

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**TEXTURAS E PROPRIEDADES REOLÓGICAS DOS
MINÉRIOS DE FERRO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO
(MG) E SUA UTILIZAÇÃO EM BENEFICIAMENTO.**

Valter Teodoro de Oliveira Júnior

Orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

Tese de Doutorado elaborada junto ao
Programa de Pós-graduação em
Geociências - Área de Concentração
em Geologia Regional, para obtenção
do Título de Doutor em Geociências.

Rio Claro (SP).
2006

551.8 Oliveira Júnior, Valter Teodoro de
O48t Texturas e propriedades reológicas do minérios de ferro do
quadrilátero ferrífero (MG) e sua utilização em beneficiamento /
Valter Teodoro de Oliveira Júnior. – Rio Claro : [s.d.], 2006
176 f. : il., figs., gráfs., fots. + mapas

Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto
de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Peter Christian Hackspacher

1. Geologia estrutural. 2. Textura. 3. Microestrutura. 4.
Minério de ferro. 5. Flotação. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI – Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher – (orientador)

Prof. Dr. Fernando Flecha Alkmim

Prof. Dr. Marcos Egydio Silva

Prof. Dr. Ticiano Saraiva

Prof. Dr. Hans Dirk Hebert

Valter Teodoro de Oliveira Júnior
- aluno (a) -

Rio Claro, __30__ de _____ janeiro _____ de 2006 .

Resultado: Aprovado

Dedico esta tese a toda minha
Família, em especial, à minha
Esposa Vania e aos *meus filhos*
Julia e Pedro, que muito
Sofreram com minha ausência.

AGRADECIMENTOS

A concretização desta Tese foi um grande desafio e contou com a colaboração de várias pessoas, Empresas, Centros de Pesquisas, Universidades e Instituições, sem as quais não seria possível finalizá-la.

Cita-se, em especial, o apoio financeiro da FAPESP - Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (processo nº 00/01446-2);

O apoio logístico do IGCE – UNESP – Rio Claro – SP e do Curso de Pós-Graduação em Geociências, que forneceram laboratórios, computadores e outros equipamentos que foram úteis em todas as etapas do desenvolvimento desta tese; do Centro de Pesquisas de Jülich – Alemanha, que tornou possível a medida das texturas com goniômetro de nêutrons; da CVRD - Companhia Vale do Rio Doce e CSN – Companhia Siderúrgica Nacional, que desde o início, receberam com entusiasmo nossa proposta, sugerindo o método de beneficiamento a ser pesquisado.

Agradeço ao Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher pela amizade, dedicação, orientação, bem como, pelas críticas e sugestões apresentadas ao longo desses anos, contribuindo muito para o amadurecimento do tema proposto; aos Profs.drs. Heinrich Siemes, Wolfgang Schäfer, Ekkehard Jansen pelas realizações e correções das análises das texturas com o goniômetro de nêutrons; ao Prof. Dr. Fernando Flecha Alkmim, pelas valiosas contribuições em campo; Também agradeço aos Profs.drs. Nelson Angeli e Hanz Dirth Ebert pela participação, críticas e sugestões apresentadas no exame de qualificação; agradeço também às observações e sugestões feitas pelo relator, que também contribuíram para o enriquecimento do tema.

Aos geólogos Henry Galbiaty, Caio Libaneo, Kioshy Kaneko, Marcelo Pereira (Fed's), Guilherme Zavaglia e Adriana Zapparoli, técnicos e auxiliares que forneceram apoio logístico aos trabalhos de campo e laboratório nas minas da CVRD e CSN.

Agradeço aos técnicos Júnior (laminação), Adilson (lab. zircão), Vladimir (labogeo), Laert (litoteca), Claudinho e Alan, pelos auxílios prestados nos laboratórios e pela preparação das amostras.

Também agradeço a todos os funcionários da biblioteca, em especial, às bibliotecárias Gislaine Hermine Galasse, Suze Helena Weissmann Teixeira da Silva e Silmara Aparecida Pereira que em várias ocasiões me ajudaram.

Agradeço aos amigos Harrizon, Samuel Nunes, Fabio Lima (Roxo), Alessandro Batezelli, Carla Verônica, Darlene, Alessandrinha, Luiz Felipe (Montanha), Carina, Rubens Caldeira (Coio), Carlos Eduardo (Carlão), Marcel Marques, Helber, Ana Paula (Paulinha), Cabañas, aos geólogos da MFB e Robson Souza Leite, que contribuíram com amizade e apoio nos momentos críticos.

E finalmente, agradeço a todas as pessoas que contribuíram, direta ou indiretamente, para realização de alguma etapa deste projeto, mas que no momento não consigo me lembrar.

Sumário

<i>AGRADECIMENTOS</i>	<i>v</i>
<i>Resumo</i>	<i>x</i>
<i>Abstract</i>	<i>xi</i>
<i>Capítulo 1 - Introdução</i>	<i>1</i>
<i>Capítulo 2 – Caracterização da Área de Estudo</i>	<i>36</i>
<i>Capítulo 3 – Geologia Local</i>	<i>58</i>
<i>Capítulo 4 – Descrição e Discussão dos resultados</i>	<i>99</i>
<i>Capítulo 5 – Conclusão</i>	<i>151</i>
<i>Referências Bibliográficas*</i>	<i>154</i>

Índice Analítico

AGRADECIMENTOS	v
Resumo	x
Abstract	xi
Capítulo 1 - Introdução	1
1.1 - Apresentação	1
1.2 - Objetivos e Justificativas	3
1.3 - Metodologia	4
Campo	4
Laboratório	5
Escritório	7
1.4 – Trabalhos Anteriores	9
1.4.1 - Textura e Microestrutura: revisão	10
1.4.2 - Mecanismos de Deformação	12
1.4.3 - Orientações Cristalográficas Preferenciais – Textura	19
1.4.4 - Modelos de OCP para o Quartzo e Hematita.	24
1.4.5 - Flotação	32
Capítulo 2 – Caracterização da Área de Estudo	36
2.1 - Localização	36
2.2 - Geologia Regional	37
2.2.1 - Posição Geotectônica	37
2.2.2 - Estratigrafia	40
Complexo Metamórfico	40
Supergrupo Rio das Velhas	42
Supergrupo Minas	42
Grupo Itacolomi	44
Bacias Terciárias	45
2.2.3 - Arcabouço Estrutural	45

Estruturas Dominantes	46
2.3 - Evolução tectônica	49
2.4 - Metamorfismo	50
2.5 - O Minério de Ferro do Quadrilátero Ferrífero	54
2.5.1 - Tipos de Minério e mineralogia dominante	54
Capítulo 3 – Geologia Local	58
3.1 - Mina Casa de Pedra	58
3.2 - Mina de Alegria	61
3.3 - Sinclínório de Itabira	64
3.4 – Os Principais Minérios Estudados	68
Minério rico ou “hematítico”	69
Itabiritos	76
3.5 - Contexto tectônico e Análise Estrutural	86
3.5.1 - Elementos Planares e Lineares	89
3.5.2 - Zonas de Cisalhamento Dúcteis	95
3.5.3 - Estruturas Subordinadas	97
Capítulo 4 – Descrição e Discussão dos resultados	99
Capítulo 5 – Conclusão	151
Implicação na Flotação	152
Referências Bibliográficas*	154

Índice de Figuras

Figura 1: Diagrama esquemático representando a abundância relativa das formações ferríferas bandadas pré-cambrianas no tempo. Os valores estimados da abundância são comparados com o volume de formação ferrífera bandada do Grupo Hamersley (Segundo Klein & Beukes, 1992).	1
Figura 2: Foto do método de coleta do minério pulverulento ou friável na Mina de Alegria.	4
Figura 3: Fluxograma dos procedimentos utilizados nos testes de flotação.	8
Figura 4: Inter-relação entre os fatores condicionantes da geração de microestruturas em rochas (Jessel & Bons, 1998).	11
Figura 5: Representação esquemática dos defeitos cristalinos (adaptado de Jessell & Bons 2002).	14
Figura 6: Esquema dos processos <i>Coble</i> e <i>Nabarro-Herring creep</i> (adaptado de Jessell & Bons, 2002).	15
Figura 7: Acima à esquerda são apresentadas as faces de um cristal de quartzo e suas relações geométricas com os eixos cristalográficos. Ao lado direito, a projeção estereográfica desses elementos cristalográficos. Abaixo são apresentados padrões texturais definidos na literatura, bem como a sua distribuição em relação aos eixos de deformação finita, em cisalhamento puro. Baseado em figuras de Lister & Willians (1979); Lister & Hobbs (1980) e Law <i>et al.</i> (1990).	23
Figura 8: Modelos de figuras de polo de eixo-c de quartzo em função de deformação coaxial progressiva, traçados sobre o diagrama de Flinn. Baseado em Passchier & Trouw (1996), modificado de Lister & Hobbs (1980).	24
Figura 9: Figura esquemática de textura de eixo-c de quartzo onde se apresenta os estágios transacionais de uma textura inicial do tipo guirlanda simples. A transição reflete a mudança de cisalhamento puro à direita para simples à esquerda (modificado de Schmid, 1994).	25
Figura 10: Modelos de OCP de eixos-c e <a> de cristais de quartzo em função de deformação coaxial (a) e não-coaxial (b) (modificado por Passchier & Trouw, 1996).	26
Figura 11: Orientação cristalográfica preferencial do plano (003) da hematita. Os diagramas da linha superior representam o desenvolvimento de uma série de um máximo textural, enquanto que os da linha inferior representam o desenvolvimento de uma série em guirlanda (segundo Rosière <i>et al.</i> , 2001).	29

- Figura 12:** Modelos de correlação entre as figuras de polo (003), {110} e {104} e suas respectivas tramas em minério de ferro (segundo Rosière *et al.*, 2001). _____ 32
- Figura 13:** Localização do QF com destaque das áreas de estudo e minerações de ferro. ____ 36
- Figura 14:** A) Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero com suas principais minas e estruturas tectônicas (Segundo Baars & Rosière, 1994). _____ 38
- Figura 15:** Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco com a localização do Quadrilátero Ferrífero (Modificado de Almeida, 1977, por Silva *et al.*, 2001). _____ 39
- Figura 16:** Coluna litoestratigráfica do QF. A porção direita representa a correlação com a região leste do QF, enquanto que a porção esquerda representa a correlação com a região oeste do QF. Datações radiométricas fornecem amarrações para estas correlações (Segundo Alkmim & Marshak, 1998). _____ 41
- Figura 17:** Zonas metamórficas do QF. Adaptado por Veríssimo (1999) a partir de Müller *et al.* (1982) e Pires (1992). _____ 53
- Figura 18:** Esquema geral da correlação entre as principais gerações de óxidos e processos geológicos ocorridos no QF. (Segundo Guba, 1982). _____ 57
- Figura 19:** Foto de uma vista panorâmica da Mina Casa de Pedra Corpo Oeste, onde afloram minérios de ferro rico (corpos de “hematítico”) e pobre (itabiritos diversos). _____ 59
- Figura 20:** Mapa geológico simplificado do entorno da Mina Casa de Pedra, destacando-se a junção entre os sinclinais Moeda e Dom Bosco e respectiva localização da Mina (Segundo Endo, 1997). _____ 60
- Figura 21:** Modelo digital de terreno juntamente com mapa geológico simplificado da porção leste do Quadrilátero Ferrífero, destacando a estrutura sinformal e a localização da Mina de Alegria (modificado de Maxwell, 1972 e Chemale Jr. *et al.*, 1991). _____ 62
- Figura 22:** Foto de Afloramento com itabirito de tonalidade azulado na porção superior esquerda da foto. Nota-se que a ausência de estruturas é quase total, em escala de afloramento, próximo ao ponto AL-98. _____ 62
- Figura 23:** Foto de detalhe das estruturas sigmóides presentes no filito, caracterizando movimentação destrógiro, no contato da formação ferrífera com os filitos. Afloramento localizado a 100m abaixo do ponto AL-135. _____ 63
- Figura 24:** Foto da charneira do Sinclinal do Cauê definido pela foliação S₁. _____ 64

- Figura 25:** Modelo digital de terreno juntamente com o mapa geológico simplificado da região de Itabira, destacando as principais minas do Sinclínório de Itabira (modificado de Dorr & Barbosa, 1963 por Hasui & Magalhães, 1998). _____ 65
- Figura 26:** Mapa de Localização dos diferentes compartimentos tectônicos para região da Mina Casa de Pedra (Segundo Trzaskos-Lipski, 2001). _____ 69
- Figura 27:** Foto de minério rico ou “hematitito” compacto, onde pode-se observar várias fraturas (Corpo Principal, CSN-5). _____ 70
- Figura 28:** Fotomicrografia de seções polidas de “hematititos” (1, 2, 3 e 4) e do itabiritos (5 e 6) das minas Casa de Pedra e Alegria. _____ 71
- Figura 29:** Foto de “Hematitito” compacto intensamente fraturado (proximidades do ponto AL-60). _____ 72
- Figura 30:** Foto de “Hematitito” milonitizado, próximo a uma zona de cisalhamento. Observa-se na porção central da foto a foliação milonítica com alto ângulo (proximidade do ponto AL-59). _____ 72
- Figura 31:** Fotomicrografias de seções polidas de itabiritos da mina de Alegria (1, 2, 3) e itabiritos e “hematititos” de Itabira. _____ 74
- Figura 32:** Fotomicrografias de seções polidas de “hematititos” compactos (1, 2) e “hematititos” foliados (3, 5 e 6). _____ 75
- Figura 33:** Foto de itabirito brando ou minério pobre, com foliação S_1 em alto ângulo, paralela ao acamamento S_0 , também pode-se observar uma pequena falha normal (Corpo Oeste, CSN-17). _____ 76
- Figura 34:** Foto de itabirito brando ou minério pobre, com eixo de dobra F_2 , mergulhando para NE 70/60 (Corpo Principal, CSN-2). _____ 77
- Figura 35:** Foto de itabirito limonítico brando com foliação S_1/S_2 (Corpo Oeste, CSN-18). 78
- Figura 36:** Foto de itabirito limonítico brando, com dobras parasíticas (Corpo Oeste, CSN – 20). _____ 78
- Figura 37:** Foto de itabirito com alto teor de sílica caracterizado pela predominância de quartzo, com bandamento contínuo e homogêneo, dado pela alternância de bandas de quartzo e hematita. Observa-se também a leve tonalidade amarelada das camadas superiores, devido à percolação de hidróxidos de ferro entre os cristais de quartzo (proximidade do ponto AL-10). _____ 80

