



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CAMPUS UNIVERSITÁRIO DE MARABÁ
FACULDADE DE GEOLOGIA**



FERNANDA DE CARVALHO SOBRINHO

**CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA GÊNESE DE MINÉRIO DE FERRO
NA MINA N4E, CARAJÁS.**

**Marabá-Pará
Novembro/2012**

FERNANDA DE CARVALHO SOBRINHO

**CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA GÊNESE DE MINÉRIO DE FERRO
NA MINA N4E, CARAJÁS.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Pará – UFPA, Campus do Sul e Sudeste do Pará em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Joel Buenano Macambira.

**Marabá-Pará
Novembro/2012**

FERNANDA DE CARVALHO SOBRINHO

**CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA GÊNESE DE MINÉRIO DE FERRO
NA MINA N4E, CARAJÁS.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à
Faculdade de Geologia da Universidade Federal
do Pará – UFPA, Campus do Sul e Sudeste do
Pará em cumprimento às exigências para
obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Joel Buenano Macambira

Data de aprovação: ____/____/____

Conceito: _____

Banca examinadora:

Prof. Joel Buenano Macambira
Doutor em Metalogênese
Universidade Federal do Pará

Prof. Marivaldo dos Santos Nascimento
Doutor em Petrologia Sedimentar
Universidade Federal do Pará

Prof. Antônio Emídio de A. Santos Júnior
Doutor em Sedimentologia
Universidade Federal do Pará

*À Deus, meu amigo de todas as horas, do qual
emana toda a sabedoria.*

AGRADECIMENTOS

A elaboração deste trabalho só foi possível graças a inúmeras pessoas e entidades que de diferentes maneiras contribuíram para o desenvolvimento da pesquisa, e que merecem o meu sincero agradecimento:

- Em primeiro e exclusivo lugar, a Deus, que através de sua graça e misericórdia me sustentou (e sustenta) a cada dia, e tem me mostrado por meio da Geologia, a grandeza de sua criação;
- À meu pai (*in memoriam*), que me ensinou através da sua vida o valor da honra e da dignidade, minha mãe que incansavelmente lutou para que esse sonho virasse realidade e que é minha principal incentivadora, minhas queridas irmãs Mony e Maila, e meu padrastrô “Tio” Rodiney;
- Ao meu grande amor Rony, pela presença amiga, conselhos sábios, paciência sem limites, e motivação nos tempos de desânimo, sem dúvida o melhor presente que a Geologia me proporcionou;
- À amada Igreja Batista Central, por ter sido abrigo nos dias sombrios, sustento para os meus pés nos momentos incertos e por levar meu coração sempre mais perto ao coração de Deus;
- À minha fiel e dedicada amiga geóloga, Lene Pimenta e seu anjinho Tomas, que se tornaram minha segunda família;
- Aos amigos alcançados nestes cinco anos de curso Heleny, Francisco Félix, Isaías, Rafael César, Moisés Carvalho, Wanderson Fernandes, Luís Bonfim, Marta Delgado, Raquel Souza, Raimundo Norato, Leilane Luz, Thiago Araújo, Rogério Bordalo, Fabio Jonathan, Carlos Henrique, Samille Souza, Saara Pinheiro, Tatiane Nascimento, Carla Cunha e todos os demais colegas de turma que tornaram essa caminhada inesquecível;
- Ao Sr. Eliomar e Dona Joana, que me acolheram em seu lar, juntamente com seus filhos durante todas as minhas viagens à Belém para tratamento dos dados;
- Ao professor Joel Macambira pela proposta inovadora, disponibilidade, discussões e sugestões durante a elaboração deste trabalho;
- Ao professor Marivaldo Nascimento pela orientação no trabalho de iniciação científica e direcionamentos na monografia;
- Aos demais professores do colegiado de Geologia do Campus de Marabá, em especial aos professores Raimundo Nonato, Valéria Pinheiro, Antônio Emídio e Bernhard Peregovich, que contribuíram de forma ímpar à minha formação acadêmica;
- Ao CNPq pela concessão de bolsa de iniciação científica 1A-ITI no período de março/2011 a dezembro/2011, através do projeto CT-Mineral (Processo 576541/2008-7)

- À VALE, pelo apoio logístico durante os trabalhos de campo no depósito de ferro N4E, concessão de amostras de testemunhos de sondagem, além de mapas e perfis geológicos;

A todos aqueles que, mesmo não tendo sido citados aqui, contribuíram para que este sonho virasse realidade, o meu muito obrigada!

“ O ferro é extraído da terra e do minério se funde o cobre. O homem dá fim à escuridão e vasculha os recônditos mais remotos em busca do minério... As mãos dos homens atacam a dura rocha e transtornam as raízes das montanhas.”

Jó 28:2-3a;9 – Bíblia Sagrada

RESUMO

Os nove platôs que compõem a Serra Norte de Carajás perfazem uma das maiores acumulações de minério de ferro do mundo, sendo o jaspilito da Formação Carajás o protominério gerador de todo esse depósito. Numerosos trabalhos já trataram da petrografia do jaspilito, destacando todas as suas características sedimentares primárias e diagenéticas. No entanto, poucos trabalhos utilizam a petrografia para discutir a origem do minério de ferro. Entre as correntes de pensamentos que discutem os processos formadores do minério destacam-se a formação por alteração hipogênica e alteração supergênica, que apesar de defender origens distintas assumem que dissolução da sílica foi um agente atuante durante a formação do depósito. Desta forma, amostras recolhidas na mina N4E, especificamente na interface protominério/minério foram estudadas dando especial atenção às cavidades de dissolução presentes. Com base na progressão do grau de alteração da rocha, foram individualizadas as seguintes categorias: Jaspilito Não Alterado, Jaspilito Pouco Alterado, Jaspilito Alterado e Minério (Compacto e Friável). As feições de dissolução mostram-se preferencialmente arredondadas a lenticulares, concordantes ao acamamento da rocha e restritas às bandas silicosas e níveis de sílica na banda de opacos. O tamanho de tais feições aumenta significativamente com o avanço do grau de alteração da rocha. Foi constatado que o *chert* caracteriza-se como o primeiro mineral a ser dissolvido, seguido pelo quartzo granular e jaspe, respectivamente. A neoformação de minerais que foi identificada pela recristalização de quartzo e hematita não atesta a entrada de novos elementos no sistema, indicando apenas o reequilíbrio em nível do mineral. A maior parte da hematita no minério friável é essencialmente a mesma do jaspilito não alterado, com poucos sinais de recristalização posterior. Portanto, observa-se que a passagem de soluções durante a formação do minério praticamente não alterou a hematita a esse nível de profundidade. Assim, somada à falta de minerais acessórios de alta temperatura indicativos de origem hipogênica, as características tornam a origem supergênica mais adequada para a geração do minério de ferro na Mina N4E. O minério friável seria então o resultado de períodos intermitentes de maior intensidade de ataque supergênico, a partir de no máximo 70 Ma até os tempos atuais. A alteração individualizou leitos típicos de lixiviação progressiva da sílica e possibilitou a mobilização parcial de óxidos de ferro sob a ação descendente de soluções meteóricas e oscilação do lençol d'água subterrâneo.

Palavras-chave: Minério de ferro. Mina N4E (Carajás). Cavidades de dissolução. Alteração supergênica.

ABSTRACT

The nine plateaus that form the Serra Norte of Carajás make up one of the largest accumulations of iron ore in the world, being the jaspilite of the Carajás Formation protore generator all this deposit. Numerous studies have dealt the petrography of jaspilite, highlighting all its primary sedimentary and diagenetic features. However, few studies use petrography to discuss the origin of iron ore. Among the areas of thought that discuss the ore forming processes include the formation of supergene alteration and hypogenic alteration, despite they come from distinct origins they assume that the dissolution of silica was an agent that acted during the formation of the deposit. Thus, samples collected in the N4E Mine, specifically in protore/ore interface were studied with special attention to the dissolution cavities that were present. Based on the degree progression of the alteration of the rock, the following categories were individualized : Jaspilite not Changed, Jaspilite Little bit Changed, Jaspilite Changed and Ore (Compact and Friable). The dissolution features show themselves preferably rounded lenticular according to the rock layering and restricted to the siliceous bands and silica levels in the opaque band. The size of these features increases significantly with increasing degree of alteration of the rock. It was found that the *chert* is characterized as the first mineral to be dissolved, followed by granular quartz and jasper, respectively. The minerals neof ormation that has been identified by quartz and hematite recrystallization do not certify the entry of new elements in the system, indicating only rebalancing level of the mineral . The majority part of the hematite in the friable ore is essentially the same as Jaspilite not Changed, with few signs of subsequent crystallization. Therefore, it is observed that the passage solution during formation of the ore basically do not change the hematite to that depth level. Thus, added to the lack of minerals accessory of high temperature indicative of hypogenic origin, the characteristics make supergene origin more suitable for the generation of iron ore in Mina N4E. The friable ore would then be the result of intermittent periods of greater intensity supergene attack from since the maxim of 70 Ma until today. The alteration individualized typical beds silica leaching and allowed the partial mobilization of iron oxides under the action of descending meteoric solutions and oscillation of the underground water table.

Keywords: Iron ore. N4E Mine (Carajás). Dissolution cavities. Supergene alteration.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 01 – Mapa de acesso à Mina de N4 -----	16
FIGURA 02 – (A) Localização do Cráton Amazônico na Plataforma Sul Americana e (B) Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico -----	20
FIGURA 03 – Mapa geológico simplificado da Província Mineral de Carajás -----	20
FIGURA 04 – Mapa geológico da região, localizando os corpos de N4 e N5 -----	27
FIGURA 05 – Foto em frente de lavra na mina N4E -----	28
FIGURA 06 – Ocorrência de sill básico na formação ferrífera -----	28
FIGURA 07– Seções geológicas dos furos N4E487 e N4E365 -----	30
FIGURA 08 – Seção geológica do furo N4E 1281 -----	31
FIGURA 09 – Seção geológica do furo N4E 1304 -----	32
FIGURA 10 – Mapa geológico da mina N4E com pontos amostrados -----	33
FIGURA 11 – Perfil esquemático -----	34
FIGURA 12 – Foto do bandamento centimétrico do Jaspilito Não Alterado -----	36
FIGURA 13 – Fotomicrografia do Jaspilito Não Alterado: banda de jaspe -----	37
FIGURA 14 – Minerais constituintes da banda predominantemente de opacos -----	38
FIGURA 15 – Foto do Jaspilito Pouco Alterado -----	39
FIGURA 16 – Fotomicrografia dos contatos entre as bandas de sílica e opacos no Jaspilito Pouco Alterado -----	39
FIGURA 17 – Fotomicrografia do Jaspilito Pouco Alterado -----	40
FIGURA 18 – Laminação da banda predominantemente de sílica no Jaspilito Pouco Alterado -----	41
FIGURA 19 – Fotomicrografia dos esferulitos -----	42
FIGURA 20 – Fotomicrografia -na banda de opacos no Jaspilito Pouco Alterado -----	43
FIGURA 21 – Fotomicrografia à luz refletida, mostrando cristais de magnetita dispersos na massa criptocristalina de hematita -----	44
FIGURA 22 – Cavidades vistas na lupa binocular, dispostas ao longo da banda de sílica, paralelas ao bandamento da rocha -----	45

FIGURA 23 – Feições de dissolução observadas na lupa binocular -----	45
FIGURA 24 – Foto do Jaspilito Alterado -----	46
FIGURA 25 – Fotomicrografia do Jaspilito Alterado: quartzo com textura “em pente” -----	47
FIGURA 26 – Fotomicrografia dos cristais de hematita 3 no Jaspilito Alterado -----	47
FIGURA 27 – Cavidades de dissolução na banda de sílica -----	48
FIGURA 28 – Cavidades no Jaspilito Alterado vistas na lupa binocular -----	49
FIGURA 29 – Cavidades no Jaspilito Alterado vistas ao microscópio -----	49
FIGURA 30 – Fotomicrografia das cavidades de dissolução lenticulares -----	50
FIGURA 31 – Fotomicrografia do Jaspilito Alterado: banda de sílica -----	51
FIGURA 32 – Fotomicrografia do Jaspilito Alterado: banda de óxidos -----	51
FIGURA 33 – Fotomicrografia dos cristais de magnetita alterados para goethita -----	52
FIGURA 34 – Foto do minério maciço -----	53
FIGURA 35 – Fotomicrografia do minério compacto: laminação interna -----	54
FIGURA 36 – Fotomicrografia do minério compacto: alteração de hematita primária -----	54
FIGURA 37 – Fotomicrografia do minério compacto: cristais de hematita no MEV -----	55
FIGURA 38 – Fotomicrografia do minério compacto: cristais de hematita 3 preenchendo cavidades -----	56
FIGURA 39 – Fotomicrografia das cavidades na banda de hematita -----	56
FIGURA 40 – Fotos do minério friável -----	58
FIGURA 41 – Foto do contato entre jaspilito e minério friável -----	58
FIGURA 42 – Bandamento reliquiar no minério -----	60
FIGURA 43 – Evolução do perfil de alteração: fase 01 -----	66
FIGURA 44 – Evolução do perfil de alteração: fase 02 -----	67
FIGURA 45 – Evolução do perfil de alteração: fase 03 -----	67

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
1.1 OBJETIVOS	15
1.2 LOCALIZAÇÃO	15
1.3 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	16
1.3.1 Clima	16
1.3.2 Vegetação	16
1.3.3 Relevo	16
1.3.4 Hidrografia	17
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS	17
1.4.1 Levantamento Bibliográfico	17
1.4.2 Fase de Campo	17
1.4.3 Petrografia	18
1.4.4 Microscopia Eletrônica de Varredura	19
2 GEOLOGIA REGIONAL	19
2.1 A BACIA CARAJÁS	22
2.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL	24
3 MODELOS PARA A ORIGEM DE MINÉRIO DE FERRO DERIVADO DE BIFs	24
4 GEOLOGIA LOCAL	26
4.1 GEOLOGIA DA FORMAÇÃO CARAJÁS	27
4.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL DA MINA N4E	34
5 PETROGRAFIA: GRAUS DE ALTERAÇÃO	35
5.1 JASPILITO NÃO ALTERADO	36
5.2 JASPILITO POUCO ALTERADO	38
5.3 JASPILITO ALTERADO	46
5.4 MINÉRIO	52
5.4.1 Minério Compacto	52
5.4.2 Minério friável	57
5.5 ANÁLISES NO MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)	59
6 DISCUSSÃO	59
6.1 ASPECTOS GERAIS	59
6.2 EVIDÊNCIAS MICROSCÓPICAS DE DISSOLUÇÃO	61

7 CONCLUSÕES	-----	65
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	-----	69
ANEXOS		
DESCRİÇÕES DAS AMOSTRAS		

1 INTRODUÇÃO

A Província Mineral Carajás possui reservas de aproximadamente 18 bilhões de toneladas de minério de ferro de alto teor (CVRD, 1999), sendo que as minas da chamada Serra Norte representam um papel importante no cenário econômico brasileiro e mundial. O volume de minério de ferro produzido em Carajás atingiu em 2007 a marca histórica de um bilhão de toneladas desde o início de suas operações (1985), demonstrando a suma importância desse bem mineral.

O depósito da mina N4E, alvo do presente trabalho, faz parte da Serra Norte e se enquadra na sequência metavulcanossedimentar do Grupo Grão Pará, mais precisamente na Formação Carajás. Esta unidade estratigráfica trata-se de uma Formação Ferrífera Bandada de 2.7 Ga exposta na Serra dos Carajás.

Formações ferríferas bandadas (*banded iron-formations = BIFs*) são rochas relativamente frequentes na crosta terrestre e limitadas no tempo geológico ao Pré-Cambriano. Trendall (1983) recomenda a seguinte definição para *BIFs*: “qualquer rocha sedimentar cuja principal característica química é um conteúdo de Fe anormalmente alto”. No âmbito das formações ferríferas que compõem o protominério das grandes jazidas de ferro da Serra Norte, o interesse de muitos pesquisadores permitiu que fosse estabelecido o posicionamento estratigráfico preciso, o ambiente de deposição das formações ferríferas bandadas (MACAMBIRA 2003), bem como as características sedimentares do jaspilito. Mesmo assim, após décadas de estudos, a causa do enriquecimento em ferro e consequente origem do minério ainda são controversas.

A origem supergênica do ferro explorado em Carajás, a partir da atuação dos mecanismos de alteração laterítica que provocaram a lixiviação supergênica da sílica dos jaspilitos e uma concentração residual em hematita, defendida por muitos pesquisadores (TOLBERT *et al.*, 1971; BEISIEGEL, 1982; DARDENNE & SCHOBENHAUS, 2001), foi recentemente questionada, sendo proposta uma origem hidrotermal (GUEDES *et al.*, 2002; DALSTRA & GUEDES, 2004; LOBATO *et al.* 2005).

Com este trabalho pretende-se realizar um estudo a respeito da gênese do minério de ferro de Carajás, por meio de análises petrográfica e minerográfica, a fim de avaliar a atuação dos diferentes processos, tentando determinar qual teria sido o principal agente formador do minério de ferro da mina N4E de Carajás.

1.1 OBJETIVOS

Diversos trabalhos já caracterizaram a petrografia do jaspilito, destacando sua origem sedimentar, ausência de metamorfismo regional e feições sedimentares primárias e diagenéticas preservadas (TOLBERT *et al.* 1971, BEISIEGEL *et al.* 1973, BEISIEGEL 1982, MEIRELES 1986, LINDENMAYER 2001, MACAMBIRA 2003, SILVA 2011, RAMOS 2012). No entanto pouco se sabe a respeito da utilização da petrografia para discutir a origem do minério de ferro em Carajás e nos depósitos ao redor do mundo. Embora diferentes modelos tenham sido propostos para explicar a geração do minério derivado de formações ferríferas bandadas, todas as linhas de pensamento concordam que a dissolução foi um mecanismo importante nesse processo.

Desta forma, este trabalho visa caracterizar a interface hematita mole/jaspilito na Mina N4E, Serra dos Carajás, a fim de determinar os mecanismos que levaram à transformação do jaspilito em minério friável, uma vez que essa zona de transição registra a evidência de tais processos. Os objetivos específicos deste trabalho são:

- Identificar e descrever, macro e microscopicamente feições de dissolução e substituição na interface hematita mole/jaspilito;
- Determinar a composição mineralógica em percentagem nas amostras da interface e estabelecer a sequência de deposição dos minerais;
- Identificar as principais diferenças entre o jaspilito e o minério, através de análises das feições de dissolução e grau de alteração das amostras;
- Estabelecer uma possível sequência dos processos de alteração do jaspilito para o minério.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A mina de N4E está localizada no Platô Norte da Serra dos Carajás, no município de Parauapebas, sudeste do Estado do Pará (Figura 1). O acesso foi realizado pela PA-150, a partir de Marabá, seguindo-se pela PA-275, a partir de Eldorado dos Carajás, até a cidade de Parauapebas. Em Parauapebas, utilizou-se a Rodovia Raimundo Mascarenhas, passando pelo Núcleo Urbano de Carajás até o Distrito Industrial de Carajás, onde se localiza o complexo da Mina de Ferro da VALE. O acesso às minas, a partir do núcleo, é feito através de estradas pavimentadas ou não. A infraestrutura encontrada no núcleo da VALE torna o local praticamente autossuficiente em todos os serviços básicos.

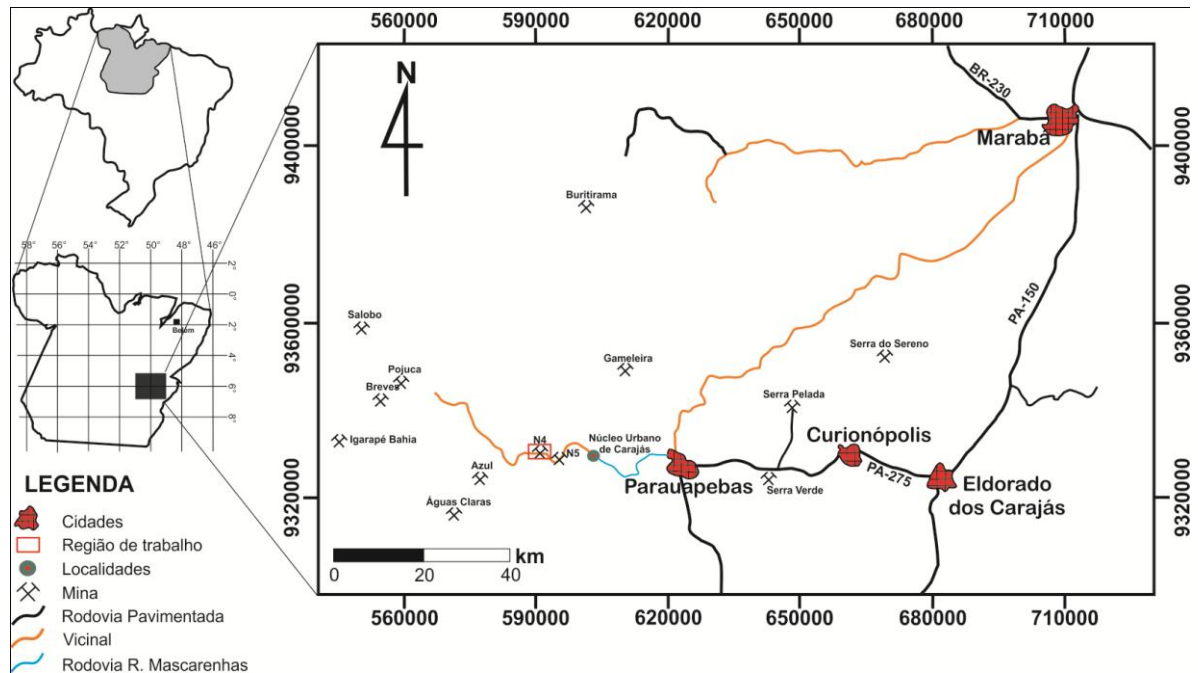


FIGURA 01 – Mapa de vias terrestre e de localização com acesso à Mina de N4.

1.3 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

1.3.1 Clima

A Serra dos Carajás está inserida numa região de clima tropical úmido do tipo monção (PEEL *et al.* 2007), onde a temperatura mínima anual varia de 10 a 26 °C e máxima 25 a 35°C. A umidade relativa é de 85% no inverno e menor que 50% no verão. Os meses de junho a setembro são os mais secos e os mais chuvosos, novembro a maio, com precipitação máxima de 2.800 mm.

1.3.2 Vegetação

A cobertura vegetal principal da Região de Carajás é a Floresta Ombrófila, com variações locais, associadas a mudanças de relevo. Nas áreas escarpadas, predomina a vegetação de médio porte. Nos platôs a floresta fica mais densa com vegetação de grande porte que é interrompida por clareiras naturais onde ocorrem depósitos lateríticos chamados genericamente de “Canga”. O solo da região da Serra é do tipo latossolo vermelho e está associado à alteração intempérica de rochas máficas (ARAÚJO & MAIA, 1991).

1.3.3 Relevo

A Serra dos Carajás é inserida no domínio centro-norte do Planalto Dissecado do Sul do Pará que é caracterizado por maciços residuais de topo aplainado e conjuntos de cristas e picos interpenetrados por faixas de terrenos rebaixados. Nesse domínio, o relevo montanhoso

apresenta altitudes máximas que variam entre 135 m e 900 m. As porções mais altas das serras são sustentadas por coberturas lateríticas (RESENDE & BARBOSA, 1972).

1.3.4 Hidrografia

A rede do rio Itacaiúnas responde pela drenagem da região. O rio Itacaiúnas é afluente do rio Tocantins, e tem como maior tributário o rio Parauapebas. Merecem menção tributários menores como os igarapés Cinzento, Azul, Águas Claras, Tapiré e Anta, que apresentam trechos meandantes (BEISIEGEL *et al.* 1973). O regime de chuvas controla o caráter temporário de muitos cursos d'água que drenam fortes declives, em algumas situações alimentando pequenos lagos.

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

1.4.1 Levantamento Bibliográfico

Para o desenvolvimento do presente trabalho foi realizado um levantamento bibliográfico referente à geologia regional e local da área de estudo, principalmente sobre as formações ferríferas bandadas da Província mineral de Carajás. Com a progressão do trabalho, foram analisados artigos e livros sobre temas relacionados à geologia e petrografia de formações ferríferas arqueanas, dando enfoque à gênese de minérios de ferro a partir de *BIFs* e aos processos de alteração do jaspilito em minério.

1.4.2 Fase de Campo

Foram coletadas amostras dos afloramentos nas bancadas da mina N4E (Figura 5) e de testemunhos de sondagem, ambos na interface jaspilito/minério, durante a etapa de campo realizada no período de 24 a 28 de janeiro de 2011. Basicamente, amostras do jaspilito alterado, com sinais de remoção de sílica e reprecipitação do óxido de ferro, a fim de observar de forma clara e precisa os mecanismos que possivelmente levaram à geração do depósito. Os perfis de sondagem foram selecionados a partir de seções geológicas de subsuperfície, e as amostras foram recolhidas longe de falhas, veios, diques, dobras ou qualquer outro fator que viesse a comprometer os resultados da pesquisa, uma vez que tais estruturas perturbam o sistema e podem induzir a conclusões errôneas a cerca dos reais processos ocorridos. As amostras foram localizadas no mapa-base na área (Figura 9), cedidos pela VALE e posicionadas estratigraficamente em relação ao topo ou à base da Formação Carajás (Figuras 7, 8 e 9). Foram coletadas 17 amostras, sendo 4 em afloramentos de frente de lavra e 13 em

quatro furos de sondagem respectivamente N4E 487 e N4E 365 (Figura 7), N4E 1281 (Figura 8) e N4E 1304 (Figura 9), na área da mina N4E.

1.4.3 Petrografia

A análise petrográfica das formações ferríferas (jaspilito e minério de ferro) envolveu exame de lâminas delgadas e polidas, além de seções polidas, com auxílio de luz transmitida e refletida ao microscópio petrográfico. As características sedimentares em mesoescala foram descritas ao nível de amostras de mão, de acordo com o roteiro elaborado pelo orientador, bem como a descrição e identificação dos minerais que seguiu também os critérios sistemáticos de Kerr (1959) e Deer *et al.* (1992). As estruturas sedimentares (deposicionais e pós-deposicionais), diagenéticas, deformacionais e, principalmente, de alteração foram identificadas em amostras de mão e em lâminas. Foram descritas um total de 14 lâminas delgadas, 1 lâmina polida e 8 seções polidas, conforme listadas nas na Tabela 1.

TABELA 01 – Amostras coletadas em campo e tipo de laminação.

Nº	AMOSTRA	TIPO DE LAMINAÇÃO
1	N4E (2)	Lâmina delgada e seção polida
2	N4E (3) A	Lâmina delgada
3	N4E (3) B	Lâmina delgada
4	N4E (4)	Lâmina delgada e seção polida
5	N4E 365 (91,19-91,25)	Seção polida
6	N4E 365 (108,56 – 108,66)	Seção polida
7	N4E 487 (50,39-50,53)	Lâmina delgada e seção polida
8	N4E 487 (51,64-51,70)	Lâmina delgada
9	N4E 487 (120,43 – 120,55)	Lâmina delgada e seção polida
10	N4E 487 (121,21 - 121,25)	Lâmina delgada
11	N4E 1281 (67,65-67,75)	Lâmina delgada
12	N4E 1281 (68,44-68,49)	Lâmina delgada e seção polida
13	N4E 1281 (103,63-103,75)	Lâmina delgada
14	N4E 1281 (119,41 - 119,55)	Lâmina delgada
15	N4E 1304 (98,63 – 99,73)	Lâmina polida
16	N4E 1304 (99,76-99,71)	Lâmina delgada
17	N4E 1304 (102,40 – 102,50)	Lâmina delgada e seção polida

1.4.4 Microscopia Eletrônica de Varredura

Amostras de protominério e minério foram analisadas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), no Laboratório do Curso de Engenharia de Minas da UFPA-Marabá. As alíquotas do protominério e minério foram observadas em uma câmara a vácuo para obtenção de imagens dos minerais constituintes, não sendo preciso metalizar as amostras para as análises. As amostras submetidas ao MEV, no total, três seções polidas e uma lâmina polida, foram de Minério Maciço e de Jaspilito Alterado. Análises pontuais por EDS (microanálise pontual por dispersão de energia) foram realizadas, preferencialmente, em três porções dos cristais: na região central, na região entre o centro e a borda, e próximo à borda, a fim de encontrar diferenças composicionais significativas. Esta etapa também teve como objetivo obter um maior refinamento da petrografia.

2 GEOLOGIA REGIONAL

A Província Mineral Carajás (PMC) está situada no sudeste do Cráton Amazônico (ALMEIDA *et al.* 1981), sudeste do Estado do Pará. Encontra-se, limitada pelo Cinturão Araguaia a leste, pelo rio Xingu a oeste, pela Serra do Bacajá ao norte e pela Serra dos Gradaús ao sul (DOCEGEO, 1988). É considerada uma das principais províncias metalogenéticas do Brasil e do mundo, com produção e potenciais crescentes de **Fe, Mn, Cu, Au, Ni, U, Ag, Pd, Pt**, Os, entre outros. Destacam-se os depósitos de ferro das serras Norte (N1 a N9), Sul (S1 a S45) e Leste (SL1 a SL3); os depósitos de óxido de Fe-Cu-Au: Salobo, Pojuca, Alemão, Igarapé Bahia, Cristalino, Sossego, Alvo 118, Gameleira; o depósito de Manganês do Azul; e níquel do Vermelho.

