírica variolítica decussada amígdalas intergranular lepidoblástica	plagioclásio ± titanita	clorita quartzo carbonato albita ± hematita ± mica branca (titanita, sulfetos, magnetita)	Intermediária
Hematita cloritito	amígdalas decussada lepidoblástica		clorita hematita ± quartzo ± albita ± carbonato ± mica branca (titanita)	Proximal

4.1 Clorita metabasaltos

Os clorita metabasaltos são rochas homogêneas, com cor verde predominante e representam os tipos com menor grau de alteração pelo fluido mineralizador. Alguns derrames mostram sinais de deformação localizada, tais como foliação marcada por clorita, achatamento de amígdalas e cristais de quartzo com extinção ondulante. As texturas primárias preservadas são: porfírica, variolítica, glomeroporfírica, intergranular e ofítica/subofítica (Fig. 4.2a). A granulação é fina, mas é comum a presença de fenocristais de grã média. Com o aumento da profundidade nos furos de sondagem amostrados, pode haver aumento na quantidade e no tamanho dos fenocristais e diminuição da quantidade de matriz, sugerindo passagem da borda para o interior do derrame, também representada pela passagem de textura porfírica para textura ofítica/subofítica.

Os principais constituintes primários são plagioclásio, clinopiroxênio e olivina (Fig. 4.2a). Plagioclásio é o fenocristal mais comum e ocorre em cristais tabulares de granulação fina e com orientação randômica. Plagioclásio preserva feições de resfriamento rápido como núcleos ocos, cauda de andorinha e variolitos em formas esféricas ou em leques. Localmente, observam-se cristais de plagioclásio orientados por fluxo magmático.

Clinopiroxênio é pouco comum e aparece preservado principalmente nas rochas de granulação média e textura ofítica/subofítica; são cristais prismáticos ou aciculares variolíticos. Olivina é rara e preserva apenas a forma, estando totalmente substituída por clorita e raro carbonato. Ocorre preferencialmente na parte central do derrame, onde há um aumento na quantidade e tamanho dos fenocristais de augita e olivina e diminuição da matriz. Hornblenda é rara e aparece apenas na forma de relictos em meio a minerais secundários. Ilmenita e uma matriz vítrea recristalizada formam o material intersticial aos fenocristais. Calcopirita e rara pirita são os sulfetos presentes.

No presente trabalho, o termo vulcanoclástico é empregado para as rochas fragmentárias de origem vulcânica, pois é um termo não genético usado para qualquer agregado fragmentário de origem vulcânica (Cas e Wright 1988). De acordo com estes autores, termos como aglomerado e tufo, que designam depósitos piroclásticos, devem ser evitados para rochas vulcânicas antigas por causa das suas implicações genéticas. As rochas vulcanoclásticas apresentam fragmentos de basalto, basalto amigdaloidal, vidro vulcânico (*glass shards*) nas formas de Y, cúspide e placóide, quartzo vulcânico arredondado e minerais opacos (Fig. 4.2b).

As seguintes mudanças mineralógicas são atribuídas à interação entre basalto e água do mar:

- Plagioclásio alterado para albita + mica branca ± clorita ± carbonato ± epidoto.
- Minerais máficos substituídos por clorita + actinolita/tremolita ± epidoto ± carbonato.
- Ilmenita substituída por titanita.
- Matriz recristalizada em um fino agregado de clorita + mica branca + titanita + óxido de ferro + carbonato.
- Amígdalas preenchidas por calcedônia ± carbonato ± epidoto.

Nas amígdalas, é comum os cristais de calcedônia apresentarem limites retilíneos com junções tríplices, onde os planos de crescimento se encontram. Estes limites poligonais são característicos de cimento radial-fibroso de preenchimento de poros, sugerindo que a amígdala estava vazia (Adams *et al.* 1994) e indicando que houve um processo de preenchimento e não de substituição da vesícula (Fig. 4.2c). Outra feição comum é o crescimento em zonas formando camadas concêntricas (Fig. 4.2d), que é geralmente correlacionado com deposição primária (Weiershäuser e Spooner 2005). Assim, estas amígdalas representam deposição mineral primária oriunda da interação com a água do mar.

Os efeitos da alteração hidrotermal para clorita e hematita sobre estas rochas são restritos e aparecem na forma de veios preenchidos por clorita, quartzo e carbonato. Há dúvidas sobre a origem da rara hematita presente nestes litotipos.

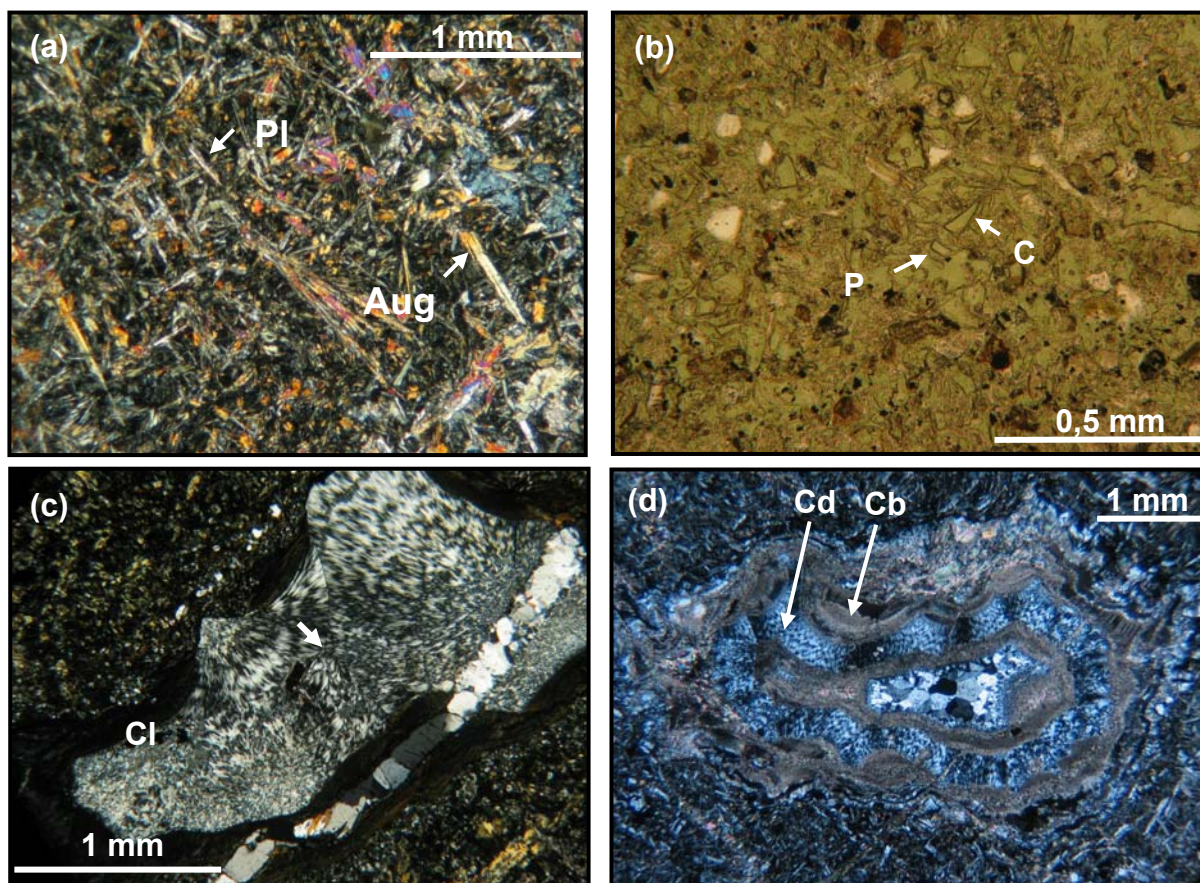


Figura 4.2 - (a) Texturas ígneas preservadas. Amostra N4EF77P125,30. Plagioclásio (Pl) e augita (Aug) aciculares, formando a textura variolítica. Luz transmitida, nicóis cruzados. (b) Rocha vulcanoclástica com vidro vulcânico em cúspide (C) e placóide (P). Amostra N4WF692P270,30B, luz transmitida, nicóis paralelos. (c) Amígdala preenchida por calcedônia, circundada por filme clorítico (Cl) e cortada por veio de quartzo. O ponto tríptico no centro da amígdala (seta) indica que havia um espaço vazio anteriormente, mostrando que este preenchimento foi causado pela alteração hidrotermal da água do mar. Basalto da amostra N5EF523P117,70, luz transmitida, nicóis cruzados. (d) Calcedônia (Cd) e carbonato (Cb) com crescimento em camadas concêntricas. Amostra N4EWF692P176,29, luz transmitida, nicóis cruzados.

4.2 Cloritos e hematita cloritos

As rochas mais afetadas pela alteração hidrotermal mineralizadora apresentam quase total substituição por clorita ou clorita + hematita e são classificadas como cloritos e hematita cloritos, respectivamente. Teixeira (1994) observa a intensa cloritização das rochas máficas juntamente com formação de hematita nas zonas de contato com o minério; o autor afirma que o conteúdo de clorita nas rochas alteradas pode chegar a 90 % da proporção modal, sendo comum a substituição de plagioclásio por hematita.

Nos cloritos, o plagioclásio ainda está parcialmente preservado, os minerais máficos estão substituídos por clorita e a ilmenita apresenta-se envolvida por titanita. Clorita, carbonato, quartzo e albita são os minerais de alteração mais comuns. Hematita e mica branca ocorrem em menor quantidade, enquanto que pirita, calcopirita, covelita, magnetita e titanita

são pouco freqüentes. Clorita ocorre substituindo a matriz da rocha e amígdalas, enquanto carbonato e quartzo aparecem preferencialmente em veios e amígdalas. Pode-se observar comumente a estrutura concêntrica original formada pelas camadas de calcedônia e carbonato que preenchiam as amígdalas, evidenciando o processo de alteração por substituição de minerais originais (Fig. 4.3a).

Nos hematita clorititos, os minerais hidrotermais clorita e hematita dominam, substituindo quase totalmente as fases pré-existentes (Fig. 4.3b). Nos casos extremos, o produto final é uma rocha formada predominantemente por clorita e hematita (Fig. 4.4a). Estes minerais ocorrem substituindo a matriz da rocha, em veios, amígdalas e brechas (Fig. 4.4b). Quartzo e mica branca também são minerais de alteração comuns; albita, carbonato e titanita ocorrem em pequena quantidade e sulfetos são raros. Estes minerais aparecem preferencialmente em veios e amígdalas.

Estudando a mineralização de ferro dos depósitos N1, N4 e N5, Figueiredo e Silva (2004) faz uma classificação petrográfica dos vários tipos de hematita que ocorrem nestes depósitos. Os tipos mais comuns são: microcristalina, (micro)lamelar, anédrica-subédrica e tabular. Nos basaltos alterados, o tipo mais comum é a hematita microlamelar (Fig. 4.3b), podendo ocorrer também hematita anédrica-subédrica e rara tabular. De acordo com Lobato *et al.* (2006), a hematita (micro) lamelar ocorre em cristais lamelares delgados, ou aciculares e fibrosos, e se desenvolvem aproveitando espaços para se cristalizar (paredes de veios e cavidades). Esta característica é também observada nas rochas máficas aqui estudadas, podendo-se observar os cristais aproveitando os espaços de veios e amígdalas para se cristalizar (Fig. 4.3b).

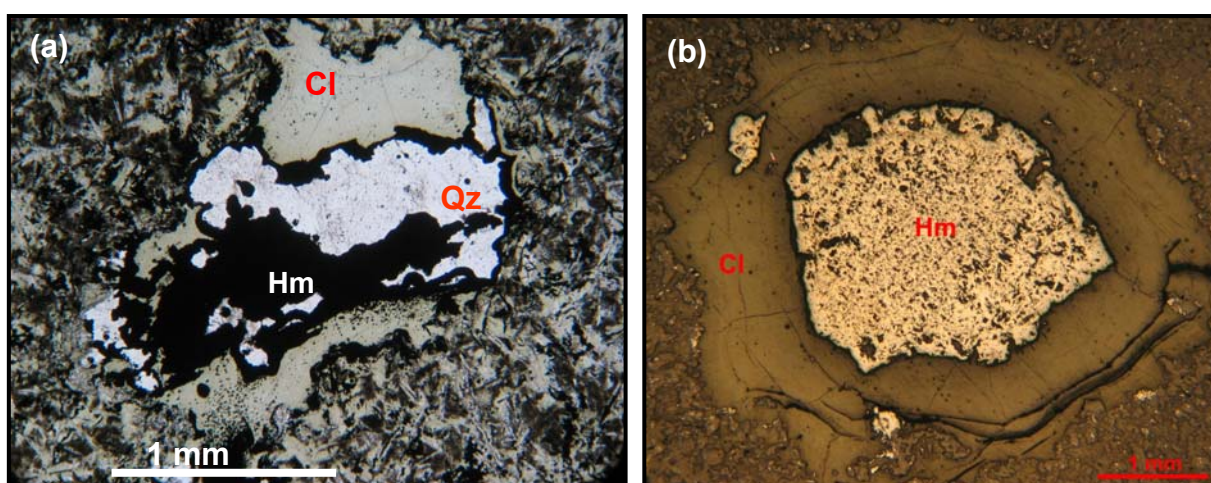


Figura 4.3 - (a) Amígdala preenchida por clorita (Cl), quartzo (Qz) e hematita (Hm) preservando a estrutura concêntrica original. Amostra N5EF523P152,70, luz transmitida, nicóis paralelos. (b) Amígdala preenchida por clorita (Cl) e hematita (Hm) microlamelar. Amostra N5EF508P200, luz refletida, nicóis paralelos.

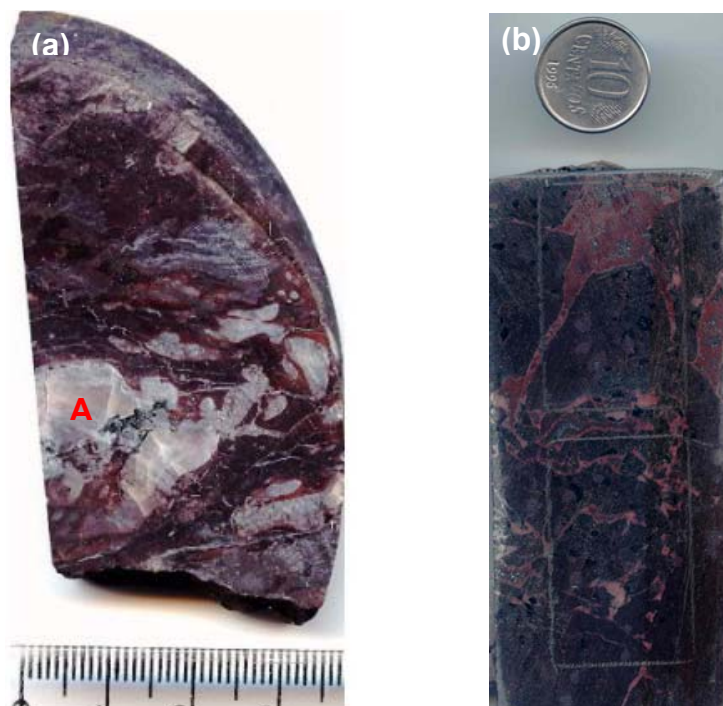


Figura 4.4 - (a) Metabasilto transformado em hematita cloritito, amígdalas (A) com calcedônia e quartzo. Amostra N4EF621 56,60 m. (b) Hematita e quartzo invadindo a rocha em forma de brecha. Amostra N5EF523P187.

4.3 Metagabros

Os metagabros apresentam texturas ofítica e granular hipidiomórfica e granulação média, com cristais de até 4 mm. Alguns corpos apresentam bordas com granulação um pouco mais fina, tendo cristais de plagioclásio com tamanho máximo de 2,8 mm. Os constituintes primários são plagioclásio, olivina, piroxênio, ilmenita e quartzo. Os minerais acessórios são apatita e zircão. Observam-se vestígios de textura micrográfica entre quartzo e feldspato, provavelmente de composição potássica.

- Plagioclásio apresenta-se em cristais tabulares randômicos, parcial a totalmente substituídos por mica branca, clorita e uma nuvem de óxidos de ferro.
- Olivina e piroxênio preservam apenas a forma, e estão substituídos por serpentina, clorita e minerais opacos.
- Quartzo aparece em límpidos cristais formados nos espaços entre o plagioclásio e o mineral máfico original. O quartzo também forma intercrescimento granofírico com o plagioclásio.
- Ilmenita ocorre em cristais esqueléticos bem desenvolvidos e bordejados por titanita.
- Apatita apresenta-se em cristais aciculares bem desenvolvidos. Zircão é raro e aparece em pequenos cristais euédricos.

Geralmente, os corpos gabróicos encontram-se fortemente alterados – alteração sericítica e/ou clorítica no plagioclásio e clorítica nos minerais máficos, e/ou alteração com óxido de ferro pintalgando os cristais de plagioclásio que adquirem cor vermelha. O espaço entre os cristais de plagioclásio é preenchido por agregados de clorita, mica branca e hematita, que substituem o mineral máfico ou o material intersticial originais. Nos estágios de máxima alteração, o gabro se transforma em uma massa de finos minerais de alteração: clorita predominante, hematita, titanita e mica branca. Veios e vênulas são preenchidos por quartzo + clorita; clorita + hematita; mica branca + hematita; quartzo + albita \pm clorita; clorita. Localmente, minerais de alteração hidrotermal destroem tanto os minerais quanto a textura, com cristalização de clorita, hematita e kenomagnetita (indicando que a magnetita foi martitizada).

Estudos de geocronologia, desenvolvidos pelo professor Márcio Pimentel (Instituto de Geociências, UnB), identificaram a presença de titanita, zircão e monazita de origem hidrotermal (Lobato *et al.* 2005a). Os grãos de titanita têm cor marrom escura e tamanho grande ($> 300 \mu\text{m}$). Os grãos de zircão são prismáticos a anédricos, extremamente fraturados e metamitizados.

4.4 Química mineral

Foram executadas análises de microsonda eletrônica em cristais de piroxênio presentes nos clorita metabasaltos e em cristais de clorita presentes nos clorita metabasaltos, clorititos, hematita clorititos e clorita metagabro. Todos os resultados analíticos encontram-se nas tabelas 1 e 2 do Anexo 2, respectivamente. Cristais de carbonato foram analisados qualitativamente (EDS: *energy-dispersive system*) em seis amostras pertencentes à zona intermediária de alteração. São cristais de origem hidrotermal que ocorrem em veios e amígdalas. Em sua maioria, o carbonato tem composição calcítica (Fig. 4.5a) e apenas uma amostra (N5SF825P146,40) apresenta calcita e dolomita.

Piroxênio

Os resultados de sete análises representativas de piroxênio são apresentados na Tabela 4.2. Os valores de concentração atômica são dados em átomos por unidade de fórmula (apuf). O diagrama de classificação de Morimoto *et al.* (1988) mostra que o piroxênio é augita (Fig. 4.5b). Os cristais analisados mostram pequena variação composicional, baixo conteúdo de ferrossilita (Fs) e não têm zonação composicional entre núcleo e borda. Entretanto, cristais de clinopiroxênio analisados por Teixeira (1994) apresentam-se geralmente zonados, com núcleos ricos em Mg e bordas ricas em Fe.

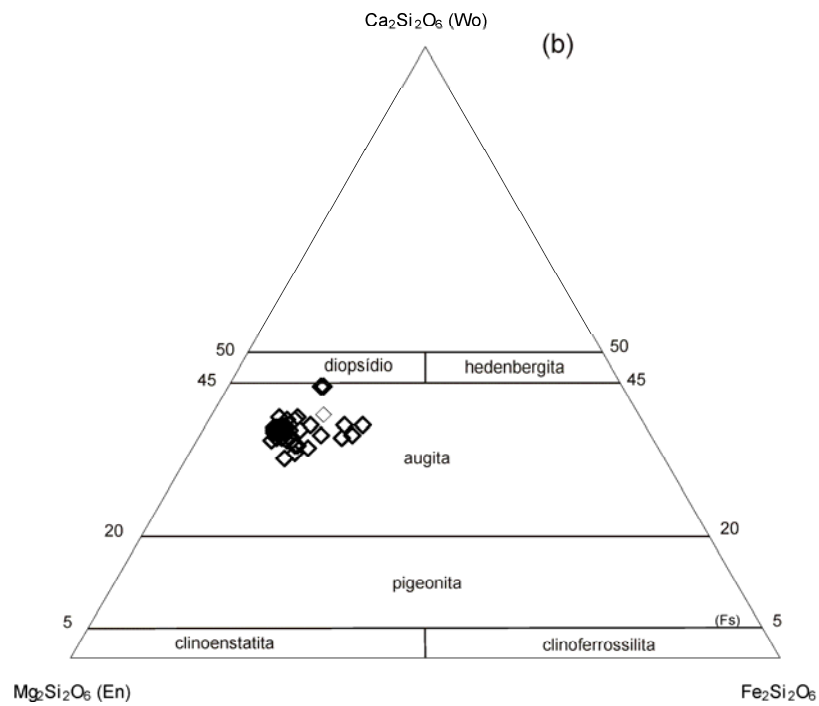
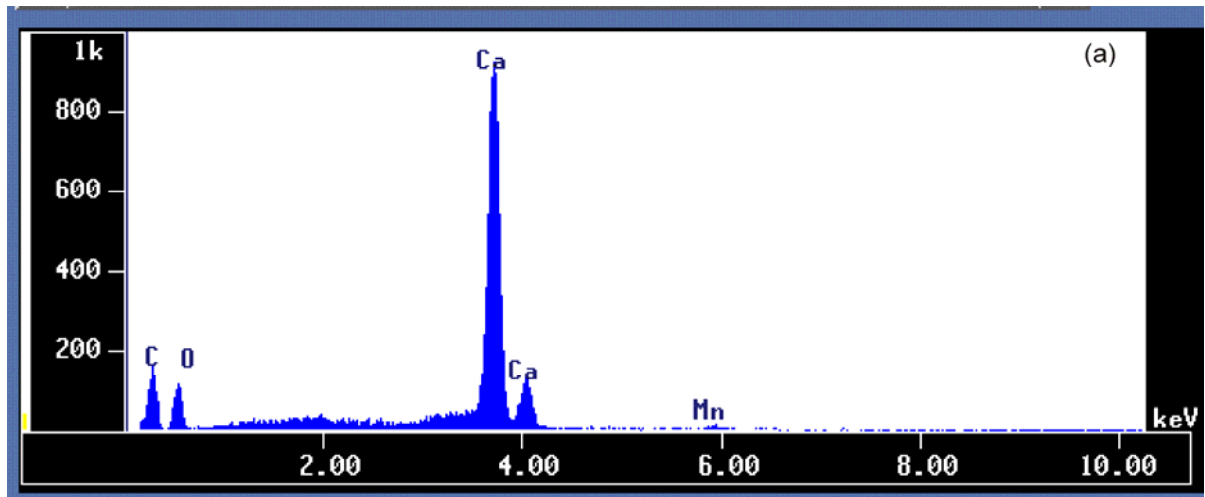


Figura 4.5 - (a) Espectro de análise qualitativa (EDS: *energy-dispersive system*) em calcita. (b) Classificação dos cristais de piroxênio dos metabasaltos do Grupo Grão Pará é augita; classificação segundo Morimoto *et al.* (1988).

Tabela 4.2 - Análises representativas de microsonda eletrônica em cristais de piroxênio, clorita metabasaltos do Grupo Grão Pará.

Amostra	N4EF328P150,9003e	N4EF328P169,2001c	N4EF328P169,2002d	N4EF328P187,0001f	N4EF328P187,0003c	N4EMZ02d	N4EMZ02f
Rocha original	Basalto porfirítico	Basalto porfirítico	Basalto porfirítico	Basalto porfirítico	Basalto porfirítico	Basalto porfirítico	Basalto porfirítico
SiO ₂	50,55	52,56	53,08	52,60	52,39	51,85	52,80
TiO ₂	0,42	0,15	0,17	0,25	0,29	0,70	0,18
Al ₂ O ₃	1,30	1,38	1,27	1,06	1,42	1,17	1,68
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	13,60	7,80	6,34	10,34	8,73	11,94	7,11
MnO	0,28	0,21	0,19	0,22	0,23	0,24	0,18
MgO	13,83	17,54	19,16	18,00	17,59	14,97	18,51
CaO	18,62	20,00	19,41	17,59	18,85	18,87	19,22
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,20	0,16	0,13	0,15	0,14	0,15	0,14
Total	98,80	99,80	99,75	100,21	99,63	99,87	99,81
Si	1,940	1,94	1,947	1,947	1,944	1,949	1,941
Al ^{iv}	0,059	0,06	0,053	0,046	0,056	0,051	0,059
Al ^{vi}	0,000	0,00	0,002	0,000	0,006	0,001	0,014
Fe ³⁺	0,069	0,074	0,071	0,078	0,062	0,028	0,062
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,012	0,004	0,005	0,007	0,008	0,020	0,005
Fe ²⁺	0,364	0,166	0,122	0,240	0,207	0,347	0,155
Mn	0,009	0,007	0,006	0,007	0,007	0,008	0,005
Mg	0,791	0,968	1,048	0,993	0,973	0,839	1,014
Ca	0,766	0,793	0,763	0,698	0,749	0,760	0,757
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,010	0,008	0,006	0,007	0,007	0,007	0,007
Total	4,021	4,023	4,023	4,024	4,019	4,008	4,020

Cátions calculados com base de 6 oxigênios.

Clorita

Clorita é o mais abundante mineral de alteração nas rochas máficas. Parte dos cristais de clorita formou-se pela alteração hidrotermal submarina, tendo sido recristalizada durante o metamorfismo regional. Posteriormente, houve formação de nova geração de clorita, fruto da alteração hidrotermal para clorita + hematita. Foram executadas análises em clorita de diferentes situações petrográficas nas rochas: substituindo minerais máficos, matriz, amígdalas e veios. Análises representativas são apresentadas na Tabela 4.3. Os valores de concentração atômica são dados em átomos por unidade de fórmula (apuf).

Neste trabalho, segue-se a classificação de Bailey (1980). A clorita presente nos clorita metabasaltos, produto de recristalização metamórfica, tem composição de clinocloro (Fig. 4.6) e não apresenta variação composicional nas diferentes situações petrográficas em que se encontra (substituindo minerais máficos, matriz, amígdalas ou veios). O clinocloro tem Si variando de 5,53 a 6,36 apuf e razões de Fe/Fe+Mg entre 0,37 e 0,50. Os clorita metagabros também apresentam clinocloro, a clorita magnesiana, em sua constituição com razões de Fe/Fe+Mg entre 0,34 e 0,46 (Fig. 4.6). Em ambos litotipos, a clorita forma-se a partir de recristalização metamórfica da rocha original.

As rochas que têm hematita hidrotermal, os hematita clorititos e clorititos com hematita, apresentam clinocloro, a clorita rica em Mg (Fig. 4.6). As razões de Fe/Fe+Mg variam entre 0,49 e 0,28 apuf. Entretanto, nos clorititos em que não houve a formação de hematita hidrotermal, a clorita presente é a chamosita (Fig. 4.6), que mostra as mais elevadas razões de Fe/Fe+Mg (~ 0,6).

Clinocloro e chamosita mostram diminuição geral na razão Fe/Fe+Mg com aumento de Si. Esta variação progressiva é consistente com a concomitante substituição de Fe + Al por Mg + Si (Teagle e Alt 2004). As cloritas têm Al^{iv} variando entre 1,64-2,55 apuf enquanto Al^{vi} varia de 1,97 a 3,06 apuf. As razões Al^{iv}/Al^{vi} estão perto da unidade em todas as amostras, sugerindo que o equilíbrio de carga da substituição Al^{iv}/Si é atingido pela substituição de Al^{vi} por Fe ou Mg na camada octaédrica (Zang e Fyfe 1995). As cloritas têm um aumento de Al^{iv} à medida que há aumento nas razões Fe/Fe+Mg, feição também observada por Kranidiotis e MacLean (1987) e Zang e Fyfe (1995). De acordo com Kranidiotis e MacLean (1987), este aumento pode ser atribuído a mudanças de tamanho dos cátions e ajustes estruturais, porque um aumento nas razões Fe/Fe+Mg permite, por motivos estruturais, que mais Al^{iv} substitua Si.

Tabela 4.3 - Análises representativas de microsonda eletrônica em cristais de clorita, metabasaltos do Grupo Grão Pará.

Amostra	N4EF77P125,30	N4EF328P169,20	N4EF703P72,70	N5EF508P146,30	N5EF508P218,50	N4EF621P56,60	N5EF508P286,85
Situação petrográfica	Fenocristal	Fenocristal	Amígdala	Cristal	Matriz	Amígdala	Cristal
Rocha	Clorita metabasalto	Clorita metabasalto	Cloritito	Cloritito	Hematita cloritito	Hematita cloritito	Clorita metagabro
SiO ₂	29,73	27,30	27,07	27,95	29,10	29,28	29,13
TiO ₂	0,04	0,04	0,00	0,00	0,29	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	16,87	16,81	16,38	20,81	19,75	18,37	19,17
FeO ^{2+,total}	21,86	25,57	32,12	26,50	19,94	15,27	19,39
MnO	0,87	0,42	0,57	0,58	1,24	2,17	0,79
MgO	18,66	16,12	10,45	12,94	17,26	21,37	19,36
CaO	0,13	0,06	0,06	0,08	0,15	0,17	0,05
Na ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,03	0,07	0,00	0,03	0,07	0,00	0,04
Cr ₂ O ₃	0,07	0,06	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00
H ₂ O	11,69	11,17	10,80	11,55	11,76	11,80	11,82
Total	99,98	97,60	97,47	100,45	99,59	98,45	99,77
Si	6,10	5,86	6,01	5,81	5,94	5,95	5,91
Al ^{IV}	1,90	2,14	1,99	2,19	2,06	2,05	2,09
Total T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	2,18	2,12	2,30	2,90	2,68	2,36	2,49
Ti	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01
Fet	3,75	4,59	5,96	4,61	3,40	2,60	3,29
Mn	0,15	0,08	0,11	0,10	0,21	0,37	0,14
Mg	5,71	5,16	3,46	4,01	5,25	6,48	5,85
Ca	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,01
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Cr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fet/(Fet+Mg)	0,40	0,47	0,63	0,53	0,39	0,29	0,36

Cátions calculados com base de 28 oxigênios; todo ferro assumido como Fe²⁺ (FeO).

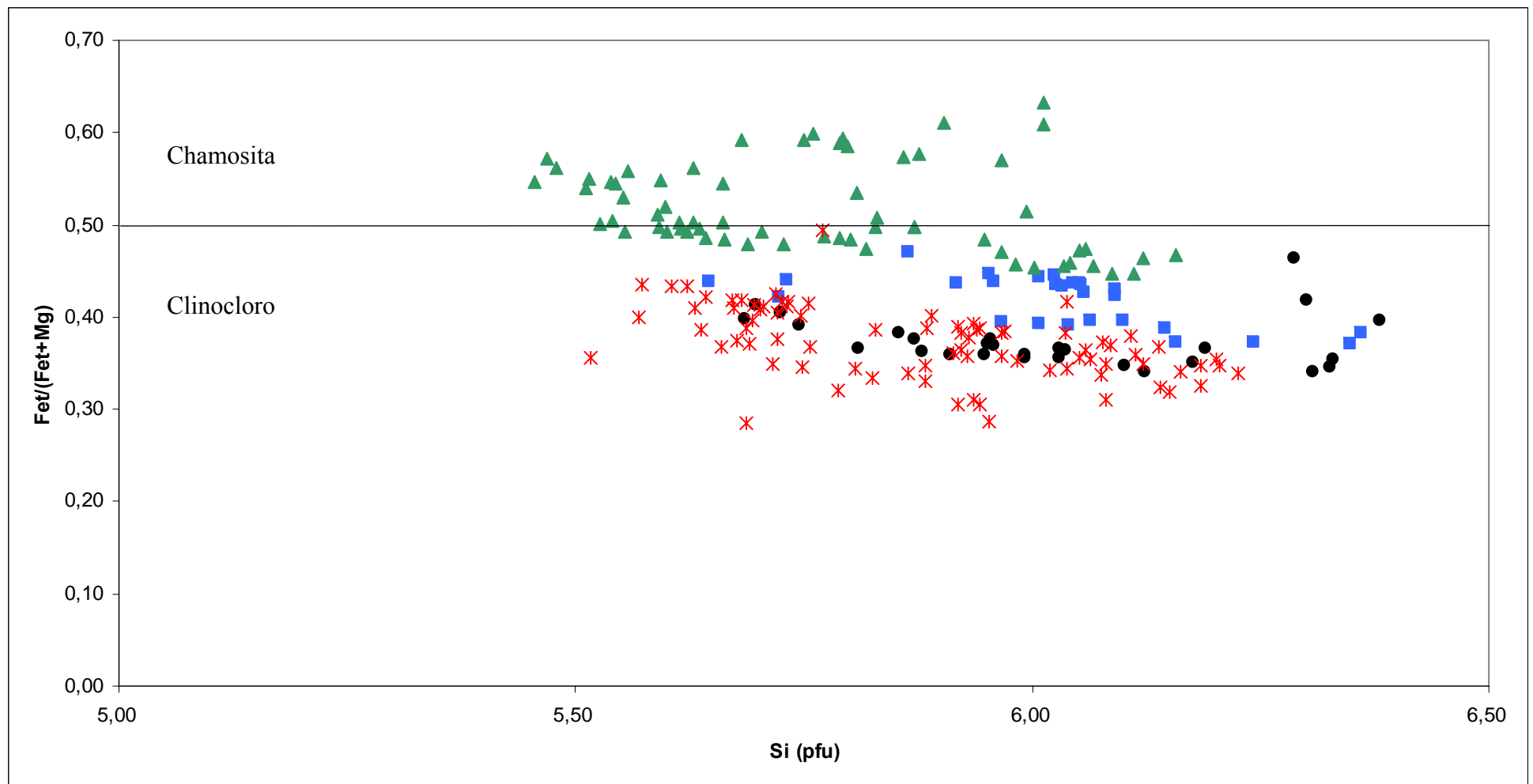


Figura 4.6 - Diagrama de classificação de cloritas dos metabasaltos do Grupo Grão Pará. A clorita pertencente aos clorita metabasaltos e metagabros é metamórfica, enquanto a clorita dos cloritos e hematita cloritos tem origem hidrotermal. Classificação segundo Bailey (1980). Quadrados: clorita metabasaltos; círculos: clorita metagabros; triângulos: cloritos; asteriscos: hematita cloritos e cloritos com hematita.

Nos clorititos sem hematita hidrotermal, a clorita tem mais Fe que aquela das rochas com formação de hematita hidrotermal. Assim, pode-se afirmar que a composição das cloritas hidrotermais não é influenciada pela composição química da rocha em que elas ocorrem, mas sim pelas condições do fluido a partir do qual elas se formam. A presença de clorititos e hematita clorititos parece refletir diferentes condições na fugacidade de oxigênio. Em condições de fO_2 mais baixa, compatíveis com a formação de magnetita nos jaspilitos (p.ex., Silva 2004; Lobato *et al.* 2006) e nos metabasaltos, o tamponamento do ferro pode ter sido alcançado pelo enriquecimento de ferro na clorita hidrotermal. À medida que o fluido hidrotermal evolui para condições mais oxidantes (Lobato *et al.* 2005a), ferro é fixado na hematita (formada, por exemplo, nas amígdalas dos basaltos) e a clorita torna-se relativamente mais magnesianas. Trabalhos de Bryndzia e Scott (1987) mostram que as razões $Mg/Mg+Fe$ aumentam com o aumento da fO_2 e fS_2 . Deste modo, em condições oxidantes, como aquelas da mineralização de ferro de Carajás, a clorita tende a tornar-se mais magnesiana e o ferro é incorporado na hematita. Esta relação também é descrita por Beaufort (2005), ao estudar o comportamento de argila e clorita do depósito de urânio de East Alligator Rivers (Austrália).

- Geotermômetro da clorita

A clorita é o mineral de alteração mais comum nas rochas aqui estudadas e também em muitos sistemas hidrotermais. A relação entre composição e temperatura tem favorecido sua utilização como geotermômetro. Parte da revisão que se segue é baseada na descrição de Almada (1998).

Com base no trabalho de Cathelineau e Nieva (1985), vários autores têm utilizado o geotermômetro na clorita na determinação de paleotemperaturas de ambientes que passaram por alteração hidrotermal, metamorfismo de baixo grau ou diagênese. A Tabela 4.4 apresenta alguns dos trabalhos relacionados com esse geotermômetro, mostrando as equações para determinação da temperatura e as correções que são sugeridas para cobrir a ampla variação de $Fe/(Fe+Mg)$ das cloritas.

Cathelineau e Nieva (1985) trabalham com rochas constituídas por cloritas magnesianas, isto é, com baixas razões $Fe/(Fe+Mg)$. Kranidiotis e MacLean (1987) citam vários autores que observam que com o aumento da razão $Fe/(Fe+Mg)$ há aumento de Al^{IV} . Assim, nas cloritas deficientes em Si, as posições tetraédricas são ocupadas por Al^{IV} , o que favorece a fixação de mais Fe e/ou Mg nas posições octaédricas no lugar do Al^{IV} .

Tabela 4.4 - Geotermômetro da clorita e correção do Al^{iv}.

Autor	Cathelineau (1988)	Kranidiotis e MacLean (1987)	Zang e Fyfe (1995)	Xie et al. (1993)
Local	Sistema geotermal Los Azufres (México)	DSMV* Phelps Dodge (Canadá)	Depósito de Igarapé Bahia	<i>Greenstone Belt</i> de Barberton
Tipo de rocha	Metandesitos	Riodacito	Clorita xistos e brechas	Basaltos, komatiitos, dacitos
Equação	$T(^{\circ}\text{C}) = 321,98\text{Al}^{\text{iv}} - 61,92$	$T(^{\circ}\text{C}) = 106\text{Al}^{\text{iv}} + 17,5$	$T(^{\circ}\text{C}) = 106\text{Al}^{\text{iv}}_{\text{cor}} + 17,5$	$T(^{\circ}\text{C}) = 321,98\text{Al}^{\text{iv}}_{\text{cor}} + 61,92$
Nº. átomos O fórmula estrutural	14	28	28	14
Correção do Al^{iv}		$\text{Al}^{\text{iv}}_{\text{cor}} = \text{Al}^{\text{iv}}_{\text{am}} + 0,7[\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})]$	Clorita rica em Fe $\text{Al}^{\text{iv}}_{\text{cor}} = \text{Al}^{\text{iv}}_{\text{am}} - 0,88[\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})-0,34]$	Para Fe/(Fe+Mg)<0,31 $\text{Al}^{\text{iv}}_{\text{cor}} = \text{Al}^{\text{iv}}_{\text{am}} + 1,33[0,31 - \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})]$ Para Fe/(Fe+Mg)>0,31 $\text{Al}^{\text{iv}}_{\text{cor}} = \text{Al}^{\text{iv}}_{\text{am}} - 1,33[\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})-0,31]$

*DSMV: depósito vulcanogênico de sulfeto maciço; am: amostra; cor: corrigido.

Ao usarem o geotermômetro da clorita em rochas do depósito de Igarapé Bahia, Zang e Fyfe (1995) encontram temperaturas muito altas para a formação deste mineral. Deste modo, propõem correções para o Al^{iv} em função do aumento da razão Fe/(Fe+Mg), de acordo com o trabalho de Kranidiotis e MacLean (1987).

Trabalhando em uma área com grande variação litológica, Xie *et al.* (1993) observam que, utilizando a equação de Cathelineau (1988) e as correções propostas para o Al^{iv}, havia uma grande variação nas temperaturas das cloritas. Os autores interpretam esta variação como decorrente das diferenças composicionais das rochas portadoras de clorita. Portanto, para os autores esse geotermômetro só pode ser aplicado quando a influência da composição da rocha tiver sido pequena.

Nas rochas máficas do Grupo Grão Pará, a composição das cloritas hidrotermais não é influenciada pela composição química da rocha hospedeira, mas sim pelas condições do fluido a partir do qual elas se formam, conforme mostrado no Capítulo 4 (item 4.4). As cloritas das rochas sem hematita hidrotermal têm Fe/(Fe+Mg) < 0,5, enquanto que as cloritas das rochas com hematita hidrotermal têm Fe/(Fe+Mg) > 0,5. Para a definição do geotermômetro para as rochas do Grupo Grão Pará, foram testadas as equações de correção de Cathelineau (1988), Kranidiotis e MacLean (1987), Zang e Fyfe (1995) e Xie *et al.* (1993), de acordo com os dados apresentados na Tabela 4.4.

As temperaturas que mais se aproximam das temperaturas de homogeneização medidas são as obtidas a partir das equações de Kranidiotis e MacLean (1987) e Zang e Fyfe (1995).

Entretanto, como a correção do Al^{IV} feita por estes autores levam em consideração a faixa de valores mais elevados de $Fe/(Fe+Mg)$, foi esta a equação aqui selecionada. Zang e Fyfe (1995) aplicam a fórmula de correção para cloritas quando as razões $Fe/(Fe+Mg)$ são maiores que 0,34, que também é o caso das cloritas das zonas intermediária e proximal aqui analisadas, que têm média das razões $Fe/(Fe+Mg) = 0,56$ e $0,37$, respectivamente.

Para a área estudada neste trabalho, foram obtidas as seguintes temperaturas de formação da clorita:

- Clorititos formados na zona intermediária de alteração hidrotermal: chamosita com temperaturas entre 201 e 268°C, com média de 238°C.
- Hematita clorititos da zona proximal de alteração hidrotermal: clinocloro com temperaturas entre 206 e 270°C, com média de 243°C.

4.5 Zonamento hidrotermal e seqüência paragenética

Os basaltos que envolvem os depósitos de ferro N4 e N5 de Carajás apresentam uma história evolutiva complexa. A extrusão das lavas basálticas em ambiente submarino resulta em alteração hidrotermal por água do mar. O subsequente metamorfismo regional, evidenciado pela evolução estrutural da Província de Carajás através de dobramentos e falhamentos (Rosière *et al.* 2004, 2005), deu-se em condições de fácies xisto verde. Por último, a alteração hidrotermal para clorita e hematita, responsável pela mineralização de ferro, atinge também as rochas máficas em graus variados.

Estudos petrográficos e geoquímicos permitem a divisão dos produtos de alteração hidrotermal em três zonas, de acordo com sua localização – em relação à zona do minério – e composição mineral – conforme o mineral de alteração presente em maior quantidade (Tabela 4.1, Fig. 4.7):

(a) zona proximal – é a área mais próxima da zona de alteração hidrotermal, isto é, da zona do minério. Localiza-se no contato entre o jaspilito/minério e abrange as rochas muito alteradas hidrotermalmente – os hematita clorititos; corresponde às zonas da clorita-hematita e hematita-clorita.

(b) zona intermediária – localiza-se entre as zonas proximal e distal, formada pelas rochas classificadas como clorititos; corresponde à zona da clorita-carbonato±hematita.

(c) zona distal – é a porção mais distante da zona de fluxo do fluido hidrotermal e é constituída pelos clorita metabasaltos; corresponde à zona da clorita.

De acordo com a composição mineral primária preservada e as reações observadas, é possível reconstituir a seqüência paragenética hidrotermal das rochas máficas do Grupo Grão Pará (Fig. 4.8). Com os dados de geoquímica de rocha total esta seqüência pode ser detalhada com o acréscimo dos elementos químicos envolvidos em cada zona de alteração (ver Capítulo 5, fig. 5.3).

Aumento da alteração hidrotermal

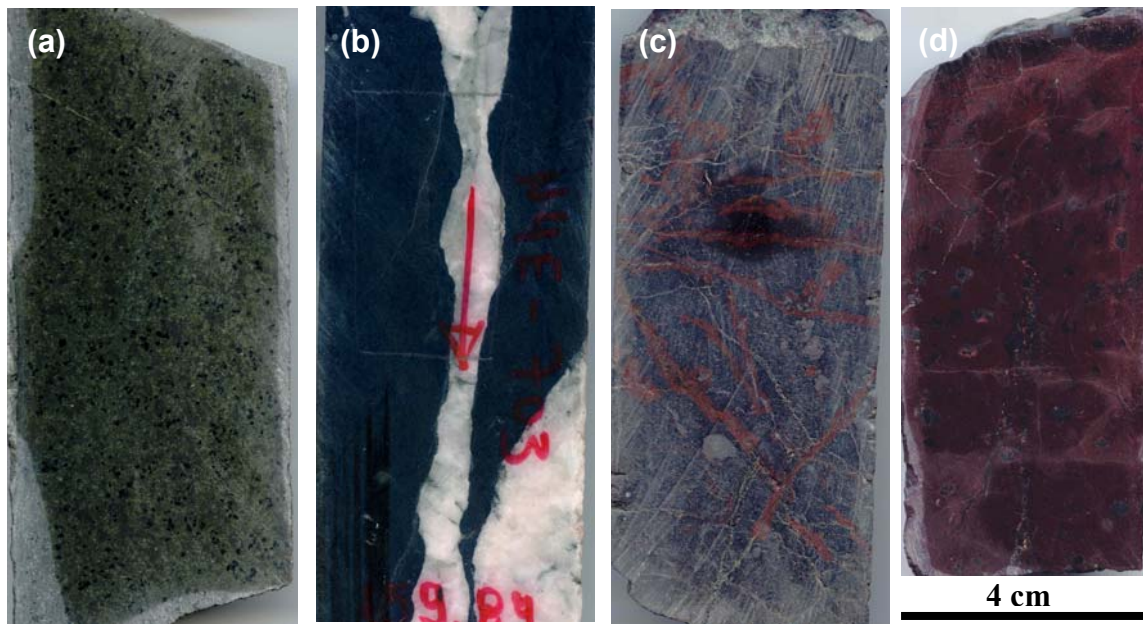


Figura 4.7 - Fotografias de furos de sonda mostrando o aumento gradativo dos minerais de alteração hidrotermal. (a) Zona distal, clorita metabasalto, furo N4EF328; (b) Zona intermediária, cloritito com veios de carbonato + clorita (\pm hematita), furo N4EF703; (c) e (d) Zona proximal, hematita cloritito com clorita + hematita preenchendo veios, substituindo a matriz da rocha e amígdalas, furo N5EF508.

Zona	PRÉ-ALTERAÇÃO	DISTAL	INTERMEDIÁRIA	PROXIMAL
<i>olivina</i>	—	—		
<i>augita</i>	—	—		
<i>plagioclásio</i>	—	—	- - - - -	
<i>ilmenita</i>	—	—	- - - - -	
clorita		—	—	—
quartzo		—	—	—
albita			—	—
mica branca			—	—
titanita			- - - - -	- - - - -
carbonato		—	—	—
hematita		- - - - -	—	—
magnetita			- - - - -	- - - - -
<i>sulfetos</i> (pirita e calcopirita)	- - - - -		- - - - -	- - - - -

Figura 4.8 - Seqüência paragenética dos minerais de acordo com a sua ocorrência nas zonas de alteração. Minerais em *itálico*: origem ígnea. Os minerais são divididos em freqüente (linha grossa), subordinado (linha fina) e raro (linha tracejada).

CAPÍTULO 5

GEOQUÍMICA E ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE ROCHA TOTAL

Os estudos de geoquímica de rocha total foram feitos através de análises químicas e isótopos de oxigênio e hidrogênio nas rochas vulcânicas e plutônicas máficas do Grupo Grão Pará.

Os trabalhos geoquímicos de rocha total têm por objetivo: (1) a caracterização geoquímica da rocha vulcânica original, pré-alteração hidrotermal para clorita e hematita; (2) a caracterização das mudanças químicas e isotópicas causadas pela alteração hidrotermal nas rochas máficas e (3) contribuir para a definição do ambiente geotectônico de formação do conjunto litológico do Grupo Grão Pará. O terceiro item, devido a seu caráter essencialmente interpretativo, é apresentado no Capítulo 8 – Discussão e Conclusões.

5.1 Geoquímica de rocha total

No presente trabalho não são usados diagramas de classificação que utilizem os elementos maiores e os de grande raio iônico, devido à mobilidade apresentada por estes elementos faces a processos de alteração hidrotermal.

A alteração hidrotermal de fundo oceânico ocorre em sistema aberto, envolvendo trocas químicas entre a rocha vulcânica e o fluido hidrotermal evoluído da água do mar. Estudos sobre os atuais sistemas hidrotermais de fundo oceânico, e seus equivalentes ofiolíticos, mostram que os elementos podem ser removidos, adicionados ou redistribuídos durante as reações fluido/rocha (por exemplo, Humphris *et al.* 1978; Ridley *et al.* 1994; Harper 2003). Mudanças químicas comuns incluem altos valores de perda ao fogo (P. F.), dispersão e inconsistência dos elementos maiores e adição e subtração dos elementos de raio iônico grande, tais como Li, Rb, Sr e Ba (Teagle e Alt 2004; Sandeman *et al.* 2006). Nos ofiolitos do Chile, Stern e Elthon (1980) registram como efeitos da alteração da água do mar o acréscimo de K_2O , Na_2O e SiO_2 e perda de CaO . Segundo Condie (1982), os elementos considerados mais móveis são os álcalis e a sílica, e devem ser evitados em estudos geoquímicos sobre seqüências vulcanossedimentares arqueanas.