- Figura 38:** Foto de camada de agregado de quartzo boudinada no itabirito com aproximadamente 10 cm de espessura na porção central (proximidade do ponto AL-10). _____ 80
- Figura 39:** Fotomicrografia de laminas polidas de itabiritos anfíbolíticos (1 e 2) e seções polidas de itabiritos (3, 4, 5, 6) da Mina de Alegria. _____ 81
- Figura 40:** Foto do aspecto geral de um afloramento de itabirito anfíbolítico (próximo ao ponto AL-39), intensamente alterado pela oxidação dos anfíbólios. _____ 82
- Figura 41:** Foto de detalhe das fibras de psedomorfos de anfíbólio (amarelo) em itabirito rico em sílica (nas proximidades do ponto AL-51). _____ 82
- Figura 42:** Foto de itabirito com bandamento $S_0 // S_1$. Bandas claras (quartzo) e escuras (hematita) com aproximadamente 5 cm (Mina do Cauê – CA-8). _____ 84
- Figura 43:** Foto de detalhe do afloramento anterior onde se observa um *kink band* com movimentação anti-horária. _____ 84
- Figura 44:** Foto de detalhe de cristais octaédricos de magnetita (mais jovem) crescidos no plano da foliação S_2 (CO-7). _____ 85
- Figura 45:** Foto de detalhe do bandamento no itabirito. Notar também algumas lentes boudinadas no canto superior direito da foto. _____ 89
- Figura 46:** Início da transposição de S_2 sobre S_1 por mecanismo de cisalhamento simples entre camadas competentes (escuras ou ricas em óxido de ferro) e incompetentes (claras ou ricas em sílica). _____ 90
- Figura 47:** Desenho esquemático mostrando a transposição progressiva do acamamento S_0 por dobramentos segundo mecanismo de cisalhamento simples. Observar que os leitos alinhados não correspondem mais ao empilhamento sedimentar original, elementos competentes da camada 1 passam lateralmente para elementos da camada 2 (segundo Davis, 1984). _____ 91
- Figura 48:** Estereograma Schmidt-Lambert do pólo das foliações S_1 (abaixo-lado esquerdo), S_2 (acima e meio-lado esquerdo) e lineação principal L_1 da Mina de Casa de Pedra e Alegria. _____ 92
- Figura 49:** Foto de itabirito “*Tipo Chapinha*” próximo ao ponto AL-44. Observar as feições em forma de placas. _____ 93
- Figura 50:** Foto de detalhe da foliação S_2 plano axial de S_1 , em região de intensa deformação. Notar o padrão de dobramentos e o paralelismo dessas estruturas nas regiões de flanco. 94

- Figura 51:** Foto de itabirito “*Tipo Lápis*” próximo ao ponto AL-128. Observar as formas onduladas do itabirito que caracterizam esta denominação. _____ 95
- Figura 52:** Foto de itabirito duro a levemente brando, exibindo a lineação de intersecção paralela ao eixo de dobras e lineação mineral de estiramento (Corpo Principal, CSN-3). 96
- Figura 53:** Foto do perfil de uma dobra em bainha no itabirito brando, indicando a direção do fluxo plástico. (CO-5). _____ 96
- Figura 54:** Foto do detalhe de alguns porfiroclastos de FK indicando uma movimentação dextral, mostrando transporte para NE – (Possível tectônica extensional dúctil). _____ 97
- Figura 55:** Esquema de configuração dos indicadores cinemáticos em função dos dobramentos. Observar que, dependendo do local de avaliação dos indicadores, eles podem mostrar rotações diferentes. Contudo, o transporte de massas é o mesmo (adaptado de Chauvet *et al.*, 1997). _____ 98
- Figura 56:** Foto de um “*Kink band*” no itabirito. Observar que a evolução dessa estrutura se deu pela rotação anti-horária de um binário. _____ 98
- Figura 57:** Fotomicrografia de seções polidas de “hematitito” e itabiritos do Corpo Oeste da Mina Casa de Pedra. _____ 102
- Figura 58:** Figuras de pólo do plano {110} da hematita, obtidas por difração de raios-X. Amostras do Corpo Oeste - Mina Casa de Pedra. _____ 105
- Figura 59:** Fotomicrografias de seções polidas de “hematititos” e itabiritos do Corpo Principal da Mina Casa de Pedra. _____ 108
- Figura 60:** Figuras de pólo do plano {110} da hematita, obtidas por difração de raios-X. Amostras do Corpo Principal – Mina Casa de Pedra. _____ 111
- Figura 61:** Diagrama polar de eixo-c de quartzo, provenientes de amostras de itabiritos da mina Casa de Pedra (Diagrama de equiárea com projeção no hemisfério inferior). ____ 113
- Figura 62:** Fotomicrografias de seções polidas de “hematititos” e itabiritos da Mina de Alegria. _____ 115
- Figura 63:** Figuras de pólo do eixo-c de quartzo de itabiritos da Mina de Alegria, obtidas através da análise da distribuição axial de eixos. _____ 122
- Figura 64:** Figuras de pólo do plano {110} da hematita, obtidas por difração de raios-X. Amostras da Mina de Alegria. _____ 125
- Figura 65:** Figuras de pólo dos planos (003), {104} e {110} da hematita, e {110}, {011} e {012} do quartzo de itabiritos da Mina de Alegria, obtidas por difração de nêutrons. _ 129

Figura 66: Fotomicrografias de seções polidas de “hematititos” e itabiritos das minas de ferro de Itabira.	132
Figura 67: Figuras de pólo do eixo-c de quartzo de itabiritos das minas de ferro de Itabira, obtidas através da análise da distribuição axial de eixos.	138
Figura 68: Figuras de pólo do plano {110} da hematita, obtidas por difração de raios-X. Amostras das minas de ferro de Itabira.	140
Figura 69: Figuras de pólo dos planos (003), {104} e {110} da hematita, e {110}, {011} e {012} do quartzo de itabiritos das minas de ferro de Itabira, obtidas por difração de nêutrons.	146
Figura 70: Diagrama polar de eixo-c de quartzo, provenientes de amostras de itabiritos da região de Itabira (minas Conceição, Dois Córregos e Cauê). Diagramas de equiárea com projeção no hemisfério inferior.	149
Figura 71: Figuras de polo dos planos (003) da hematita e eixos-[001] de quartzo, realizados com EBSD de uma amostra de minério (itabirito CO-10).	150

Índice de Tabelas

Tabela 1: Resumo dos principais processos e mecanismos de deformação discutidos na literatura. Baseada em Urai (1983), Knipe (1989), Pieri <i>et al.</i> (1999), Jessell & Bons (2002).	13
Tabela 2: Composição mineralógica média dos diferentes tipos de minério do QF (Segundo Rosière <i>et al.</i> , 1993).	55

RESUMO

A grande variedade de microestruturas e texturas encontradas nos minérios de ferro do Quadrilátero Ferrífero no Brasil gera uma ampla diversidade de propriedades físicas com grandes implicações para o seu beneficiamento. O vínculo entre reologia, mecanismos de deformação que atuaram na formação de várias microestruturas e texturas ou orientações cristalográficas preferenciais (**OCP**), fornecem resultados que podem ser aplicados para uma exploração estratégica dos diferentes tipos de minérios, implicando na melhoria de áreas alvos. Este estudo foi focado na avaliação da correlação de microestruturas/texturas com parâmetros de flotação, visando otimizar o processo de flotação para aumentar a recuperação dos minérios “pobres” (ricos em sílica), que comumente contêm menos de 64% de Fe. Uma série de técnicas, incluindo difração por nêutrons, raios-X e elétrons retroespalhados (elétron backscattering diffraction), bem como análises granulométricas e de imagens dos concentrados de flotação foram aplicados neste trabalho. Os resultados obtidos por meio das análises microestruturais e texturais, permitiram enquadrar os diferentes minérios no seu contexto tectônico, dentro do Quadrilátero Ferrífero. Adicionalmente, a diversidade reológica, obtida por várias técnicas resultou na definição de parâmetros de correlação com a flotação, que podem ser aplicados na indústria de beneficiamento, contribuindo para aumentar a recuperação do minério de ferro.

Palavras-chaves: Minério de ferro, reologia, microestruturas, texturas, recristalização, flotação.

ABSTRACT

The wide range of minerals, microstructures and textures encountered in iron ores of the Quadrilátero Ferrífero region in Brazil, generates a diversity of physical properties with implications to its processing. The linking between rheology and deformation mechanisms which acted in microstructure and texture or crystallographic preferred orientations (CPO), formation provide results which can be applied in strategic exploitation of different ore types, leading to the improvement of the selected targets. This study was focused in the evaluation and correlation of textures, microstructures with flotation parameters, aiming to optimize the flotation processing to increase the recovery of low-grade iron ores, which commonly contain less than 64% Fe. A series of techniques, including neutron diffraction, X-ray diffraction, electron backscattering diffraction as well as granulometric and imaging analysis of flotation concentrates were applied in this study. The results obtained through the textural and microstructural studies allow fitting different ores in your tectonic setting, into Quadrilátero Ferrífero. Additionally, the diversity of rheologic features defined by the different techniques led to define new correlation parameters with selectivity indices of flotation that can be applied to the iron ore processing industry, contributing to increase iron ore recovery.

Keywords: Iron ore, rheology, microstructure, texture, recrystallization, flotation

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

Cerca de 4,2 % da litosfera é constituída de ferro. Este elemento metálico entra na composição de aproximadamente 300 minerais; porém, somente os óxidos apresentam altas concentrações economicamente viáveis para exploração, e dentre estes, destacam-se pelo modo de ocorrência, a hematita (Fe_2O_3), magnetita (Fe_3O_4), goethita (FeO/OH) e siderita (FeCO_3). Esses minerais por sua vez concentram-se em grandes depósitos de ferro com ampla distribuição temporal e geográfica, ocorrendo desde o Pré-Cambriano até o Fanerozóico, com presença em todos os continentes (**Figura 1**). Contudo, os maiores depósitos de ferro do mundo são os metamórficos do Pré-Cambriano, conhecidos como formações ferríferas bandadas pré-cambrianas (*Banded Iron Formation, BIF*), isto é, rocha originalmente sedimentar, química, contendo 15% ou mais de ferro, tipicamente bandada e/ou laminada, apresentando freqüentemente camadas ou bandas de chert (James, 1954). No Brasil essa rocha metamorfoisada é denominada itabirito, termo empregado pela primeira vez na literatura geológica por Eschwege em 1883, para descrever rochas bandadas, ricas em ferro da região nordeste de Minas Gerais.

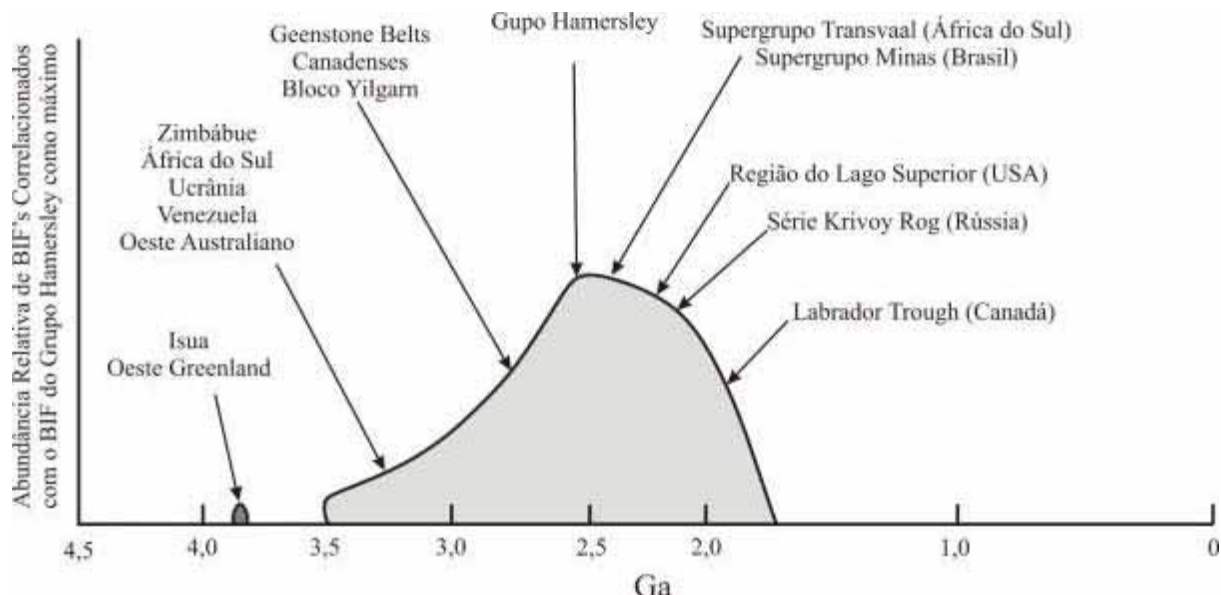


Figura 1: Diagrama esquemático representando a abundância relativa das formações ferríferas bandadas pré-cambrianas no tempo. Os valores estimados da abundância são comparados com o volume de formação ferrífera bandada do Grupo Hamersley (Segundo Klein & Beukes, 1992).

O Brasil é um dos maiores detentores de reservas de minério de ferro do mundo. Isto ocorreu principalmente no início dos anos oitenta, devido à incorporação dos itabiritos às reservas no Estado de Minas Gerais e a descoberta da província mineral de Carajás no Pará. Em 2001 foi identificado como reservas provadas e prováveis (medida + indicada) um total de 18,5 bilhões de toneladas, que comparado com o resto do mundo, situa o Brasil como sexto colocado entre os países detentores de maiores quantidades deste minério, sendo o Estado de Minas Gerais o responsável por 86% dessas reservas. A produção brasileira chegou a 210 milhões de toneladas em 2000, e representa cerca de 20% da produção mundial, superando individualmente todos os países produtores, exceto a China, que informa uma produção próxima de 300 milhões de toneladas por ano. Entretanto, como a produção desse país deve referir-se à produção sem tratamento, o Brasil é provavelmente o maior produtor de minério de ferro beneficiado do mundo (DNPM, 2002).

A indústria da mineração do ferro tem grande importância na economia brasileira. O valor de sua produção atinge R\$ 3,6 bilhões representando 15% da produção mineral brasileira (superado apenas pelo petróleo) (DNPM, 2002).

Em Minas Gerais, as reservas de minérios de ferro encontram-se na região conhecida como Quadrilátero Ferrífero (QF). Nesta região a exploração dos minérios de ferro foi e atualmente é realizada principalmente em função de suas características físicas e químicas, que dentre essas se destacam: forma dos grãos e distribuição granulométrica, densidade, porosidade, teor de Al_2O_3 , sílica e fósforo.

Com o advento da exploração dos itabiritos associados à implantação de vários investimentos em pesquisas geológicas e avanços científicos, constatou-se um aumento significativo na produção de minério de ferro. Contudo, sabe-se que ainda persistem algumas lacunas que podem ser exploradas para melhor compreender as inter-relações existentes entre os atributos intrínsecos ao minério de ferro com os processos de beneficiamento.

Esta tese insere-se neste contexto, pois pretende-se contribuir com parâmetros, resultantes das análises texturais e microestruturais (**Anexo 1**) dos itabiritos e hematititos, para correlação com variáveis do processo de flotação. Ressalta-se que hematititos não são submetidos à flotação. Contudo, as análises texturais e microestruturais desses minérios podem fornecer resultados para o entendimento do comportamento das partículas minerais que compõem o itabirito.

Para o desenvolvimento deste trabalho, foram estudados alguns depósitos da porção leste (minas Conceição, Periquito, Dois Córregos, Onça, Chacrinha e Cauê) em Itabira-MG; Mina de Alegria em Mariana-MG; ambas pertencentes à Companhia Vale do Rio Doce – (CVRD) e oeste (Mina Casa de Pedra em Congonhas-MG, pertencente à Companhia Siderúrgica Nacional – CSN) do QF.

1.2 - OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

Os principais objetivos deste estudo são:

- ? Identificar as principais seqüências de gerações de óxidos de ferro;
- ? Determinar texturas (orientações cristalográficas preferenciais – OCP) e microestruturas (**Anexo 1**) de itabiritos e hematititos do QF;
- ? Reconhecimento dos principais mecanismos de deformação e processos responsáveis pelo seu desenvolvimento e correlações com o contexto estrutural regional e
- ? Encontrar parâmetros de correlação entre textura e flotação, visando otimizar o processo de flotação.