O Cráton Amazônico é uma das unidades geotectônicas mais importantes da Plataforma Sul-Americana (CORDANI & SATO, 1999) (Figura 2A) e se encontra individualizado em seis províncias geocronológicas: Amazônia Central, Maroni-Itacaiúnas, Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena, Rondoniana-San Ignácio e Sunsás (TASSINARI & MACAMBIRA, 1999) (Figura 2B). A Província Mineral Carajás (PMC) pertence à Província Amazônia Central, de idade arqueana (Figura 3), e divide-se em três domínios tectônicos: (1) Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria ao sul, (2) Bloco Carajás (BC) ao norte e (3) Domínio de Transição (DT) entre as duas primeiras (DALL'AGNOL *et al.* 1997). A Bacia de Carajás onde se encontram as Formações Ferríferas Bandadas estudadas neste trabalho está localizada na porção norte da PMC (Figura 3).

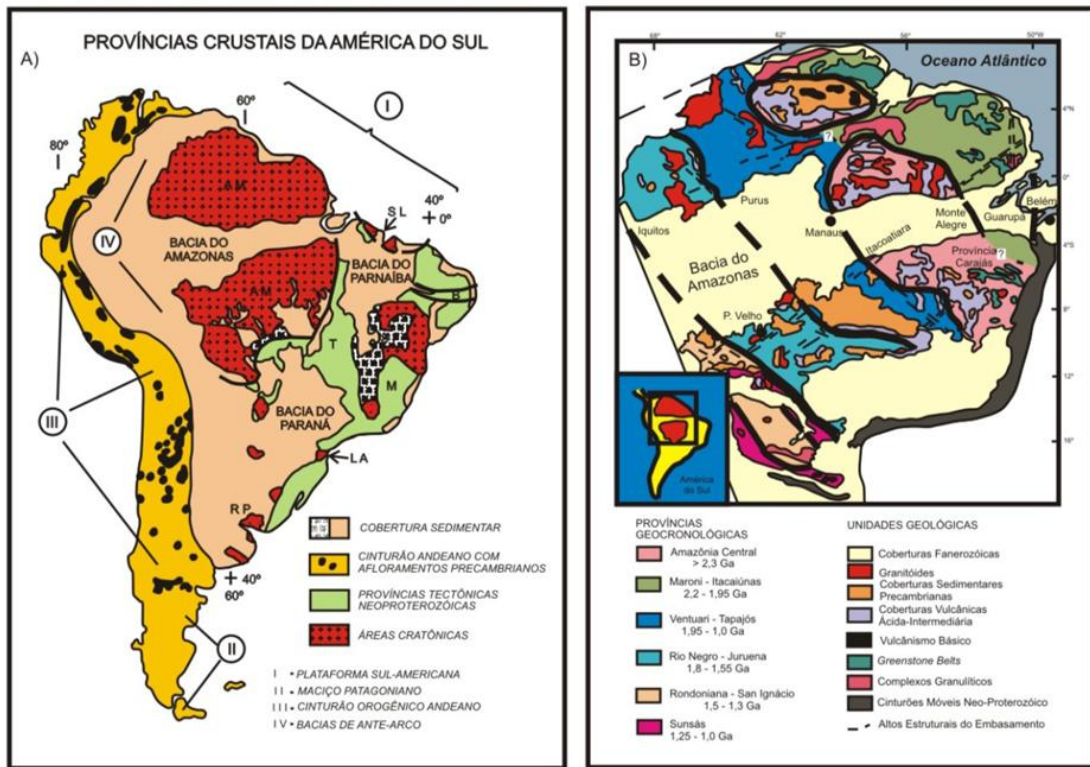


FIGURA 02 – (A) Localização do Cráton Amazônico na Plataforma Sul Americana. Modificado de Cordani & Sato (1999); (B) Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico, segundo Tassinari & Macambira (1999);

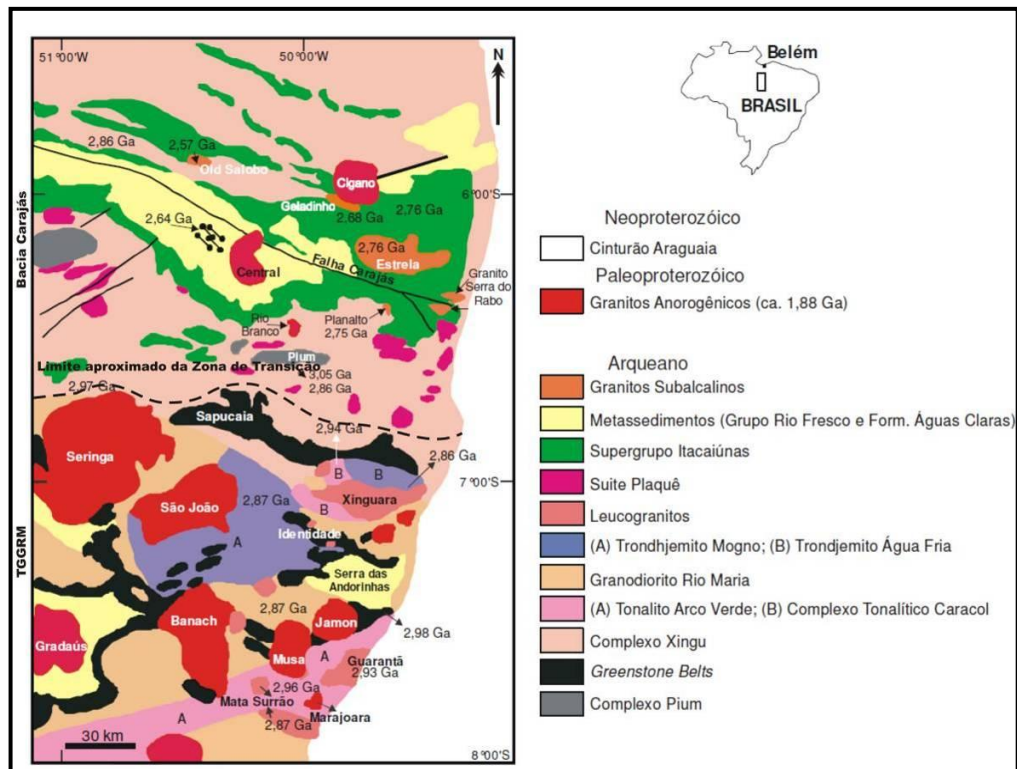


FIGURA 03 – Mapa geológico simplificado da Província Mineral de Carajás. Modificado de Leite (2001).

O Terreno Granito-*Grenstone* de Rio Maria (TGGRM) é formado pelos *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas de 2.98 Ga (AVELAR, 1996); tonalitos-trondhjemitos-granodioritos de 2.98 a 2.86 Ga (DALL'AGNOL *et al.* 1994; SARDINHA, 2002; LEITE *et al.* 2004) e granitóides de 2.87 a 2.86 Ga (PIMENTEL & MACHADO, 1994; DALL'AGNOL *et al.* 1999; LEITE *et al.* 2004). Essas unidades são cobertas por metassedimentos arqueanos do Grupo Rio Fresco e intrudidos por granitos da Suíte Jamon de 1.88 Ga (WIRTH *et al.* 1986; MACHADO *et al.* 1991; BARBOSA *et al.* 1995).

O Bloco Carajás representa toda a porção norte da PMC e em seus domínios afloram as rochas do Supergrupo Itacaiúnas de 2.76 Ga. Este supergrupo engloba rochas metavulcano-sedimentares dos grupos Igarapé Salobo, Grão-Pará, Igarapé Pojuca e Buritirama (DOCEGEO, 1988; MACHADO *et al.* 1991; MACAMBIRA, 2003). O Grupo Igarapé Salobo é formado por paragneisses da Formação Cascata, além de intercalações de anfíbolitos e metapelitos na base, xistos ferruginosos mineralizados da Formação Três Alfa na posição intermediária; quartzitos, gnaisses, metarcóseos e xistos da Formação Cinzento, no topo. O Grupo Grão-Pará é constituído pelas formações Parauapebas, Carajás, Igarapé Cigarra e Igarapé Boa Sorte. Este Grupo, por conter a unidade estudada neste trabalho será abordado com mais detalhe a seguir. O Grupo Igarapé Bahia corresponde a uma seqüência vulcano-sedimentar de baixo grau metamórfico que corresponde às formações Grota do Vizinho e Sumidouro. A primeira consiste de pelitos, grauvacas, ritmitos e tufos, além de diabásios e gabros. A segunda é formada por arenitos, com intercalações de rochas básicas semelhantes às da Formação Grota do Vizinho. O Grupo Igarapé Pojuca é composto de um pacote inferior de anfíbolitos com intercalações de metarenitos e metasiltitos, além de formações ferríferas e *metacherts*. No topo, ocorrem diques de metagabros e metadiabásios. O Grupo Buritirama é composto de quartzitos micáceos e mica-xistos intensamente alterados que, em testemunhos de sondagem revelam fácies carbonáticas, além de rochas calciossilicatadas, mármore e horizontes manganésíferos.

O Domínio de Transição inclui os complexos Pium (3.002 Ma; PIDGEON *et al.* 2000), Xingu (2.86 e 2.85 Ga, MACHADO *et al.* 1991) e Luanga (2.763 Ma), além das supracrustais do Grupo Sapucaia. Ocorrem, também, granitóides (Estrela e Planalto) de 2.76 a 2.74 Ga (BARROS *et al.* 2001; HUHNS *et al.* 1999; SARDINHA, 2002; GOMES, 2003), Granito Serra do Rabo de 2.57 Ga (MACHADO *et al.* 1991) e os granitos da Suíte Plaquê de 2.74 Ga (AVELAR *et al.* 1999). O Complexo Intrusivo Luanga é representado por rochas ultrabásicas e básicas acamadas (MEDEIROS FILHO & MEIRELES, 1985; MACHADO *et al.* 1991).

2.1 BACIA CARAJÁS

A Bacia Carajás de idade Arqueana tem estrutura sigmoidal alongada na direção WNW-ESE (ARAÚJO & MAIA, 1991) cujo embasamento é formado por rochas dos Complexos Pium e Xingu (Figura 3). O preenchimento sedimentar desta bacia inclui as seqüências deposicionais do Grupo Grão-Pará (Supergrupo Itacaiúnas), Formação Águas Claras e Gorotire.

O Grupo Grão Pará (GGP) é composto pelas rochas metavulcânicas da Formação Parauapebas na base, BIFs da Formação Carajás e rochas metassedimentares da Formação Águas Claras no topo (ARAÚJO & MAIA, 1991). Entretanto, Macambira *et al.* (2003) definiram este grupo como sendo constituído por uma seqüência vulcano-sedimentar composta na base pela Formação Parauapebas sobreposta pela Formação Carajás em seguida pela Formação Igarapé Cigarra e Formação Igarapé Boa Sorte no topo (Tabela 02).

A Formação Parauapebas é representada por uma seqüência vulcânica máfica, composta essencialmente por basaltos e riolitos subordinados. Estudos petrográficos de Zucchetti & Lobato (2004) abrangem rochas vulcânicas e piroclásticas/vulcanoclásticas dessa formação nos depósitos de Serra Norte (N4 e N5). As rochas extrusivas são classificadas como basaltos e andesitos, afetadas por metamorfismo e hidrotermalismo em fundo oceânico.

A Formação Carajás é a unidade intermediária do Grupo Grão Pará. Estende-se lateralmente do platô N1 ao N5 de forma quase contínua, ocupando uma faixa central na região de Carajás. É constituída de jaspilitos com bandamento marcante, transformados em minério de ferro até uma profundidade de cerca de 200 metros. *Sills* de rochas máficas podem ser observados com frequência na jazida N4. Uma lente de rocha vulcânica félsica foi datada por Krymsky *et al.* (2002), que obtiveram o resultado de 2751 ± 4 Ma por meio de análise U-Pb em zircão da lente, idade essa considerada como mínima para a deposição do jaspilito.

A Formação Igarapé Cigarra, denominação proposta por Macambira *et al.* (1990), recobre concordantemente as rochas da Formação Carajás, e corresponde à Unidade Superior de Gibbs *et al.* (1986). Apresenta poucas exposições de rocha fresca, sendo as melhores próximas ao Igarapé Cigarra, nas proximidades da estrada que dá acesso à pedreira do Granito Serra dos Carajás. Compreende rochas máficas com intercalações de tufos, com rochas sedimentares clásticas e químicas acima. Nas proximidades dos platôs N1 a N4, essas rochas são consideradas como correlatas ao Grupo Igarapé Bahia e representam conjuntamente o fim de manifestações vulcânicas e a sedimentação química (Macambira 2003). Galarza *et al.*

(2001) *apud* Krymsky *et al.* (2002) obtiveram uma idade de $2747 \pm 1\text{Ma}$ para rochas vulcânicas do Grupo Igarapé Bahia.

A unidade mais superior do Grupo Grão Pará é a Formação Igarapé Boa Sorte (Macambira *et al.* 1990; Gibbs & Wirth 1990), considerada por muito tempo como parte da Formação Águas Claras. É composta por siltitos com intercalações de folhelhos, contendo matéria orgânica e carbonato, apresentando níveis arenosos na base. As rochas da Formação Igarapé Boa Sorte representam o protominério do depósito de Mn do Azul. Afloramentos desta sequência podem ainda ser observados na estrada Azul-Bahia.

TABELA 02 –Proposta estratigráfica para sucessão do Grupo Grão-Pará na Serra Norte.

ARQUEANO	GRUPO GRÃO-PARÁ	Formação Ig. Boa Sorte	Siltitos e folhelhos carbonáticos e arenito subordinados
		Formação Ig. Cigarra	Basaltos, tufos, BIF's, <i>chert</i> , quartzo wake e quartzo arenito
		Formação Carajás	Formações ferríferas e soleiras de basalto.
		Formação Parauapebas	Basaltos e riolitos.
	GRUPO POJUÇA	Formação Gameleira	Metagrauvacas e meta-siltitos.
		Formação Corpo 4	Formações ferríferas e xistos.
		Formação Bueno	Anfibolitos e formações ferríferas.
	COMPLEXO XINGU		Gnaisses granodioríticos, trondhjemíticos e tonalíticos.

Modificado de Macambira (2003).

As rochas sedimentares da Formação Águas Claras ocupam uma ampla área da região central de Carajás, recobrando grande parte das unidades do Supergrupo Itacaiúnas. Esta formação consiste de rochas sedimentares clásticas de granulometria grossa na base, representados por arenitos com estratificação cruzada (Olszewski *et al.*, 1989) e rochas mais finas no topo (DOCEGEO 1988), com diques de diabásio que cortam comumente esta formação. Um estudo em rochas ígneas que cortam estas rochas revelou uma idade de

2645±12 Ma, Pb-Pb em zircão (DIAS *et al.*,1996). Macambira *et al.* (1990) denominaram Formação Igarapé Azul a unidade que agrupa quartzo-arenitos, grauvacas, conglomerados e mais raramente siltitos, correspondendo ao Membro Superior da Formação Águas Claras, no conceito de Nogueira (1995).

A Formação Gorotire compreende arenitos arcoseanos imaturos e conglomerados polimíticos de leques aluviais dominados por fluxos de detritos e sistemas fluviais entrelaçados (LIMA & PINHEIRO, 2001).

2.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL

A principal estrutura da Serra dos Carajás foi definida por Beisegel *et al.* (1973) como um sinclínrio de aproximadamente 1.000 km de comprimento e 100 km de largura, com eixo caindo aproximadamente para WNW-ESE. Araújo & Maia (1991) definiram esta estrutura como o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, de orientação E-W, representado pelas zonas de cisalhamento Carajás e Cinzento. Toda a estruturação tectônica do Bloco Carajás, norte da Província Mineral Carajás, está ligada à ativação e reativação destes sistemas transcorrentes (SILVA *et al.* 1974) que foram responsáveis por gerar grandes lineamentos, dobras de caráter regional e local, zonas de cisalhamento e conseqüente deformação as rochas da PMC. Holdsworth & Pinheiro (2000) ressaltam que o desenvolvimento do Sistema Transcorrente Carajás foi posterior à deposição do GGP (em 2.6 Ga) e que o mesmo fora preservado de deformação em zonas de subsidência e blocos falhados. Um evento de transpressão sinistral reativou a Falha Carajás, entre 2.6 e 1.9 Ga, submetendo as rochas do Grupo Grão Pará à deformação em zonas localizadas.

3 MODELOS PARA A ORIGEM DE MINÉRIO DE FERRO DERIVADO DE BIFs

A origem dos minérios de ferro das imensas jazidas de todo o mundo tem sido motivos de inúmeras discussões e muitos modelos têm sido propostos para explicar a formação do minério derivado das Formações Ferríferas Bandadas (BIFs).

As primeiras tentativas de entender e propor modelos genéticos para os depósitos de minério de ferro datam das duas últimas décadas do século XIX, principalmente em pesquisas desenvolvidas nas formações ferríferas do Lago Superior, no Canadá. Os debates, no entanto, se intensificaram nas décadas seguintes, devido à descoberta de novos depósitos e avanços na exploração.

A tentativa de aplicar os modelos existentes para todos os depósitos estudados encontrou dificuldades devido às particularidades geológicas, estruturais e texturais de cada região. Diferentes modelos para a origem do minério de ferro surgiram e podem, apesar das características distintas de cada depósito, ser agrupados em três categorias principais: origem singenética do minério, supergênica, e por fim hipogênica. Os principais modelos e os processos que atuaram nas BIFs são descritos a seguir:

- Modelo de origem singenética: neste, a concentração do ferro ocorreu por processos sedimentares e diagenéticos (SCHORSCHER, 1992; HOFES *et al.* 1982; CHAMBERLEIN, 1983; in MORRIS, 1985). Os argumentos a favor da gênese a partir de acumulações originais anormalmente espessas de hematita, conforme o estudo realizado por Baldwin & Gross (1967) nos depósitos de *Fort Gouraud* consistem em: 1) paralelismo entre bandas e lentes de hematita maciça e o acamamento da BIF; 2) características químicas com poucas variações conforme a profundidade; 3) os mesmos elementos traço são encontrados na hematita do minério e na hematita da BIF; 4) a razão hematita/magnetita é semelhante na BIF e no minério profundo; 5) não existem evidências de auréolas de alteração ao redor das lentes de minério; 6) não há mudança na granulometria dos minerais nas proximidades do contato da BIF com a hematita maciça e 7) não parece haver controle estrutural na distribuição dos corpos mineralizados.

- Modelo de origem supergênica: a concentração do ferro ocorreu por vários processos levando à concentração residual (lixiviação da ganga com a oxidação e hidratação dos minerais de ferro primários); (DORR, 1964; JAMES *et al.* 1968; BEUKES, 1977; in MORRIS, 1985). Poucos anos após a descoberta dos grandes depósitos de ferro de Carajás, Tolbert *et al.* (1971) publicou um trabalho preliminar descritivo dos corpos de minério. Mesmo não sendo o foco de trabalho, o autor discute em poucas linhas a possível origem supergênica dos depósitos. A natureza sazonal das chuvas na região foi apontada como um dos fatores principais que levaram à lixiviação da ganga e consequente enriquecimento em óxidos de ferro residuais. O capeamento de canga seria o responsável em grande parte pela preservação dos minérios friáveis abaixo, impedindo a erosão. Morris (1985) elaborou um modelo bastante completo de formação de minério supergênico, após anos de estudos detalhados nos depósitos de Hamersley, na Austrália, levando em conta uma característica importante que muitos outros pesquisadores não consideravam, ou preferiam deixar de lado: a existência de um acamamento no minério, que provavelmente é o acamamento remanescente da BIF original. Para o autor, a resposta seria a formação de hidróxidos de ferro nos locais

deixados pela sílica, à medida que é removida, desse modo prevenindo o desmantelamento do material.

- Modelo para a origem hipogênica: neste modelo de processos que atuaram para a formação do minério foram o metamorfismo e/ou intrusões ígneas. No metamorfismo a formação do minério se deu pela concentração residual do Fe (a ganga é removida pelo aquecimento das águas conatas ou pela recirculação das águas meteóricas) e por enriquecimento (substituição metassomática da ganga pelos óxidos de ferro da água conata ou pela recirculação da água meteórica aquecida durante o metamorfismo regional). Estes processos podem ter sido acompanhados por efeitos supergênicos tardios (MILES, 1954; DORR & BARBOSA, 1963; BARBOSA & GROSSISAD, 1973; in MORRIS, 1985). Recentemente, Lobato *et al.* (2005) e Figueiredo e Silva (2009) apresentaram suas ideias de formação hidrotermal do minério em Carajás. Na concepção dos autores, a mineralização é contemporânea à intrusão do batólito granítico (Granito Serra dos Carajás), que forneceu o calor e parte das soluções. O minério friável seria resultado de intensa lixiviação da sílica, após transformação de *chert* para quartzo granoblástico, livre das inclusões de hematita. A hematita então teria recristalizado, em cavidades principalmente, na forma de cristais tabulares. Os minérios maciços seriam uma evolução dessa situação, com preenchimento mais acentuado.

4 GEOLOGIA LOCAL

A área que compreende a mina N4E apresenta afloramentos das rochas do Grupo Grão Pará, respectivamente a Formação Parauapebas, que constitui sua base, sotoposta pelos jaspilitos da Formação Carajás que por sua vez são recobertos pelos basaltos da base da Formação Igarapé Cigarra (MACAMBIRA, 2003) (Figura 4).

A Formação Parauapebas é constituída por rochas vulcânicas de caráter básico (MEIRELES *et al.* 1984). Estima-se uma espessura para esta formação, no platô N4, de cerca de 150 metros (BEISIEGEL *et al.* 1973), com contato concordante com a unidade superior, a Formação Carajás. Macambira (2003) identificou três grupos dentre as rochas que constituem essa formação: 1) Basaltos com mineralogia e textura ígneas preservadas e pouco ou nada hidrotermalizados, 2) Basaltos fortemente hidrotermalizados e 3) Meta-basaltos. O contato das máficas (*sills* e derrames basálticos) com a formação ferrífera é quase sempre irregular, abrupto e concordante.

Os jaspilitos da Formação Carajás são o protominério das jazidas da região, desta forma, as características desta formação serão discutidas mais detalhadamente a seguir.

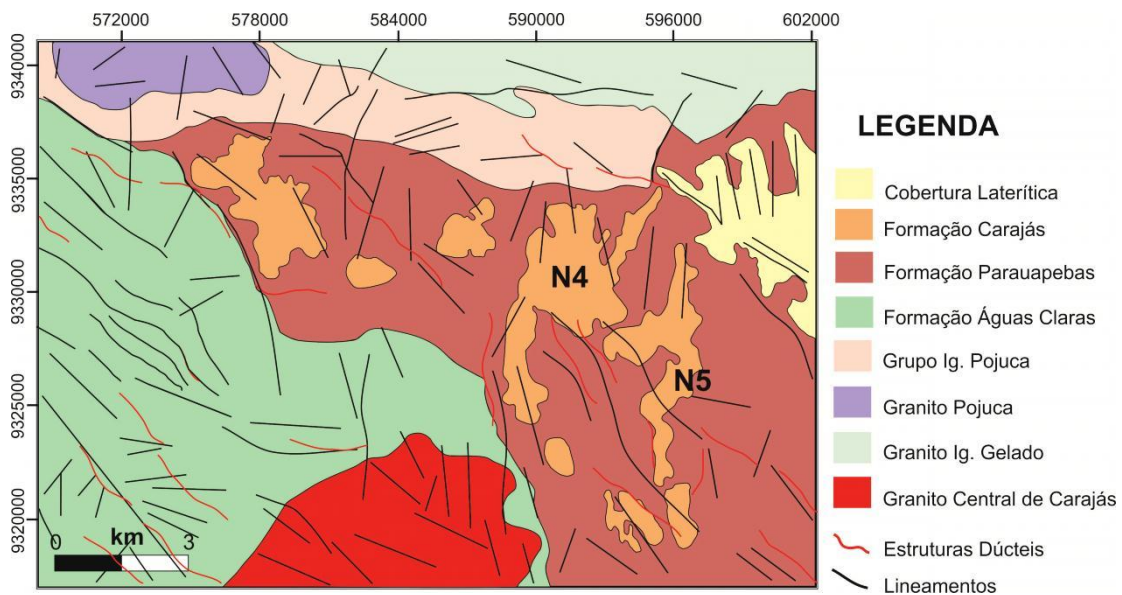


FIGURA 04 – Mapa geológico da região, localizando os corpos de N4, objeto de estudo, e N5 (modificado de Silva 2011).

Recobrando a Formação Carajás, ocorre a Formação Igarapé Cigarra (MACAMBIRA *et al.* 1990). Apesar de os melhores afloramentos dessas rochas encontrarem-se entre N2 e N3, nas cabeceiras do Igarapé Cigarra, pode-se observar algumas exposições nas encostas dos platôs N4 e N5, mas normalmente com elevado grau de alteração. Esta formação é composta por basaltos bastante similares aos da Formação Parauapebas e mostra contato gradativo com os jaspilitos da unidade sotoposta, à medida que *sills* de basalto prevalecem em relação aos fragmentos de formação ferrífera. Nesta unidade também são descritos níveis de rochas sedimentares clásticas e químicas, em direção ao topo (MACAMBIRA *et al.* 1990).

4.1 GEOLOGIA DA FORMAÇÃO CARAJÁS

Esta unidade é constituída por formações ferrífera de fácies óxido, do tipo jaspilito (Figura 5). Estes se encontram transformados em minérios de ferro até uma profundidade de aproximadamente 220 m na área da Mina N4E que apresenta contato concordante com a Formação Parauapebas (MACAMBIRA 2003). A Formação Carajás representa o protominério das imensas jazidas de ferro, que ocupam o topo dos platôs N1 a N9, na Serra Norte (MACAMBIRA 2003) e que suportam a geomorfologia desta região.



FIGURA 05 – Foto em frente de lavra na mina N4E, com exposição da camada de jaspilito da Formação Carajás.

Beisiegel *et al.* (1973) estimaram a espessura média da Formação Carajás na Serra Norte em cerca de 250 m, enquanto que Borges (1995) calcula essa espessura em 210 m na mina N4E. *Sills* e diques de rochas máficas concordantes com o acamamento não são raros na jazida N4E (Figura 6).

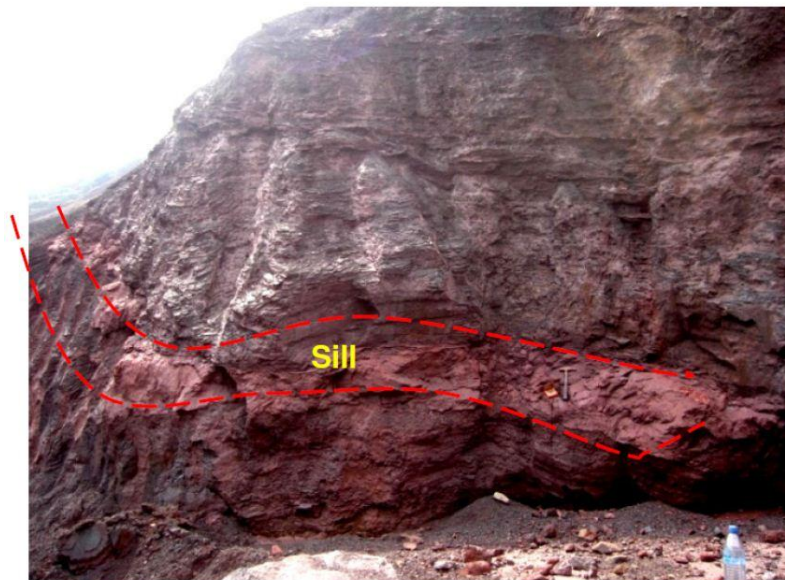


FIGURA 06 – Ocorrência de sill básico na formação ferrífera (Fonte: VALE 2009).

Nos perfis cedidos pela VALE, vários termos são utilizados para identificar litologicamente os diferentes tipos de materiais na Mina N4E. Salvo os termos “minério compacto” e “minério friável”, torna-se difícil a diferenciação dos demais, dado o caráter

estritamente técnico de tais nomenclaturas. Desta forma, uma descrição sucinta dos demais materiais encontrados na mina N4E (Figuras 7, 8 e 9) é feita para melhor compreensão.

Canga estrutural – trata-se de uma canga formada *in situ*, onde os blocos envolvidos por limonita resultam da penetração desta ao longo de planos estruturais, com presença ocasional de dobras.

Canga química – canga ferro-aluminosa que recobre as rochas máficas cimentadas por goethita bastante porosa e com baixo teor de ferro.

Minério Manganífero – minério cujo critério de classificação é composição acima ou igual a 55% de ferro e acima ou igual a 2% de manganês.

Ferro-manganês – litotipo cujo critério de classificação é composição abaixo de 55% de ferro e acima de 2% de manganês.

Basalto, Basalto Semi-alterado e Alterado – rochas vulcânicas de caráter básico da Formação Parauapebas e Igarapé Cigarra, diferenciadas com base no grau de alteração que varia de incipiente, leve e alto e elevado, respectivamente.

As diferenças nos graus de alteração do jaspilito e na textura do minério permitiram que fossem distinguidas subclasses dentro de cada uma destas litologias. Desta forma, o protominério foi classificado em Jaspilito Não Alterado, Jaspilito Pouco Alterado e Jaspilito Alterado, tendo em vista a progressão dos processos intempéricos. Por sua vez, os corpos de minério foram distinguidos com base em suas características texturais e subordinadamente mineralógicas, em Minério Compacto e Friável. Os furos dos quais foram coletadas amostras estão identificados no mapa geológico construído a partir de mapa litológico cedido pela VALE (Figura 10).