Ao estudar o comportamento geoquímico de basaltos arqueanos, Zucchetti (1998) faz uma pesquisa detalhada sobre a mobilidade dos elementos frente à alteração hidrotermal associada à mineralização aurífera no Grupo Nova Lima, base do *Greenstone Belt* Rio das Velhas. A pesquisa mostra que os elementos terras raras (ETR) e alguns elementos de alto campo de força (Hf, Ti, Y, Nb e Th) permaneceram imóveis durante o metamorfismo e a alteração hidrotermal que afetaram aquelas rochas.

5.1.1 Elementos maiores

As análises químicas das rochas vulcânicas máficas do Grupo Grão Pará estão apresentadas na Tabela 5.1. Para sua classificação utiliza-se o diagrama de Winchester e Floyd (1977), revisado por Pearce (1996), cujas razões Zr/TiO_2 e Nb/Y servem como índice de diferenciação e como indicador de alcalinidade, respectivamente. Exceto por uma amostra, todas as demais rochas vulcânicas e vulcanoclásticas máficas concentram-se no campo de basaltos (Fig. 5.1). A amostra fora do campo basáltico (N5EF439P251,90) é a rocha que apresenta as maiores mobilizações em todos os elementos, quando comparada com o restante do conjunto. Em relação aos metagabros, foram analisadas amostras mais alteradas hidrotermalmente e classificadas como clorititos e hematita clorititos (Tab. 5.2).

Diagramas binários de variação são usados para avaliar diferenças químicas entre rochas e para identificar *trends* magmáticos, refletindo o curso da evolução química de rochas comagmáticas. Estes diagramas também são utilizados para verificar a mobilidade dos elementos. Para rochas básicas, os diagramas binários com óxidos utilizam principalmente as concentrações de MgO como índice de diferenciação (Rollinson 1993). A alteração hidrotermal para clorita e hematita provocou grandes mudanças nos elementos maiores das rochas máficas vulcânicas e plutônicas estudadas. Apesar da alteração que afetou estes litotipos, a dispersão dos elementos mostrada nos diagramas de MgO *versus* SiO_2 e $Fe_2O_3^T$ ainda preserva um certo *trend* magmático (Fig. 5.2a, b). Nos hematita clorititos, os conteúdos de SiO_2 estão fortemente empobrecidos e a amostra mais rica em $Fe_2O_3^T$ (45,89%) tem o mais baixo teor de SiO_2 (Fig. 5.2a,b). Os teores de MgO estão enriquecidos (até 18,83%), porém com menores variações que os teores de $Fe_2O_3^T$ (Fig. 5.2b). Cálcio, Na_2O e K_2O apresentam forte dispersão, evidenciando grande mobilização destes elementos durante os eventos de alteração; as rochas das zonas intermediária e proximal estão fortemente empobrecidas nestes componentes e, em algumas amostras, os mesmos foram quase completamente lixiviados (Fig. 5.2c, d, e). Os teores de perda ao fogo (P. F.) mostram a hidratação experimentada pela rocha. Os clorita metabasaltos têm os menores valores de P. F., variando entre 2,10 e 3,50 % (Fig. 5.2f), representando provavelmente a hidratação pela água do mar. Os clorititos e hematita clorititos (incluindo os gabros) mostram amplo espectro de valores de P. F. (3,90-11,70 %; Fig. 5.2f), refletindo a grande quantidade de clorita presente nestas rochas. Perdas de SiO_2 , CaO e Na_2O também são descritas por Teixeira (1994), que observa que as mesmas ocorrem perto das zonas de contato da rocha máfica com o minério e aparecem na forma de intensa cloritização.

Tabela 5.1 - Análises químicas de rocha total dos metabasaltos do Grupo Grão Pará.

Número	1	2	3	4	16	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Amostra	N4EF77 P125.30	N4EF328 P150.90	N4EF328 P169.20	N4EF328 P187.00	N4EMZ1	N4EF703 P66.15	N4EF703 P71.50	N4EF703 P72.30	N4EF703 P72.70	N4EF703 P76.95	N4EF703 P159.76	N4EF703 P162.36	N4EF703 P165.02	N4EF703 P168.60	N4EF703 P176.57
Rocha	Clorita metabasalto	Clorita metabasalto	Clorita metabasalto	Clorita metabasalto	Clorita metabasalto	Clorito	Clorito	Clorito	Clorito	Clorito	Clorito	Clorito	Clorito	Clorito	Clorito
SiO ₂	53,99	54,50	54,27	53,83	54,11	50,29	40,82	45,22	38,30	46,85	47,31	50,66	52,57	51,54	47,26
TiO ₂	0,49	0,58	0,53	0,48	0,53	0,80	0,75	0,65	0,77	0,78	0,81	0,84	0,71	0,78	0,65
Al ₂ O ₃	14,78	14,04	14,05	14,62	14,24	13,20	13,53	12,49	14,17	13,08	13,51	14,73	12,58	13,72	11,94
Fe ₂ O ₃ ¹	8,85	9,76	9,30	8,80	9,59	12,18	27,01	25,43	28,15	17,37	20,23	13,79	8,73	12,74	9,91
MnO	0,30	0,26	0,21	0,23	0,42	0,30	0,45	0,43	0,46	0,51	0,40	0,40	0,35	0,34	0,39
MgO	6,77	6,39	6,92	7,47	7,22	5,36	9,33	8,52	9,36	9,75	9,65	6,83	4,91	6,99	4,73
CaO	5,20	5,77	6,00	6,71	4,35	6,92	0,60	0,34	0,47	2,41	0,64	1,96	6,95	2,30	10,61
Na ₂ O	3,19	2,87	3,98	2,18	2,08	2,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,17	0,09	0,06	3,01
K ₂ O	4,01	2,14	2,45	2,73	3,38	1,40	0,04	0,04	0,31	1,06	0,05	3,38	3,80	4,99	1,24
P ₂ O ₅	0,07	0,08	0,07	0,06	0,08	0,07	0,06	0,05	0,06	0,05	0,07	0,08	0,05	0,06	0,05
P. F.	2,10	3,20	2,10	2,70	3,50	7,20	7,30	6,70	7,60	7,90	7,30	6,90	8,90	6,00	9,90
TotC	0,02	0,20	0,03	0,08	0,02	1,28	0,15	0,57	0,59	1,24	0,33	0,65	1,68	0,78	2,18
TotS	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02
Total	99,78	99,80	99,92	99,90	99,54	101,03	100,06	100,46	100,28	101,02	100,32	100,41	101,33	100,33	101,89
Ba	1871,10	1450,40	683,40	1103,70	3378,70	1037,70	114,90	85,50	188,50	250,20	20,40	897,80	1621,20	2137,70	805,00
Rb	117,70	70,00	62,20	99,90	113,70	36,90	4,40	3,20	10,20	23,90	2,40	138,20	171,00	139,10	40,90
Sr	263,30	168,50	117,30	188,60	165,10	118,40	3,20	3,10	4,80	13,80	5,70	18,10	22,90	16,50	76,10
Ga	14,50	14,80	13,20	13,70	14,00	16,80	15,40	15,50	18,50	17,10	17,40	17,70	13,80	17,70	14,80
Ta	0,40	0,50	0,40	0,30	0,40	0,50	0,40	0,30	0,50	0,30	0,40	0,50	0,50	0,40	0,20
Nb	3,20	3,50	2,70	2,60	3,10	4,40	3,40	3,20	3,60	4,10	4,40	4,60	3,80	4,20	3,30
Hf	1,90	2,10	2,00	1,90	2,00	3,10	2,90	2,00	2,50	2,90	2,80	3,20	2,60	2,90	2,10
Zr	67,30	70,70	65,00	56,90	68,40	94,10	76,40	65,10	80,40	87,10	95,20	101,50	82,70	90,00	70,70
Y	13,20	15,70	13,40	12,60	14,10	24,80	22,30	22,50	23,10	25,60	9,90	20,20	21,60	18,80	20,50
Th	5,10	5,10	3,80	3,60	3,30	5,70	3,70	3,90	4,20	5,50	5,80	6,20	5,60	5,60	3,60
U	1,20	1,30	0,90	1,00	0,90	2,10	1,70	1,20	1,40	1,80	1,90	2,10	1,70	1,90	1,40
Cr	61,58	27,37	41,06	75,27	47,90	102,64	109,48	95,80	109,48	177,91	61,58	68,43	61,58	68,43	95,80
Ni	52,50	89,80	36,90	44,40	55,30	72,10	94,20	83,00	102,30	80,30	78,50	78,00	61,50	77,70	73,60
Co	50,50	51,20	51,80	51,00	59,50	49,40	77,20	74,10	85,90	52,00	32,90	43,80	52,20	50,90	48,50
Sc	28,00	30,00	29,00	28,00	29,00	31,00	33,00	29,00	35,00	29,00	28,00	35,00	29,00	33,00	28,00
V	168,00	189,00	181,00	171,00	186,00	216,00	218,00	205,00	243,00	216,00	220,00	236,00	198,00	218,00	194,00
Cu	52,20	88,80	13,70	59,90	83,30	37,90	7,20	242,10	375,70	13,30	3,90	13,80	88,30	29,30	21,40
Pb	13,80	24,10	217,10	17,80	173,30	98,10	5,30	8,50	8,70	1,60	1,60	14,40	6,70	4,80	767,30
Zn	98,00	1695,00	248,00	288,00	733,00	1058,00	707,00	893,00	1185,00	437,00	289,00	219,00	284,00	683,00	570,00
W	117,20	130,80	122,60	111,10	130,40	64,40	50,80	56,80	56,10	23,70	21,20	38,30	172,20	48,20	69,00
Mo	0,30	0,30	0,40	0,30	0,40	0,30	0,20	0,60	2,10	0,10	0,50	0,30	0,40	0,30	0,30
Be	1,00	1,00	1,00	*	*	1,00	1,00	2,00	1,00	1,00	1,00	2,00	1,00	2,00	1,00
Ag	0,10	0,50	0,20	0,30	0,20	0,20	*	0,60	1,00	0,10	*	0,10	0,10	0,10	0,20
Au	3,70	2,20	1,20	3,00	*	1,10	*	*	5,00	*	*	*	*	1,60	1,80
La	13,80	15,40	13,40	12,50	14,50	17,10	5,20	6,60	21,10	5,80	19,60	17,60	15,80	15,00	13,20
Ce	28,80	31,20	28,60	24,80	29,90	35,20	13,20	15,50	50,20	16,80	39,20	34,30	30,40	31,20	27,70
Pr	3,23	3,45	3,16	2,80	3,35	4,09	1,79	1,91	5,83	2,46	4,16	3,79	3,36	3,40	3,07
Nd	12,30	13,00	11,60	10,30	12,60	15,70	7,70	8,30	21,40	10,60	15,10	13,60	13,60	12,40	12,00
Sm	2,30	2,60	2,20	2,10	2,50	3,40	2,10	2,80	4,20	2,90	2,40	2,70	2,80	2,80	2,60
Eu	0,63	0,75	0,62	0,58	0,40	0,92	0,53	0,45	0,45	0,59	0,39	0,59	0,60	0,42	0,66
Gd	2,37	2,61	2,18	2,11	2,35	3,68	2,71	2,89	3,35	3,20	1,80	2,94	3,03	2,68	2,72
Tb	0,40	0,45	0,40	0,35	0,41	0,69	0,48	0,64	0,59	0,63	0,26	0,50	0,55	0,47	0,53
Dy	2,30	2,59	2,39	2,01	2,42	4,14	3,46	4,05	3,79	4,34	1,56	3,38	3,70	3,03	3,19
Ho	0,45	0,54	0,46	0,39	0,46	0,85	0,84	0,82	0,81	0,91	0,35	0,73	0,75	0,63	0,67
Er	1,35	1,53	1,41	1,30	1,43	2,44	2,61	2,50	2,59	2,46	1,16	2,20	2,12	1,93	1,95
Tm	0,23	0,24	0,23	0,21	0,21	0,37	0,44	0,39	0,41	0,36	0,18	0,37	0,35	0,33	0,30
Yb	1,29	1,55	1,41	1,31	1,39	2,13	3,14	2,62	2,59	2,38	1,28	2,45	2,10	2,28	1,78
Lu	0,22	0,26	0,22	0,21	0,22	0,36	0,52	0,39	0,45	0,33	0,26	0,37	0,31	0,31	0,28

continua...

...continuação Tabela 5.1

Número	17	18	19	20	21	22	29	36	37	38	39	40	41	42	43	56	57
Amostra	N4EMZ2	N4WF692 P270.30A	N4WF692 P270.30B	N4WF692 P274.80A	N4WF692 P274.80B	N4WF692 P275.00	N5EF508 P146.30	N5EF523 P101.60	N5EF523 P106.15	N5EF523 P111.00A	N5EF523 P112.95	N5EF523 P117.60	N5EF523 P127.40	N5EF523 P127.50	N5EF523 P133.45	N5EF375 P109.80	N5SF825 P282.45
Rocha	Cloritito	Cloritito	Cloritito	Cloritito	Cloritito	Cloritito	Cloritito	Cloritito c/m hematita	Cloritito com hematita	Cloritito com hematita	Cloritito com hematita	Cloritito com hematita	Cloritito com hematita	Cloritito com hematita	Cloritito com hematita	Cloritito	Cloritito
SiO ₂	49,56	49,80	54,44	37,25	53,99	32,94	46,99	48,94	49,15	42,37	51,96	46,47	44,05	49,81	52,83	46,79	46,59
TiO ₂	0,85	0,56	0,53	1,04	0,69	0,95	1,10	0,97	0,98	0,93	0,92	0,98	1,08	0,86	0,89	1,03	0,90
Al ₂ O ₃	14,34	9,81	9,77	16,69	11,87	17,00	15,58	14,88	14,68	12,19	14,16	13,28	15,97	13,07	14,05	14,29	13,97
Fe ₂ O ₃ ^T	8,72	20,35	18,48	20,81	15,85	23,31	18,33	13,47	14,44	22,58	13,60	18,28	16,08	16,65	15,56	17,56	16,95
MnO	0,41	1,60	0,42	0,28	0,22	0,30	0,53	0,59	0,66	0,86	0,70	0,88	0,81	0,74	0,60	0,45	0,40
MgO	4,41	9,78	9,92	14,05	10,18	16,54	7,42	9,40	9,67	11,24	8,86	11,68	10,79	9,48	7,79	10,86	10,37
CaO	7,51	0,28	0,16	0,23	0,20	0,19	0,19	0,21	0,28	0,13	0,24	0,20	0,24	0,23	0,24	0,28	1,20
Na ₂ O	0,03	0,01	0,01	0,41	0,11	0,01	0,02	0,01	0,68	0,01	1,97	0,01	0,06	0,03	0,02	0,06	1,24
K ₂ O	4,72	0,04	0,04	1,35	0,68	0,32	2,71	0,41	0,74	0,04	0,21	0,08	3,13	1,86	1,77	1,30	1,03
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,05	0,11	0,06	0,08	0,11	0,09	0,11	0,08	0,12	0,14	0,16	0,11	0,11	0,11	0,09
P. F.	9,10	7,70	6,20	7,70	6,10	8,30	6,60	11,00	8,50	9,30	7,10	7,90	7,40	7,00	6,10	7,20	7,10
TotC	1,70	0,84	0,16	0,01	0,04	0,03	0,32	0,37	0,23	0,12	0,31	0,11	0,13	0,12	0,09	0,02	0,30
TotS	0,03	0,09	0,09	0,01	0,07	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,05
Total	101,46	100,93	100,27	99,94	100,06	99,99	99,91	100,35	100,13	99,86	100,16	100,02	99,91	99,97	100,06	99,96	99,86
Ba	894,20	4,20	6,80	444,00	189,90	123,20	814,80	71,50	367,00	179,60	163,90	130,70	1778,30	1194,10	487,80	227,30	385,50
Rb	208,00	0,70	1,20	45,50	23,00	14,30	87,90	10,40	15,90	1,50	5,40	3,70	74,60	40,60	66,90	51,20	27,60
Sr	20,50	1,20	1,20	3,60	2,20	2,10	9,30	4,40	17,30	5,00	66,70	4,50	12,20	8,40	4,10	6,30	16,20
Ga	17,70	13,60	11,80	17,90	13,60	20,90	18,20	18,10	20,20	15,90	20,40	19,80	17,00	19,60	13,40	19,80	16,50
Ta	0,50	0,30	0,40	0,60	0,30	0,50	0,50	0,30	0,30	0,40	0,30	0,40	0,50	0,30	0,30	0,60	0,40
Nb	4,80	3,70	3,70	6,00	3,70	5,70	5,30	4,80	5,10	6,10	5,20	5,00	5,90	4,30	4,90	5,30	4,50
Hf	2,90	2,40	2,30	3,70	2,50	3,70	3,40	2,80	3,50	3,00	3,10	3,40	3,80	2,80	2,70	3,30	3,10
Zr	97,70	71,40	68,40	120,00	76,80	114,60	106,20	97,20	107,50	100,30	98,50	104,70	118,60	87,10	94,20	119,20	102,80
Y	22,90	26,00	21,00	23,20	18,30	21,90	28,10	23,20	25,30	21,70	25,20	18,50	24,60	18,30	23,00	31,10	27,40
Th	8,80	5,00	6,50	9,40	5,10	9,40	7,90	5,40	5,90	5,10	5,50	6,20	6,60	5,00	4,70	7,20	6,20
U	1,90	1,70	1,60	2,50	1,80	2,50	2,50	1,50	1,60	1,60	1,50	1,60	1,90	1,40	1,60	2,80	2,00
Cr	68,43	68,43	88,95	82,11	54,74	75,27	68,43	68,43	54,74	82,11	54,74	54,74	82,11	54,74	61,58		
Ni	69,60	68,50	69,60	88,20	72,90	87,40	103,00	74,70	77,00	117,00	77,20	91,90	85,60	87,80	78,80	93,80	77,80
Co	49,60	46,80	54,40	33,60	32,60	39,80	62,80	42,70	46,40	57,10	41,50	55,00	56,50	46,60	46,80	64,50	54,40
Sc	35,00	22,00	22,00	40,00	30,00	41,00	43,00	40,00	38,00	40,00	38,00	40,00	43,00	32,00	35,00	40,00	35,00
V	232,00	157,00	146,00	276,00	199,00	283,00	305,00	232,00	246,00	379,00	268,00	244,00	247,00	238,00	253,00	259,00	225,00
Cu	101,00	324,30	70,30	28,20	323,20	7,90	152,60	84,50	227,90	691,30	175,10	267,70	32,00	53,50	90,10	38,30	749,20
Pb	2,70	12,90	11,20	1,60	3,20	1,60	23,70	6,90	8,40	152,30	10,10	29,30	4,60	5,60	2,10	6,70	3,90
Zn	197,00	191,00	161,00	257,00	202,00	271,00	1232,00	669,00	555,00	657,00	600,00	946,00	538,00	475,00	413,00	457,00	233,00
W	57,50	54,60	30,50	12,80	47,60	10,40	24,60	0,10	0,30	0,20	0,30	0,30	0,10	0,30	0,40	0,50	0,60
Mo	0,50	0,50	0,70	0,20	0,10	0,20	0,10	1,50	0,90	4,20	1,10	0,90	1,40	1,80	1,60	2,00	3,20
Be	1,00	1,00	2,00	*	1,00	1,00	1,00	1,00	*	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	2,00	1,00
Ag	0,30	0,50	0,60	*	0,10	*	0,10	0,10	0,20	0,50	0,30	0,20	0,10	0,20	0,20	0,60	0,30
Au	2,00	4,30	6,90	*	1,50	*	0,60	2,50	3,10	7,80	2,60	1,00	2,70	2,60	1,80	18,10	2,50
La	16,90	14,70	13,30	14,30	16,50	13,20	19,40	14,90	15,80	19,40	16,00	6,30	17,50	18,50	11,60	11,40	6,40
Ce	34,90	31,20	27,20	31,90	34,90	28,40	40,10	23,10	31,30	38,40	31,90	13,00	36,30	37,20	22,90	27,00	15,00
Pr	3,94	3,55	3,20	3,63	3,89	3,20	4,44	3,46	3,58	4,40	3,62	1,57	4,24	4,25	2,67	3,01	1,92
Nd	15,30	14,40	13,00	15,20	15,20	12,70	17,80	14,70	16,00	18,80	14,80	7,10	17,60	17,10	10,40	11,80	7,20
Sm	3,20	3,10	2,60	3,40	3,30	2,90	3,60	3,30	3,50	3,70	3,40	1,70	3,70	3,60	2,40	3,50	2,40
Eu	0,77	0,65	0,54	0,71	0,67	0,63	1,12	0,88	1,02	1,13	0,87	0,59	0,86	0,85	0,74	0,74	0,50
Gd	3,80	3,94	3,04	3,75	3,47	3,18	4,05	3,33	3,84	3,51	3,64	2,45	3,57	3,01	2,88	3,52	2,89
Tb	0,62	0,68	0,58	0,63	0,53	0,63	0,76	0,61	0,65	0,59	0,70	0,44	0,58	0,51	0,63	0,86	0,65
Dy	3,98	4,32	3,48	4,24	3,26	3,98	4,60	3,77	4,13	3,39	4,17	2,62	3,64	2,99	3,62	5,36	3,75
Ho	0,77	0,93	0,67	0,87	0,67	0,83	0,92	0,85	0,93	0,77	0,89	0,63	0,84	0,65	0,79	1,07	0,90
Er	2,29	2,49	1,92	2,57	1,88	2,52	2,98	2,40	2,64	2,15	2,54	1,67	2,46	1,95	2,24	3,09	2,74
Tm	0,35	0,36	0,31	0,47	0,30	0,42	0,50	0,36	0,40	0,35	0,40	0,27	0,37	0,31	0,33	0,50	0,40
Yb	2,36	2,31	1,97	3,09	2,17	2,80	3,16	2,49	2,75	2,53	2,46	1,84	2,50	2,05	2,35	3,01	2,60
Lu	0,36	0,34	0,28	0,48	0,30	0,42	0,52	0,32	0,38	0,40	0,37	0,27	0,36	0,27	0,31	0,45	0,42

continua...

...continuação Tabela 5.1

Número	58	59	60	61	65	66	5	28	30	31	32	33	44	45	46	47	48	49
Amostra	NSSF837 P294,20	N4EF707 P20,41	N4EF764 P117,60	NSEF360 P245,00	NSSF825 P293,00	NSSF843 P271,00	N4EF621 P56,60	NSEF439 P251,90	NSEF508 P167,55	NSEF508 P200,00	NSEF508 P217,26	NSEF508 P218,50	NSEF523 P142,65	NSEF523 P152,65	NSEF523 P167,60	NSEF523 P187,10	NSEF523 P207,60	NSEF523 P213,45
Rocha	Cloritito	Cloritito	Cloritito	Cloritito	Cloritito	Cloritito	Hematita cloritito	Hematita cloritito	Hematita cloritito	Hematita cloritito	Hematita cloritito	Hematita cloritito	Hematita cloritito	Hematita cloritito	Hematita cloritito	Hematita cloritito	Hematita cloritito	Hematita cloritito
SiO ₂	46,51	45,87	45,87	27,54	44,66	40,61	25,93	18,60	28,54	36,36	39,61	38,96	53,55	47,38	46,86	36,64	35,44	33,45
TiO ₂	0,64	0,76	0,76	1,12	0,92	1,04	0,97	0,19	1,05	1,07	1,33	1,31	0,89	0,77	0,97	0,92	0,95	0,97
Al ₂ O ₃	11,35	13,34	13,34	16,20	16,46	14,09	16,59	13,70	16,98	18,81	21,61	22,13	13,68	11,89	13,26	13,20	14,41	14,06
Fe ₂ O ₃ ^T	14,10	17,88	17,88	24,47	15,81	21,72	25,44	45,89	23,57	22,82	20,06	17,55	14,76	23,51	18,76	26,93	28,90	29,85
MnO	0,43	0,53	0,53	1,25	0,20	0,45	1,97	1,38	0,89	0,85	0,35	0,48	0,62	0,54	0,60	0,83	0,87	0,88
MgO	6,21	12,85	12,85	12,91	9,86	13,06	18,83	13,51	17,77	9,57	4,71	6,16	7,66	8,44	11,54	12,58	11,22	11,55
CaO	7,12	0,22	0,22	3,57	0,26	0,43	0,21	0,02	0,21	0,35	0,32	0,31	0,21	0,15	0,18	0,19	0,11	0,18
Na ₂ O	0,05	0,04	0,04	0,24	0,05	0,03	0,01	0,01	0,01	2,85	1,02	1,43	2,74	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
K ₂ O	1,92	0,06	0,06	0,51	4,84	*	0,04	0,04	0,20	0,84	5,11	4,27	0,50	1,55	0,60	0,48	1,38	0,86
P ₂ O ₅	0,09	0,07	0,07	0,13	0,12	0,16	0,14	0,12	0,08	0,12	0,23	0,17	0,10	0,13	0,13	0,16	0,11	0,16
P. F.	11,50	8,30	8,30	11,70	6,40	8,00	9,80	6,40	10,40	6,10	5,50	7,00	5,10	5,40	6,90	7,80	6,30	7,90
TotC	2,85	0,05	0,05	1,26	0,03	0,06	0,04	0,07	0,02	0,01	0,09	0,01	0,05	0,09	0,09	0,10	0,04	0,07
TotS	0,21	0,01	0,01	0,02	0,01	0,13	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	99,94	99,94	99,94	99,68	99,61	99,65	99,98	99,94	99,73	99,76	99,95	99,79	99,87	99,88	99,91	99,85	99,75	99,95
Ba	393,20	28,80	28,80	155,90	2044,80	30,70	15,90	28,90	112,50	272,80	551,90	610,70	183,10	494,10	241,60	198,40	458,20	367,90
Rb	44,40	4,00	4,00	11,40	142,10	1,60	*	*	7,70	34,00	207,40	148,10	14,90	59,20	24,40	21,70	54,80	34,60
Sr	23,90	5,30	5,30	45,90	13,80	4,10	2,50	5,80	2,20	68,20	25,80	25,00	46,60	5,20	3,80	5,80	6,30	6,40
Ga	14,40	16,00	16,00	18,90	19,20	23,20	23,80	17,90	18,30	19,00	21,70	22,50	15,00	18,60	18,60	18,20	18,00	17,70
Ta	0,30	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,30	0,40	0,40	0,50	0,50	0,30	0,30	0,40	0,30	0,40	0,40
Nb	3,60	4,50	4,50	5,40	5,30	5,20	6,10	2,40	5,00	5,00	6,30	6,50	4,70	4,10	5,30	5,20	4,60	4,80
Hf	2,30	2,90	2,90	4,10	4,10	3,50	3,80	2,00	3,60	3,40	3,90	4,30	2,90	2,10	3,20	3,00	3,10	3,00
Zr	78,30	88,30	88,30	123,60	119,70	116,00	123,70	73,20	109,00	106,60	128,10	141,50	98,30	76,80	98,70	105,10	99,70	105,10
Y	23,50	15,40	15,40	25,40	24,80	68,20	30,00	17,50	31,90	27,40	28,10	34,50	22,90	20,00	24,40	28,80	21,10	24,00
Th	5,70	3,90	3,90	6,00	7,30	5,60	8,00	6,00	6,20	6,40	7,60	8,00	6,10	4,20	6,00	5,60	5,60	5,80
U	1,50	1,50	1,50	3,30	2,20	4,60	2,50	8,30	2,50	2,30	3,20	5,30	1,80	2,50	2,10	3,10	9,60	26,60
Cr	615,83	478,98	478,98	889,53	821,10	1094,80	82,11	54,74	82,11	82,11	88,95	130,01	41,06	47,90	61,58	143,69	150,54	143,69
Ni	61,40	33,00	33,00	115,00	91,90	117,90	92,90	22,30	105,30	121,30	92,40	109,70	65,90	72,80	80,20	164,10	162,80	138,00
Co	44,30	53,10	53,10	71,70	38,30	71,70	84,90	24,20	73,60	66,50	44,60	57,30	43,00	42,20	56,10	81,60	80,70	79,00
Sc	23,00	31,00	31,00	47,00	40,00	38,00	41,00	3,00	43,00	47,00	58,00	52,00	32,00	30,00	38,00	39,00	45,00	42,00
V	177,00	220,00	220,00	300,00	269,00	202,00	212,00	808,00	243,00	402,00	339,00	315,00	251,00	313,00	242,00	310,00	271,00	279,00
Cu	60,10	9,10	9,10	43,70	4,30	1210,80	39,70	10,70	44,00	317,10	13,50	12,60	64,40	133,30	71,60	284,60	171,50	124,90
Pb	7,00	7,50	7,50	4,20	2,70	1,60	7,10	15,40	1,50	2,30	12,60	6,00	5,00	10,20	5,20	6,80	11,10	9,00
Zn	263,00	597,00	597,00	1200,00	337,00	572,00	194,00	277,00	1915,00	1517,00	691,00	1169,00	516,00	563,00	553,00	772,00	1074,00	840,00
W	0,20	1,00	1,00	0,30	1,90	0,90	0,60	1,70	11,60	16,30	0,10	10,00	0,30	0,30	0,10	0,20	0,10	0,10
Mo	0,40	0,50	0,50	0,30	0,40	2,50	0,30	0,60	0,10	0,10	0,70	*	0,70	1,40	0,90	1,40	0,50	0,70
Be	1,00	*	*	1,00	2,00	1,00	2,00	1,00	1,00	*	1,00	2,00	1,00	1,00	2,00	1,00	1,00	1,00
Ag	0,30	0,10	0,10	*	*	0,30	0,20	0,20	*	0,20	*	*	0,10	0,20	0,10	0,30	0,20	0,10
Au	12,30	1,90	1,90	5,40	0,60	0,50	2,20	3,80	*	0,60	1,50	*	2,30	2,10	2,30	1,10	3,60	*
La	14,20	6,70	6,70	9,60	14,70	21,20	18,70	239,00	7,90	18,20	17,50	15,40	12,70	11,00	14,50	10,10	9,70	10,00
Ce	27,20	14,10	14,10	21,90	30,90	38,70	34,10	525,90	16,60	35,40	33,20	32,00	24,00	21,10	28,40	20,10	22,00	21,00
Pr	3,15	1,74	1,74	2,82	3,75	4,32	3,86	56,62	2,08	3,71	3,58	3,81	2,75	2,32	3,19	2,14	2,71	2,36
Nd	13,50	6,70	6,70	12,00	15,10	18,00	16,30	193,00	9,40	14,90	14,60	15,80	12,40	8,80	12,80	9,50	11,50	10,00
Sm	2,80	1,30	1,30	2,80	3,30	4,50	4,20	27,00	2,40	3,30	3,10	3,50	2,70	2,20	2,90	2,60	2,70	2,20
Eu	0,72	0,44	0,44	0,68	0,95	2,21	1,08	3,30	0,65	0,91	0,96	1,14	0,80	0,49	0,72	0,51	0,66	0,46
Gd	3,43	1,69	1,69	3,19	3,54	7,27	4,22	10,01	3,70	3,87	3,72	4,91	3,17	2,59	2,91	3,04	2,63	2,67
Tb	0,63	0,32	0,32	0,67	0,73	1,72	0,75	0,94	0,71	0,67	0,74	0,87	0,56	0,47	0,59	0,59	0,52	0,53
Dy	3,76	2,00	2,00	3,93	4,21	11,31	4,62	3,51	4,90	4,53	4,28	5,24	3,20	3,00	3,67	3,82	3,12	3,36
Ho	0,80	0,49	0,49	0,90	0,91	2,48	1,06	0,53	1,03	0,98	0,98	1,15	0,75	0,67	0,85	0,88	0,71	0,78
Er	2,13	1,49	1,49	2,65	2,42	6,51	3,02	1,50	3,07	2,68	2,81	3,38	2,22	1,95	2,53	2,66	2,23	2,43
Tm	0,35	0,26	0,26	0,45	0,37	1,03	0,47	0,31	0,54	0,47	0,42	0,57	0,35	0,30	0,41	0,42	0,38	0,36
Yb	1,98	1,73	1,73	2,64	2,45	6,19	3,18	2,31	3,35	2,93	2,88	3,60	2,43	1,81	2,71	2,73	2,39	2,46
Lu	0,29	0,24	0,24	0,39	0,37	0,95	0,47	0,32	0,52	0,49	0,41	0,60	0,34	0,24	0,40	0,39	0,37	0,37

* valores abaixo do limite de detecção.

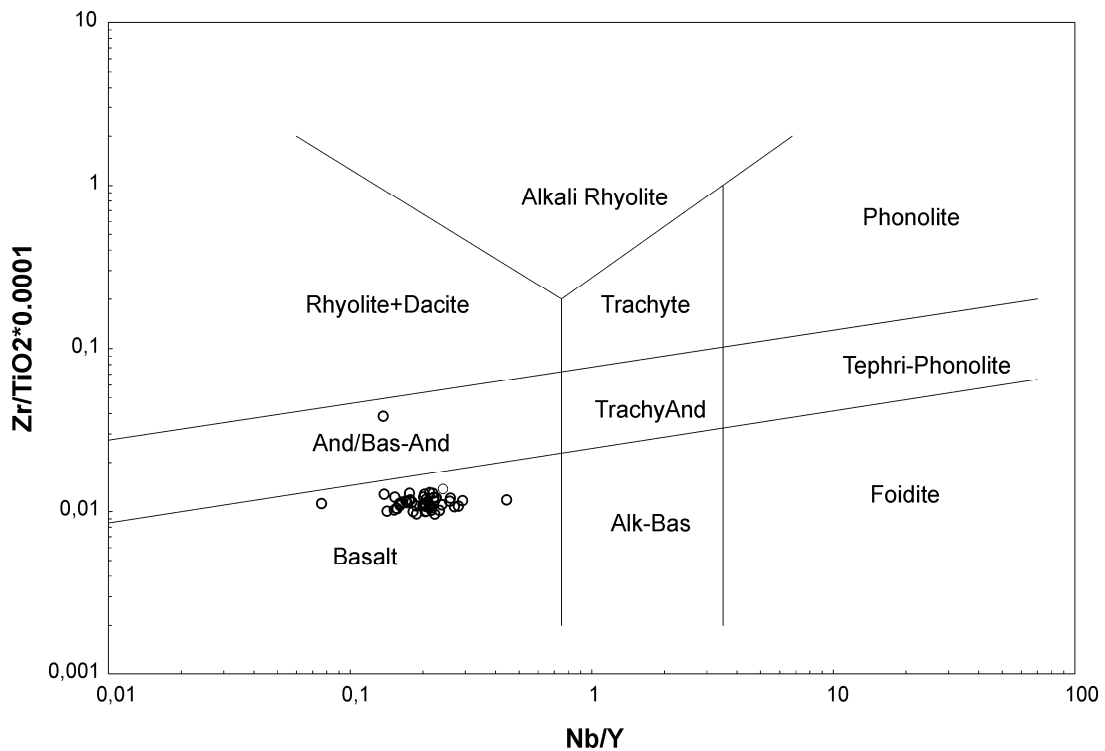


Figura 5.1 - Classificação das rochas vulcânicas máficas do Grupo Grão Pará, segundo Pearce (1996).

Algumas amostras têm altos teores de K_2O (até 5,11 %; Tab. 5.1 e Fig. 5.2d), fato também observado em basaltos do Grupo Grão Pará estudadas por Olszewsky et al. (1989), Meirelles (1986) e Meirelles e Dardenne (1991). Devido aos altos conteúdos de K_2O , estes autores classificam os basaltos como rochas alcalinas e/ou traquiandesitos, provenientes de magmatismo shoshonítico. Entretanto, como acima exposto, os álcalis são elementos móveis, devendo-se evitar sua utilização em diagramas discriminantes, principalmente em rochas de idade arqueana. A mobilidade é corroborada pela dispersão de K_2O no diagrama binário com MgO (Fig. 5.2d), dispersão também observada por Olszewsky *et al.* (1989). O diagrama Nb/Y versus Zr/TiO_2 (Fig. 5.1), que indica a alcalinidade da rocha, não apresenta nenhuma amostra no campo dos basaltos alcalinos ou traquiandesitos. Além do mais, acréscimo de K_2O em rochas máficas causado por interações com a água do mar é comumente descrito na literatura, resultando principalmente na formação de celadonita (por exemplo, Bach *et al.* 2000, Alt e Teagle 2003; Schramm *et al.* 2005), que ocorre comumente associada com calcedônia (Gillis e Robinson 1985). A celadonita pertence ao grupo da mica, cuja fórmula é $K(Mg, Fe^{2+})(Fe^{3+}, Al)(OH)_2Si_4O_{10}$.

Tabela 5.2 - Análises químicas de rocha total dos metagabros (clorititos e hematita clorititos) do Grupo Grão Pará.

Número	23	24	25	26	27	34	35	50	62	63	64
Amostra	N5EF218 P130,00	N5EF383 P199,60	N5EF414 P257,80	N5EF414 P264,37	N5EF414 P280,85	N5EF508 P237,30	N5EF508 P286,85	N5EF523 P265,05	N5SF817 P96,34	N5EF440 P109,20	N5SF817 P149,00
SiO ₂	55,84	35,80	27,62	36,64	43,54	28,84	43,48	22,88	48,13	53,15	47,04
TiO ₂	1,36	1,56	1,19	1,26	1,11	1,53	0,94	1,06	1,29	1,17	1,09
Al ₂ O ₃	12,39	17,15	18,31	17,84	17,32	21,01	21,18	16,93	14,15	13,47	13,19
Fe ₂ O ₃ ^T	14,14	22,31	25,53	22,32	18,16	30,08	13,14	37,96	13,14	14,17	15,18
MnO	0,31	0,37	1,29	0,44	0,44	0,79	0,29	1,76	0,33	0,33	0,23
MgO	5,41	11,64	14,65	8,35	7,83	4,95	8,16	9,68	8,10	8,18	10,04
CaO	0,54	0,49	0,50	0,52	0,93	0,04	0,35	0,42	4,38	0,59	1,14
Na ₂ O	0,05	0,01	0,01	1,98	4,74	0,01	0,02	0,01	3,12	0,10	0,07
K ₂ O	5,54	3,16	1,53	2,28	0,62	2,72	5,57	0,75	1,75	2,25	4,88
P ₂ O ₅	0,41	0,33	0,40	0,37	0,33	0,38	0,21	0,36	0,31	0,32	0,28
P. F.	3,90	7,00	8,80	7,80	4,70	9,00	6,40	7,70	4,90	6,00	6,30
TotC	0,06	0,01	0,04	1,43	0,07	0,14	0,01	0,07	0,25	0,03	0,09
TotS	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Total	99,96	99,84	99,88	101,24	99,80	99,50	99,76	99,59	99,67	99,76	99,55
Ba	1147,70	799,30	396,40	584,00	205,80	1411,80	1350,20	192,00	601,40	576,00	2984,10
Rb	140,30	95,20	71,20	90,40	21,80	117,60	266,30	29,10	43,60	67,80	175,20
Sr	9,90	5,80	5,80	29,60	113,40	64,20	5,80	4,50	110,40	9,20	62,60
Ga	16,10	21,00	21,60	20,00	15,30	22,10	20,30	20,90	16,10	16,70	16,70
Ta	1,10	0,80	0,90	0,80	0,80	1,10	0,70	0,70	0,60	0,90	0,60
Nb	18,40	14,30	13,60	15,00	12,10	17,50	9,40	10,60	8,30	13,00	9,50
Hf	10,40	6,70	8,50	8,70	8,10	10,40	5,40	6,30	4,60	8,40	4,60
Zr	413,10	244,70	330,00	348,40	302,60	388,70	187,40	233,10	166,30	295,30	165,60
Y	41,60	31,00	43,70	32,50	29,00	47,60	22,30	29,70	23,60	26,60	27,40
Th	21,20	12,30	16,80	16,50	15,40	19,90	11,60	12,00	5,50	14,90	4,60
U	5,20	5,00	12,40	4,10	3,40	11,10	2,90	7,50	1,20	3,30	1,00
Cr	13,69	75,27	82,11	75,27	68,43	130,01	212,12	123,17	2121,18	2189,60	1915,90
Ni	38,80	140,90	87,80	99,70	92,00	157,50	181,00	149,90	183,30	101,00	252,40
Co	30,60	47,10	53,20	46,60	38,80	53,70	39,70	96,70	47,10	31,40	57,80
Sc	16,00	34,00	24,00	24,00	24,00	30,00	21,00	21,00	24,00	22,00	19,00
V	171,00	350,00	329,00	278,00	228,00	260,00	169,00	350,00	178,00	182,00	148,00
Cu	45,20	5,60	9,20	263,40	49,40	19,50	2,60	12,00	76,50	42,70	60,00
Pb	4,80	3,60	19,70	3,90	5,20	9,00	1,90	4,70	56,60	3,50	8,50
Zn	318,00	365,00	268,00	203,00	201,00	2307,00	374,00	2567,00	713,00	330,00	569,00
W	0,40	16,90	0,20	14,40	0,20	0,10	21,90	0,30	0,20	0,20	0,90
Mo	1,70	0,20	0,40	0,70	0,70	1,10	0,10	1,00	0,50	0,20	1,90
Be	*	1,00	1,00	1,00	1,00	2,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Ag	0,10	*	0,30	0,20	0,10	0,10	*	*	0,20	*	*
Au	4,20	*	4,10	2,80	1,80	3,00	*	*	2,90	0,70	1,20
La	25,90	36,70	33,80	35,40	38,10	35,90	30,80	26,10	18,80	42,80	23,80
Ce	56,00	80,70	66,50	75,20	83,80	77,00	62,20	58,10	43,50	92,10	54,10
Pr	6,53	8,96	7,21	8,50	9,17	9,08	6,85	6,49	5,11	9,94	6,40
Nd	27,10	34,00	27,90	33,10	36,30	37,40	25,30	24,40	20,70	37,00	27,20
Sm	5,70	6,20	5,60	6,20	7,10	7,90	4,80	5,00	4,00	6,00	5,50
Eu	1,07	1,07	0,91	1,05	1,11	1,34	1,11	0,95	1,09	1,13	1,71
Gd	5,71	5,50	5,45	5,27	5,65	7,57	4,03	4,10	4,12	4,77	5,21
Tb	1,09	0,97	1,06	0,96	0,90	1,24	0,65	0,74	0,71	0,88	0,90
Dy	7,07	5,32	6,40	5,59	5,18	6,89	4,03	4,51	4,19	4,60	4,56
Ho	1,51	1,05	1,41	1,20	1,02	1,54	0,76	0,96	0,85	0,98	0,89
Er	4,56	3,25	4,01	3,41	2,92	4,37	2,30	2,90	2,29	2,50	2,50
Tm	0,70	0,54	0,57	0,53	0,47	0,68	0,39	0,47	0,34	0,41	0,38
Yb	4,07	3,45	3,97	3,48	3,09	4,20	2,44	3,09	2,21	2,43	2,39
Lu	0,60	0,57	0,53	0,47	0,42	0,61	0,40	0,46	0,35	0,35	0,34

Fe₂O₃ assumido como ferro total; * valores abaixo do limite de detecção.

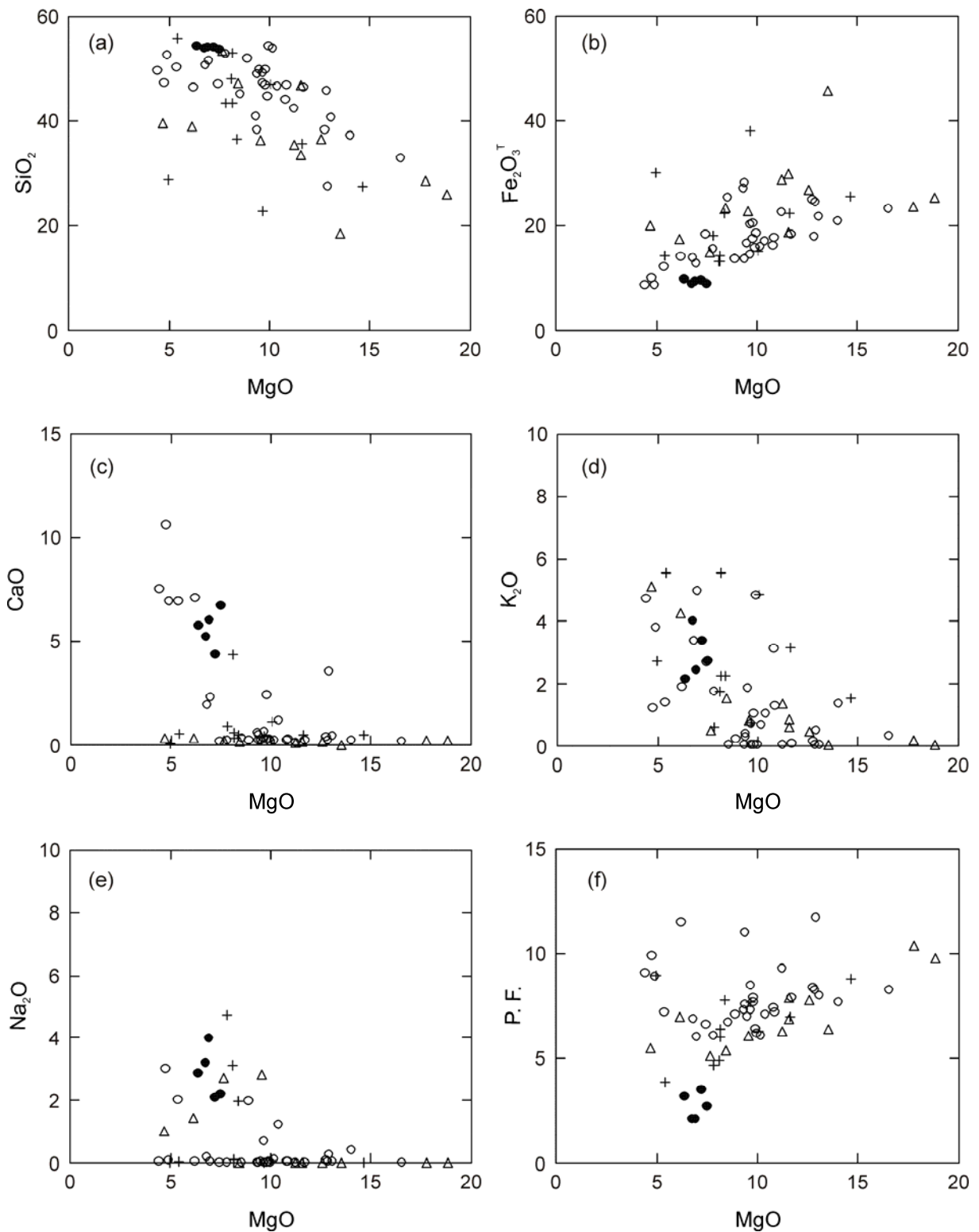


Figura 5.2 - Diagramas binários de óxidos para as rochas máficas do Grupo Grão Pará. (a) MgO vs. SiO_2 ; (b) MgO vs. Fe_2O_3^T ; (c) MgO vs. CaO; (d) MgO vs. K_2O ; (e) MgO vs. Na_2O . (f) MgO vs. P. F. (perda ao fogo). Símbolos – círculos cheios: clorita metabasaltos; círculos vazios: clorititos; triângulos: hematita clorititos; cruzes: metagabros (clorititos e hematita clorititos).

Não é possível fazer uma clara separação geoquímica entre os três grupos classificados através de suas associações minerais – clorita metabasalto, cloritito e hematita cloritito –, pois as trocas químicas ocorridas não têm correspondência com as mudanças mineralógicas observadas. Por exemplo, a subdivisão com base nos teores de Fe não é possível, já que os teores mais elevados de Fe não ocorrem apenas nas rochas mais ricas em hematita (Fig. 5.2b). Alguns clorititos também apresentam teores elevados de Fe, visto que estes são constituídos por chamosita, a clorita rica em Fe (Fig. 4.6). A perda ao fogo é o que mais se aproxima de um índice de alteração, com os menores teores ocorrendo nos clorita metabasaltos e os maiores nos clorititos, que têm grande quantidade de clorita (Fig. 5.2f).

Com base nos estudos petrográficos e na divisão em zonas de alteração relacionadas à distância com a zona do minério de ferro, é possível fazer a seguinte classificação geoquímica dos estágios de alteração (Fig. 5.3):

1) Estágio incipiente de alteração: corresponde à zona distal, com a formação incipiente de veios com clorita, carbonato e quartzo.

2) Estágio intermediário de alteração: equivale à zona intermediária, onde clorita, carbonato e quartzo são abundantes e hematita, mica branca e albita estão presentes. As texturas e estruturas primárias preservadas são freqüentes.

3) Estágio avançado de alteração: equivale à zona proximal, com predomínio de clorita e hematita. Texturas e estruturas primárias raramente estão preservadas.

Meirelles (1986) e Lindenmayer (1990) levantam a possibilidade do minério de ferro hospedado na formação ferrífera de Carajás ter-se originado da alteração hidrotermal dos basaltos da Formação Parauapebas. Com o objetivo de verificar esta hipótese, Lindenmayer e Laux (1995) utilizam dados de cálculos de balanço de massa, efetuados nas rochas basálticas alteradas da Serra Sul. Assumindo para os basaltos da Formação Parauapebas um teor médio de 12% de FeO^t , uma espessura de 6 km (conforme Gibbs *et al.* 1986) e considerando a área atual ocupada pelos basaltos de Carajás (DOCEGEO 1988), os autores concluem que seria necessária uma área 48 vezes maior do que a atualmente ocupada pelos basaltos de Carajás, para que estes pudessem ser a única fonte dos 18 bilhões de toneladas de minério a 65% de Fe existentes na região.