Justifica-se este trabalho, pois desconhece-se a influência da textura e microestrutura sobre o processo de flotação. Sabe-se, entre outras coisas, que a flotação é um processo de separação das partículas sólidas, finamente moídas ou desagregadas, e que faz uso das diferentes propriedades físicas das partículas para separá-las.

Os minérios de ferro do QF experimentaram uma evolução geológica complexa, passando por sedimentação, diagênese, metamorfismo e deformação. Os processos tectono-metamórficos, responsáveis pela interação de diversos mecanismos de deformação, geraram diferentes arranjos texturais e microestruturas, que implicam em formas e tamanhos de grãos variados. Consequentemente, tais minérios podem apresentar diferentes índices de recuperação para flotação, em função dos diversos contextos geológico-estruturais em que estão inseridos.

Do ponto de vista acadêmico existem lacunas sobre pesquisas microestruturais em minérios de ferro.

1.3 - METODOLOGIA

Para o desenvolvimento deste trabalho foram realizadas três etapas distintas e complementares, que são descritas a seguir.

CAMPO

Ao todo foram realizadas cinco etapas de campo, objetivando:

- ✍ Reconhecimento geológico regional;
- ✍ Mapeamento das minas Casa de Pedra (escala 1:1000), Alegria (escala 1:1000), e minas do Sinclínório de Itabira (escala 1: 1000). Contudo, os mapas são apresentados em diferentes escalas em função da sua compilação de trabalhos anteriores.

Tais mapeamentos permitiram:

- ✍ Coletar amostras orientadas de minérios de ferro em diferentes contextos geológico/estruturais, para caracterização mineralógica, textural e microestrutural.
- ✍ Coletar medidas de foliação, lineação, indicadores cinemáticos e falhas, bem como, outras estruturas pertinentes a cada contexto ou domínios estruturais, para fins de correlação em escala de grãos.

O minério parcialmente friável foi previamente impregnado com gesso para coleta, e posteriormente com resina à base de *epoxy*, para que a trama não fosse completamente destruída, possibilitando a análise textural de minérios friáveis (**Figura 2**).



Figura 2: Foto do método de coleta do minério pulverulento ou friável na Mina de Alegria.

LABORATÓRIO

A preparação das amostras para estudos petrográficos, microestruturais e texturais foi realizada no Laboratório de Laminação do DPM/IGCE/UNESP (Rio Claro – SP). Foram preparadas seções polidas, lâminas polidas, amostras para análise de textura por difração de raios X e amostras para análise de textura por difração de nêutrons, que posteriormente foram enviadas para o Centro de Pesquisas de Jülich – Alemanha.

A maior parte das amostras foi seccionada perpendicularmente à foliação e paralelamente à lineação mineral/estiramento (plano **XZ**).

Para complementar algumas análises texturais, várias amostras foram seccionadas segundo os planos (**XY**) (plano da foliação).

O equipamento utilizado para análise textural por difração de raios X foi um Goniômetro de Raios X acoplado a um difratômetro – tipo **D 5000** com tubo de cobalto a regime de potência com **40kw** e **25nA**. Para confecção dos difratogramas e análise textural, os filtros e fendas de barragem dos raios X, utilizados a partir do tubo são: fenda de **6 mm**, amostra, fenda de **2 mm**, filtro de **Fe** e fenda de **2 mm**.

Foram realizadas várias análises texturais parciais por difração de raios X, onde foram medidas as intensidades dos planos cristalográficos {012}, {104}, {110} e {113} da hematita.

O Goniômetro forneceu figuras de polo com até 80° de inclinação, em diagramas de eqüiárea, projetadas no hemisfério inferior, em múltiplos de distribuição randômica (m.d.r.).

Devido à perda de intensidade dos raios X em função da inclinação da amostra, isto é, o feixe de raios X perde o foco em relação à amostra, as figuras de polo foram posteriormente corrigidas com um programa apropriado – *Starplot*. As figuras de polo são corrigidas a partir de um arquivo gerado por difração de nêutrons (Siemes *et al.*, 2000; Oliveira Jr., 2000). Tais correções permitem resolver o problema da desfocagem, que é inerente à metodologia utilizada para difração de raios X.

Figuras de polo completa de algumas amostras de itabiritos, seccionados em forma de cubo, com aproximadamente 1,5 cm de aresta, foram obtidas por difração de nêutrons no **Centro de Pesquisas de Jülich-Alemanha**, utilizando o difratômetro **SV7**; instalado numa sala experimental do reator de pesquisas FRJ-2 (Jansen *et al.*, 2000). Tais análises tiveram por objetivo medir as intensidades dos planos cristalográficos (003), {104} e {110} da hematita e {110}, {011} e {012} do quartzo, conforme Rosière *et al.* (2001) e Siemes *et al.* (2003), visando determinar as orientações cristalográficas preferenciais das principais fases minerais presentes no itabirito.

Siemes *et al.* (2003) citam que as intensidades mais adequadas para a interpretação das texturas em minério de ferro são as dos planos (003), {110}, {300} e {104} da hematita e {110}, {011} e {012} do quartzo, pois fornecem a orientação média de um cristal em relação ao plano da foliação e lineação mineral/estiramento, e configuram modelos de OCP adequados já consagrados na literatura.

Também se sabe que a absorção de nêutron é mais baixa que a de raios X. isto significa que, na análise por nêutron, o volume total da amostra contribui para a intensidade dos raios difratados, em outras palavras, os fatores de espalhamento para os nêutrons são muito menores. A reflexão é realizada sobre um volume total da amostra e nenhuma correção para absorção, desfocagem e quaisquer outros efeitos são necessários. O resultado é sempre uma figura de polo completa (Rosière *et al.*, 2001).

O fator de espalhamento para os nêutrons não apresenta variações sistemáticas com o número atômico como acontece no caso dos raios X.

Como consequência dessa diferença de fator de espalhamento dos átomos, os fatores estruturais de uma fase cristalina também são diferentes. Portanto, as intensidades refletidas do mesmo plano cristalográfico podem ser diferentes nos raios X e na difração de nêutrons (Rosière *op.cit.*). Além das reflexões, devido interações com o núcleo, reflexões magnéticas são possíveis, e ou misturas de ambos também. Isto acontece porque uma parte dos nêutrons espalhados é considerada como uma interação magnética entre o spin do nêutron e o spin dos elétrons. Desta forma, a intensidade dos nêutrons refletidos depende da magnetização da amostra. Isto é especialmente interessante para hematita, porque na difração de raios X, a figura de polo (006) é de difícil medida em função de sua baixa intensidade (< 3%). Na difração de nêutrons a intensidade das reflexões magnéticas para figura de polo (003) é da ordem de 50% e pode ser facilmente medida (Rosière *op.cit.*).

Foi feita análise textural através da difração por retrodispersão de elétrons (EBSD) e Platina Universal. Também se utilizou a técnica de Análise da Distribuição Axial (*Axial Distribution Analysis* – AVA).

A utilização dessas técnicas tem por objetivo determinar a textura e o grau de orientação cristalográfica das principais fases minerais que compõem o itabirito e o “hematitito”.

Foi realizado testes de flotação em bancada, já padronizado pelo Centro de Pesquisas Tecnológicas (CPT) da Mina de Alegria, para verificar a seletividade e o comportamento dos diferentes minérios de ferro das minas pesquisadas. O fluxograma do processo pode ser observado na **Figura 3**.

Ainda foi realizado testes de análises granulométricas no concentrado para compreender qual faixa granulométrica (moda) teve maior afinidade com o método de flotação utilizado. Posteriormente tais amostras foram submetidas ao analisador de imagens Leica Qwin 2.2. para quantificar parâmetros como área média dos cristais, comprimento médio, largura média, perímetro, arredondamento e a relação entre eixo maior e menor, objetivando estabelecer correlações com os resultados das análises texturais e microestruturais.

Para que os testes de análises granulométricas fossem realizados, foram necessários 300g de concentrado de cada amostra; um conjunto de 7 peneiras, com malha decrescente e um aparelho de vibração. Tais amostras foram peneiradas durante 20 min, com reostato calibrado em 9.

A variação do diâmetro da abertura da malha das peneiras encontra-se listadas abaixo:

- 1º - peneira de 0.18 mm;
- 2º - peneira de 0.125 mm;
- 3º - peneira de 0.088 mm;
- 4º - peneira de 0.062 mm
- 5º - peneira de 0.053 mm
- 6º - peneira de 0.044 mm
- 7º - peneira de 0.038 mm

ESCRITÓRIO

As etapas de escritório serviram para elaboração dos seguintes tópicos:

- ✍ Pesquisas bibliográficas;
- ✍ Tratamento estatístico dos dados estruturais obtidos em campo, visando obter o comportamento das principais estruturas (foliações, lineações, fraturas e falhas), utilizando o software Stereonet for Windows da Geological Software.
- ✍ Confecção dos mapas geológicos e outros desenhos, utilizando os softwares Autocad da Autodesk Inc.; Corel Draw da Corel Corporation e ArcView da Esri
- ✍ Elaboração da Tese.

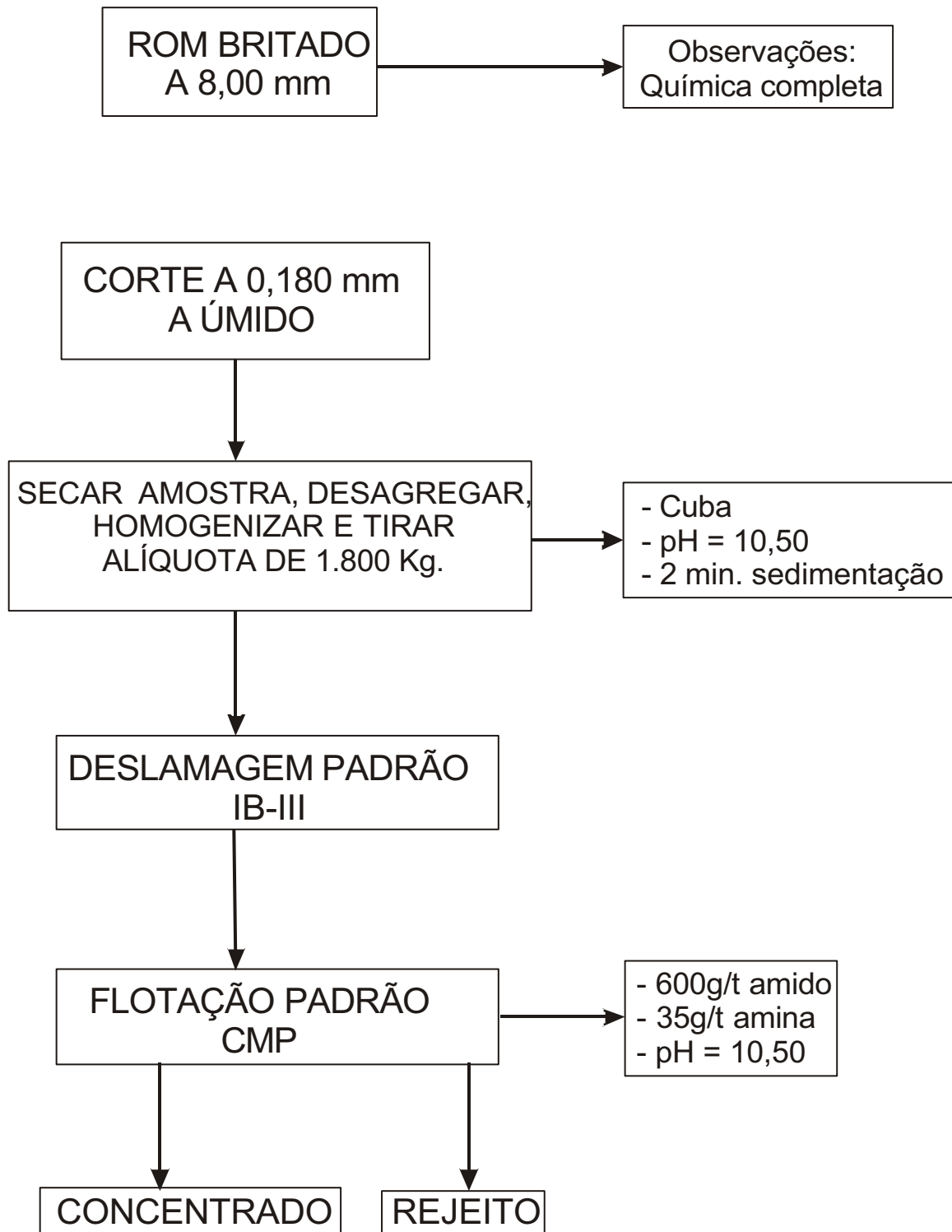


Figura 3: Fluxograma dos procedimentos utilizados nos testes de flotação.

1.4 – TRABALHOS ANTERIORES

Em função de diversos trabalhos anteriores como Rosière, 1981; Rosière & Siemes, 1987; Chemale Jr., 1987; Rosière & Chemale Jr., 1991; Rosière *et al.*, 1999; Hackspacher *et al.*, 1999; Oliveira Jr., 2000; Siemes, *et al.*, 2000, aceita-se uma direta correlação entre as características da trama micro, meso e macroscópica com o grau de OCP (**Anexo 1**) em minérios de ferro.

Nestes trabalhos foi constatado que na maioria dos minérios de ferro tectono-metamórficos do QF existe a presença de microestruturas diagnóstica de processos de recristalização sin-tectônica de gerações de cristais hipi-a idiomorfos. Entretanto, não foi constatada a presença de microestruturas como, extinção ondulante e formação de subgrãos, na transição dessas gerações como se esperava.

A recristalização atuou sob condições de metamorfismo da fácies xisto verde, a partir de mineralogia primária (magnetita I martitizada e hematita I - *cf.* Rosière & Chemale Jr., *op.cit.*). Cada uma das gerações posteriores de hematitas (hematita II, III e IV) está associada a diferentes gerações de estruturas tectônicas planares e lineares, cujo grau de orientação cristalográfica preferencial e recristalização variam em função da intensidade da deformação sofrida pela rocha.

Para Hennig-Michaeli (1977) a trama orientada de minérios ricos em hematita, de diferentes procedências, foi originada a partir de processos de geminação induzida pela deformação. Porém, nos minérios do QF cristais de hematita geminados são raros. Quando encontrados, estão associados a minérios bem cristalizados, sem orientação cristalográfica preferencial notável, sendo provavelmente geminados de crescimento e não de deformação (Rosière & Chemale Jr., *op.cit.*; Rosière *et al.*, 1999).

Os fatos acima levaram vários autores a supor um processo relacionado à difusão intracristalina (tipo *Nabarro-Herring Creep* - **Anexo 1**; Nabarro, 1967; Herring, 1950; Nicolas & Poirier, 1976), ou por difusão intergranular (tipo *Coble Creep* - **Anexo 1**; Coble, 1963). Tais trabalhos estão voltados para o minério rico ou “hematítico”.

Nos itabiritos, os mecanismos de deformação atuaram de forma complexa, pois envolvem a mistura de pelo menos duas fases minerais principais como, por exemplo: quartzo e hematita.

Trabalhos como o de Lagoeiro (1998), que pesquisou sobre os mecanismos de deformação em tectonitos de formações ferríferas (itabiritos), observou que microestruturas de dissolução por pressão – *pressure solution* (**Anexo 1**) em cristais de quartzo, são comuns nesse tipo de rocha. Ele ainda advoga que a formação de OCP nos itabiritos do QF está além dos processos de dissolução e precipitação e que a diversidade de texturas e microestruturas, presentes em diferentes domínios composicionais e estruturais indica a operação de diferentes mecanismos de deformação.