O minério friável ocorre na forma de sequências tabulares de aspecto pulverulento, com a estrutura original totalmente destruída, sendo constituída de hematita e magnetita martitizada. Localmente, ocorrem níveis ou porções ainda preservadas de BIF compacta.

O minério compacto ocorre como corpos descontínuos, com caráter estritamente maciço. Possui menos volume e maior concentração de ferro que a formação ferrífera friável. Este tipo de minério ocorre concordante ao bandamento e próximo ao contato com rochas encaixantes básicas.

. Os jaspilitos, embora apresentem diferentes graus de alteração intempérica e sejam separados em classes distintas, preservam a maioria das características sedimentares primárias e diagenéticas independente do grau de alteração, sofrendo alterações pronunciadas apenas na proporção dos minerais constituintes.

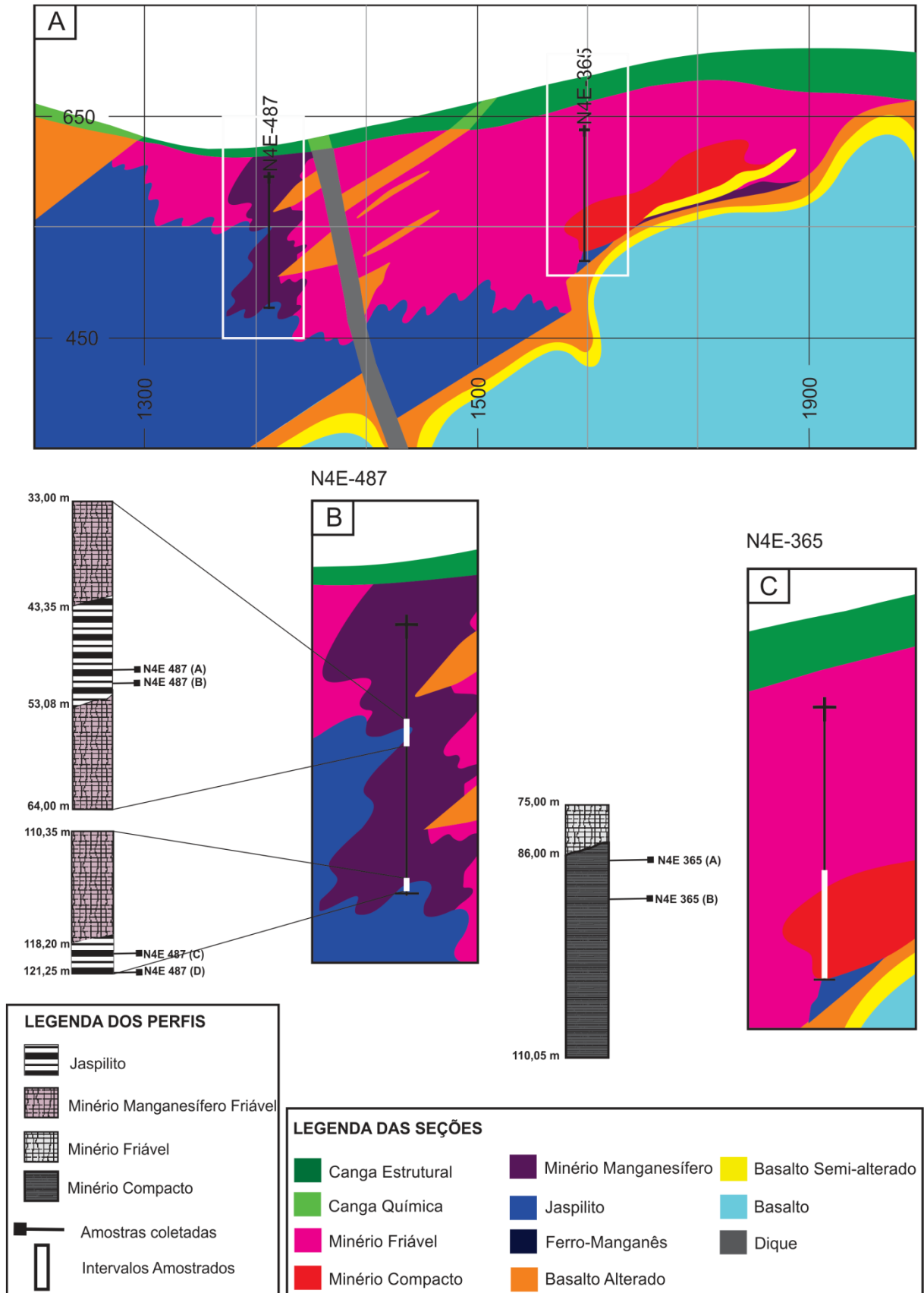
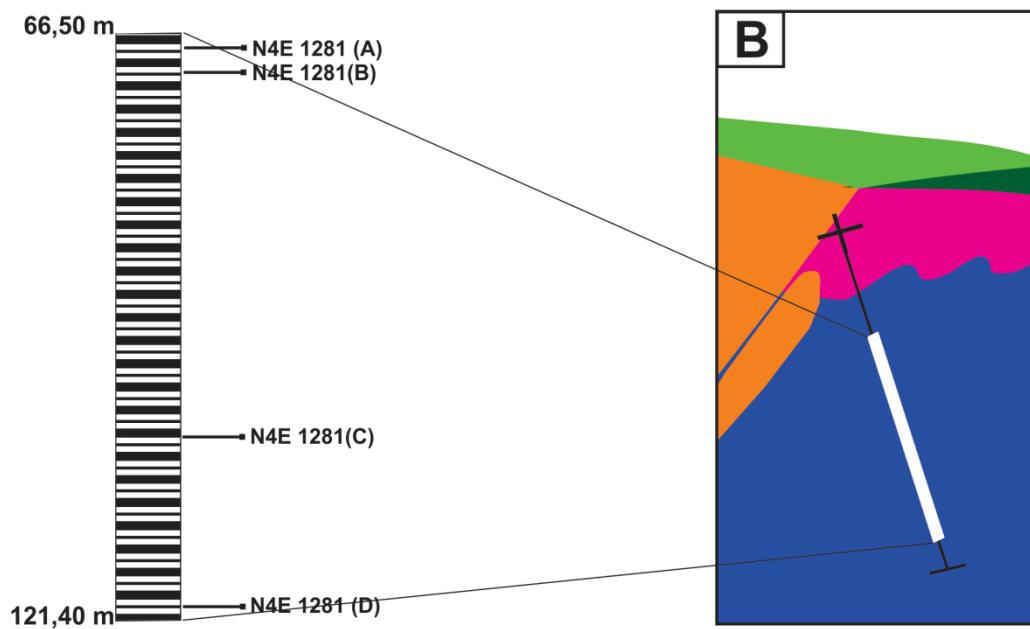
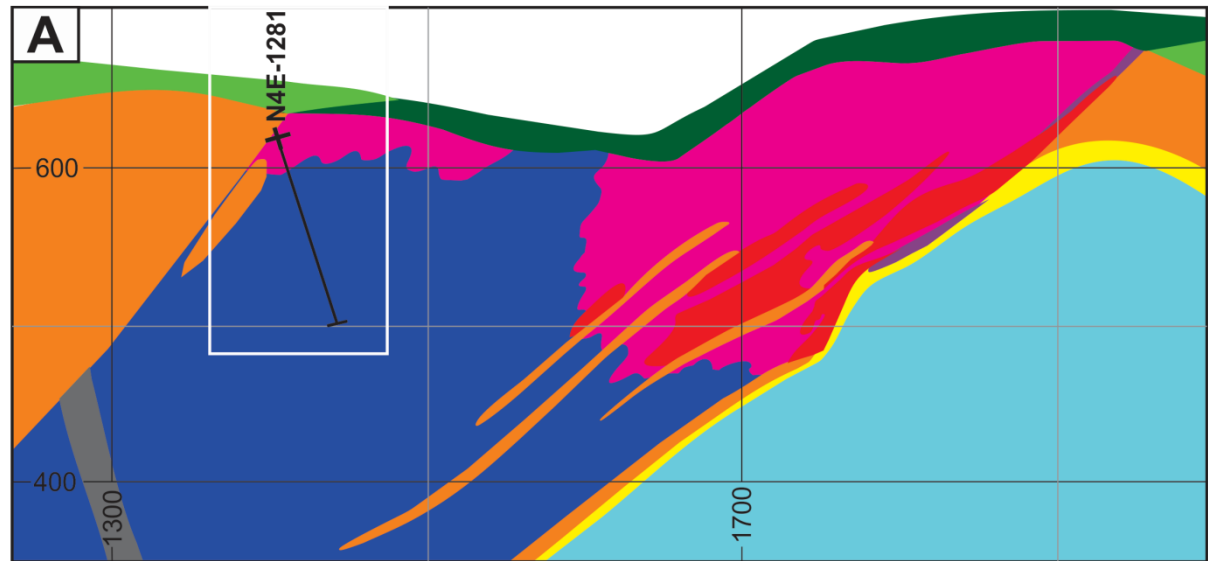


FIGURA 07– Seções geológicas dos furos N4E487 e N4E365. (A) Disposição das litologias em subsuperfície e furos de sondagem analisados. (B) e (C) Detalhe da seção geológica com o intervalo amostrado nos furos de sondagem, representados pelos perfis ao lado.



LEGENDA DAS SEÇÕES



FIGURA 08 – Seção geológica do furo N4E 1281. (A) Disposição das litologias em subsuperfície e furos de sondagem analisados. (B) Detalhe da seção geológica com o intervalo amostrado nos furos de sondagem, representados pelo perfil ao lado.

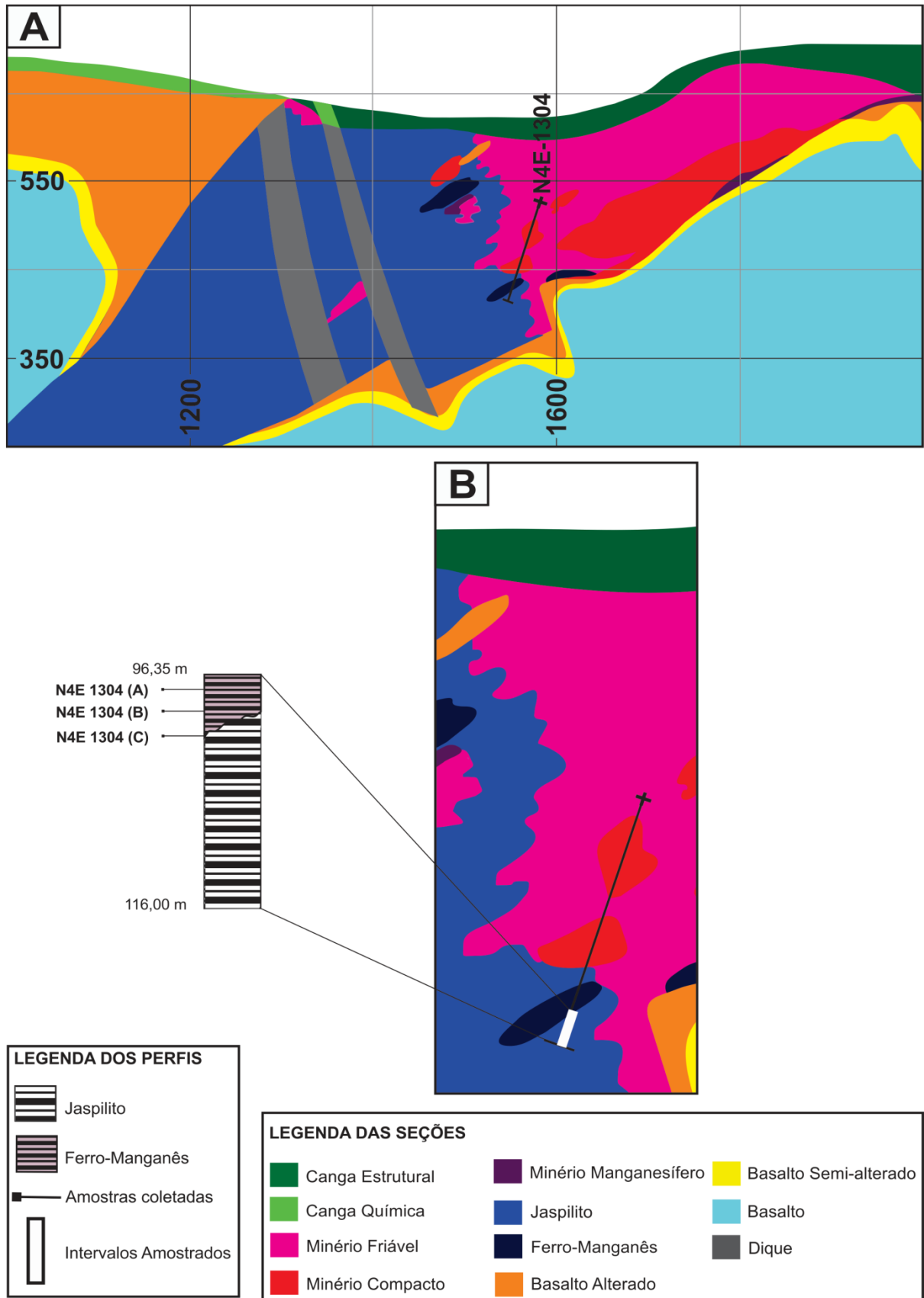


FIGURA 09 – Seção geológica do furo N4E 1304. (A) Disposição das litologias em subsuperfície e furos de sondagem analisados. (B) Detalhe da seção geológica com o intervalo amostrado nos furos de sondagem, representado pelo perfil ao lado.

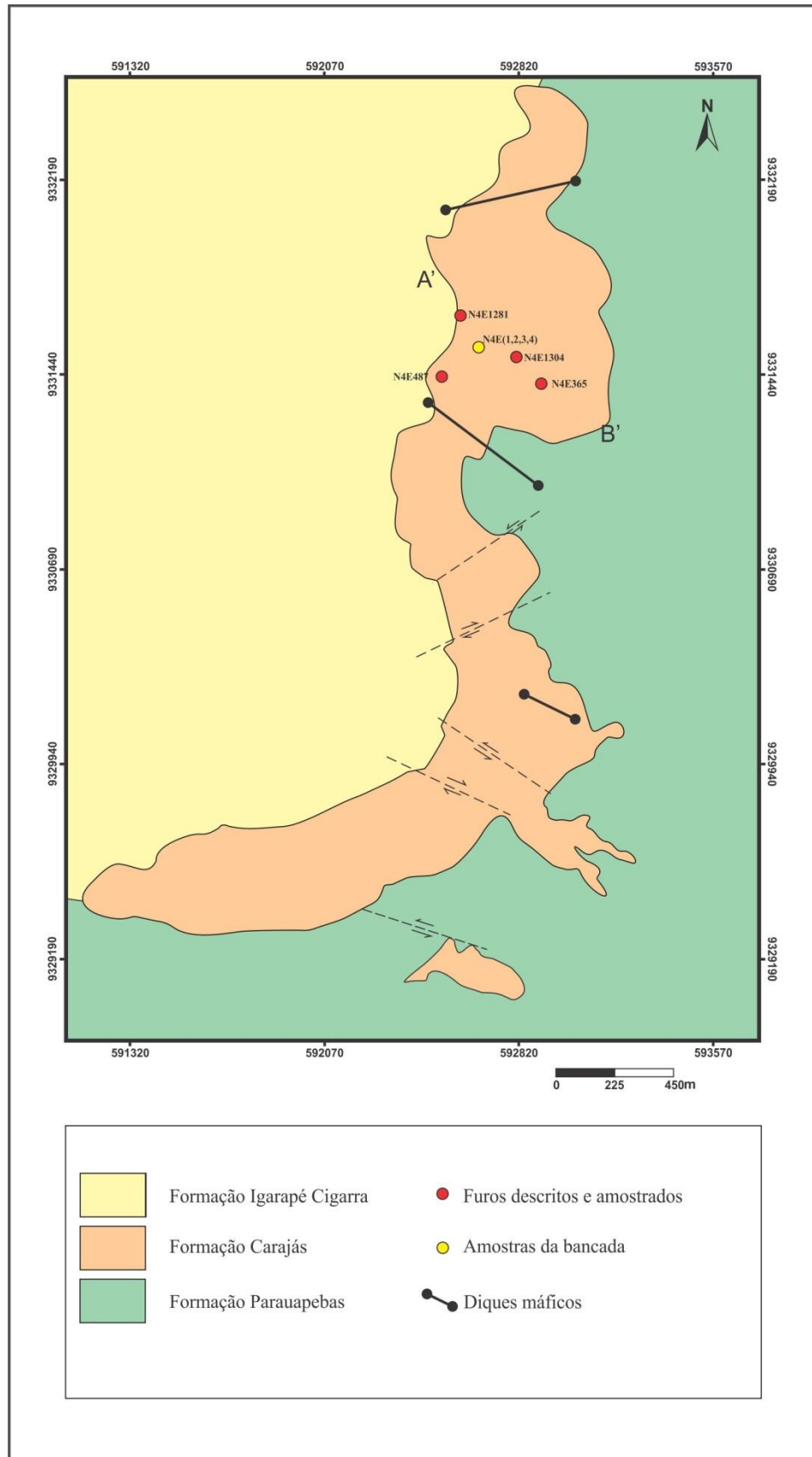


FIGURA 10 – Mapa geológico da mina N4E com pontos amostrados, construído a partir de mapa de mina cedido pela VALE. A' B' (NW-SE) direção do perfil construído a partir das seções dos furos de sondagem.

Como dito no Capítulo 1, todas as amostras coletas da interface protominério/minério foram posicionadas nas seções interpretadas e cedidas pela VALE. Com base nessas seções, foi possível a elaboração de um único perfil NW-SE, com o posicionamento de todos os furos (Figura 11). É perceptível que a parte central da Formação Carajás é mais colapsível, estando visivelmente mais alterada do que bordas (quando observamos o limite entre jaspilito e minério). Uma explicação para este fato é que as rochas sobre e sotopostas (rochas máficas das Formações Parauapebas e Igarapé Cigarra, respectivamente) são menos permeáveis que o jaspilito, o que provavelmente iria canalizar soluções vindas da superfície diretamente ao jaspilito, em função de sua permeabilidade facilitada pelo bandamento.

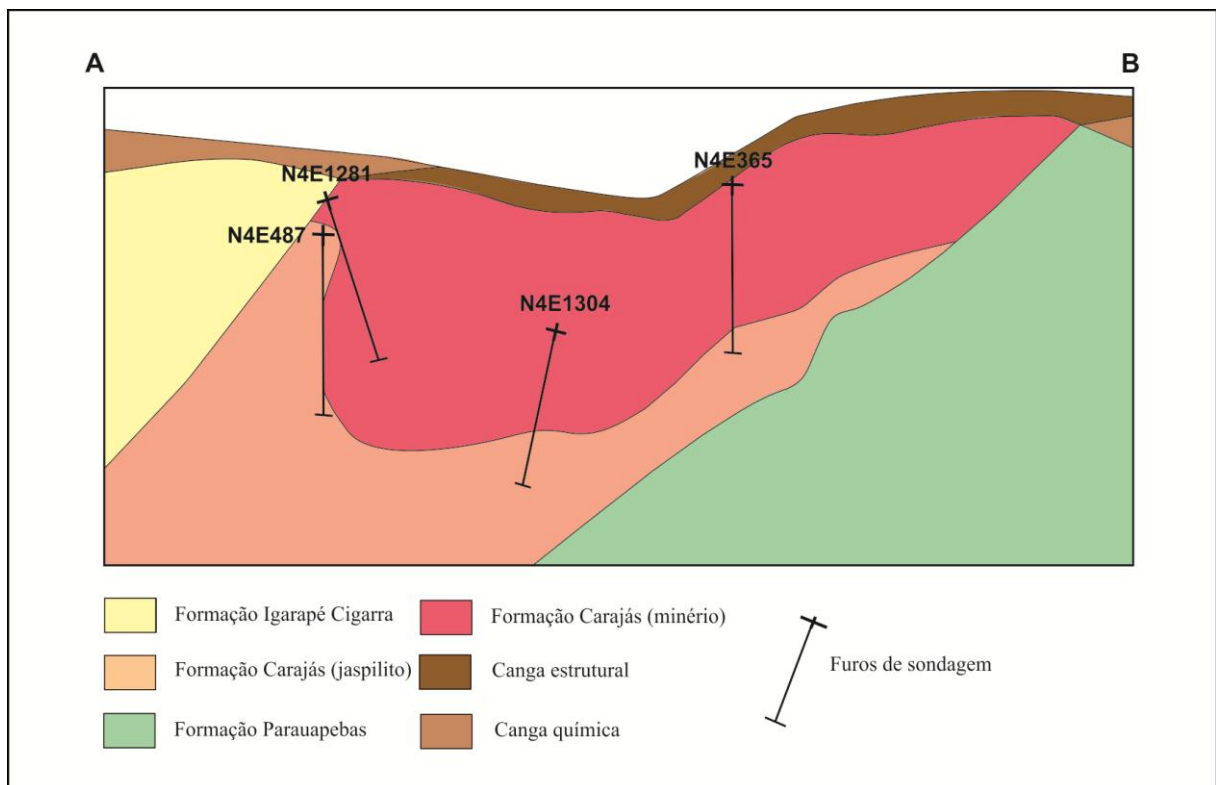


FIGURA 11- Perfil esquemático construído a partir das seções dos furos de sondagem, evidenciando a permeabilidade do jaspilito em comparação com as rochas basálticas sobrepostas e sotopostas.

4.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL DA MINA N4E

No trabalho de Borges (1995) sobre a geologia da jazida N4, são destacadas diversas estruturas importantes, tanto de escala regional quanto local, bem como suas participações na atual dos depósitos de ferro. Foram separadas em dois grupos:

- Lineamentos Regionais: estão ligados à movimentação da Falha Carajás, com *trends* principais NW-SE, com mudança para N-S à medida que se distancia da falha. São

lineamentos de grande extensão e provavelmente são responsáveis pelo desmembramento dos diversos platôs, N1 a N9, da Serra Norte. Esses lineamentos são interpretados como *splays* da Falha Carajás, sendo falhas transcorrentes sinistras. Um modelo mais detalhado de como essas falhas compartimentaram as jazidas de ferro está representado na figura 8.

- Feições tectógenas aparentemente não vinculadas à Falha Carajás: estão incluídas neste grupo as fraturas onde se alojaram os diques de rochas máficas, a zona de cisalhamento de direção N80°E ao norte na jazida N4 e uma falha normal de direção E-W associada a esta zona, a qual possui espessura de cerca de 400 m. O cisalhamento afetou os basaltos da Formação Parauapebas, desenvolvendo uma foliação milonítica, e os jaspilitos, na forma de um bandamento tectônico, presente apenas em porções restritas. As fraturas de direção N80°E estão também associadas ao desenvolvimento desta zona de cisalhamento.

Desse modo, esse autor conclui que o arranjo atual da Serra Norte foi resultado da evolução da Falha Carajás, não tendo sido substancialmente modificado pela intrusão do Granito Carajás, nem pelas estruturas tectônicas posteriores.

5. PETROGRAFIA: GRAUS DE ALTERAÇÃO

A caracterização dos processos que resultaram na formação do minério de ferro na mina N4E foi realizada com base na análise criteriosa da interface protominério/minério, onde as evidências de tais processos estão registradas e são refletidas nos diferentes graus de alteração da rocha, desde o jaspilito até o minério. Há consenso entre os pesquisadores que o processo gerador do minério de ferro consistiu principalmente na retirada da sílica por soluções, quer sejam hidrotermais ou intempéricas. Portanto as evidências de alteração estão visíveis através da quantidade e tamanho das cavidades de dissolução existentes nas amostras.

As observações visuais das feições que indicam a progressão dos processos de alteração compreendem principalmente a identificação e caracterização das cavidades (tamanho e forma) de dissolução presentes nos litotipos estudados, o padrão e frequência de distribuição das cavidades nas bandas, bem como estabelecer (com base na análise textural) a sequência de deposição dos minerais (primários e neo-formados) e suas respectivas alterações. Estas observações são fundamentais para estabelecer o grau relativo de resistência à dissolução entre os minerais presentes, o que permitirá inferir a sequência do processo.

Com base nos critérios acima descritos, foram estabelecidas três categorias para o protominério, adaptadas da subdivisão elaborada por Costa (2006), sendo elas:

A) Jaspilito não alterado

- B) Jaspilito pouco alterado
- C) Jaspilito alterado
- D) Minério

5.1 JASPILITO NÃO ALTERADO

O jaspilito não alterado é bastante conhecido na literatura (BEISIEGEL, 1982; MEIRELLES, 1986; MACAMBIRA, 2003; COSTA, 2006; etc.), uma vez que compreende as rochas que não sofreram nenhum tipo de alteração, preservando assim todas as suas características originais. Embora as amostras coletadas não contemplem esse subgrupo, achou-se necessário uma análise sucinta do mesmo com base em trabalhos anteriores a fim de identificar de forma mais clara as mudanças texturais e mineralógicas sofridas pelo protominério em relação à rocha original.

O bandamento composicional primário é a estrutura sedimentar mais marcante. É definido pela presença de bandas cinza escuras, de brilho metálico, composta por minerais opacos (hematita, magnetita e maghemita) que se alternam com bandas silicosas avermelhadas (jaspe) a brancas (*chert*). O bandamento apresenta-se extremamente regular, com espessuras praticamente constantes e exibe lentes e lâminas de uma banda dentro da outra, paralelas ao acamamento, caracterizando uma laminação interna plano-paralela (RAMOS, 2012).



FIGURA 12 - Foto do bandamento centimétrico observado em amostra de mão (Amostra MR-4-E). (Fonte: Ramos, 2012).

As bandas de jaspe são constituídas por sílica microcristalina e esferulitos silicosos, de origem possivelmente biogênica, segundo alguns autores, inclusive Macambira (2003). A impregnação por hematita finamente granulada confere a coloração vermelha característica dessas bandas (Figura 13). Em algumas situações percebe-se uma gradação de *chert* para agregados de grãos de quartzo finos a grossos, próximo ao contato com a banda rica em ferro.



FIGURA 13 – Jaspe a nicóis cruzados, exibindo microcristais de quartzo e característica cor avermelhada, resultado da impregnação por hematita. Amostra AJ-02. (Fonte: Macambira 2003).

As bandas de óxidos de ferro são compostas predominantemente por hematita e magnetita. Costa (2006) reconhece que a hematita que compõe os leitos de óxido de ferro é microcristalina, com porosidade relativamente elevada, e a considera como hematita 1, apresentando-se também na forma de finos cristais muito localmente, como preenchimento de cavidades. As microbandas se apresentam contínuas, mostrando limites irregulares e ondulados. Todavia, ocorrem também sob a forma de lentes alinhadas, além de apresentar dobramentos localizados, provavelmente devido a escorregamentos pré-litificação.

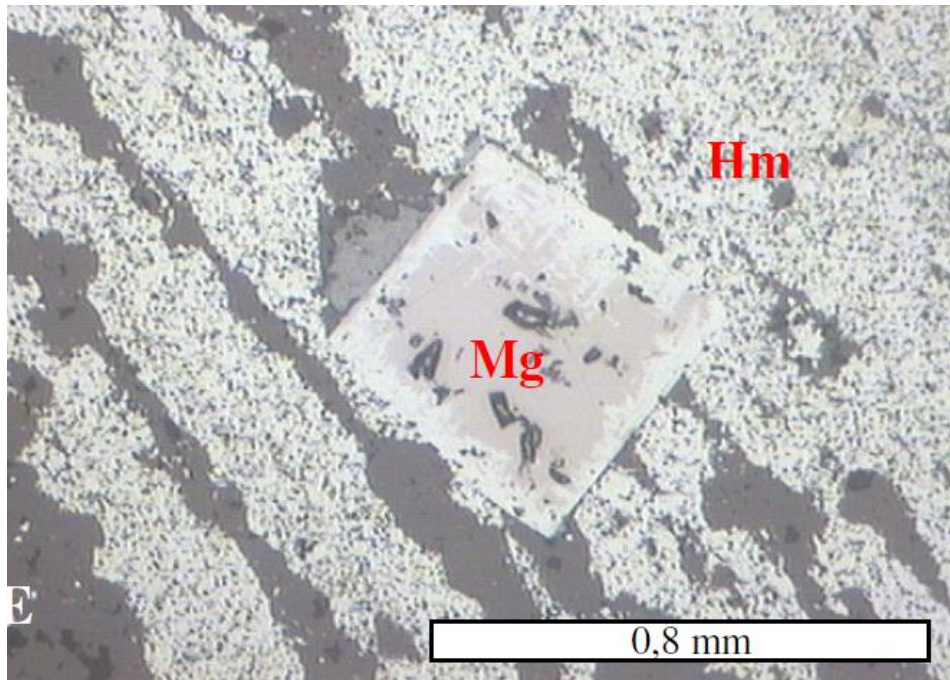


FIGURA 14 – Minerais constituintes da banda predominantemente de opacos; notar cristal de magnetita com bordas alteradas para hematita, imersos em uma massa criptocristalina de hematita (1). É perceptível ainda a presença de uma laminação plano paralela desenhada pela presença de níveis silicosos. Luz refletida (Fonte: Costa 2006).