Costa (2007) apresenta um estudo sobre as seqüências metavulcanossedimentares na porção leste da Província Mineral Carajás. O autor descreve basaltos do Grupo Rio Novo, associados ao depósito de ferro SL1 (Serra Leste) e afetados pela mineralização de ferro, com teor médio de 40 % de Fe_2O_3^T .

5.1.2 Elementos traço

Os ETR e os elementos de alto campo de força Zr, Nb, Ta, Hf, Th, Y e Ti são considerados relativamente imóveis frente a processos de alteração hidrotermal, diagênese e metamorfismo regional até a fácies anfibolito médio (MacLean e Kranidiotis 1987; Gifkins *et al.* 2005). Entretanto, estes elementos podem ser mobilizados sob certas condições, como em zonas de alteração hidrotermal intensa (Teagle e Alt 2004), ou contaminação por crosta continental, litosfera subcontinental ou zonas de subducção (Pearce 1996; Condie 2005).

Uma maneira de testar a mobilidade dos elementos durante processos de alteração hidrotermal é fazer diagramas binários com os elementos potencialmente imóveis, com a sua origem em zero (Barret e MacLean 1994a, In Gifkins *et al.* 2005). Os elementos imóveis devem apresentar alto coeficiente de correlação, com a reta passando através da origem. Se ambos elementos forem imóveis, o coeficiente de correlação linear calculado (R^2) deve ser maior que 0,85. Os elementos móveis, ao contrário, apresentam distribuição errática (dispersão) ou remoção quase completa.

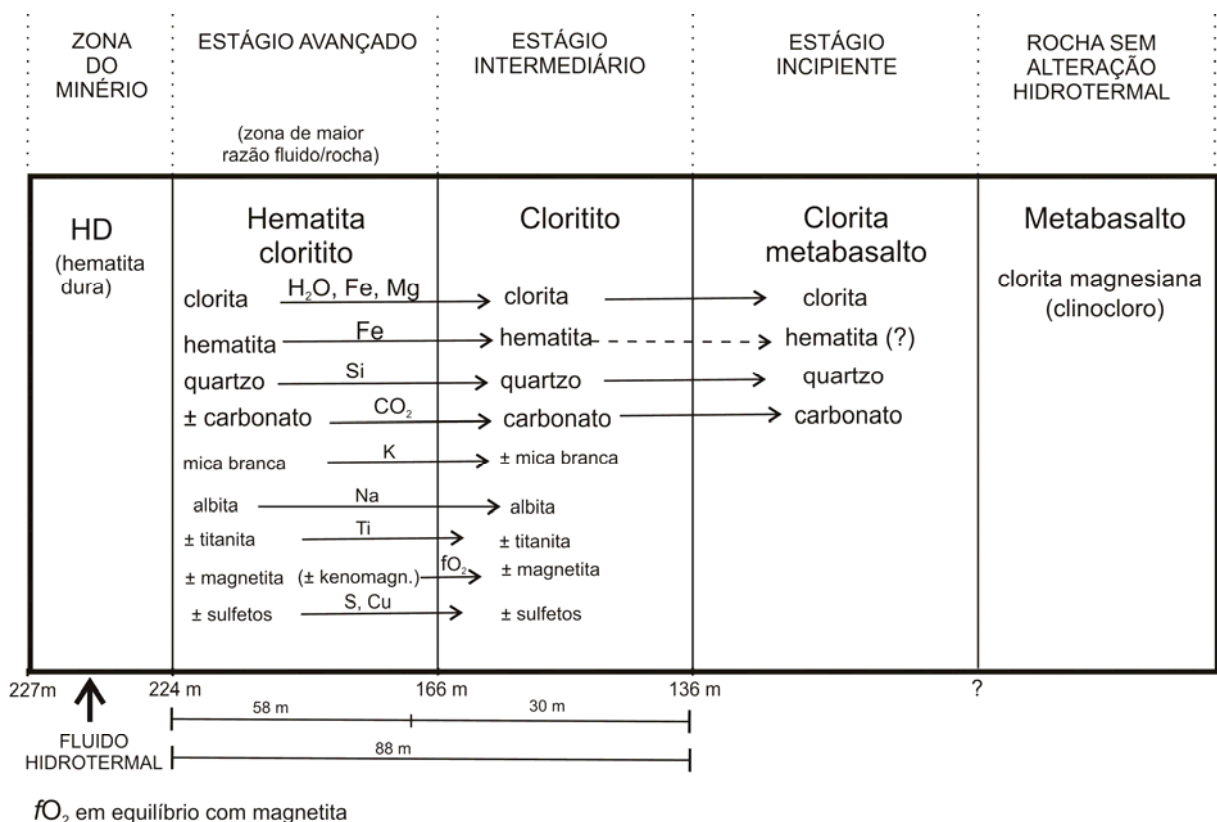


Figura 5.3 - Esquema mostrando os estágios de alteração hidrotermal das rochas basálticas. A divisão dos estágios tem por base dados químicos e petrográficos e tem correspondência com as zonas de alteração proximal, intermediária e distal. A rocha sem alteração (metabasalto) não foi estudada. As metragens apresentadas são apenas ilustrativas, pois as distâncias variam nos testemunhos de sondagem. Figura modificada de Lobato *et al.* (2005a).

Nos basaltos estudados, os elementos incompatíveis Nb, Hf e Zr possuem os coeficientes de correlação linear mais elevados ($R^2 = 0,87-0,92$), Fig. 5.4a,b. Outros elementos apresentam variados graus de dispersão, com coeficientes de correlação de 0,81 para Ti (Fig. 5.4c), 0,5 para Y (Fig. 5.4d) e de 0,3 para Th (Fig. 5.4e). Tântalo mostra uma distribuição peculiar, com repetição de valores que formam linhas paralelas (Fig. 5.4f).

O *trend* linear apresentado por Nb, Hf e Zr sugere que estas rochas são produto de um mesmo magmatismo e que estes elementos permaneceram imóveis ao longo da sua história evolutiva. Por outro lado, Y e Th foram mobilizados e a dispersão presente inclusive nos clorita metabasaltos sugere que a mobilização é anterior ao evento de alteração hidrotermal. Os padrões apresentados pelo Ta parecem ser resultado de erro analítico e, portanto, não são usados neste trabalho.

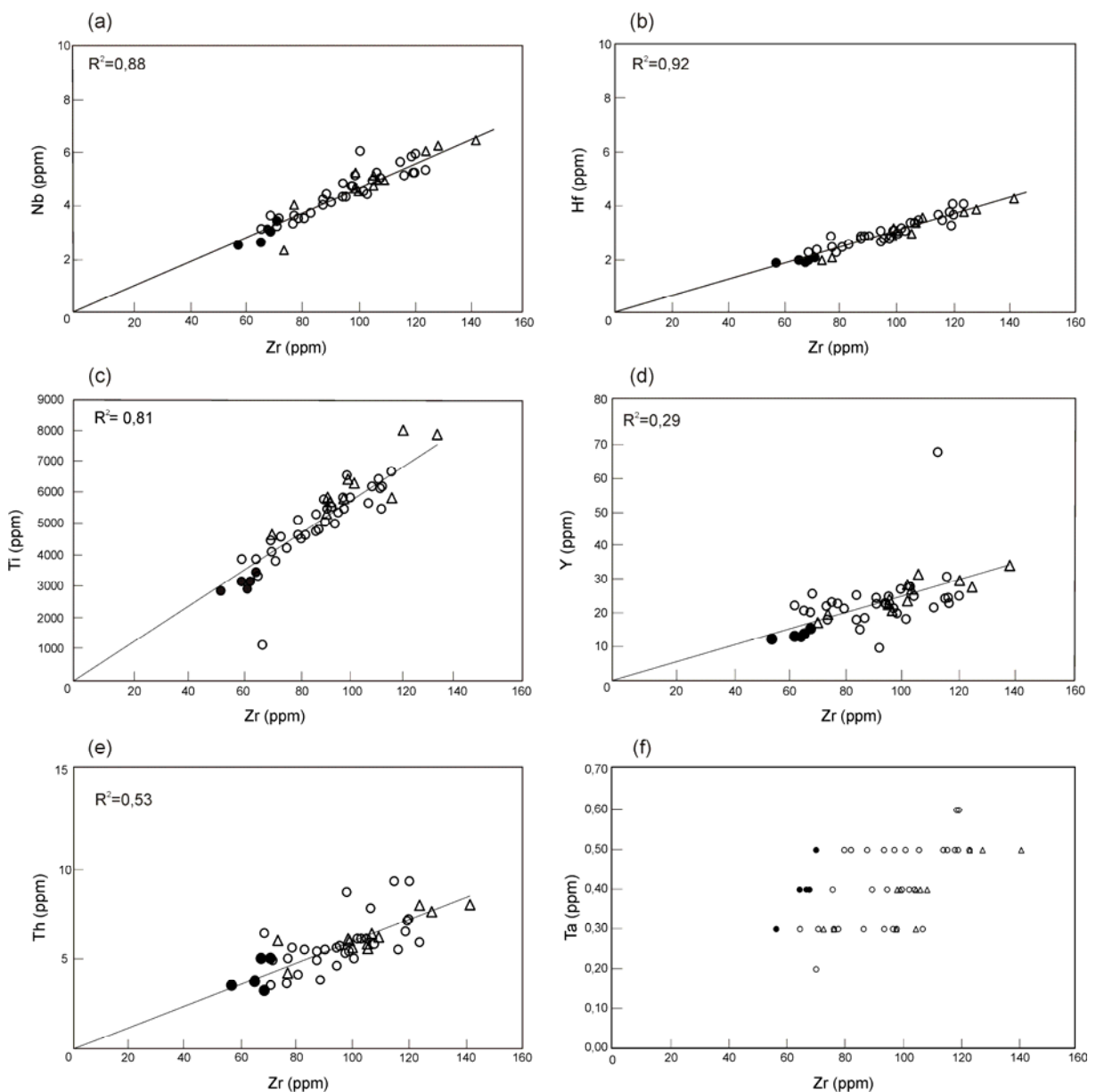


Figura 5.4 - Diagramas binários para as rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará. (a) Zr vs. Nb; (b) Zr vs. Hf; (c) Zr vs. Ti; (d) Zr vs. Y; (e) Zr vs. Th. Zircão, Nb, Hf e Ti são os elementos mais imóveis ($R^2 = 0,8-0,9$). Ítrio é móvel enquanto Th tem mobilidade moderada. Mesmos símbolos da Figura 5.2.

As amostras de metagabro analisadas apresentam altos índices de correlação entre os elementos Zr, Nb, Th e Hf ($R^2 = 0,81-0,97$), Figura 5.5a-c. Ítrio tem baixo índice de correlação ($R^2 = 0,54$) e Ti tem comportamento totalmente errático (Fig. 5.5d,e). Os resultados de Ta não são especialmente paralelos, mas mesmo assim não são utilizados neste trabalho (Fig. 5.5f). Colocando-se as amostras dos basaltos e dos gabros juntas nos diagramas binários, os elementos Nb, Zr, Hf e Th seguem um único *trend*, com $R^2 = 0,88-0,96$ (Fig. 5.6a-c). Já os elementos Ti e Y não mostram correlação entre as amostras de basaltos e gabros (Fig. 5.6d,e). Os gabros mostram conteúdos mais elevados destes elementos em relação aos conteúdos apresentados pelos basaltos.

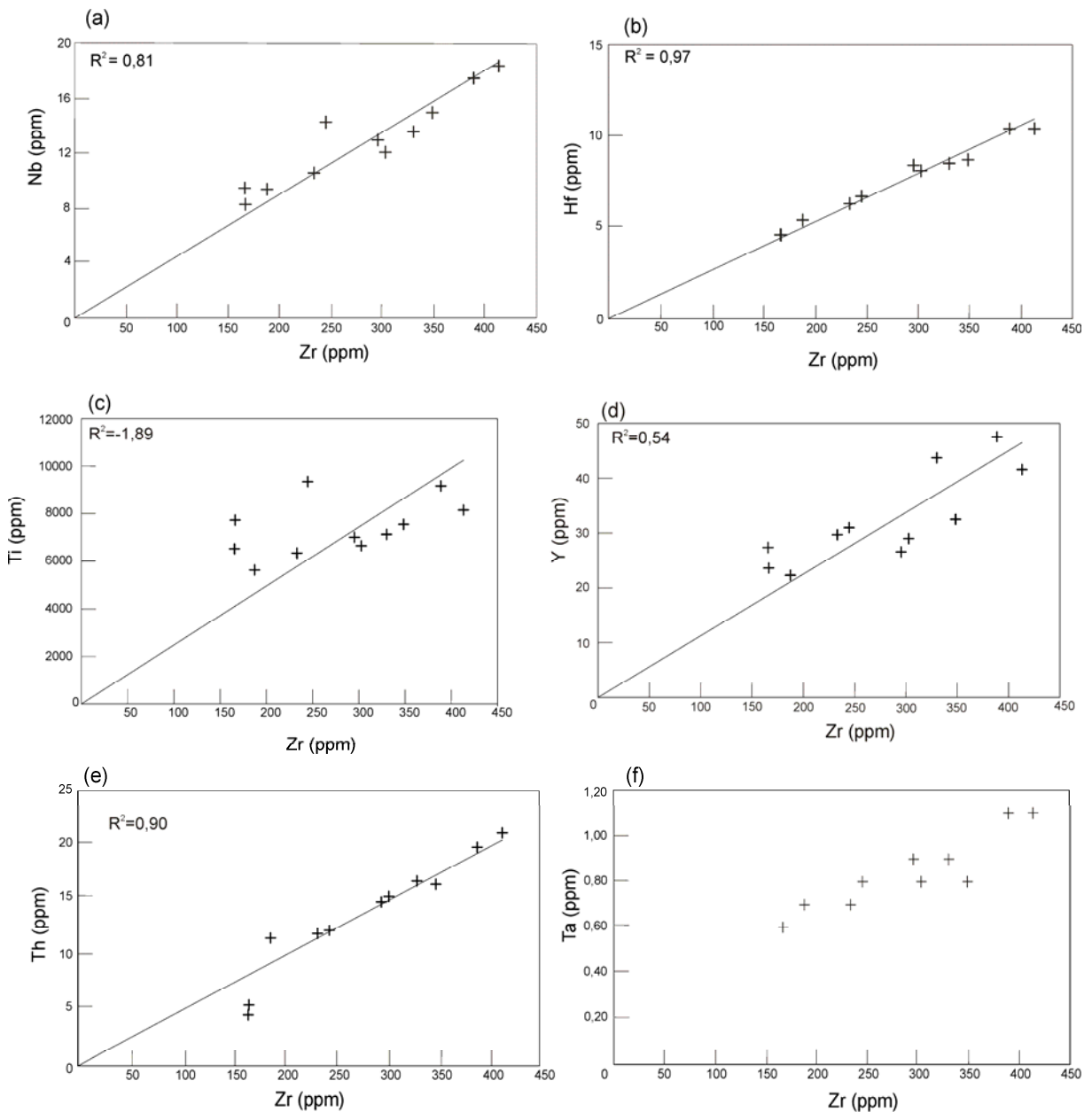


Figura 5.5 - Diagramas binários para os metagabros. (a) Zr vs. Nb; (b) Zr vs. Hf; (c) Zr vs. Ti; (d) Zr vs. Y; (e) Zr vs. Th; (f) Zr vs. Ta. Os elementos Zr, Nb, Th e Hf têm altos índices de correlação. Titânio tem comportamento errático e Y tem baixo índice de correlação. A distribuição de Ta é considerada erro analítico, seguindo-se o mesmo raciocínio empregado para este elemento relativamente aos basaltos.

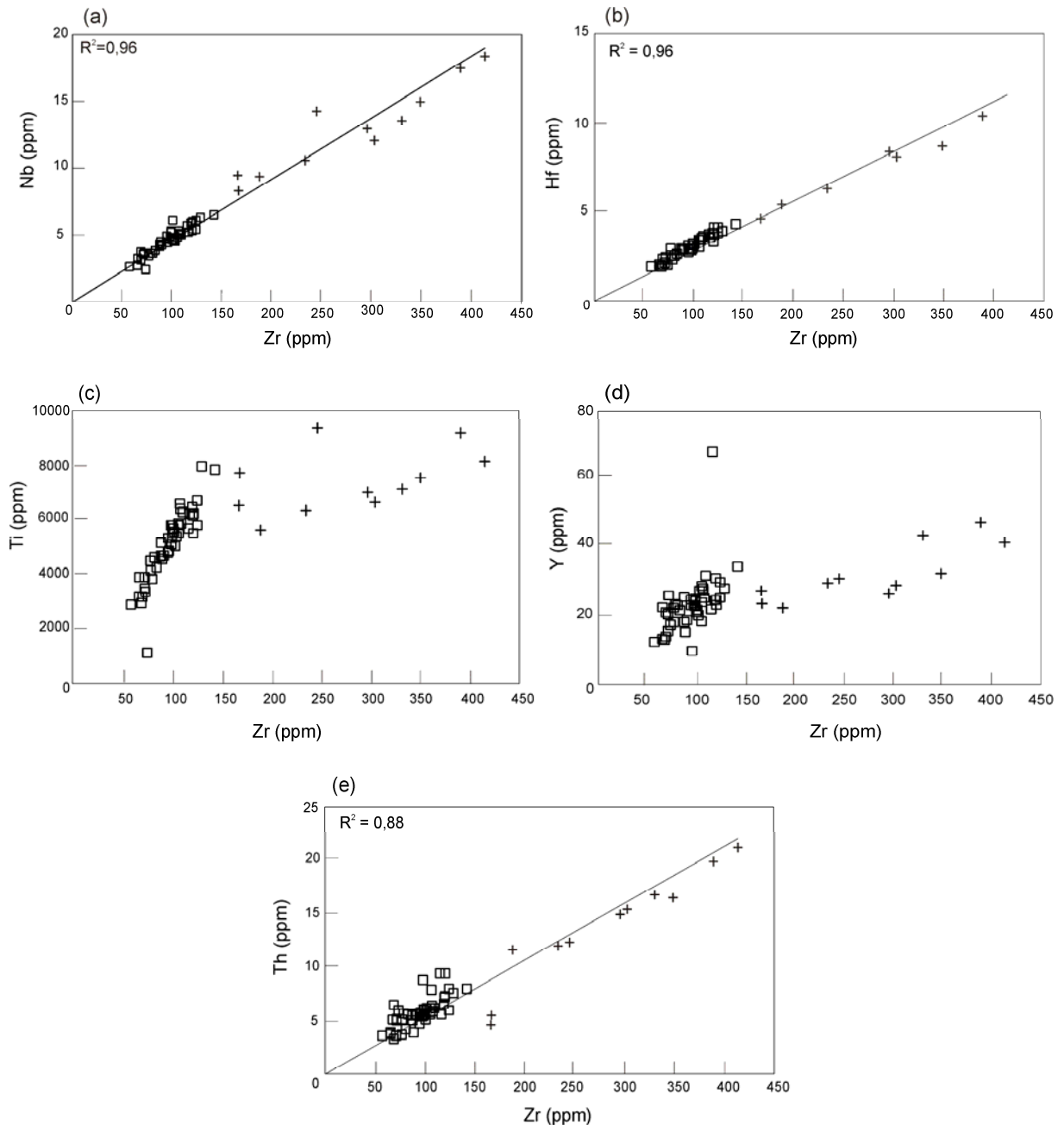


Figura 5.6 - Diagramas binários para os metagabros e metabasaltos. (a) Zr vs. Nb; (b) Zr vs. Hf; (c) Zr vs. Ti; (d) Zr vs. Th; (e) Zr vs. Th. Nióbio, Zr, Hf e Th seguem um único *trend*, porém os metagabros são enriquecidos em relação aos metabasaltos. Os elementos Ti e Y não mostram correlação entre metabasaltos e metagabros. Símbolos – quadrados: metabasaltos; cruzes: metagabros.

Os altos índices de correlação entre os elementos imóveis ($R^2 = 0,96$) dos metabasaltos e metagabros podem sugerir que ambos litotipos sejam comagmáticos. O caráter evoluído do metagabro, isto é, maiores conteúdos de elementos traço em relação ao metabasalto, pode ser interpretado como causado por diferenciação magmática ou cristalização fracionada. A falta de correlação apresentada por Ti e Y pode ser interpretada como mobilização destes elementos nos metagabros. Os diagramas binários dos metagabros mostram que Ti e Y possuem os mais baixos índices de correlação (Fig. 5.5d,e), indicando sua mobilidade durante a alteração hidrotermal hematítica.

Outra hipótese possível para explicar os teores mais elevados de elementos traço nos metabasaltos do que nos metabasaltos, é que rochas plutônicas e vulcânicas sejam oriundas de magmatismos distintos.

5.1.3 Elementos terras raras

O diagrama de ETR para os clorita metabasaltos, normalizado aos valores condriticos, é homogêneo e caracteriza-se pelo acentuado enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL), teores entre 12,50-15,40 %, distribuição horizontalizada dos elementos terras raras pesadas (ETRP), teores entre 0,21-0,26 %, com variável anomalia negativa de Eu (Fig. 5.7a). Os clorititos apresentam acentuado enriquecimento em ETRL (5,20-21,20 %), distribuição horizontalizada dos ETRP e anomalia negativa de Eu (Fig. 5.7b). Os hematita clorititos apresentam padrão homogêneo com enriquecimento em ETRL, anomalia negativa de Eu e ETRP horizontalizados (Fig. 5.7c). Algumas amostras de cloritito e hematita cloritito apresentam padrões irregulares de ETR quando normalizados ao condrito (Fig. 5.7d). A distribuição dos elementos é errática: sem padrões paralelos; com linhas côncavas e convexas tanto para os ETRL quanto para os ETRP; algumas amostras têm anomalia negativa de Eu e outras, não.

Os gabros mostram padrões de ETR semelhantes aos dos clorititos e hematita clorititos: enriquecimentos em ETRL (18,80-42,80 %), anomalia negativa de Eu e ETRP horizontalizados (0,34-0,61 %) (Fig. 5.7e). De modo similar ao que ocorre em relação aos elementos traço, os gabros apresentam teores totais mais elevados de ETR ($\Sigma\text{ETR} = 164$) que os conteúdos totais de ETR das rochas vulcânicas ($\Sigma\text{ETR} = 95$).

A maior parte das rochas vulcânicas mostra um padrão homogêneo de ETR normalizados ao condrito, caracterizado pelo enriquecimento de ETRL e ETRP horizontalizados. Porém, observa-se uma mudança significativa entre os clorita metabasaltos e os demais basaltos: o enriquecimento gradativo dos teores totais de ETR das rochas da zona distal para as rochas das zonas intermediária e proximal.

De acordo com Barret e MacLean (1993, *In Gifkins et al.* 2005), se os ETR apresentam padrões paralelos ou subparalelos, significa que os mesmos permaneceram imóveis. Caso ocorram variações verticais, as mesmas são causadas por mudanças de massa total dos elementos maiores móveis. Ainda mais, variações verticais para cima indicam perda de massa, enquanto que as variações verticais para baixo mostram ganho de massa. Este comportamento pode ser aplicado para as rochas máficas do presente estudo. As mudanças gradativas dos teores totais de ETR das rochas da zona distal para as rochas das zonas intermediária e proximal, isto é, as variações verticais, representam efeitos de mudanças de

massa total dos elementos maiores. Pode-se dizer também que a alteração provocou perda de massa, evidenciada pelas variações verticais para cima (enriquecimento). Assim, nas rochas com padrões paralelos de ETR, estes elementos permaneceram imóveis durante a alteração hidrotermal.

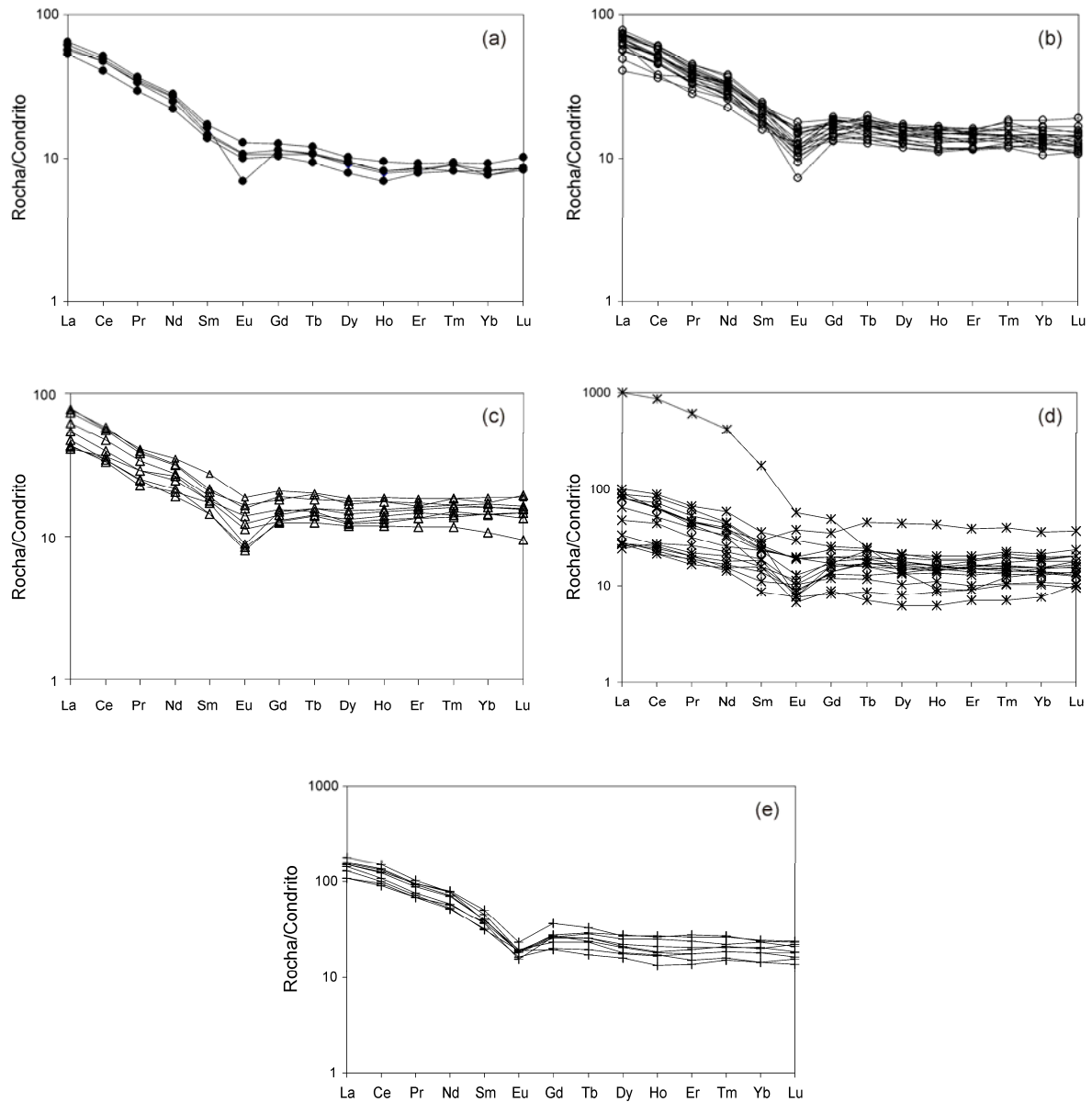


Figura 5.7 - Diagramas de elementos terras raras (ETR) normalizados a condrito para as rochas máficas do Grupo Grão Pará. (a) Clorita metabasaltos; (b) Clorititos; (c) Hematita clorititos; (d) Clorititos, hematita clorititos e metagabros com mobilização de ETR; (e) Metagabros. Normalização segundo Sun e McDonough (1989).

Por outro lado, as amostras com os padrões irregulares, sem paralelismo de ETR, tiveram estes elementos mobilizados pela alteração hidrotermal, observando-se tanto enriquecimento quanto empobrecimento dos ETR em relação aos clorita metabasaltos. A amostra mais modificada em óxidos e elementos traço (N5EF439P251,90) apresenta

conteúdo de La de 1000 vezes o valor condrítico, enquanto que a amostra N5SF843P271 tem a maior variação de Lu, que é 40 vezes o valor condrítico.

O acentuado fracionamento de ETRL neste mesmo conjunto de amostras indica que houve alguma mobilização das ETRL. Como as rochas menos alteradas (clorita metabasaltos) também mostram este enriquecimento, o mesmo deve ter ocorrido no início da história evolutiva do vulcanismo máfico. A alteração pela água do mar não teve razões água/rocha elevadas o suficiente para tal mobilização, como já visto nos minerais primários preservados e na geoquímica de elementos maiores e traço dos clorita metabasaltos. Da mesma forma, o metamorfismo de fácies xisto verde parece não ter sido responsável pelo fracionamento das ETRL. A inclinação acentuada do fracionamento das ETRL sugere afinidade magmática cálcio-alcálica para os basaltos do Grupo Grão Pará, fato descrito igualmente em seqüências vulcânicas máficas paleoproterozóicas da Suécia (Barret *et al.* 2005) e neoproterozóicas do Canadá (Sandeman *et al.* 2006).

A anomalia negativa de Eu pode refletir:

- uma feição primária das rochas máficas, causada por fracionamento do plagioclásio na fonte – a extração de uma certa quantidade de plagioclásio produzirá uma anomalia negativa de Eu no líquido restante (Puchelt e Emmermann 1977) – ou pela retenção de plagioclásio como uma fase residual na fonte (Polat *et al.* 2005).
- produto de alteração – o Eu pode ter sido removido pela alteração completa do plagioclásio. Situações observadas por Teagle e Alt (2004), Barret *et al.* (2005) e Lindenmayer *et al.* (2001).

No presente estudo, parece que a anomalia negativa de Eu foi causada pelo fracionamento de plagioclásio, pois a mesma já aparece nos basaltos menos alterados e continua presente nos clorititos e hematita clorititos. Entretanto, no conjunto de rochas com padrões de ETR irregulares, as mudanças nos teores de Eu foram causadas pela alteração hidrotermal.

5.2 Isótopos estáveis de rocha total

Isótopos de oxigênio e hidrogênio são comumente usados para investigar as interações fluido-rocha que ocorrem em rochas vulcânicas máficas submarinas que passaram por metamorfismo de baixa temperatura, tanto em basaltos atuais quanto antigos (Johns *et al.* 2006). No presente trabalho, análises de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e hidrogênio (δD) em rocha total foram feitas em cinco amostras de basalto e cinco de gabro. As análises foram executadas na University of Lausanne (Suíça), usando a técnica de fluorinação associada a LA-ICP-MS.

5.2.1 Resultados obtidos

As amostras analisadas são representativas das diferentes zonas de alteração hidrotermal. Para os basaltos, foram selecionadas amostras de clorita metabasalto, cloritito e hematita cloritito; para os gabros, amostras de cloritito e hematita cloritito. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD e os conteúdos de água obtidos são mostrados na Tabela 5.3. Os basaltos apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ variando entre 1,92 e 7,39 ‰. Nestas rochas, os conteúdos de δD situam-se entre -63 a -59 ‰. Estes valores são assim discriminados, de acordo com as zonas de alteração hidrotermal:

- clorita metabasalto: $\delta^{18}\text{O} = 7,39$ ‰ e $\delta\text{D} = -63$ ‰
- cloritito: $\delta^{18}\text{O} = 6,51$ ‰ e $\delta\text{D} = -66$ ‰
- hematita cloritito: $\delta^{18}\text{O}$ entre 1,92 e 5,73 ‰ e δD entre -62 e -59 ‰

Os gabros apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ variando entre 5,64 e 10,73 ‰, e os conteúdos de δD situam-se entre -64 a -60 ‰. Seguindo-se a separação das zonas hidrotermais, os valores isotópicos distribuem-se da seguinte maneira:

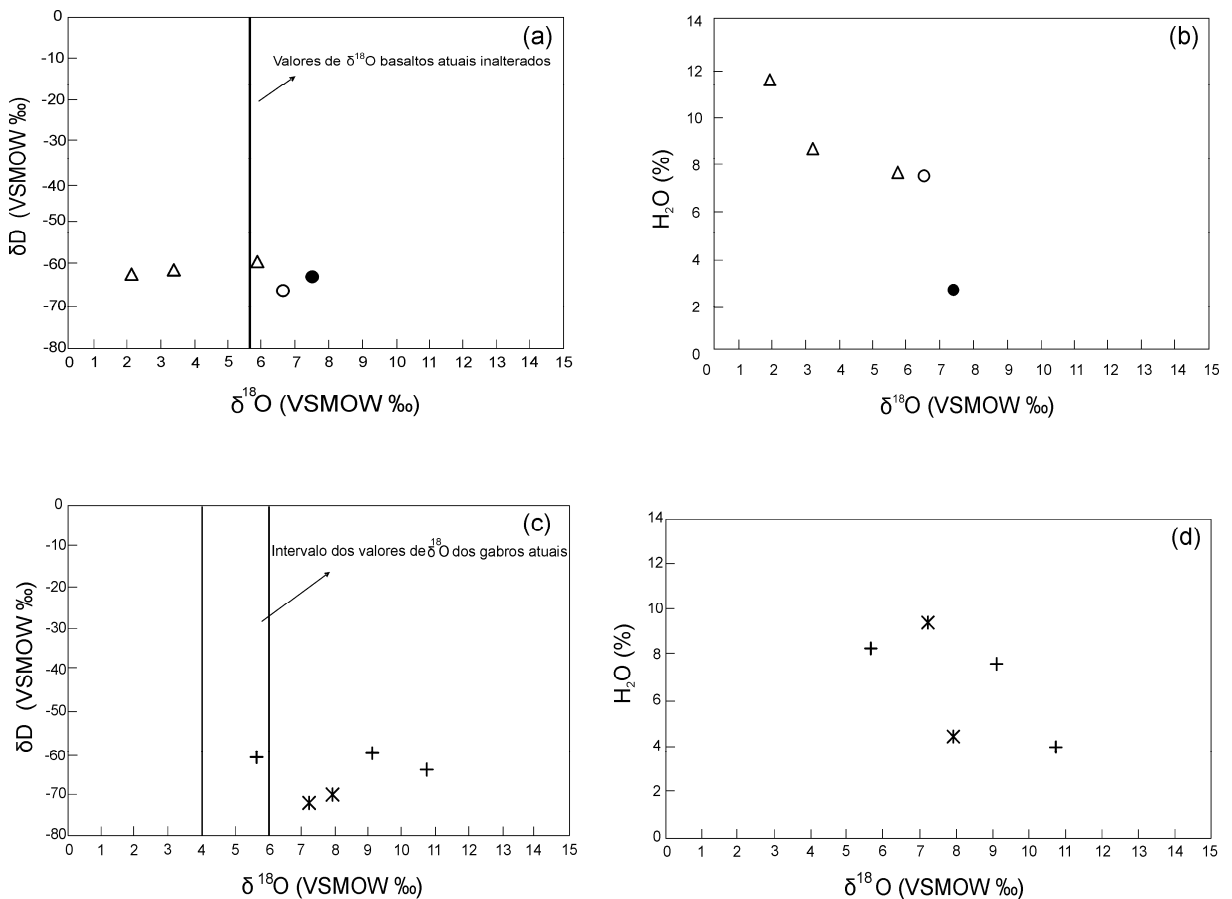
- cloritito (gabro): $\delta^{18}\text{O}$ entre 5,64 e 10,73 ‰ e δD entre -64 e -60 ‰
- hematita cloritito (gabro): $\delta^{18}\text{O} = 7,21$ e $7,91$ ‰ e $\delta\text{D} = -72$ e -70 ‰

5.2.2 Discussão

O clorita metabasalto analisado neste trabalho tem $\delta^{18}\text{O} = 7,4$ ‰ e conteúdo de água de 2,8 ‰ (Tab. 5.3, Fig. 5.8a, b). Este basalto, e seu valor isotópico de oxigênio, refletem a alteração hidrotermal submarina experimentada pela rocha. De acordo com Hoefs (2004), por causa do alto conteúdo de vidro e a granulacão fina, as rochas vulcânicas são muito suscetíveis a processos de baixa temperatura, como por exemplo, hidratação e intemperismo. Estes processos caracterizam-se por causar grande enriquecimento de ^{18}O nas rochas alteradas. Basaltos inalterados de cadeia meso-oceânica (MORB: Mid-Ocean Ridge Basalts) têm composição isotópica uniforme com valores de $\delta^{18}\text{O}$ igual a $5,7 \pm 0,2$ ‰ (Hoefs 2004), sendo que este valor é apresentado por basaltos com baixos conteúdos de água, isto é, menores que 0,5 ‰. Estes basaltos também mostram correlação positiva entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ e teores de água, observando-se aumento nos isótopos de oxigênio à medida que aumenta a hidratação da rocha, causada pela alteração de baixa temperatura da água do mar (Sharp 1999). Estudos conduzidos pelo Deep Sea Drilling Project (DSDP) mostram que os basaltos almofadados que ocorrem nos 300 m superiores da crosta oceânica caracterizam-se por alteração submarina de baixa temperatura (0-150°C). Os teores de $\delta^{18}\text{O}$ destas rochas são maiores que toleítos normais devido ao grande fracionamento entre a água ($\delta^{18}\text{O} = 0$ ‰) e o basalto (Alt *et al.* 1986).

Tabela 5.3 - Valores de $\delta^{18}\text{O}$, δD e conteúdos de água em rocha total em amostras de rochas máficas do Grupo Grão Pará.

Número	Amostra	Rocha	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (‰)	$\delta\text{D}_{\text{VSMOW}}$ (‰)	H_2O (%)
1	N4EF77F125,30	Clorita metabasalto	7,39	-63	2,80
29	N5EF508P146,30	Cloritito	6,51	-66	7,61
5	N4EF621P56,60	Hematita cloritito	1,92	-62	11,70
46	N5EF523P167,60	Hematita cloritito	5,73	-59	7,77
49	N5EF523P213,45	Hematita cloritito	3,2	-61	8,79
23	N5EF218P130,00	Metagabro (hematita cloritito)	7,91	-70	4,47
26	N5EF414P264,37	Metagabro (cloritito)	5,64	-61	8,33
34	N5EF508P237,30	Metagabro (hematita cloritito)	7,21	-72	9,46
62	N5SF817P100,80	Metagabro (cloritito)	10,73	-64	4,01
63	N5EF440P109,20	Metagabro (cloritito com hematita)	9,1	-60	7,65

**Figura 5.8** - Diagramas de $\delta^{18}\text{O}$ de rocha total para as rochas máficas. (a) $\delta^{18}\text{O}$ vs. δD para os metabasaltos; (b) $\delta^{18}\text{O}$ vs. H_2O para os metabasaltos; (c) $\delta^{18}\text{O}$ vs. δD para os metagabros; (d) $\delta^{18}\text{O}$ vs. H_2O para os metagabros. Símbolos dos metabasaltos – círculos cheios: clorita metabasaltos; círculos vazios: clorititos; triângulos: hematita clorititos. Símbolos dos metagabros – cruces: clorititos; asteriscos: hematita clorititos.

O elevado valor de $\delta^{18}\text{O}$ (7,4 ‰) do clorita metabasalto aqui analisado parece refletir esta situação de alteração de baixa temperatura ($\leq 200^\circ\text{C}$), que é observada na grande maioria dos basaltos extraídos do assoalho oceânico e de ofiolitos (Agrinier *et al.* 1995). Assim, todos os clorita metabasaltos do Grupo Grão Pará apresentariam um aumento nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em relação ao valor magmático original, provavelmente causado pela alteração hidrotermal de baixa temperatura da água do mar.

Os isótopos de oxigênio são considerados sensíveis à alteração hidrotermal, pois refletem as trocas químicas entre a água do mar e a crosta oceânica (Staudigel *et al.* 1995). Pode-se extrapolar este raciocínio para os clorititos e hematita clorititos analisados. Porém, neste caso, as trocas químicas ocorreram entre os metabasaltos e o fluido da alteração hidrotermal responsável pela mineralização de ferro. Primeiramente, os metabasaltos do Grupo Grão Pará foram afetados pela alteração hidrotermal de baixa temperatura da água do mar e, conseqüentemente, tiveram seus valores de $\delta^{18}\text{O}$ enriquecidos em relação ao valor magmático ($\sim 5,5$ ‰). Possivelmente, todo o conjunto atingiu valores de $\delta^{18}\text{O}$ perto de 7,4 ‰ (valor do clorita metabasalto).

Posteriormente, ocorreu a alteração hidrotermal para clorita e hematita e os basaltos mais alterados (clorititos e hematita clorititos) passaram por novas variações isotópicas. Os basaltos mais alterados mostram diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em relação àqueles menos alterados (Fig. 5.8a). Estudos com os basaltos atuais submarinos mostram que com o aumento da profundidade e, portanto, aumento da temperatura da água do mar ($200\text{-}250^\circ\text{C}$), há diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ que podem chegar a 1,1 ‰ (Staudigel *et al.* 1995; Sharp 1999). Alt e Teagle (1998) descrevem um perfil isotópico em basaltos da *Trans-Atlantic Geotraverse* (TAG), no oceano Atlântico. Os autores descrevem a cloritização de basaltos através de reações com fluidos hidrotermais a temperaturas entre $250\text{-}300^\circ\text{C}$, resultando em valores de $\delta^{18}\text{O}$ de rocha total variando entre 2,1-5,7 ‰. No caso dos clorititos e hematita clorititos do presente trabalho, estudos de inclusões fluidas (Capítulo 6) mostram temperaturas de até 300°C para o fluido hidrotermal mineralizador. A diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ observada é acompanhada pelo aumento da quantidade de H_2O da rocha (Fig. 5.8b), reforçando a idéia da relação entre a alteração hidrotermal (maior hidratação) e o decréscimo dos valores de $\delta^{18}\text{O}$. Alt e Teagle (1998) observam a mesma relação, com os basaltos mais cloritizados (80 % em volume de clorita) apresentando os menores teores de $\delta^{18}\text{O}$ (~ 2 ‰).

Bach *et al.* (2001) estudam basaltos e gabros da crosta oceânica inferior através de comparações geoquímicas e isotópicas de rocha total em pares de rocha alterada/inalterada. Os autores encontram variações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ nas amostras relacionadas aos diferentes graus de alteração hidrotermal e respectivas diferenças de temperatura. Tanto basaltos quanto

gabros apresentam o mesmo comportamento nos isótopos de oxigênio. As rochas com alteração hidrotermal de baixa temperatura mostram aumento nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em relação aos valores magmáticos, ao passo que as amostras com menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ são aquelas afetadas por alteração hidrotermal de mais alta temperatura ($> 250^\circ\text{C}$).

As amostras de gabro analisadas para $\delta^{18}\text{O}$ correspondem a rochas alteradas, classificadas como clorititos e hematita clorititos (Tab. 5.3). Neste caso, não é possível inferir as variações isotópicas pela alteração com a água do mar. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ variam entre 5,6 e 10,7 ‰ e estão enriquecidos em relação aos basaltos alterados, com alguma sobreposição entre os valores mais baixos dos gabros e os mais altos dos basaltos (Fig. 5.8c). Do mesmo modo que os isótopos dos basaltos são comparados aos basaltos atuais da cadeia meso-oceânica, para as rochas gabróicas usam-se valores de gabros atuais.

Eiler (2001; Fig. 7a, p. 333) apresenta um perfil idealizado com os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da crosta oceânica – gabros, diques e basaltos almofadados. Os valores dos isótopos de oxigênio dos gabros variam aproximadamente entre 4-6 ‰. Os gabros alterados do Grupo Grão Pará mostram valores de $\delta^{18}\text{O}$ enriquecidos em relação aos gabros atuais (Fig. 5.8c). Os gabros passaram pelo mesmo processo de alteração hidrotermal que afetou os basaltos, tendo resultado em rochas quase a completamente substituídas por clorita ou clorita e hematita. As análises geoquímicas mostram, igualmente, as mesmas mobilizações de elementos maiores e alguns elementos traços entre basaltos e gabros. Desta maneira, pode-se sugerir que as variações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ apresentadas pelos gabros tenham sido causadas pela alteração hidrotermal para hematita. Supõe-se que os gabros tenham sido enriquecidos nos valores de $\delta^{18}\text{O}$, em relação aos valores dos gabros atuais, pela alteração de baixa temperatura da água do mar da mesma forma que ocorreu com os basaltos. Assim, a alteração hidrotermal, de temperatura mais elevada, provocou uma diminuição nos valores de $\delta^{18}\text{O}$, que tinham sido enriquecidos pela interação com a água do mar. Do mesmo modo que os basaltos, os gabros mostram uma tendência na qual as rochas com maiores conteúdos de água apresentam os menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 5.8d).

Os gabros apresentam maior enriquecimento nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ quando comparados aos basaltos. Este fato sugere que aqueles foram mais afetados pela alteração hidrotermal para clorita e hematita que estes. Esta interpretação é corroborada pela maior mobilidade dos elementos Ti e Y nos gabros do que nos basaltos (Fig. 5.6c,d).

Análises de isótopos de hidrogênio foram feitas nas mesmas amostras analisadas para os isótopos de oxigênio. Os resultados encontram-se na Tabela 5.3. Os basaltos de cadeia meso-oceânica apresentam valores de δD entre -80 e -50 ‰ (Hoefs 2001). As rochas máficas analisadas apresentam pequena variação nos valores de δD , que ficam entre -72 e -59 ‰

(Fig. 5.9). Apesar da hidratação e da alteração apresentadas por estas rochas ($H_2O = 2,8-11,7\%$), as mesmas se encontram dentro do campo dos valores magmáticos de δD ; fato corroborado pela falta de correlação entre os conteúdos de água e os valores de δD . Os basaltos têm variações menores de δD (7‰) e conteúdos de água maiores (até $\sim 12\%$) do que os gabros (12‰ e $\sim 10\%$, respectivamente), sugerindo novamente que não há relação direta entre variação de δD e o conteúdo de água da rocha.

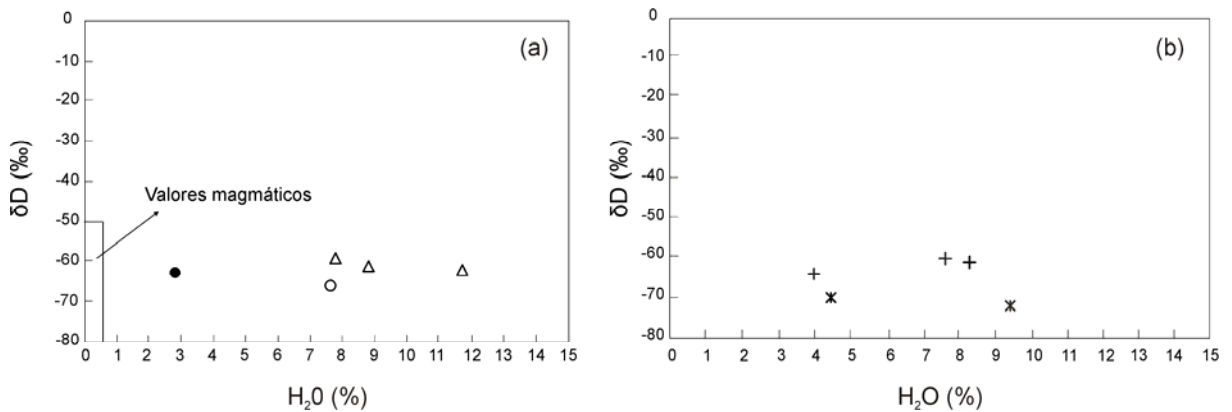


Figura 5.9 - Diagrama de δD vs. conteúdos de água para as rochas máficas. (a) Metabasaltos; (b) Metagabros. Valores magmáticos segundo Agrinier *et al.* (1995). Mesmos símbolos da Figura 5.8.

CAPÍTULO 6

INCLUSÕES FLUIDAS

Inclusões fluidas são pequenos resquícios de fluido aprisionado nos minerais durante seu crescimento, que podem se formar a partir de soluções hidrotermais (inclusões primárias) ou durante uma deformação posterior (inclusões secundárias). As inclusões são um registro direto das propriedades químicas e físicas do fluido, tais como conteúdo de sais e temperatura de cristalização, que são determinadas através de petrografia e microtermometria. Entretanto, informações químicas mais detalhadas são difíceis de obter por causa do tamanho muito pequeno destas microamostras (média de 10^{-11} to 10^{-9} g). As análises por LA-ICP-MS (Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer) permitem determinar a composição dos cátions em inclusões fluidas individuais, com determinação mais precisa da composição da inclusão fluida. As análises por cromatografia iônica, por sua vez, permitem a determinação dos ânions F^- , Cl^- , Br^- , SO_4^{2-} .

Neste capítulo são apresentadas as análises feitas em inclusões fluidas hospedadas em minerais hidrotermais, a saber:

- 1) microtermometria,
- 2) LA-ICP-MS e
- 3) cromatografia iônica.

6.1 Sistemas de veios e inclusões fluidas

Dados de inclusões fluidas de diferentes gerações de veios podem fornecer informações sobre a evolução da composição do fluido à medida que os veios foram se formando (Hollister 1981). Para as rochas máficas estudadas, macroscopicamente são definidos três principais sítios que alojam os veios:

- 1) amígdala,
- 2) fratura e
- 3) brecha.