Estes exemplos demonstram a complexidade da atuação, no tempo e no espaço, dos mecanismos de deformação na produção de diferentes padrões texturais e microestruturais dos minérios de ferro do QF.

1.4.1 - TEXTURA E MICROESTRUTURA: REVISÃO

O termo **textura** (**Anexo 1**) será referido como orientações cristalográficas preferenciais (OCP). A textura pode ser caracterizada pela distribuição da estrutura cristalina dos minerais (Sander, 1950), são governadas por um conjunto de fatores determinados pela magnitude da deformação finita, história da deformação, sistemas de deslizamentos ativos durante a deformação e processo de recristalização dinâmica operante (Lister & Hobbs, 1980). A textura pode ser representada pela figura de polo de determinado elemento cristalográfico (plano ou eixo cristalográfico), na qual se verifica a distribuição aleatória ou preferencial de tais elementos. A **microestrutura** refere-se ao arranjo de elementos geométricos e mineralógicos contidos numa rocha em escala microscópica, são reflexos dos mecanismos de deformação que atuaram numa determinada rocha que foi submetida à deformação (Hobbs *et al.*, 1976).

As texturas e as microestruturas resultantes dependem da competição entre diversos mecanismos de deformação que operaram na escala de grãos individuais, causando a deformação. Tais processos estão associados a fatores que envolvem a mineralogia, granulometria, temperatura, pressão, taxa de deformação, entre outros (Jessel & Bons, 1998). Para entender essas relações interpretam-se as texturas e microestruturas em termos de história da temperatura, pressão, pressão de fluidos, (H₂O) (CO₂), (fCO₂) entre outras condições que controlam as forças dirigidas e a cinemática da deformação.

A exata combinação entre esses processos irá controlar os mecanismos de deformação, resultando em texturas e microestruturas específicas, bem como formas, relação entre eixo maior e menor dos cristais. (**Figura 4**).

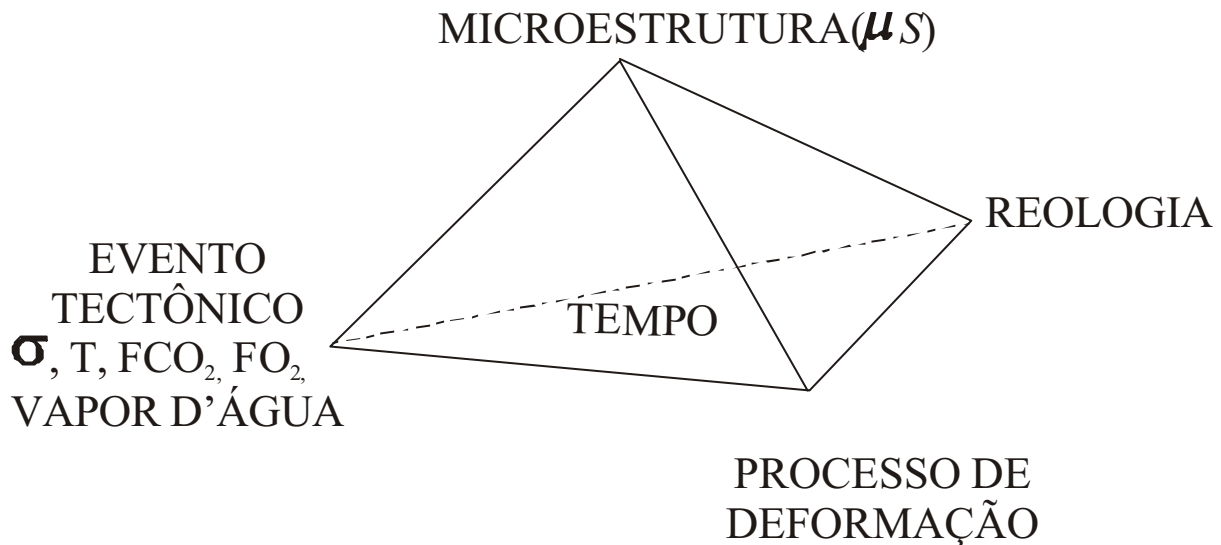


Figura 4: Inter-relação entre os fatores condicionantes da geração de microestruturas em rochas (Jessel & Bons, 1998).

Sabe-se que estudos sobre microestruturas podem fornecer importantes informações sobre as condições físicas, a cinemática e os processos de deformação sofridos pela rocha. A cinemática da deformação (sentido do fluxo ou cisalhamento), por exemplo, são usualmente inferidas pela assimetria de feições microestruturais e texturais em rochas deformadas (Gay 1968b; Paterson, 1969; Tullis, 1971; Lister, 1974). Para melhor compreensão dos indicadores cinemáticos e do comportamento dos minerais durante a deformação sob diferentes condições físicas, vários estudos microestruturais e sobre as propriedades mecânicas dos minerais formadores de rochas mais comuns tem sido amplamente executados. O estudo de rochas deformadas tanto naturais como experimentais, além de simulações computacionais tem cada vez mais contribuído para o conhecimento das propriedades físicas e mecânicas dos minerais (Hennig-Michaeli, 1976; Bunge, 1981; Law, 1990; Schaeben & Siemes, 1996; Wang, 1999).

A investigação dos mecanismos de deformação em escala de grãos, através do estudo de suas microestruturas, é importante por diversas razões. Sua análise pode indicar:

- ✍ A maneira segundo a qual a deformação (*strain*) é particionada entre mecanismos de deformação distintos e competitivos;
- ✍ A forma com a qual a deformação varia de acordo com as diferentes posições estruturais;
- ✍ Se os mecanismos de deformação operam simultaneamente ou sequencialmente; e.
- ✍ Permite a determinação das condições físicas e químicas da deformação.

Um outro aspecto importante no estudo da deformação dos minerais é a formação de orientações cristalográficas preferenciais (OCP) em função de vários processos (Lagoeiro, 1998, Oliveira Jr., 2000; Rosière *et al.*, 2001).

Neste sentido, a análise textural em agregados policristalinos é de fundamental importância microestrutural, pois exerce grande influência nas propriedades físicas e mecânicas dos agregados. As OCPs são o resultado da evolução das microestruturas em agregados policristalinos que, por sua vez, ocorreram durante vários processos termomecânicos de diversos tipos de materiais, incluindo as rochas.

1.4.2 - MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO

Mecanismos de deformação são processos que levam à mudança de forma de uma rocha, por meio da atuação nos seus minerais constituintes (revisão em Jessell & Bons, 2002), aqui em especial, quartzo e hematita, pois são as principais fases constituintes dos itabiritos. Porém, existem outros processos, tais como migração de limite de grão, recristalização por rotação, entre outros, que não levam à mudança de forma. Alguns mecanismos importantes são apresentados na **Tabela 1**.

A dinâmica da deformação nos grãos minerais é favorecida pela acumulação de defeitos a partir de imperfeições na estrutura cristalina. Tais defeitos são pontuais, lineares e planares. Os defeitos pontuais são representados por vacâncias ou interstícios nos cristais. Os defeitos lineares são representados por defeitos cristalinos (*dislocation* - **Anexo 1**) em parafuso (helicoidal) (*screw dislocation*) e em borda (*edge dislocation*). Defeitos planares são representados por limite de grãos (*grain boundaries*), limite de subgrãos (*sub-grain boundaries*) e limite de geminação (*twin boundaries*) (**Figura 5**).

Processo (P) ou Mecanismo (M)	Processo em Escala Atômica	Microestrutura Diagnóstica	Implicações Reológicas	Minerais comuns
Fraturamento (M)	Quebra do limite interatômico.	Grãos quebrados e/ou Boudinados, brechas.		Qualquer mineral, sob alta tensão e baixa temp.
Deslizamento friccional (M)	Deslizamento friccional sobre a superfície.	Brechas, pseudotaquilitos.	?? ?	Qualquer mineral, sob alta tensão e baixa temp.
Creep por Difusão (M)	Movimento difusivo de vacâncias e interstícios.	Cristais com ausência de impurezas pré-existentes.	?? ?/d ⁴ (Nabarro-Herring) ou ?? ?/d ³ (Coble Creep)	Qualquer mineral, sob baixa tensão e alta temp.
Dislocation Glide (M)	Rearranjo dos limites interatômicos.	Lamelas de deformação, bandas de deformação, extinção ondulante.	?? ? ^o Endurecimento com tamanho de grãos finos. (lei de Hall-Petch)	Qualquer mineral, sob alta tensão e baixa temp.
Geminação (M)	Rearranjo dos limites interatômicos e reorientação das posições do retículo cristalino.	Geminação por deformação (feições finas e pontiagudas, paralelas aos planos de geminação).		Calcita, especialmente em baixa temp. e baixa tensão; plagioclásio, quartzo e anfibólios.
Kinking (M)	Dislocation glide sobre um único sistema de deslizamento.	Kink bands		Micas, quartzo de baixa temp. e cianita.
Migração de Limite de Grão (P/M)	Processos de difusão em escala atômica, possivelmente envolvendo dissolução e precipitação.	Grãos com limites irregulares, orientação cristalográfica com máximo pontual sem junção triplíce a 120°, microestruturas pinning.	Produce baixa densidade de defeitos cristalinos.	Qualquer mineral, sob alta temp., em especial quartzo, feldspatos e olivinas.
Recristalização por Rotação (P)	Adição progressiva de defeitos cristalinos de mesmos sinais para sub-grain wall.	Microestrutura em moldura, grãos com tamanho bimodal.	Mudanças no tamanho dos grãos podem fortalecer ou enfraquecer o material.	Qualquer mineral, sob baixa tensão e alta temp., em especial, quartzo, feldspatos e olivinas.
Recuperação (P)	Defeitos por saltos (climb), destruição de defeitos cristalinos de sinais opostos e formação de sub-grain wall.	Grãos poligonizados. Microestrutura do tipo espuma, junção triplíce a 120°.	Produce baixa densidade de defeitos cristalinos.	Qualquer mineral, sob alta temp.
Defeitos por saltos (Climb) (P)	Remoção de átomos no defeito linear.			Qualquer mineral, sob alta temp.
Rotação da rede cristalográfica (P)	Dislocation glide e/ou rotação total dos grãos.	Orientações cristalográficas,	Trama bem desenvolvida.	Qualquer mineral, sob baixa tensão e alta temp.
Rotação total (M ou P)	Rotação física parcial ou total de grãos	Porfiroclastos do tipo delta e sigma, inclusões helicoidais.		Qualquer mineral
Deslizamento em Limite de Grãos (M)	Movimento dos defeitos cristalinos sobre limites de grão livres de defeitos cristalinos			Qualquer mineral
Transferência de Massa por Difusão (P/M)	Difusão de átomos de "longo alcance"	Veios, sombras de pressão, porfiroblastos.		Qualquer mineral, em especial, calcita e quartzo.

Tabela 1: Resumo dos principais processos e mecanismos de deformação discutidos na literatura.Baseada em Urai (1983), Knipe (1989), Pieri *et al.* (1999), Jessell & Bons (2002).

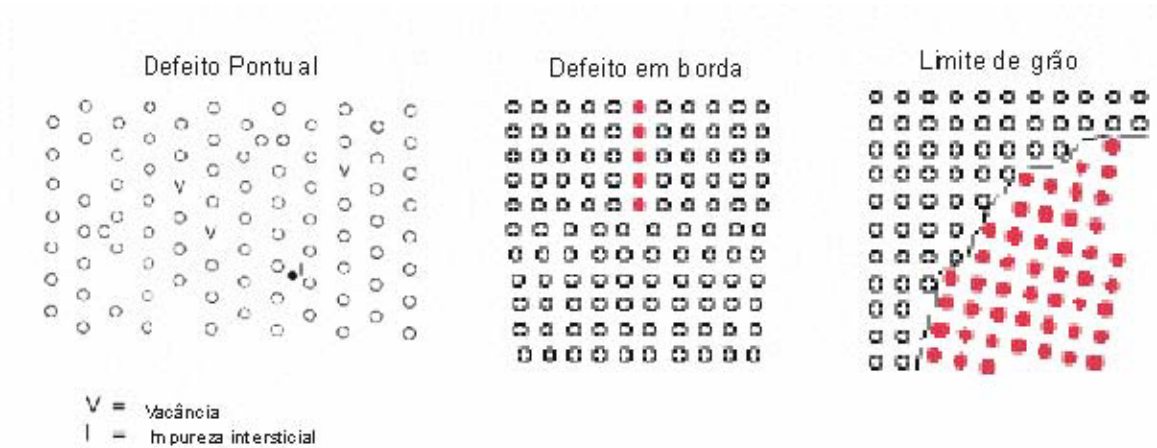


Figura 5: Representação esquemática dos defeitos cristalinos (adaptado de Jessell & Bons 2002).

A deformação da rocha pela movimentação dos defeitos cristalinos é conhecida como plasticidade cristalina. Quando os defeitos cristalinos estão confinados a um plano, o mecanismo é conhecido como *dislocation glide* (**Tabela 1**). Esse mecanismo promove o empilhamento dos defeitos cristalinos, devido o aumento da deformação, favorecendo o endurecimento do mineral (*strain hardening*). Contudo, enquanto alguns minerais sofrem endurecimento, outros sofrem amaciamento (*strain softening*), devido recristalização dinâmica, que elimina tais defeitos. Em temperaturas mais elevadas e sob difusão na rede cristalina, os defeitos não se confinam mais num plano, eles “saltam” para outros planos, ganhando mais liberdade de movimentação, tal mecanismo é conhecido como *dislocation climb* (**Tabela 2 e Anexo 1**). A migração de defeitos pontuais através da difusão interna nos cristais é conhecida como *Nabarro-Herring creep* (Herring, 1950 e Nabarro, 1967), enquanto que a migração dos defeitos pontuais através da difusão pelas bordas dos cristais é conhecida como *Coble creep* (Coble, 1963) - (**Figura 6 e Anexo1**).

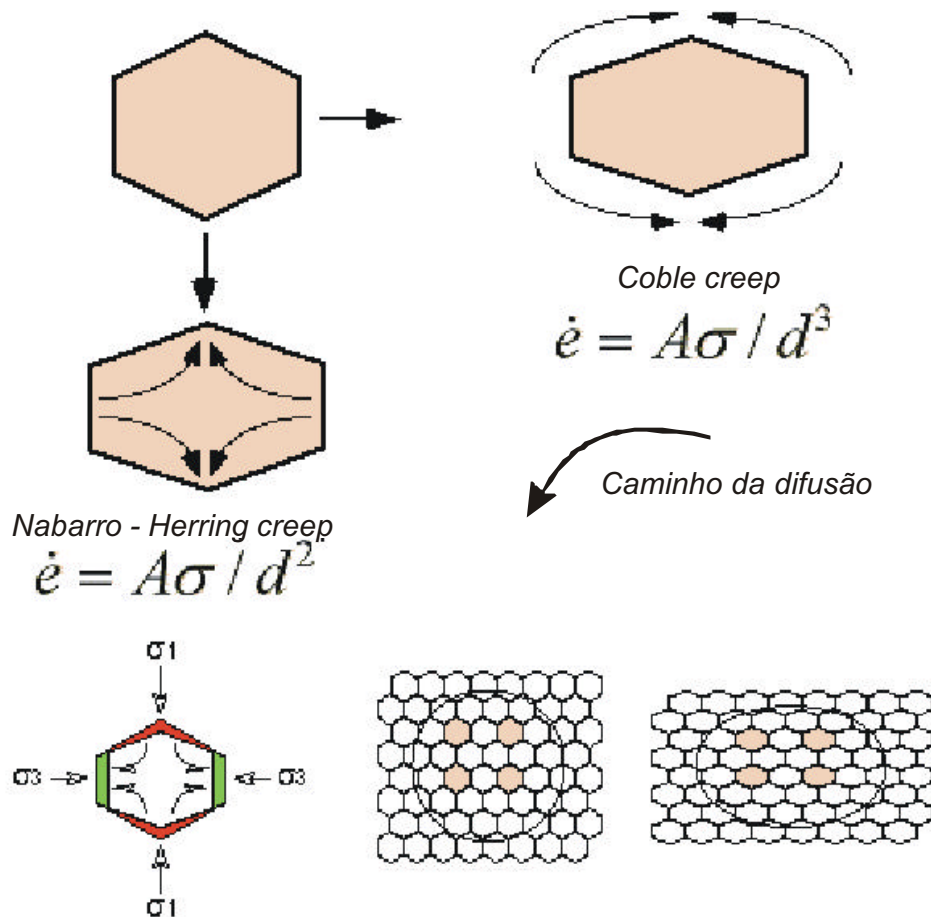


Figura 6: Esquema dos processos *Coble* e *Nabarro-Herring creep* (adaptado de Jessell & Bons, 2002).