Estruturas de *slump*, ocasionando perturbação no bandamento, brechas de dissolução e *pinch and swell* são muito frequentes, tendo sido atribuídas por Meirelles (1986) a processos pré-litificação e à compactação diferencial.

5.2 JASPILITO POUCO ALTERADO

Esta categoria representa o litotipo que mais se aproximam da rocha sã, com poucos sinais de alteração, portanto as características texturais e mineralógicas encontram-se bem preservadas em relação à rocha inalterada. No geral, apresentam bandamento regular, lateral e verticalmente persistente (Figura 15).

Este bandamento é caracterizado pela alternância das bandas silicosas constituídas por jaspe e *chert*, com bandas formadas por minerais opacos, essencialmente hematita, magnetita e maghemita. Neste trabalho, será considerado como bandamento as estruturas planares com espessuras maiores que 0,5 cm (5 mm), e laminação as estruturas planares menores que esse valor. As bandas silicosas avermelhadas (jaspe) a brancas (*chert*) apresentam espessuras que variam entre 7 a 10 mm; por sua vez, a banda de opacos exibe espessuras que variam entre 5 e 10 mm (Figura 16). De acordo com as descrições macro e microscópicas, a quantidade de minerais opacos varia entre 40% e 65%, enquanto que a quantidade de sílica varia de 35% a 60%.



FIGURA 15 - Foto de jaspilito pouco alterado mostrando escassos sinais de alteração nas bandas predominantemente silicosas, e preservação das características da rocha não alterada.



FIGURA 16 - Imagem na lupa binocular, evidenciando o contato regular entre topo da banda de óxidos e base da banda de jaspe, em contraste com o contato superior da banda de jaspe, mais ondulado, porém brusco. Amostra N4E1304(102.40-102.50).

As bandas claras são constituídas essencialmente por sílica criptocristalina (cristais menores que 0.01 mm de diâmetro) e microcristalina (0.01 a 0.2 mm) na forma de cristais de jaspe e *chert*. Elas descrevem um contato inferior levemente ondulado e brusco com as bandas

de óxidos, e contato superior gradual a levemente difuso (Figura 16). O jaspe caracteriza-se como uma variedade de *chert* impregnado por hematita finamente granulada, conferindo assim a cor vermelha característica desta banda. Os cristais de *chert* apresentam-se tanto na forma de finas lâminas com cerca de 0.3 mm de espessura, ou como estruturas nodulares, nas regiões centrais da banda de jaspe. O aumento da granulometria do *chert* em direção ao centro da banda de jaspe é observado, chegando a formar cristais maiores que 0.2mm de diâmetro. Esses cristais (maiores que 0.2mm) são considerados neste trabalho como quartzo granular. Todavia, quartzo granular também é observado nos veios ou preenchendo parcialmente cavidades. Este último tipo de quartzo granular é considerado como quartzo 2 a fim de diferenciar sua natureza pós-diagenética, com a natureza diagenética do quartzo granular encontrado nas regiões centrais da banda de sílica.

De acordo com Murthy (1990), o jaspe é o resultado da deposição da sílica junto ao óxido de ferro. O *chert* por sua vez é o indício de que a sílica foi depositada pura. A diferença de granulação dos cristais (criptocristalino a microcristalinos) se dá pelo fato de, durante a diagênese, a região central da banda, sem pigmentação de hematita dar lugar a micro-cristais de quartzo. Em direção às camadas de minerais opacos, o maior número de pigmentos de hematita provoca o desenvolvimento de maior número de núcleos de cristalização de quartzo, e conseqüentemente, cristais menores. Assim, a porção central da banda de jaspe se torna mais pura sendo comum a presença de cristais maiores nessa zona em função do surgimento de núcleos de cristalização mais distantes entre si, sem pigmentação de hematita, com *chert* branco e até quartzo granular.

Agregados de cristais de hematita ocorrem de forma dispersa nesta banda, bem como pseudomorfos de magnetita totalmente martitizados, alguns destes preenchidos parcialmente por quartzo microcristalino e com sinais de alteração para goethita em suas bordas (Figura 17).

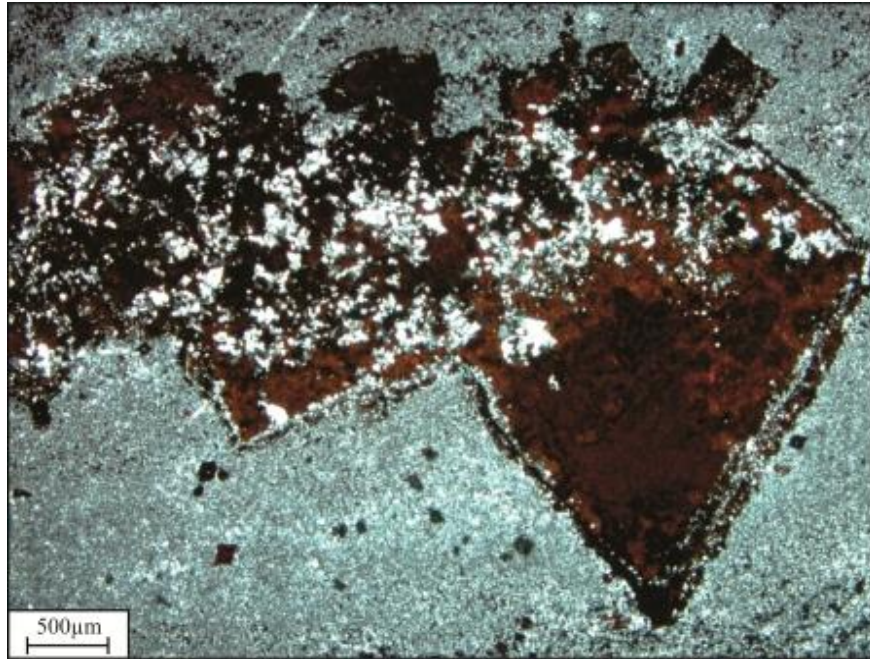


FIGURA 17 – Fotomicrografia a luz transmitida de pseudomorfos de hematita, preservando a forma octaédrica da magnetita, parcialmente alterados para goethita e preenchidos parcialmente por cristais de quartzo. Amostra N4E(50.39-50.53). Objetivas: 2.5 X. Nicóis cruzados.

A presença de sílica no interior de pseudomorfos alterados para goethita pode indicar o desenvolvimento dos cristais de magnetita *in situ*, possivelmente durante a diagênese, como é defendido por alguns autores (MACAMBIRA, 2003). Lamelas de quartzo que crescem a partir da superfície de cristais de magnetita parcial ou totalmente convertidos para goethita são observadas nesta banda, sendo, contudo mais comuns no Jaspilito Alterado.

A presença de filmes extremamente delgados de minerais opacos desenha uma laminação interna contínua a descontínua, plano a levemente ondulado nas bandas mais espessas de sílica (Figura 18). Quartzo granular é visto com frequência associado às lâminas de minerais opacos e quartzo 2 é visto preenchendo veios. Nas bandas silicosas ocorrem esferulitos (Figura 19), estruturas circulares concêntricas com diâmetros variando entre 20 a 27.5 μm , com um núcleo arredondado de hematita, circulado por uma auréola de *chert* e outra de jaspe. Tais estruturas foram descritas inicialmente por Meirelles (1986) e, posteriormente, por Macambira & Silva (1995) sendo interpretadas como possíveis relictos de microfósseis (bactérias) capazes de precipitar a sílica biologicamente (MACAMBIRA, 2003).

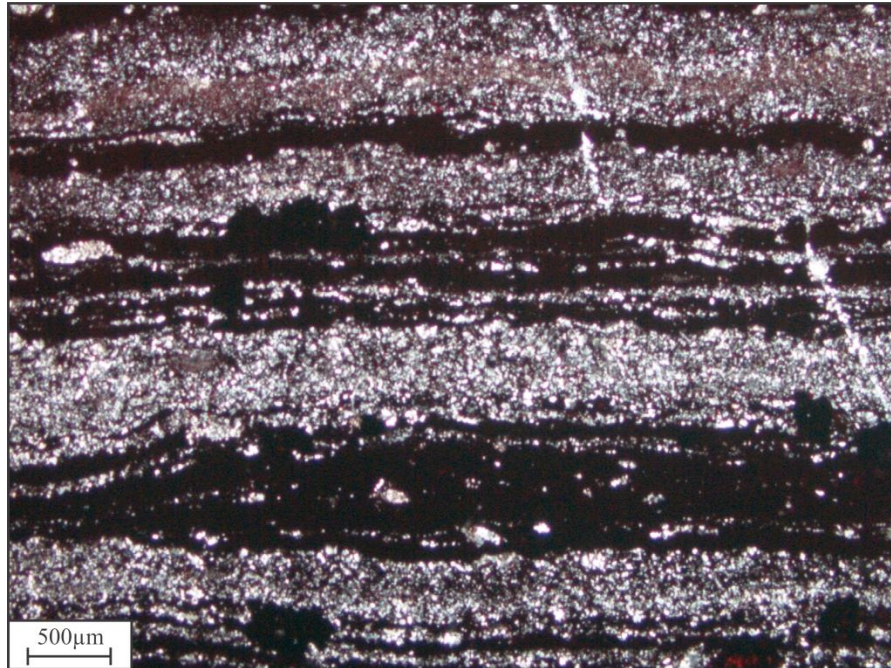


FIGURA 18 – Laminação interna plano paralela da banda predominantemente de sílica, evidenciada pelos níveis de minerais opacos. Amostra N4E(102.40-102.50). Luz transmitida. Objetivas: 2.5X. Nicóis cruzados.

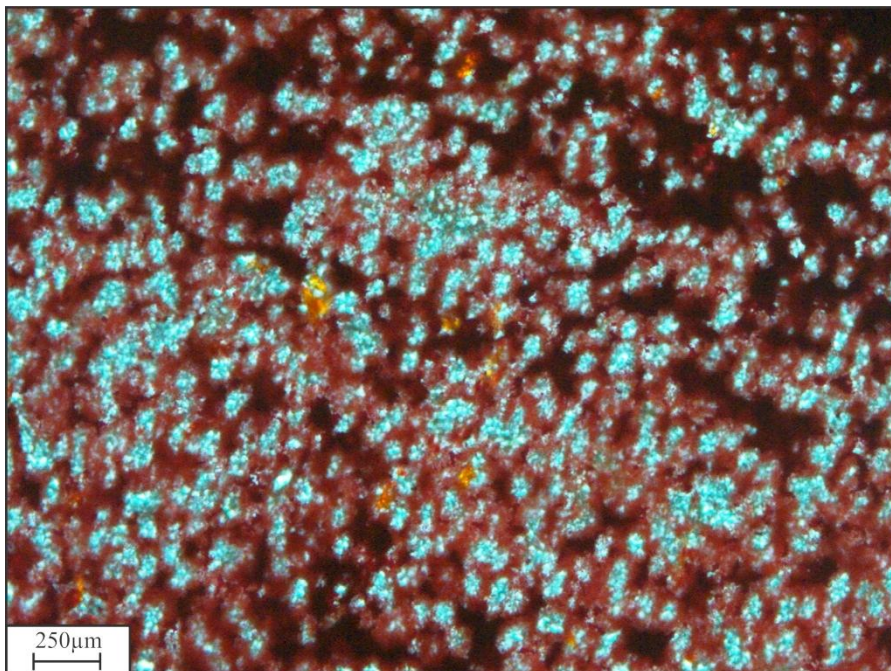


FIGURA 19 - Estruturas concêntricas (esferulitos) a luz transmitida, mostrando espessas paredes formadas por jaspe, e região central composta por *chert* e mineral opaco. Amostra N4E487(121.21-121.25). Objetivas: 20X. Nicóis cruzados.

A análise minerográfica dos leitos de óxidos de ferro relevou uma composição baseada predominantemente em hematita, magnetita, goethita e maghemita, esta última de forma subordinada, conforme descrito anteriormente por diversos autores (MEIRELLES & DARDENE, 1993; LINDENMAYER *et al.* 2001; MACAMBIRA, 2003). A presença de

lâminas de jaspe, com espessura variando entre 0.03 a 0.67 mm desenha a laminação interna plano-paralela desta banda. As lâminas silicosas mais espessas mostram-se contínuas lateralmente, bastante sinuosas, sofrendo algumas vezes adelgaçamento e descontinuidade lateral em função da compactação diferencial das lâminas de opacos subjacentes. (Figura 20).



FIGURA 20 – Banda de opacos mostrando laminação plano paralela evidenciada pelas lâminas de hematita 1 (micro-cristais formando lâmina mais escura), agregados de cristais de magnetita parcialmente alterados para maghemita e níveis de jaspe. Amostra N4E487(50.39-50.53). Luz refletida.

Os cristais de hematita apresentam diferenças texturais marcantes que permitem sua diferenciação em pelo menos duas variedades no jaspilito pouco alterado. Desta forma, neste trabalho considera-se como hematita 1, a massa criptocristalina, de cor branca acinzentada e elevada porosidade (Figura 21) que compõe a maior parte dos leitos de óxidos de ferro, e que não apresenta sinais de recristalização, como descrito também por Costa (2006). Esta variedade é identificada em vários outros depósitos de Formações Ferríferas pelo mundo e corresponde à hematita primária, genuinamente sedimentar. Outra variedade deste mineral é aquela oriunda do processo de martitização da magnetita, considerada aqui como hematita 2 (Figura 21). Nesse processo, os octaedros de magnetita sofrem modificação química e se transformam em hematita, mantendo, contudo seu hábito cristalográfico original. A magnetita, de cor marrom rosado, sem birreflexão e isotrópica, encontra-se ainda preservada no núcleo de alguns cristais eudrais, isolados ou agrupados paralelamente ao acamamento, com as bordas totalmente convertidas para hematita (Figura 21). A maghemita observada em

algumas amostras apresenta-se de cor cinza-azulada, isotrópica, e ocorre como produto de alteração nos cristais pseudomorfos de magnetita, representando o estado meta-estável do processo de substituição da magnetita pela hematita (Figura 21). A goethita apresenta-se tanto na forma de finas palhetas que ocorrem aglomeradas, ou substituindo a hematita 2 nas bordas dos pseudomorfos.

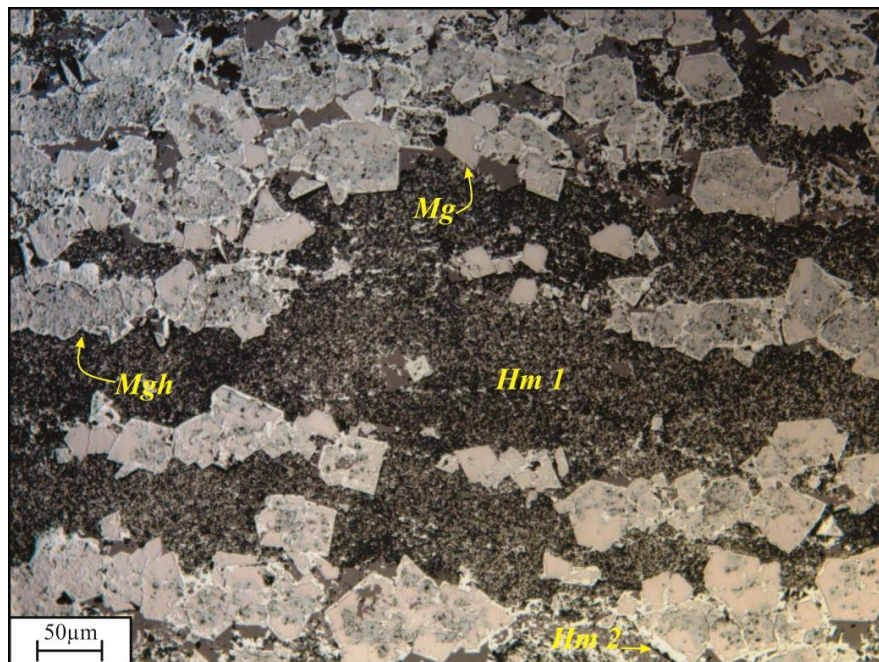


FIGURA 21 – Fotomicrografia à luz refletida, mostrando cristais de magnetita dispersos na massa criptocristalina de hematita 1. Notar que grande parte dos pseudomorfos de magnetita está com sua região central convertida para maghemita (lado esquerdo) e bordas transformadas em hematita 2 (parte inferior à direita). Amostra N4E487(50.39-50.53).

Veios de quartzo 2 com espessuras que variam entre 0.01 a 0.1 mm, são frequentes nessas rochas. De forma bastante subordinada microfraturas são preenchidas por hematita remobilizada. Esta ocorrência se dá pelo fato de a intensa venulação em algumas porções do jaspilito que praticamente oblitera o acamamento apresentar veios de quartzo em uma trama complexa que por vezes provoca recristalização da hematita primária, na forma de cristais associados à parede dos mesmos.

Embora as características texturais mostrem que o avanço da alteração não tenha sido tão intenso nas amostras deste grupo, cavidades de dissolução foram identificadas nas mesmas. As feições observadas na banda de jaspe, em sua maioria, apresentam-se arredondadas, com diâmetro variando entre 0.04 e 1.4 mm. Tais estruturas, apesar de não exibirem continuidade lateral, estão posicionadas paralelas ao acamamento da rocha, indicando que a dissolução pode ter seguido uma direção preferencial. Suas paredes são formadas por *chert*, quartzo granular, mas principalmente por jaspe. Cristais de quartzo

granular foram identificados preenchendo parcialmente algumas destas estruturas (Figura 22). Feições de dissolução também podem ser visualizadas na banda de opacos. Estas cavidades estendem-se paralelas ao acamamento, restringindo-se às lâminas de *chert* e jaspe presentes nos leitos de óxidos de ferro. O alinhamento destas estruturas à laminação da rocha e sua preferência à sílica ao invés dos óxidos de ferro são perfeitamente perceptíveis nesta banda (Figura 23).



FIGURA 22 – Cavidades vistas na lupa binocular, dispostas ao longo da banda de sílica, paralelas ao bandamento da rocha. Notar paredes feitas de jaspe e intercrescimento de quartzo granular no interior da estrutura. Amostra N4E(50.39-50.53).

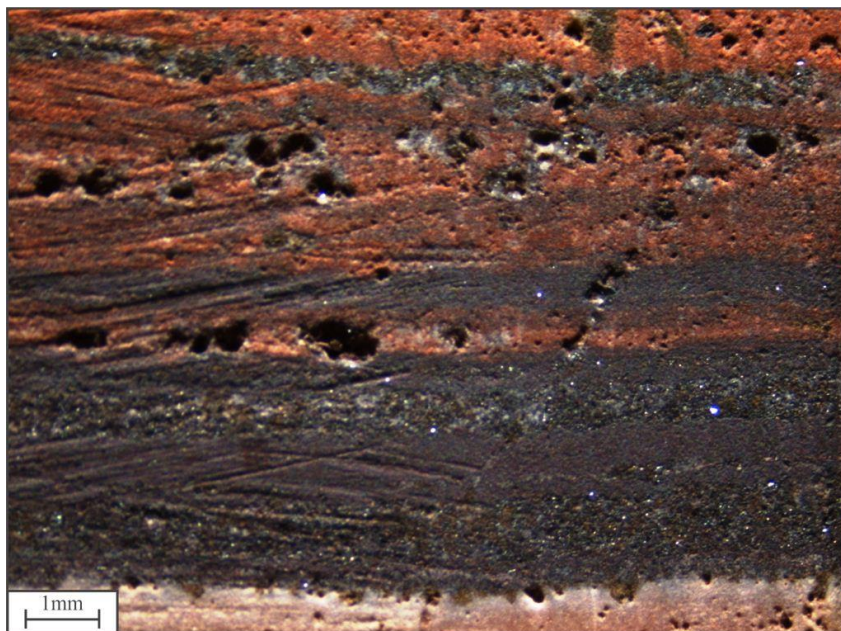


FIGURA 23 – Feições de dissolução observadas na lupa binocular, restritas aos níveis de sílica na banda de opacos. Amostra N4E(50.39-50.53)

.5.3 JASPILITO ALTERADO

As rochas que fazem parte deste grupo praticamente mantêm as mesmas características gerais da rocha não alterada e pouco alterada, como o bandamento composicional característico e as principais fases minerais. Todavia, o avanço dos processos de lixiviação dos minerais menos resistentes deixou uma séria de cavidades, principalmente na banda de sílica (Figura. 24). A presença de uma nova variedade de hematita também é uma característica marcante desta classe.



FIGURA 24 – Amostra de mão que representa o Jaspilito alterado. Observar que intensa lixiviação da sílica deixa cavidades ainda maiores, lenticulares, paralelas ao bandamento e com paredes de jaspe. Amostra N4E 487(120.43-120.55).

Com base nas descrições macro e microscópicas foi estimado que a porcentagem de óxidos de ferro dentre as amostras analisadas deste grupo oscilam entre 45% e 65%, de acordo com a variação da espessura das bandas de óxidos, enquanto que a quantidade de sílica varia de 35% a 55%.

Quartzo na forma de lamelas intercrescidas a partir da superfície de cristais de magnetita parcial ou totalmente convertidos para goethita são abundantes nessas amostras. Possivelmente essas “lamelas” foram formadas em um segundo evento de cristalização, posterior aos processos diagenéticos que formaram o *chert* e quartzo granular, caracterizando assim uma terceira geração de quartzo. Neste trabalho esta variedade de quartzo é considerada como quartzo 3. Lindenmayer *et al.* (2001) caracterizam essa variedade como quartzo “em pente”, em função de sua textura de crescimento (Figura 25).

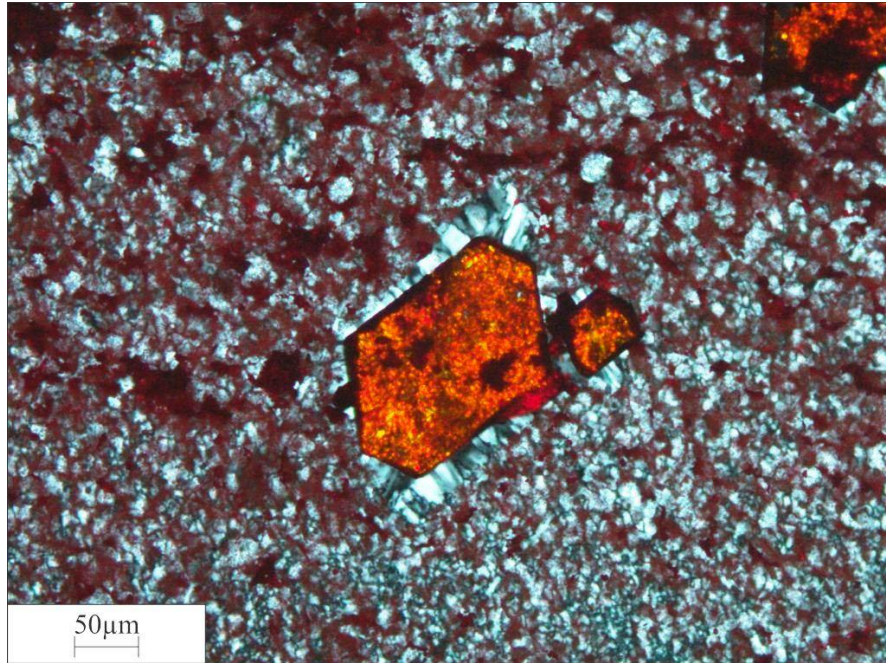


FIGURA 25 – Pseudomorfo de magnetita visto à luz transmitida, totalmente alterada para goethita, com quartzo “em pente” crescendo a partir de suas paredes. Amostra N4E487(51.64-51.70). Objetiva: 20X. Nicóis cruzados.

Cristais de hematita bem mais cristalizada, aparentemente com a forma de finos cristais alongados, mas que na verdade possuem hábito placóide, ocorrem interestratificados ou dispersos com a massa criptocristalina de hematita 1, e são neste trabalho classificados como hematita 3 (Figura 26).

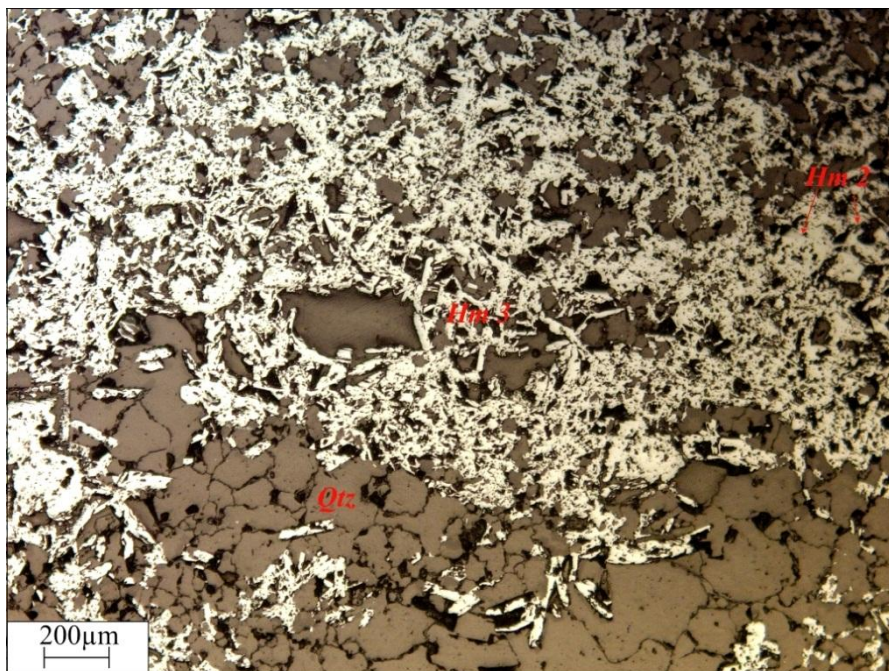


FIGURA 26 – Cristais de hematita 3, vistos à luz refletida, apresentando neste ângulo formato de finas palhetas alongadas. Amostra N4E1304(98.63-99.73). Objetiva: 10X.

Cavidades de dissolução foram observadas nas diferentes bandas, contudo é na banda de sílica que elas se encontram mais desenvolvidas. Pelo menos duas classes principais de cavidades nos leitos silicosos foram identificadas. A primeira classe possui formato arredondado, a mesma vista no jaspilito pouco alterado. No entanto, no jaspilito alterado a progressão do processo de dissolução deixou estruturas cada vez maiores, uma vez que a corrosão da parede das mesmas faz com que duas ou mais cavidades se unam aumentando seu diâmetro. As paredes destas estruturas são formadas preferencialmente por jaspe; *chert* e quartzo granular também podem constituir as mesmas, todavia de forma menos frequente (Figura 27). Cristais de hematita, parcial ou totalmente substituída por goethita são observados bordejando essas estruturas.

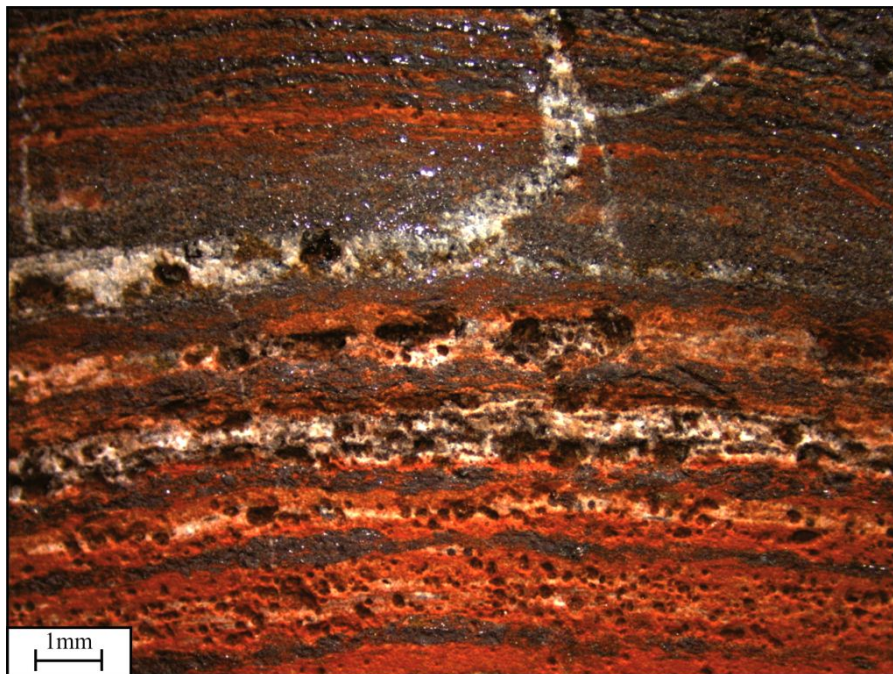


FIGURA 27 – Cavidades de dissolução dispostas preferencialmente na banda predominantemente de sílica, vistas na lupa binocular. Amostra N4E(119.41-119.55).

É perfeitamente visível o aumento do tamanho das cavidades de dissolução em direção ao centro da camada onde há mais *chert*, indicando possivelmente sua maior susceptibilidade à corrosão do que as outras variedades de quartzo, (quartzo granular e jaspe) (Figura 28). A disposição ao longo do acamamento deixa evidente também sua concordância ao bandamento dos jaspilitos alterados, uma vez que todas essas características macroscópicas persistem a nível microscópico (Figura 29).



FIGURA 28 - Cavidades arredondadas observadas na lupa binocular. Notar aumento dos tamanhos em direção ao centro da camada, onde há mais *chert*. Amostra N4E1281(119.41-119.55).