Com base na relação entre os sítios e as zonas de alteração hidrotermal (Capítulo 5), associada a características petrográficas (minerais de origem hidrotermal que preenchem os veios) e texturais de ambos, os veios são classificados em (Fig. 6.1):

(a) amígdala 1: preenchida por quartzo + carbonato \pm clorita; ocorre na zona de alteração hidrotermal intermediária,

(b) amígdala 2: preenchida por quartzo + hematita \pm clorita, ocorre na zona de alteração hidrotermal proximal,

(c) fratura preenchida por quartzo: formada por quartzo + carbonato \pm sulfetos; ocorre na zona de alteração hidrotermal intermediária,

(d) fratura preenchida por hematita e quartzo: com hematita + quartzo \pm carbonato; ocorre na zona de alteração hidrotermal proximal,

(e) hematita-quartzo brecha: formada por hematita e quartzo, ocorre na zona de alteração hidrotermal proximal, e

(f) quartzo brecha: constituída por quartzo + clorita \pm sulfetos; ocorre na zona de alteração hidrotermal intermediária.

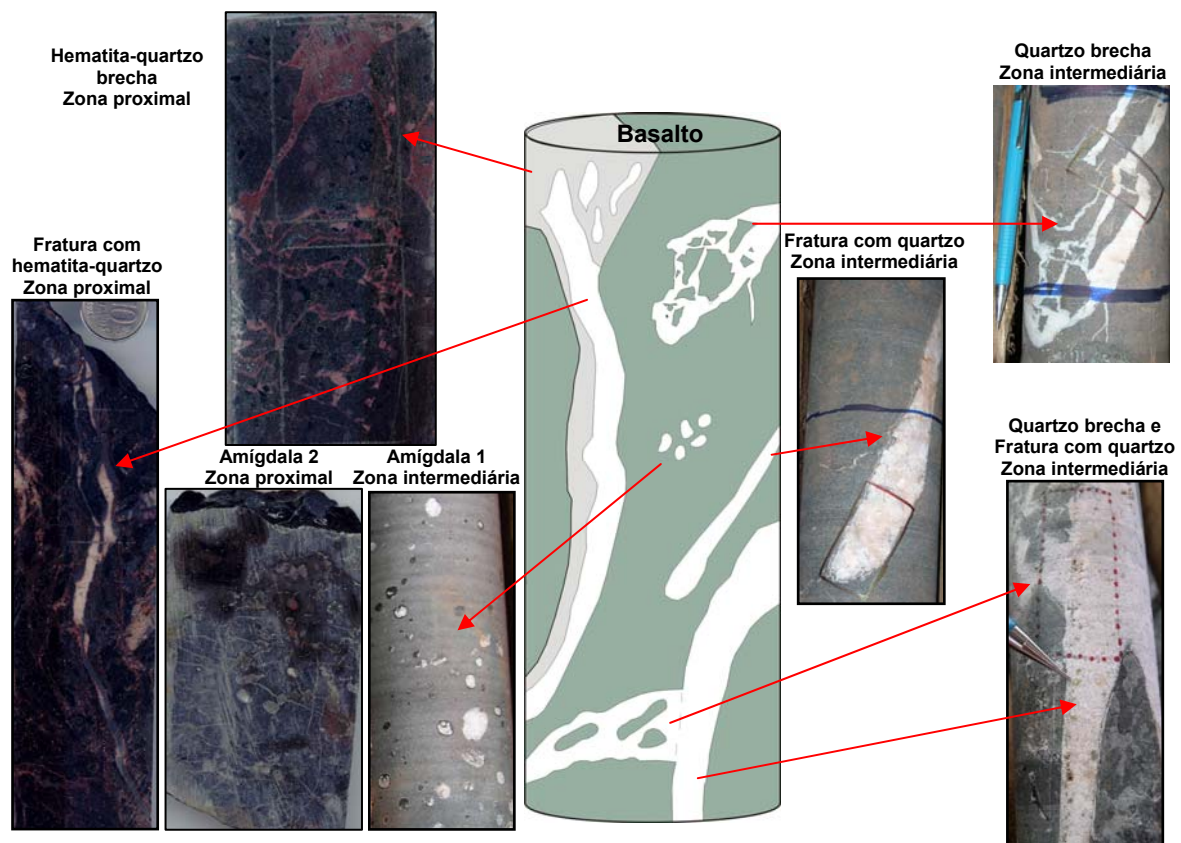


Figura 6.1 - Diagrama esquemático mostrando as relações de intersecção dos diferentes tipos de veios hidrotermais das rochas máficas e fotografias de alguns veios.

As zonas amigdaloidais constituem as porções permeáveis das rochas vulcânicas, onde as amígdalas são os locais preferenciais para a passagem do fluido hidrotermal (capítulos 3 e 4; Lobato et al. 2005a). Em condições de altas razões fluido/rocha, há o rompimento das amígdalas com desenvolvimento de fraturas e coalescência de amígdalas, permitindo a difusão do fluido para o interior da rocha (Fig. 6.2a,b). Assim, a substituição dos minerais que preenchiam as amígdalas pelos minerais hidrotermais deve ter ocorrido antes da formação e

preenchimento de fraturas e brechas. Outra evidência de relação entre estes tipos de veios é mostrada por amígdalas cortadas por veios (Fig. 6.2c) Considera-se que isto aconteceu tanto nas amígdalas da zona de alteração intermediária quanto na zona proximal.

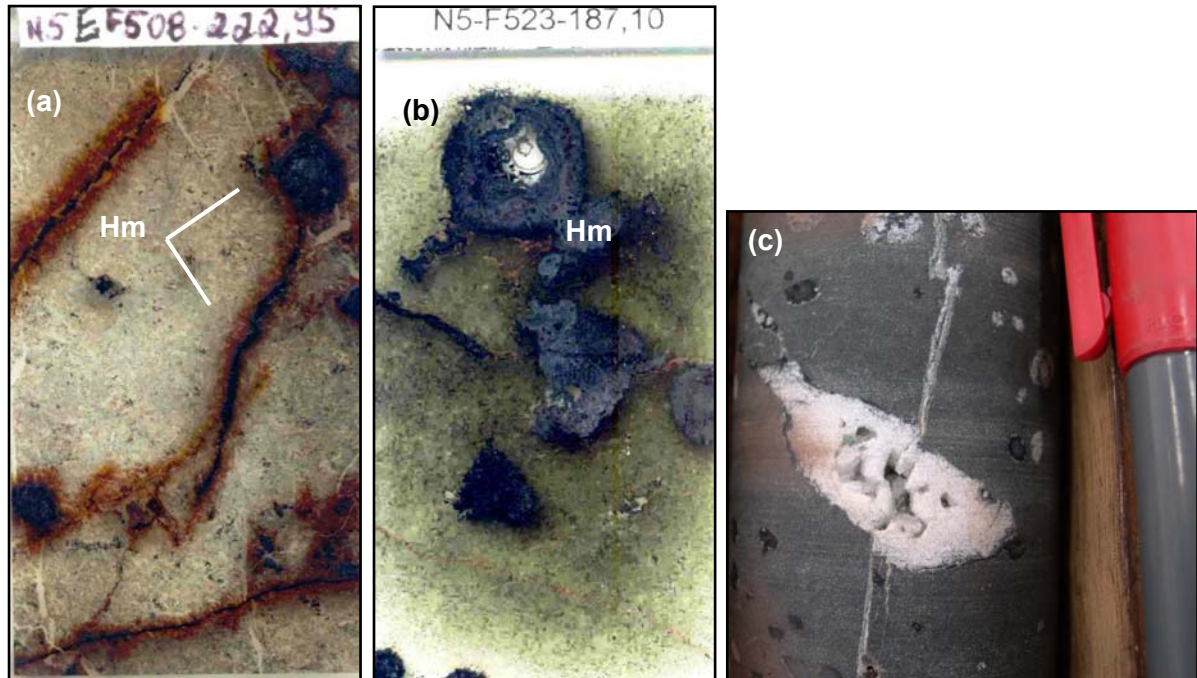


Figura 6.2 - Rompimento (a) e coalescência (b) de amígdalas com hematita (Hm) em condições de alta razão fluido/rocha. Zona proximal de alteração. Superfície de lâmina delgada, largura de 2,5 cm. (c) Amígdala cortada por veio; amostra N5SF825P328. Zona intermediária de alteração.

Na zona intermediária, a quantidade de veios tipo fratura é maior que os tipo brecha. Em diversos locais, parece que a fratura evolui para a brecha (Fig. 6.3 a,b). Neste caso, a brecha formou-se imediatamente depois que a fratura e as mesmas são quase contemporâneas. Entretanto, em um local foi observada uma relação de interseção em que a brecha parece ser cortada pela fratura (Fig. 6.3c). Neste caso, a brecha seria anterior ao veio tipo fratura. Pelo fato de haver maior número de situações indicando que a fratura evolui para a brecha, considera-se que a brecha tenha se formado imediatamente depois que a fratura.

Na zona proximal, observa-se maior quantidade de brecha do que na zona intermediária e a relação entre os dois veios é mais clara. Observa-se que a fratura evolui para uma brecha hidráulica, formando as brechas presentes na rocha (Fig. 6.4).

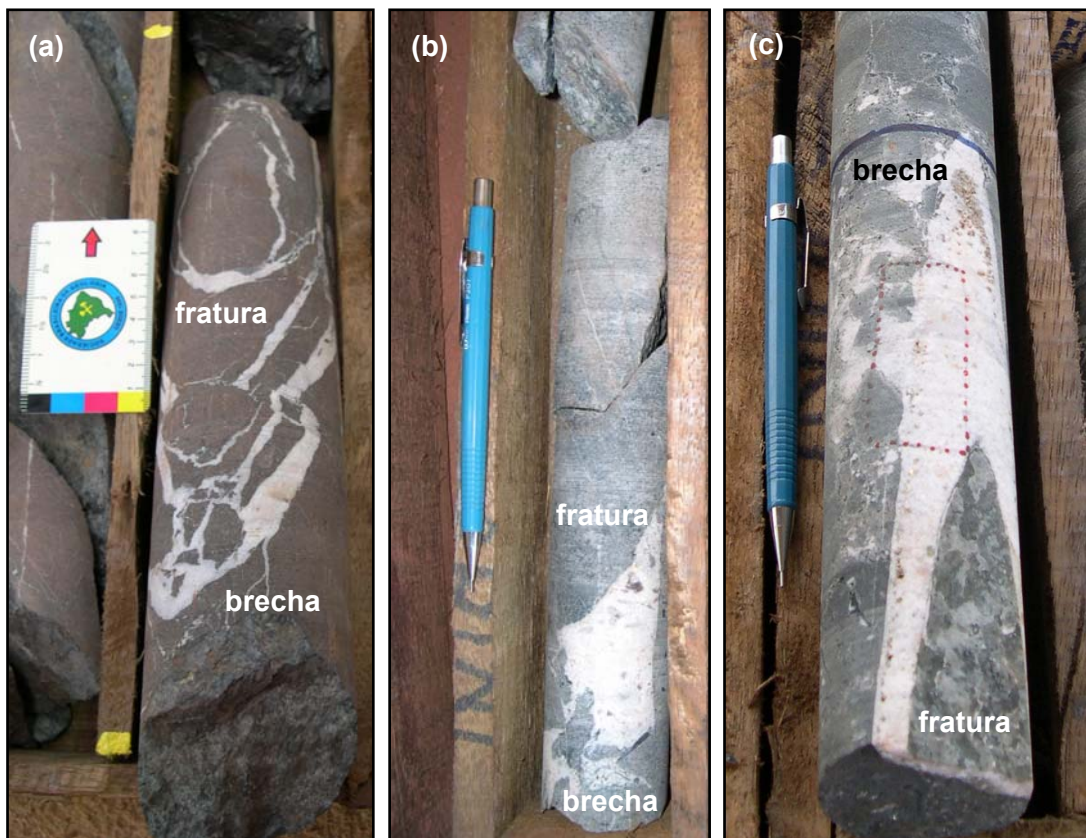


Figura 6.3 - Relações de interseção entre veios tipo fratura e brecha na zona intermediária de alteração hidrotermal. (a) e (b) veios tipo fratura passam (evoluem) para os veios tipo brecha; (c) a brecha parece ser interrompida pela fratura, sendo anterior à mesma.

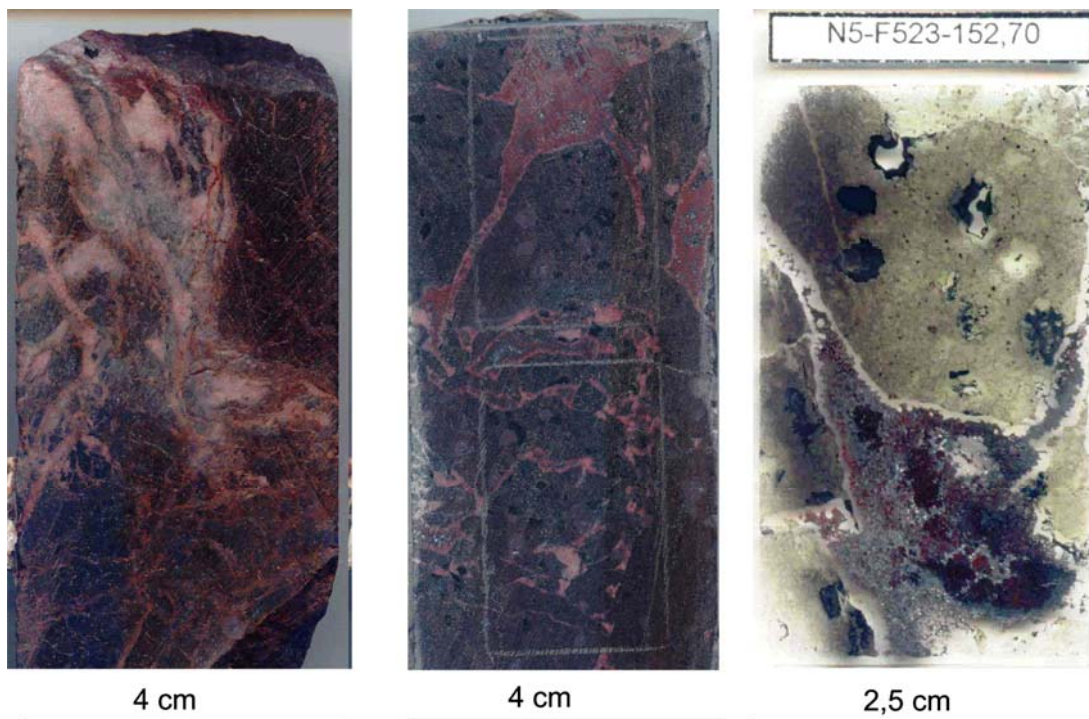




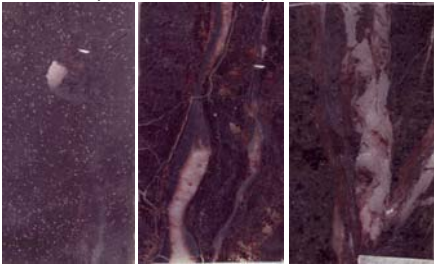


Figura 6.4 - Relações de interseção entre veios tipo fratura e brecha na zona proximal de alteração; (a), (b) e (c) os veios são contemporâneos.


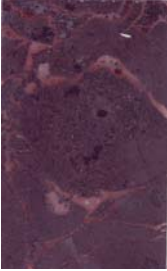
A formação dos minerais hidrotermais que preenchem os veios na zona intermediária (quartzo) ocorreu antes da formação dos minerais hidrotermais que preenchem os veios na zona proximal (quartzo e hematita). Com base nas relações de interseção acima expostas, nas zonas de alteração hidrotermal e nos minerais de alteração presentes nos veios, é possível estabelecer uma relação de tempo entre os veios estudados (Tab. 6.1).

Tabela 6.1 - Principais tipos de veios, relação de tempo entre si, composição mineral e identificação das amostras analisadas.

Tipo de veio	Cronologia	Minerais hidrotermais	Zona de alteração hidrotermal	Amostra
Amígdala 1	1	Quartzo Carbonato ± Clorita	Intermediária	N4EF707P20,41 
Fratura preenchida por quartzo	2	Quartzo ± Clorita ± Sulfetos	Intermediária	N5SF837P294,60 
Quartzo brecha	3	Carbonato Quartzo (± Sulfetos)	Intermediária	N4EF764P117,60 
Amígdala 2	4	Quartzo ± Hematita ± Clorita	Proximal	N5EF508P167,55 
Fratura preenchida por hematita-quartzo	5	Hematita Quartzo ± Carbonato	Proximal	N5EF523 P167,60 P213,45 N5SF817P149,0 

continua...

...continuação da tabela 6.1

Tipo de veio	Cronologia	Minerais hidrotermais	Zona de alteração hidrotermal	Amostra	
Hematita-quartzo brecha	6	Hematita Quartzo ± Carbonato	Proximal	N4EF621P56,60 	N5EF523P152,70 

6.2 Microtermometria das inclusões fluidas

6.2.1 Ocorrência e cronologia das inclusões fluidas em relação à formação do cristal

Um total de 24 seções delgadas bipolidas de amostras de veios dos estágios intermediário e proximal foram estudadas petrograficamente. Destas, nove seções foram selecionadas para os estudos microtermométricos.

Considera-se que o volume e a composição das inclusões fluidas permaneceram constantes após seu aprisionamento, considerando-se que o metamorfismo regional de fácies xisto verde foi anterior à mineralização de ferro. Os cristais de quartzo e calcita estudados não exibem evidências de deformação ou recristalização (por exemplo, extinção ondulante).

Os estudos microtermométricos foram feitos em inclusões fluidas hospedadas em cristais de quartzo e raros cristais de calcita. Os cristais de quartzo geralmente são leitosos, com muitas fraturas cicatrizadas e poucas porções límpidas adequadas para o estudo das inclusões fluidas. A calcita apresenta-se em cristais límpidos com inclusões bem visíveis, mas não em grande quantidade. Neste trabalho, adota-se a descrição das inclusões de Shepherd *et al.* (1985), de acordo com o número e tipo de fases presentes na inclusão.

Os estudos petrográficos mostram a ocorrência de inclusões fluidas primárias, pseudossecundárias e secundárias, assim classificadas de acordo com a sua origem. As inclusões fluidas primárias ocorrem na forma de inclusões isoladas e em grupos, distribuídas de forma aleatória através de um único cristal e não fazem parte de fraturas cicatrizadas (Fig. 6.5a). A maioria das inclusões é bifásica rica em líquido (aquosa), com a relação líquido/vapor (L/V) constante entre 9:1 e 8:2. Também são observadas algumas inclusões ricas em vapor (L/V = 1:9, 2:8 ou 5:5). Inclusões monofásicas líquidas são comuns, enquanto que as monofásicas ricas em vapor são raras. Inclusões multifásicas aparecem apenas localmente, consistindo de uma fase líquida, uma gasosa e uma ou duas (raro) sólidas; halita (ou outro sal) é a fase sólida mais comum. A grande maioria das inclusões apresenta formas

irregulares, podendo aparecer também em formas arredondadas, ovaladas, alongadas e retangulares, estas últimas hospedadas em cristais de calcita. O tamanho médio das inclusões é de 5-8 μm na máxima dimensão; entretanto algumas inclusões podem atingir até 37 μm de comprimento. Inclusões fluidas formadas ao longo de planos de crescimento do cristal, consideradas inequivocamente primárias, são pouco comuns e muito pequenas para serem analisadas.

As inclusões fluidas pseudossecundárias ocorrem alinhadas em trilhas descontínuas (fraturas cicatrizadas) dentro de um único cristal, sem ultrapassar os limites do mesmo (Fig. 6.5b). Predominam inclusões líquidas bifásicas, com relação líquido/vapor (L/V) de 9:1, com tamanho médio de 4-6 μm de comprimento e formas irregulares. Observam-se raras inclusões multifásicas, constituídas por uma fase líquida, uma gasosa e uma sólida.

As inclusões fluidas secundárias apresentam-se alinhadas em trilhas que ultrapassam os limites do cristal (Fig. 6.5c). São inclusões bifásicas, muito raramente multifásicas, que mostram relação líquido/vapor (L/V) de 9:1 e têm formas irregulares. Comumente, são menores que as inclusões primárias e pseudossecundárias, com tamanho médio de 2-3 μm de comprimento.

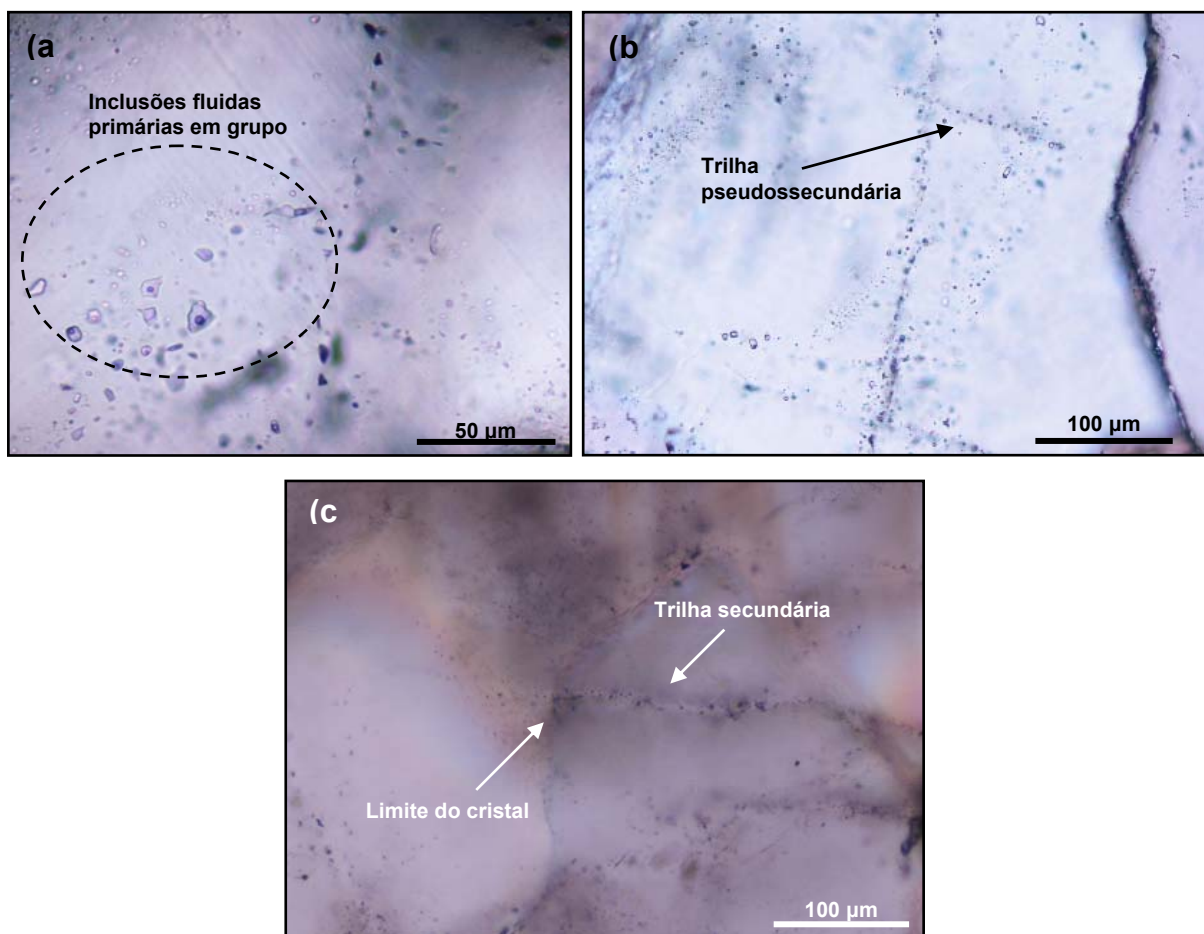


Figura 6.5 - (a) Inclusões fluidas primárias hospedadas em um único cristal de quartzo mostrando orientação aleatória. (b) Inclusões fluidas pseudossecundárias alinhadas em uma trilha que não ultrapassa os limites do cristal de quartzo. (c) Inclusões fluidas secundárias alinhadas em uma trilha que corta os limites do cristal de quartzo. Luz transmitida, nicóis paralelos.

O estudo de inclusões ricas em vapor e inclusões multifásicas restringiu-se às observações petrográficas. As medidas pouco precisas obtidas para essas inclusões impedem uma melhor caracterização das mesmas. Entre as inclusões ricas em vapor, observam-se algumas com características petrográficas que sugerem que a fase vapor seja CO₂; raras inclusões trifásicas parecem conter CO₂ líquido como uma das fases. Deste modo, os estudos microtermométricos executados baseiam-se em dados obtidos a partir de inclusões fluidas bifásicas ricas em líquido.

6.2.2 Tipos de inclusões fluidas

Três tipos de inclusões fluidas são identificados com base no seu comportamento em temperatura ambiente (25°C) e durante resfriamento e aquecimento. A separação dos tipos composicionais é baseada nas temperaturas eutéticas e sistemas salinos correspondentes, apresentados por Shepherd *et al.* (1985).

A Tabela 6.2 apresenta um resumo dos principais tipos de inclusões fluidas e sua cronologia (origem) em relação ao mineral hospedeiro.

Tabela 6.2 - Resumo dos principais tipos de inclusões fluidas, sua cronologia (origem) em relação ao mineral hospedeiro e sua ocorrência nos veios. P: primária; PS: pseudossecundária; S: secundária; *n*: número de inclusões fluidas.

Tipo de veio Tipo de fluido	Zona intermediária			Zona proximal		
	Amígdala 1	Fratura	Brecha	Amígdala 2	Fratura	Brecha
Tipo 1 freqüência cronologia	comum (<i>n</i> =7) P, S	comum (<i>n</i> =10) P	comum (<i>n</i> =13) P	comum (<i>n</i> =10) P, S	comum (<i>n</i> =10) P	
Tipo 2 freqüência cronologia		raro (<i>n</i> =2) P	raro (<i>n</i> =3) P	comum (<i>n</i> =7) P, S	freqüente (<i>n</i> =46) P, S	freqüente (<i>n</i> =35) P, PS
Tipo 3 freqüência cronologia				comum (<i>n</i> =9) P, PS	comum (<i>n</i> =8) P, S	raro (<i>n</i> =6) P, PS

Inclusões tipo 1: inclusões com temperatura eutética igual ou menor que -50°C, ocorrem como inclusões primárias (em grupos ou isoladas) e, subordinadamente, em trilhas pseudossecundárias. Em uma amostra, observam-se inclusões de origem secundária (*n* = 3), que se alinham segundo uma trilha que atravessa os limites do cristal. As inclusões tipo 1 aparecem em cristais de quartzo e calcita. Elas representam aproximadamente 85 % das inclusões medidas nos veios da zona intermediária de alteração hidrotermal – amígdalas, fraturas e brechas constituídas basicamente por quartzo e carbonato (Fig. 6.6a). Na zona

proximal, as inclusões tipo 1 aparecem em fraturas e amígdalas e são ausentes nas brechas (Fig. 6.6b). Estas inclusões são interpretadas como representativas do fluido hidrotermal da zona intermediária de alteração, anterior à deposição da hematita (zona proximal). Entretanto, vale frisar que a zona intermediária possui hematita hidrotermal subordinada (Fig. 4.8).

Inclusões tipo 2: mostram temperatura eutética entre -49°C e -30°C , ocorrem em inclusões primárias, em grupos ou isoladas, pseudossecundárias e secundárias; hospedam-se em cristais de quartzo e calcita. São freqüentes nos veios da zona proximal (deposição de hematita), onde aparecem nos três tipos de veios (Fig. 6.6b). Nestes, são mais freqüentes nas fraturas e brechas do que nas amígdalas. Na zona intermediária, estas inclusões são raras nas fraturas e brechas e ausentes nas amígdalas. As inclusões tipo 2 compõem cerca de 70 % das inclusões medidas na zona proximal e são interpretadas como representativas dos principais componentes do fluido hidrotermal da zona proximal de alteração.

Inclusões tipo 3: inclusões com temperatura eutética maior que -29°C , são pouco freqüentes e ocorrem em inclusões primárias, pseudossecundárias e secundárias. Ocorrem em cristais de quartzo nos veios tipo fraturas, brechas e amígdalas da zona proximal de alteração hidrotermal (Fig. 6.6b).

A partir da relação de tempo definida entre os tipos de veios, pode-se deduzir o tempo relativo para o aprisionamento das inclusões fluidas. As inclusões presentes na zona intermediária são mais antigas que aquelas presentes na zona proximal. Dentro de cada zona, a seqüência de aprisionamento ocorre primeiramente nas amígdalas e depois nas fraturas e brechas (Tab. 6.1).

6.2.3 Resultados microtermométricos

A salinidade, a composição total, a densidade da fase aquosa e a densidade total de todos os tipos de inclusões fluidas foram calculadas usando o programa MacFlinCor (Brown e Hagemann 1995) As salinidades aparentes são referidas em peso percentual de NaCl e CaCl_2 equivalente (% em peso eq.), baseado na equação de solubilidade da halita para inclusões saturadas e na fusão final do gelo para inclusões subsaturadas (Bodnar e Vityk 1994).

Os dados microtermométricos foram obtidos a partir de medidas feitas em inclusões fluidas primárias, secundárias e pseudossecundárias dos veios descritos. Os dados incluem as medidas de temperaturas inicial e final de fusão do gelo ($T_{\text{eutético}}$: T_e e T_{fg} , respectivamente) e temperatura de homogeneização total (T_{hTOT}). As temperaturas de homogeneização total medidas ocorrem da fase vapor para a fase líquida ($L + V \rightarrow L$) e são reportadas como $T_{\text{hTOT(L)}}$. As temperaturas medidas de homogeneização total representam, a princípio, a temperatura mínima de aprisionamento das inclusões fluidas, isto é, a temperatura mínima do fluido. No caso de ter ocorrido ebulição/imiscibilidade de fases durante a formação das inclusões, a T_h medida representa a temperatura de aprisionamento das mesmas. Caso contrário, torna-se necessária a correção das temperaturas de homogeneização total. Esta questão é apresentada no Capítulo 8, item 8.2.

Em alguns casos, as inclusões mostram valores positivos de T_{fg} (até 14°C), por força do fenômeno da metaestabilidade, sugerindo a formação de clatrato (Roedder 1984) e/ou hidrohalita metaestável. Entretanto, estes ocorrem em pequenos cristais difíceis de ver entre os grandes cristais de gelo, impedindo a determinação da temperatura de fusão dos mesmos. A formação de clatratos indica a presença de algum CO_2 (Ulrich *et al.* 2001). A ocorrência de crepitação da inclusão antes da homogeneização final é rara e não foi obtida nenhuma medida de temperatura de crepitação.

A Tabela 6.3 mostra um resumo dos dados microtermométricos obtidos. As salinidades e as temperaturas medidas de homogeneização total são apresentadas em diagramas separados por tipos de veio (Fig. 6.7) e tipos de inclusões fluidas (Fig. 6.8).

Tabela 6.3 - Resumo dos dados microtermométricos medidos.

Cronologia		T_e (°C)	T_{fg} (°C)	$T_{\text{hTOT(L)}}$ (°C)	Salinidade (% em peso CaCl_2 eq.)
Amígdala 1	P	-62 a -50	-42 a -28	156 a 168	25,2 a 28,4
Fratura com quartzo	P	-77 a -40	-30 a -8	133 a 190	12 a 25,2
Quartzo brecha	P	-55 a -45	-9 a -3,5	158 a 197	5,8 a 12,8
Amígdala 2	P	-50 a -27	-26 a 0	140 a 215	0,15 a 24,5
Fratura com hematita-quartzo	P	-50 a -24	-25 a -0,2	143 a 308	0,5 a 24,1
	S	-42 a -24	-9 a -0,8	137 a 214	1,5 a 12,8
Hematita-quartzo brecha	P	-44 a -24	-18 a -0,5	169 a 323	1,0 a 20,6

T_e : temperatura eutética; T_{fg} : temperatura final de fusão do gelo; $T_{\text{hTOT(L)}}$: temperatura de homogeneização total para a fase líquida. P: primária; S: secundária.

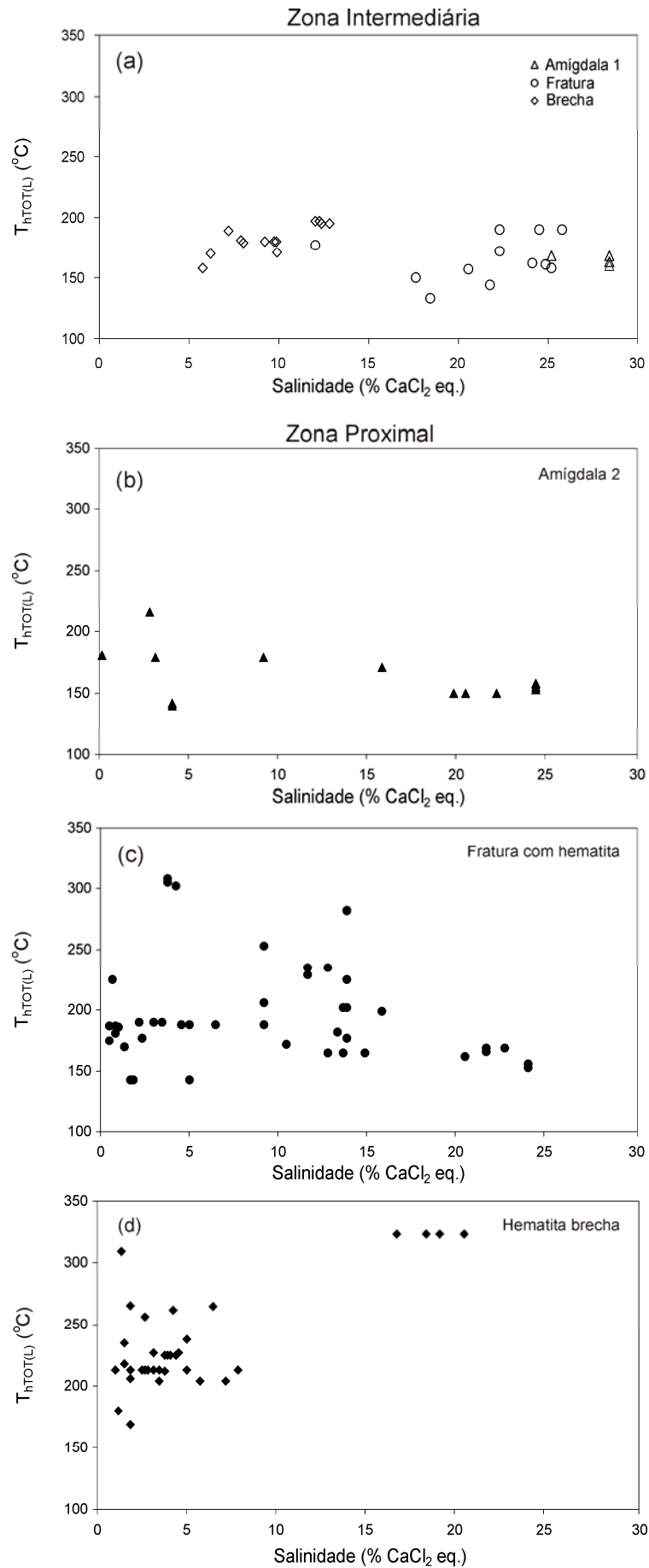


Figura 6.7 - Diagramas de salinidade vs. temperatura de homogeneização total das inclusões dos veios das zonas de alteração hidrotermal intermediária (a) e proximal (b), (c) e (d). Medidas obtidas de inclusões fluidas primárias e pseudossecundárias.

As inclusões tipo 1 apresentam temperaturas eutéticas entre -77 e -50°C e as temperaturas finais de fusão do gelo variam entre -42 e $-2,4^{\circ}\text{C}$. As temperaturas medidas de homogeneização total, de vapor para líquido ($T_{\text{hTOT(L)}}$), mostram-se em limites estreitos, com variações entre 133 e 199°C . Por outro lado, as inclusões tipo 1 têm ampla variação de salinidade, com valores entre $4,1$ e $28,4\%$ em peso de CaCl_2 eq. (Fig. 6.8a).

As inclusões tipo 2 apresentam temperaturas eutéticas entre -49 e -30°C e T_{fg} variando entre -30 e 0°C . As $T_{\text{hTOT(L)}}$ medidas têm amplas variações entre 137 e 323°C . Do mesmo modo que as inclusões tipo 1, as do tipo 2 também mostram ampla variação de salinidade, com valores entre $0,2$ e $25,8\%$ em peso de CaCl_2 eq. (Fig. 6.8b).

As inclusões tipo 3 têm temperaturas eutéticas entre -28 e -19°C e T_{fg} variando entre $-4,5$ e $-0,7^{\circ}\text{C}$. As $T_{\text{hTOT(L)}}$ têm amplas variações entre 143 e 227°C . As inclusões apresentam pequenas variações de salinidade, com valores entre $1,4$ e $7,2\%$ em peso de CaCl_2 eq. e $3,3$ e $4,6\%$ em peso de NaCl eq. (Fig. 6.8c).

As inclusões tipo 2 da zona proximal mostram as mais elevadas temperaturas de homogeneização (323°C), com variação de 180°C e a maioria posicionada no intervalo de 200 - 250°C (Fig. 6.8b). Os veios da zona proximal hospedam as inclusões com as mais baixas salinidades ($0,2\%$ CaCl_2 eq. e $< 5\%$ NaCl eq.) e com amplas variações, mostrando valores máximos de $\sim 25\%$ CaCl_2 eq. (Fig. 6.7b-d). Embora os veios da zona intermediária apresentem salinidade variando de média a alta (~ 5 a 28% CaCl_2 eq.), a temperatura de homogeneização é relativamente constante (variação de 64°C) (Fig. 6.7a).

6.3 Elementos traço – LA-ICPMS

Análises por LA-ICP-MS (Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer) foram executadas para determinar os elementos traço presentes nas inclusões fluidas. As análises foram feitas após a caracterização petrográfica dos tipos de inclusões fluidas, a determinação da salinidade e algumas medidas das temperaturas de homogeneização. O objetivo deste tipo de análise é quantificar a concentração de elementos traços e, principalmente, o Fe presente no fluido hidrotermal. Foram analisados os cátions Ca, K, Mg, Na, Li, Fe, Cu, Ba, Rb, Sr, Mn, Zn e Pb em inclusões fluidas hospedadas em cristais de quartzo. Os dados brutos obtidos referem-se à razão do elemento analisado sobre Na, por exemplo, Ca/Na. Com base na salinidade obtida nas medidas microtermométricas, calcula-se o conteúdo do elemento em ppm. A Tabela 6.4 apresenta os resultados analíticos obtidos pelo método LA-ICP-MS.

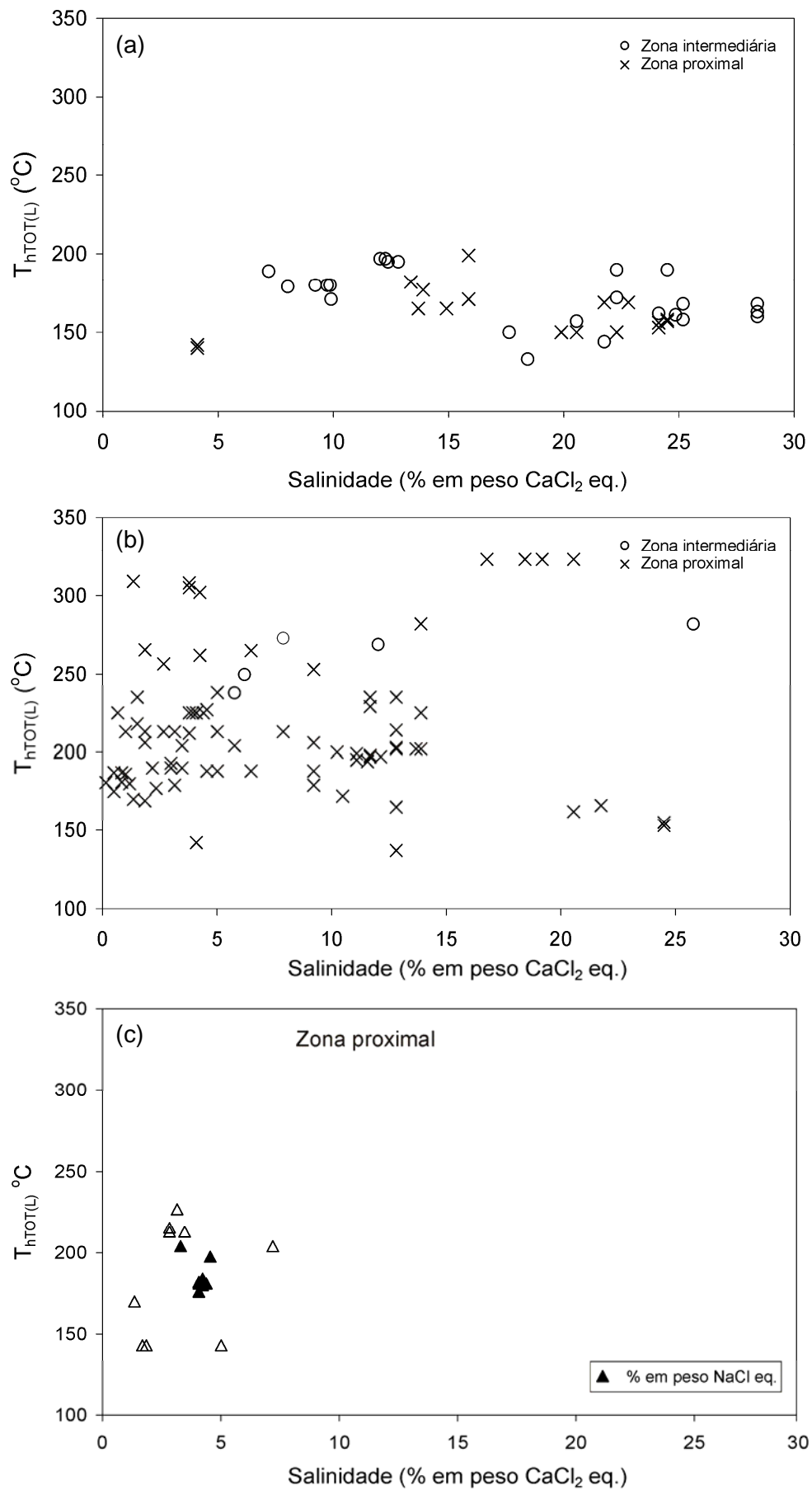


Figura 6.8 - Diagramas de salinidade vs. temperatura de homogeneização total para as inclusões (a) tipo 1; (b) tipo 2; (c) tipo 3. Medidas obtidas de inclusões primárias e pseudossecundárias.

Tabela 6.4 - Concentração de elementos em inclusões fluidas analisadas por LA-ICP-MS; if: inclusão fluida; nd: não determinado.

Amostra	Zona de alteração hidrotermal	Salinidade (% NaCl eq.)	Na (ppm)	K (ppm)	Ca (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Li (ppm)	Mg (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)
F837	intermediária													
if 7		18,4	72385	29054	26966	4823	5434	1278	4021	810				
if 11		22,3	87727	22598	47472	2587	7446	1592	5067	966				
média 837-1		21,8	85760	30462	40312	1448	6259	2436	3944	899				
if 1		18,0									4097	18243	1728	2612
if 2		18,0									nd	18317	2507	2023
média 837-Q1		21,8									6683	11190	1747	7052
F 764	intermediária													
if 1		9,7	38159	7560	21143	538	843	2936	4295	845				
média 764-1		7,6	29898	2306	20175	58	5507	1195	198	460				
média 764-1B		8,9	35012	11232	10244	355	1942	6370	3797	1072				
média 764-i		12,5									nd	5851	335	643
média 764-iB		11,1									437	5631	284	213
média 764-T1		11,3									3194	2418	1092	2410
F621	proximal													
média 621-1A		8,8	34619	13211	5703	1848	11257	319	1931	350				
média 621-2A		2,7	10622	3374	4119	562	1818	100	539	109				
média 621-2B		3,6	14162	4477	3644	806	4323	71	594	247				
média 621-2C		3,3	12982	2258	4694	874	4310	95	597	154				
média 621-1a		9,8									1156	1619	501	1278
média 621-1B		2,0									502	2299	53	174
média 621-2i		3,4									67	2806	252	738
média 621-2T1		5,0									3	10892	202	274
F523P152	proximal													
if 4		4,3	16916	3427	3117	92	6472	624	2999	184				
if 6		3,8	14949	3057	1068	0	2823	321	1439	nd				
média 523-B1		4,1	16129	7962	2706	17	2821	553	1903	168				
média 523B-i1		4,0									110	6261	45	719
média 523B-i2		4,0									110	6908	87	266
F523P167	proximal													
média 523-Q2		5,0	7496	9745	6259	792	7956	1584	2812	267				
média 523-Q1		5,0	4886	5902	4685	368	5776	1050	1709	179				
média 523-Q-T3		1,5									47	6784	58	2081
média 523-Q-T1		3,0									12	6722	41	128
média 523-Q-T2		1,5									1	3256	39	168

A Figura 6.9 ilustra as trocas temporais na química do fluido mineralizador reveladas pelas análises de *laser ablation*. As variações são a seguir resumidas, separadas de acordo com as zonas de alteração hidrotermal anteriormente descritas.

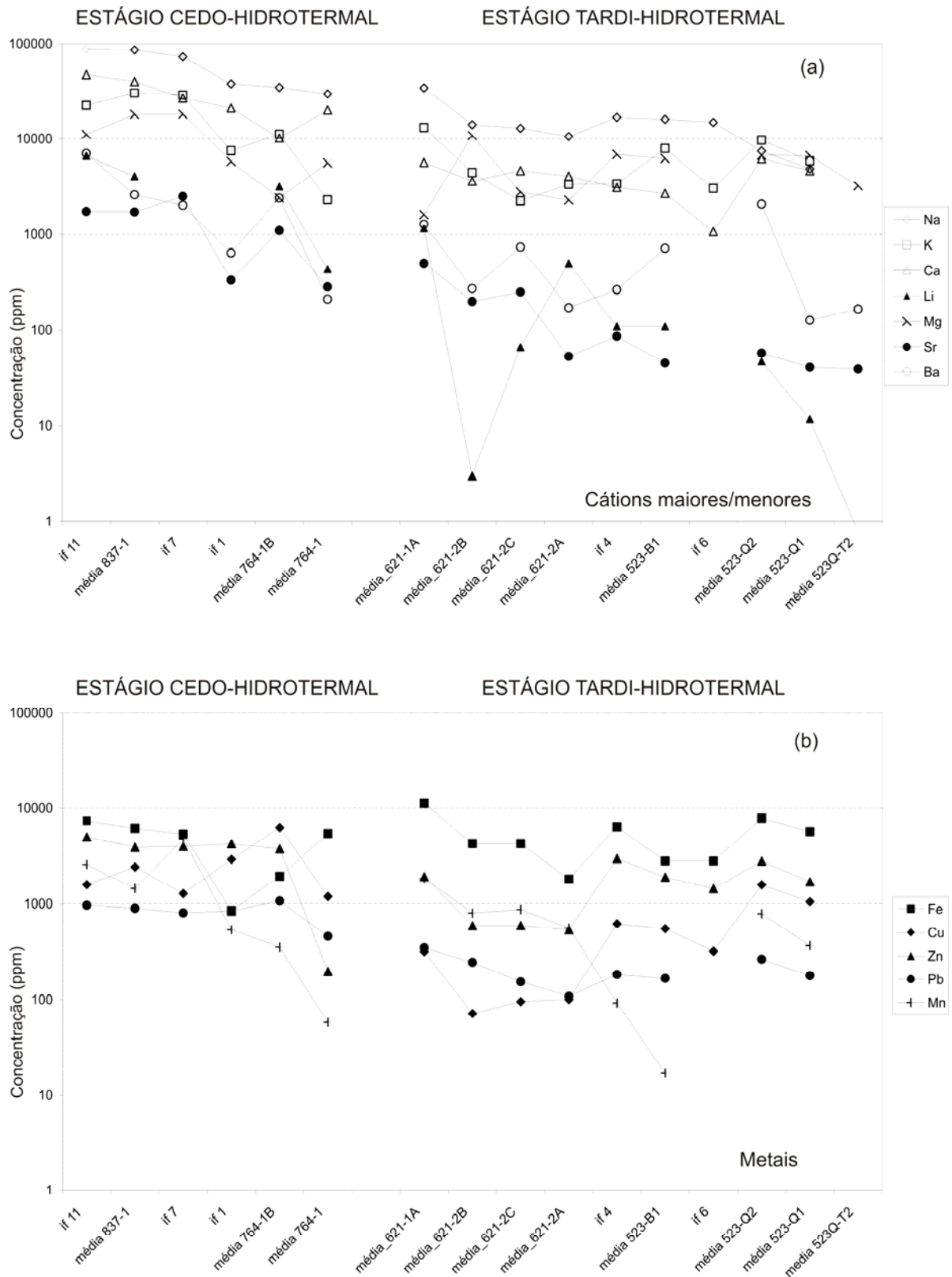


Figura 6.9 - Dados de LA-ICP-MS com a variação de composição química de (a) elementos maiores/menores e (b) metais. A seqüência de evolução (da esquerda para a direita) é interpretada com base nas relações temporais petrográficas e diminuição da salinidade.