O estilo da deformação depende fundamentalmente de condições ambientais tais como temperatura, pressão, participação de fase fluida e dos constituintes mineralógicos das rochas.

Em geral a deformação concentra-se em faixas de escala variáveis desde o micrômetro até extensões de vários quilômetros. Tais faixas, onde a deformação se concentra, são denominadas zonas de cisalhamento (macro) ou bandas de cisalhamento (micro).

Em níveis crustais rasos (10 a 15 km de profundidade) de baixa temperatura (200 - 300°C) e altas taxas de deformação (fácies xisto-verde baixo), existe predomínio de estruturas geradas a partir da deformação dútil, as quais se caracterizam por baixas pressões e temperaturas, acompanhada por intensa participação de fase fluida.

As principais feições encontradas nessas zonas são microfraturamento, deslizamento friccional ao longo de planos de fratura (controlados ou não cristalograficamente), formação de brechas e cataclasito de um modo geral. Como nesses locais há uma drástica diminuição de tamanho de grãos (**cominuição**) e criação de caminhos para migração de fase fluida, processos de dissolução e precipitação via fase fluida (**dissolução por pressão – Anexo 1**) são comumente encontrados (Groshong Jr., 1988).

Em zonas de transição entre domínios rúpteis e dúcteis, caracterizadas por temperaturas e pressões mais altas e menores taxas de deformação (fácies xisto-verde médio; $T \approx 300^{\circ}\text{C}$); mecanismos de deformação controlados pela plasticidade cristalina (*dislocation creep*) passam a ser importantes. Nesses casos, defeitos cristalinos ao longo de planos cristalográficos preferenciais (*dislocation glide*), como planos octaédricos $\{111\}$ em magnetitas e basais (0001) em hematitas, são facilmente ativados (*slip systems*) - (Hennig-Michaeli, 1976). Porém, na magnetita, por ser um mineral isotrópico, tais feições não podem ser observadas claramente, sendo necessária a utilização do microscópio eletrônico de varredura. Nesse domínio as microestruturas dominantes são: bandas e lamelas de deformação, extinção ondulante, subgrãos, geminação por deformação, migração de borda de grãos e forte desenvolvimento de orientações cristalográficas preferenciais (Passchier & Trouw, 1996). A força que impulsiona a migração dos limites de grãos é a diferença de energia de deformação armazenada nos retículos de grãos que estão em contato mútuo.

Em condições de temperaturas mais elevadas (fácies xisto-verde médio a alto até anfibolito baixo; $T \approx 350^{\circ}\text{C}$ - 450°C) e a taxas de deformação relativamente baixas, característica semelhantes às encontradas na borda leste do Quadrilátero Ferrífero, favorecem os mecanismos de deformação por plasticidade cristalina, que predominam amplamente.

Temperatura ainda mais alta faz com que os grãos adquiram condições de se livrarem da deformação armazenada em seus retículos, restaurando assim um estado de energia livre mais baixa. Nestas condições, mecanismos por *Dislocation climb* tendem a aumentar o comportamento dúctil dos minerais (*strain softening*), favorecendo a recuperação (*recovery*) e recristalização (*recrystallization*). A recristalização e a recuperação referem-se aos processos que levam a restauração das propriedades mecânicas dos grãos, e ocorrem durante ou após a deformação (Hobbs, 1968). Tais processos podem ocorrer sob condições dinâmicas ou estáticas. No primeiro caso é simultânea com a deformação, ou recristalização dinâmica.

No segundo caso, a recristalização ocorre na ausência da deformação, ou recristalização estática, caracterizando o processo conhecido como *annealing*. Nesse último caso, feições microestruturais típicas desse processo são grãos com contatos retos e limites próximos a 120°.

Dois mecanismos de recristalização dinâmica são, em geral, referidos na literatura, ambos relacionados a processos em limite de grãos, envolvendo a migração de limites existentes e formação de novos limites (Drury & Urai, 1990), são eles:

1. Recristalização por migração de limite de grãos (Poirier & Guillope, 1979; Urai, 1983) e.
2. Recristalização pela rotação progressiva de subgrãos (Hobbs, 1968; Poirier & Guillope, *op.cit.*; Urai, *op.cit.*).

No primeiro caso a força motriz deste processo é o gradiente de energia de deformação entre dois grãos em contato, que acumulam diferentes taxas de deformação em seu retículo dependendo de sua orientação cristalográfica inicial. Os movimentos ocorrem por difusão de átomos de um grão para outro, resultando na migração do limite de grão na direção oposta à direção de difusão. Durante a atuação deste processo a energia interna da deformação elástica é relaxada à medida que o grão deformado é consumido pelo seu vizinho “recuperado”. A migração de limite de grão é, em geral, um processo conservativo, embora alguma perda ou ganho de material ocorra, quando associado à transferência de material por difusão (Urai, 1983). As microestruturas indicativas desse processo são as formações de grãos com limites e formas irregulares, caracterizados pela formação de grandes lóbulos interpenetrativos (alta temperatura de deformação – fácies anfibolito superior a granulito).

No segundo caso o processo envolve um aumento progressivo da “desorientação” de subgrãos até formar limites de alto ângulo. Durante a atuação desse processo, novos grãos surgem pela adição de defeitos cristalinos, o que leva a uma rotação relativa da rede cristalina e a formação de limite de grãos em alto ângulo (Poirier & Nicolas, 1975). A redução da energia de distorção elástica, que ocorre em função da concentração de defeitos cristalinos nas paredes dos subgrãos, é um fator potencial para desencadear esse processo. Uma das microestruturas indicativas desse processo é a microestrutura do tipo moldura (*core-mantle*) que provavelmente ocorre sob deformação em temperatura intermediária – (fácies xisto-verde superior a anfibolito).

As diferenças básicas entre esses dois mecanismos de recristalização é que, na recristalização por migração de borda de grão, os novos grãos são muito menores que os originais e sua faixa de tamanho apresenta grande amplitude. Já em agregados formados por recristalização por rotação de subgrãos, os novos grãos possuem tamanhos mais uniformes e seus contornos são mais regulares. Os novos grãos também possuem energia de deformação semelhante a do grão original, uma vez que os defeitos cristalinos são reorganizadas em paredes, que dão origem a subgrãos / novos grãos.

Sob o domínio de temperaturas ainda mais elevadas (fácies anfíbolito até granulito; $T > 500^{\circ}\text{C}$) a recristalização dinâmica é acompanhada por intensa migração de borda de grão, sendo extremamente móveis a altas temperaturas. Neste domínio, na ausência de deformação, grãos são recuperados pela recristalização estática (*annealing*) (Hobbs, 1968). Os cristais submetidos a este processo exibem microestruturas características, representados por agregados policristalinos poligonais com bordas de grão fazendo ângulo de 120° .

Ressalta-se que tais mecanismos podem ocorrer simultaneamente ou sequencialmente, o que dependerá das condições físicas e químicas da deformação, e que fenômenos como dissolução e precipitação de minerais, podem ocorrer numa ampla faixa de condições metamórficas, correspondentes a níveis crustais superiores até o manto.

No Quadrilátero Ferrífero um dos processos de extrema importância, em termos microestruturais, para o entendimento da evolução geológica do mesmo é a transformação da magnetita em hematita.

Com a evolução das pesquisas, soube-se que as estruturas desses dois óxidos possuem semelhanças que ajudam a compreender as relações estruturais entre eles. Ambas as estruturas baseiam-se em empacotamentos compactos de ânions oxigênio de alta simetria: magnetita do tipo fcc (grupo espacial $Fd3m$) - (Bragg, 1951) e hematita hcp (grupo espacial $R-3c$) (Blake, *et al.* 1966).

A distância entre as camadas de oxigênio para as duas estruturas é cerca de $2.5 \text{ \AA}$. As camadas de cátions intersticiais distribuem-se em sítios tetraédricos e octaédricos na magnetita e exclusivamente em sítios octaédricos na hematita. A oxidação progressiva do Fe^{2+} para Fe^{3+} , que resulta na transformação de magnetita em hematita, reflete o aumento na pressão parcial de O_2 . Tal fato pode ocorrer durante processos deformacionais / metamórficos ou intempéricos. Em ambos os casos a transformação inicia-se através dos planos octaédricos $\{111\}$ da magnetita.

A diferença entre os dois processos é que os deformacionais ocorrem sob campo de tensão não hidrostática o que resulta em transformações em planos octaédricos favoravelmente orientados para o fácil deslizamento intracristalino (planos de menor tensão cisalhante crítica). Tais planos orientam-se em baixo ângulo com direção de esforços máximos (σ_1). Transformações que ocorrem durante a deformação levam à formação de grãos de hematita orientados em relação ao campo de tensões aplicado (Rosière, 1981). Ao contrário, transformação via intemperismo não mostram qualquer orientação preferencial, levando à formação de agregados isotrópicos de grãos de hematita.

1.4.3 - ORIENTAÇÕES CRISTALOGRÁFICAS PREFERENCIAIS – TEXTURA

Em muitas rochas deformadas as orientações cristalográficas da rede cristalina possuem distribuição estatística organizada, configurando uma “simetria sistemática”, isto é, uma orientação cristalográfica preferencial - **OCP ou Textura** (Sander, 1950; Leiss *et al.*, 2000). As orientações cristalográficas preferenciais resultam da atuação de diferentes mecanismos de deformação, que atuando em um determinado sistema de deslizamento ou vários, produzem diferentes OCP ou padrões de OCP. Portanto, os diferentes minerais que constituem uma rocha deformada podem apresentar diferentes formas e intensidades de OCP, a depender dos diferentes processos de deformação que atuaram para sua formação (Law, 1990; Jansen *et al.*, 2000).

No caso de cristais com forma alongada ou planar em relação a uma direção cristalográfica qualquer, como no caso da mica e especularita, que são achatadas em relação ao eixo cristalográfico [c], possuem tendência a desenvolverem forte OCP, e que, a depender da situação geológica, podem facilmente ser reconhecíveis (Ullemeyer *et al.*, 2000). Porém, minerais como quartzo e calcita não possuem propriedades cristalográficas tão evidentes, dificultando essas observações. No caso do quartzo, mineral presente na maioria das rochas, a presença de OCP pode ser verificada com a simples inserção da placa de gipso com os polarizadores cruzados; verificando se existe a predominância de cores azuis ou amarelas (Stipp *et al.*, 2002).

Contudo, minerais com alta birrefringência como olivinas entre outros, são necessárias técnicas especiais, como análises por **EBSD** (difração por elétrons retroespalhados), difração de raios X e nêutron, para se determinar a presença de OCP (Fliervoet *et al.*, 1999; Jansen *et al.*, 2000).

Tais OCP estão vinculadas a determinado tipo de deformação, propiciando a criação de modelos de OCP, que posteriormente podem ser utilizados para inferir conclusões sobre o tipo da deformação (simples ou pura), direção de cisalhamento, temperatura, comportamento reológico, entre outras propriedades (Hobbs *et al.*, 1976; Law, 1990; Rosière *et al.*, 2001; Siemes, *et al.*, 2003).

Como a OCP é o resultado da atuação de um ou vários sistema preferenciais de deslizamento, modelos já descritos, podem ser comparados. Quando um único sistema de deslizamento é ativado, o modelo de OCP é relativamente simples, contudo, quando vários sistemas são ativados o grau de complicação tende a aumentar, tornando-se extremamente complexo (Hobbs *et al.*, 1976).

Os tipos de sistemas de deslizamento ativados num cristal, dependem da tensão cisalhante crítica, que por sua vez, define qual tensão será decomposta sobre o plano de deslizamento, iniciando a movimentação ao longo de direções preferenciais, facilitadas pela temperatura e pressão, fornecendo, mesmo que indiretamente, as condições de temperatura e pressão que a rocha foi submetida (Paterson, 1969; Tullis, 1971; Hennig-Michaeli, 1976; Siemes *et al.*, 2003). Usualmente, mais de um sistema de deslizamento podem ser ativados num mineral e a tensão cisalhante crítica de cada sistema de deslizamento muda com a temperatura e a atividade química de certos componentes.

Lister (1977) sustenta que minerais com baixa simetria cristalográfica, apresentam pequeno número de sistemas de deslizamentos que podem ser ativados, favorecendo a deformação cristalina, que é acomodada a baixas temperaturas por flexão da rede cristalina, dobramentos e fraturamentos, e em alta temperatura por recristalização dinâmica ou migração de limite de grãos.

Para Schmid (1994) os tipos de modelo de OCP, que se originam nas rochas, dependem de fatores como:

1. Sistema de deslizamento que está operando e a quantidade de atividade em cada um;
2. Razão da taxa de estiramento ao longo do eixo de estiramento instantâneo do fluxo, pelo fluxo de achatamento ou estiramento. Estas determinam em qual direção o cristal irá rotacionar formando uma OCP;
3. Deformação finita: quando um modelo de fluxo não muda durante a deformação, o modelo de OCP é realçado, devido deformação, em intensidade e forma. Contudo, passa por mudanças insignificantes na geometria;

4. O número da vorticidade cinemática. Em materiais inicialmente isotrópicos, a deformação não-coaxial progressiva leva à formação de modelos de OCP com simetria monoclínica, e a deformação coaxial progressiva a modelos altamente simétricos.
5. Atividade da recristalização dinâmica. Recristalização pode influenciar um modelo de OCP de várias formas. Quando a recristalização ocorre de forma fraca, um modelo existente é modificado pela geração de novos grãos, orientados aleatoriamente. Quando de forma forte, um modelo existente ou parte dele é modificado pela remoção (consumo) de grãos com alta densidade de defeitos cristalinos. Grãos que estão desfavoravelmente orientados para o deslizamento podem ser removidos por esse processo, caso desenvolvam altas densidades defeitos cristalinos, devido à compressão do grão vizinho (Jessell, 1987; Ree, 1990). Porém, o contrário também é possível, desta forma alguns grãos podem ter baixa densidade de defeitos cristalinos, desde que toda deformação favoreça o amaciamento dos grãos vizinhos (*strain softening*) e conseqüentemente consumir os grãos favoravelmente orientados para o deslizamento (Gleason *et al.*, 1993).
6. Crescimento de grãos por dissolução. A taxa de crescimento em muitos minerais é dependente da direção cristalográfica, e o crescimento de minerais por dissolução pode conseqüentemente produzir uma orientação preferencial (Shelley, 1994; Lagoeiro, 1998).