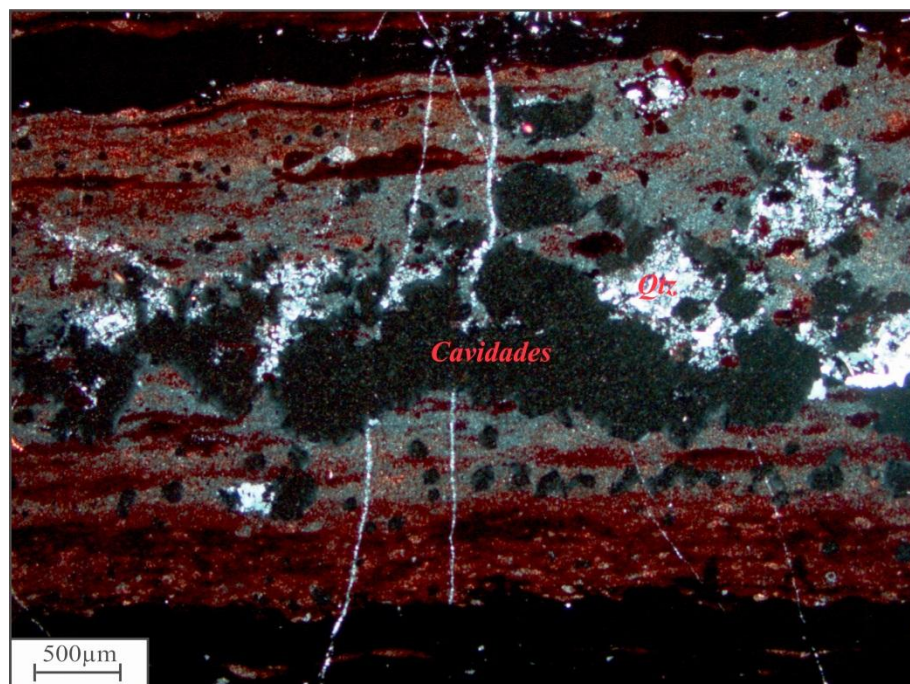


FIGURA 29 – Cavidades vistas ao microscópio, localizadas na região central da banda de sílica, com paredes formadas por jaspe e *chert*, interior preenchido parcialmente por quartzo granular. Amostra N4E1281(119.41-119.55). Luz transmitida. Objetiva: 2.5X. Nicóis cruzados.

A segunda classe de cavidades comuns nessas rochas são aquelas mais alongadas, que variam desde formatos mais lenticulares a feições com considerável continuidade lateral. Tais cavidades possuem variação na espessura, de 0.05 a 0.45 mm. Essas feições estão

desenvolvidas ao longo de um mesmo horizonte, podendo exibir bastante sinuosidade (Figura 30).

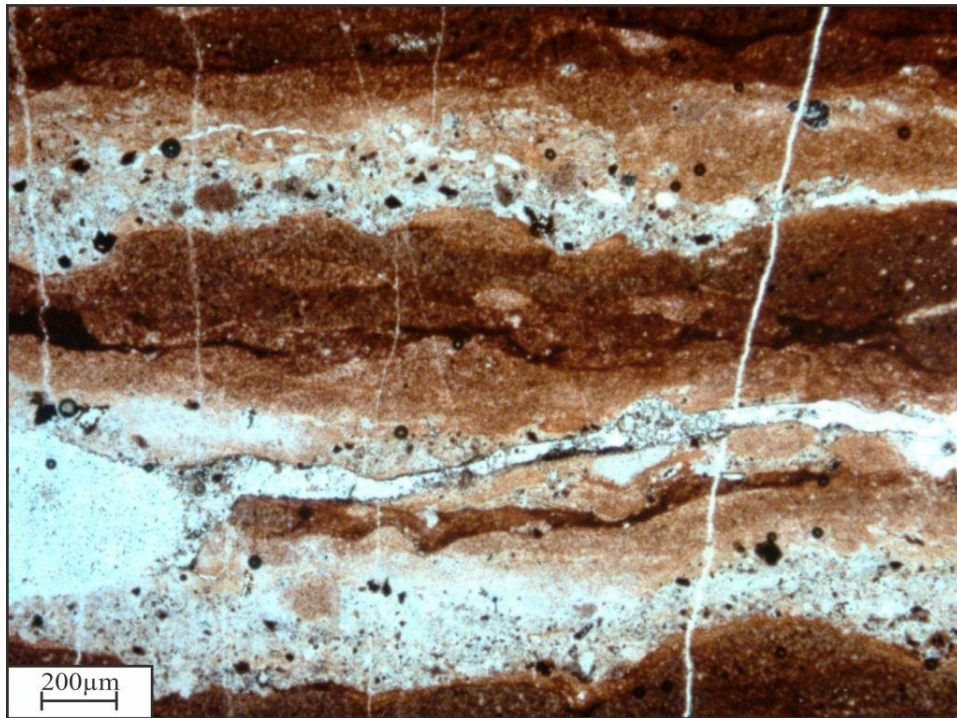


FIGURA 30 – Fotomicrografia das cavidades lenticulares, paralelas ao acamamento e contínuas lateralmente, vistas à luz transmitida. Amostra N4E(3). Objetiva: 5X. Nicóis paralelos.

A maior resistência do quartzo granular e do jaspe à dissolução fica mais evidente quando se observa o desvio que a “rota de corrosão” faz quando encontra uma dessas variedades pela frente, causando a sinuosidade das mesmas e criando espécies de “ilhas” formadas por estes tipos de quartzo, uma vez que as regiões mais ricas em *chert* aparentemente são corroídas primeiro (Figura 31). As paredes dessas estruturas são geralmente formadas por jaspe, algumas vezes com quartzo granular e *chert* nas bordas.

Foram observadas cavidades no interior da banda de óxidos de ferro, mais necessariamente na lâmina de sílica. Essas cavidades são concordantes ao bandamento, suas paredes são formadas pela hematita 1 e apresentam jaspe nas bordas. Cristais octaédricos, com núcleos preservados de magnetita, alterados para maghemita e hematita nas bordas preenchem parcialmente estas feições. Algumas destas cavidades dissolveram praticamente toda a lâmina de sílica (Figura 32).

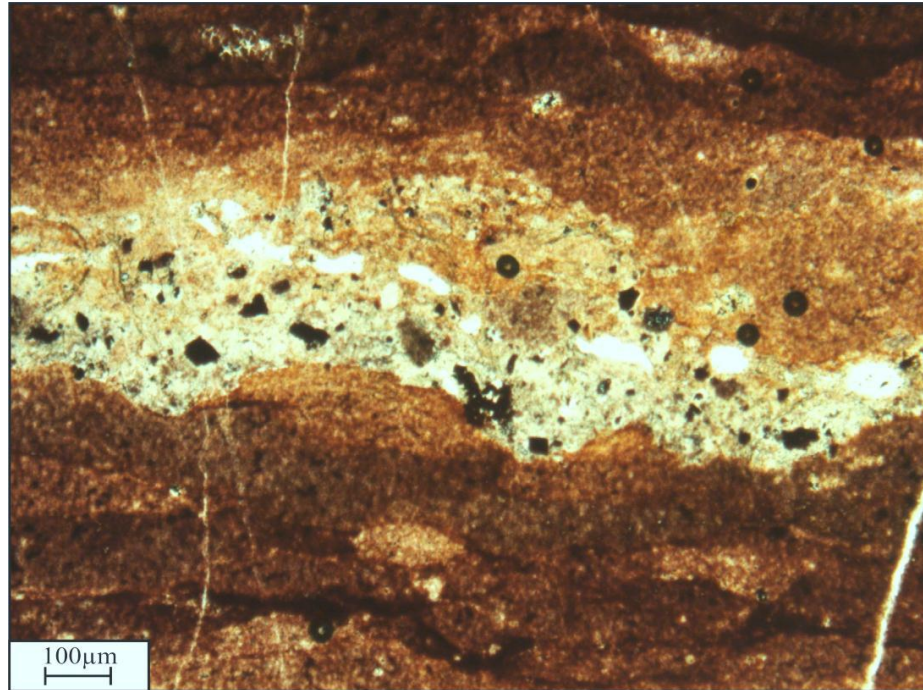


FIGURA 31 – Cavidades de dissolução que evidencia o desvio da “rota de corrosão” dos minerais mais resistentes. Amostra N4E(3). Luz transmitida. Objetiva: 10X. Nicóis paralelos.

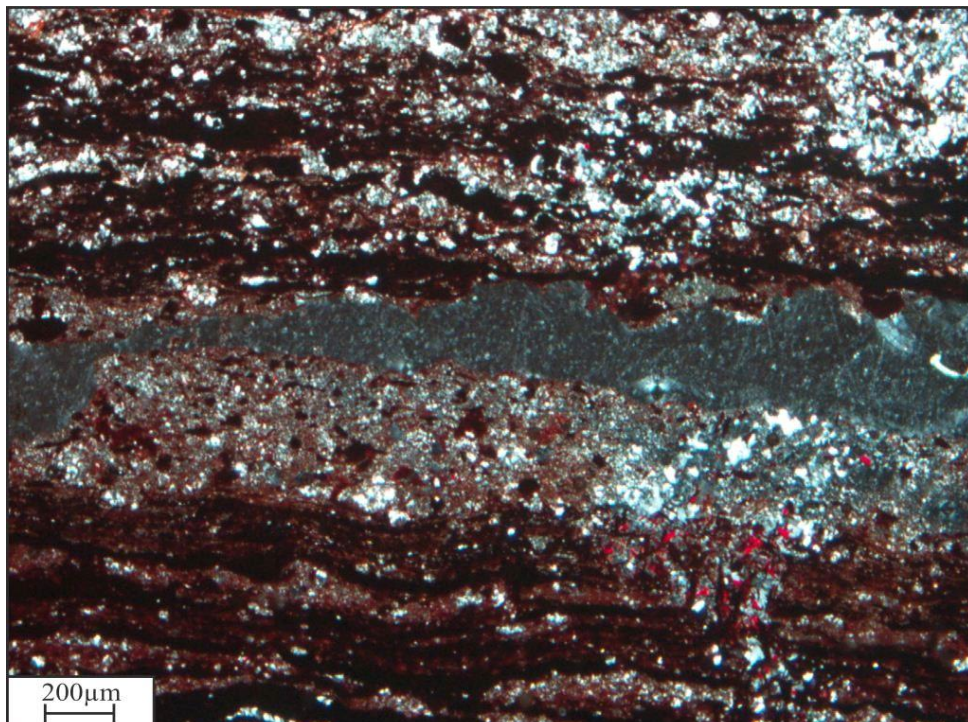


FIGURA 32 – Fotomicrografia das feições de dissolução dispostas na banda de óxidos, e que praticamente removeu toda a lâmina de sílica. Amostra N4E(3). Luz transmitida. Objetiva: 5X. Nicóis cruzados.

O aumento na quantidade de cristais de hematita/ magnetita alterados para goethita na banda de sílica também é uma característica inequívoca desta variedade (Figura 33).

Grande parte destes cristais ainda preserva a forma octaédrica da magnetita, enquanto outros são de difícil identificação, pois compõe uma massa muito fina, entremeada com a sílica.

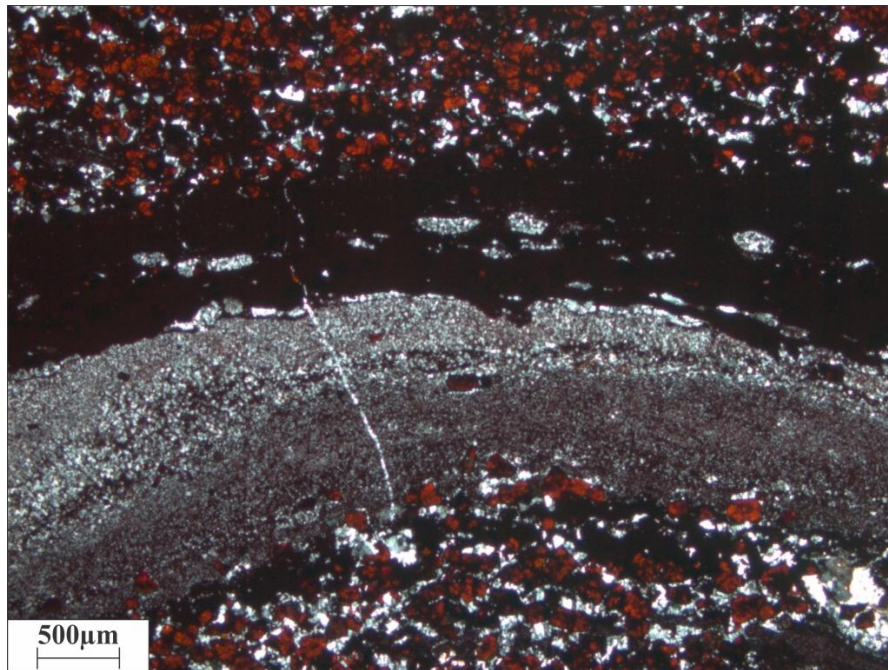


FIGURA 33 – Cristais de magnetita totalmente convertidos em goethita. Na parte inferior da fotomicrografia, notar a quantidade de cristais de goethita com quartzo em pente crescendo a partir de sua superfície. Amostra N4E487(51.64-51.70). Objetiva: 2.5X. Nicóis cruzados.

5.4 MINÉRIO

Adota-se atualmente a classificação para efeito de lavra dos minérios hematíticos, existentes na jazida, dois tipos principais: hematita friável e hematita compacta. Essa distinção em dois grupos é feita necessariamente com base na friabilidade do material, para fim de reconhecimento e agrupamento dos minérios propriamente ditos existentes na região, facilitando assim o mapeamento geológico e visando conhecer sua distribuição espacial na jazida. Esta nomenclatura será utilizada no presente trabalho.

5.4.1 Minério Compacto

Os corpos de minério de alto teor, formados quase exclusivamente por hematita, são denominados de hematita maciça, hematita dura ou hematita compacta pelos geólogos e técnicos da VALE ao longo dos anos. São em geral bastante duros e compactos e quando se desagregam, o fazem na forma de pequenos blocos e placas, e não raramente seguindo os planos de acamamento/laminação. Esta forma de desagregação muitas vezes está relacionada à condição física do minério (grau de fraturamento). Apresenta cor cinzento-azulada e brilho

de aço polido em bandas alteradas. Nestes tipos de minério também é possível a visualização de estruturas remanescentes da rocha original (Figura 34).



FIGURA 34 – Características macroscópicas do minério maciço.

O bandamento reliquiar encontra-se preservado pela alternância de bandas constituídas por hematita criptocristalina (hematita 1) e níveis formados por hematita pseudomórfica (hematita 2) onde o brilho metálico é mais evidente. Em ambas as bandas a presença de hematita placóide (hematita 3) é identificada (Figura 35).

As bandas formadas predominantemente por hematita 1 são mais foscas e possuem em média 10 mm de espessura e apresentam uma laminação interna plano paralela, evidenciada pela presença de níveis de hematita 2 e 3. A hematita 1 apresenta-se como uma massa criptocristalina, relativamente porosa, e constitui-se a variedade de hematita predominante nas amostras de minério compacto. Nas bordas desta banda é nítida a presença de hematita 3 cristalizada a partir da hematita primária (hematita 1) (Figura 36).

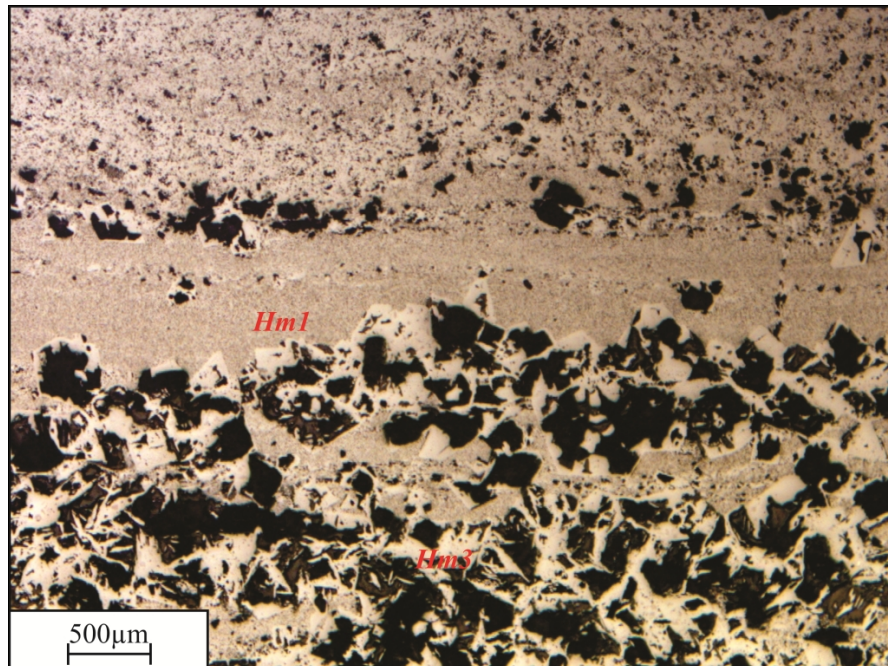


FIGURA 35 – Laminação marcada pela alternância de hematita 1 e hematita pseudomórfica (hematita 2). Amostra 365(91.19-91.25). Objetiva: 5X. Luz transmitida.

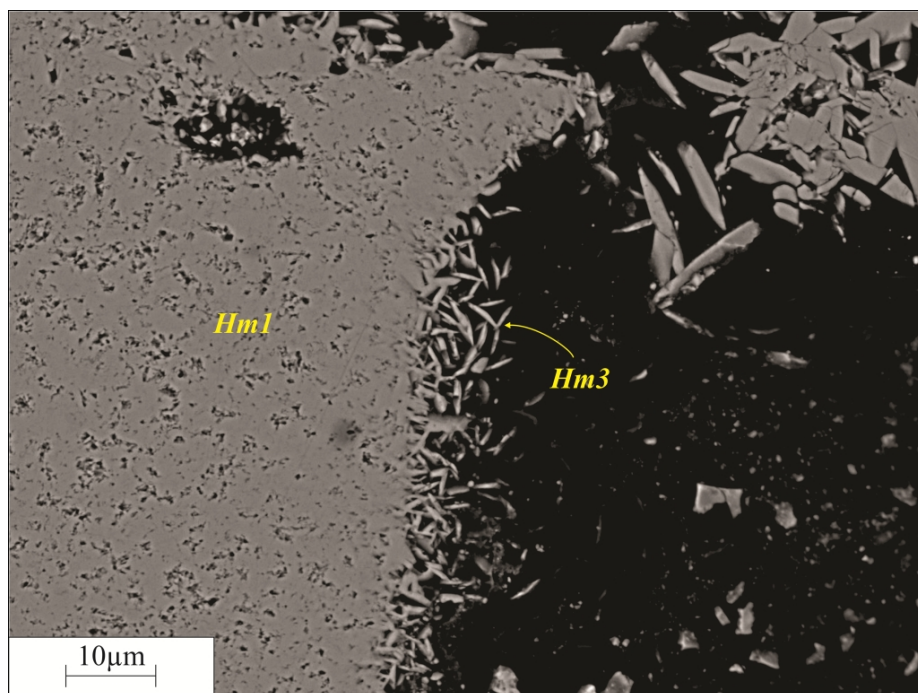


FIGURA 36 – Hematita 3 cristalizada a partir da hematita primária (hematita 1).

A hematita 3 exibe hábito placóide e está associada ainda com as lâminas de hematita 2 nas bandas mais foscas. Essas lâminas variam de 0.5 a 1mm em espessura, e os cristais pseudomorfos que perfazem a maior parte dela, apresentam ainda núcleos preservados de magnetita, com o restante totalmente convertido para hematita 2 (Figura 37).

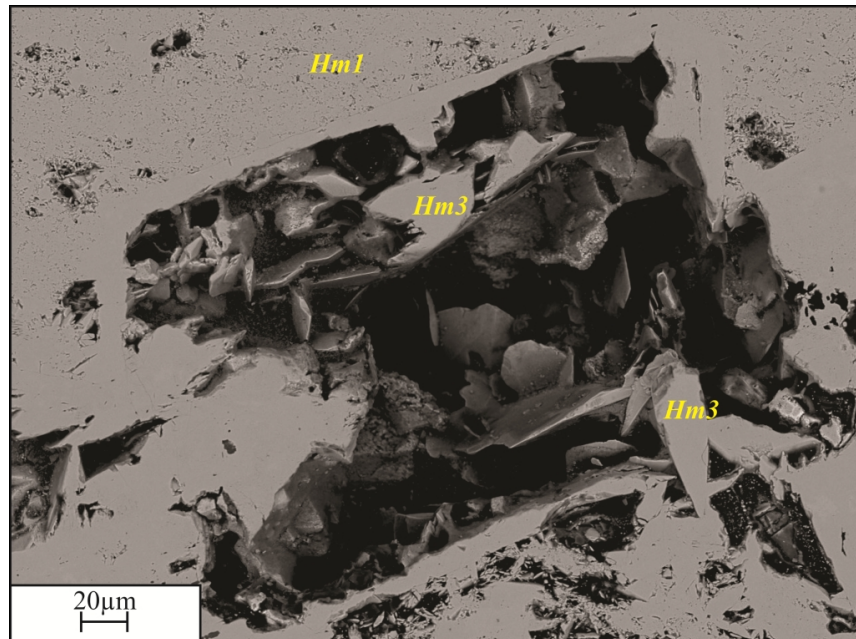


FIGURA 37 – Imagem no MEV, exibindo cristais de hematita 3 preenchendo os vazios de um pseudomorfo de magnetita martitizada, imerso em uma massa criptocristalina de hematita 1.

As bandas mais brilhantes são formadas predominantemente por hematita 2 e hematita 3. Possuem espessura média de 6 mm de espessura. Os cristais de hematita 2 apresentam-se bastante alterados, com uma série de cavidades em seu interior; núcleos com magnetita preservada são menos comuns dada a alteração do mineral. Em suas bordas é possível identificar o sobrecrescimento de hematita 3, que cresce ainda na borda desta banda, em contato com a banda de hematita 1. Os cristais de hematita 3 ocorrem ainda preenchendo o interior de algumas cavidades (Figura 38).

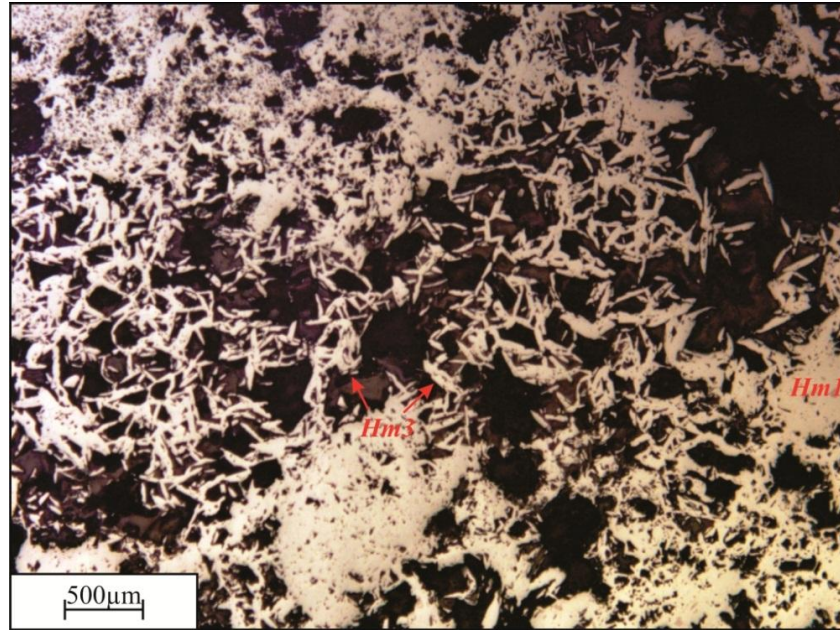


FIGURA 38 – Cristais de hematita 3 preenchendo cavidades observados à luz refletida. Amostra N4E365(91.19-91.25). Luz refletida. Objetiva: 10X.

As bandas de hematita 1, mais porosas, apresentam cavidades aciculares com diâmetros variando entre 10 e 30 µm. As cavidades maiores apresentam formatos mais ou menos octaédricos, variando de 30 a 180 µm. As cavidades maiores são resultado da união de duas ou mais cavidades, gerando por vezes feições mais alongadas (Figura 39). Muitas destas feições encontram-se dispostas de forma aleatória, entretanto a grande maioria está disposta ao longo um mesmo horizonte, mantendo assim um paralelismo entre si.

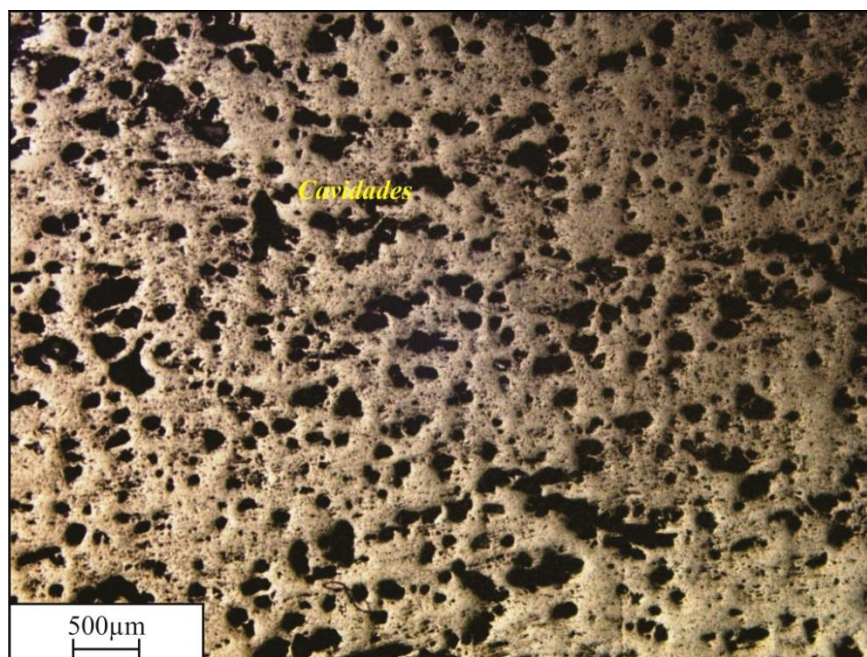


FIGURA 39 – Cavidades concêntricas, localizadas na banda de hematita 1. Amostra 365(108.56-108.66). Objetiva: 2.5X. Luz refletida.

Zonas com acamamento praticamente obliterado ocorrem nas porções onde as cavidades são muito numerosas. Estas regiões são aquelas formadas por um maior número de pseudomorfos de magnetita, totalmente convertidos para hematita. As feições de dissolução localizam-se no interior dos octaedros, estando apenas as bordas ainda preservadas. Por vezes é observada presença de hematita placosa secundária preenchendo o interior desses vazios, como visto na figura 37.

5.4.2 Minério friável

Os minérios deste tipo em geral são bastante friáveis e por vezes pulverulentos, desagregando-se em fragmentos (placosos ou não) muito pequenos. As colorações assumidas por estes tipos de minérios são bem diversificadas como amarelo ocre, marrom acastanhado, marrom avermelhado, cinza e preto, muitas vezes sendo uma função da quantidade de limonita e alguns elementos como manganês (LOPES, 1997). Muitas vezes é possível reconhecer estruturas primárias como os planos de acamamento e laminação no minério. O minério friável ocorre ao longo de toda a mina, de forma descontínua e tabular, contendo lentes de hematita compacta.

O minério placóide é composto de finas placas duras e milimétricas, intercaladas com material pulverulento, onde se observa comumente um brilho metálico. Alguns fragmentos maiores ainda apresentam certo bandamento com vestígios de sílica, porém a maior parte é constituída unicamente por hematita (Figura 40A). O minério pulverulento exhibe estrutura original totalmente destruída, tratando-se de fragmentos de óxidos de ferro desagregados, em sua grande maioria hematita, na forma de plaquetas ou mesmo cristais anédricos, de aspecto terroso (Figura 40B) (COSTA 2006).

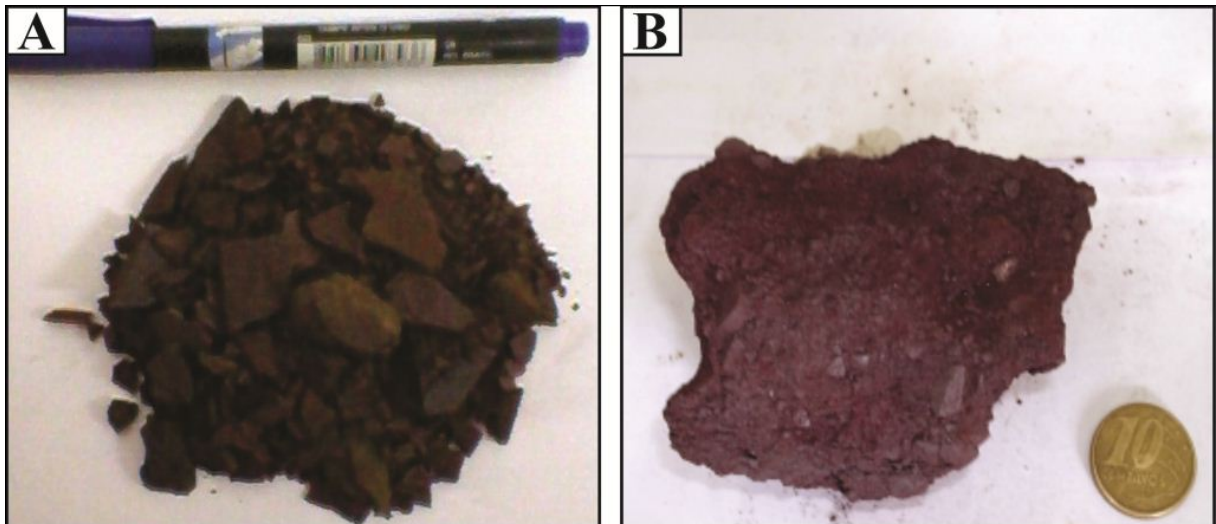


FIGURA 40 – Fotos do minério friável: A) Minério friável placoso. Amostra MN5; B) Minério com aspecto terroso e menor granulação. Amostra MN10 (Fonte: COSTA, 2006).