Zona intermediária de alteração hidrotermal

Os cátions Na, Ca, K e Mg (ordem decrescente) apresentam os conteúdos mais elevados, podendo ser considerados os elementos traço maiores. As inclusões fluidas analisadas têm:

- conteúdos de Na acima de ~ 30000 ppm
- conteúdos de Ca > 10000 ppm
- K entre 2300 e 29000 ppm, aproximadamente,
- conteúdos de Mg entre ~ 2400 e 8300 ppm
- Li, Sr e Ba com comportamentos semelhantes
- teores de Fe entre ~ 850 e 7500 ppm
- Zn > Cu > Mn > Pb

Os metais Pb e Zn têm comportamento estável por várias análises, até que nas inclusões denominadas “média 764-1” as concentrações diminuem abruptamente. Nestas mesmas inclusões há diminuição de Na, K, Mg, Li, Sr, Ba, Cu e Mn e aumento nas concentrações de Fe e Ca.

Zona proximal de alteração hidrotermal

Os cátions Na, Ca e K representam os elementos traço maiores. Os veios da zona proximal de alteração hidrotermal têm inclusões fluidas com:

- conteúdos de Na entre ~ 10600 e 34700 ppm
- conteúdo máximo de Ca perto de 5700 ppm
- teores de K entre ~ 2250 e 13200 ppm
- conteúdos de Fe entre ~ 1800 e 11300 ppm
- conteúdos de Mg entre ~ 1600 e 10900 ppm
- Sr e Ba com comportamentos semelhantes, porém Ba > Sr
- Li com grandes variações
- Zn > Mn > Cu >> Pb

De um modo geral, as inclusões menos salinas (523-Q) da zona proximal mostram diminuição abrupta em todos os cátions analisados.

Os dados mostram que quase todos os elementos analisados têm conteúdos mais elevados nas inclusões dos veios pertencentes à zona intermediária de alteração hidrotermal (preenchidos por quartzo ± carbonato) do que naquelas dos veios da zona proximal (formados por hematita + quartzo). Isto deve-se ao fato das inclusões da zona intermediária possuírem salinidades mais altas do que as inclusões da zona proximal (Fig. 6.7), que aumenta a solubilidade dos íons. Na zona intermediária observa-se também um comportamento mais estável dos elementos em relação à zona proximal. O Fe diferencia-se dos demais cátions por mostrar teores mais elevados nas amostras da zona proximal e comportamento instável na zona intermediária.

Na semana anterior à defesa da tese, a estudante foi informada, através de comunicação verbal do Dr. David Banks, de erros na aplicação da fórmula para os cálculos das concentrações dos cátions. Entretanto, não houve tempo hábil para fazer as correções. Estas serão feitas e apresentadas em artigo ora em preparação para futura publicação. Com as correções, haverá mudanças nas concentrações dos elementos, porém a relação entre os mesmos permanecerá basicamente a mesma.

6.4 Cromatografia iônica

As análises por cromatografia iônica executadas forneceram a determinação dos ânions F^- , Cl^- , Br^- , SO_4^{2-} presentes nas inclusões fluidas. Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 6.5. Como este tipo de análise é relativamente recente, ainda não há muitos trabalhos na literatura para poder comparar os dados obtidos nas rochas do Grupo Grão Pará. Este fato restringe a análise e a interpretação dos resultados aqui apresentados aos elementos discutidos na literatura.

Tabela 6.5 - Resultados das análises de cromatografia iônica dos veios das rochas máficas dos depósitos de ferro (amostras 1 a 12); depósitos Cu-Au Gameleira e Sossego (amostras 13 a 20) extraídos de Chiaradia *et al.* (2006).

Identificação	Amostra	Tipo de veio	Zona de alteração hidrotermal	F (ppb)	Cl (ppb)	Br (ppb)	SO ₄ (ppb)	Cl/Br (molar)
1) AQ2	N4EF707P20,41	Amígdala 1	Intermediária	44	13816	45,2	105	698
2) FFQ1	N5EF40P215,35	Fratura com quartzo	Intermediária	44	9051	130	106	159
3) FFQ2	N5SF825P328,00	Fratura com quartzo	Intermediária	35	44331	130	254	778
4) FFQ3	N5SF837P294,20	Fratura com quartzo	Intermediária	32	21448	31,3	38	1564
5) FFQ4	N5EF508P146,30	Fratura com quartzo	Intermediária	16	851	3,3	72	589
6) FFQH1	N5EF523P213,45	Fratura com hematita	Proximal	20	4459	23	750	443
7) FFQH2	N5SF817P149,00	Fratura com hematita	Proximal	40	403	2,7	219	341
8) BQ1	N4EF764P117,60	Quartzo brecha/fratura	Intermediária	nd	4310	4,2	87	2343
9) BQ2	N5SF817P100,80	Fratura com quartzo	Intermediária	nd	4052	9,9	71	934
10) BQ3	N5SF817P263,15	Quartzo brecha/fratura	Intermediária	18	13128	153	103	196
11) BQ4	N5SF843P271,00	Quartzo brecha	Intermediária	30	10101	20,1	95	1147
12) BQH2	N5EF523P187,00	Hematita brecha	Proximal	10	7584	169	153	102
13) B2K001A	Depósito Gameleira			4698	9031	5	-	4071
14) B2K001B	Depósito Gameleira			4802	10910	3	-	8196
15) B99216	Depósito Sossego			ald	27282	66	-	932
16) B99308	Depósito Sossego			1467	82470	248	-	748
17) B99449	Depósito Sossego			201	99141	210	-	1064
18) B99506	Depósito Sossego			ald	27985	85	-	742
19) B99536	Depósito Sossego			72	92913	185	-	1131
20) B99540	Depósito Sossego			ald	188260	237	-	1786

nd: não determinado; ald: abaixo do limite de detecção.

As amostras da zona intermediária de alteração hidrotermal apresentam conteúdos mais elevados de Cl em relação às amostras pertencentes à zona proximal (Fig. 6.10). As duas zonas de alteração hidrotermal têm F e Br em quantidades similares (Fig. 6.10a,b).

As amostras da zona proximal apresentam teores de SO_4^{2-} mais elevados (Fig. 6.10c), deste modo o enxofre na forma oxidada impede a formação de sulfetos que, de acordo com o Capítulo 4 (item 4.2), ocorrem preferencialmente na zona intermediária.

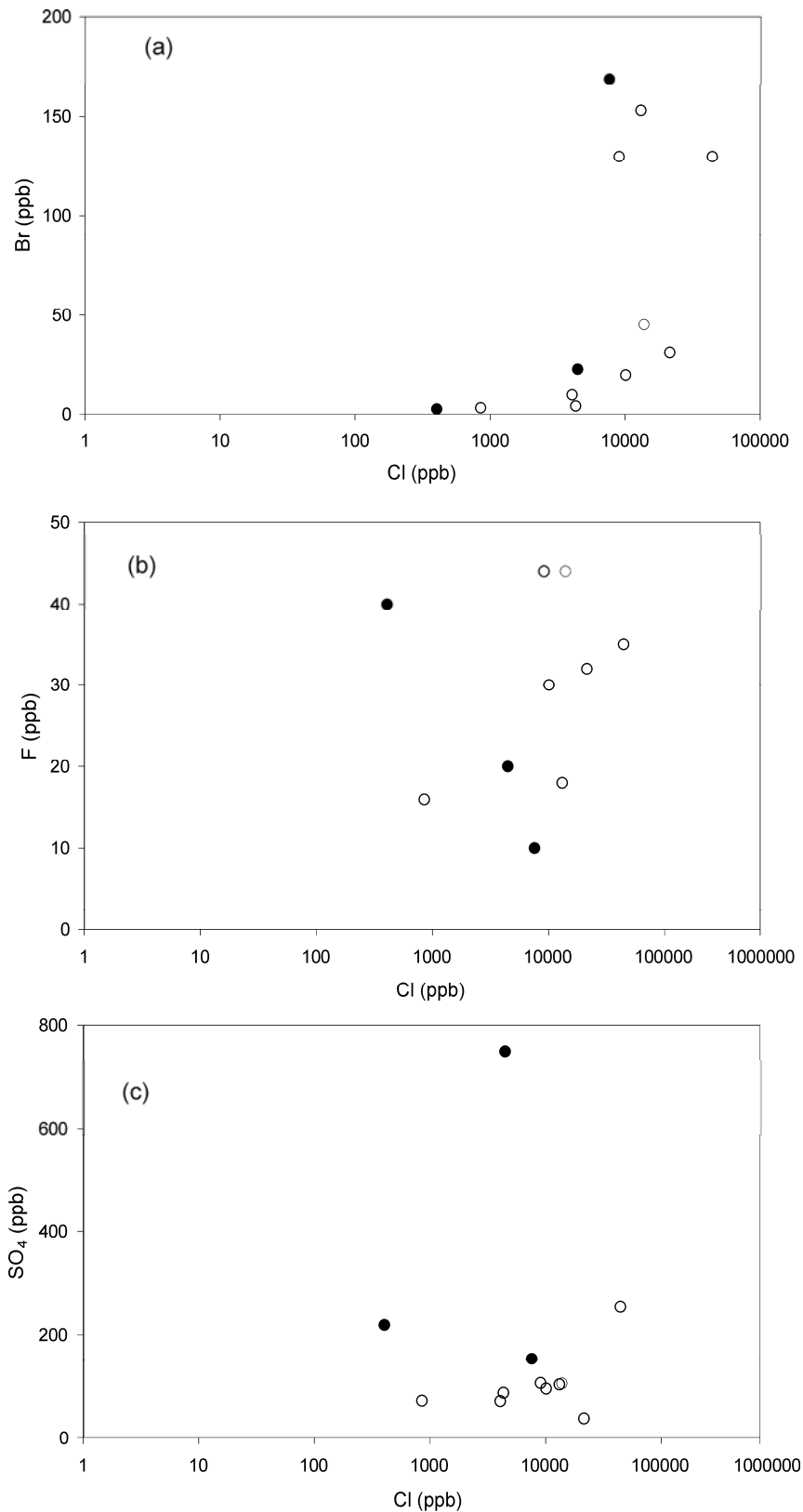


Figura 6.10 - Diagramas binários com as concentrações dos íons em inclusões fluidas analisadas por cromatografia iônica. (a) Cl vs. Br; (b) Cl vs. F; (c) Cl vs. SO_4 . Símbolos: círculos vazios – amostras da zona intermediária de alteração hidrotermal; círculos cheios – amostras da zona proximal de alteração hidrotermal.

Chiaradia *et al.* (2006) apresentam análises de Cl, Br e F realizados nos depósitos de Cu-Au de Gameleira e Sossego. O depósito de Gameleira tem conteúdos de Cl variando entre 9.031 e 10.910 ppb, Br entre 3 e 5 ppb e F entre 4.698 e 4.802 ppb. O depósito de Sossego mostra variações de Cl entre 27.282 e 188.260 ppb, os conteúdos de Br situam-se entre 66 e 248 ppb, enquanto que F varia de 72 a 1.467 ppb. As amostras dos depósitos de ferro N4 e N5 apresentam conteúdos de Cl e Br intermediários entre os depósitos de Cu-Au Gameleira e Sossego, porém os conteúdos de F são bem menores (Tab. 6.5).

A Figura 6.11 apresenta as razões Cl/Br das amostras analisadas juntamente com amostras dos depósitos de Gameleira e Sossego extraídas de Chiaradia *et al.* (2006), para fins de comparação. O diagrama original (Chiaradia *et al.* 2006) é construído com os valores de $\delta^{37}\text{Cl}$ versus Cl/Br (molar); na falta de isótopos de Cl, no eixo x da Figura 6.11 foram distribuídas as amostras, identificadas numericamente (Tab. 6.5). Sem análises de $\delta^{37}\text{Cl}$, não foi possível discriminar aqui os campos apresentados por Chiaradia *et al.* (2006), a saber: campos da salmoura, fluidos magmáticos de derivação mantélica, evaporito e fluido de depósitos de cobre pórfiro. Entretanto, o campo do evaporito é o único que não tem razões de Cl/Br superpostas aos demais campos, podendo-se assim comparar com as amostras aqui estudadas. O campo do evaporito tem razões Cl/Br > 9.000 e as amostras do Grupo Grão-Pará têm Cl/Br ≤ 2.343 (Tab. 6.5). Deste modo, fica descartada uma influência de fonte evaporítica para o fluido dos veios analisados.

Algumas amostras do Grupo Grão Pará têm razões Cl/Br semelhantes às aquelas apresentadas pelas amostras do depósito de Sossego, que são interpretadas pelos autores como sugestivas de mistura entre fluidos magmáticos e salmouras bacinais (Fig. 6.11).

Interpretações preliminares feitas com base nos resultados aqui apresentados para os veios das rochas máficas do Grupo Grão Pará e em veios no minério de ferro, também analisados por cromatografia iônica (Figueiredo e Silva 2007), sugerem mistura de fluidos para os veios que cortam as rochas máficas e o minério de ferro (Dr. David Banks, com. verbal).

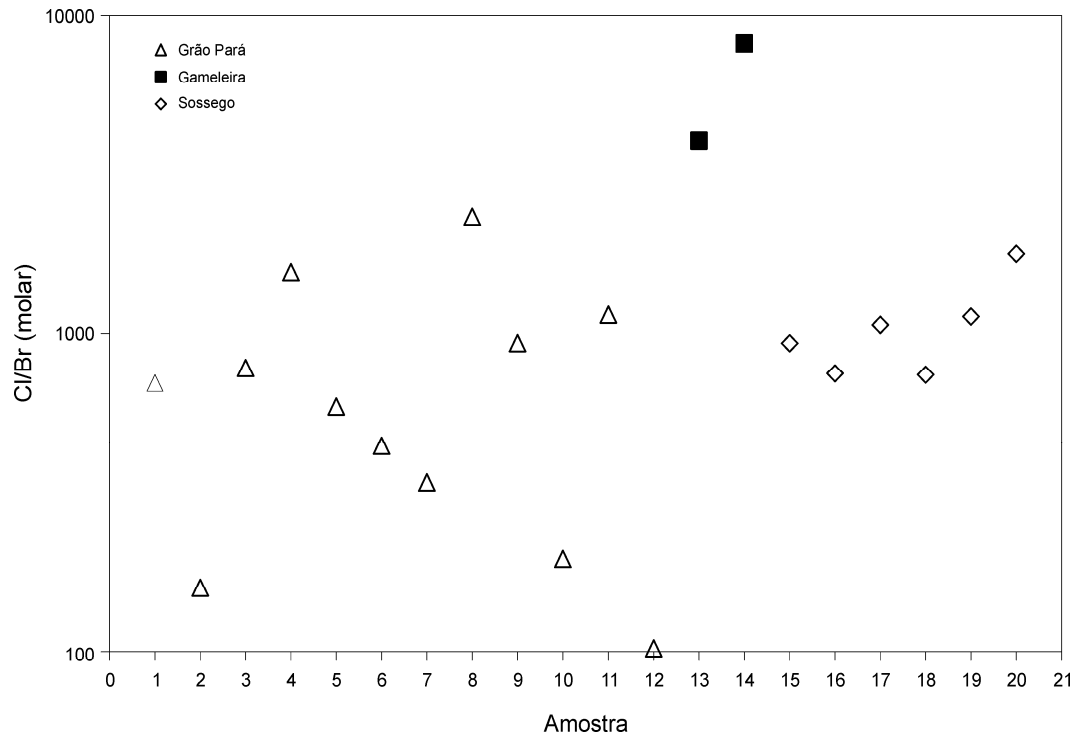


Figura 6.11 - Razão Cl/Br (molar) dos fluidos analisados de amostras do Grupo Grão Pará (este trabalho) e dos depósitos de Cu-Au de Gameleira e Sossego (extraídos de Chiaradia *et al.* 2006). O campo do evaporito, marcado no trabalho de Chiaradia *et al.* (2006), tem razões de Cl/Br acima de 9.000.

CAPÍTULO 7

ISÓTOPOS DE ENXOFRE

A geoquímica de isótopos estáveis é uma ferramenta usada para analisar as interações fluido-rocha; a composição isotópica preservada em minerais ou em inclusões fluidas é usada para determinar as fontes do fluido. Análises de isótopos de enxofre ($\delta^{34}\text{S}$) foram executadas em sulfetos, presentes nos veios das rochas máficas do Grupo Grão Pará. As análises de isótopos de enxofre foram executadas com o objetivo de determinar a fonte do fluido hidrotermal que deu origem aos veios e, conseqüentemente, à mineralização de ferro dos depósitos N4 e N5 de Carajás.

7.1 Isótopos de enxofre

7.1.1 Resultados

Análises de isótopos de enxofre ($\delta^{34}\text{S}$) foram executadas em cristais de pirita e calcopirita em 5 amostras das rochas vulcânicas máficas do Grupo Grão Pará (Tab. 7.1). Os sulfetos analisados alojaram-se em veios pertencentes à zona de alteração hidrotermal intermediária (Fig.4.8), dos tipos fratura preenchida por quartzo e brecha com quartzo (Fig. 7.1). Imagens feitas através de microscópio de varredura (MEV) mostram que os cristais são homogêneos, sem zonamento interno. Quando em contato, pirita e calcopirita mostram equilíbrio entre si, sem bordas reativas. Os cristais de sulfetos têm valores médios de $\delta^{34}\text{S}$ de 0,9 ‰ ($n = 9$) para calcopirita e 1,4 ‰ ($n = 8$) para pirita (Fig. 7.2). Ambos tipos de veios apresentam valores positivos e negativos de $\delta^{34}\text{S}$; porém os sulfetos formados nos veios tipo brecha têm os menores valores de $\delta^{34}\text{S}$ (Fig. 7.3).

7.1.2 Interpretação dos resultados

Dados isotópicos para sulfetos e enxofre nativo de sistemas hidrotermais atuais do assoalho oceânico têm ampla variação de valores (Fig. 7.4). Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ das rochas do Grupo Grão Pará são próximos dos valores dos sulfetos de origem magmática (Fig. 7.4). Entretanto, os valores obtidos de $\delta^{34}\text{S}$ têm uma significativa variação, indo de valores negativos a positivos: de -4,3 a +5,7 ‰ (Tab. 7.1).

Tabela 7.1 - Dados das análises de isótopos de enxofre em cristais de pirita e calcopirita das rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará. Os sulfetos analisados são de veios pertencentes à zona de alteração hidrotermal intermediária.

Nº Minpet	Amostra	Tipo de veio	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
56	N5EF375P109,80	Brecha preenchida por quartzo	Calcopirita	-4,3
	N5EF375P109,80	Brecha preenchida por quartzo	Pirita	1,0
	N5EF375P109,80	Brecha preenchida por quartzo	Calcopirita	-1,8
	N5EF375P109,80	Brecha preenchida por quartzo	Pirita	-1,2
58	N5SF837P294,20	Fratura preenchida por quartzo	Calcopirita	-0,7
	N5SF837P294,20	Fratura preenchida por quartzo	Calcopirita	5,7
	N5SF837P294,20	Fratura preenchida por quartzo	Calcopirita	3,4
	N5SF837P294,20	Fratura preenchida por quartzo	Calcopirita	0,5
	N5SF837P294,20	Fratura preenchida por quartzo	Calcopirita	3,3
65	N5SF825P282,45	Fratura preenchida por quartzo	Pirita	2,8
	N5SF825P282,45	Fratura preenchida por quartzo	Pirita	4,9
	N5SF825P282,45	Fratura preenchida por quartzo	Calcopirita	1,3
	N5SF825P282,45	Fratura preenchida por quartzo	Pirita	2,4
66	N5SF843P271,00	Brecha preenchida por quartzo	Pirita	-1,0
	N5SF843P271,00	Brecha preenchida por quartzo	Pirita	1,4
	N5SF843P271,00	Brecha preenchida por quartzo	Calcopirita	0,4
	N5SF843P271,00	Brecha preenchida por quartzo	Pirita	0,7

Os resultados estão em notação padrão em relação ao padrão Cañon Diablo Troilite (CDT).

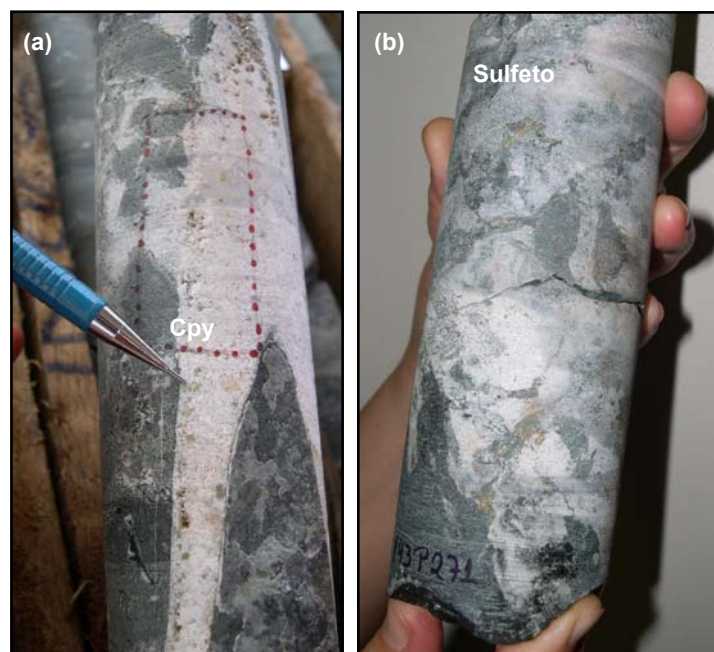


Figura 7.1 - Sulfetos em veios tipo (a) fratura preenchida por quartzo (amostra N5SF837P294,20) e (b) brecha com quartzo (amostra N5SF843P271).

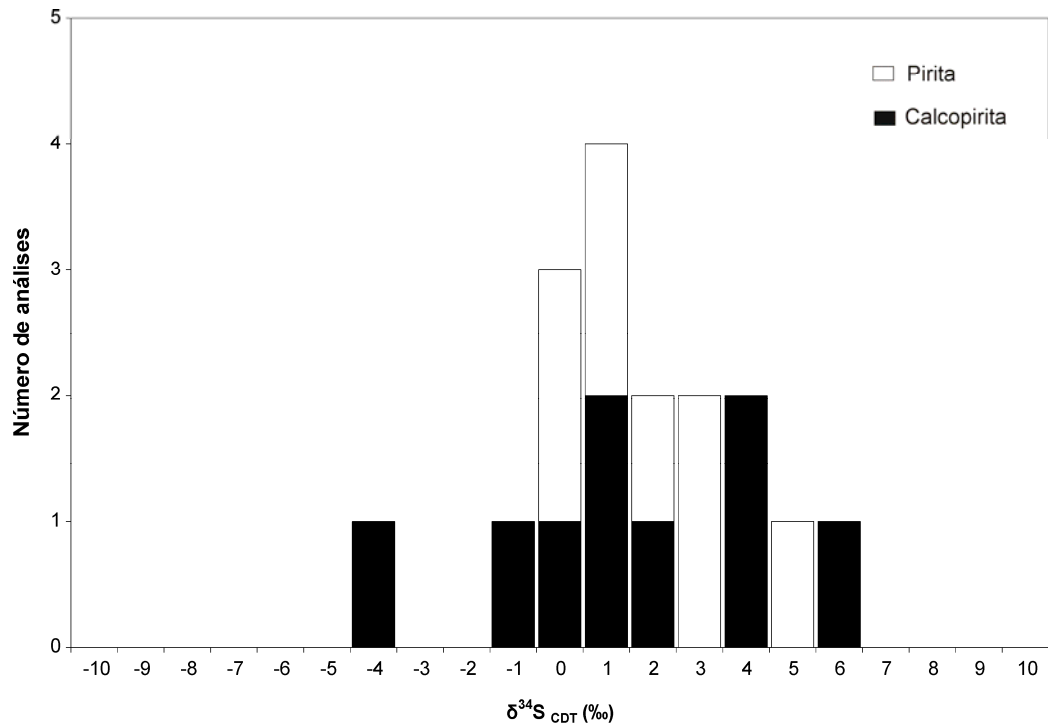


Figura 7.2 - Histograma com os valores de $\delta^{34}\text{S}$ separados em cristais de calcopirita e pirita.

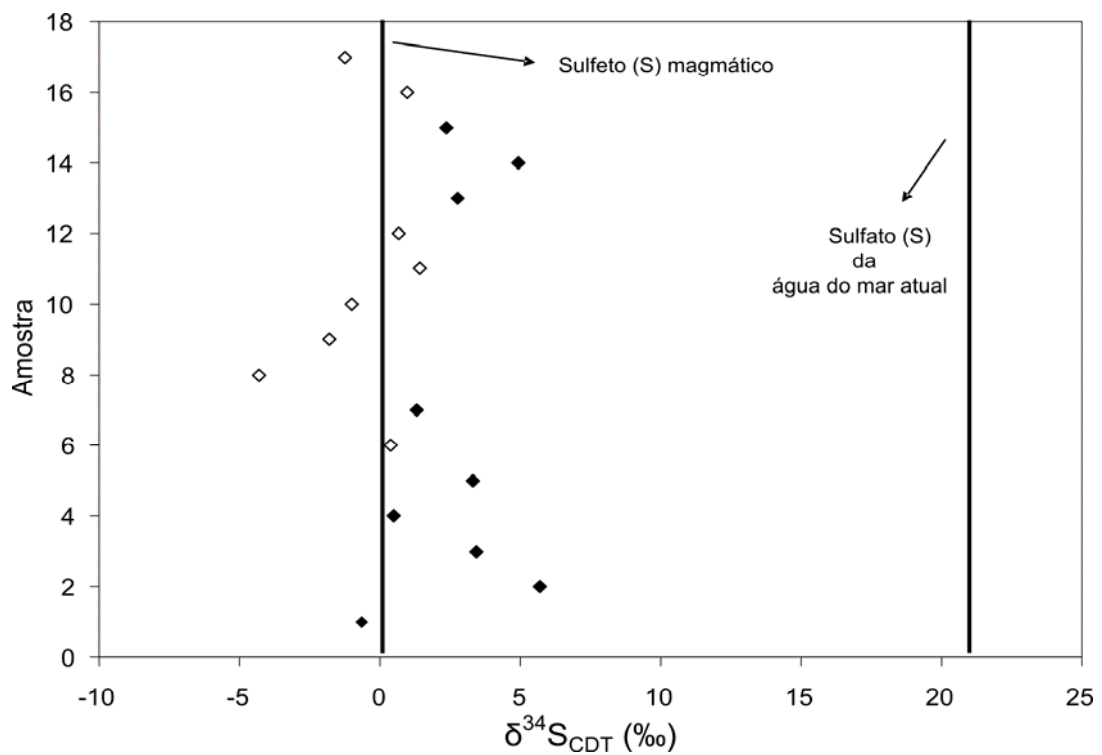


Figura 7.3 - Valores de isótopos de enxofre ($\delta^{34}\text{S}$) dos sulfetos analisados do Grupo Grão Pará, discriminados por tipo de veio. Símbolos: losangos cheios – fratura preenchida por quartzo; losangos vazios – quartzo brecha.

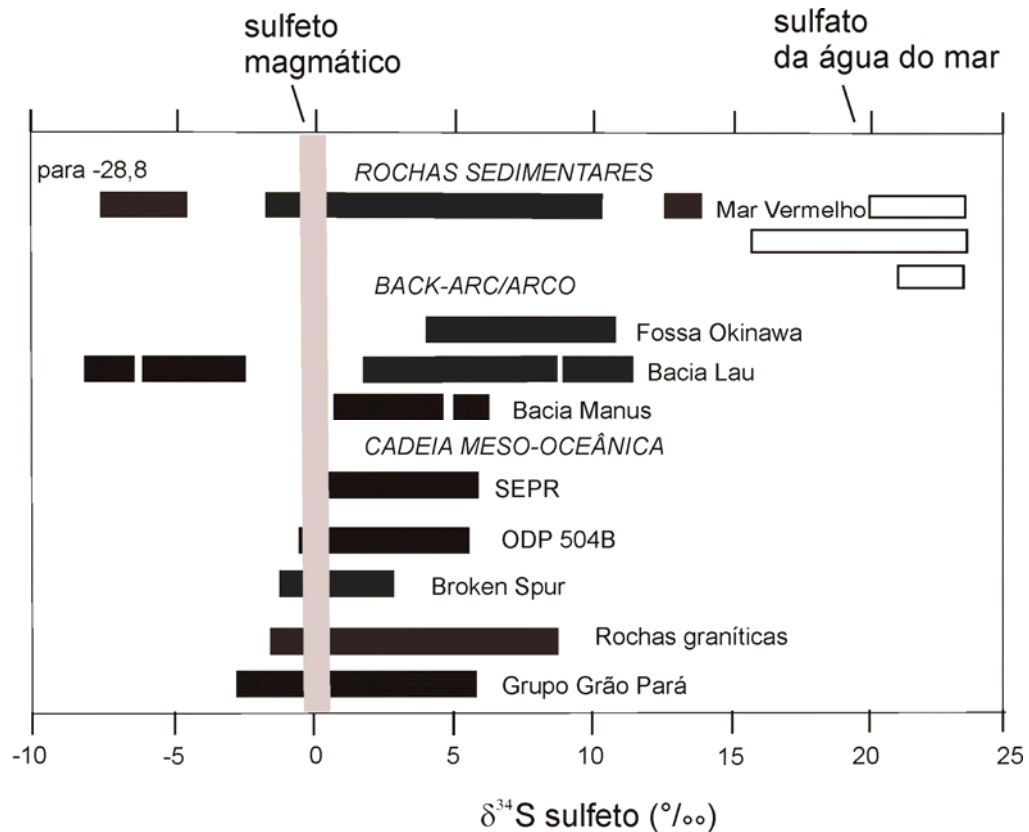


Figura 7.4 - Valores de isótopos de enxofre ($\delta^{34}\text{S}$) dos sulfetos do Grupo Grão Pará analisados neste trabalho e de alguns reservatórios de enxofre. Modificado de Shanks (2001), Gemmell *et al.* (2004) e Hoefs (2004).

Segundo Hoefs (2004), a composição isotópica de um sulfeto hidrotermal é determinada por:

- 1) composição isotópica do fluido hidrotermal a partir do qual o mineral é depositado,
- 2) temperatura de deposição,
- 3) composição química dos elementos dissolvidos, incluindo pH e f_{O_2} a época da mineralização e
- 4) quantidade relativa do mineral depositado do fluido.

O primeiro parâmetro é característico da fonte do enxofre, enquanto que os outros três estão relacionados com as condições de precipitação.

Na maioria dos sistemas hidrotermais vulcânicos nas cadeias meso-oceânicas e nos ambientes de arco e retroarco, os valores de $\delta^{34}\text{S}$ posicionam-se em um intervalo restrito de valores próximo ao enxofre magmático (0 ‰) e são geralmente maiores que 0 ‰, com valores de $\delta^{34}\text{S}$ máximos de aproximadamente 10 ‰ (Fig. 7.4). As bactérias têm um papel importante em sistemas hidrotermais de assoalho oceânico e as mesmas podem influenciar os isótopos de enxofre nos precipitados hidrotermais. Sulfato organicamente reduzido da água do mar em sedimentos marinhos é considerado, em alguns sistemas hidrotermais de assoalho oceânico, uma fonte importante de enxofre isotopicamente leve (Shanks *et al.* 1995 *In* Gemmell *et al.* 2004). De acordo com Canfield (2001 *In* Gemmell *et al.* 2004), a

temperatura máxima estimada para a produção de sulfato da água do mar organicamente reduzido é $< 120^{\circ}\text{C}$. Entretanto, os estudos de inclusões fluidas (Capítulo 6) mostram temperaturas variando entre $150\text{-}320^{\circ}\text{C}$ para os fluidos hidrotermais, de maneira que sulfato organicamente reduzido da água do mar não foi uma fonte significativa de enxofre para os sulfetos dos veios das rochas máficas do Grupo Grão Pará. Além disso, os valores de $\delta^{34}\text{S}$ apresentados pelos sulfetos aqui estudados são bem diferentes dos sulfetos cristalizados a partir do enxofre presente na água do mar (Fig. 7.4). Portanto, os valores positivos de $\delta^{34}\text{S}$ apresentados pelos sulfetos estudados indicam que os mesmos foram precipitados a partir de fluidos magmáticos (Hoefs 2004).

Os valores negativos de $\delta^{34}\text{S}$ apresentados pelos sulfetos estudados podem ser explicados pela variação no estado de oxidação do fluido hidrotermal. Ohmoto e Goldhaber (1997) apresentam casos em que podem ocorrer variações no estado de oxidação durante o resfriamento do fluido hidrotermal. Estes casos dependem da composição do magma, do sistema ser aberto ou fechado e de reações com a rocha encaixante. Lobato et al. (2005a; 2007) descrevem variações na $f\text{O}_2$ do fluido hidrotermal mineralizador de ferro nos depósitos de N4 e N5. Segundo os autores, o fluido mineralizador evolui de relativamente redutor, no estágio incipiente, para condições mais oxidantes, por força da interação com hematita microcristalina e formação de magnetita. Nas rochas máficas, a mudança na $f\text{O}_2$ pode ser observada na variação de composição apresentada pelos cristais de clorita de origem hidrotermal, conforme apresentado no Capítulo 4 (item 4.4).

Por outro lado, de acordo com McKibben e Eldridge (1990), ebulição de um fluido hidrotermal seguido da separação de uma fase volátil pode causar variações radicais na composição isotópica de sulfetos depositados por fluidos em ebulição. Os autores observam que a ebulição envolve a perda de H_2 e H_2S aquosos na fase vapor que causa um aumento no estado de oxidação do líquido residual, levando a um significativo fracionamento dos isótopos de enxofre. No entanto, a magnitude destas mudanças parece ser muito variável, levando a heterogeneidades isotópicas nas amostras e pode causar mudanças rápidas de valores positivos para valores negativos de $\delta^{34}\text{S}$ nos sulfetos.

Nos veios com sulfetos analisados, a amostra N5SF837P294 tem a maior variação dentro de um único veio: os valores de $\delta^{34}\text{S}$ variam entre $-0,6$ a $+ 5,7$ ‰ em cristais de calcopirita. Os estudos de inclusões fluidas (Capítulo 6) sugerem fluido magmático como uma das fontes para o fluido hidrotermal e separação de fases através de ebulição. Portanto, a variação de $\delta^{34}\text{S}$ pode ter sido causada pela ebulição do fluido hidrotermal. A ebulição pode ter causado as grandes variações nos valores de $\delta^{34}\text{S}$ dentro de amostras individuais e pode ter sido um processo importante na deposição dos sulfetos dos veios das rochas máficas do Grupo Grão Pará.

Figueiredo e Silva (2007) apresenta valores de $\delta^{34}\text{S}$ variando entre +3 e +11 ‰ em sulfetos presentes nos veios que cortam o minério de ferro (depósitos N4 e N5). A autora considera estes valores indicativos de origem magmática para os sulfetos hospedados nos veios. Os dados de $\delta^{34}\text{S}$ em depósitos tipo ferro óxido-Cu-Au (*IOCG*) de Carajás mostram valores positivos e são interpretados como provenientes de fonte magmática. Como exemplo, podem ser citados os depósitos de Gameleira (Lindenmayer *et al.* 2001), Igarapé Bahia (Dreher 2004), Alvo GT46/Cinzento (Silva *et al.* 2005) e Breves (Botelho *et al.* 2005). Dentre os citados, o depósito de Igarapé Bahia apresenta, além de valores positivos, valores negativos de $\delta^{34}\text{S}$. Dreher (2004) interpreta os valores perto de 0 ‰ (-1,14 a -0,32 ‰) como resultantes de fonte magmática enquanto que, um único valor de -10,88 ‰, é interpretado como oriundo de redução biogênica de sulfato.

O depósito de Sossego tem sulfetos com valores de $\delta^{34}\text{S}$ variando entre 2 e 8 ‰ (Monteiro *et al.* 2007). Os autores apresentam as seguintes fontes potenciais para o enxofre: evaporitos continentais e lixiviação das rochas hospedeiras, incluindo seqüências vulcanossedimentares com metaevaporitos e rochas ígneas. Entretanto, com os dados disponíveis, os autores afirmam que não é possível definir qual foi a fonte (ou fontes) dos sulfetos analisados. No caso dos sulfetos presentes nos veios do Grupo Grão Pará, a hipótese de fonte evaporítica foi eliminada pelos resultados apresentados pelas análises de cromatografia iônica (Capítulo 6, item 6.4).

Em resumo, o intervalo dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos em veios hidrotermais é interpretado do seguinte modo:

1) Os valores positivos de $\delta^{34}\text{S}$ sugerem a precipitação de sulfetos a partir de um fluido magmático. Entretanto, não é possível determinar se a fonte magmática do enxofre veio diretamente do magma granítico, suposta fonte do fluido hidrotermal da mineralização de ferro (Capítulo 8), ou se este fluido assimilou enxofre da rocha encaixante do granito (conforme Ohmoto e Goldhaber 1997).

2) As mudanças para valores negativos de $\delta^{34}\text{S}$ (até -4,3 ‰) podem ter sido causadas por variações no estado de oxidação do fluido hidrotermal e/ou pelo processo de ebulição do fluido hidrotermal. De acordo com Drummond e Ohmoto (1985), o principal efeito do processo de ebulição sobre a química de uma solução hidrotermal está associado com a exsolução de CO_2 e H_2S . A exsolução de CO_2 causa mudanças dramáticas no pH, enquanto que a exsolução de H_2S desestabiliza os sulfetos e provoca mudanças no estado de oxidação do fluido restante. Assim, a ebulição do fluido, acompanhada de oxidação, pode resultar na formação de sulfetos com valores negativos de $\delta^{34}\text{S}$ a partir de enxofre mais pesado (McKibben e Eldridge 1990).

CAPÍTULO 8

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Este capítulo apresenta, a partir dos dados obtidos neste trabalho e da literatura, interpretações sobre:

- a) o ambiente geotectônico das rochas estudadas,
- b) condições químicas e físicas do fluido hidrotermal mineralizador e
- c) fonte do fluido hidrotermal.

Por fim, são apresentadas as conclusões feitas com base nos dados obtidos neste trabalho, dados publicados na literatura e interpretações a partir dos mesmos.

8.1 Discussão

8.1.1 Contexto geotectônico do grupo Grão Pará

A afinidade magmática das rochas estudadas pode ser definida através de diagramas binários com as razões entre certos elementos traço incompatíveis ou diagramas discriminantes de ambiente geotectônico para rochas basálticas. O diagrama ternário de Pearce e Cann (1973) mostra que os basaltos do Grupo Grão Pará possuem afinidade cálcio-alcálica (Fig. 8.1a). Apesar da mobilidade apresentada pelo Y (Fig. 5.4d), a maioria das rochas concentra-se homogeneamente no campo dos basaltos cálcio-alcálicos, exceto por quatro amostras. De acordo com o diagrama ternário de Cabanis e Lecolle (1989), novamente, a maioria das amostras dispõe-se no campo dos basaltos cálcio-alcálicos, com algumas amostras dispostas nos campos dos basaltos de *back-arc* e continental (Fig. 8.1b). Outra evidência de magmatismo cálcio-alcálico é o fracionamento de ETRL, mostrada no item 5.1.3 sobre ETR.

O diagrama de multielementos de Pearce (1996) usa alguns elementos traço normalizados a N-MORB (basaltos de cadeia meso-oceânica normal) para discriminar o ambiente tectônico das rochas basálticas. De acordo com este diagrama, os metabasaltos do presente estudo mostram o seguinte comportamento geoquímico (Fig. 8.2):

- 1) significativa anomalia de Nb em relação a Th e Ce – característica de basaltos de arco vulcânico;
- 2) enriquecimento de Nb – característico de basaltos de arco vulcânico com caráter cálcio-alcálico;
- 3) enriquecimento e empobrecimento de Zr – os basaltos cálcio-alcálicos são enriquecidos e os toleíticos são empobrecidos em Zr;
- 4) empobrecimento de TiO_2 e Y – típico de basaltos de arco tanto toleíticos quanto cálcio-alcálicos.

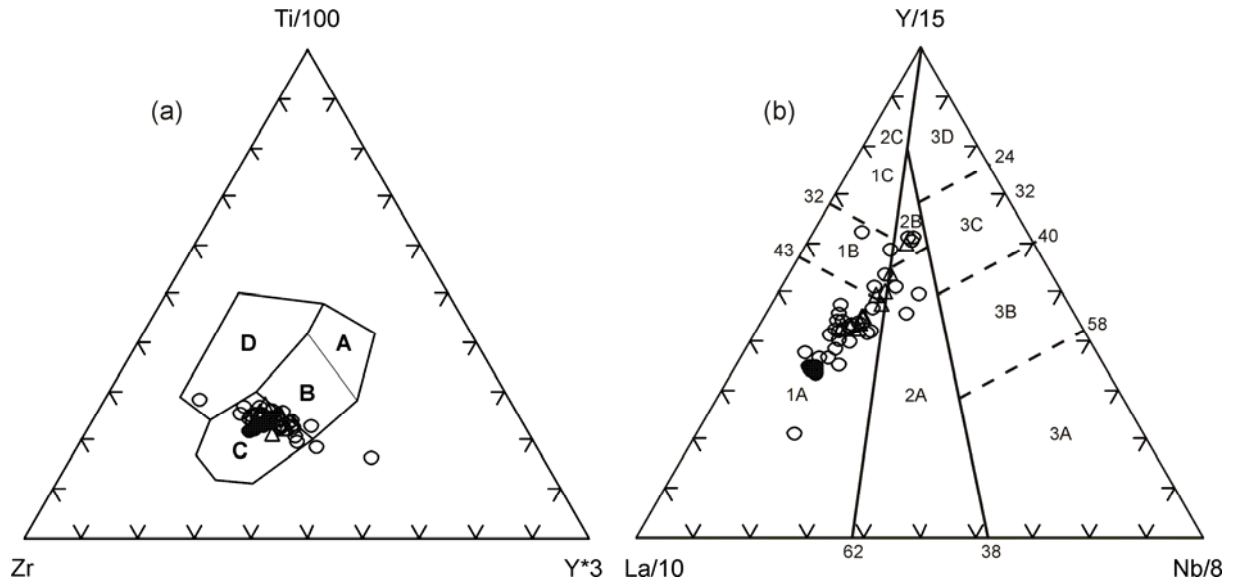


Figura 8.1 - Diagramas ternários de discriminação tectônica para os metabasaltos do Grupo Grão Pará. (a) Ti/100-Zr-3Y segundo Pearce e Cann (1973). D: Basalto intraplaca; B: basalto de fundo oceânico (MORB); A, B: toleíto de baixo K; C, B: basalto cálcio-alcálico. (b) Y/15-La/10-Nb/8 segundo Cabanis e Lecolle (1989). Campo 1: basaltos de arco vulcânico; Campo 2: basaltos continentais; Campo 3: basaltos oceânicos. Subdivisão dos campos – 1A: basaltos cálcio-alcálicos; 1C: toleítos de arco vulcânico; 1B: sobreposição 1A e 1C; 2A: basaltos continentais; 2B: basaltos de bacia *back-arc* (embora menos bem definido); 3A: basaltos alcálicos de *rift* intercontinental; 3B: MORB tipo E (enriquecido); 3C: MORB tipo E (fracamente enriquecido); 3D: MORB tipo N (normal).

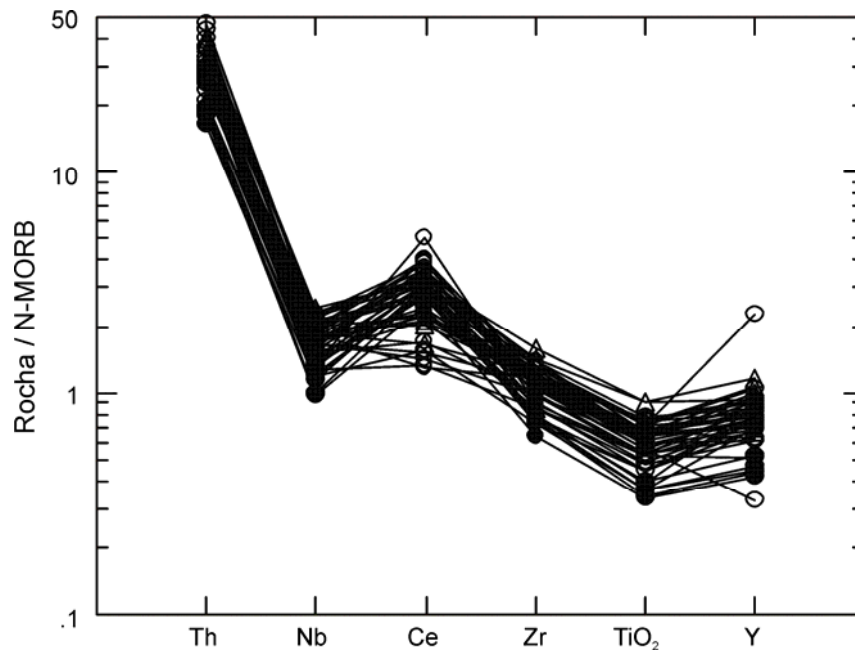


Figura 8.2 - Diagrama de multielementos para os metabasaltos normalizados segundo N-MORB (Pearce 1996). Normalização segundo Pearce (1996).

Os diagramas acima apresentados mostram que os metabasaltos do Grupo Grão Pará têm afinidade magmática cálcio-alcalina e sugerem que os mesmos formaram-se em ambiente de arco vulcânico. O diagrama binário Zr/Y vs. Nb/Y (Condie 2005) mostra que os metabasaltos posicionam-se no campo dos basaltos que não se formaram a partir de plumas mantélicas (Fig. 8.3), sugerindo mais um indício para zona de subducção.

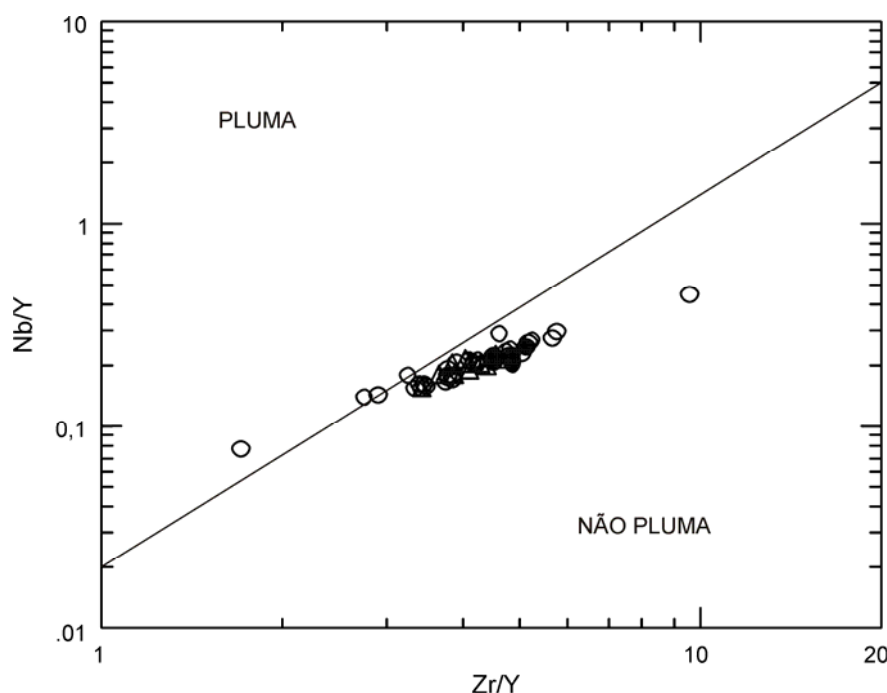


Figura 8.3 - Diagrama Zr/Y vs. Nb/Y mostrando os campos de basaltos de origem mantélica e não mantélica (Condie (2005)). Os metabasaltos do Grupo Grão Pará posicionam-se no campo dos não mantélicos. Símbolos – círculos cheios: clorita metabasaltos; círculos vazios: clorititos; triângulos: hematita clorititos; cruzes: metagabros (clorititos e hematita clorititos).

Além do componente de zona de subducção, os metabasaltos estudados apresentam indícios de contaminação por crosta continental. Os diagramas Zr/Y vs. Zr e Th/Yb vs. Nb/Yb (Pearce 1983), mostram que as rochas basálticas enquadram-se no campo dos basaltos de arco continental (Fig. 8.4a, b). Evidências de contaminação crustal também são apresentadas por dados isotópicos pelos seguintes autores:

- Gibbs *et al.* (1986): análises de Rb/Sr em rochas máficas vulcânicas forneceram valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7057$, levando os autores a sugerir incorporação de Sr através de contaminação crustal.
- Olszewsky *et al.* (1989): amostras de basaltos com valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ de -2 e -7 , levando os autores a sugerir assimilação de material crustal mais antigo.
- Lobato *et al.* (2005a): análises Sm/Nd em jaspilitos do Grupo Grão Pará forneceram valor de $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -4,2$ (considerando que os jaspilitos são produto de exalações hidrotermais submarinas, o valor negativo de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ é indicativo de contaminação com crosta mais antiga).