Teoricamente é possível usar os modelos de OCP, como fonte de informação sobre os seis parâmetros acima mencionados. Porém, o entendimento do desenvolvimento das OCP ainda é assunto muito complexo.

Para Lister (1977), Law (1990), Jansen *et al.* (2000), Rosière *et al.* (2001), Siemes *et al.* (2003), entre outros que pesquisaram intensivamente a evolução de OCP em quartzo, calcita e hematita, existe forte correlação entre OCP e deformação. Entretanto, cuidados ainda devem ser tomados com as interpretações de OCP, principalmente com relação a comparações entre modelos gerados naturalmente e os gerados artificialmente, devido às pequenas taxas de deformações que ocorrem na natureza e porque em OCP naturais a história da deformação é usualmente desconhecida, podendo ser mais complexa do que o assumido; partes antigas deste desenvolvimento estão provavelmente apagadas.

Esse problema exige o uso da utilização de sistemas de deslizamentos que podem ser identificados pela observação dos defeitos da rede cristalina, em cristais deformados naturalmente, através do microscópio eletrônico de transmissão (Blacic & Christie, 1984; Hobbs, 1985). Porém, os defeitos da rede cristalina em rochas deformadas naturalmente também podem se originar após o desenvolvimento da OCP (White, 1979a). Modelos quantitativos e qualitativos foram desenvolvidos e intensamente trabalhados para se ajustarem às condições reais das rochas (Bunge *et al.*, 1994).

A orientação de um cristal num sistema de referência é completamente definida somente se a orientação dos três eixos cristalográficos for conhecida. Isto significa que três números são necessários para representar a orientação de um cristal em relação a um sistema de referência. Conseqüentemente, os modelos completos de OCP serão somente representados como pontos num diagrama tridimensional, conhecido como diagrama da função de distribuição das orientações – (*orientation distribution function* – *ODF*) (Bunge, 1981). Usualmente a OCP é traçada como diagramas de polo, todavia, outros métodos de representações são: perfis ao longo de uma ODF e diagrama de polo inverso, onde o eixo cristalográfico é tomado como sistema de referência, e a orientação da lineação da rocha em relação a este sistema de referência é traçada para cada grão. ODF também pode ser utilizada para correções na determinação de OCP (Bunge, *op.cit.*).

Modelos de OCP em figuras de polo podem aparecer como pontos máximos ou como guirlandas em grandes e pequenos círculos. Em modelos complexos, as guirlandas são conectadas umas com as outras para formar guirlandas cruzadas do **Tipo I ou tipo II** (Lister & Willians, 1979) - (**Figura 7**).

Os modelos de OCP são interpretados em função de sua assimetria interna e externa. A assimetria interna é definida pela forma dos máximos e a assimetria externa é determinada em relação a um sistema de referência (Lister, 1977; Law, 1990) - (**Figura 8**).

Métodos que mapeiam a distribuição dos grãos em relação a um sistema de referência podem ser traçados em mapas, conhecido como diagrama *AVA* (Alemão – Achsenverteilungsanalyse) isto é, análise das orientações dos eixos; (Sander, 1950; Heibronner & Pauli, 1993).

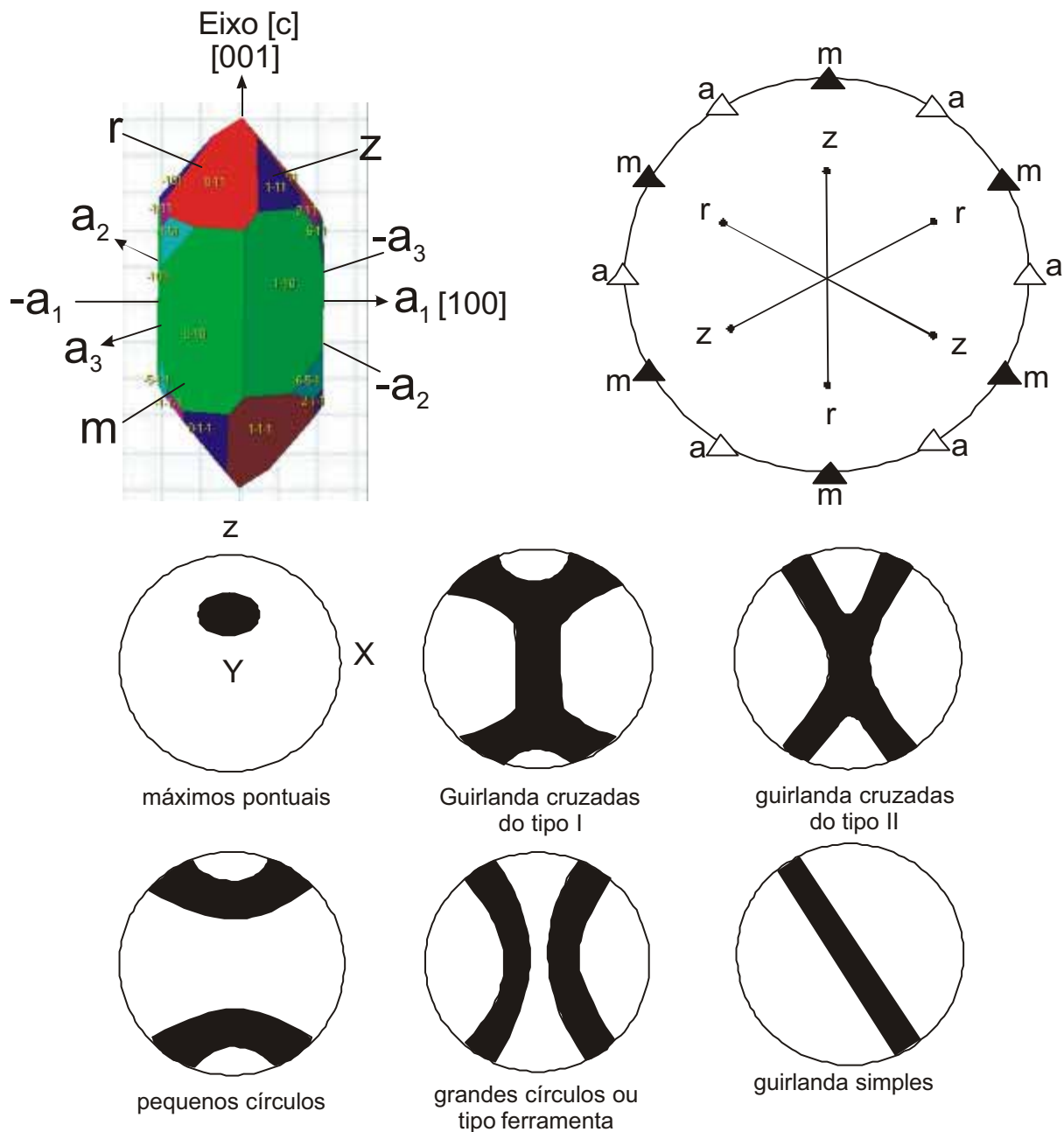


Figura 7: Acima à esquerda são apresentadas as faces de um cristal de quartzo e suas relações geométricas com os eixos cristalográficos. Ao lado direito, a projeção estereográfica desses elementos cristalográficos. Abaixo são apresentados padrões texturais definidos na literatura, bem como a sua distribuição em relação aos eixos de deformação finita, em cisalhamento puro. Baseado em figuras de Lister & Willians (1979); Lister & Hobbs (1980) e Law *et al.* (1990).

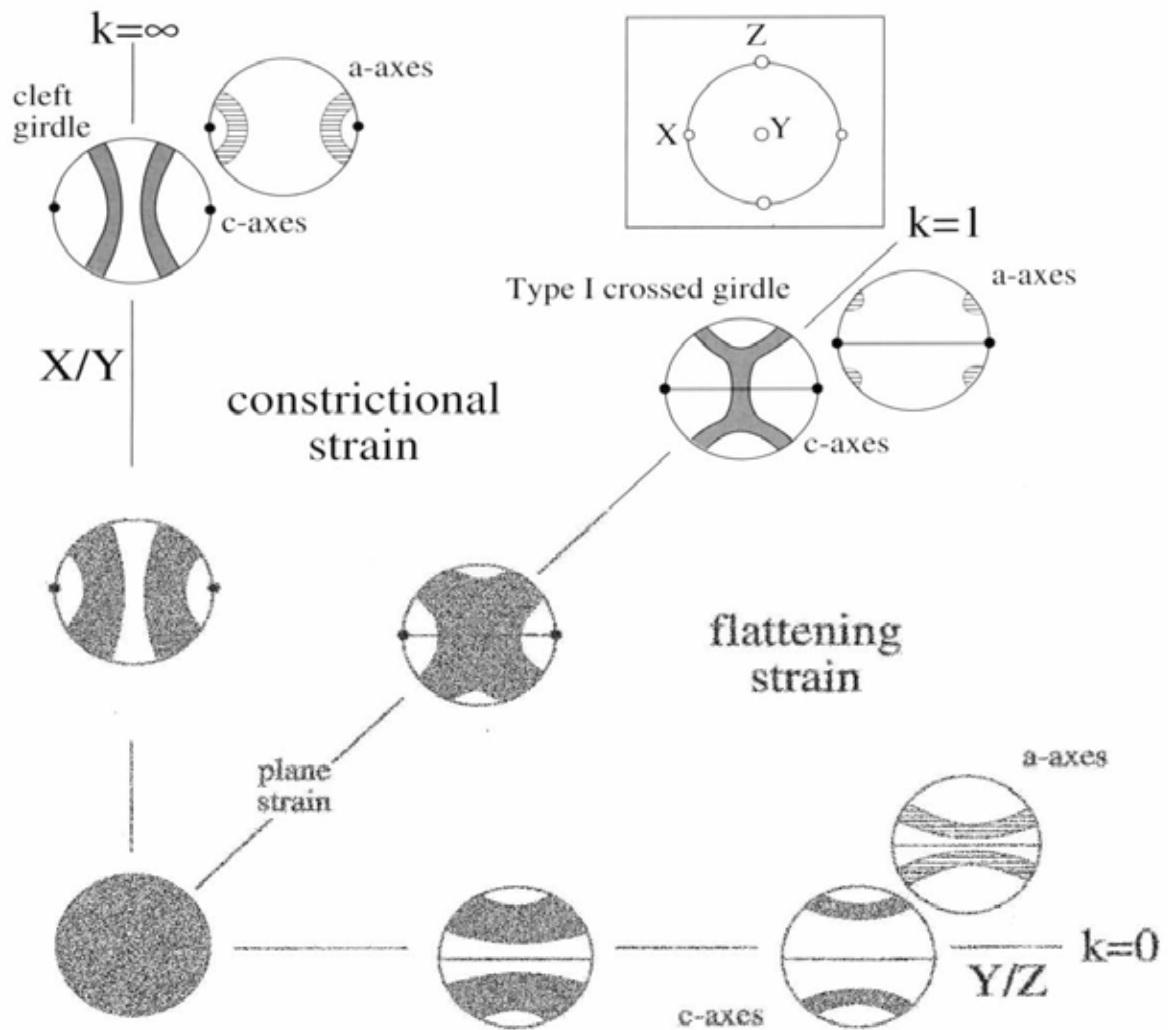


Figura 8: Modelos de figuras de polo de eixo-c de quartzo em função de deformação coaxial progressiva, traçados sobre o diagrama de Flinn. Baseado em Passchier & Trouw (1996), modificado de Lister & Hobbs (1980).

1.4.4 - MODELOS DE OCP PARA O QUARTZO E HEMATITA.

Como os itabiritos são constituídos essencialmente por hematita e quartzo, a análise de modelos já estabelecidos para esses minerais irão fornecer importantes parâmetros de correlação para os itabiritos do QF.

Modelos de OCP em quartzo e hematita são amplamente distribuídos na literatura geológica, em especial, o quartzo por se tratar de um mineral formador de rocha muito comum.

Modelos de OCP para o quartzo, em forma de guirlandas e pequenos círculos são comuns em deformação coaxial progressiva. Também são comuns pequenos círculos, conectados pela guirlanda central, produzindo guirlanda cruzada **Tipo I e II** (Lister & Willians, 1979) - **(Figura 8)**.

Segundo Bouchez (1978) estes modelos também se formar no campo do estiramento, juntamente com máximos pontuais em torno do eixo-Y. Schmid & Casey (1986) acreditam que ambos os modelos podem se formar em alta temperatura, e que o aumento da temperatura parece favorecer a abertura do ângulo do pequeno círculo.

Lister & Hobbs (1980) e Schmid (1994), citam a comum ocorrência de guirlandas cruzadas Tipo I ou simples, ligeiramente assimétrica e inclinadas em relação à foliação e à lineação dentro de zonas de cisalhamento, confirmando que as texturas das rochas registram as transições de regimes de deformação por cisalhamento puro para simples **(Figura 9)**.

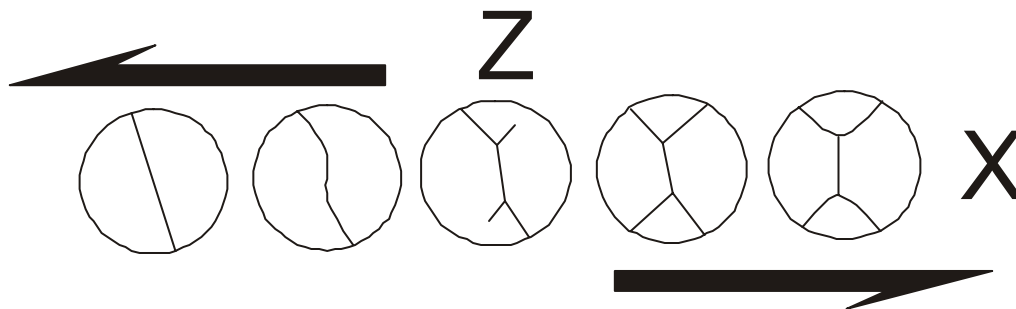


Figura 9: Figura esquemática de textura de eixo-c de quartzo onde se apresenta os estágios transacionais de uma textura inicial do tipo guirlanda simples. A transição reflete a mudança de cisalhamento puro à direita para simples à esquerda (modificado de Schmid, 1994).

Em condições de médio para alto-grau, Tullis *et al.* (1973) observaram que os eixos-c de quartzo que migravam da periferia para o centro da figura de polo, resultavam de grãos deformados por sistema de deslizamentos romboédrico e prismático respectivamente. Para Mainprice *et al.* (1986) máximos simples em torno do eixo Y ocorrem de 500? a 650?C, enquanto que em alto grau (>650?C), os máximos se aproximam da direção de lineação, ou seja, a direção X.

A orientação para outras direções, como por exemplo, a dos eixos- $\langle a \rangle$, também permitem interpretações sobre o desenvolvimento de OCP, e vários trabalhos mostram que a ativação do sistema de deslizamento basal na direção do eixo- $\langle a \rangle$ ou $[001] \langle a \rangle$, condiz com temperaturas abaixo de 650?C (Lister, 1977).

O plano prismático e romboédrico são predominantes no quartzo, como resultado o eixo- $\langle a \rangle$ tende a se agrupar próximo ao plano e direções de máxima deformação cisalhante incremental (**Figura 10b**). No achatamento, o eixo- $\langle a \rangle$ agrupa-se em pequenos círculos em torno da direção de encurtamento (**Figura 10a**). No campo do estiramento, forma-se guirlanda de eixo- $\langle a \rangle$ em pequeno círculo em torno da direção de extensão (X) (**Figura 10b**). O deslizamento do plano basal contribui principalmente para que o eixo-c, na borda do diagrama, deslize sobre planos prismáticos para o centro (Law, 1990; Schmid & Casey, 1986).