Segundo Costa (2006) a transição entre o jaspilito muito alterado e o minério friável pode ser gradual, mostrando aumento no tamanho dos fragmentos. A poucos metros abaixo da superfície, onde a goethita é abundante, esses blocos, apesar do alto grau de alteração, apresentam acamamento perfeitamente perceptível, mesmo com o seu conteúdo de jaspe tendo sido completamente removido, e a hematita das bandas primárias parcialmente alterada para goethita (Figura 41 A e B).

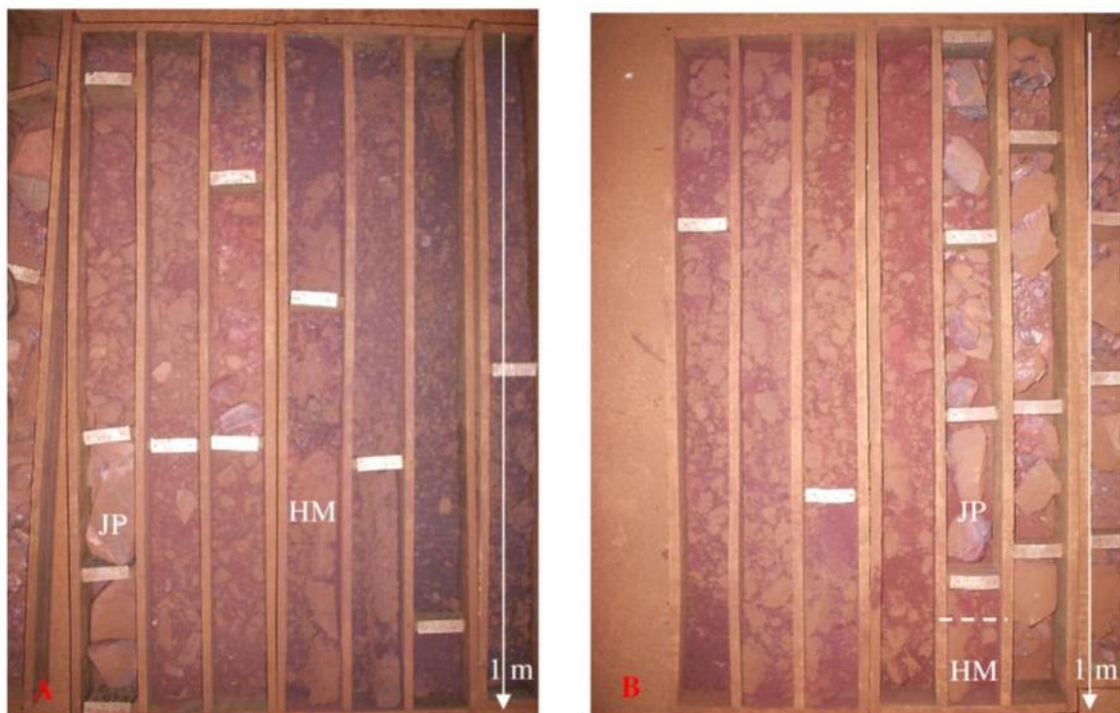


FIGURA 41 – Testemunhos de sondagem A) contato gradual entre minério friável (HM) e jaspilito (JP). B) contato brusco entre minério e jaspilito. (Fonte: COSTA, 2006).

5.5 ANÁLISES NO MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)

Quatro amostras, dentre elas três de Jaspilito Alterado e uma de Minério Compacto foram submetidas à análise no MEV para um melhor refino da petrografia e análise química dos minerais opacos. Análises pontuais foram realizadas em cada exemplar das diferentes gerações de hematita (hematita 1, 2 e 3), respectivamente na região central, na zona intermediária e na borda dos cristais. A magnetita também foi analisada, seguindo a mesma sistemática. Todavia, os resultados não identificaram nenhuma ocorrência significativa de novos elementos, além dos que já são conhecidos, com sílica, ferro e oxigênio. Alguns cristais de hematita 3 mostraram concentrações de ferro mais altas do que a própria hematita primária, todavia o número escasso de amostras analisadas não permite que conclusões mais coerentes sejam feitas. Assim, a utilização do Microscópio Eletrônico de Varredura foi mais substancial para a petrografia em si, pois feições como a recristalização de hematita 3 a partir da hematita 1 puderam ser observadas de forma mais clara, por exemplo.

6 DISCUSSÃO

Em qualquer estudo acerca dos processos geológicos ocorridos em uma determinada região, a observação das características em diferentes escalas é imprescindível para o melhor entendimento dos mecanismos que ali atuaram, uma vez que tais eventos ficaram registrados nas rochas desde escala regional à microscópica. Desta forma, em um primeiro momento serão ressaltados os pontos principais e observações gerais em escala regional, e num segundo momento as particularidades da interface protominério/minério que apontam para os processos envolvidos na geração do depósito de ferro da mina N4E.

6.1 ASPECTOS GERAIS

Segundo Beisiegel *et al.* (1973) quase todas as áreas de minério de ferro da Serra do Carajás erguem-se acima da mata, constituindo clareiras, nas quais se distinguem numerosos traços morfológicos comuns. Nas áreas planas dessas clareiras existiam muitas depressões fechadas, ocupadas por lagoas e brejos temporários e perenes. Desta forma, a própria morfologia da área de ocorrência dos minérios friáveis poderia gerar indícios acerca dos mecanismos que levaram à sua formação. De acordo com esses autores o minério friável só ocorre sob a paleo-superfície que forma os topos concordantes da Serra dos Carajás, e não nos vales que a entalham profundamente e expõem o jaspilito fresco. Esta paleo-superfície tem feições cársticas que só podem ser explicadas por dissolução e colapso.

Nos perfis dos furos amostrados (Figuras 7, 8 e 9), observa-se que tanto o minério friável quanto o maciço limitam-se à camada de jaspilito. As unidades acima e abaixo, respectivamente as formações Igarapé Cigarra e Parauapebas, não apresentam corpos de minério dispersos. Isto pode indicar que os fluidos responsáveis pela transformação do jaspilito em minério friável foram totalmente canalizados através do jaspilito, em função do intemperismo dos basaltos de topo e base. O bandamento seria outro colaborador desse processo, pois aliado à inclinação das camadas, teria fornecido caminhos preferenciais às soluções descendentes. Esta constatação é compatível com as conclusões feitas por Berge (1971) em seu estudo desenvolvido nas formações ferríferas da Libéria, na área de Goe Range, onde reconhece a estruturação laminada como canalizador da alteração supergênica.

Morris (1985), após ano de estudo detalhado nos depósitos de Hamersley, na Austrália, levou em conta uma característica importante: a existência de um acamamento no minério, que provavelmente é o acamamento remanescente da BIF original. Beisegel (1973) também reconhece no minério friável dos depósitos de ferro de Carajás uma estrutura bandada, similar ao bandamento original do jaspilito. Esta característica foi observada ainda por Lopes (1997) no minério friável de N4E, onde as estruturas primárias como planos de acamamento e laminação são reconhecidas em escala de afloramento. A própria forma com que o minério placóide se desagrega indica o fraturamento por meio de estruturas preferenciais, possivelmente reliquias da rocha formadora do depósito. (Figura 42 A). No minério compacto é nítida a laminação plano paralela interna, formada a partir da alternância de níveis de hematita primária (1) e hematita secundária (2 e 3), como descrito na petrografia (Figura 42 B).

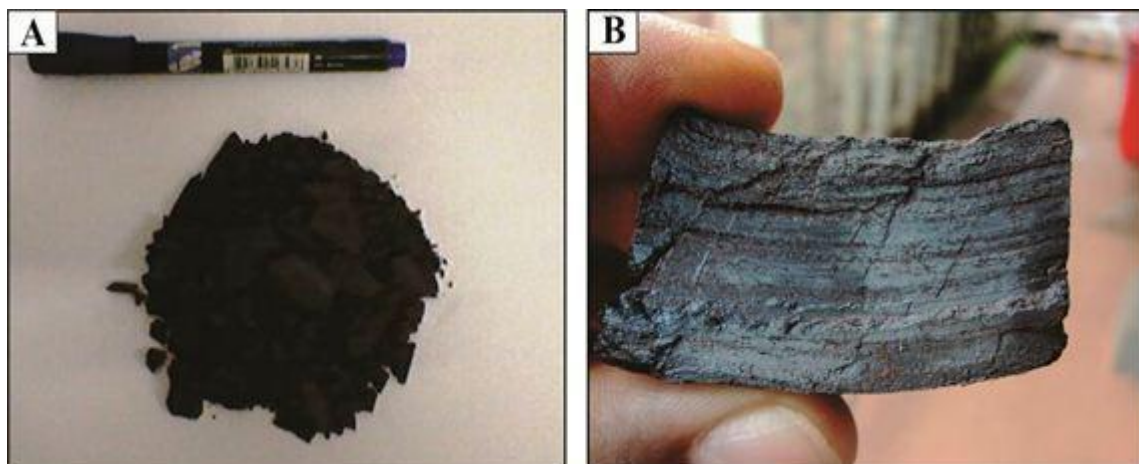


FIGURA 42 – (A) Hematita friável pulverulenta, misturada à placóide; (B) Estruturação interna plano paralela presente no minério compacto.

6.2 EVIDÊNCIAS MICROSCÓPICAS DE DISSOLUÇÃO

Os estudos microscópicos permitiram a identificação de uma sequência de alterações sofridas pelos minerais primários que constituem o protominério. As principais feições texturais observadas foram as cavidades existentes preferencialmente nos níveis mais ricos em sílica, cuja progressão é nítida de acordo com o aumento do grau de alteração das amostras.

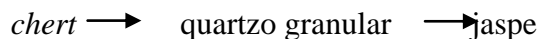
O formato de tais estruturas, arredondadas e alongadas, evidenciam que as mesmas foram originadas a partir da dissolução dos minerais que anteriormente ocupavam seu lugar, atestando a passagem de um “líquido lixiviador”.

Morris (1980) admitiu que a lixiviação causada pelo intemperismo levasse à destruição dos minerais mais facilmente alterados como silicatos e carbonatos, e a alteração parcial da magnetita para hematita ou goethita. Embora a ocorrência de leitos de jaspilito carbonatado próximo à base da Formação Carajás, na mina de N4E tenha sido identificada por alguns pesquisadores (GUEDES, 2000; DALSTRA & GUEDES, 2004; MACAMBIRA, 2003), os mesmos não foram observados durante o presente trabalho de pesquisa, uma vez que se trata de uma ocorrência localizada, pois mais de 90% do volume de jaspilito em Carajás não mostra sinais de calcita ou outro carbonato. Portanto, o quartzo, em suas diferentes variedades, é mineral mais “atacado” pela frente de dissolução, em função de sua menor resistência aos processos de alteração e abundância no protominério. Morris (1987) afirma que a sílica reage com a água, sendo carregada para fora do sistema em solução sob a forma de H_4SiO_4 nas BIFs.

Por outro lado, até mesmo entre as variedades de quartzo que compõe o jaspilito foi identificada uma diferença de resistência à lixiviação. O acúmulo de cavidades nas regiões outrora ricas em *chert*, o desvio que muitas vezes a “rota de corrosão” faz ao encontrar o jaspe e sua maior eficácia nos níveis de *chert* e quartzo granular, levam a crer que o quartzo micro a criptocristalino relativamente mais “puro” é menos resistente à dissolução do que o jaspe. Esta característica pode estar diretamente relacionada à impregnação do jaspe por hematita finamente granulada. Todavia, o *chert* mostra ainda maior susceptibilidade à alteração quando comparado ao quartzo granular. Esta característica poderia ser explicada pela constatação feita por Dorr (1964), onde afirma que o fator textural que controla o processo de formação supergênica do minério é a solubilidade do quartzo em função do tamanho de seus grãos. De acordo com ele, grãos de quartzo com tamanhos maiores que 0,1 mm têm solubilidade reduzida.

No entanto, quando comparado ao jaspe, o quartzo granular, na maioria das amostras observadas é dissolvido primeiro. Isto caracterizaria uma controvérsia de acordo com a

constatação de Dorr (1964). Não se sabe até que ponto a impregnação por hematita confere resistência ao jaspe em relação ao quartzo granular, mas essa parece ser uma das saídas que explicaria esse fato. Outra justificativa seria o posicionamento do jaspe na banda de sílica, mais próximo do contato com as bandas de opacos, enquanto a sílica “pura” (*chert* e quartzo granular) ocupa a parte central da banda. Possivelmente, as camadas sobre e sotopostas de opacos, menos permeáveis, “protegeriam” mais o jaspe, canalizando a maior parte do fluido para a região central da banda silicosa. De qualquer forma, a sequência dos minerais dissolvidos na banda de sílica seria a seguinte:



A solubilidade da sílica em baixas temperaturas foi estudada por Rimstid (1997), que calculou em 11 ppm a concentração de sílica em solução aquosa à 25^o C . O autor afirma que esse valor obtido é compatível com aquele encontrado em águas subterrâneas antigas. Segundo Harmsworth *et al.* (1990), há evidências experimentais que mostram que a solubilidade do quartzo pode ser substancialmente aumentada, em até dez vezes, em presença de Fe₂⁺ em águas subterrâneas.

Em uma área exposta de BIF de 1 km², considerando uma precipitação média anual de 800 mm de chuva (intermediária entre Hamersley 350 mm e PMC 2.800 mm) e uma taxa de infiltração de 70%, seria possível esperar um aporte anual de 500 mil m³ de água nova no aquífero. Esta água, em tese, solubilizaria em torno de 5 toneladas de sílica por ano, se considerado o valor de 11 ppm de Rimstidh.

Em um período de lixiviação relativamente recente como, por exemplo, o Cenozóico (65 Ma) e levando-se em conta uma precipitação de chuva média sobre uma superfície de 1 km², menosprezando as oscilações climáticas que ocorreram no período, seriam carreadas em torno de 300 Mt de sílica para fora da BIF. Este montante seria suficiente para formar um depósito hematítico friável de 450 Mt, se fosse considerada uma proporção de 40% e 60% de massa entre quartzo e hematita no protominério.

Este cálculo é simplificado, mas indica que a remoção de sílica é possível, mesmo a baixas concentrações, em um período compatível com a deposição das bacias cenozóicas.

Além das cavidades de dissolução lenticulares nas bandas de sílica, e níveis silicosos na banda de opacos, Lindenmayer *et al.* (2001), ressaltam que dentre as feições claramente devidas aos processos intempéricos nas Formações Ferríferas Bandadas de Carajás contam-se também a presença de goethita em coroas em torno da hematita associada a quartzo "em

penete" (Figura 25), a limonitização de bordas de lâminas de hematita/magnetita e a presença de cristais de goethita isolados ou em substituição total à hematita (Figura 33).

A presença do quartzo 3 (quartzo portador da textura “em pente”) mostra que o evento de dissolução da sílica não ocorreu de forma isolada, todavia foi acompanhado também pela precipitação pontual do material que estava sendo lixiviado. Ora, se asseguramos a presença de cavidades na estrutura da rocha, não seria incoerente afirmar que parte desse quartzo dissolvido que agora está em solução poderia precipitar em alguma dessas estruturas. No entanto, embora o quartzo 3 seja um mineral neoforado, o processo que o gerou nada mais é do que o reequilíbrio a nível do mineral, uma vez que não houve a entrada de novos elementos, apenas a recristalização da sílica pelo processo de dissolução e precipitação.

Analisando a forma com que as lamelas de quartzo cresceram em todas as direções a partir das faces dos pseudomorfos de magnetita, o ambiente para a formação de tal estrutura pode estar associado ao de baixa pressão de confinamento, reinante a centenas de metros de profundidade na crosta. Dada essa circunstância, um dos condicionantes para que essa textura se desenvolvesse seria um ambiente em níveis mais rasos da crosta, próximo à superfície onde a pressão de confinamento não é tão influente. Em contrapartida, esse ambiente estaria mais susceptível ao ataque do intemperismo, possível causador da lixiviação da sílica, desencadeando desse forma esse processo cíclico.

O minério friável corresponde a 80% das reservas de minério em Carajás, e como descrito anteriormente é composto quase unicamente por hematita, na forma de grãos muito finos e placas pouco coesas, com acamamento original mais ou menos preservado. De acordo com Costa (2006) a maior parte da hematita nesse minério é essencialmente a mesma do jaspilito não alterado (hematita 1) exibindo poucos sinais de recristalização posterior. Spier (2005) indica essa hematita primária residual como principal constituinte do minério friável na mina de Águas Claras, no Quadrilátero Ferrífero; Dorr II (1965) e Eichler (1968) também se referem à hematita residual como o componente dominante de muitos depósitos supergênicos de ferro.

Todas as amostras de protominério estudadas, independente do grau de alteração mostram composição mineralógica similar à rocha não alterada, variando apenas nas proporções destes elementos. É notória também a ausência de recristalização associada a metamorfismo regional, uma vez que os minerais neoforados, quartzo 3 e hematita 3, não representam a entrada de novos elementos no sistema, mas a reorganização dos já existentes (*chert* e hematita 1, respectivamente) face a alteração sofrida pela rocha. Assim, neste quadro parece improvável a formação do minério a partir de substituição hipogênica, considerando

que em diversos depósitos ao redor do mundo formados por este processo, minerais acessórios de alta temperatura são descritos por diversos autores, entre eles Roberts & Bartley (1943), mesmo que presentes somente nas fraturas que conduziram os fluidos, fases essas não observadas nas rochas de Carajás.

Em contrapartida, os resultados obtidos parecem direcionar os mecanismos de alteração do jaspilito para minério friável bem mais para o campo da alteração supergênica, do que da alteração hidrotermal ou hipogênica. O enriquecimento por lixiviação da sílica estaria relacionado a um período específico no qual toda a região amazônica foi exposta a intenso intemperismo, correlacionando o depósito de ferro em Carajás a vários outros gerados a partir do mesmo processo. De acordo com Assad & Beisiegel (1978), a superfície de aplainamento que sustenta os grandes platôs da Serra Norte seria cretácea. No depósito de manganês, reconhecidamente de concentração supergênica, Vasconcelos (1996) realizou datações em minerais de minério, pelos métodos K-Ar e Ar/Ar, utilizando os minerais secundários do grupo da hollandita. Seu estudo identificou intervalos de tempo em que o intemperismo foi intenso, a partir de 70 Ma até 15 Ma, gerando sucessivamente as concentrações de manganês do Azul, no mesmo contexto geológico das minas de ferro. É provável que condições favoráveis tenham prevalecido em grande parte do Paleógeno, na forma de períodos contrastantes de chuvas e estações mais secas, de nível freático variável com fluxo constante e condições físico-químicas propícias ao intemperismo químico em profundidade.

Ocorrências lenticulares de minério maciço, no platô N4, que alcançam até 10 m de comprimento, concordantes ao acamamento do jaspilito são comuns, todavia, respondem a uma porcentagem muito pequena do volume total do minério em Carajás. Esta variedade de minério é composta quase totalmente por hematita (1, 2 e 3) onde um bandamento milimétrico perfeito é visível. Localmente ocorrem dentro dos corpos de minério friável, em profundidade mais rasa, e mostrando poucos sinais de alteração. O contato com o jaspilito ou o minério friável é abrupto, envolvendo alguns centímetros, e é caracterizado pelo desaparecimento das bandas de jaspe. Para Costa (2006) a relação concordante com o protominério e a ausência de bordas de reação e de zonas brechadas indicam que essas ocorrências são possivelmente contemporâneas ao jaspilito, formadas no momento da deposição. Essas características, muito semelhantes à do próprio jaspilito, sugerem um ambiente semelhante para os dois litotipos, uma vez que não há evidências na forma de ocorrência que indiquem formação posterior do minério maciço, por meio da transformação do jaspilito, nem relação física com qualquer corpo intrusivo.

7 CONCLUSÕES

Os estudos petrográficos realizados nos levam a algumas constatações a cerca do possível processo formador do minério de ferro da mina N4E em Carajás, sendo elas:

- Solubilização diferencial das bandas silicosas no protominério, indicada pela acentuada porosidade apresentada por essas bandas, em função do aumento da quantidade e tamanho das cavidades de dissolução;

- Diferença de resistência à dissolução entre os tipos de sílica, dada primeiramente em função do seu grau de “pureza” em relação à pigmentação por hematita (mais puro = mais solúvel) e depois pelo tamanho dos cristais (quanto menor = maior a solubilidade), sendo estabelecida a seguinte sequência de alteração: *chert* – quartzo granular – jaspe;

- Presença marcante de cristais de hematita e pseudomorfos de magnetita alterados para goethita nas bandas de sílica;

- Nova geração de quartzo (quarto em pente) e hematita (hematita 3), em função de uma recristalização intempérica, contudo representando apenas o re-equilíbrio a nível mineral, sem a formação de novas fases minerais uma vez que não houve entrada de novos componentes químicos;

A ausência de evidências que sustentem a hipótese de alteração hipogênica torna menos adequada sua aplicação na geração do minério de ferro na mina N4E. Embora a existência ou não de metamorfismo no Grupo Grão Pará seja bastante debatida, estudos afirmam que o metamorfismo regional não atingiu este grupo, uma vez que todas as rochas, ígneas ou sedimentares do Grupo Grão Pará mostram claramente suas texturas e composição mineralógica primária preservadas (MACAMBIRA, 2003).

Desta forma, relaciona-se aqui a origem do depósito de ferro da mina N4E, na Serra dos Carajás, aos processos de enriquecimento supergênico, onde a sílica sofreu lixiviação preferencial no protominério jaspilítico e os óxidos de ferro foram concentrados, ocasionando a formação do minério friável, que constitui a parte mais significativa das reservas da jazida N4E.

Lemos & Villas (1983) em seu trabalho sobre os depósitos de bauxita próximo do platô N5, acreditam que a evolução do perfil intempérico ferroaluminoso também tenha ocorrido a partir do Cretáceo, quando as condições climáticas favoreceram o desenvolvimento de uma zona espessa de alteração (mais de 60 m) sobre as rochas vulcânicas. Em torno de 70 Ma, o soerguimento lentamente eleva as rochas da Serra Norte, coincidindo com o estabelecimento de um clima favorável, marcado pelos contrastes de estações secas e

chuvosas, com desenvolvimento de depósitos como os de bauxita e manganês da região. A exposição da camada de jaspilito (Formação Carajás) e das suas encaixantes (respectivamente formações Igarapé Cigarra e Parauapebas) dá início do processo de alteração pelo intemperismo (Figura 43).

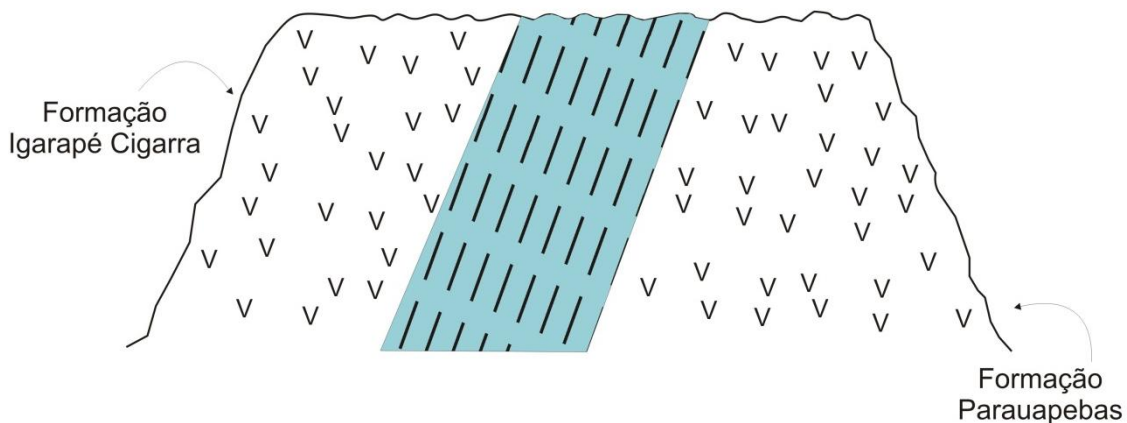


FIGURA 43 – Exposição do grupo Grão Pará à superfície, portanto à intensa ação do intemperismo.

O intemperismo transformou os basaltos em saprolito relativamente mais resistente que o produto de alteração do jaspilito, gerando uma depressão na região onde a BIF aflora. A drenagem é então canalizada diretamente para essa região depressiva, com formações de lagos em sua superfície (Figura 44). O ataque superficial permite a individualização de um horizonte pouco espesso inicialmente, onde os cristais de hematita são alterados, hidratados gradualmente, liberando certa quantidade de Fe^{3+} , que reprecipita quase que instantaneamente. A sílica microcristalina é eliminada lenta, mas constantemente. Alguma caulinita é formada também, se infiltrando em microfissuras e cimentando parcialmente os cristais alterados. O fluxo contínuo de água durante a estação chuvosa foi possivelmente facilitado por amplas zonas de saída, conforme a evolução do relevo prosseguia, a incisão dos cursos d'água aumentava, mantendo a eliminação do material.

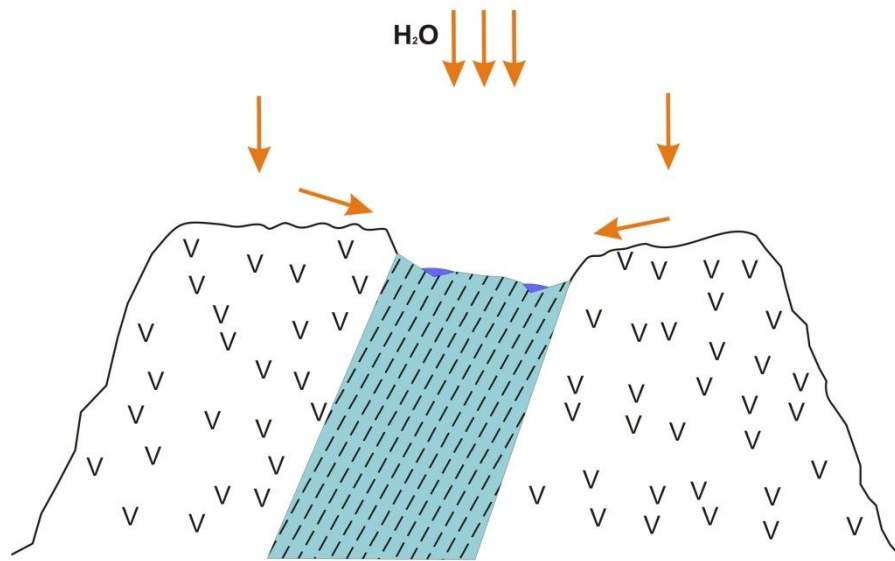


FIGURA 44 – Alteração dos basaltos produz saprolito mais resistente do que o produto gerado pela alteração dos jaspilitos, causando relevo depressivo sobre as BIFs da Formação Carajás. Lagos são desenvolvidos sob essa superfície.

Com a evolução do processo de enriquecimento supergênico uma crosta laterítica foi desenvolvida sobre o minério e saprolito dos basaltos. A maior resistência da crosta do minério e o contínuo processo de intemperismo causou a inversão do relevo (Figura 45). Sob condições de relevo mais estáveis, sem erosão acentuada, a alteração prosseguiu contínua em profundidade, sendo caracterizada pelo desenvolvimento do minério residual, puramente hematítico, seguindo a estruturação principal do jaspilito, até as profundidades hoje observadas.

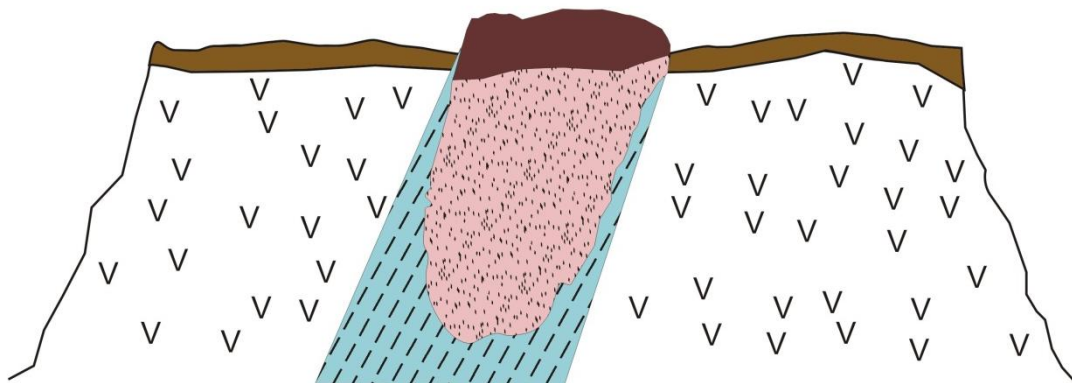


FIGURA 45 – A evolução do processo supergênico desenvolveu uma crosta laterítica resistente sobre o minério, mais do que a laterita química desenvolvida sob o saprolito basáltico. Essa diferença de resistência causou a inversão do relevo e preservou o minério de uma possível ação intempérica após seu desenvolvimento.