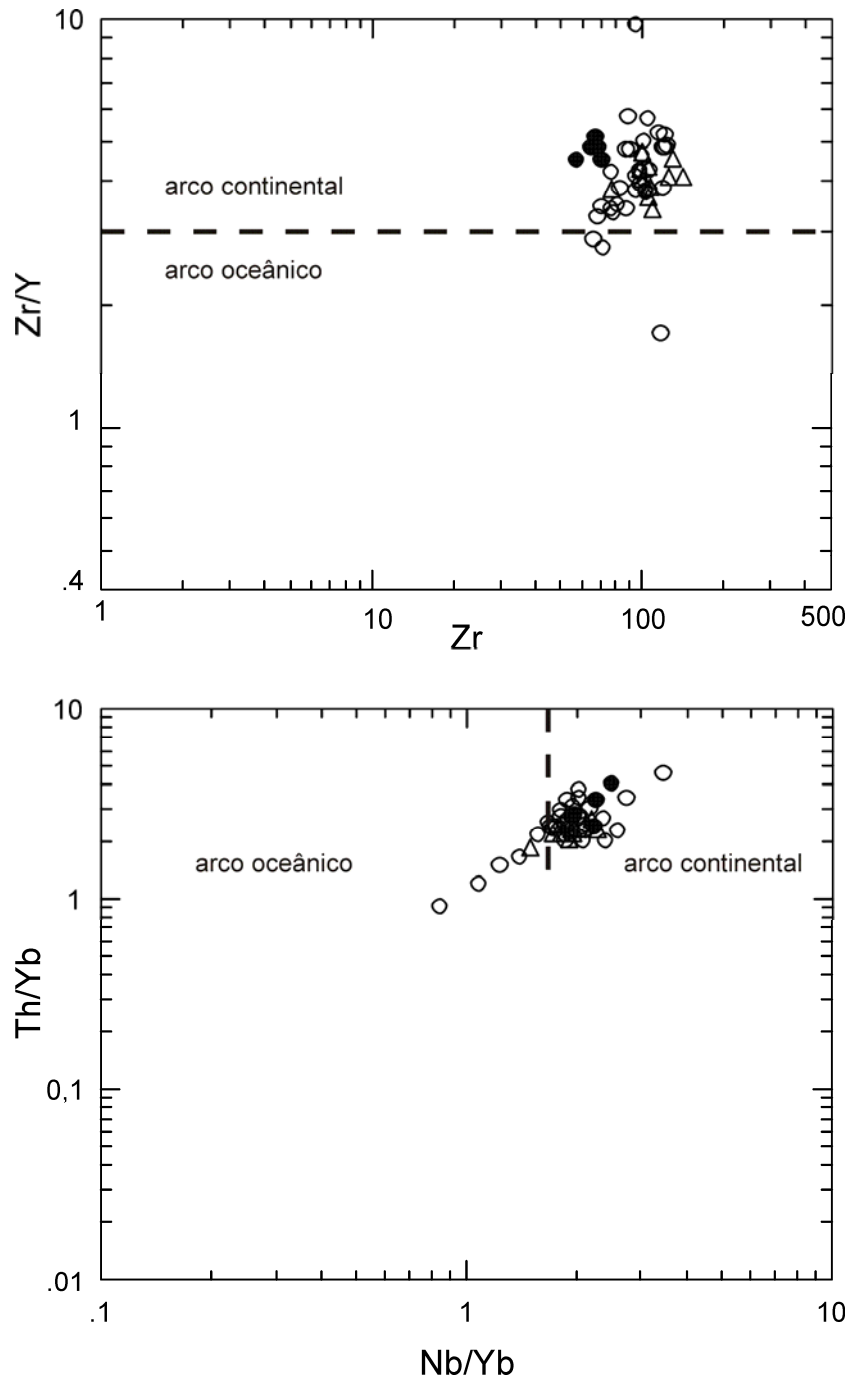


Figura 8.4 - Diagramas dividindo os basaltos de arco em ambiente de arco oceânico e ambiente de arco continental, segundo Pearce (1983). (a) Zr/Y vs. Zr ; (b) Th/Yb vs. Nb/Yb . Mesmos símbolos da Figura 8.3.

O Supergrupo Itacaiúnas é formado pelas seqüências vulcanossedimentares Grão Pará, Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e Buritirama. Estas unidades têm em comum a associação litológica dominada por vulcanismo máfico intercalado com rochas sedimentares químicas, sobrepostos por rochas sedimentares clásticas. Entretanto, ao mesmo tempo, as seqüências apresentam diferenças entre si quanto ao grau metamórfico, à intensidade de

deformação e aos tipos de depósitos minerais que hospedam. Até o presente momento, não há uma definição clara sobre a contemporaneidade ou não destas unidades.

Em relação ao ambiente de formação das seqüências vulcanossedimentares, que implica no ambiente tectônico da própria Província Mineral de Carajás, há duas idéias básicas:

1) as unidades do Supergrupo Itacaiúnas são rochas vulcânicas e sedimentares desenvolvidas sobre crosta continental adjacente a zonas de rifte ou bacias intracratônicas (Gibbs *et al.* 1986; Olszewsky *et al.* 1989; Machado *et al.* 1991; Lindenmayer 1992; Santos 2003; Tallarico *et al.* 2005; Grainger *et al.* 2007).

2) as seqüências vulcanossedimentares são formadas em ambientes de arco e envolvem, conseqüentemente, a presença de zona de subducção (Meirelles e Dardenne 1991; Teixeira 1994; Lobato *et al.* 2005a; Rosière *et al.* 2006).

Olszewsky *et al.* (1989) sugerem que as rochas vulcânicas e sedimentares do Grupo Grão Pará desenvolveram-se sobre crosta continental adjacente a zonas de rifte. Segundo os autores, a ausência de lavas em almofadas, a íntima associação das vulcânicas máficas com rochas sedimentares clásticas ricas em quartzo e as evidências de contaminação crustal ($\epsilon_{Nd}(t)$ com valores negativos) sugerem formação sobre ou perto de crosta continental. Os mesmos concluem que as rochas máficas do Grupo Grão Pará têm características químicas de basaltos continentais. As rochas vulcânicas estudadas pelos autores diferem daquelas de zonas de subducção por apresentarem vulcanismo bimodal, sem termos de composição intermediária andesítica. Quanto aos *greenstone belts*, os autores afirmam que as rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará são quimicamente distintas das rochas de *greenstone belts*, pois o enriquecimento em álcalis nestas últimas são muito menores do que aquele presente nas rochas de Carajás.

Para Meirelles e Dardenne (1991), as rochas basálticas do Grupo Grão Pará representam um magmatismo 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. De acordo com os autores, o mecanismo de rifteamento está relacionado a um processo de subducção, que se assemelha em muitos aspectos com a evolução do mar do Japão.

Com base nas características geoquímicas dos ETR, elementos de grande raio iônico e de alto campo de força, Teixeira (1994) sugere que as rochas máficas do Grupo Grão Pará formaram-se em ambiente de arco magmático, geradas por fusão parcial sobre uma zona de subducção. De acordo com o desenho esquemático apresentado pelo autor, o vulcanismo máfico teria ocorrido na região do arco. Silva *et al.* (2005) e Lindenmayer *et al.* (2005) seguem a proposta de Teixeira (1994) de ambiente de arco magmático e zona de

subducção. Entretanto, de acordo com o desenho esquemático apresentado em ambos trabalhos, os autores sugerem que a formação do Grupo Grão Pará ocorreu em ambiente de *forearc*.

No presente trabalho, em relação ao ambiente tectônico da seqüência vulcanossedimentar, os metabasaltos têm elementos traço e ETR com características geoquímicas de:

- 1) magmatismo cálcio-alcálico de arco continental (Pearce 1983),
- 2) assinatura geoquímica de zona de subducção e
- 3) contaminação crustal.

O ambiente tectônico que engloba as características acima é um sistema de arco magmático. Entretanto, de acordo com Pearce (1996), o ambiente continental atenuado pode ser uma litosfera continental “normal” atenuada (aspas do autor) ou uma litosfera continental *back-arc* atenuada. No caso da segunda situação, deve-se ter associado uma sedimentação vulcanogênica de arco e uma grande assinatura de subducção (Th). Os basaltos estudados do Grupo Grão Pará apresentam estes dois critérios: tufos hialoclásticos, brechas e rochas vulcanoclásticas (conforme associação litológica de arco descrita por Condie 1997) e Th com assinatura de subducção (Fig. 8.2 e 8.4b). Assim, as rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará mostram características geoquímicas de vulcanismo que extravasou sobre crosta continental atenuada em ambiente de *back-arc* (tipo Mar do Japão; Sandeman *et al.* 2006). Entretanto, para confirmar se as características geoquímicas representam realmente tal ambiente geotectônico, são necessárias mais informações sobre as associações litológicas do Supergrupo Itacaiúnas e o modo de ocorrência das mesmas.

Greenstones arqueanos são associações dominadas por rochas vulcânicas máficas e rochas sedimentares vulcanoclásticas submarinas, formadas em arcos de margem continental, platôs submarinos, arcos vulcânicos, ilhas oceânicas e crosta oceânica (Condie 1997). Os *greenstone belts* ocorrem em graus metamórficos variando de fácies xisto verde baixo a granulito (de Wit e Ashwal 1997). Muitas rochas encontram-se afetadas por metassomatismo, cujos efeitos variam desde processos dominados por H₂O (tais como arcos vulcânicos e cadeias divergentes atuais) até aqueles dominados por CO₂ (tais como os inferidos para a crosta inferior e manto superior). Estes autores afirmam, também, que não há um ambiente tectônico único para todos os *greenstone belts* e que os mesmos contêm misturas de componentes de mais de um tipo de ambiente. Tomlinson (2004), fazendo uma revisão sobre os *greenstone belts* da Província Superior (Canadá), sugere que os mesmos são colagens que contêm mais de uma seqüência de rochas, com diferentes idades e histórias. Há várias associações estratigráficas encontradas nestes *greenstone belts* e suas feições indicam diferentes ambientes de formação.

O Grupo Grão Pará é formado por uma seqüência metavulcanossedimentar, de ambiente submarino, constituída predominantemente por rochas máficas vulcânicas e vulcanoclásticas, intercaladas com jaspilitos, recobertos por rochas sedimentares clásticas. Os metabaltos mostram características geoquímicas de ambiente tectônico tipo *back-arc* magmático. Caso isto seja confirmado por pesquisas futuras e, de acordo com os critérios acima expostos, a seqüência vulcanossedimentar do Grupo Grão Pará pode ser chamada de *greenstone belt*, como já feito por Hirata *et al.* (1982), Meireles *et al.* (1984), Araújo e Maia (1991) e Faraco *et al.* (1996). Além disso, a distribuição linear das seqüências vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas (grupos Grão Pará, Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e Buritirama) pode representar colagens formadas por tectônica acrescionária, geradas em diferentes ambientes tectônicos (tipo Província Superior; Tomlinson 2004).

8.1.2 Interpretação dos dados de inclusões fluidas

As inclusões fluidas presentes nos veios estudados, suas salinidades e temperaturas de homogeneização podem ser produto de (Shepherd *et al.* 1985):

- 1) aprisionamento heterogêneo: mistura de fluidos de diferentes composições
- 2) imiscibilidade de fluidos: separação de um fluido inicialmente homogêneo em duas fases de propriedades químicas e/ou físicas contrastantes; ebulição é um caso de imiscibilidade.

Estudos microtermométricos em inclusões fluidas na área dos depósitos de ferro N4 e N5 foram feitos por Rios *et al.* (2004), Lobato *et al.* (2005a), Figueiredo e Silva (2007) e Figueiredo e Silva *et al.* (2007). Estes estudos referem-se a inclusões hospedadas em hematitas, e em quartzo e carbonato presentes em veios que cortam o minério de ferro. Os resultados obtidos nas inclusões hospedadas em hematita mostram fluidos de baixa salinidade (1 a 4 % em peso NaCl eq.) e com temperaturas mínimas de homogeneização entre 160° e 200°C (Rios *et al.* 2004; Lobato *et al.* 2005a).

Os resultados dos estudos em veios de quartzo (Figueiredo e Silva *et al.* 2007) mostram:

- (a) veios-brechas compostos predominantemente por quartzo com inclusões fluidas de alta salinidade, com temperaturas de aprisionamento na faixa de 119-218°C;
- (b) veios de quartzo *vug-textured* com hematita, inclusões fluidas em quartzo têm alta salinidade e temperaturas desde 130 a 180°C, e um pequeno grupo de inclusões têm baixa salinidade com temperaturas de formação entre 148 e 233°C;
- (c) inclusões primárias em cristais de quartzo de brechas a carbonato-quartzo com baixa (Th_{tot} entre 170 e 219°C) e alta salinidade (Th_{tot} entre 165 e 190°C);
- (d) quartzo de veio a quartzo-hematita em minérios de alto teor com baixa (Th_{tot} de 105 a 160°C) e alta salinidade (150 a 187°C).

(e) inclusões primárias-pseudossecundárias em cristais de quartzo em brecha a qtz-hematita em minério de alto teor exibem valores de baixa a alta salinidade. Diferem dos anteriores, exceto último tipo (d) descrito, por apresentarem um aumento na temperatura de formação de inclusões pouco salinas (145 a 193°C) para mais salinas (160 a 234°C).

Figueiredo e Silva *et al.* (2007) interpreta que as inclusões em quartzo de veios-brechas do tipo (a) representam fluido salino original em fase cedo hidrotermal; (b) e (c) representam estágio hidrotermal intermediário com imiscibilidade do fluido – *boiling*; e (d) e (e) representam estágio avançado do fluido, com formação dos tipos mais tardios de hematita. Por fim, a autora aventa a possibilidade de também ter ocorrido mistura de fluidos.

Mistura de fluidos

As amostras aqui estudadas da zona intermediária apresentam salinidades distribuídas em três grupos (Fig. 6.7a):

a) um grupo de alta salinidade: ~ 28 % CaCl₂ eq. e Th_{tot} ~ 160°C

b) um grupo com salinidade intermediária: ~ 20-25 % CaCl₂ eq. e Th_{tot} variando entre 133°C e 190°C

c) um grupo de baixa salinidade: ~ 5-12 % CaCl₂ eq. e Th_{tot} entre 158°C e 197°C.

As amostras dos veios tipo fratura pertencentes à zona proximal, com hematita hidrotermal, apresentam semelhante distribuição de salinidades (Fig. 6.7c):

a) um grupo de alta salinidade: ~ 20-25 % CaCl₂ eq. e Th_{tot} ~ 160°C

b) um grupo com salinidade intermediária: ~ 10-15 % CaCl₂ eq. e Th_{tot} variando entre 165°C e 282°C

c) um grupo de baixa salinidade: < 10 % CaCl₂ eq. e Th_{tot} entre 140°C e 300°C.

Esta distribuição pode ser interpretada como resultado da mistura de fluidos de diferentes composições. As inclusões de alta salinidade representam o fluido magmático que durante sua ascensão experimentou diminuição de temperatura. As inclusões de baixa salinidade representam um fluido meteórico, aquecido durante sua descida. Este fluido já é um fluido meteórico modificado, pois apresenta salinidade de até 12 % CaCl₂ eq. e altas temperaturas. As inclusões com salinidades e temperaturas intermediárias são produtos da mistura entre os dois membros finais, o magmático e o meteórico (Fig. 8.5a). Nas inclusões pertencentes aos veios da zona proximal, a mistura de fluidos aparece um pouco mais evidente. A diferença de salinidade entre os membros intermediário e de baixa salinidade é menor, e pode-se dizer que há uma continuidade entre ambos (Fig. 8.5b).

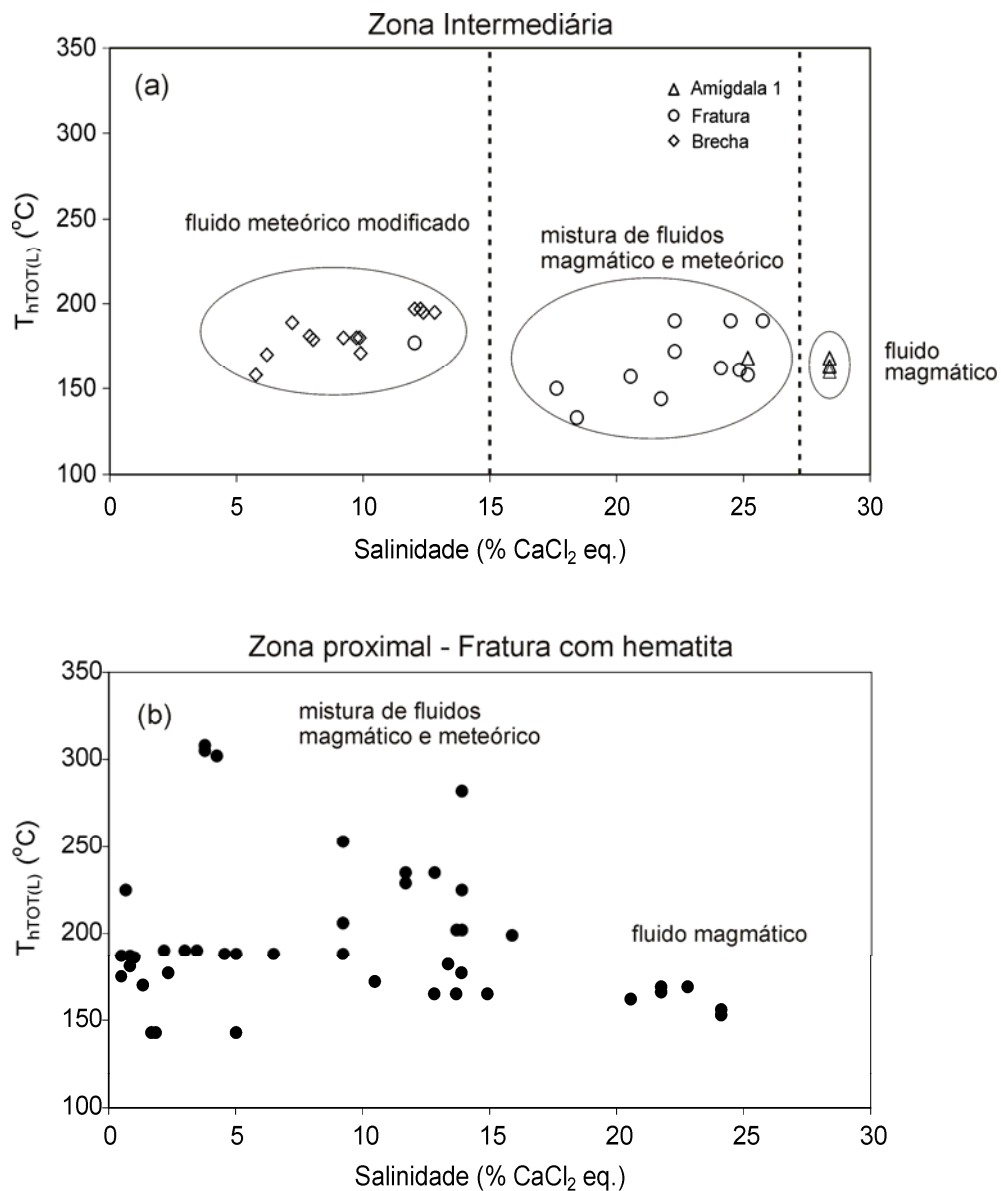


Figura 8.5 - Diagramas de salinidade vs. temperatura de homogeneização de amostras das zonas (a) intermediária e (b) proximal. Observar que os diferentes tipos de fluidos podem ser separados em campos distintos em (a), enquanto que (b) aparenta uma continuidade entre os grupos de salinidade mais baixa e intermediária.

Ao estudar o depósito de Cu-Mo Río Blanco-Los Bronces, Frikken et al. (2005) apresentam inclusões fluidas com distribuições de salinidade e temperatura semelhantes àquelas descritas neste trabalho. Os autores interpretam os fluidos com salinidades intermediárias como resultantes da mistura entre uma salmoura magmático-hidrotermal e um fluido aquoso de baixa salinidade. Estes, por sua vez, são representados pelos fluidos com alta e baixa salinidades, respectivamente.

Ebulição

De acordo com Bodnar et al. (1985), para comprovar a presença de ebulição, deve-se observar o seguinte:

- 1) a amostra deve conter inclusões ricas em líquido e ricas em vapor;
- 2) as inclusões ricas em vapor devem, realmente, ser resultado de aprisionamento de uma fase vapor, e não de *necking*;
- 3) deve haver evidência definitiva de que as inclusões ricas em líquido e vapor são contemporâneas.

Outro critério exigido por alguns autores (por exemplo, Shepherd et al. 1985), é que as inclusões ricas em líquido e vapor tenham a mesma temperatura de homogeneização ($T_{h_{tot}}$).

Amostras da zona proximal de alteração hidrotermal (F508 e F621; Fig. 6.7b, d) apresentam os seguintes indícios de separação de fases por ebulição:

- presença de inclusões fluidas ricas em vapor e ricas em líquido
- inclusões fluidas ricas em vapor e em líquido contemporâneas, isto é, formadas na mesma área de um único cristal
- as inclusões ricas em vapor não são produto de *necking*.

As distribuições da salinidade e $T_{h_{tot}}$ mostradas principalmente na Fig. 6.7b parecem refletir um *trend* de aumento de salinidade e resfriamento da fase líquida residual, podendo ter sido causado por ebulição (Shepherd *et al.* 1985). Devido ao fato da ebulição geralmente ser acompanhada por resfriamento adiabático, o *trend* de ebulição não é isotermal, provocando uma diminuição significativa na temperatura, bem como um aumento na salinidade (Shepherd *et al.* 1985).

Como não foi possível medir as $T_{h_{tot}}$ das inclusões ricas em vapor, não se sabe se as inclusões ricas em vapor e líquido têm ou não a mesma temperatura de homogeneização.

Outras evidências da presença de ebulição são os valores negativos de isótopos de enxofre obtidos a partir dos sulfetos (Capítulo 7) e dados de microtermometria obtidos por Figueiredo e Silva (2007) nos veios presentes no minério de ferro, que satisfazem os critérios acima enumerados.

A presença de inclusões fluidas ricas em vapor nos veios da zona proximal e as evidências de ebulição nos veios na zona do minério de ferro sugerem que a ebulição ocorreu durante a o estágio de deposição da hematita hidrotermal.

De acordo com Shepherd *et al.* (1985), quando há aprisionamento por um fluido em ebulição, as temperaturas de homogeneização medidas correspondem às temperaturas de aprisionamento das inclusões fluidas ($T_h \sim T_t$). Caso contrário, as temperaturas de homogeneização medidas correspondem às temperaturas mínimas de aprisionamento.

No presente estudo, como há indícios de aprisionamento por um fluido em ebulição, a correção da temperatura não foi feita.

Após a defesa da presente tese, novos estudos microtermométricos feitos por Rosaline C. Figueiredo e Silva (comunicação verbal) sugerem que não houve ebulição nos veios na zona do minério. Caso isso se confirme, as temperaturas de homogeneização medidas devem ser corrigidas e acrescidas de 80°C a 100°C. Tal correção, se necessária, será apresentada em artigo ora em preparação para publicação futura.

Estimativa da pressão

Para fazer a estimativa das condições mínimas de pressão durante a formação dos veios hidrotermais, são calculadas as isócoras das inclusões fluidas das zonas intermediária e proximal a partir do programa MacFlinCor (Brown e Hagemann 1995). Com as isócoras calculadas, faz-se o diagrama temperatura *versus* pressão, utilizando-se a temperatura obtida a partir do geotermômetro da clorita. Para a zona intermediária, foi estimada a pressão de 1,3 kbar e para a zona proximal a pressão obtida é de aproximadamente 1 kbar (Fig. 8.6). Estas condições de baixa pressão estão de acordo com as texturas típicas de profundidade rasa observadas nas rochas máficas, tais como quartzo e albita em pente e espaços abertos (*vugs*), e com os dados de pressão descritos por Rosière *et al.* (2006) e Figueiredo e Silva *et al.* (2007).

Para o depósito de Cu-Au de Gameleira, formado a partir de fluido hidrotermal magmático de composição granítica, Lindenmayer *et al.* (2001) encontraram temperatura média de $235 \pm 15^\circ\text{C}$ para a formação da clorita e pressões inferiores a 2 kbar para o aprisionamento das inclusões fluidas.

Composição e fonte do fluido

Os dados obtidos a partir das análises de LA-ICP-MS mostram que o fluido da zona intermediária, exceto pelo Fe, têm conteúdos mais elevados de cátions do que aqueles da zona proximal de alteração hidrotermal (Fig. 6.9). Estes dados coincidem com os teores também mais elevados de Cl apresentados pelas amostras da zona intermediária (Fig. 6.12). Os dados microtermométricos também mostram isto, pois há um certo equilíbrio na distribuição de inclusões fluidas de baixa e alta salinidade da zona intermediária (Fig. 6.7a). Por outro lado, a maioria das inclusões da zona proximal têm salinidades menores do que 15 % em peso de CaCl_2 eq. (Fig. 6.7 b, c,d).

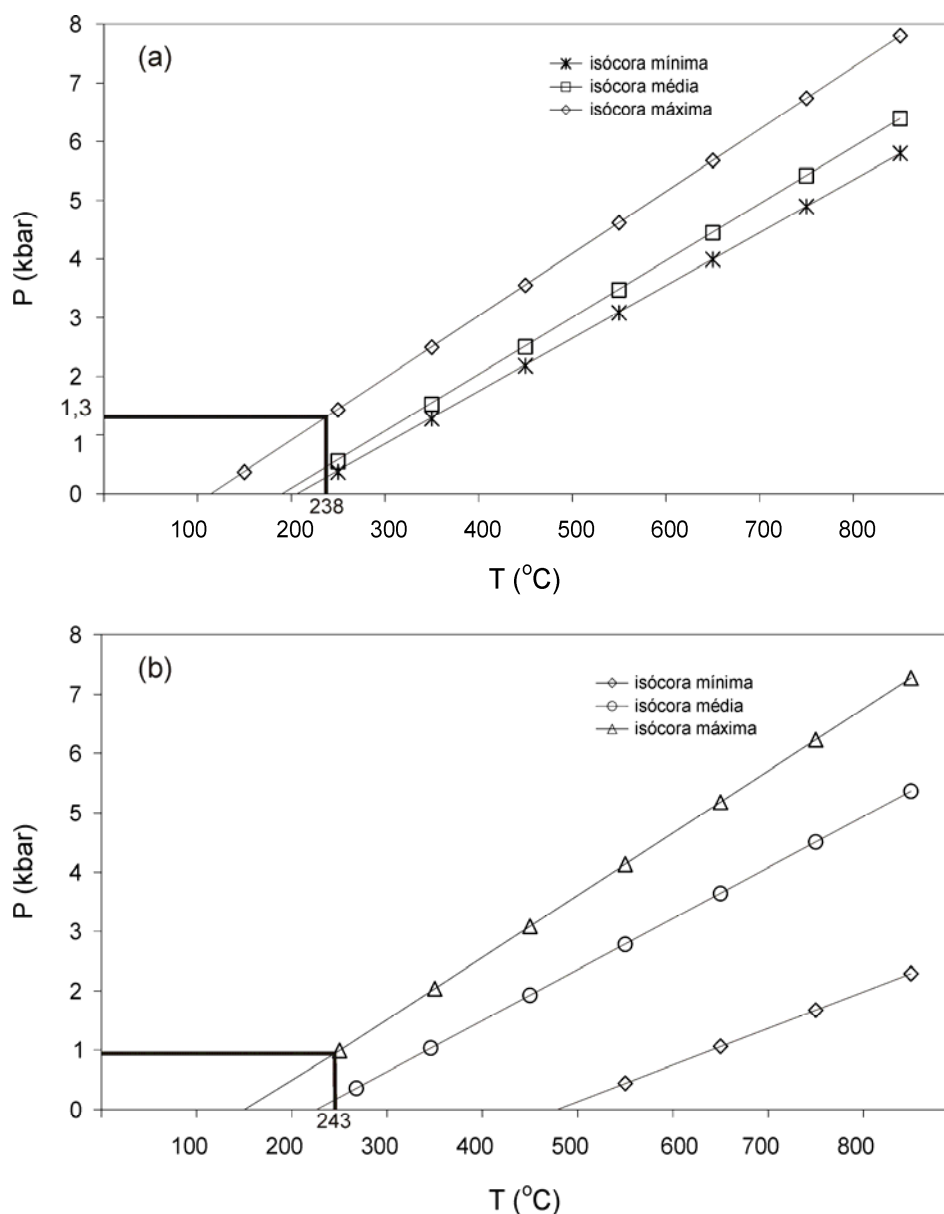


Figura 8.6 - Diagramas de pressão-temperatura mostrando as isócoras para as zonas de alteração hidrotermal (a) intermediária e (b) proximal. A linha vertical marca a temperatura média obtida a partir do geotermômetro da clorita.

Observa-se uma diminuição dos cátions Na, K, Li, Sr, Ba, Cu, Pb, Zn e Mn da amostra F764 em relação à amostra F837, enquanto que há um aumento de Ca, Fe e Mg no fluido (Fig. 6.9). Esta queda implica que, neste ponto, houve precipitação de fases minerais ricas nestes elementos (por exemplo, albita, mica mica branca e calcopirita). O fato de que este evento coincide com um decréscimo de Cl (Tab. 6.5), um elemento conservador, sugere que a diluição do fluido é um dos mecanismos responsáveis pela precipitação mineral neste momento (Stoffell et al. 2004).

As amostras da zona proximal apresentam altas concentrações de Na, Fe, K, Ca e Mg em relação aos demais cátions (Fig. 6.9). Na amostra 523-Q (F523P167), observa-se uma forte queda na concentração dos cátions Na, K, Ca, Mg, Li e dos metais. Esta, por sua vez,

dá-se paralelamente com a diminuição da salinidade (Tab. 6.5) e temperatura (Fig. 6.7c, d). De acordo com Ulrich (2001), isto provavelmente indica diluição de um fluido magmático com um fluido aquoso de baixa salinidade.

Considerando-se uma seqüência cronológica, a zona intermediária de alteração pode ser considerada como o fluido cedo-hidrotermal e a zona proximal, como o fluido tardi-hidrotermal. No estágio cedo-hidrotermal, o plagioclásio está relativamente preservado, apresentando alteração para epidoto, clorita e alguma mica branca. A formação de albita hidrotermal em amígdalas, cuja textura em pente confirma a origem hidrotermal, e a preservação do plagioclásio indicam que o fluido no estágio cedo-hidrotermal tinha pH em equilíbrio com feldspato, ou seja, era relativamente alcalino. Monazita e zircão hidrotermais presentes nas rochas máficas (Lobato et al. 2005a) corroboram a alcalinidade do fluido magmático, além da presença de ETRL, U e Th. Aliás, parece que o fluido magmático-hidrotermal era muito rico em U, pois as rochas máficas possuem zircão e titanita hidrotermais muito ricos em U (Lobato et al. 2005a).

Entretanto, no estágio tardi-hidrotermal, a alteração hidrotermal para clorita e hematita provocou a quase completa lixiviação dos álcalis (Fig. 5.2c, d, e), com substituição do feldspato por mica branca. Isso indica que o fluido neste estágio tem condições mais baixas de atividade de álcalis sobre atividade de hidrogênio (aK/aH), implicando em um fluido mais ácido. O fluido ácido, além de lixiviar os álcalis, pode também ter extraído o Fe^{2+} da rocha hospedeira. Este fato explica os dados obtidos a partir das análises de LA-ICP-MS, que mostram conteúdos mais elevados de Fe na zona proximal do que na zona intermediária de alteração hidrotermal, ao contrário do observado nos demais cátions (Fig. 6.9).

Em relação à fugacidade de oxigênio, no estágio cedo-hidrotermal, o óxido dominante é a magnetita, indicando fluido com fO_2 em equilíbrio com esse mineral nas temperaturas medidas. Isso sugere que o fluido magmático era relativamente oxidante, proveniente de magma da série magnetita. Nessas condições, o enxofre ocorre tipicamente como SO_4^{2-} . A interação com as rochas máficas, ricas em silicatos de Fe^{2+} , deve ter favorecido a evolução do fluido para condições mais redutoras. Nessas condições, o enxofre teria evoluído para H_2S ou HS^- , dependendo da variação de pH (Ohmoto e Goldhaber 1997), o que é corroborado pela presença de sulfetos na zona intermediária.

A separação de fases por ebulição, combinada com as evidências para a existência de mistura de fluidos, favorecem a idéia de que ácidos liberados da fase vapor durante a ebulição podem ter contribuído para o desenvolvimento de fluidos hidrotermais modificados, a partir da água meteórica, com pH mais ácido.

Apesar da evolução do fluido para condições mais redutoras, inclusive com formação de sulfetos, o óxido dominante no estágio proximal é a hematita. Conforme apontado por Ohmoto (2003), a formação de hematita a partir de magnetita não é apenas relacionada à oxidação de fluidos, mas, importante, a condições relativamente ácidas, em mesmas condições de fO_2 . De fato, na zona proximal, o feldspato é totalmente substituído por mica branca, indicando condições de aK/aH mais baixas.

Sugere-se aqui que o maior volume de hematita precipitada resulta da interação do fluido magmático, rico em Fe, com fluido meteórico evoluído para condições ácidas. Ao estudar a solubilidade de Fe em fluidos muito salinos, Kwak *et al.* (1986) concluem que a precipitação de altos conteúdos de Fe, em depósitos tipo *skarn* e Cu pórfiro, deve-se à mistura de fluidos meteóricos e magmáticos.

Por outro lado, não se pode descartar a possibilidade de que a precipitação de hematita também foi favorecida pelo abaixamento de temperatura, normalmente experimentado durante a ebulição, em mesmas condições de fO_2 do fluido. Entretanto, os dados de inclusões fluidas do presente estudo não registram de forma clara tal resfriamento, visto que a amostra com início de ebulição apresenta Th_{tot} variando entre aproximadamente 200° e 300°C (Fig. 6.7d). Este resfriamento é mais claramente evidente nos dados microtermométricos dos veios da zona de minério, que têm Th_{tot} em torno de 170° e 200°C (Figueiredo e Silva 2007; Figueiredo e Silva *et al.* 2007).

8.2 Conclusões

A abordagem multidisciplinar adotada na presente tese de doutorado possibilitou que o trabalho fosse desenvolvido através de duas linhas de pesquisa:

- a) estudos de geoquímica dos metabasaltos: permitiram o melhor entendimento geotectônico do Grupo Grão Pará, a contextualização da alteração hidrotermal em relação ao ambiente geotectônico e inferências sobre o tipo de fluido hidrotermal mineralizador;
- b) estudos detalhados de inclusões fluidas: permitiram a caracterização do fluido hidrotermal, com informações tais como temperatura, composição e fonte, e processos associados com a deposição do minério.

A partir dos resultados analíticos obtidos e sua interpretação, foi possível chegar às seguintes conclusões:

- 1) As rochas vulcânicas máficas são classificadas em clorita metabasalto, cloritito e hematita cloritito. De modo equivalente, as rochas plutônicas/diques são classificadas em metagabro, cloritito e hematita cloritito. Texturas primárias (variolítica, porfirítica, ofítica/

subofítica, glomeroporfirítica e amígdalas) estão preservadas principalmente nos clorita metabasaltos.

2) As rochas máficas mostram evidências de alteração hidrotermal por água do mar, como preenchimento de amígdalas por calcedônia. Valores de isótopos de oxigênio acima dos valores magmáticos, apresentados por cloritas metabasaltos, refletem a alteração hidrotermal de baixa temperatura causada pela interação destas rochas com a água do mar.

3) Após a interação com a água do mar, as rochas passaram por metamorfismo regional de fácies xisto verde, que provocou recristalização mineralógica sem mudanças químicas.

4) Por último, o evento mineralizador responsável pela formação dos depósitos de ferro também afetou o conjunto de rochas máficas associadas às camadas jaspilíticas. Isto é observado principalmente pela formação de hematita em veios e amígdalas.

5) A quase ausência de foliação e deformação (por exemplo, preservação de amígdalas arredondadas ou em cuspide) indica condições de profundidade rasa para o metamorfismo. Quartzo e albita com textura em pente mostram as mesmas condições durante a alteração hidrotermal.

6) As rochas máficas apresentam zonas de alteração hidrotermal, aqui denominadas distal, intermediária e proximal, de acordo com a distância em relação à zona de minério de ferro. As zonas de alteração distal, intermediária e proximal são constituídas por clorita metabasaltos, clorititos e hematita clorititos, respectivamente.

7) Clorita e hematita são os principais minerais de alteração. Os outros minerais são quartzo, carbonato, albita e mica branca. Sulfetos, titanita, ilmenita, zircão, monazita e magnetita são subordinados.

8) A clorita metamórfica tem composição magnésiana (clinocloro). As rochas que têm hematita hidrotermal, principalmente os hematita clorititos, têm clorita rica em Mg. Entretanto, rochas hidrotermalmente alteradas e sem hematita hidrotermal possuem clorita rica em Fe (chamosita).

9) Como efeito da alteração hidrotermal para clorita e hematita, os clorititos e hematita clorititos mostram mobilização drástica dos elementos maiores, com lixiviação dos álcalis. Os valores de isótopos de oxigênio obtidos corroboram os efeitos da alteração hidrotermal sobre as mesmas. É possível definir as mudanças químicas observadas em termos de estágios de alteração, denominados incipiente, intermediário e avançado. Estes, por sua vez, equivalem às zonas de alteração hidrotermal distal, intermediária e proximal, respectivamente.

10) Os elementos traço preservam o *trend* original de evolução magmática. Os metabasaltos apresentam caráter químico mais evoluído em relação aos basaltos, que pode ser interpretado como (a) ambos litotipos seriam comagmáticos, com mobilização dos elementos

traço dos metagabros; ou (b) os metagabros e os metabasaltos seriam representantes de magmatismos distintos.

11) Um grupo de rochas máficas apresenta mobilização dos ETR causada pela alteração hidrotermal. Deste conjunto, destaca-se a amostra com maior teor de $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ (45,89 %), que também possui o maior enriquecimento em ETRL (~ 1000 vezes o padrão condrítico).

12) Os metabasaltos têm afinidade magmática cálcio-alcálica, características geoquímicas de arco continental e assinatura de zona de subducção. Evidências de contaminação crustal são observadas através de enriquecimento de elementos traço, valores elevados de isótopos de Sr e valores negativos de ϵ_{Nd} . Estas características sugerem que as rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará podem ter extravasado sobre crosta continental atenuada, em ambiente de retro-arco (*back-arc*).

13) O fluido hidrotermal responsável pela mineralização de ferro apresenta um estágio cedo-hidrotermal e outro tardi-hidrotermal, que são equivalentes às zonas de alteração intermediária e proximal, respectivamente.

14) Na zona cedo-hidrotermal predominam inclusões fluidas com temperaturas eutéicas abaixo de -50°C e com maiores concentrações de Cl, F, Na, Ca, K, Li, Mg, Sr, Ba, Cu, Zn, Pb e Mn. Na zona tardi-hidrotermal predominam inclusões fluidas com temperaturas eutéicas acima de -50°C e com maiores concentrações de Fe. Ambas mostram fluidos com salinidade variando de alta (~ 28 % em peso CaCl_2 eq.) a baixa (~ 1 % em peso CaCl_2 eq.), considerados como produto de mistura de fluido magmático e meteórico, respectivamente. Os valores positivos de isótopos de enxofre indicam que os sulfetos presentes nos veios hidrotermais têm origem magmática, reforçando a hipótese de fluido magmático como fonte do fluido hidrotermal.

15) A zona tardi-hidrotermal apresenta indícios de separação de fases por ebulição. Caso isso seja confirmado, as temperaturas de homogeneização medidas correspondem às temperaturas de aprisionamento do fluido, que apresentam intervalo em torno de 140° e 300°C . A estimativa da pressão indica pressões mínimas entre 1 e 1,3 kbar, que está de acordo com as condições de profundidade rasa evidenciadas por cristais de quartzo e albita com textura em pente.

16) O fluido hidrotermal magmático possuía alta salinidade e composição alcálica, era rico em U, ETRL e Th. No estágio cedo-hidrotermal o fluido tinha $f\text{O}_2$ em equilíbrio com magnetita, sugerindo condições relativamente oxidantes. No estágio tardi-hidrotermal, o fluido era relativamente ácido, provocando a lixiviação dos álcalis das rochas máficas. É possível que tenha havido também extração de Fe^{2+} da rocha hospedeira. A presença de sulfetos nos veios hidrotermais mostra que o fluido evoluiu para condições relativamente redutoras.

17) Dados de cromatografia iônica eliminam influência de fonte evaporítica para o fluido hidrotermal responsável pela formação dos depósitos de ferro.

18) Apesar das evidências de condições relativamente redutoras do fluido, hematita é o óxido dominante no estágio tardi-hidrotermal (zona proximal). A precipitação de hematita, neste caso, pode ser explicada pelas condições relativamente ácidas do fluido hidrotermal e/ou pela mistura de fluidos magmático e meteórico, observada pelas análises de LA-ICP-MS que mostram precipitação de minerais concomitante com diluição do fluido. Entretanto, não se descarta a possibilidade da precipitação de hematita ter sido favorecida por diminuição de temperatura, que é normalmente experimentada durante a ebulição, visto os indícios de ebulição aqui descritos.

O estudo multidisciplinar da tese de doutorado mostrou que apenas com trabalhos de petrografia e geoquímica já se pode fazer inferências sobre o fluido hidrotermal mineralizador. Os dados obtidos a partir de refinadas pesquisas em inclusões fluidas corroboram as deduções feitas preliminarmente sobre o fluido, tais como composição, fonte e profundidade.

Para finalizar, deve-se salientar a importante contribuição do estudo das rochas máficas para o entendimento da mineralização de ferro dos depósitos N4 e N5. Em função da riqueza mineralógica destas rochas e, conseqüentemente, da resposta apresentada pelas mesmas à alteração hidrotermal, torna-se possível uma detalhada caracterização do fluido mineralizador. Assim, sugere-se que estudos futuros em depósitos de ferro contemplem pesquisas nas rochas máficas associadas aos mesmos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, A.E., MacKenzie, W.S., Guilford, C. 1994. Atlas of Sedimentary Rocks under the microscope. Longman Scientific & Technical, Essex, 104 p.
- Agrinier, P., Hékinian, R., Bideau, D., Javoy, M. 1995. O and H stable isotope compositions of oceanic crust and upper mantle rocks exposed in the Hess Deep near the Galapagos Triple Junction. *Earth and Planetary Science Letters*, 136: 183-196
- Allan, M.M., Yardley, B.W.D., Forbes, L.J., Shmulovich, K.I., Banks, D.A., Shepherd, T.J. 2005. Validation of LA-ICP-MS fluid inclusion analysis with synthetic fluid inclusions. *American Mineralogist*, 90: 1767-1775
- Almada, M.C.O. 1998. Estudo dos Fluidos Hidrotermais Relacionados às “Brechas” Mineralizadas com Sulfetos e Ouro da Área Bahia – Carajás. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 100 p.
- Alt, J.C., Teagle, D.A.H. 2003. Hydrothermal alteration of upper oceanic crust formed at a fast-spreading ridge: mineral, chemical, and isotopic evidence from ODP Site 801. *Chemical Geology*, 201: 191-211
- Alt, J.C., Teagle, D.A.H. 1998. Probing the TAG hydrothermal mound and stockwork: oxygen-isotopic profiles from Deep Ocean Drilling. *In: Herzig, P.M., Humphris, S.E., Miller, D.J., Zierenberg R.A. (eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 158: 285-295*
- Alt, J.C., Muehlenbachs, K., Honnorez, J. 1986. An oxygen isotope profile through the upper kilometer of the oceanic crust, DSDP hole 504B. *Earth and Planetary Science Letters*, 80: 217-229
- Araújo, O.J.B., Maia, R.G. 1991. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Projeto especial mapa de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás. Subprojeto Recursos Minerais. Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A. Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral/DNPM – Companhia de Recursos Minerais/CPRM, 152 p
- Araújo, O.J.B., Maia, R.G., João, X.S.J., Costa, J.B.S. 1988. A mega-estruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. *In: SBG/DNPM, Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, Anais, 1: 324-328*
- Árkai, P., Dassi, F.P., Desmons, J. 2003. Very low- to low-grade metamorphic rocks. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. www.bgs.ac.uk/scmr/home.html. Web version of 01/02/07
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Correia, F.C. Jr., Macambira, B.E.M. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 453–460
- Bach, W., Alt, J.C., Niu, Y., Humphris, S.E., Erzinger, J., Dick, H.J.B. 2001. The geochemical consequences of late-stage low-grade alteration of lower ocean crust at the SW Indian Ridge: Results from ODP Hole 735B (Leg 176). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65: 3267–3287
- Banks, D.A., Green, R., Cliff, R.A., Yardley, B.W.D. 2000. Chlorine isotopes in fluid inclusions: determination of the origins of salinity in magmatic fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 1785-1789
- Barley, M.E., Pickard, A.L., Hagemann, S.G., Folkert, S.L. 1999. Hydrothermal origin for the 2 billion year old Mount Tom Price giant iron ore deposit, Hamersley Province, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 34: 784-789

- Barret, T.J., MacLean, W.H., Årebäck, H. 2005. The Palaeoproterozoic Kristinederg VMS deposit, Skellefte district, northern Sweden. Part II: chemostratigraphy and alteration. *Mineralium Deposita*, 40: 368-395
- Barros, C.E.M. 1997. *Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Metallifère de Carajás, Brésil)*. Tese de Doutorado, Université Henri Poincaré, Nancy.
- Barros, C.E.M., Macambira, M.J.B., Barbey, P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. *In: SBG, Simpósio Geologia Amazônia*, 7, Belém, CD-ROM
- Barros, C.E.M., Dall'Agnoll, R., Lafon, J.M., Teixeira, N.P., Ribeiro, J.W. 1992. Geologia e geocronologia Rb-Sr do Gnaisse Estrela, Curionópolis, PA. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências da Terra*, 4: 83-104
- Beisiegel, V.R. 1982. Distrito Ferrífero da Serra de Carajás. *In: Bernardelli, A.L. (coord.), Província Mineral de Carajás – Pará: depósitos de ferro, manganês, cobre, ouro, níquel e bauxita*. SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, Anexo aos Anais, p. 21-46
- Beisiegel, V.R., Bernardelli, A.L., Drummond, N.F., Ruff, A.W., Tremaine, J.W. 1973. Geologia e Recursos Minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 3: 215-242
- Beukes, N.J., Gutzmer, J., Mukhopadhyay, J. 2002. The geology and genesis of high-grade hematite iron ore deposits. *Iron Ore Conference*. Perth, Australia, p. 23-29
- Bodnar, R.J. 2003. Introduction to fluid inclusions. *In: Samson, I., Anderson, A., Marshall, D. (eds.), Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada, 32: 1-8
- Bodnar, R.J., Vitik, M.-O. 1994. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl inclusion. *In: De Vivo, B., Frezzotti, M.L. (eds.), Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications*. Virginia Polytechnic Institute Press, p. 117-130
- Bodnar, R.J., Reynolds, T.J., Kuehn, C.A. 1985. Fluid-inclusion systematics in epithermal systems. *In: Berger, B.R., Bethke, P.M. (eds.), Geology and Geochemistry of Epithermal Systems, Reviews in Economic Geology*, v. 2, p. 73-98
- Botelho N.F., Moura M.A., Teixeira L.M., Olivo G.R., Cunha L.M., Santana M.U. 2005. Caracterização geológica e metalogenética do depósito de Cu (Au, W, Mo, Sn) Breves, Carajás. *In: Marini OJ, Queiroz ET de & Ramos BW (eds.), Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. DNPM/CT-Mineral/FINEP/ADIMB, Brasília, p. 340-389
- Brown, P.E., Hagemann, S.G. 1995. MacFlinCor and its application to fluids in Archaean lode-gold deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 3943-3952
- Cas, R.A.F., Wright, J.V. 1988. *Volcanic Successions*. London, Unwin Hyman, 528p.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23: 471-485
- Cathelineau, M., Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 9: 235-244
- Chiaradia, M., Banks, D., Cliff, R., Marschik, R., Heller, A. 2006. Origin of fluids in iron oxide-copper-gold deposits: Constraints from $\delta^{37}\text{Cl}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ and Cl/Br. *Mineralium Deposita*, 41: 565-573
- Condie, K.C. 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 79: 491-504

- Condie, K.C. 1997. Plate Tectonics and Crustal Evolution. (4th ed.), Butterworth-Heinemann, Oxford, 282 p.
- Condie, K.C. 1982. Archean andesites. In: Thorpe, R.S. (ed.), Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. Chichester, Wiley, p. 575-590
- Costa L.P. 2007. Caracterização das seqüências metavulcanossedimentares da porção leste da Província Mineral Carajás, Pará. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, 113p.
- Cunha, B.C.C. da, Santos, D.B. dos, Prado, P. 1984. Contribuição ao estudo da estratigrafia da região dos Gradaús, com ênfase no Grupo Rio Fresco. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, 2: 873-885
- Dalstra, H., Guedes, S. 2004. Giant hydrothermal hematite deposits with Mg-Fe metasomatism: a comparison of the Carajás, Hamersley, and other iron ores. *Economic Geology*, 99: 1793-1800
- Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C. 2001. Metalogênese do Brasil. Editora Universidade de Brasília, 392p.
- de Wit, M.J., Ashwal, L.D. 1997. Convergence towards divergent models of greenstone belts. *In*: de Wit, M.J., Ashwal, L.D. (eds.), Greenstone Belts, Clarendon Press, Oxford, p. ix-xvii
- 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. V Simpósio de Geologia da Amazônia, Anais, p. 376-379
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anexo aos Anais, p. 11-54
- Domingos F.H.G. 2005. Geometria, cinemática e história tectônica das rochas da Serra Norte, Carajás-PA. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 119 p.
- Dreher, 2004. O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia, Carajás: Rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogético. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas, 221 p.
- Drummond, S.E., Ohmoto, H. 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Economic Geology*, 80:126-147
- Duuring, P., Hagemann, S.G., Cassidy, K.F., Johnson, C.A. 2004. Hydrothermal alteration, ore fluid characteristics, and gold depositional processes along a trondhjemite-komatiite contact at Tarmoola, Western Australia. *Economic Geology*, 99: 423-451
- Eiler, J.M. 2001. Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks. *In*: Valley, J.W., Cole, D.R. (eds.), Stable Isotope Geochemistry. Mineralogical Society of America, Virginia, p. 319-364
- Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A, Klein E.L. 1996. Carta metalogenética da Província de Carajás/SE do Pará – Folha Araguaia. Escala 1:1.000.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos. CPRM, Brasília
- Ferreira Filho, C.F. 1985. Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás. Brasília, Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 112 p.
- Figueiredo e Silva, R.C.F. 2004. Caracterização petrográfica e geoquímica de jaspilitos e minérios de ferro dos depósitos N1, N4W, N4E e N5E, Província Mineral Carajás, Pará: implicações para a mineralização de ferro. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 151 p.