Guirlanda cruzada do tipo II em modelos de eixo-c de quartzo, provavelmente se desenvolve no campo do estiramento quando o deslizamento romboédrico predomina sobre o deslizamento prismático (Bouchez, 1978). Na deformação não-coaxial progressiva, domínios de rotação de linhas materiais (vorticidade do fluxo) são de tamanhos diferentes, favorecendo a geração de máximos de eixo- $\langle a \rangle$ e c assimétricos, configurando simetria monoclínica (Law, 1990) - (**Figura 10b**).

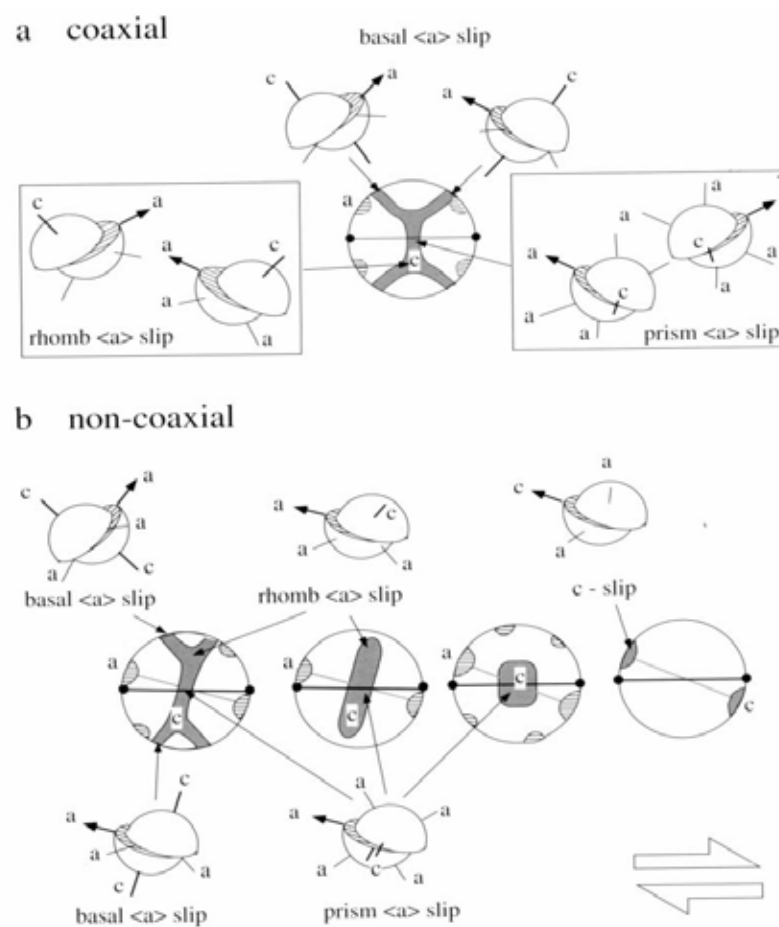


Figura 10: Modelos de OCP de eixos-c e $\langle a \rangle$ de cristais de quartzo em função de deformação coaxial (a) e não-coaxial (b) (modificado por Passchier & Trouw, 1996).

Zonas de alta deformação em baixo a médio-grau metamórfico e controladas por cisalhamento simples faz com que figuras de polo em guirlanda cruzada do Tipo I, com dois máximos de eixo- $\langle a \rangle$, sejam substituídas por figuras de polo com máximos simples de eixo- $\langle a \rangle$, paralelo à direção de movimentação do fluxo; e guirlanda única de eixo-c, normal ao plano de fluxo (Lister, 1977).

Em baixa temperatura, o deslizamento basal $\langle a \rangle$ é o sistema de deslizamento mais importante, resultando em forte agrupamento de eixo-c na periferia do diagrama, configurando uma figura de polo com guirlanda na borda (Wilson, 1975; Law, 1990); com o aumento da temperatura, o deslizamento do prisma $\langle a \rangle$ torna-se mais importante e a guirlanda tende a migrar, formando máximos em torno do eixo-Y.

Em temperaturas ainda mais altas, ou seja, em condições plásticas, o deslizamento do prisma $\langle c \rangle$ é ativado (Mainprice *et al.*, 1986), gerando máximos de eixo-c subparalelo à tração e eixo- $\langle a \rangle$ normal a ela.

Tullis *et al.* (1973) e Jessell (1988b) advogam que a abertura do ângulo da guirlanda em pequenos círculos pode diminuir com o aumento da deformação, se a taxa de recristalização dinâmica for reduzida e que a baixas temperaturas e altas taxas de deformação também produzem ângulos abertos. Isto pode representar o reflexo da competição entre mecanismo de deformação por rotação total dos grãos em resposta ao *dislocation glide* e a recristalização dinâmica. Guirlandas em pequenos círculos resultam de mecanismos que são favorecidos por grãos com plano de deslizamento basal a 45° em relação ao encurtamento do eixo de estiramento instantâneo; esses grãos possuem grande poder de decomposição da tensão cisalhante sobre o sistema de deslizamento, ajustando-se a orientações favoráveis ao deslizamento. Contudo, com aumento da deformação os sistemas de deslizamento de alguns grãos, rotacionam para longe desta orientação ideal, dificultando um deslizamento favorável, gerando figuras de polo com guirlandas em pequenos círculos, podendo até migrar para figuras com um único máximo, diminuindo o ângulo de abertura.

Altas temperaturas e baixa taxa de deformação promovem a recristalização por migração de limite de grão. Tal mecanismo atua recuperando ou consumindo os grãos que estavam rotacionados na direção de encurtamento, impedindo que o ângulo de abertura da figura de polo diminua, não formando um máximo pontual com aumento da deformação (White, 1976).

Também existem indícios que figuras de polo em guirlanda simples, com assimetria externa e formada por cisalhamento simples, sejam produto da interação entre guirlandas cruzadas simétricas (Schmid & Casey, 1986). Este efeito se deve ao aumento do processo de recristalização dinâmica no desenvolvimento da OCP em função da deformação. A mudança na textura se deve à remoção seletiva de grãos em orientações desfavoráveis para deslizarem por recristalização (Schmid & Casey, 1986; Jessell, 1988a, b).

Os modelos de OCP para hematita foram determinados principalmente em relação ao prisma {110}, romboedro {104} e ao pinacóide basal (003) (Zavaglia *et al.*, 1995; Guimarães *et al.*, 1995; Oliveira Jr., 2000). Rosière *et al.* (2001), após compararem os minérios naturalmente deformados com experimentos sobre deformação de minérios de ferro (Hennig-Michaeli & Siemes, 1982) em laboratório, concluíram que três principais mecanismos de deformação foram ativos: deslizamento basal, processos de difusão e crescimento anisotrópico dos grãos. Tais mecanismos foram responsáveis pelas configurações dos modelos de OCP para especularita. Sabe-se que tais configurações bem como a intensidade dos máximos nos diagramas polares estão diretamente associadas com a magnitude da deformação e o tipo de resposta do minério (reologia). Análises de textura realizadas por Quade *et al.* (2000) e Rosière *et al.* (2001) tem mostrado que existem variações contínuas entre diferentes texturas, constituindo uma série textural.

Num extremo dessa série estão os máximos polares (003) simples a elípticos, que coincidem com o polo da foliação e representam alto grau de OCP desses minérios, com densidades em torno de 62 m.d.r. (múltiplos de distribuição randômica) (**Figura 11**).

A textura correspondente {110} é caracterizada por uma guirlanda paralela à foliação principal com máximo simples a 6 m.d.r., centrado sobre a lineação. Figuras de polo do prisma {100} revelam praticamente o mesmo máximo e a mesma orientação.

A figura de polo {104} apresenta configurações com dois máximos elípticos em forma de “banana” (Quade, 1988) (**Figura 12**).

Com o aumento da elipsidade do máximo da figura de polo (003) ocorre o desenvolvimento de uma guirlanda perpendicular à lineação, seguido pelo estiramento dos máximos {104} e {110}, cuja distribuição estende-se até Y. A intensidade relativa das densidades diminui (**Figura 11**).

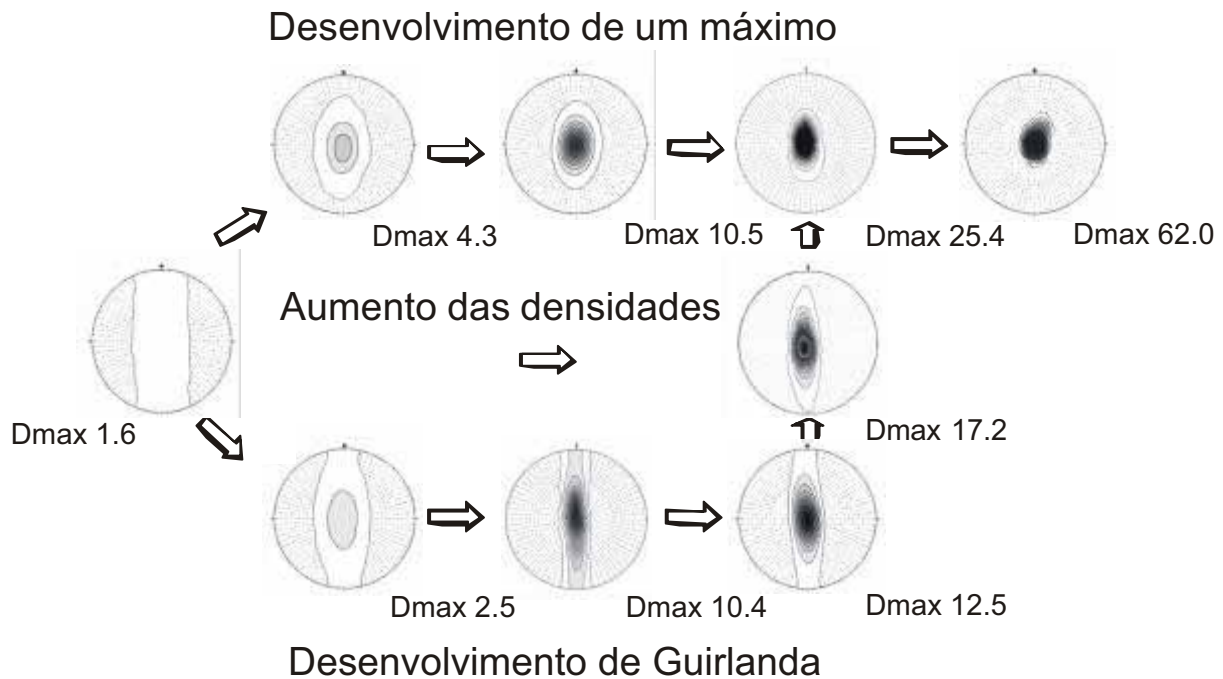


Figura 11: Orientação cristalográfica preferencial do plano (003) da hematita. Os diagramas da linha superior representam o desenvolvimento de uma série de um máximo textural, enquanto que os da linha inferior representam o desenvolvimento de uma série em guirlanda (segundo Rosière *et al.*, 2001).

A concentração e a distribuição das densidades nos diagramas de pólo podem variar em função da deformação. Contudo, apesar das mudanças, a posição dos máximos dos planos (003), {110} e {104} em relação ao sistema de referencia estabeliecido (foliação principal), permanece constante, denunciando um forte controle cristalográfico da foliação e lineação sobre os cristais de especularita.

Este fato pode ser explicado com base em duas hipóteses:

A primeira explica a formação de especularita por processos de dissolução e precipitação associada à oxidação da magnetita durante o metamorfismo.

A oxidação inicia-se ao longo dos planos {111} da magnetita, seguido pela penetração de fluidos e dissolução de Fe^{2+} . O Fe^{2+} reage com oxigênio e é precipitado como especularita ao longo dos limites de grãos da magnetita, paralelos a foliação.

A segunda associa a especularita à deformação por plasticidade cristalina devido à migração de defeitos cristalinos sobre o plano basal (*dislocation glide*); seguido pela recristalização e crescimento anisotrópico de grãos, dirigido pela diferença de energia de deformação entre os cristais deformados. Os cristais de hematita podem ter sido rotacionados para posições favoráveis ao deslizamento basal, a fim de promover o crescimento de grãos paralelos ao plano da foliação à custa de grãos com alta densidade de defeitos cristalinos.

No outro extremo da série textural dos minérios de ferro, as texturas configuram formas randômicas (aleatória) a fracamente orientadas, características de minérios granoblásticos porosos com grande quantidade de martita, que possivelmente, podem ter sofrido baixa deformação, cataclase ou processos supergênicos.

Máximos texturais que representam típica trama lepidoblástica se desenvolve em zonas de cisalhamento.

Por outro lado, máximo simples alongado desenvolve guirlanda associada a diferentes tipos de trama, tais como:

- 1 – trama nematoblástica, onde os polos dos planos basais estão distribuídos num plano perpendicular à direção de estiramento (**Figura 12**);
- 2 – microdobras ou clivagem de crenulação (**Figura 12**) e
- 3 – interferências de foliações (**Figura 12**).

A trama nematoblástica ocorre somente em alguns locais. Porém, microdobras e clivagem de crenulação são estruturas muito comuns em minérios de ferro. Este fato sugere que figuras de polo do plano basal (003) podem ser considerada como representativas da nucleação dessas estruturas.

A orientação da especularita no plano axial da xistosidade interfere com cristais de hematita sobre o plano do bandamento, resultando em máximo simples, encontrado sobre a figura de polo {110} coincidindo com o eixo de dobras.

Em minérios fracamente deformados, as figuras de polo exibem a mesma característica geométrica daquelas relacionadas às dobras, contudo, com densidades muito baixas. O paralelismo constante entre os máximos polares dos planos {110} e {100} e a orientação da lineação, independente de sua origem (lineação de estiramento em zonas de cisalhamento ou lineação de intersecção em minérios dobrados), indicam que a lineação é uma estrutura complicadora no desenvolvimento de texturas em domínios de baixo e alto strain.

Uma provável interpretação para o paralelismo desta estrutura com os máximos $\{110\}$ e $\{100\}$ da hematita, é que durante o desenvolvimento estrutural dos minérios de ferro a deformação tende a ser particionada por deslizamento ao longo do bandamento ou ao longo da foliação ou xistosidade. Este processo resultou em nucleações desarmônicas e contínuas de dobras intrafoliais cujos eixos são progressivamente rotacionados para direção do estiramento (Rosière *et al.*, 2001).

Resumindo, dois tipos de texturas de deformação podem ser separados de acordo com a morfologia e a intensidade das figuras de polo dos minérios de ferro, em especial a figura de polo (003). Cada uma representa uma variação de uma série de texturas que desenvolvem-se em diferentes condições e cuja densidade aumenta proporcionalmente com a magnitude relativa da deformação:

- 1 – textura com máximo circular mais ou menos elíptico,
- 2 – guirlanda de 180°.

A primeira variação se desenvolve em zonas de cisalhamento com formação progressiva de especularita paralela à foliação. A segunda está associada a dobramentos que podem favorecer o desenvolvimento de textura com máximo simples na borda do diagrama, devido ao achatamento progressivo das estruturas com geração de novos cristais de especularita no plano-axial dessas dobras, superpondo a foliação anterior (**Figura 12**). Ainda neste trabalho, os autores concluíram que as figuras de polo (003) são as mais apropriadas para quantificar o grau de orientação preferencial da especularita e conseqüentemente, o desenvolvimento da xistosidade e a magnitude da deformação.