Os resultados deste trabalho contribuem para direcionar a pesquisa por mais depósitos minerais, ampliar os já existentes, estudar o modelo genético e aplicar diretamente na exploração, uma vez que se conhecemos como o depósito foi formado, sabemos o que vamos esperar em profundidade.

Recomenda-se que a pesquisa seja ampliada, mais amostras sejam coletadas na interface protominério/minério e que a metodologia aqui utilizada seja empregada também em outros depósitos a fim de entender melhor os mecanismos responsáveis pela sua formação.

Possivelmente, este trabalho poderá auxiliar o estudo das cavernas que se formaram em Carajás, e atualmente já passam de 1.200, caracterizando-se como um grande desafio para a pesquisa, uma vez que as cavernas em si nada mais são do que cavidades de dissolução em proporções bem maiores do que o estudado.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17:1-29.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Texto Explicativo. DNPM/ CPRM, Brasília, 136p.
- ASSAD, R. & BEISIEGEL, V. R. 1978. Depósito de bauxita da Serra dos Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., *Anais*, Recife, SBG: v. 4, p. 1385-1391.
- AVELAR, V.G. Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia oriental. 1996. 149 p. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1996.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J. M.; CORREIA JR, F. C.; MACAMBIRA, E. M. B., 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 4, p. 453-460.
- BARBOSA, A.B.; LAFON, J.M.; NEVES, A.P.; VALE, A.G. 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo proterozóico da Região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências da Terra*, 7:147-164.
- BALDWIN, A. B. & GROSS, W. H. 1967. Possible explanations for the localization of residual hematite ore on a Precambrian iron formation. *Econ. Geol.*, 62: 95-108.
- BARROS, C.E.M., 1991. Evolução petrológica e estrutural do Gnaiss Estrela, Curionópolis, PA. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Belém. 134p.

- BARROS, C. E. M, Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil). 1997. 316 p. Tese de Doutorado.
- BARROS, C.E.M , DALL'AGNOL, R., BARBEY., BOULLIER, A.M. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás Region, Brazil: an example of an Archaean A-type granitoid. 1997. *Journal of South-American Earth Sciences*, 10 (3-4): 321-330.
- BARROS, C.E.M.; SARDINHA, A.S.; BARBOSA, J.P.O.; KRIMSKI, R.; MACAMBIRA, M.J. B., 2001. Pb- Pb and zircon ages of Archean syctectonic granites of the Carajás metallogenic province, Northern Brazil. 3th Simposio Sudamericano de Geologia Isotopica, Pucon, Chile, Resumos Expandidos. Servicio Nacional de Geologia Y Minería. CD-ROM.
- BEISIEGEL, V.R. 1982. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA,1., Anais, Belém, SBG. p.21-46.
- BEISIEGEL, V.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra do Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, 3:215-242.
- BERGE, J. W. 1971. Iron formation and supergene iron ores of the Goe Range Area, Liberia. *Econ. Geol.* 66: 947-960.
- BORGES, A.W.G. 1995. Geologia da porção norte da jazida de ferro N4, Carajás-Pará. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 60 p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- CORDANI, U.G. & SATO, K., 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, Vol. 22, no. 3. p. 167-173.
- COSTA, U. A. P. 2006. Avaliação dos processos geradores do minério de Ferro da serra norte de carajás, sudeste do Pará. Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará Dissertação de mestrado. 110 p.
- CVRD, 1999. Relatório Anual do ano de 1999. 200p.

- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B., 1994. Proterozóic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral. Petrology*, 50: 113-138.
- DALL'AGNOL, R., RÄMÖ, O.T., MAGALHÃES, M.S., MACAMBIRA, M.J.B. Archean granitoids as magmas sources for the anorogenic paleoproterozoic Jamon and Musa granites (eastern Amazonian craton): new constraints based on geochemical and Sm-Nd isotopic data. 1997. In: *South-Amer.Symp. Isot. Geol. Campos do Jordão, 1997. Extended abstracts*
- DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T.; LEITE, A.A.S.; MAGALHÃES, M.S.; TEIXEIRA, N. Rapakivi Granites From Brazil and Adjacent Áreas. 1999. *Precambrian Res.*, 95 (1-2): 3-39.
- DALSTRA, H. & GUEDES, S. C. 2004. Giant hydrothermal hematite deposits with Mg-Fe metasomatism: a comparison of the Carajás, Hamersley, and other iron ores. *Econ. Geol.*, 99: 1793-1800.
- DARDENNE M. A., SCHOBENHAUS C. Capítulo VII: Depósitos minerais no tempo geológico e épocas metalogenéticas. In: Bizzi L. A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J. H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, 2003.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J., 1992. *Rock-forming minerals*. London, Second Edition Longmans (eds.). 696 p.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Anais, Belém, SBG: p.10-54.
- DORR, J. V. N., 1964 – Supergene Iron ore of Minas Gerais, Brazil – *Economic Geology*, vol 59. pp. 1203-1240
- DORR II, J. VAN N. 1965. Nature and origin of high-grade hematite ores of Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.*, 60: 1-46.
- EICHLER, J. 1968. O enriquecimento residual e supergênico dos itabiritos através do intemperismo. *Geologia*: 29-40.

- FIGUEIREDO E SILVA, R. C. 2009. Evolução e gênese do minério de ferro hidrotermal nos depósitos da Serra Norte, província mineral Carajás. Tese de doutorado - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.
- GOMES, A.C.B. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará. 2003. 160p. Dissertação de mestrado – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2003.
- GUEDES, S. C. 2000. Evidências de alteração hidrotermal na formação ferrífera bandada e minérios de ferro de N4, N5 e Serra Leste, Serra dos Carajás- Pará, Brasil. Belo Horizonte Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geologia, (Exame de qualificação ao mestrado), não publicado.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZESWKI, JR. W.S. 1986 Age and Composition of the Grão Para Group Volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, 16(2): 201-211.
- GIBBS, A. K. AND WIRTH, K.R., 1990. *Geologic Setting of the Serra dos Carajás Iron deposits, Brazil – Ancient Banded Iron Formations – Theophrastus publications, S.A. – Greece: pp. 83-102.*
- HARMSWORTH, R. A., KNEESHAW, M., MOSSIS, R. C., ROBINSON, C. J. and SRIVASTAVA, P. K. 1990 – *BIF Derived Iron of Hamersley Province*. *Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea* p. 617-642.
- 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
- HUHN, S.B.; MACAMBIRA, M.J.B; DALL'AGNOL, R. Geologia e Geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás – PA. 1999. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6. Manaus, Anais...SBG. (1). p. 463-466.
- KERR, P., 1959. *Optical Mineralogy*. McGraw-Hill Book Co., New York, Third Edition, 492 p.

- KRYMSKY, R.SH.; MACAMBIRA, J.B.; MACAMBIRA, M.J.B. 2002. Geocronologia U-Pb em zircão de rochas vulcânicas da Formação Carajás, Estado do Pará. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., *Anais*, Belém, SBG: p. 41.
- LEITE, A.A.S., DALL'AGNOL, R., MACAMBIRA, M.J.B., ALTHOFF, F.J. Geologia e geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*. 34, p. 447-458, 2004.
- LEMONS, 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 (3): 165-177.
- LIMA, F.D. & PINHEIRO, R.V.L., 2001. Formação Gorotire: Consideração sobre uma unidade siliciclástica particular da Serra dos Carajás-PA. In: REIS, N.J & MONTEIRO, M.A.S. Contribuição à Geologia da Amazônia. Manaus. SBG, Núcleo Norte. v.2, p. 205-229.
- 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.; BOCALON, V.L.S., 1994. Nota Preliminar sobre as Intrusões Granitóides do Depósito de Cobre do Salobo, Carajás. *Acta Geol. Leopold.*, 40(XVII):153-184.
- 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 Geologia*, 31(1):21-28.
- LOBATO, L. M; FIGUEREDO E SILVA, R. C.; ROSIÈRE, C. A.; ZUCCHETTI, M.; BAARS, F. J.; PIMENTEL, M; RIOS, F. J.; SEOANE, J. C. S.; MONTEIRO A. M. 2005. Hydrothermal origin for the iron mineralization, Carajás Province, Pará State, Brazil. In: *Proceedings Iron Ore 2005*, p. 99-110.
- LOPES, P. M.S., Mineralogia dos minérios de ferro da jazida N4E, Carajás, Pará. 1997. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 66p. (Trabalho de Conclusão de Curso)

- MACAMBIRA J.B.; RAMOS J.F.F.; ASSIS J.F.P.; FIGUEIRAS A.J.M. 1990. *Projeto Serra Norte, Projeto Pojuca: relatório final*. Belém, UFPA, DOCEGEO, SEPLAN, DNPM. 150p. Inédito.
- MACAMBIRA J.B. & SILVA V.F. 1995. Estudo Petrológico, Mineralógico e Caracterização das Estruturas Sedimentares e Diagenéticas Preservadas na Formação Carajás, Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **7**:363-387.
- MACAMBIRA J.B. & SCHRANK A. 2002. Químio-estratigrafia e Evolução dos Jaspilitos da Formação Carajás (Pa). *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(4):567-578.
- MACAMBIRA, J.B. 2003. O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará. Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas. Tese de Doutorado. 217p.
- MACAMBIRA J.B. & SCHRANK A. 2003. Depositional aspects of the banded iron formations from the Carajás formation, Pará state, Brazil. In: *Latinamerican Congress of Sedimentology*, 3, Belém, Anais, 227-229.
- MACHADO, N., LINDENMAYER, Z., KROGH, T.E., LINDENMAYER, D. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás área, Amazon Shield, Brazil. 1991. *Precambrian Research* **49**, 329-354.
- MEDEIROS FILHO, C.A. & MEIRELES, E.M., 1985. Dados preliminares sobre a ocorrência de cromita na área de Luanga. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2, Belém. Atas... Belém: SBG: NNO. v. 3, p. 1488-1499.
- MEIRELLES, M.R., 1986. Geoquímica e Petrologia dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás-Pa. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Mestrado, 150 p.
- MORRIS, R.C. 1985. Genesis of iron ore in Banded Iron Formation by supergene and supergene-metamorphic processes – A conceptual model. In: WOLF, K.H. (ed). *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*. Amsterdam, Elsevier. v.13, p. 73-235.
- MOUGEOT, R.; RESPAUT, J.P.; BRIQUEOT, L.; LEDRU, P.; MILESI, J.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; HUHN, S.B., 1996. Geochronological constraints for the age of

- the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará State, Brazil). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Boletim de resumos expandidos, 6: 579-581.
- NOGUEIRA, A.C.R. 1995. Análise Faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, Região Central da Serra dos Carajás – Pará. 167p. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências (Dissertação de Mestrado).
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R.V.L., 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescrição e redefinição litoestratigráfica. Bol. Museu Par. Emílio Goeldi, 7:177-197.
- OLSZEWSKI, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS A.K.; GAUDETTE, H.E. 1989. The age, origin, and tectonics of the Grão Pará Grup and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precambrian Research*. 42:229-254.
- PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. L.; MCMAHON, T. A., 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11: 1633–1644. ISSN.
- PIDGEON, R.T., MACAMBIRA, M.J.B., LAFON, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology* 166, 159-171.
- PIMENTEL, M.M. & MACHADO, N. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. São Paulo, 1994, Boletim de Resumos Expandidos, Camboriú, SBG, 1: 390-391.
- RESENDE, N.P. & BARBOSA, A.L.M., 1972. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. Estado do Pará. v. 1, Texto, 250 p. v. 2, Mapas e Seções Geológicas, 119 p.
- RIMSTIDH, J. D., 1997. Quartz solubility at low temperatures. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 61, No 13, pp. 2553-2558.
- ROBERTS, H. M. & BARTLEY, M. W. 1943. Hydrothermal replacement in deep seated iron ore deposits of the Lake Superior region. *Econ. Geol.*, 38:1-24.

- ROSIÈRE C.A., SEOANE J.C.S., BAARS F.J., LOBATO L.M. 2004. Estruturação da Província Carajás e sua influência na mineralização de ferro, PA. In: Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto, Maio 2004, Anais.
- SARDINHA, A.S. Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás. 2002. 118p. Tese (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2002.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.J.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia. In: Brasil, Projeto RADAM, *Folha SB-22 Araguaia e parte SC-22 Tocantins.*, Rio de Janeiro, DNPM. 143p. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- SILVA, A. B. Estruturas sedimentares e petrografia das Formações Ferríferas da mina N5, Serra dos carajás, Província Mineral de Carajás. 2011. 68p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Marabá
- SOARES, A.V.; SANTOS, A.B.; VIEIRA, E.A.; BELLA, V.M.; MARTINS, L.P.B., 1994. Área de Águas Claras: contexto geológico e mineralizações. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 4. Resumos. Belém, 1994. SBG: 379-381.
- SPIER, C. A. 2005. Geoquímica e gênese das formações ferríferas bandadas e do minério de ferro da mina de Águas Claras, Quadrilátero Ferrífero, MG. 298p. São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, (Tese de Doutorado).
- TASSINARI, C. C. G. & MACAMBIRA, M. J. B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22: 174-182.
- TOLBERT, G.E.; TREMAINE, J.; MELCHER, G.C.; GOMES, C.B. 1971. The recently discovered serra dos carajas iron deposits, Northern Brazil. *Econ. Geol.*, 66 (7): 985-994.
- 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 Sciences*, 11, 265–277.

- VALE 2009. Mapeamento litoestrutural e geomecânico da Mina N4E Serra dos Carajás - PA
Abril de 2009 preparado por BVP ENGENHARIA .
- VASCONCELOS, P. M. 1996. Paleoclimas e evolução geomorfológica da região de Carajás:
evidência geoquímica e geocronológica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA
AMAZÔNIA, 5, *Anais*, Belém, SBG. p. 26-30.
- WIRTH, K.R., GIBBS, A.K., OLSZEWSKI JR., W.J. U-Pb zircon ages of the Grão Pará
group and Serra dos Carajás granite, Para, Brazil. *Revista Brasileira Geociências* 16(2),
195-200. 1986.
- 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: Simpósio
Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto, Mario 2004, Anais*

ANEXOS

Amostra: **N4E (2)**

Características macroscópicas

Rocha colhida na frente de lavra da mina N4E, com formato retangular. Rocha sedimentar química, bandada, com capa de alteração que limita sua descrição e moderado grau de alteração intempérica. O bandamento é persistente, possui continuidade lateral. As bandas de opacos variam entre 20 e 25 mm. Exibe internamente lâminas de jaspe, que dão aspecto avermelhado à banda de opacos. O contato é brusco, aparentemente retilíneo. Uma estrutura similar à escavação e preenchimento foi observada entre o limite inferior da banda de opacos com a banda de jaspe. As bandas de jaspe possuem em média 20 mm de espessura e laminação interna plano-paralela com lâminas de opacos e *chert*. Cristais de mineral opaco (magnetita?) são observados no interior das bandas de sílica, mais precisamente junto com as lâminas de *chert*. As cavidades também são mais evidentes nestas regiões onde opacos estão associados ao *chert*.

Características microscópicas

Minerais opacos – 60%

Jaspe – 30%

Chert – 8%

Quartzo granular – 2%

O bandamento é característico e persiste a nível microscópico, evidente pela alternância de bandas de sílica com cerca de 8.2 mm e de opacos variando entre 4.8 e 3.2 mm. A banda de opacos apresenta laminação interna plano paralela, com lâminas muito delgadas de 0.05 mm de espessura e lentes de jaspe e *chert*. É formada por hematita, magnetita, jaspe e sílica em menores proporções.

Hematita – apresenta-se como massa criptocristalina, pouco porosa (hematita 1).

Magnetita – cristais euédricos, parcial a totalmente convertidos em hematita, aqui classificada como 2.

A banda de sílica é formada por jaspe, *chert*, quartzo granular e minerais opacos. O jaspe localiza-se perto das bordas,

Chert - Mostra-se incolor e ocorre na forma de camadas, lentes e lâminas.

Jaspe - Exibe cor vermelha e ocorre na forma de camadas intercaladas, lentes, lâminas e preenchendo veios.

Quartzo - Ocorre preenchendo veios.

Sinais de Alteração

As cavidades observadas são bastante euédricas, ou encontradas no interior dessas estruturas euédricas, similares ao octaedro de magnetita, todavia preenchidos por sílica microcristalina nas bordas e com a cavidade no centro. Alguns destes octaedros possuem apenas as bordas preservadas. Na superfície do quartzo granular, existem cristais muito finos, menores que 2 µm, uma espécie de sericita, disseminados em todo o veio.

Amostra: **N4E (3)**

Características macroscópicas

Rocha bandada, de cor vermelho acastanhada formada pela alternância de bandas cinza escuras de brilho opaco e bandas avermelhadas, intercaladas internamente por finas laminações brancas, tendo um formato retangular. Trata-se de uma amostra coletada na frente de lavra da mina N4E. Apresenta-se com elevado grau de alteração intempérica, em um estado semi-friável. A rocha apresenta bandamento persistente, variando entre 20 e 25 mm de espessura. As bandas cinza, possuem brilho opaco, apresenta cerca de 25 mm de espessura, possuem laminação plano-paralela definida pela alternância dos minerais opacos com lâminas finas e contínuas lateralmente de (*chert*) e o mesmo material que compõe as bandas vermelhas. As bandas vermelhas possuem laminação interna plano-paralela, são compostas essencialmente por jaspe e lâminas de *chert*. Possuem em média 20 mm de espessura, exibe uma fina granulometria, tem aspecto argiloso e uma laminação interna plano-paralela evidente pela presença de lâminas do tamanho areia fina (incolores).

Características microscópicas

Minerais opacos – 60%

Jaspe – 37.5%

Chert – 2%

Quartzo granular – 0.5%

A banda predominantemente de sílica tem em média uma espessura de 20 mm, enquanto que a banda de opacos possui cerca de 17 mm de espessura, todavia laminações de uma banda na outra são frequentes, em especial laminações de sílica na banda de opacos. O contato entre o topo da banda de jaspe e a base da banda de opacos é gradual, sendo o contato entre a base da banda de jaspe e o topo da banda de opacos mais retilíneo e brusco. É composta por jaspe, *chert*, minerais opacos e quartzo granular, preenchendo as fraturas na forma de veios. É evidente uma laminação interna, formada pela alternância de finas lâminas de *chert*, bastante sinuosas, lâminas mais espessas de minerais opacos, com cerca de 4 mm e contínuas lateralmente, e lentes de *chert* e minerais opacos, que sofrem um adelgaçamento lateral. O jaspe apresenta uma variação de cor internamente, provavelmente em função da quantidade de pigmentação de hematita.

A banda de opacos apresenta laminações de jaspe e *chert* com espessuras que variam entre 10 e 40 μm , algumas com continuidade lateral e outras que sofrem adelgaçamento lateral, além de lentes de *chert* e jaspe. Nesta banda, é evidente ainda a presença de goethita na forma de finas “agulhas”, associadas tanto a um veios de quartzo que cortam a banda, como na própria banda. Algumas lâminas de *chert*, presentes no interior desta banda, possuem formato sinuoso, chegando em alguns pontos a ser “estrangulada” pelos opacos ao redor, formado uma espécie de “nódulos”, chegando até mesmo a “quebrar” a continuidade lateral em algumas situações.

Sinais de Alteração

As cavidades de dissolução na banda de jaspe localizam-se preferencialmente nas porções onde a coloração do jaspe é mais esbranquiçada, e onde concentra-se o *chert*. Pelo menos duas destas cavidades, exibem um formato similar a um retângulo, todavia com contornos irregulares. As cavidades maiores possuem entre 380 e 180 μm de comprimento e 60 μm de largura. Grãos de minerais opacos localizam-se no contorno destas cavidades. Ao redor das mesmas está o *chert*, logo em seguida o *chert* misturado

à massa de jaspe. Uma cavidade é ligada a outra através de um “canal de dissolução”, onde a dissolução segue preferencialmente a lâmina de *chert*, adquirindo formato sinuoso e fino e continuidade lateral. Por vezes esta continuidade é interrompida, formando “ilhas” ou “pontos” de dissolução, todavia seguindo o mesmo horizonte. Outras cavidades menores também são observadas sozinhas ou no mesmo horizonte, mas também bordejadas pelo material silicoso mais claro ou branco (*chert*). A maioria apresenta formato mais ou menos arredondado, e tamanhos variados, desde 3 a 30 μm . Estas cavidades são ainda observadas na região de contato com a banda de opacos subjacente, possuindo também um formato arredondado e tamanhos variados

Amostra: **N4E (4)**

Características macroscópicas

Rocha bandada, formada pela alternância de bandas cinza escuras de brilho opaco e bandas avermelhadas, intercaladas por finas laminações brancas. A amostra possui cerca de 6 cm de altura, 17 cm de comprimento e 9 cm de largura, tendo a forma de um poliedro irregular. Trata-se de uma amostra coletada na frente de lavra da mina N4E. Apresenta-se com elevado grau de alteração intempérica, em um estado semi-friável. Observa-se ainda a presença de uma capa de alteração sobre as partes laterais, aparentemente formada por goethita. A coloração da rocha é castanha avermelhada, exibindo bandamento composicional definido pela presença de bandas cinza escuras formadas por minerais opacos e pelas bandas silicosas vermelhas (jaspe) e brancas (*chert*).

Características microscópicas

Minerais opacos – 35%

Jaspe – 45%

Chert – 15%

Quartzo granular – 5%

A banda de sílica possui cerca de 13.6 mm de espessura e é formada por jaspe, *chert*, quartzo granular e minerais opacos. É caracterizada por *chert* microscritalino e quartzo granular na região central da banda. O jaspe apresenta uma variação de vermelho acastanhado escuro a claro e níveis de opacos no interior da banda marcam uma estruturação plano-paralela.

As bandas de opacos apresentam cerca de 12.4 mm de espessura, e exibem contato brusco com o topo da banda de sílica. o contato superior é pouco difuso e irregular. Esta banda é formada quase que exclusivamente por cristais milimétricos de magnetita alterada para hematita, aqui considerada com hematita 2. Níveis silicosos com cerca de 0.25 mm de espessura são observados nesta banda, bastante sinuosos. Por vezes pseudomorfos de magnetita convertidos para hematita apresentam-se geminados. Alguns ainda preservam maghemita em seu interior. A presença de maghemita e ausência de magnetita são marcantes.

Sinais de Alteração

Cavidades de dissolução são observadas na banda de jaspe. Algumas apresentam considerável continuidade lateral, com cerca de 0.4mm de espessura. Quartzo granular é observado preenchendo possíveis cavidades de dissolução. Feições mais arredondadas são vistas ao longo da banda de sílica, só que de forma segmentada. Não foram observadas cavidades de dissolução na banda de opacos.

Amostra: N4E 365(91,19-91,25)

Características macroscópicas

A rocha apresenta coloração, cujo bandamento primário ainda é marcado pela alternância de lâminas, com cerca de 2 a 10 mm, de cor marrom acinzentada e brilho opaco, com bandas de cor cinza com brilho metálico, variando entre 10 e 20 mm. As bandas exibem uma alternância interna de uma banda na outra. Ambas são compostas por minerais opacos, com visíveis sinais de lixiviação de praticamente todo o conteúdo de sílica. As bandas marrom acinzentada são contínuas, variam entre 2 e 10 mm, tornando-se menos espessas em direção ao topo e possuem brilho opaco. Exibem contatos ondulados na base, que se tornam brusco e mais retilíneos em direção ao topo da amostra. As bandas cinza com brilho metálico são regulares, exibem contatos levemente ondulados na base, bastante ondulado na porção central e retilíneos para o topo da amostra. A espessura desta banda, assim como a outra, vai diminuindo em direção ao topo. Cavidades de dissolução dos minerais menos estáveis estão distribuídas principalmente nas bandas marrom acinzentadas.

Características microscópicas

Minerais opacos – 100%

Jaspe – 0%

Chert – 0%

Quartzo granular – 0%

Ela é marcada por um microbandamento formado pela alternância de por bandas de hematita criptocristalina (hematita 1), em que bandas foscas (maior porosidade) alternam com bandas mais brilhantes (menor porosidade) e bandas formadas por cristais octaédricos de hematita (2), mostrando raramente núcleos de magnetita

As bandas menos porosas possuem entre 0,5 e 1mm de espessura, apresentam uma variação interna, com a presença de lâminas com menor grau de porosidade, com cerca de 0,1 mm de espessura e lâminas mais porosas com cerca de 0,3 mm. As lâminas menos porosas são formadas por hematita criptocristalina, e apresentam cavidades muito finas, com espessuras menores que 1 µm, formando assim uma massa anédrica. As lâminas menos espessas são formadas tanto pelos cristais criptocristalinos de hematita, quanto finos cristais alongados localizados preferencialmente nas bordas das cavidades presentes nesta lâmina.

As bandas mais foscas, são formadas predominantemente por hematita 2 e 3. Possuem espessuras que variam entre 3,4 mm e 6 mm. Estas bandas mostram uma laminação interna incipiente, obliterada pela alteração da rocha. Observa-se, de forma irregular e não muito clara, níveis com cristais octaédricos de hematita, variando aproximadamente entre 0.06 e 0.52, pontualmente com núcleos de magnetita, com cavidades em toda sua região central, preservando em sua maioria apenas as bordas. Estes se alternam com níveis de hematita na forma de finos cristais alongados, presentes no interior e bordas de cavidades, ou na bordas dos cristais octaédricos. Estes cristais de hematita 3 estão dispersos por toda a amostra, principalmente preenchendo as cavidades ou nas suas bordas.

Sinais de Alteração

As cavidades de dissolução estão presentes em ambas as bandas, sendo mais frequentes na banda opaca (marrom acinzentada). As maiores cavidades estendem-se ao longo do plano de acamamento reliquiar, onde suas paredes apresentam-se rugosas e formadas pela banda marrom acinzentada.

Amostra: **N4E 365(108.56 – 108.66)**

Características macroscópicas

Rocha sedimentar química, de coloração marrom acinzentada. Trata-se de uma amostra do minério compacto, exibindo um acamamento marcado pela alternância de bandas mais opacas com bandas mais brilhantes. Por ser um furo de sondagem, exhibe uma forma cilíndrica.

Características microscópicas

Minerais opacos – 100%

Jaspe – 0%

Chert – 0%

Quartzo granular – 0%

A rocha é composta basicamente por hematita (99%), bastante compacta, uma vez que o acamamento não se encontra preservado. A disposição das cavidades ao longo de um horizonte, dão a impressão de uma laminação plano-paralela reliquiar. A diferença entre o tamanho, a quantidade e a forma das cavidades formam níveis relativamente diferentes na amostra, contudo o limite entre esses “níveis” são difusos, portanto difíceis de serem traçados. Os níveis onde as cavidades são, predominantemente menores e de quantidade maior, apresentam feições aciculares, com diâmetro variando entre 5 e 50 µm e hematita 3 cristalizada nas suas paredes; apresenta também feições mais ou menos retangulares, com contornos irregulares, com hematita 3 precipitada nas suas paredes e no seu interior, com espessuras variando entre 25 e 500 µm. Cavidades maiores, com contornos totalmente irregulares e aparentemente sem uma forma definida também estão presentes neste nível. Ele é composto predominantemente por hematita criptocristalina (1) e hematita 3 cristalizada nas paredes das cavidades e nas bordas dos octaedros de hematita que ocorrem de forma pontual

Sinais de Alteração

As cavidades existentes variam de tamanho e forma, localizando-se preferencialmente no contato entre as duas bandas e no interior da banda fosca. Regiões com acamamento praticamente apagado ocorrem nas zonas onde as cavidades são muito numerosas e possuem maior extensão. Os níveis onde as cavidades são mais regulares, são formados principalmente por hematita 1, 3 e 2 respectivamente. As cavidades apresentam formatos mais ou menos octaédrico, variando de 30 a 180 µm. As cavidades maiores são resultado da união de duas ou mais cavidades, gerando por vezes feições mais alongadas. Muitas destas cavidades encontram-se dispostas de forma aleatória, todavia a maioria delas estão dispostas ao longo de horizontes que mantêm um paralelismo entre si, remetendo assim à uma estrutura primária reliquiar. Em várias destas cavidades ainda é possível observar as bordas compostas por hematita 2, gerada a partir da substituição da magnetita, preservando o formato octaédrico. A hematita 3 está presente como finos cristais alongados, nas bordas das cavidades menores, que não possuem preferencialmente um formato geométrico bem desenvolvido. Em alguns pontos porém, é possível identificar a hematita 3 substituindo a 2 na estrutura do pseudomorfo octaédrico. Cavidades lineares, aparentemente discordantes ao acamamento reliquiar, podem ser interpretadas como antigos veios de material silicoso pouco penetrativo, uma vez que se limita a apenas um nível.