- Figueiredo e Silva, R.C.F. 2007. Gênese do minério de ferro hidrotermal nos depósitos da Serra Norte, Província Mineral Carajás. Seminário de Qualificação, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, 61 p.
- Figueiredo e Silva R.C., Hagemann S.G., Lobato L.M., Rosière C.A., Vennemann T. 2007. Iron oxide paragenesis, quartz vein chronology and hydrothermal fluid evolution at the giant North Range Carajás iron deposits in Brazil. *In: C.J. Andrew et al. (eds.), Proceedings of 9th Biennial SGA Meeting, Dublin, p. 1223-1226*
- Figueiredo e Silva, R.C.F., Lobato, L.M., Rosière, C.A., Guedes, S., Monteiro, A., Meireles, H., Matias, P. 2004. Estudos petrográficos microscópicos e geoquímicos em jaspilitos e minérios de ferro dos depósitos N1, N4E, N4W e N5E, Província Mineral de Carajás, Pará. *In: ADIMB, Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, 1, CD-ROM*
- Frikken, P.H., Cooke, D.R., Walshe, J.L., Archidald, D., Skarmeta, J., Serrano, L., Vargas, R. 2005. Mineralogical and isotopic zonation in the Sur-Sur tourmaline breccia, Río Blanco-Los Bronces Cu-Mo Deposit, Chile: Implications of ore genesis. *Economic Geology*, 100: 935-961
- Gemmell, J.B., Sharpe, R., Jonasson, I.R., Herzig, P.M. 2004. Sulfur isotope evidence for magmatic contributions to submarine and subaerial gold mineralization: Conical seamount and the Ladolam gold deposit, Papua New Guinea. *Economic Geology*, 99: 1711-1725
- Gibbs, A.K., Wirth, K.R. 1990. Geologic setting of the Serra dos Carajás Iron Deposits, Brazil. *In: Chauvel, J-J et al. (eds.), Ancient Banded Iron Formations. Athens, Theophrastus Publications, p. 83-102*
- Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K., Olszewski Jr., W.J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 201-211
- Gifkins, C., Herrman, W., Large, R. 2005. *Altered Volcanic Rocks: A Guide to Description and Interpretation. CODES, Hobart, 275 p.*
- Gillis, K.T., Robinson, P.T. 1985. Low temperature alteration of the extrusive sequence, Troodos Ophiolite, Cyprus. *Canadian Mineralogist*, 23: 431-441
- Gonçalez, A.K., Dall'Agnol, R., Vieira, E.A.P., Macambira, M.J.B., Della Senta, N. 1988. Geologia do maciço Cigano, Vale do Parauapebas (PA). *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anais, 3: 1132-1146*
- Grainger, C.J., Groves, D.I., Tallarico, F.B., Fletcher, I.R. 2007. Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralisation. *Ore Geology Review*, doi: 10.1016/j.oregeorev.2006.10.010
- Guedes S.G. 2000. Evidências de alteração hidrotermal na formação ferrífera bandada e minérios de ferro de N4, N5 e Serra Leste, Serra dos Carajás-Pará, Brasil. Seminário de Qualificação, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, 61p.
- Guedes, S.C., Rosière, C.A., Barley, M., Lobato, L.M. 2002. The importance of carbonate alteration associated with the Carajás high-grade hematite deposits, Brazil. *Iron Ore Conference. Perth, Australia, p. 63-66*
- Günther, D., Audétat, A., Frischknecht, R., Heinrich, C.A. 1998. Quantitative analyses of major, minor and trace elements in fluid inclusions using laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS). *Journal of Analytical Atomic Spectroscopy*, 13: 263-270

- Hagemann, S.G., Barley, M.E., Folkert, S.L. 1999. A hydrothermal origin for the giant BIF-hosted Tom Price iron ore deposit. *In: Stanley et al. (eds.), Mineral Deposits: Processes to Processing*, p. 41-44
- Harmsworth, R.A., Kneeshaw, M., Morris, C.J., Shrivastava, P.K. 1990. BIF – Derived Iron Ores of the Hamersley Province. *In: Hughes, F.E. (ed.), Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea. The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne*, p. 617-642
- Hey, M.H. 1954. A review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 30: 227-292
- Hirata, W.K. 1982. Geologia Regional. *In: Bernardelli, A.L. (coord.), Província Mineral de Carajás – Pará: depósitos de ferro, manganês, cobre, ouro, níquel e bauxita. SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, Anexo aos Anais*, p. 9-20
- Hirata, W.K., Rigon, J.C., Kadokaru, K., Cordeiro, A.A.C., Meireles, E.A. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, Anais*, 1: 100-110
- Hoefs, J. 2004. *Stable Isotope Geochemistry*. (5th ed.), Springer-Verlag, Berlin, 244 p.
- 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
- Hollister, L., 1981. Information intrinsically available from fluid inclusions. *In: Hollister, L., Crawford, M.L. (eds.), Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Mineralogical Association of Canada. Short Course Handbook 6*, p. 1-12
- Huhn, S.R.B., Nascimento, J.A.S. 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR? *In: Costa, M.L., Angélica, R.S. (coords.), Contribuições à Geologia da Amazônia, FINEP/SBG, Belém*, p. 143-160
- Huhn, S.R.B., Souza, C.I. de J., Albuquerque, M.C., Leal, E.D., Brustolin, V. 1999. Descoberta do depósito de Cu (Au) Cristalino: geologia e mineralização associada – Região da Serra do Rabo – Carajás – Pará. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, Boletim*, p. 140-143
- Huhn, S.R.B., Santos, A.B.S., Amaral, A.F., Ledshan, E.J., Gouveia, J.L., Martins, L.P.B., Montalvão, R.G.M., Costa, V.G. 1988. O terreno “granito-greenstone” da região de Rio Maria – sul do Pará. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anais*, 3: 1438-1452
- Humphris, S. 1884. The mobility of the rare earth elements in the crust. *In: Henderson, P. (ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, Elsevier*, p. 317-342
- Huston, D.L., Power, M., Gemmill, J.B., Large, R.R. 1995. Design, calibration and geological application of the first operational Australian laser ablation sulphur isotope microprobe. *Australian Journal of Earth Sciences*, 42: 549-555
- IUGS/SCMR. 2004. A systematic nomenclature for metamorphic rocks. *In: International Geological Congress, 32, Florence, CD-ROM*
- Johns, S.M., Kyser, T.K., Helmstaedt, H.H. 2006. Character of fluids associated with hydrothermal alteration and metamorphism of Palaeoproterozoic submarine volcanic rocks, Baffin Island, Nunavut, Canada. *Precambrian Research*, 145: 93-110
- Kasemann S., Meixner A., Rocholl A., Vennemann T., Schmitt A., Wiedenbeck M. 2001. Boron and oxygen isotope composition of certified reference materials NIST SRM 610/612, and reference materials JB-2G and JR-2G. *Geostandards Newsletter*, 25: 405-416

- Klein, C., Ladeira, E.A. 2002. Petrography and geochemistry of the least altered banded iron-formation of the Archean Carajás Formation, Northern Brazil. *Economic Geology*, 97: 643-651
- Kranidiotis, P., MacLean, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82: 1898-1911
- Krymsky, R.S., Macambira, J.B., Macambira, M.B.J. 2002. Geocronologia U-Pb em zircão de rochas vulcânicas da Formação Carajás, Estado do Pará. *In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados*, 2, Belém, Anais..., SBG-NO, p.41
- Kwak, T.A.P., Brown, W.M., Abeyasinghe, P.B., Tan, T.H. 1986. Fe solubilities in very saline hydrothermal fluids: Their relation to zoning in some ore deposits. *Economic Geology*, 81: 447-465
- Lindenmayer, Z.G. 1990. Salobo Sequence, Carajás, Brasil: Geology, geochemistry and metamorphism. PhD Thesis, University Western Ontario, London, Canada. 407 p.
- Lindenmayer Z.G., Fyfe, W.S. 1992. Comparação preliminar entre os metabasaltos dos grupos Parauapebas e Salobo da bacia Carajás, PA. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém, Anais, 2: 33-34
- Lindenmayer, Z.G., Laux, J.H. 1995. Considerações sobre a geoquímica dos elementos terras raras, e a origem do ferro das formações ferríferas da região de Carajás. *In: V Congresso Brasileiro de Geoquímica e III Congresso de Geoquímica dos países de língua portuguesa*. 1995. Niterói, Rio de Janeiro. CD-ROM trabalho LIT 31
- Lindenmayer, Z.G., Laux, J.H., Teixeira, J.B.G. 2001. Considerações sobre a origem das Formações Ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 31: 21-28
- Lindenmayer, Z.G., Laux, J.H., Teixeira, J.B.G., Fleck, A., Galli, C.P. 2002. Alteração hidrotermal das rochas intrusivas máficas do depósito de Cu-Au de Gameleira: uma comparação com a alteração das rochas intrusivas máficas da mina de Au do Igarapé Bahia e do depósito ferrífero de S11, Serra dos Carajás. *In: Klein, E.L., Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (eds.), Contribuições à Geologia da Amazônia*, SBG, Belém, 3: 169-190
- Lindenmayer Z.G., Fleck A., Gomes C.H., Santos A.B.Z., Caron R., Paula F.C., Laux J.H., Pimentel M.M., Sardinha A.S. 2005. Caracterização geológica do Alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará. 2005. *In: Marini OJ, Queiroz ET de & Ramos BW (eds.), Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. DNPM/CT-Mineral/FINEP/ADIMB, Brasília, p. 157-226
- Lobato L.M., Figueiredo e Silva R.C., Hagemann S.G., Thorne W. 2007. Mineralizing fluid evolution and REE patterns for the hydrothermal Carajás iron ores, Brazil, and for selected Hamersley iron deposits, Australia. *In: C.J. Andrew et al. (eds.), Proceedings of 9th Biennial SGA Meeting*, Dublin, p. 1227-1230
- Lobato, L.M., Rosière, C.A., Silva, R.C.F., Zucchetti. M., Baars, F.J., Seoane, J.C.S., Rios, F.J., Pimentel, M., Mendes, G.E., Monteiro, A.M. 2005a. A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás – Controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da província. *In: Marini OJ, Queiroz ET de, Ramos BW (eds.), Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. DNPM/CT-Mineral/FINEP/ADIMB, Brasília, p. 25-92
- Lobato LM, Figueiredo e Silva RC, Rosière CA, Zucchetti M, Baars FJ, Pimentel M, Rios FJ, Seoane JCS & Monteiro AM. 2005b. Hydrothermal origin for the iron mineralization, Carajás Province, Pará state, Brazil. *In: Iron Ore 2005, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, Publication Series N° 8/2005, Perth, Australia, 99-110

- Lobato, L.M., Rosière, C.A., Baars, F.J., Silva, R.C.F., Zucchetti, M., Rios, F.J., Seoane, J.C.S., Pimentel, M., Lindenmayer, Z.G., Mendes, G.E., Maciel, A.L. 2004. Timing of hydrothermal iron mineralisation, Carajás Province, PA. In: ADIMB, Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto, CD-ROM
- Lopes, V.P., Villas, R.N. 1983. Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão Pará – Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N5, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 13: 165-177
- Macambira, J.B. 2003. O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 217p.
- Macambira, J.B., Schrank, A. 2002. Químico-estratigrafia e evolução dos jaspilitos da Formação Carajás (PA). *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 567-578
- Macambira, M.J.B., Lancelot, J. 1996. Time constraints of the Archean Rio Maria crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Int Geol Rev*, 38 :1134–1142
- 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
- MacLean, W.H., Kranidiotis, P. 1987. Immobile elements as monitor of mass transfer in hydrothermal alteration – Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82: 951-962.
- McKibben, M.A., Eldridge, C.S. 1990. Radical sulfur isotope zonation of pyrite accompanying boiling and epithermal gold deposition. *Economic Geology*, 85: 1917-1925
- 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, Congresso Brasileiro de Geologia, 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, Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 171p.
- Meirelles, M.R., Dardenne, M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica e ambiente de arco arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 21: 41-50
- Mellito, K.M., Tassinari, C.C.G. 1998. Aplicação do método Rb-Sr e Pb-Pb à evolução da mineralização cuprífera do depósito de Salobo 3, Província Mineral de Carajás, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, p. 119
- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Carvalho, E.R., Hitzman, M.W., Johnson, C.A., Souza Filho, C.R., Torresi, I. 2007. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. *Mineralium Deposita*, DOI 10.1007/s00126-006-0121-3
- Morris, R.C. 2002. Iron ore genesis and post-ore metasomatism at Mount Tom Price. *Iron Ore Conference*. Perth, Australia, p. 3-13
- Morris, R.C. 1980. A textural and mineralogical study of the relationship of iron ore to banded iron-formation in the Hamersley Iron Province of Western Australia. *Economic Geology*, 75: 184-209

- Muehlenbachs, K., Clayton, R.N. 1972. Oxygen isotopes studies of fresh and weathered submarine basalts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 9: 172-184
- Nogueira, A.C.R. 1995. Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, região central da serra dos Carajás – PA. Tese de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 168p.
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodtm., Pinheiro, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescritção e redefinição litoestratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7: 177-197
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt, W., Costa, J.B.S., Pinheiro, R.V.L. 1994. Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 4, Belém, Boletim 2: 363-364
- Ohmoto, H. 2003. Nonredox transformations of magnetite-hematite in hydrothermal systems. *Scientific Communications, Economic Geology*, 98: 157-161
- Ohmoto, H., Goldhaber, M.B. 1997. Sulfur and carbon isotopes. *In: Barnes, H.L. (ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, (3rd ed.), Wiley, New York, p. 517-611
- Pearce, J.A. 1996. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. *In: Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks; Applications for Massive Sulphide Exploration. Short Course Notes, Geol. Ass.Can.* 12: 79-113
- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva, p. 230-249
- Pearce, J.A. 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. *In: Thorpe, R.S. (ed.), Andesites*. John Wiley and Sons, Chichester, pp 525-548
- Pearce, J.,A., Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300
- Pidgeon, R.T., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for ages of granulite facies metamorphism and protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166: 157–171
- Pimentel, M.M., Machado, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia 38, Camburiú, Anais*, 2: 390–391
- Pinheiro R.V.L., Holdsworth R.E. 2000. The Anatomy of shallow – crustal transpressional structures: insights from the Archaean Carajás fault zone, Amazon, Brazil. *Journal of Structural Geology*, 22: 1105-1123
- Pinheiro R.V.L., Holdsworth R.E. 1997. 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: 305-319
- Polat, A., Kusky, T., Li, J., Fryer, B., Kerrich, R., Patrick, K. 2005. Geochemistry of Neoproterozoic (ca. 2.55-2.50 Ga) volcanic and ophiolitic rocks in the Wutaishan greenstone belt, central orogenic belt, North China craton: Implications for geodynamic setting and continental growth. *GSA Bulletin*, 117: 1387-1399
- Puchelt, H., Emmermann, R. 1977. REE characteristics of ocean floor basalts from the MAR 37°N (Leg 37 DSDP). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62: 43-52

- Ridley, W.I., Perfit, M.R., Jonasson, I.R., Smith, M.F. 1994. Hydrothermal alteration in oceanic ridge volcanics: a detailed study at Galapagos fossil hydrothermal field. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 2477–2494.
- Rios, F.J., Lobato, L.M., Rosière, C.A., Silva, R.C.F., Souza, A.S. de. 2004. Resultados preliminares do estudo metalogenético do minério hematítico de alto teor do depósito de ferro N5 – Carajás, utilizando microscopia e microtermometria de infravermelho, PA. *In: ADIMB, Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto, CD-ROM*
- Roedder, E. 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, v. 12, 644 p.
- Rodrigues, E., Lafon, J.M., Scheller, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: Primeiros resultados. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos*, p. 183-184
- Rollinson, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Essex, Longman, 352 p.
- Rosière, C.A., Seoane, J.C.S., Baars, F.J., Lobato, L.M. 2004. Estruturação da província de Carajás e sua influência na mineralização de ferro, PA. *In: ADIMB, Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto, CD-ROM*
- Rosière, C.A., Baars, F.J., Seoane, J.C.S., Lobato, L.M., Lopes, L., Souza, S.R.C. 2005. Structure and iron mineralization in the Carajás Province. *In: Proceedings Iron Ore 2005, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Publication Series N° 8/2005, Perth, Australia*, 143-150
- Rosière, C.A., Baars, F.J., Seoane, J.C.S., Lobato, L.M., Silva, L.L. da, Souza, S.R.C. de, Mendes, G.E. 2006. Structure and iron mineralisation of the Carajás Province. *Applied Earth Science*, 115: 126-133
- Rumble, D. III, Hoering, T.C. 1994. Analysis of oxygen and sulfur isotope ratios in oxide and sulfide minerals by spot heating with a carbon dioxide laser in a fluorine atmosphere. *Accounts of Chemical Research*, 27: 237-241
- Sandeman, H.A., Hanmer, S., Tella, S., Armitage, A.A., Davis, W.J., Ryan, J.J. 2006. Petrogenesis of Neoproterozoic volcanic rocks of the MacQuoid supracrustal belt: A back-arc setting for the northwestern Hearne subdomain, western Churchill Province Canada. *Precambrian Research*, 144: 140-165
- Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. *In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (eds.), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, Companhia de Recursos Minerais/CPRM*, p.169-226
- Schramm, B., Devey, C.W., Gillis, K.M., Lackschewitz, K. 2005. Quantitative assessment of chemical and mineralogical changes due to progressive low-temperature alteration of East Pacific Rise basalts from 0 to 9 Ma. *Chemical Geology*, 218: 281-313
- Shanks, W.C. III, 2001. Stable isotopes in seafloor hydrothermal systems: Vent fluids, hydrothermal deposits, hydrothermal alteration, and microbial process. *In: Valley, J.W., Cole, D.R. (eds.), Stable Isotope Geochemistry. Mineralogical Society of America, Virginia*, p. 469-525
- Sharp, Z.D. 1999. Application of stable isotope geochemistry to low-grade metamorphic rocks. *In: Frey, M., Robinson, D. (eds.), Low-Grade Metamorphism. Blackwell Science Ltd.*
- Sharp Z. D. 1990. A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54:1353-1357

- Sharp, Z.D., Atudorei, V., Durakiewicz, T. 2001 A rapid method for determining the hydrogen and oxygen isotope ratios from water and solid hydrous substances. *Chemical Geology*, 178: 197–210
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M. 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie, Glasgow, 239 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 SC22 Tocantins. *In: Levantamento de Recursos Minerais, Projeto Radam*. Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM
- Silva, M.G. da, Teixeira, J.B.G., Pimentel, M.M., Vasconcelos, P.M., Arielo, A., Rocha, W.J.S.F. 2005. Geologia e mineralizações de Fe-Cu-Au do Alvo GT46 (Igarapé Cinzento), Carajás. *In: Marini OJ, Queiroz ET de, Ramos BW (eds.), Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. DNPM/CT-Mineral/FINEP/ADIMB, Brasília, p. 93-151
- Souza, S.R.B., Macambira, M.J.B., Scheller, T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaúnas (Serra dos Carajás, PA); implicações estratigráficas. *In: SBG, V Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém*, p. 380–382
- Staudigel, H., Davies, G.R., Hart, S.R., Marchant, K.M., Smith, B.M. 1995. Large scale isotopic Sr, Nd and O isotopic anatomy of altered oceanic crust: DSDP//ODP sites 417/418. *Earth and Planetary Science Letters*, 130: 169-185
- Stern, C., Elthon, D. 1980. Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism. *In: Toksök, M.N., Uyeda, S., Francheteau, J. (eds.), Ocean Ridges and Arcs*, p. 181-215
- Stofell, B., Wilkinson, J.J., Jeffries, T.E. 2004. Metal transport and deposition in hydrothermal veins revealed by 213 nm UV laser ablation microanalysis of single fluid inclusions. *American Journal of Sciences*, 304: 533-557
- Sun, S.S., McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), Magmatism in Oceanic Basins*, Geol. Soc. London Spec. Pub. 42, p. 313-345
- Tallarico, F.H.B., Oliveira, C.G., Figueiredo, B.R. 2000. The Igarapé Bahia Cu-Au mineralization, Carajás Province. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:230-233
- Tallarico, F.H.B., Rego, J.R., Oliveira, C.G. 1998. A mineralização de Cu-Au de Igarapé Bahia – Carajás: um depósito da classe óxido de Fe (Cu-Au-ETR). *In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia*, 40, Belo Horizonte, Anais, p. 116
- Tallarico, F.H.B., Groves, D.I., Figueiredo, B.R., Grainger, C.J., Beadry, C. 2005. Neoproterozoic and Paleoproterozoic metallogeny of the Carajás copper-gold belt. *In: SBG, I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, CD-ROM*
- Tallarico, F.H.B., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Figueiredo, B.R., Carvalho, J.B., Rego, J.L., Nunes, A.R. 2003. Geological and SHRIMP II U-Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, 39: 68-86
- Taylor, D., Dalstra, H.J., Harding, A.E., Broadbent, G.C., Barley, M.E. 2001. Genesis of high-grade hematite orebodies of the Hamersley Province, Western Australia. *Economic Geology*, 96: 837-873
- Tazava, E., Oliveira, C.G. 2000. The Igarapé Bahia Au-Cu-(REE-U) Deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. *In: Porter, T.M. (ed.), Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, Australian Mineral Foundation, Adelaide, p. 203-212

- Teagle, D.A.H., Alt, J.C. 2004. Hydrothermal alteration of basalts beneath the Bent Hill Massive Sulfide Deposit, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge. *Economic Geology*, 99: 561-584
- 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. Doctor of Philosophy Thesis, Department of Geosciences, Penn State University, 161p.
- Teixeira, J.B.G., Ohmoto, H., Eggler, 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*: Costa, M.L., Angélica, R.S. (coords.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, FINEP/SBG, p. 161-203
- Thorne, W.S., Hagemann, S.G., Barley, M. 2004. Petrographic and geochemical evidence for hydrothermal evolution of the North Deposit, Mt Tom Price, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 39: 766-783
- Tolbert, G.E., Tremaine, J.W., Melcher, G.C., Gomes, C.B. 1971. The recently discovered serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil. *Economic Geology*, 66: 985-994
- Tomlinson, K.Y. 2004. A review of greenstone belts in the Superior Province and the evolution of Archean tectonic processes. *In*: The LITHOPROBE Celebratory Conference: From Parameters to Processes Revealing the Evolution of a Continent. Toronto, Canada, 4 p. www.lithoprobe.ca/Contributed%20Abstracts/Poster%20Presentation/Tonlimson%20Lith2004.pdf
- Trendall A.F., Basei M.A.S., Laeter 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 Science*, 11: 265-277
- Ulrich, T., Günther, D., Heinrich, C. 2001. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology*, 96: 1743-1774
- Valley J.W., Kitchen, N., Kohn, M.J., Niendorf, C.R., Spicuzza, M.J. 1995. UWG-2, a garnet standard for oxygen isotope ratios: strategies for high precision and accuracy with laser heating. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 5223-5231
- Van Schalkwyk, J.F., Beukes, N.J. 1986. The Sishen Iron Ore Deposit, Griqualand West. *In*: Anhaeusser, C.R., Maske, S. (eds.), *Mineral Deposits of Southern Africa*. Geological Society of South Africa, p. 931-956
- Villas, R.N., Santos, M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, 36: 300-331
- Weiershäuser, L., Spooner, E.T.C. 2005. Seafloor hydrothermal fluids, Ben Nevis area, Abitibi Greenstone Belt: Implications for Archean (~2.7 Ga) seawater properties. *Precambrian Research*, 138: 89-123
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343
- Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski W. 1986. U-Pb zircon ages of the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 195-200
- Xie, X., Byerly, G.R., Ferrel Jr., R.E. 1993. Ilb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126: 275-291

- Zucchetti, M. 1998. Geoquímica dos Metabasaltos do Grupo Nova Lima, *Greenstone Belt* Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 97 p.
- Zucchetti M., Lobato L.M. 2005. Alteração hidrotermal a hematita das rochas máficas encaixantes dos depósitos de ferro N4 e N5, serra dos Carajás. *In*: SBG, I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, CD-ROM
- Zucchetti, M., Lobato, L.M. 2004. Alteração hidrotermal a ferro das rochas máficas associadas aos depósitos de ferro N4 e N5, Província Mineral de Carajás, PA. *In*: ADIMB, Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto, CD-ROM
- Zucchetti, M., Lobato, L.M., Hagemann, S. 2007. Hydrothermal alteration of basalts that host the giant Northern Range Carajás iron deposits, Brazil. *In*: C.J. Andrew *et al.* (eds.), Proceedings of 9th Biennial SGA Meeting, Dublin, p. 1231-1234
- Zucchetti, M., Lobato, L.M., Hagemann, S. 2006. Geoquímica das rochas vulcânicas máficas associadas aos depósitos de ferro N4 e N5, Província Mineral de Carajás. *In*: ADIMB, Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto, CD-ROM

A N E X O S

ANEXO 1

FIGURAS

Figura 1 - Mapa litoquímico do depósito N4E, fonte: CVRD.

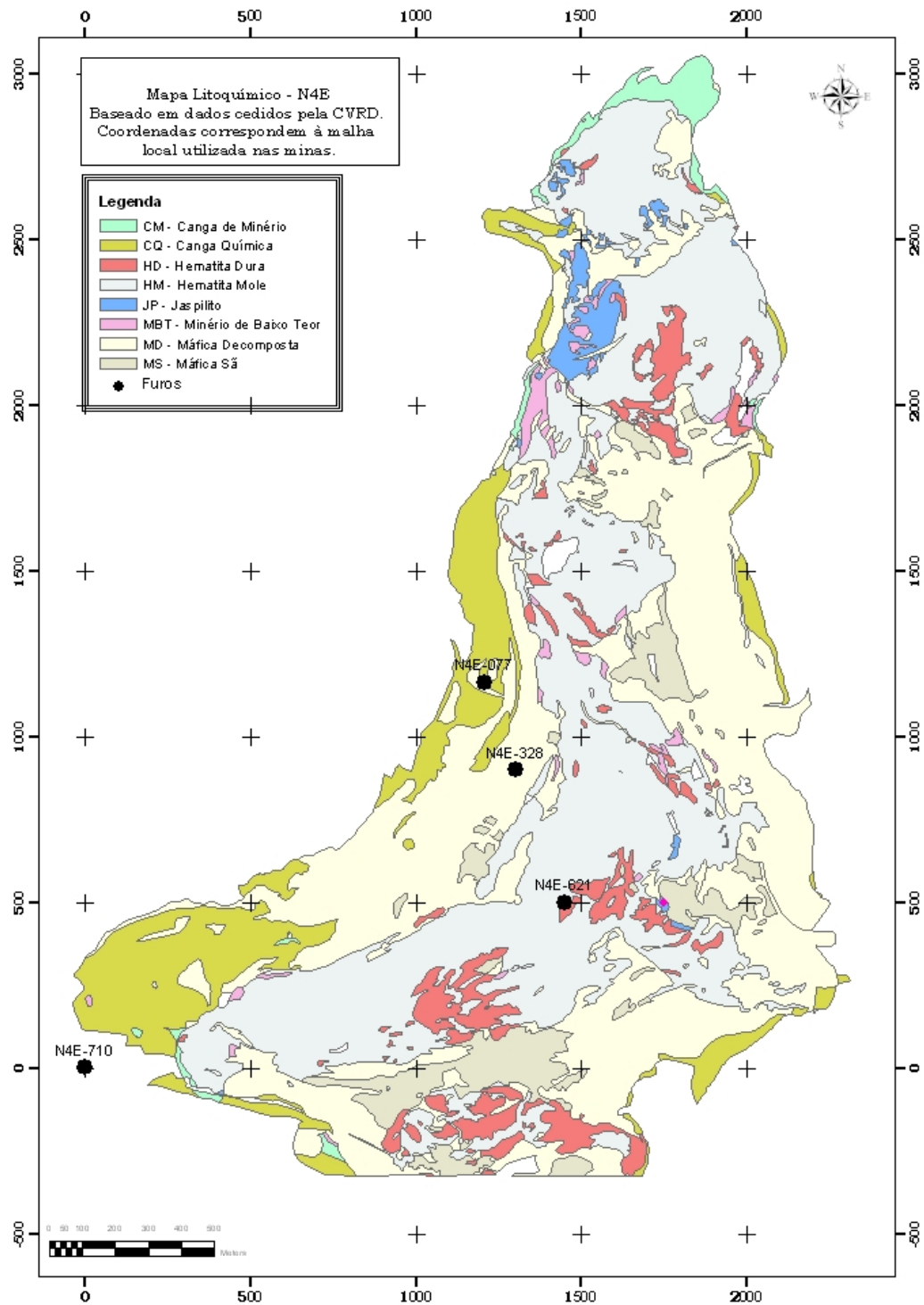


Figura 2 - Mapa litoquímico do depósito N4W, fonte: CVRD.

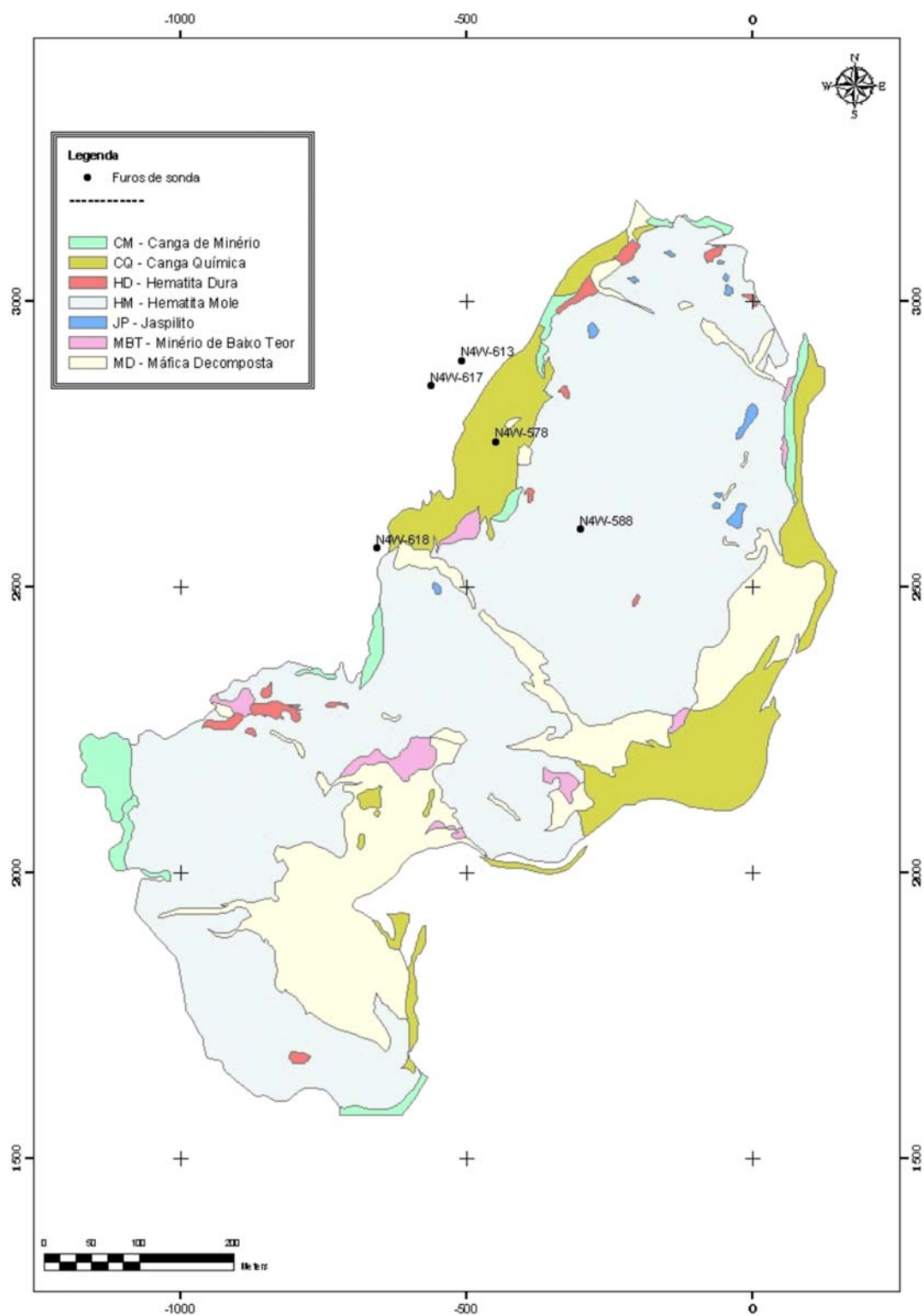
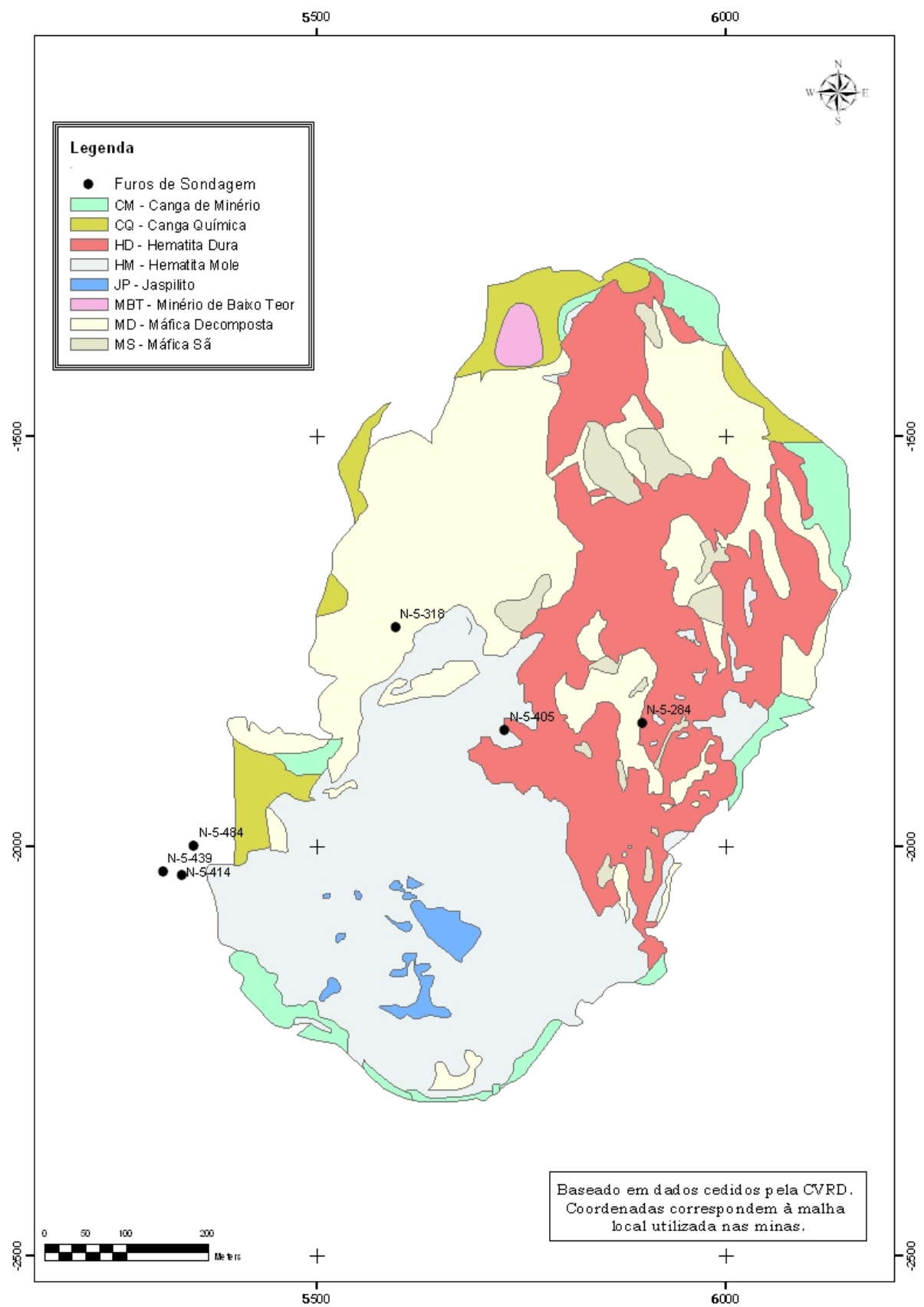


Figura 3 - Mapa litoquímico do depósito N5E, fonte: CVRD.



ANEXO 2

TABELAS

Tabela 1 - Análises de microsonda eletrônica em cristais de piroxênio dos metabasaltos pouco alterados.

	N4EF328 P150,9002a	N4EF328 P150,9003e	N4EF328 P169,2001a	N4EF328 P169,2001b	N4EF328 P169,2001c	N4EF328 P169,2001d	N4EF328 P169,2001e	N4EF328 P169,2001f	N4EF328 P169,2002b	N4EF328 P169,2002c	N4EF328 P169,2002d	N4EF328 P169,2002e
Situação petrográfica	1 cristal	1 cristal	1 cristal						1 cristal			
SiO₂	51,13	50,55	51,71	52,94	52,56	52,13	52,34	52,82	53,25	52,97	53,08	53,17
TiO₂	0,33	0,42	0,19	0,15	0,15	0,21	0,23	0,18	0,11	0,20	0,17	0,15
Al₂O₃	1,45	1,30	1,21	1,29	1,38	1,64	1,53	1,43	1,17	1,20	1,27	1,29
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	9,84	13,60	7,96	6,60	7,80	7,88	7,28	7,02	6,70	8,92	6,34	6,35
MnO	0,20	0,28	0,39	0,16	0,21	0,16	0,16	0,20	0,17	0,22	0,19	0,20
MgO	15,56	13,83	15,12	19,03	17,54	18,24	18,53	19,09	19,65	19,45	19,16	19,08
CaO	19,47	18,62	22,29	19,17	20,00	18,91	19,08	18,63	18,07	16,58	19,41	18,83
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,16	0,20	0,20	0,15	0,16	0,14	0,14	0,13	0,13	0,14	0,13	0,13
TOTAL	98,14	98,80	99,07	99,48	99,80	99,30	99,28	99,51	99,26	99,68	99,75	99,20
SiO₂	51,134	50,549	51,707	52,939	52,555	52,125	52,338	52,824	53,250	52,972	53,076	53,173
TiO₂	0,333	0,422	0,187	0,151	0,154	0,206	0,225	0,180	0,107	0,201	0,168	0,147
Al₂O₃	1,446	1,298	1,214	1,289	1,384	1,64	1,526	1,430	1,172	1,199	1,27	1,293
Cr₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0,000	0,000	0,000	0	0,000
Fe₂O₃	1,962	2,417	2,752	2,508	2,668	2,992	2,848	2,473	1,876	2,171	2,596	1,533
FeO	8,071	11,421	5,480	4,340	5,401	5,184	4,721	4,791	5,012	6,964	4,007	4,965
MnO	0,202	0,279	0,394	0,155	0,208	0,159	0,156	0,201	0,172	0,220	0,188	0,195
MgO	15,560	13,832	15,123	19,029	17,542	18,238	18,527	19,094	19,646	19,451	19,162	19,084
CaO	19,468	18,618	22,291	19,173	19,995	18,910	19,080	18,631	18,074	16,579	19,412	18,827
Na₂O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,006	0,000	0,000	0	0,001
K₂O	0,161	0,201	0,198	0,150	0,159	0,142	0,142	0,131	0,134	0,139	0,129	0,134
TOTAL	98,34	99,04	99,35	99,73	100,07	99,60	99,56	99,76	99,44	99,90	100,01	99,35
Si	1,943	1,940	1,947	1,948	1,94	1,934	1,937	1,944	1,958	1,952	1,947	1,957
Al^{iv}	0,057	0,059	0,053	0,052	0,06	0,066	0,063	0,056	0,042	0,048	0,053	0,043
Al^{vi}	0,008	0,000	0,000	0,004	0,00	0,006	0,004	0,006	0,008	0,004	0,002	0,013
Feⁱⁱⁱ	0,056	0,069	0,077	0,069	0,074	0,083	0,079	0,068	0,052	0,060	0,071	0,042
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,010	0,012	0,005	0,004	0,004	0,006	0,006	0,005	0,003	0,006	0,005	0,004
Feⁱⁱ	0,255	0,364	0,171	0,133	0,166	0,160	0,145	0,147	0,153	0,213	0,122	0,152
Mn	0,007	0,009	0,013	0,005	0,007	0,005	0,005	0,006	0,005	0,007	0,006	0,006
Mg	0,882	0,791	0,849	1,044	0,968	1,009	1,022	1,048	1,077	1,068	1,048	1,047
Ca	0,793	0,766	0,899	0,756	0,793	0,752	0,757	0,735	0,712	0,654	0,763	0,742
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,008	0,010	0,010	0,007	0,008	0,007	0,007	0,006	0,006	0,007	0,006	0,006
TOTAL	4,017	4,021	4,024	4,022	4,023	4,026	4,025	4,022	4,016	4,019	4,023	4,013

...continuação Tabela 1

	N4EF328 P169,2003a	N4EF328 P169,2003b	N4EF328 P169,2003c	N4EF328 P169,2003d	N4EF328 P169,2003e	N4EF328 P187,0001a	N4EF328 P187,0001b	N4EF328 P187,0001c	N4EF328 P187,0001d	N4EF328 P187,0001e	N4EF328 P187,0001f
Situação petrográfica	1 cristal					1 cristal					
SiO₂	52,52	52,42	51,66	51,69	51,93	53,17	52,55	52,74	50,76	52,89	52,60
TiO₂	0,19	0,31	0,14	0,27	0,29	0,14	0,15	0,14	0,47	0,16	0,25
Al₂O₃	1,50	1,57	0,87	1,98	2,00	1,24	1,38	1,18	1,43	1,20	1,06
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	7,50	7,19	8,20	7,58	7,74	6,74	6,29	6,65	13,26	7,07	10,34
MnO	0,14	0,17	0,40	0,23	0,19	0,19	0,18	0,14	0,22	0,17	0,22
MgO	19,14	18,35	14,90	17,34	17,30	19,01	18,75	19,10	14,77	18,82	18,00
CaO	18,33	18,91	22,24	19,23	19,85	19,03	19,07	18,86	17,96	19,30	17,59
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,16	0,17	0,17	0,17	0,12	0,16	0,12	0,12	0,19	0,11	0,15
TOTAL	99,48	99,08	98,58	98,49	99,43	99,67	98,49	98,91	99,04	99,69	100,21
SiO₂	52,517	52,418	51,655	51,691	51,934	53,173	52,550	52,740	50,755	52,886	52,596
TiO₂	0,191	0,308	0,139	0,266	0,288	0,138	0,153	0,135	0,468	0,156	0,252
Al₂O₃	1,497	1,569	0,866	1,983	1,999	1,237	1,375	1,177	1,430	1,195	1,055
Cr₂O₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe₂O₃	3,064	2,060	2,547	2,027	2,468	2,192	1,896	2,421	2,534	2,733	2,816
FeO	4,742	5,339	5,909	5,758	5,517	4,768	4,587	4,468	10,976	4,607	7,804
MnO	0,144	0,165	0,404	0,226	0,193	0,186	0,181	0,135	0,218	0,168	0,223
MgO	19,141	18,346	14,903	17,336	17,304	19,014	18,745	19,101	14,766	18,816	17,997
CaO	18,331	18,912	22,241	19,233	19,845	19,029	19,073	18,857	17,958	19,295	17,593
Na₂O	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002	0,004
K₂O	0,155	0,170	0,169	0,169	0,124	0,155	0,115	0,121	0,193	0,109	0,148
TOTAL	99,78	99,29	98,83	98,69	99,67	99,89	98,68	99,16	99,30	99,97	100,49
Si	1,937	1,942	1,957	1,934	1,928	1,953	1,951	1,951	1,935	1,947	1,947
Al^{iv}	0,063	0,058	0,039	0,066	0,072	0,047	0,049	0,049	0,064	0,052	0,046
Al^{vi}	0,003	0,011	0,000	0,021	0,016	0,006	0,011	0,002	0,000	0,000	0,000
Feⁱⁱⁱ	0,084	0,057	0,072	0,057	0,069	0,060	0,053	0,067	0,072	0,075	0,078
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,005	0,009	0,004	0,007	0,008	0,004	0,004	0,004	0,013	0,004	0,007
Feⁱⁱ	0,145	0,165	0,186	0,179	0,170	0,146	0,142	0,137	0,348	0,141	0,240
Mn	0,004	0,005	0,013	0,007	0,006	0,006	0,006	0,004	0,007	0,005	0,007
Mg	1,053	1,013	0,842	0,967	0,958	1,041	1,037	1,053	0,839	1,033	0,993
Ca	0,725	0,751	0,903	0,771	0,789	0,749	0,759	0,747	0,733	0,761	0,698
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,007	0,008	0,008	0,008	0,006	0,007	0,005	0,006	0,009	0,005	0,007
TOTAL	4,027	4,018	4,023	4,018	4,022	4,019	4,017	4,021	4,022	4,024	4,024

...continuação Tabela 1

	N4EF328 P187,0002a	N4EF328 P187,0002b	N4EF328 P187,0002c	N4EF328 P187,0002d	N4EF328 P187,0002e	N4EF328 P187,0002f	N4EF328 P187,0003a	N4EF328 P187,0003b	N4EF328 P187,0003c	N4EF328 P187,0003d	N4EF328 P187,0003e	N4EF328 P187,0003f
Situação petrográfica	1 cristal						1 cristal					
SiO₂	52,77	52,76	52,92	52,88	52,55	52,55	52,40	52,61	52,39	52,47	52,81	52,64
TiO₂	0,17	0,13	0,13	0,15	0,18	0,21	0,20	0,19	0,29	0,15	0,16	0,17
Al₂O₃	1,25	1,17	1,06	1,46	1,53	1,67	1,45	1,38	1,42	1,29	1,27	1,18
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	7,14	6,48	6,51	6,28	6,24	6,20	8,92	6,80	8,73	7,27	6,56	6,97
MnO	0,19	0,17	0,18	0,18	0,16	0,14	0,22	0,19	0,23	0,15	0,21	0,17
MgO	18,99	19,13	19,27	18,93	18,43	18,88	18,21	19,07	17,59	18,74	19,04	18,58
CaO	18,72	18,91	18,90	18,95	19,86	19,04	17,52	18,23	18,85	18,97	19,15	19,10
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K₂O	0,12	0,15	0,11	0,12	0,17	0,14	0,13	0,14	0,14	0,13	0,11	0,12
TOTAL	99,34	98,91	99,07	98,96	99,11	98,82	99,05	98,61	99,63	99,16	99,30	98,93
SiO₂	52,768	52,757	52,915	52,884	52,554	52,549	52,395	52,613	52,386	52,466	52,805	52,642
TiO₂	0,165	0,129	0,128	0,153	0,180	0,208	0,199	0,187	0,285	0,146	0,158	0,173
Al₂O₃	1,250	1,172	1,058	1,461	1,526	1,669	1,448	1,377	1,424	1,285	1,268	1,182
Cr₂O₃	0,000	0,000	0	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe₂O₃	2,539	2,516	2,452068035	1,666	2,433	1,973	1,825	1,871	2,228	2,980	2,544	2,216
FeO	4,855	4,220	4,305513871	4,776	4,047	4,421	7,273	5,115	6,723	4,592	4,270	4,974
MnO	0,187	0,165	0,184	0,178	0,162	0,139	0,224	0,190	0,225	0,149	0,209	0,168
MgO	18,986	19,133	19,268	18,934	18,425	18,880	18,213	19,074	17,593	18,738	19,035	18,578
CaO	18,723	18,912	18,9	18,947	19,855	19,042	17,522	18,230	18,846	18,973	19,153	19,103
Na₂O	0,000	0,002	0,003	0,004	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,007	0,001	0,002
K₂O	0,122	0,154	0,106	0,123	0,168	0,135	0,131	0,137	0,142	0,126	0,108	0,118
TOTAL	99,59	99,16	99,32	99,13	99,35	99,02	99,23	98,79	99,85	99,46	99,55	99,16
Si	1,948	1,951	1,953	1,952	1,943	1,943	1,949	1,951	1,944	1,943	1,947	1,952
Al^{iv}	0,052	0,049	0,046	0,048	0,057	0,057	0,051	0,049	0,056	0,056	0,053	0,048
Alⁱⁱ	0,002	0,002	0,000	0,015	0,010	0,015	0,012	0,011	0,006	0,000	0,002	0,003
Feⁱⁱⁱ	0,070	0,070	0,068	0,046	0,067	0,055	0,051	0,052	0,062	0,082	0,070	0,062
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,005	0,004	0,004	0,004	0,005	0,006	0,006	0,005	0,008	0,004	0,004	0,005
Feⁱⁱ	0,149	0,130	0,132	0,147	0,124	0,136	0,225	0,158	0,207	0,141	0,131	0,153
Mn	0,006	0,005	0,006	0,006	0,005	0,004	0,007	0,006	0,007	0,005	0,007	0,005
Mg	1,045	1,055	1,060	1,042	1,016	1,041	1,010	1,054	0,973	1,035	1,046	1,027
Ca	0,740	0,749	0,747	0,749	0,786	0,754	0,698	0,724	0,749	0,753	0,757	0,759
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
K	0,006	0,007	0,005	0,006	0,008	0,006	0,006	0,006	0,007	0,006	0,005	0,006
TOTAL	4,022	4,022	4,022	4,015	4,021	4,017	4,016	4,016	4,019	4,026	4,022	4,019

...continuação Tabela 1

	N4EMZ01a	N4EMZ01b	N4EMZ01c	N4EMZ01d	N4EMZ01e	N4EMZ01f	N4EMZ02a	N4EMZ02b	N4EMZ02c	N4EMZ02d	N4EMZ02e	N4EMZ02f	N4EMZ02g
Situação petrográfica	1 cristal						1 cristal						
SiO₂	51,80	52,64	52,04	51,78	52,58	52,95	53,13	52,21	52,13	51,85	51,78	52,80	52,87
TiO₂	0,33	0,25	0,27	0,19	0,21	0,25	0,23	0,21	0,26	0,70	0,20	0,18	0,23
Al₂O₃	1,33	1,51	1,32	2,13	1,70	1,61	1,87	2,20	1,85	1,17	1,66	1,68	1,63
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	12,83	9,40	10,64	9,34	7,05	8,46	7,30	8,05	9,24	11,94	6,88	7,11	6,61
MnO	0,31	0,21	0,27	0,27	0,18	0,23	0,20	0,20	0,27	0,24	0,15	0,18	0,16
MgO	15,71	18,46	16,59	18,65	18,29	18,54	18,48	18,66	16,75	14,97	17,82	18,51	18,42
CaO	18,28	17,89	18,19	16,86	19,05	18,20	19,12	18,10	19,04	18,87	19,35	19,22	19,20
Na₂O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,15	0,09	0,17	0,15	0,15	0,13	0,14	0,13	0,17	0,15	0,14	0,14	0,13
TOTAL	100,74	100,45	99,48	99,35	99,21	100,36	100,47	99,76	99,69	99,87	97,99	99,81	99,25
SiO₂	51,796	52,637	52,040	51,780	52,580	52,948	53,134	52,206	52,125	51,846	51,778	52,796	52,871
TiO₂	0,332	0,245	0,266	0,187	0,209	0,245	0,232	0,209	0,255	0,695	0,201	0,18	0,229
Al₂O₃	1,330	1,513	1,317	2,132	1,704	1,611	1,869	2,199	1,845	1,167	1,655	1,676	1,628
Cr₂O₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0	0,000
Fe₂O₃	3,099	2,850	2,050	3,122	1,814	2,121	1,794	2,785	1,908	0,975	2,156	2,264	1,309
FeO	10,046	6,833	8,800	6,526	5,414	6,552	5,682	5,543	7,527	11,057	4,943	5,077	5,427
MnO	0,309	0,212	0,267	0,268	0,183	0,228	0,201	0,204	0,272	0,238	0,153	0,175	0,163
MgO	15,714	18,461	16,586	18,645	18,285	18,538	18,476	18,661	16,745	14,970	17,819	18,506	18,422
CaO	18,276	17,891	18,189	16,858	19,054	18,198	19,119	18,100	19,035	18,870	19,354	19,221	19,201
Na₂O	0,002	0,005	0,003	0,000	0,002	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0	0,001
K₂O	0,145	0,086	0,169	0,149	0,147	0,127	0,141	0,132	0,171	0,152	0,144	0,14	0,129
TOTAL	101,05	100,73	99,69	99,67	99,39	100,57	100,65	100,04	99,88	99,97	98,20	100,03	99,38
Si	1,936	1,936	1,948	1,923	1,944	1,942	1,940	1,924	1,939	1,949	1,941	1,941	1,949
Al^{iv}	0,059	0,064	0,052	0,077	0,056	0,058	0,060	0,076	0,061	0,051	0,059	0,059	0,051
Al^{vi}	0,000	0,002	0,006	0,016	0,018	0,012	0,021	0,019	0,020	0,001	0,014	0,014	0,020
Feⁱⁱⁱ	0,087	0,078	0,057	0,087	0,050	0,058	0,049	0,077	0,053	0,028	0,061	0,062	0,036
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,009	0,007	0,007	0,005	0,006	0,007	0,006	0,006	0,007	0,020	0,006	0,005	0,006
Feⁱⁱ	0,312	0,209	0,274	0,201	0,167	0,200	0,173	0,170	0,233	0,347	0,154	0,155	0,167
Mn	0,010	0,007	0,008	0,008	0,006	0,007	0,006	0,006	0,009	0,008	0,005	0,005	0,005
Mg	0,876	1,012	0,926	1,032	1,008	1,014	1,006	1,025	0,928	0,839	0,996	1,014	1,013
Ca	0,732	0,705	0,730	0,671	0,755	0,715	0,748	0,715	0,758	0,760	0,777	0,757	0,758
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,007	0,004	0,008	0,007	0,007	0,006	0,007	0,006	0,008	0,007	0,007	0,007	0,006
TOTAL	4,026	4,024	4,018	4,027	4,016	4,018	4,016	4,024	4,017	4,008	4,019	4,020	4,011

Cátions calculados com base de 6 oxigênios.

Tabela 2 - Análises de microsonda eletrônica em cristais de clorita dos metabasaltos do Grupo Grão Pará.

Amostra	N4EF77 P125,3001a	N4EF77 P125,3001b	N4EF77 P125,3001c	N4EF77 P125,3003a	N4EF77 P125,3004b	N4EF77 P125,3004c	N4EF77 P125,3005c	N4EF77 P125,3006a	N4EF77 P125,3006b	N4EF77 P125,3006c	N4EF77 P125,3007a	N4EF77 P125,3008a	N4EF77 P125,3008b
Situação petrográfica	1 cristal			1 cristal	1 cristal		1 cristal	1 cristal			1 cristal	1 cristal	
Rocha													
Óxidos													
SiO ₂	27,74	27,47	27,33	29,72	29,70	29,62	29,73	28,91	29,65	29,09	29,40	31,04	31,06
TiO ₂	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02	0,00	0,04	0,04	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	19,18	19,09	19,93	15,64	17,18	14,99	16,87	16,95	16,98	17,19	15,97	15,22	15,40
FeO ²⁺ .total	23,43	22,34	23,22	20,98	21,88	20,59	21,86	21,60	22,04	22,16	21,30	20,64	20,95
MnO	1,50	1,36	1,44	0,86	0,88	0,79	0,87	0,87	0,90	0,85	0,80	0,93	0,80
MgO	16,77	17,21	16,66	19,75	18,74	19,45	18,66	18,73	19,25	19,12	18,85	19,65	18,96
CaO	0,19	0,08	0,06	0,07	0,08	0,09	0,13	0,06	0,06	0,05	0,14	0,38	0,73
Na ₂ O	0,01	0,13	0,04	0,03	0,07	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01
NiO	0,03	0,00	0,02	0,10	0,07	0,02	0,03	0,05	0,09	0,05	0,09	0,04	0,05
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,02	0,09	0,09	0,07	0,07	0,09	0,04	0,07	0,07	0,11	0,08
H ₂ O	11,61	11,51	11,61	11,58	11,75	11,38	11,69	11,55	11,77	11,69	11,48	11,73	11,72
Total	100,48	99,20	100,36	98,85	100,46	97,02	99,98	98,84	100,80	100,28	98,12	99,72	99,76
Sítio Tetraédrico													
Si	5,73	5,72	5,65	6,16	6,06	6,24	6,10	6,01	6,04	5,97	6,15	6,35	6,36
Al ^{iv}	2,27	2,28	2,35	1,84	1,94	1,76	1,90	1,99	1,96	2,03	1,85	1,65	1,64
Total T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Sítio Octaédrico													
Al ^{vi}	2,40	2,41	2,50	1,98	2,20	1,97	2,18	2,16	2,12	2,12	2,08	2,02	2,08
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁱ	4,05	3,89	4,01	3,64	3,74	3,63	3,75	3,75	3,76	3,80	3,72	3,53	3,59
Mn	0,26	0,24	0,25	0,15	0,15	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14	0,16	0,14
Mg	5,16	5,34	5,13	6,10	5,70	6,11	5,71	5,80	5,85	5,84	5,87	5,99	5,79
Ca	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,08	0,16
Na	0,00	0,05	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Total C	11,93	11,96	11,93	11,92	11,87	11,90	11,85	11,90	11,92	11,95	11,88	11,81	11,77
Fet/Fet+Mg	0,44	0,42	0,44	0,37	0,40	0,37	0,40	0,39	0,39	0,39	0,39	0,37	0,38

...continuação Tabela 2

Amostra	N4EF328 P169,2001b	N4EF328 P169,2002a	N4EF328 P169,2003a	N4EF328 P169,2003b	N4EF328 P169,2003c	N4EF328 P169,2004a	N4EF328 P169,2004b	N4EF328 P169,2004c	N4EF328 P169,2005a	N4EF328 P169,2005b	N4EF328 P169,2005c	N4EF328 P169,2006a	N4EF328 P169,2006b
Situação petrográfica	1 cristal	1 cristal	1 cristal			1 cristal			1 cristal			veio	veio
Rocha													
Óxidos													
SiO₂	29,21	28,59	28,03	28,25	28,98	27,30	28,73	29,16	29,07	28,83	28,67	28,09	28,43
TiO₂	0,00	0,02	0,03	0,00	0,04	0,04	0,04	0,04	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01
Al₂O₃	16,69	16,13	16,69	16,23	16,52	16,81	16,37	15,90	16,57	16,55	16,38	17,70	16,70
FeO²⁺-total	23,57	23,50	24,44	24,36	24,18	25,57	24,23	23,80	24,28	24,05	23,83	23,48	24,04
MnO	0,46	0,39	0,36	0,45	0,50	0,42	0,40	0,39	0,46	0,44	0,39	0,43	0,44
MgO	17,54	17,66	17,02	17,14	17,78	16,12	17,66	18,21	17,55	17,37	17,38	16,97	16,82
CaO	0,06	0,10	0,04	0,08	0,07	0,06	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,03	0,07
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,01	0,06	0,06
NiO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,07	0,01	0,05	0,03	0,05	0,03	0,01	0,04
Cr₂O₃	0,03	0,05	0,03	0,04	0,03	0,06	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,01	0,00
H₂O	11,50	11,32	11,29	11,28	11,52	11,17	11,44	11,48	11,52	11,44	11,36	11,39	11,32
Total	99,06	97,74	97,94	97,87	99,66	97,60	98,99	99,15	99,64	98,89	98,16	98,18	97,94
Sítio Tetraédrico													
Si	6,09	6,06	5,95	6,01	6,03	5,86	6,03	6,09	6,05	6,05	6,05	5,92	6,02
Al^{iv}	1,91	1,94	2,05	1,99	1,97	2,14	1,97	1,91	1,95	1,95	1,95	2,08	1,98
Total T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Sítio Octaédrico													
Al^{vi}	2,19	2,08	2,13	2,08	2,09	2,12	2,07	2,01	2,12	2,14	2,13	2,31	2,20
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^t	4,11	4,16	4,34	4,33	4,21	4,59	4,25	4,16	4,23	4,22	4,21	4,14	4,26
Mn	0,08	0,07	0,07	0,08	0,09	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08
Mg	5,45	5,57	5,39	5,43	5,51	5,16	5,52	5,67	5,45	5,43	5,47	5,33	5,31
Ca	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
Na	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,03
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Total C	11,86	11,92	11,95	11,97	11,93	12,00	11,94	11,94	11,92	11,91	11,91	11,89	11,90
Fet/Fet+Mg	0,43	0,43	0,45	0,44	0,43	0,47	0,43	0,42	0,44	0,44	0,43	0,44	0,45

...continuação Tabela 2

Amostra	N4EF328 P169,2006c	N4EMZ201a	N4EMZ201c	N4EMZ202a	N4EMZ202b	N4EMZ202c	N4EMZ203a	N4EMZ203b	N4EMZ203c	N4EMZ204a	N4EMZ204b	N4EMZ204c
Situação petrográfica	veio	1 cristal		1 cristal			1 cristal			1 cristal		
Rocha												
Óxidos												
SiO₂	28,23	25,84	26,17	26,77	27,10	26,53	25,89	26,01	26,24	26,56	26,12	26,60
TiO₂	0,02	0,04	0,00	0,03	0,02	0,08	0,05	0,01	0,00	0,05	0,00	0,01
Al₂O₃	16,76	20,28	20,39	20,41	19,99	20,71	20,04	20,74	20,49	20,09	21,08	20,19
FeO^{2+,total}	24,23	27,79	24,59	24,74	24,19	25,13	24,36	25,36	24,88	25,28	25,33	25,26
MnO	0,39	0,94	0,51	0,59	0,56	0,61	0,67	0,70	0,55	0,52	0,54	0,52
MgO	17,36	12,36	14,25	14,67	14,75	13,98	14,10	14,16	14,12	14,06	13,95	13,99
CaO	0,02	0,07	0,07	0,06	0,11	0,08	1,01	0,07	0,23	0,52	0,04	0,07
Na₂O	0,05	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,04
NiO	0,00	0,06	0,02	0,06	0,09	0,06	0,06	0,09	0,00	0,13	0,00	0,07
Cr₂O₃	0,01	0,00	0,13	0,00	0,02	0,05	0,13	0,02	0,06	0,17	0,00	0,04
H₂O	11,37	11,15	11,21	11,38	11,35	11,34	11,18	11,29	11,26	11,32	11,31	11,27
Total	98,43	98,55	97,34	98,71	98,18	98,56	97,48	98,44	97,86	98,71	98,39	98,07
Sítio Tetraédrico												
Si	5,96	5,56	5,60	5,64	5,73	5,61	5,55	5,53	5,59	5,63	5,54	5,66
Al^{iv}	2,04	2,44	2,40	2,36	2,27	2,39	2,45	2,47	2,41	2,37	2,46	2,34
Total T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Sítio Octaédrico												
Al^{vi}	2,13	2,70	2,74	2,72	2,71	2,78	2,62	2,72	2,74	2,65	2,81	2,73
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe^t	4,28	5,00	4,40	4,36	4,28	4,45	4,37	4,51	4,43	4,48	4,49	4,50
Mn	0,07	0,17	0,09	0,11	0,10	0,11	0,12	0,13	0,10	0,09	0,10	0,09
Mg	5,46	3,96	4,54	4,61	4,64	4,41	4,51	4,48	4,49	4,44	4,41	4,44
Ca	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,23	0,02	0,05	0,12	0,01	0,02
Na	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02
NiO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01
Total C	11,96	11,87	11,82	11,82	11,78	11,79	11,89	11,87	11,83	11,84	11,83	11,81
Fet/Fet+Mg	0,44	0,56	0,49	0,49	0,48	0,50	0,49	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50

...continuação Tabela 2

Amostra	N4EMZ205a	N4EMZ205b	N4EMZ205c	N4EMZ206a	N4EMZ206b	N4EMZ206c	N4EMZ206d	N5EF508 P146,3001a	N5EF508 P146,3001b	N5EF508 P146,3001c
Situação petrográfica	1 cristal			1 cristal				1 cristal		
Rocha										
Óxidos										
SiO₂	26,73	26,46	26,19	28,42	26,43	26,60	26,94	27,95	27,90	28,80
TiO₂	0,07	0,03	0,03	0,06	0,04	0,04	0,03	0,00	0,02	0,05
Al₂O₃	20,48	20,44	20,25	20,71	19,52	20,52	19,98	20,81	18,80	18,64
FeO^{2+,total}	25,04	26,00	24,54	22,87	24,48	24,97	24,35	26,50	25,75	24,63
MnO	0,57	0,72	0,52	0,73	0,90	0,51	0,72	0,58	0,67	0,66
MgO	14,51	13,98	14,02	13,69	14,64	14,22	14,86	12,94	14,54	15,55
CaO	0,14	0,14	0,26	0,05	0,09	0,05	0,04	0,08	0,10	0,09
Na₂O	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
NiO	0,09	0,00	0,03	0,03	0,09	0,02	0,08	0,03	0,05	0,06
Cr₂O₃	0,06	0,04	0,17	0,00	0,03	0,02	0,07	0,02	0,04	0,02
H₂O	11,40	11,35	11,19	11,46	11,20	11,32	11,36	11,55	11,40	11,58
Total	99,08	99,18	97,21	98,03	97,42	98,26	98,47	100,45	99,27	100,09
Sítio Tetraédrico										
Si	5,62	5,59	5,62	5,95	5,66	5,64	5,69	5,81	5,87	5,97
Al^{iv}	2,38	2,41	2,38	2,05	2,34	2,36	2,31	2,19	2,13	2,03
Total T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Sítio Octaédrico										
Al^{vi}	2,70	2,68	2,73	3,06	2,59	2,76	2,66	2,90	2,54	2,52
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Fe^t	4,41	4,59	4,40	4,00	4,39	4,42	4,30	4,61	4,53	4,27
Mn	0,10	0,13	0,09	0,13	0,16	0,09	0,13	0,10	0,12	0,12
Mg	4,55	4,40	4,48	4,27	4,68	4,49	4,68	4,01	4,56	4,80
Ca	0,03	0,03	0,06	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Na	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
NiO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Cr	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Total C	11,83	11,86	11,81	11,49	11,86	11,79	11,82	11,64	11,79	11,75
Fet/Fet+Mg	0,49	0,51	0,50	0,48	0,48	0,50	0,48	0,53	0,50	0,47

...continuação Tabela 2

Amostra	N5EF508 P146,3001d	N5EF508 P146,3001f	N5EF508 P146,3001g	N5EF508 P146,3001h	N5EF508 P146,3001i	N5EF508 P146,3002a	N5EF508 P146,3002b	N5EF508 P146,3002c	N5EF508 P146,3003a	N5EF508 P146,3003b	N5EF508 P146,3003c
Situação petrográfica	1 cristal					1 cristal			veio		
Rocha											
Óxidos											
SiO ₂	27,08	28,09	27,64	27,35	27,39	27,54	28,16	28,21	26,20	26,25	26,02
TiO ₂	0,00	0,01	0,05	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	19,12	18,97	19,17	18,91	19,00	19,23	19,69	19,37	19,63	19,74	20,35
FeO ^{2+,total}	26,06	25,29	25,09	25,11	25,40	25,75	25,82	25,66	28,58	27,20	27,92
MnO	0,63	0,75	0,78	0,82	0,76	0,68	0,78	0,65	0,68	0,73	0,81
MgO	15,07	15,77	14,99	14,96	14,94	14,04	14,58	14,55	12,49	12,72	13,38
CaO	0,07	0,11	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,05	0,04	0,06
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,07	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,03	0,04	0,03	0,07
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,02	0,00	0,02	0,00
H ₂ O	11,39	11,58	11,43	11,33	11,38	11,33	11,59	11,53	11,16	11,12	11,32
Total	99,52	100,59	99,28	98,61	99,22	98,72	100,77	100,12	98,84	97,86	99,96
Sítio Tetraédrico											
Si	5,70	5,82	5,80	5,79	5,77	5,83	5,83	5,87	5,63	5,66	5,51
Al ^v	2,30	2,18	2,20	2,21	2,23	2,17	2,17	2,13	2,37	2,34	2,49
Total T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Sítio Octaédrico											
Al ^{vi}	2,45	2,45	2,55	2,51	2,49	2,63	2,63	2,62	2,60	2,68	2,59
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ^l	4,59	4,38	4,40	4,45	4,48	4,56	4,47	4,47	5,14	4,91	4,95
Mn	0,11	0,13	0,14	0,15	0,13	0,12	0,14	0,12	0,12	0,13	0,15
Mg	4,73	4,87	4,69	4,72	4,69	4,43	4,50	4,51	4,00	4,09	4,23
Ca	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total C	11,92	11,86	11,81	11,85	11,86	11,77	11,77	11,75	11,88	11,83	11,94
Fet/Fet+Mg	0,49	0,47	0,48	0,49	0,49	0,51	0,50	0,50	0,56	0,55	0,54

...continuação Tabela 2

Amostra	NSEF508 P146,3003d	NSEF508 P146,3003e	NSEF508 P146,3003f	NSEF508 P146,3004a	NSEF508 P146,3004b	NSEF508 P146,3004c	NSEF508 P146,3005a	NSEF508 P146,3005b	NSEF508 P146,3005c	NSEF508 P146,3006a	NSEF508 P146,3006b
Situação petrográfica	veio	veio	veio	veio			veio			1 cristal	
Rocha											
Óxidos											
SiO ₂	25,32	25,63	25,86	25,92	26,18	26,20	26,14	26,33	25,45	28,74	29,15
TiO ₂	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03
Al ₂ O ₃	19,74	19,25	19,25	20,68	20,59	20,30	20,46	20,04	20,45	20,16	18,23
FeO ²⁺ ,total	28,52	27,31	26,67	29,15	28,61	28,41	27,90	28,20	29,12	24,92	24,59
MnO	0,81	0,76	0,71	0,73	0,66	0,71	0,75	0,66	0,77	0,54	0,65
MgO	13,24	13,62	13,83	12,76	13,18	13,23	13,12	13,06	12,22	13,21	15,31
CaO	0,04	0,04	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,09	0,12
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,15	0,11	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01
H ₂ O	11,13	11,07	11,08	11,35	11,39	11,35	11,31	11,29	11,17	11,50	11,54
Total	98,93	97,82	97,45	100,65	100,62	100,28	99,73	99,64	99,21	99,23	99,69
Sítio Tetraédrico											
Si	5,45	5,55	5,60	5,48	5,52	5,54	5,54	5,59	5,47	5,99	6,06
Al ^{iv}	2,55	2,45	2,40	2,52	2,48	2,46	2,46	2,41	2,53	2,01	1,94
Total T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Sítio Octaédrico											
Al ^{vi}	2,47	2,47	2,51	2,63	2,63	2,60	2,66	2,61	2,65	2,95	2,53
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ^t	5,14	4,95	4,83	5,15	5,04	5,02	4,95	5,01	5,23	4,34	4,27
Mn	0,15	0,14	0,13	0,13	0,12	0,13	0,13	0,12	0,14	0,10	0,11
Mg	4,25	4,40	4,46	4,02	4,14	4,17	4,15	4,14	3,91	4,10	4,74
Ca	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,03
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total C	12,04	11,99	11,94	11,95	11,93	11,93	11,90	11,89	11,94	11,53	11,70
Fet/Fet+Mg	0,55	0,53	0,52	0,56	0,55	0,55	0,54	0,55	0,57	0,51	0,47

...continuação Tabela 2

Amostra	N5EF508 P146,3006d	N5EF508 P146,3006e	N5EF508 P146,3006f	N5EF508 P146,3007b	N5EF508 P146,3007c	N5EF508 P146,3007d	N5EF508 P146,3007e	N5EF508 P146,3007f	N5EF508 P146,3007g	N5EF508 P146,3007i	N5EF508 P218,50B01b	N5EF508 P218,50B01c
Situação petrográfica	1 cristal			1 cristal		1 cristal					amígdala	
Rocha												
Óxidos												
SiO₂	28,38	29,05	29,09	29,05	29,68	28,30	29,21	28,33	28,49	29,40	27,07	26,69
TiO₂	0,06	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00
Al₂O₃	16,93	17,09	17,15	17,33	17,80	17,55	18,55	17,01	17,35	17,74	19,88	19,60
FeO²⁺,total	24,14	24,46	23,84	24,17	24,30	23,58	24,32	23,96	24,54	23,44	23,02	23,19
MnO	0,66	0,64	0,61	0,59	0,58	0,73	0,76	0,59	0,69	0,59	1,62	1,69
MgO	16,01	16,41	16,52	15,62	15,55	15,95	15,23	16,10	16,32	16,29	16,91	16,92
CaO	0,12	0,11	0,12	0,09	0,10	0,15	0,14	0,14	0,12	0,15	0,01	0,02
Na₂O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,01	0,13	0,00	0,00	0,00	0,08	0,05	0,00	0,06	0,00	0,09	0,02
Cr₂O₃	0,01	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00
H₂O	11,27	11,48	11,46	11,38	11,56	11,31	11,58	11,26	11,43	11,54	11,58	11,49
Total	97,60	99,41	98,83	98,24	99,60	97,67	99,88	97,40	99,07	99,16	100,17	99,62
Sítio Tetraédrico												
Si	6,04	6,07	6,09	6,12	6,16	6,00	6,05	6,03	5,98	6,11	5,61	5,57
Al^{iv}	1,96	1,93	1,91	1,88	1,84	2,00	1,95	1,97	2,02	1,89	2,39	2,43
Total T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Sítio Octaédrico												
Al^{vi}	2,29	2,27	2,32	2,43	2,51	2,39	2,58	2,31	2,28	2,46	2,46	2,40
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe^t	4,30	4,27	4,17	4,26	4,22	4,18	4,21	4,27	4,31	4,07	3,99	4,05
Mn	0,12	0,11	0,11	0,11	0,10	0,13	0,13	0,11	0,12	0,10	0,28	0,30
Mg	5,08	5,11	5,15	4,91	4,81	5,04	4,70	5,11	5,11	5,04	5,22	5,26
Ca	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total C	11,83	11,83	11,79	11,72	11,66	11,80	11,68	11,83	11,86	11,72	11,97	12,02
Fet/Fet+Mg	0,46	0,46	0,45	0,46	0,47	0,45	0,47	0,46	0,46	0,45	0,43	0,43

...continuação Tabela 2

Amostra	N5EF508 P218,50B02a	N5EF508 P218,50B02c	N5EF523 P117,7001a	N5EF523 P117,7001b	N5EF523 P117,7002a	N5EF523 P117,7002b	N5EF523 P117,7002c	N5EF523 P117,7003a	N5EF523 P117,7003b	N5EF523 P117,7003c	N5EF523 P117,7003d	N5EF523 P117,7003e
Situação petrográfica	matriz	matriz	1 cristal		1 cristal			1 cristal			amígdala	
Rocha												
Óxidos												
SiO₂	27,89	29,10	30,08	30,19	30,16	30,04	29,85	28,00	28,29	28,75	29,31	26,92
TiO₂	0,03	0,29	0,00	0,04	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,10
Al₂O₃	19,79	19,75	17,14	16,64	16,77	16,92	17,20	17,07	17,96	17,65	17,05	18,96
FeO^{2+,total}	21,93	19,94	19,00	18,03	17,57	19,66	19,68	21,21	19,20	19,94	19,43	22,66
MnO	1,52	1,24	1,14	1,28	1,11	1,12	1,10	1,20	1,05	1,11	1,19	1,02
MgO	17,23	17,26	20,87	21,09	21,05	20,57	20,19	18,75	19,04	19,59	19,67	17,49
CaO	0,03	0,15	0,19	0,18	0,21	0,19	0,19	0,28	0,21	0,32	0,21	0,13
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,04	0,01	0,01	0,00
NiO	0,06	0,07	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05
Cr₂O₃	0,02	0,03	0,00	0,02	0,03	0,05	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
H₂O	11,67	11,76	11,875	11,795	11,76	11,85	11,81	11,415	11,47	11,64	11,615	11,445
Total	100,16	99,59	100,30	99,27	98,70	100,41	100,07	97,98	97,26	99,06	98,51	98,79
Sítio Tetraédrico												
Si	5,73	5,94	6,08	6,14	6,15	6,08	6,06	5,88	5,91	5,92	6,05	5,64
Al^{iv}	2,27	2,06	1,92	1,86	1,85	1,92	1,94	2,12	2,09	2,08	1,95	2,36
Total T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Sítio Octaédrico												
Alⁱ	2,53	2,68	2,16	2,13	2,18	2,12	2,18	2,11	2,34	2,21	2,20	2,33
Ti	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Fe^t	3,77	3,40	3,21	3,07	3,00	3,33	3,34	3,73	3,36	3,44	3,36	3,97
Mn	0,26	0,21	0,20	0,22	0,19	0,19	0,19	0,21	0,19	0,19	0,21	0,18
Mg	5,28	5,25	6,28	6,39	6,40	6,20	6,11	5,87	5,93	6,01	6,05	5,46
Ca	0,01	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,06	0,05	0,07	0,05	0,03
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
NiO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total C	11,86	11,64	11,88	11,86	11,83	11,90	11,87	12,00	11,88	11,93	11,87	12,00
Fet/Fet+Mg	0,42	0,39	0,34	0,32	0,32	0,35	0,35	0,39	0,36	0,36	0,36	0,42

...continuação Tabela 2

Amostra	N5EF523 P117,7004a	N5EF523 P117,7004b	N5EF523 P117,7004c	N5EF523 P117,7004d	N5EF523 P117,7004e	N5EF508 P167,5501a	N5EF508 P167,5501b	N5EF508 P167,5501c	N5EF508 P167,5502a	N5EF508 P167,5502b	N5EF508 P167,5503a	N5EF508 P167,5503b	N5EF508 P167,5503c	
Situação petrográfica	1 cristal	1 cristal	1 cristal	1 cristal	1 cristal	amígdala			amígdala			amígdala		
Rocha														
Óxidos														
SiO₂	29,31	27,02	29,02	28,84	29,30	29,83	30,85	29,14	28,15	28,63	29,59	30,37	30,65	
TiO₂	0,02	0,01	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	
Al₂O₃	18,12	22,63	17,74	17,68	17,83	18,99	18,38	17,49	19,76	17,06	18,32	18,13	18,46	
FeO^{2+,total}	19,89	17,76	19,44	18,91	18,33	18,20	18,64	18,76	17,70	22,16	18,74	17,40	18,19	
MnO	1,04	1,03	1,16	1,02	1,16	0,91	0,77	0,83	1,53	0,88	0,80	0,86	0,89	
MgO	20,11	18,10	19,64	19,48	19,78	19,42	19,12	17,93	19,01	17,37	18,04	18,99	19,16	
CaO	0,21	0,24	0,21	0,23	0,21	0,13	0,32	1,59	0,07	0,11	0,14	0,20	0,20	
Na₂O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
NiO	0,00	0,12	0,00	0,01	0,16	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	
Cr₂O₃	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	
H₂O	11,86	11,745	11,665	11,56	11,675	11,85	11,93	11,49	11,63	11,37	11,56	11,70	11,88	
Total	100,59	98,66	98,88	97,77	98,47	99,35	100,00	97,25	97,88	97,60	97,19	97,64	99,48	
Sítio Tetraédrico														
Si	5,93	5,52	5,97	5,98	6,02	6,04	6,20	6,09	5,81	6,04	6,14	6,22	6,19	
Al^{iv}	2,07	2,48	2,03	2,02	1,98	1,96	1,80	1,91	2,19	1,96	1,86	1,78	1,81	
Total T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
Sítio Octaédrico														
Alⁱ	2,25	2,96	2,27	2,31	2,34	2,57	2,56	2,39	2,61	2,28	2,62	2,61	2,58	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Feⁱ	3,37	3,03	3,34	3,28	3,15	3,08	3,13	3,28	3,05	3,91	3,25	2,98	3,07	
Mn	0,18	0,18	0,20	0,18	0,20	0,16	0,13	0,15	0,27	0,16	0,14	0,15	0,15	
Mg	6,06	5,51	6,02	6,02	6,05	5,86	5,73	5,58	5,84	5,46	5,58	5,80	5,76	
Ca	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,03	0,07	0,36	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
NiO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total C	11,91	11,76	11,88	11,85	11,83	11,69	11,62	11,76	11,79	11,84	11,62	11,58	11,62	
Fet/Fet+Mg	0,36	0,36	0,36	0,35	0,34	0,34	0,35	0,37	0,34	0,42	0,37	0,34	0,35	

...continuação Tabela 2

Amostra	N5EF508 P167,5505b	N5EF508 P167,5505c	N5EF508 P167,5506b	N5EF508 P167,5507a	N5EF508 P167,5507b	N5EF508 P167,5507c	N5EF508 P200,0001c	N5EF508 P200,0003a	N5EF508 P200,0003b	N5EF508 P200,0003c	N5EF508 P200,0004b	N5EF508 P200,0004c
Situação petrográfica	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
Rocha												
Óxidos												
SiO₂	29,30	27,91	28,62	30,19	29,68	29,57	28,01	28,20	27,67	26,55	27,45	28,07
TiO₂	0,10	0,00	0,01	0,02	0,06	0,01	0,01	0,03	0,05	0,01	0,00	0,02
Al₂O₃	19,88	19,60	19,97	17,83	18,00	18,43	20,09	20,50	20,55	19,71	20,05	20,25
FeO²⁺,total	17,64	18,34	19,08	18,09	19,92	19,51	21,93	19,86	21,20	19,99	20,18	18,47
MnO	0,92	1,10	1,00	0,75	0,80	0,77	1,45	1,37	1,38	1,26	1,38	1,43
MgO	20,05	19,47	17,29	19,04	18,76	17,90	17,61	18,43	16,94	16,88	17,88	19,29
CaO	0,10	0,13	0,10	0,13	0,17	0,08	0,06	0,06	0,05	2,39	0,09	0,04
Na₂O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,06	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,05	0,00	0,00	0,04
Cr₂O₃	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
H₂O	11,95	11,64	11,59	11,67	11,72	11,61	11,78	11,82	11,65	11,44	11,58	11,78
Total	100,00	98,20	97,74	97,73	99,10	97,92	100,97	100,29	99,56	98,24	98,62	99,40
Sítio Tetraédrico												
Si	5,88	5,75	5,92	6,20	6,08	6,11	5,71	5,72	5,70	5,57	5,69	5,72
Al^{iv}	2,12	2,25	2,08	1,80	1,92	1,89	2,29	2,28	2,30	2,43	2,31	2,28
Total T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Sítio Octaédrico												
Al^{vi}	2,59	2,51	2,79	2,52	2,42	2,60	2,53	2,62	2,68	2,44	2,58	2,58
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Feⁱ	2,96	3,16	3,30	3,11	3,41	3,37	3,74	3,37	3,65	3,51	3,50	3,15
Mn	0,16	0,19	0,17	0,13	0,14	0,13	0,25	0,24	0,24	0,22	0,24	0,25
Mg	6,00	5,98	5,33	5,83	5,72	5,51	5,34	5,57	5,20	5,28	5,52	5,86
Ca	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,54	0,02	0,01
Na	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total C	11,75	11,87	11,64	11,63	11,74	11,64	11,88	11,82	11,80	11,99	11,86	11,85
Fet/Fet+Mg	0,33	0,35	0,38	0,35	0,37	0,38	0,41	0,38	0,41	0,40	0,39	0,35

...continuação Tabela 2

Amostra	N5EF508 P200,0005a	N5EF508 P200,0005b	N5EF508 P200,0006a	N5EF508 P200,0006b	N5EF508 P200,0006c	N5EF508 P200,0006d	N5EF508 P200,0006e	N5EF508 P200,0006f	N5EF508 P200,0007a	N5EF508 P200,0007c
Situação petrográfica	amígdala		amígdala						amígdala	
Rocha										
Óxidos										
SiO ₂	27,98	27,50	27,47	28,11	27,73	27,85	27,55	27,97	27,85	27,23
TiO ₂	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,04
Al ₂ O ₃	20,13	19,70	20,53	20,05	20,28	19,75	19,92	19,52	19,87	19,40
FeO ²⁺ ,total	21,92	22,35	19,19	19,20	19,41	20,92	21,70	21,93	22,55	20,80
MnO	1,42	1,46	1,60	1,54	1,54	1,47	1,50	1,54	1,34	1,29
MgO	17,17	17,40	17,99	18,52	18,45	17,54	17,51	17,36	17,08	17,74
CaO	0,08	0,06	0,01	0,02	0,01	0,13	0,10	0,09	0,06	0,11
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,01	0,08	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02
H ₂ O	11,72	11,63	11,61	11,71	11,69	11,62	11,65	11,66	11,68	11,47
Total	100,45	100,11	98,42	99,23	99,20	99,32	99,96	100,12	100,43	98,11
Sítio Tetraédrico										
Si	5,73	5,67	5,68	5,76	5,69	5,75	5,67	5,75	5,72	5,69
Al ^{iv}	2,27	2,33	2,32	2,24	2,31	2,25	2,33	2,25	2,28	2,31
Total T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Sítio Octaédrico										
Al ^{vi}	2,58	2,46	2,68	2,60	2,60	2,55	2,51	2,49	2,53	2,48
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ^t	3,75	3,86	3,32	3,29	3,33	3,61	3,74	3,77	3,87	3,64
Mn	0,25	0,25	0,28	0,27	0,27	0,26	0,26	0,27	0,23	0,23
Mg	5,24	5,35	5,54	5,65	5,64	5,39	5,37	5,32	5,23	5,53
Ca	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total C	11,84	11,93	11,82	11,82	11,85	11,85	11,91	11,88	11,88	11,91
Fet/Fet+Mg	0,42	0,42	0,37	0,37	0,37	0,40	0,41	0,41	0,43	0,40

...continuação Tabela 2

Amostra	N5EF508 P200,0008a	N5EF508 P200,0008b	N5EF508 P200,0008c	N5EF508 P200,0009a	N5EF508 P200,0009b	N5EF508 P200,0009c	N5EF523 P111,00B01a	N5EF523 P111,00B01b	N5EF523 P111,00B02a	N5EF523 P111,00B02b
Situação petrográfica	amígdala			amígdala			1 cristal		amígdala	
Rocha										
Óxidos										
SiO ₂	27,09	28,54	27,14	27,65	27,77	27,64	30,57	30,08	28,27	29,65
TiO ₂	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	20,11	20,01	19,93	19,66	19,79	19,84	17,00	17,55	17,84	18,09
FeO ^{2+,total}	22,71	17,40	21,67	21,63	21,58	22,29	18,93	19,49	21,53	20,59
MnO	1,39	1,62	1,33	1,49	1,40	1,36	1,10	1,12	1,20	1,03
MgO	16,68	18,35	17,47	17,59	17,30	17,43	20,60	19,55	18,02	18,68
CaO	0,06	0,07	0,09	0,07	0,07	0,07	0,20	0,18	0,33	0,24
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
NiO	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01
H ₂ O	11,56	11,64	11,56	11,63	11,62	11,67	11,90	11,80	11,51	11,78
Total	99,67	97,66	99,23	99,75	99,57	100,30	100,32	99,77	98,79	100,09
Sítio Tetraédrico										
Si	5,62	5,88	5,63	5,70	5,73	5,68	6,16	6,11	5,89	6,04
Al ^{iv}	2,38	2,12	2,37	2,30	2,27	2,32	1,84	1,89	2,11	1,96
Total T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Sítio Octaédrico										
Al ^{vi}	2,54	2,74	2,51	2,48	2,55	2,49	2,20	2,32	2,27	2,38
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ^t	3,94	3,00	3,76	3,73	3,72	3,83	3,19	3,31	3,75	3,51
Mn	0,24	0,28	0,23	0,26	0,24	0,24	0,19	0,19	0,21	0,18
Mg	5,16	5,64	5,40	5,41	5,32	5,34	6,19	5,92	5,59	5,67
Ca	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,07	0,05
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
NiO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total C	11,92	11,68	11,93	11,90	11,86	11,91	11,82	11,78	11,92	11,79
Fet/Fet+Mg	0,43	0,35	0,41	0,41	0,41	0,42	0,34	0,36	0,40	0,38

...continuação Tabela 2

Amostra	N5EF523 P111,00B03a	N5EF523 P111,00B03b	N5EF523 P111,00B03c	N5EF523 P111,00B04a	N5EF523 P111,00B04b	N5EF523 P111,00B04c	N5EF523 P111,00B05a	N5EF523 P111,00B05b	N5EF523 P111,00B05c
Situação petrográfica	1 cristal			amígdala			amígdala		
Rocha									
Óxidos									
SiO₂	30,50	29,52	30,35	29,02	29,13	28,96	28,73	28,68	28,57
TiO₂	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al₂O₃	17,21	17,62	17,41	18,00	17,90	18,29	18,20	17,98	17,90
FeO²⁺,total	17,70	19,53	19,15	21,18	20,86	20,86	19,95	20,99	20,08
MnO	0,96	1,13	1,17	1,17	1,19	1,05	1,29	1,19	1,10
MgO	20,55	19,17	20,06	18,69	18,73	18,54	18,50	18,42	18,17
CaO	0,28	0,27	0,31	0,24	0,23	0,25	0,45	0,31	0,41
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
NiO	0,07	0,06	0,03	0,00	0,06	0,00	0,17	0,17	0,00
Cr₂O₃	0,03	0,04	0,03	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
H₂O	11,83	11,69	11,89	11,71	11,70	11,695	11,615	11,62	11,48
Total	99,14	99,03	100,42	100,03	99,81	99,66	98,91	99,36	97,73
Sítio Tetraédrico									
Si	6,19	6,06	6,12	5,94	5,97	5,94	5,93	5,92	5,97
Al^{iv}	1,81	1,94	1,88	2,06	2,03	2,06	2,07	2,08	2,03
Total T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Sítio Octaédrico									
Al^{vi}	2,30	2,32	2,26	2,29	2,30	2,36	2,36	2,29	2,37
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^t	3,00	3,35	3,23	3,63	3,58	3,58	3,45	3,62	3,51
Mn	0,17	0,20	0,20	0,20	0,21	0,18	0,23	0,21	0,19
Mg	6,21	5,86	6,03	5,71	5,72	5,67	5,69	5,67	5,66
Ca	0,06	0,06	0,07	0,05	0,05	0,06	0,10	0,07	0,09
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
NiO	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03	0,00
Cr	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total C	11,75	11,81	11,80	11,89	11,87	11,85	11,85	11,89	11,83
Fet/Fet+Mg	0,33	0,36	0,35	0,39	0,38	0,39	0,38	0,39	0,38

...continuação Tabela 2

Amostra	N4EF621 P56,6001b	N4EF621 P56,6003b	N4EF621 P56,6004b	N4EF621 P56,6006b	N4EF621 P56,6008a	N4EF621 P56,6008b	N4EF621 P56,6010b	N4EF703 P72,7002a	N4EF703 P72,7005a	N4EF703 P72,7005b	N4EF703 P72,7006a	N4EF703 P72,7006b	N4EF703 P72,7007a
Situação petrográfica	amígdala	amígdala	amígdala	crystal	crystal	crystal	crystal	amígdala	amígdala	amígdala	amígdala	amígdala	crystal
Rocha													
Óxidos													
SiO₂	29,31	28,34	29,28	28,77	29,16	28,49	28,74	26,69	26,63	27,07	26,06	25,90	27,18
TiO₂	0,00	0,01	0,02	0,05	0,00	0,10	0,00	0,02	0,02	0,00	0,06	0,05	0,00
Al₂O₃	16,99	19,54	18,37	19,08	19,32	19,77	19,18	18,52	17,08	16,38	17,99	18,46	18,69
FeO^{2+,total}	16,54	17,00	15,27	15,58	15,57	17,13	15,68	29,81	30,95	32,12	29,93	30,15	28,68
MnO	1,97	2,34	2,17	2,36	2,33	2,29	2,19	0,61	0,45	0,57	0,54	0,55	0,57
MgO	20,56	18,61	21,37	19,81	19,93	19,12	19,50	11,65	11,05	10,45	11,59	11,63	11,99
CaO	0,15	0,14	0,17	0,17	0,17	0,11	0,12	0,11	0,04	0,06	0,08	0,10	0,16
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr₂O₃	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,05	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00
H₂O	11,56	11,59	11,80	11,66	11,77	11,74	11,61	11,06	10,82	10,80	10,87	10,94	11,13
Total	97,09	97,56	98,45	97,48	98,27	98,79	97,01	98,47	97,06	97,47	97,13	97,78	98,39
Sítio Tetraédrico													
Si	6,08	5,86	5,95	5,92	5,94	5,82	5,94	5,79	5,90	6,01	5,75	5,68	5,86
Al^{iv}	1,92	2,14	2,05	2,08	2,06	2,18	2,06	2,21	2,10	1,99	2,25	2,32	2,14
Total T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Sítio Octaédrico													
Al^{vi}	2,24	2,63	2,36	2,55	2,58	2,59	2,61	2,53	2,37	2,30	2,43	2,46	2,61
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Feⁱ	2,87	2,94	2,60	2,68	2,65	2,93	2,71	5,41	5,74	5,96	5,52	5,53	5,17
Mn	0,35	0,41	0,37	0,41	0,40	0,40	0,38	0,11	0,08	0,11	0,10	0,10	0,10
Mg	6,36	5,74	6,48	6,08	6,05	5,82	6,00	3,77	3,65	3,46	3,81	3,80	3,85
Ca	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total C	11,84	11,75	11,84	11,76	11,74	11,78	11,73	11,84	11,86	11,84	11,90	11,92	11,77
Fet/Fet+Mg	0,31	0,34	0,29	0,31	0,30	0,33	0,31	0,59	0,61	0,63	0,59	0,59	0,57

...continuação Tabela 2

Amostra	N4EF703 P72,7007b	N4EF703 P72,7008b	N4EF703 P72,7010a	N4EF703 P72,7011a	N4EF703 P72,7012a	N4EF703 P72,7012b	N5EF439 P251,9001b	N5EF439 P251,9002b	N5EF439 P251,9003a	N5EF523 P207,4501b	N5EF523 P207,4502b	N5EF523 P207,4503a	N5EF523 P207,4508b
Situação petrográfica	cristal	cristal	cristal	cristal	cristal	cristal	cristal	cristal	cristal	veio c/ hematita	veio c/ hematita	veio c/ hematita	cristal
Rocha													
Óxidos													
SiO2	27,43	27,49	26,52	27,98	26,61	26,70	27,12	28,15	27,91	27,21	27,00	27,02	28,78
TiO2	0,00	0,14	0,05	0,06	0,03	0,17	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	17,45	18,19	18,22	18,46	17,93	17,69	20,15	19,64	20,39	19,36	19,03	20,13	19,72
FeO2+,total	28,84	29,49	29,42	29,91	31,33	30,75	19,82	16,62	14,97	19,45	20,69	23,41	20,46
MnO	0,54	0,69	0,75	0,49	0,50	0,58	2,09	1,94	1,77	1,87	2,01	2,08	1,67
MgO	12,22	12,17	11,69	10,78	11,77	11,81	17,71	19,78	21,14	18,82	17,03	13,48	18,19
CaO	0,17	0,24	0,07	0,13	0,19	0,27	0,05	0,10	0,01	0,06	0,09	0,04	0,17
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,00
H2O	11,03	11,22	10,97	11,16	11,08	11,06	11,54	11,67	11,77	11,53	11,32	11,23	11,84
Total	97,69	99,62	97,72	98,95	99,46	99,06	98,50	97,92	97,97	98,30	97,18	97,40	100,83
Sítio Tetraédrico													
Si	5,97	5,88	5,80	6,01	5,76	5,79	5,64	5,79	5,69	5,66	5,72	5,77	5,83
Aliv	2,03	2,12	2,20	1,99	2,24	2,21	2,36	2,21	2,31	2,34	2,28	2,23	2,17
Total T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Sítio Octaédrico													
Alvi	2,44	2,46	2,49	2,69	2,34	2,32	2,58	2,55	2,58	2,41	2,48	2,84	2,54
Ti	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fet	5,25	5,27	5,38	5,37	5,67	5,58	3,45	2,86	2,55	3,38	3,67	4,18	3,47
Mn	0,10	0,12	0,14	0,09	0,09	0,11	0,37	0,34	0,30	0,33	0,36	0,38	0,29
Mg	3,96	3,88	3,81	3,45	3,80	3,82	5,49	6,06	6,42	5,83	5,38	4,29	5,49
Ca	0,04	0,06	0,02	0,03	0,04	0,06	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,04
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total C	11,79	11,81	11,85	11,64	11,95	11,92	11,89	11,83	11,86	11,97	11,90	11,70	11,82
Fet/Fet+Mg	0,57	0,58	0,59	0,61	0,60	0,59	0,39	0,32	0,28	0,37	0,41	0,49	0,39

Cátions calculados com base de 28 oxigênios; todo ferro assumido como Fe²⁺ (FeO).

CURRICULUM VITAE

Dados Pessoais

Nome: Marcia Zucchetti

Profissão: Geóloga

Endereço: Rua Professor Moraes, 476/703

Bairro Funcionários – 30.150-370 – Belo Horizonte/MG

Telefone residencial: (31) 3024-1213

E-mail: marciazu@bh.cprm.gov.br

marciazucchetti@gmail.com

Formação Acadêmica/Titulação

- 2003 – 2007 Doutorado na área de Geologia Econômica e Aplicada
Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG
Título: Rochas máficas do Grupo Grão Pará e sua relação com a mineralização de ferro dos depósitos N4 e N5, Carajás, PA
Orientadora: Lydia Maria Lobato
- 1995 – 1998 Mestrado na área de Geologia Econômica e Aplicada
Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG
Título: Geoquímica dos metabasaltos do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG
Orientadora: Lydia Maria Lobato
- 1978 – 1983 Graduação em Geologia
Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS (RS)

Atuação Profissional

1987 – atual CPRM – Serviço Geológico do Brasil

1983 – 1985 Mineração Oriente Novo S. A.