Amostra: **N4E 487 (50,39-50,53)**

Características macroscópicas

Rocha sedimentar química, de coloração cinza avermelhada, apresentando bandamento consistente, composto por bandas escuras, formadas por minerais opacos, e bandas avermelhadas e brancas formadas por jaspe e *chert*. Possui a forma de um “meio” cilindro. Exibe ainda baixo grau de alteração intempérica. As bandas de minerais opacos variam entre 1 e 6 mm, são contínuas lateralmente e apresentam brilho opaco, com pontos metálicos. Os contatos com as bandas de jaspe e *chert* são ondulados, pontualmente retilíneos. Exibem em seu interior uma laminação plano paralela, definida pela alternância com lâminas de *chert* e jaspe. As bandas de jaspe e *chert* variam de 2 a 7 mm, apresenta acamamento plano-paralelo milimétrico moderadamente ondulado. Algumas destas bandas mostram um comportamento lateral irregular, sendo interrompidas e truncadas pelas bandas de opacos

Características microscópicas

Minerais opacos – 55%

Jaspe – 35%

Chert – 7%

Quartzo granular – 3%

As bandas silicosas são compostas por jaspe vermelho acastanhado claro a escuro, *chert*, quartzo granular e minerais opacos. É perceptível que a coloração do jaspe muda, estando este mais avermelhado e escuro em direção ao contato com a base da banda de opacos. É observado ainda a presença de esferulitos silicosos, com cerca de 0,02 mm de diâmetro, localizados principalmente próximo aos cristais bem desenvolvidos de opacos presentes nesta banda. O *chert* localiza-se na parte mais central desta banda, na forma de lentes ou aglomerados anédricos de grãos com considerada continuidade lateral, bastante onduladas, com grãos micro a cripto-cristalinos.

A banda de minerais opacos é formada por lâminas de uma massa formada por hematita de alta porosidade, sedimentar, com aparentemente alguns núcleos de magnetita, classificada como hematita 1. Essas lâminas apresentam espessuras que variam entre 0.25 e 0.85 mm, podem apresentar em seu interior lâminas de sílica com cerca de 0.07 mm e cristais octaédricos dispersos em seu interior, tanto de forma dispersa quanto na forma de agregados e cristais geminados, aparentemente seguindo a direção do bandamento.

Sinais de Alteração

As cavidades de dissolução restringem-se às bandas silicosas. Possuem entre 2 e 27 mm de comprimento, cerca de 1 a 3 mm de largura. As cavidades mostram diferentes tipos de dissolução: a mais inicial, exibe pequenos buracos distribuídos na região onde predomina a sílica branca; tais cavidades são, no geral, arredondadas, profundas, mostrando paredes lisas que vão tornando-se rugosas com o aumento da profundidade das mesmas. O segundo tipo de dissolução observado na amostra exibe cavidades mais profundas, localizadas entre o jaspe e o núcleo composto por sílica incolor. As paredes da cavidade formadas por jaspe mostram uma superfície irregular que exibe muitas vezes formas geométricas ou faces como de cristais, bem definidas. As paredes do núcleo de *chert* e sílica incolor são irregulares e rugosas, onde pequenos cristais de jaspe e minerais opacos são observáveis.

Amostra: **N4E 487 (51,64-51,70)**

Características macroscópicas

Rocha sedimentar química, exibindo um bandamento definido pela alternância de bandas escuras, compostas por minerais opacos e bandas avermelhadas compostas por jaspe e *chert*. Apresenta baixo grau de alteração intempérica, forma de um meio cilindro. As bandas escuras variam de 2 a 11 mm, são compostas por minerais opacos, possuem brilho opaco com pontos metálicos, são consistentes e exibem continuidade lateral. A banda de opacos é composta por uma massa cinza, opaca, provavelmente hematita e grãos octaédricos de magnetita. As bandas vermelhas variam entre 1 a 4 mm, são compostas por jaspe e *chert*, são constantes e exibem continuidade lateral, interrompida e truncadas de forma pontual pelas bandas de opacos. Sinas de dissolução dos materiais foram observados, em função da formação de pequenas cavidades nestas bandas. Exibe ainda uma laminação plano-paralela interna.

Características microscópicas

Minerais opacos – 58%

Jaspe – 32%

Chert – 7%

Quartzo granular – 3%

A rocha é caracterizada por um bandamento composicional descrito por bandas de minerais opacos que possuem em média 11 mm e banda silicosas que possuem em média 4 mm. Laminações de uma banda na outra são comuns.

A banda predominantemente de sílica é formada por jaspe, *chert* e quartzo granular e minerais opacos. O jaspe apresenta uma variação de cor, indo de um tom vermelho acastanhado escuro a um mais claro, o que produz uma laminação interna plano paralela nesta banda. Uma laminação é definida pela alternância de minerais opacos, euédricos, com sinais de alteração para goethita, agrupados na forma de lâminas concordantes ao acamamento, com espessuras entre 0,2 a 0,9 mm de espessura.

A banda predominantemente de opacos é formada por hematita/magnetita/goethita, jaspe e quartzo granular. Os minerais opacos tratam-se de cristais euédricos, que nas lâminas mais inferiores e finas desta banda formam uma massa “aparentemente” anédrica, com pouquíssimos espaços entre grãos. Nas lâminas mais superiores e espessas da banda estes grãos apresentam maior espaço entre si, preenchido por quartzo que cresce a partir das paredes dos cristais de opacos. Estes possuem uma espessura que varia entre 0,05 e 0,2 em média, mostrando sinais de alteração para goethita em todo seu interior, preservando o mineral reliquiar apenas nas bordas.

Sinais de Alteração

As cavidades de dissolução restringem-se às bandas silicosas. Possuem entre 2 e 27 mm de comprimento, cerca de 1 a 3 mm de largura. As cavidades mostram diferentes tipos de dissolução: a mais inicial, exibe pequenos buracos distribuídos na região onde predomina a sílica branca; tais cavidades são, no geral, arredondadas, profundas, mostrando paredes lisas que vão tornando-se rugosas com o aumento da profundidade das mesmas. O segundo tipo de dissolução observado na amostra exibe cavidades mais profundas, localizadas entre o jaspe e o núcleo composto por sílica incolor. As paredes da cavidade formadas por jaspe mostram uma superfície irregular que exibe muitas vezes formas geométricas ou faces como de cristais, bem definidas. As paredes do núcleo de *chert* e sílica incolor são irregulares e rugosas, onde pequenos cristais de jaspe e

minerais opacos são observáveis.

Amostra: **N4E 487 (120,43 – 120,55)**

Características macroscópicas

Rocha sedimentar química, de coloração predominantemente cinza avermelhada, formada pela alternância de bandas escuras e bandas vermelhas e brancas, que contempla uma região mais rica em minerais opacos na rocha. Apresenta moderado grau de alteração intempérica, principalmente em relação às bandas claras. As bandas escuras perfazem grande parte da rocha, possuem cerca de 15 a 40 mm de espessura, nas quais foram observadas uma laminação plano-paralela incipiente. Apresenta no geral brilho opaco, com pontos metálicos. As bandas de jaspe possuem cerca de 3 a 10 mm, e apresentam laminação plana paralela definida pelas lâminas de *chert*. Sinais de elevada dissolução dos materiais menos resistentes estão presentes nestas bandas

Características microscópicas

Minerais opacos – 90%

Jaspe – 8%

Chert – 1.5%

Quartzo granular – 0.5%

A banda de sílica é formada por jaspe (30%), *chert* cripto a microcristalino (40%), quartzo granular (28%) e minerais opacos (2%). O jaspe apresenta-se como uma massa criptocristalina, que sofre uma variação de cor, indo de vermelho acastanhado na banda localizada na parte superior, a um tom rosado, na banda localizada na base. Na banda localizada na parte superior, a banda predominantemente de jaspe, apresenta pequenos núcleos de *chert* criptocristalino, lâminas de minerais opacos em seu interior, que chegam a até 1.8 mm, e quartzo granular preenchendo o inteiror de pseudomorfos octaédricos. o contato entre a base da banda de jaspe e o topo da banda de opacos é uma superfície irregular, todavia abrupto e bastante ondulado.

A banda de opacos é formada, tanto por uma massa anédrica de opacos, quanto por um aglomerado de grãos euédricos. Todavia, o contato entre essas lâminas não é possível de ser identificado em função da natureza da lâmina (delgada). Uma laminação interna plano-paralela é identificada pela presença de lâminas de jaspe (0.03 a 0.3 mm), onde as mais espessas apresentam grãos euédricos de opacos no interior. As lâminas de *chert* microcristalino no interior destas bandas tem espessuras muito finas, cerca de 0.03 mm, e mostram-se bastante onduladas.

Sinais de Alteração

As cavidades encontradas na lâmina não caracterizam necessariamente a dissolução da sílica. Seus formatos com retilíneos lembram mais o arranque dos pseudomorfos de opaco. A segunda geração de quartzo, que cresce a partir das bordas de alguns grãos opacos, e a presença de goethita nas bordas do minerais opacos podem ser indícios de algum tipo de alteração. o mineral opaco na forma de palhetes presente na banda de opacos, bem como associados à veios também representa a segunda geração de opacos.

Amostra: **N4E 487 (121,21 - 121,25)**

Características macroscópicas

As bandas de minerais opacos exibem um brilho metálico, variam entre 2 e 4 mm, e mostram uma subdivisão interna, marcada pela alternância de lâminas de magnetita, com cristais bem formados, exibindo faces cristalinas definidas, com brilho metálico e uma massa homogênea opaca. Os cristais de magnetita tendem a localizar-se no limite com as bandas de jaspe. O bandamento é persistente, e as bandas de opacos exibem lâminas de jaspe e *chert*. Na porção basal, o contato com as bandas de jaspe são levemente ondulados e bruscos, variando em alguns locais para altamente ondulados. No topo, estas mesmas características se repetem. As bandas de jaspe variam entre 1 e 3mm, exibindo laminação plano-paralela interna, com minerais opacos e *chert*. Algumas bandas exibem um comportamento lateral irregular, sendo interrompidas e/ou truncadas pelas bandas de minerais opacos.

Características microscópicas

Minerais opacos – 63%

Jaspe – 25%

Chert – 5%

Quartzo granular – 7%

A banda de sílica apresenta uma laminação interna plano paralela, em função da alternância de lâminas de jaspe e lâminas/aglomerados horizontalizados de minerais opacos associados ao quartzo granular. As lâminas de jaspe apresentam-se onduladas, algumas levemente dobradas, enquanto outras apresentam-se “rompidas”. As lâminas de minerais opacos são formadas por cristais euédricos de hematita/magnetita com sinais de alteração para goethita tanto bordas do cristal, como precipitado a partir das bordas.

Uma laminação plano paralela interna é pela presença de lâminas de jaspe, com espessura variando entre 0,03 a 0,67 mm. As lâminas mais espessas mostram-se contínuas lateralmente, todavia bastante sinuosas, e por vezes são “estranguladas” pelas lâminas de opacos sobrejacentes. As lâminas menos espessas mostram-se mais irregulares, bastante onduladas, e por vezes são interrompidas pelos grãos euédricos de opacos das lâminas de opacos ao redor, formando corpos segmentados, todavia no mesmo horizonte. Os minerais opacos desta lâmina apresentam uma textura bastante atípica, onde cristais/grãos de quartzo crescem a partir de sua borda, exibindo uma extinção ondulante, aparentemente formando grandes cristais, uma vez que os limites entre os grãos não são visualizados.

Sinais de Alteração

Foram observadas ainda cavidades que se estendem paralelas ao acamamento, ainda na banda de opacos. Suas paredes são formadas por goethita intercrescida nas bordas dos minerais opacos, e restos de quartzo também localizados nas bordas destes grãos. A alteração para goethita nas bordas destes minerais dá a impressão de que os contornos destas cavidades são irregulares, contudo uma observação mais profunda percebe-se que as paredes formadas pelos minerais opacos são retilíneas. A presença marcante de goethita nesta lâmina, seja na substituição completa do mineral com é visto nos

pseudomorfos localizados na banda de sílica, ou nas bordas dos minerais opacos na banda de opacos, é um forte indício de que algum tipo de alteração ocorreu nesta rocha.

Amostra: **N4E 1281 (67,65-67,75)**

Características macroscópicas

Rocha sedimentar química, com alto grau de alteração intempérica, exibindo forma cilíndrica com cerca de 7 cm de diâmetro. Em função de seu estado de preservação, não é possível identificar a espessura e regularidade de seu bandamento, embora seja perceptível a existência de bandas escuras formadas por minerais opacos e bandas claras, formada por material silicoso.

Características microscópicas

Minerais opacos – 55%

Jaspe – 35%

Chert – 7%

Quartzo granular – 3%

Rocha bastante alterada, com camadas “rompidas” lateralmente, aspecto brechóide, onde o óxido de ferro comporta-se como uma espécie e “cimento” entre as lâminas de sílica rompidas. É formada por jaspe, *chert*, quartzo granular e minerais opacos. Embora bastante perturbada, o acamamento primário ainda pode ser observado com a alternância de bandas de sílica e óxido de ferro. A banda de sílica mostra uma variação interna, com o predomínio de jaspe em direção às bordas e *chert* na parte central. Cristais submilimétricos de óxido de ferro alterados para goethita estão dispersos de forma aleatória e associados ao *chert*. Algumas vezes estes cristais formam lâminas contínuas revelando uma laminação plano paralela. Como os minerais opacos não formam aqui uma banda, é impossível caracterizá-los, a não ser como cristais de forma individual.

Sinais de Alteração

Cavidades de dissolução são estruturas bastantes desenvolvidas nestas rochas, onde aparentemente, um material de fina granulometria foi precipitado. Nas regiões da amostra onde os contatos entre as bandas são visíveis, os mesmos mostram-se ondulados. Veios de material silicático cortam discordantemente o acamamento.

Amostra: **N4E 1281 (68,44-68,49)**

Características macroscópicas

Rocha sedimentar química de coloração castanha avermelhada e brilho opaco. Possui bandamento marcado pela alternância de bandas de minerais opacos, exibindo brilho opaco e bandas silicosas de coloração avermelhada. Apresenta baixo grau de alteração intempérica. As bandas de opacos são regulares e persistentes, exibem contatos ondulados com as bandas de sílica, possuem cerca de 10 mm de espessura e exibem uma fina laminação plano paralela. As bandas silicosas apresentam regularidade lateral na base da amostra, com laminação plano-paralela interna e dimensões milimétricas variando entre 1 e 2 mm, definida pela alternância de lâminas de *chert* branco e jaspe (predominante); do centro para o topo estas bandas mostram um comportamento lateral irregular, apresentando-se na forma de massas nodulares de jaspe distribuídas em um mesmo horizonte, com lentes de *chert* em sua estrutura e algumas cavidades que sugerem intemperismo e dissolução de minerais menos estáveis

Características microscópicas

Minerais opacos – 65%

Jaspe – 30%

Chert – 2%

Quartzo granular – 3%

As bandas predominantemente de sílica, nesta amostra, exibem um comportamento irregular lateralmente, diferente das demais amostras, apresentando-se como massas de formatos nodulares com cerca de 6 a 6,4 mm de espessura. O jaspe apresenta-se tanto como uma massa avermelhada composta por grãos criptocristalinos, que compõe a maior parte da banda de sílica, como também na forma de lentes no interior da massa criptocristalina, muitas vezes associadas ao *chert* e ao quartzo granular. Estas lâminas possuem entre 0,07 a 1,3 mm, mostram tanto variação granulométrica interior, indo desde criptocristalino a granular, quanto na natureza do grão que vai de jaspe cripto a granular a *chert* cripto a microcristalino.

A banda de opacos é formada por uma massa de grãos subédricos a anédricos, que gera uma certa “porosidade” na rocha. Essa massa ocupa grande parte da rocha, “englobando” os massas nodulares e as lentes de sílica. No seu interior, lentes de sílica, de tamanhos e composições similares às presentes na banda de sílica são frequentes, apresentando também extremidades serrilhadas e irregulares, demonstrando a “quebra” da lâmina contínua lateralmente original. É perceptível que o acamamento plano-paralelo interno reliquiar, formado pelas lâminas de sílica foi bastante perturbado, sendo por muitas vezes obliterado pela deformação (intraestratal?), onde algumas destas lâminas encontram-se “quebradas” e suas partes discordantes ao acamamento.

Sinais de Alteração

Cavidades foram observadas na massa de sílica, mais precisamente, nas lentes de jaspe, *chert* e quartzo granular. Estas cavidades apresentam formas e tamanhos variados, indo de 0,04 a 0,8 mm de espessura, dependendo do tamanho da lâmina. A paredes destas cavidades são irregulares, algumas vezes formadas pelo quartzo micro a granular, e algumas pelo próprio jaspe. As paredes formadas por quartzo granular são mais retilíneas em função do tamanho e forma do grão, enquanto que as paredes com grãos

menores (cripto a microcristalino) são mais irregulares.

Amostra: **N4E 1281 (103,63-103,75)**

Características macroscópicas

Rocha bandada, formada pela alternância de bandas cinza escuras de brilho opaco e bandas avermelhadas, intercaladas internamente por lentes brancas. Apresenta moderado grau de alteração intempérica. O bandamento da rocha é constante, definido pelas bandas cinza escuras e pelas bandas silicosas vermelhas e brancas.

Características microscópicas

Minerais opacos – 60%

Jaspe – 31%

Chert – 8%

Quartzo granular – 1%

As bandas predominantemente compostas por minerais opacos são constituídas por hematita/magnetita, jaspe, *chert* e quartzo granular. Os minerais opacos formam uma massa de grãos subédricos a anédricos, com sinais de alteração para goethita nas bordas, e apresenta uma laminação plano paralela interna que foi perturbada pela deformação intraestratal. Lentes de jaspe e, em menos quantidade de *chert*, são observadas em seu interior. As mesmas, geralmente, não apresentam continuidade lateral, e possuem entre 0,05 e 0,015 mm de espessura.

As bandas predominantemente de sílica são formadas por jaspe, *chert* e minerais opacos. O jaspe forma uma massa criptocristalina de grãos de quartzo e pigmentação de hematita que lhe confere a cor vermelha. O *chert* apresenta-se como grãos cripto a microcristalinos, localizado na porção mais central da estrutura nodular formada pelo jaspe. É observável que a granulometria do *chert* aparentemente aumenta em direção ao centro da banda, passando de cripto cristalino até granular (grão que chega a 0,15 mm).

Sinais de Alteração

As cavidades de dissolução estão distribuídas pela banda de jaspe, e algumas exibem formatos bastante similares ao hábito de alguns cristais de magnetita que se encontram dispersos nesta banda. As cavidades apresentam tamanhos e formatos variados; as cavidades maiores foram observadas orientadas na direção do acamamento, com formatos mais alongados e dimensões que variam 0,25x1 mm, 0,35x 7mm, 0,35x0,9 mm. As paredes destas cavidades é formada por quartzo microcristalino e granular, apresentando mineral com sinais de alteração da goethita nas bordas.

Amostra: **N4E 1281 (119,41 - 119,55)**

Características macroscópicas

A rocha apresenta bandamento persistente, interrompido algumas vezes por uma deformação nas camadas de sílica, causada por microfalhas, por vezes preenchidas por quartzo, formando vênulas discordantes ao bandamento. As bandas de opacos variam entre 15 e 30 mm, contendo laminações de jaspe em seu interior. As bandas de jaspe variam entre 6 e 10 mm, exibindo uma laminação plano paralela interna definida pela alternância de sílica vermelha, rosada, rosa esbranquiçada e lâminas minerais opacos. As bandas de sílica exibem pelos menos três colorações distintas: vermelho, rosa esbranquiçado e branca, que alternam entre si. As bandas vermelhas e rosa esbranquiçadas são formadas por jaspe e brancas por *chert*.

Características microscópicas

Minerais opacos – 55%

Jaspe – 36%

Chert – 7%

Quartzo granular – 2%

O contato entre a base da banda de sílica e o topo da banda de opacos é bastante ondulado, relativamente gradual, chegando a ser difuso em algumas partes; nota-se o desenvolvimento aparentemente de estruturas de escavação e preenchimento, onde o topo da banda de opacos foi “erodido” e depositado estruturas similares a grânulos de quartzo micro a cripto cristalino (incolor) e jaspe. A banda de opacos aparentemente é mais homogênea que a de jaspe. Apresenta laminações de *chert* e jaspe, que aparentemente vão se tornando mais finas e assumindo a forma de lentes nas porções superiores. Os opacos formam uma massa anédrica, aparentemente com alguns cristais euédricos em seu interior.

O jaspe é uma massa criptocristalina de grãos de sílica, com uma pigmentação de hematita, o que lhe confere a coloração avermelhada. O jaspe se comporta na banda de maneiras diferentes, e possui uma variação de cor. Nas regiões mais próximas às bandas de opacos, ele está com um tom vermelho mais escuro, gradando para o centro da banda para tons mais claros, até passar para o *chert* incolor no centro. Lentes desse jaspe castanho avermelhado onduladas, também são vistas nessa banda em diferentes níveis, orientadas ao longo de um mesmo horizonte. Essas lentes variam entre 0,1 e 0,04 mm de espessura. O *chert* apresenta-se como grãos criptocristalinos, e em menor quantidade microcristalino apresentando-se como núcleos no meio do jaspe, e alguns casos no interior das lentes de jaspe.

Sinais de Alteração

As feições de dissolução vistas na banda de jaspe estão localizadas ao longo do nível de *chert*, sendo portanto paralelas ao acamamento. Tais cavidades possuem variação na espessura, indo de 0,05 a 0,45 mm. Essas feições estão desenvolvidas ao longo de um mesmo horizonte, embora mostrem bastante sinuosidade, algumas vezes se unindo e formando estruturas mais espessas. Por vezes, estas feições dão a impressão de “evitarem” o quartzo granular e o jaspe, desviando a sua rota de “corrosão” causando a sinuosidade das mesmas.

Amostra: **N4E 1304 (98,63 – 99,73)**

Características macroscópicas

Rocha sedimentar química, de coloração cinza esverdeada, com moderado grau de alteração intempérica. O bandamento composicional primário está evidente pela presença de faixas escuras, sendo estas de coloração cinza esverdeada e cinza metálico e lesntes de coloração vermelha esbranquiçada. As bandas silicosas mostram um comportamento lateral irregular, sendo interrompidas e truncadas pelas bandas de opacos, formando massas nodulares de jaspe com *chert* no centro, onde nenhuma estrutura interna apresenta-se preservada. Estas estruturas estão distribuídas tanto no mesmo horizonte na forma de bandas descontínuas ou em horizontes isolados

Características microscópicas

Minerais opacos – 45%

Jaspe – 45%

Chert – 7%

Quartzo granular – 3%

A banda de opacos é formada, tanto por uma massa anédrica de opacos, quanto por um aglomerado de grãos euédricos. Todavia, o contato entre essas lâminas não é possível de ser identificado em função da natureza da lâmina (delgada). Uma laminação interna plano-paralela é identificada pela presença de lâminas de jaspe (0.03 a 0.3 mm), onde as mais espessas apresentam grãos euédricos de opacos no interior. As lâminas de *chert* microcristalino no interior destas bandas tem espessuras muito finas, cerca de 0.03 mm, e mostram-se bastante onduladas.

A banda de sílica é formada por jaspe, *chert* cripto a microcristalino, quartzo granular e minerais opacos. O jaspe apresenta-se como uma massa criptocristalina, que sofre uma variação de cor, indo de vermelho acastanhado na banda localizada na parte superior, a um tom rosado, na banda localizada na base. Na banda localizada na parte superior, a banda predominantemente de jaspe, apresenta pequenos núcleos de *chert* criptocristalino, lâminas de minerais opacos em seu interior, que chegam a até 1.8 mm, e quartzo granular preenchendo o inteior de pseudomorfos octaédricos. o contato entre a base da banda de jaspe e o topo da banda de opacos é uma superfície irregular, todavia abrupto e bastante ondulado.

Sinais de Alteração

As cavidades de dissolução são mais perceptíveis nestas estruturas de jaspe, pequenas cavidades também são perceptíveis de forma acentuada na banda de minerais opacos. A segunda geração de quartzo, que cresce a partir das bordas de alguns grãos opacos, e a presença de goethita nas bordas do minerais opacos podem ser indícios de algum tipo de alteração. o mineral opaco na forma de palhetes presente na banda de opacos, bem como associados à veios também representa a segunda geração de opacos.

Amostra: **N4E 1304 (99,76-99,71)**

Características macroscópicas

Rocha sedimentar química, de coloração cinza esverdeada, exibindo forma cilíndrica e cerca de 7 cm de diâmetro. Apresenta baixo grau de alteração intempérica, e um bandamento definido pela alternância de bandas cinza de brilho metálico, cinza esverdadas e avermelhadas, variando entre 1 e 10 mm. O bandamento composicional é regular e persistente. As bandas claras variam entre 3 e 10 mm, fazendo contatos ondulados e pontualmente interpenetrativos, nos contatos superiores com as bandas cinza metálicas. Existe uma variação de cor nestas bandas, indo do cinza esverdeado ao avermelhado. As bandas cinza metálicas, compostas por minerais opacos, variam entre 1 e 10 mm, exibem contatos ondulados com as bandas claras, sendo os mesmos pontualmente interpenetrativos com as porções superiores das mesmas.

Características microscópicas

Minerais opacos – 40%

Jaspe – 40%

Chert – 15%

Quartzo granular – 5%

A amostra apresenta características peculiares, como a quantidade inexpressiva de minerais opacos, onde a esperada banda predominantemente de opacos possui elevada quantidade de sílica. A banda predominantemente de sílica está disposta na forma de “pods”. São perceptíveis lâminas de opacos, e bandas de opacos/sílica em uma proporção quase que equivalente, por isso a expressão “banda predominantemente de opacos” não é adequada a esta amostra. A sílica apresenta-se nesta amostra tanto na forma de pods como associada aos opacos na forma de uma banda. Esses pods são estruturas nodulares, formados por uma borda de jaspe microgranular, que passa para um *chert* micro e cripto granular, algumas vezes de forma difusa, e que apresenta no centro quartzo granular associado a mineral opaco, a maioria com forma prismática e outros mais ou menos octaédricos. Os minerais opacos mostram sinais de alteração para goethita nas bordas. Os minerais opacos nesta lâminas tratam-se predominantemente de hematita com núcleos reliquiais de magnetita. Os grãos/cristais de hematita são de pelo menos, três tipos variados: o primeiro deles, é observado formando a lâmina de opacos, com moderada porosidade, formando uma massa mais ou menos anédrica, é visto também como núcleos de agregados entre os grãos de sílica; o segundo tipo, que também ocorre associado ao primeiro, é formado pelos cristais octaédricos onde a hematita substituiu total ou quase totalmente a magnetita. Hematita recristalizada é comum nesta lâmina, sendo caracterizada como hematita 3.

Sinais de Alteração

As cavidades de dissolução são mais perceptíveis nestas estruturas de jaspe, pequenas cavidades também são perceptíveis de forma acentuada na banda de minerais opacos. A segunda geração de quartzo, que cresce a partir das bordas de alguns grãos opacos, e a presença de goethita nas bordas dos minerais opacos podem ser indícios de algum tipo de alteração. O mineral opaco na forma de palhetes presente na banda de opacos, bem como associados à veios também representa a segunda geração de opacos.

Amostra: **N4E 1304 (102,40 – 102,50)**

Características macroscópicas

Rocha sedimentar química, com bandamento regular e persistente, definido pela presença de bandas cinza escura, de brilho opaco/metálico, que se alternam com bandas silicosas brancas e vermelhas. Apresenta baixo grau de alteração intempérica, e uma pequena capa de alteração, provavelmente formada pela goethita. As bandas escuras variam de 1 a 5 mm, são regulares, tornando-se mais finas para o topo da amostra. As bandas de jaspe e *chert* são regulares e variam entre 1 e 4 mm, tornando-se mais finas em direção ao topo da amostra. Os contatos são retilíneos e bruscos, pontualmente interpenetrativos em relação ao limite superior com a banda de opacos

Características microscópicas

Minerais opacos – 50 %

Jaspe – 45%

Chert – 3%

Quartzo granular – 2%

As bandas predominantemente silicosas possuem em seu interior lâminas de minerais opacos, com espessuras que variam entre 0,05 e 0,1 mm, em sua grande maioria contínuas lateralmente, salvo algumas que lenticulam e desaparecem. Estas lâminas apresentam-se bastante onduladas, todavia formam no interior da banda de jaspe uma estrutura plano-paralela; os minerais opacos também estão presentes nesta banda como cristais finos, na forma de palhetas (entre 5 e 12,5 μm) ou como cristais euédricos muito finos (25 a 50 μm), dispersos de forma isolada ou como aglomerados. As bandas formadas predominantemente por minerais opacos compõe-se de hematita/magnetita/goethita, jaspe, *chert*, quartzo granular. Apresentam lâminas de jaspe e *chert* em seu interior, com uma espessura entre 0,2 e 0,25 mm, o que lhe confere uma laminação plano paralela interna. Estas lâminas, por sua vez são formadas por jaspe, *chert* e mineral opaco. Foram observados alguns grânulos, subarredondados, esféricas ou alongadas, compostos por jaspe, *chert* microcristalino ou uma combinação de ambos, com diâmetro variando entre 0,05 e 0,1 mm. A banda de opacos é formada por um aglomerado de grãos/cristais, subédricos a euédricos, alguns bem desenvolvidos, e finas palhetas, mas que na verdade possuem hábito placóide, característicos da hematita 3.

Sinais de Alteração

As cavidades de dissolução são mais perceptíveis nestas estruturas de jaspe, pequenas cavidades também são perceptíveis de forma acentuada na banda de minerais opacos. A segunda geração de quartzo, que cresce a partir das bordas de alguns grãos opacos, e a presença de goethita nas bordas do minerais opacos podem ser indícios de algum tipo de alteração. o mineral opaco na forma de palhetes presente na banda de opacos, bem como associados à veios também representa a segunda geração de opacos.