Texturas de minério de ferro

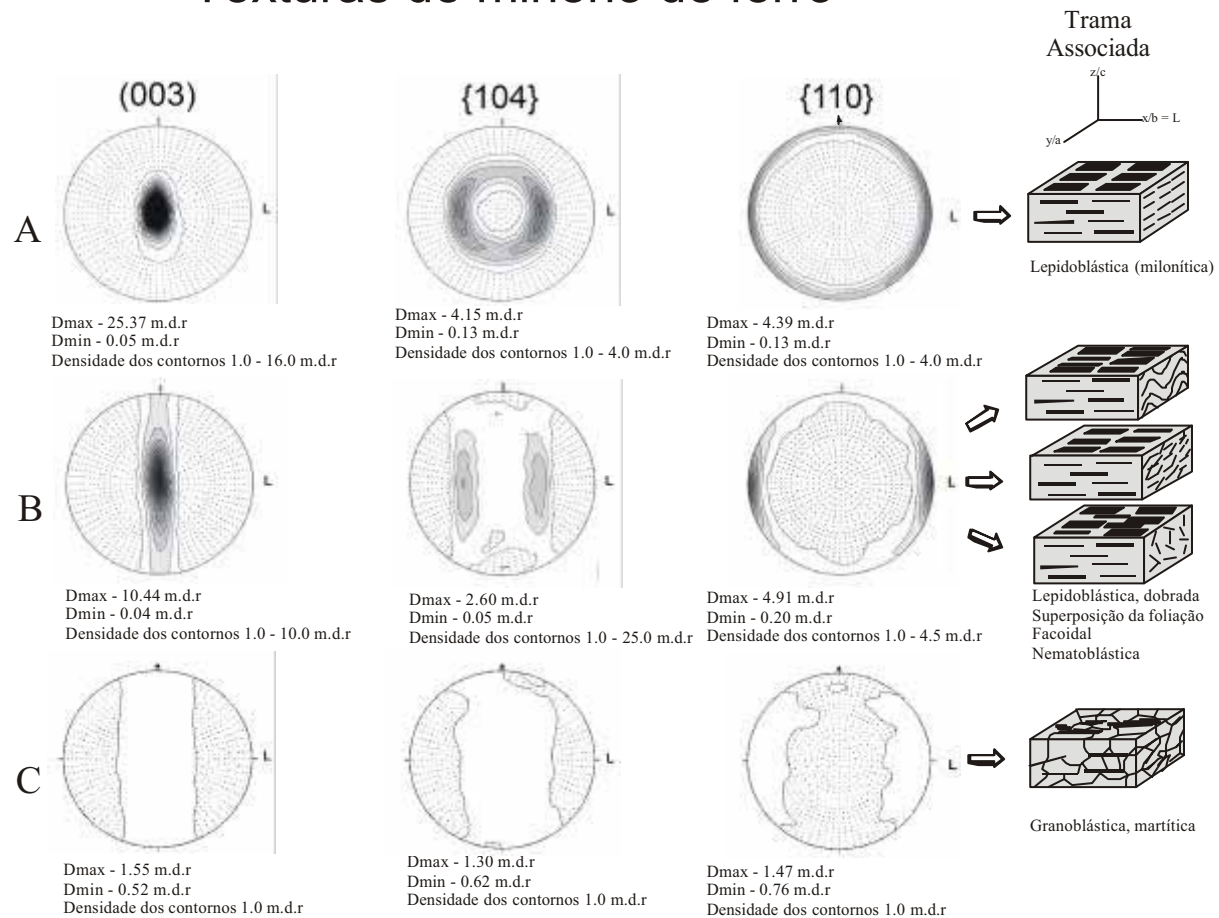


Figura 12: Modelos de correlação entre as figuras de polo (003), {110} e {104} e suas respectivas tramas em minério de ferro (segundo Rosière *et al.*, 2001).

1.4.5 - FLOTAÇÃO

A abordagem deste tema se faz necessário para a abertura de possíveis frentes de pesquisas que possam contribuir para compreensão da tênue relação existente entre o processo de flotação com as texturas e microestruturas desenvolvidas nos minérios de ferro do QF, para verificar se a análise textural dos minérios pode contribuir para a seletividade do processo de flotação. Este princípio baseia-se num conjunto de variáveis geológicas que determinam a forma e o tamanho dos grãos, maneira como estão ligados uns aos outros (trama), arranjo textural, grau de liberação dos cristais, entre outras características que, em parte, ditarão o comportamento dos itabiritos mediante o processo de flotação.

A flotação é um processo de concentração que explora diferenças entre as propriedades de interface entre várias espécies minerais presentes numa polpa em suspensão aquosa (Houot, 1977). Neste processo as partículas minerais são separadas pela agregação seletiva a bolhas de ar ou outro gás. Esta propriedade é governada principalmente pelo grau de hidrofobicidade desenvolvido na interface partícula mineral/bolha. Ela pode ser obtida pela adição de reagentes químicos ao sistema, que faz com que tais partículas sejam aderidas às bolhas e recolhidas na forma de "espuma" ou "flutuados", ao passo que as demais constituem o produto "afundado". Existem vários tipos ou métodos de flotação que são amplamente empregados em vários campos. Contudo, para o presente trabalho foi utilizado a flotação reversa. Neste processo, o material que precipita é o mineral de minério de interesse econômico (caso do minério de ferro).

Um dos principais testes para se verificar o comportamento do minério antes de submetê-lo à flotação reversa propriamente dita, é o chamado Teste de Flotação em Bancada.

Este teste tem por objetivo:

- ✍ Conhecer a eficiência dos reagentes (depressor e coletor);
- ✍ Estabelecer dosagem dos reagentes;
- ✍ Verificar as tendências da performance da planta industrial e, principalmente,
- ✍ Verificar o comportamento dos diversos tipos de minério.

As variáveis que controlam a flotação são:

- ✍ Tipos de reagentes (depressor e coletor);
- ✍ Dosagem dos reagentes;
- ✍ Porcentagem de sólidos no condicionamento e flotação;
- ✍ Tempo de condicionamento e flotação e
- ✍ Relação amido/soda.

Tendo o controle dessas variáveis, podem-se realizar os ensaios de flotação em bancada, variando os minérios, isto é, submetendo minérios com diferentes tramas e texturas a um mesmo teste e posteriormente obtendo os diagramas de correlação.

Com os resultados da flotação, procurou-se verificar se existe alguma correlação entre o índice de seletividade da flotação com máximos do diagrama polar.

A seletividade da flotação ou índice de Gaudin (1956) é dado por:

$$\sqrt{\frac{\%Fe(con.)}{\%SiO_2(conc.)}} \times \frac{\%SiO_2(rej.)}{\%Fe(rej.)}$$

O diagrama polar é um gráfico que representa a densidade de determinada variável por área, onde linhas de isovalores isolam regiões com valores aproximadamente idênticos, geralmente são apresentados em (m.d.r. - maximum distribution random), a forma de sua distribuição pode ser aleatória ou não.

Sabe-se que a seletividade do processo de flotação se baseia no fato de que a superfície de diferentes espécies minerais pode apresentar diferentes graus de hidrofobicidade. Este fato está associado à "molhabilidade" da partícula pela água, onde partículas mais hidrofóbicas são menos ávidas por água. Uma substância hidrofóbica é caracterizada como aquela cuja superfície é essencialmente não-polar, tendo, portanto maior afinidade com o ar (substância hidrofílica) (Peres, 1992). Ressalta-se também que a distribuição granulométrica dos sólidos presentes em um sistema de flotação tem efeito significativo no resultado final, reforçando que tamanhos das partículas resultam em diferentes valores (Ahmed & Jamenson, 1995).

A faixa granulométrica das partículas alimentadas em sistemas de flotação está usualmente entre 1 mm e 50 µm. Este tamanho máximo é função da liberação dos grãos, cuja recuperação é o objetivo do tratamento. A granulometria de liberação não deve ser maior do que aquela que possibilite o transporte das partículas pelas bolhas de ar.

O limite inferior da faixa granulométrica está associado ao conceito de "lamas", que se refere aos materiais cuja granulometria fina (geralmente abaixo de 50 µm) causa efeitos daninhos ao sistema (Ahmed & Jamenson, *op.cit.*).

Experimentos realizados com flotação atestam que partículas extremamente finas têm efeito negativo na interação partícula-bolha, acarretando, por exemplo, um consumo exagerado de reagentes. Em certos casos essas partículas impedem a exposição da superfície de um mineral em relação aos reagentes necessários no processo *slime coating* (cobertura da partícula com fina camada de lama) (Souza & Araújo, 2001).

Em resumo o efeito deletério causado pela presença de partículas muito finas na flotação resulta nos seguintes prejuízos:

- ✍ Aumento do consumo de reagentes
- ✍ Perda da seletividade
- ✍ Perda da recuperação

Considerando-se a necessidade de remover lamas antes da flotação, especialmente nos sistemas mais sensíveis como a flotação reversa catiônica de minérios de ferro, os minérios que apresentam muitas partículas finas passam pelo processo de deslamagem, cuja eficiência afeta significativamente os resultados da flotação. A baixa eficiência da deslamagem pode gerar a perda da especificação do produto e perdas na recuperação.

Souza & Araújo (2001), constataram que a presença de lamas afeta a flotação de um mesmo minério de forma diferente, dependendo do sistema de reagentes empregados e que o tamanho das partículas de lama é também um fator determinante no efeito de slime coating no processo de flotação.

CAPÍTULO 2 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 - LOCALIZAÇÃO

As três regiões de estudo estão incluídas no Quadrilátero Ferrífero; uma área com forma aproximadamente retangular entre as latitudes 19°45'00''S e 20°30'00''S e longitudes 43°22'30''W e 44°7'30''W, na porção centro-sul do Estado de Minas Gerais – Brasil, com cerca de 7.000 km² (**Figura 13**).

O acesso para as áreas pode ser feito, a partir de Belo Horizonte, pelas Juscelino Kubitschek (BR-040) e BR-262 (Belo Horizonte-Vitória).

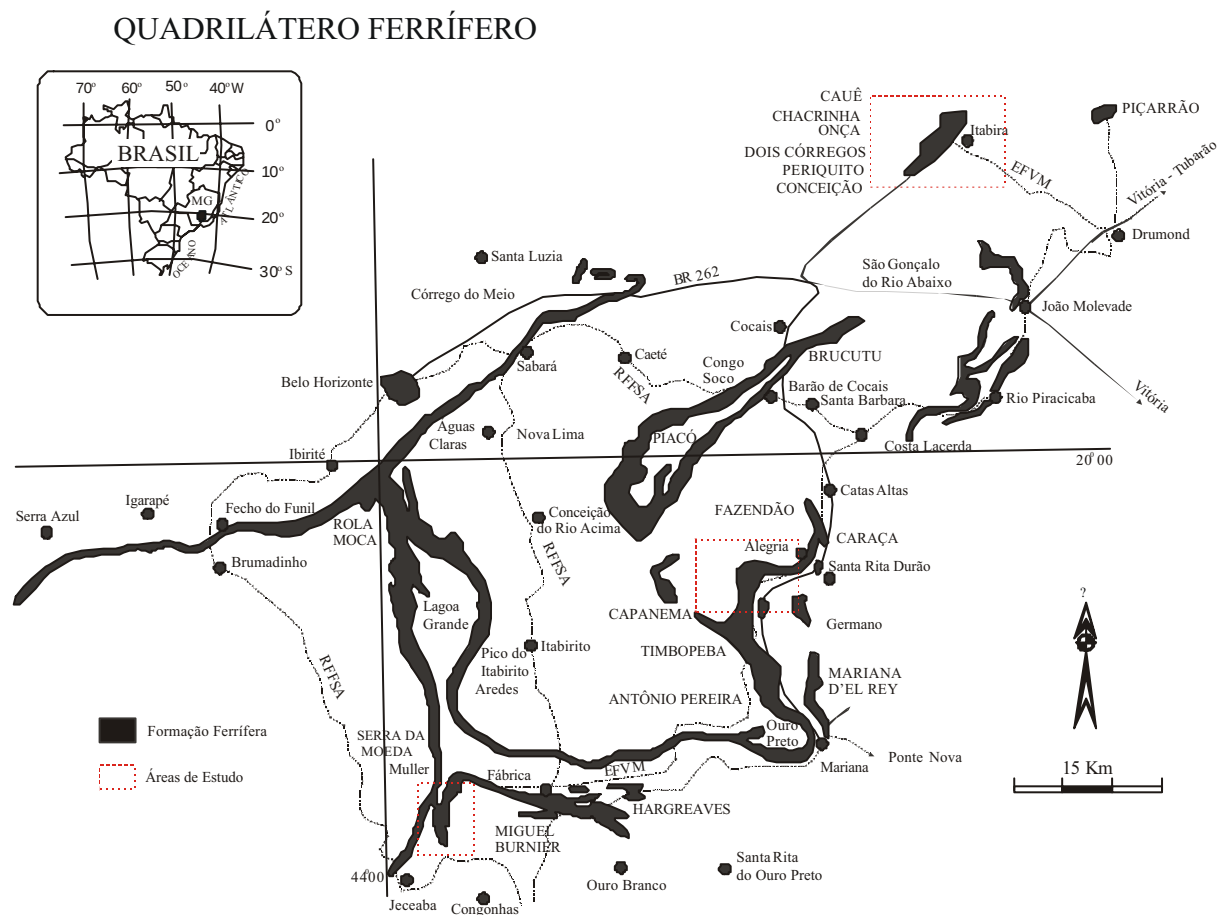


Figura 13: Localização do QF com destaque das áreas de estudo e minerações de ferro.

2.2 - GEOLOGIA REGIONAL

Como Quadrilátero Ferrífero entende-se a região sul-sudeste de Belo Horizonte ou centro-sul do Estado de Minas Gerais, onde afloram terrenos granito-gnáissicos de idade arqueana e paleoproterozóica (embasamento cristalino), cinturões de rochas verdes de idade arqueana (seqüência vulcano-sedimentar do Supergrupo Rio das Velhas) e seqüências supracrustais de idade paleoproterozóica (Supergrupo Minas) (**Figura 14**). Esta é uma das áreas clássicas da geologia pré-cambriana do Brasil sendo conhecida desde o século XVII como uma rica província auri-ferrífera.

A exploração dos recursos minerais do Quadrilátero Ferrífero teve início na metade do século XIX, desde então, muitos trabalhos foram e vem sendo desenvolvidos nesta região. Atualmente estima-se que o número de publicações a seu respeito seja da ordem de cinco centenas.

2.2.1 - POSIÇÃO GEOTECTÔNICA

Geotectonicamente encerra-se na porção centro-sul do Cráton São Francisco (Almeida, 1977), unidade geotectônica que compreende um núcleo cratônico “estabilizado” no Paleoproterozóico, sendo margeado por regiões que sofreram regeneração durante a tectônica colisional referente ao Ciclo Brasileiro (700-500Ma.) no Neoproterozóico (Faixas Móveis). As faixas móveis Sergipana, a nordeste; Riacho do Pontal, a norte; Rio Preto, a noroeste; Brasília, a oeste e Araçuaí, a leste e Alto Rio Grande a sul; limitam e definem o contorno atual deste cráton. Tais faixas móveis são entidades constituintes respectivamente das Províncias Borborema, Parnaíba, Tocantins e Mantiqueira (Almeida, 1977; Almeida & Hasui, 1984) – (**Figura 15**).

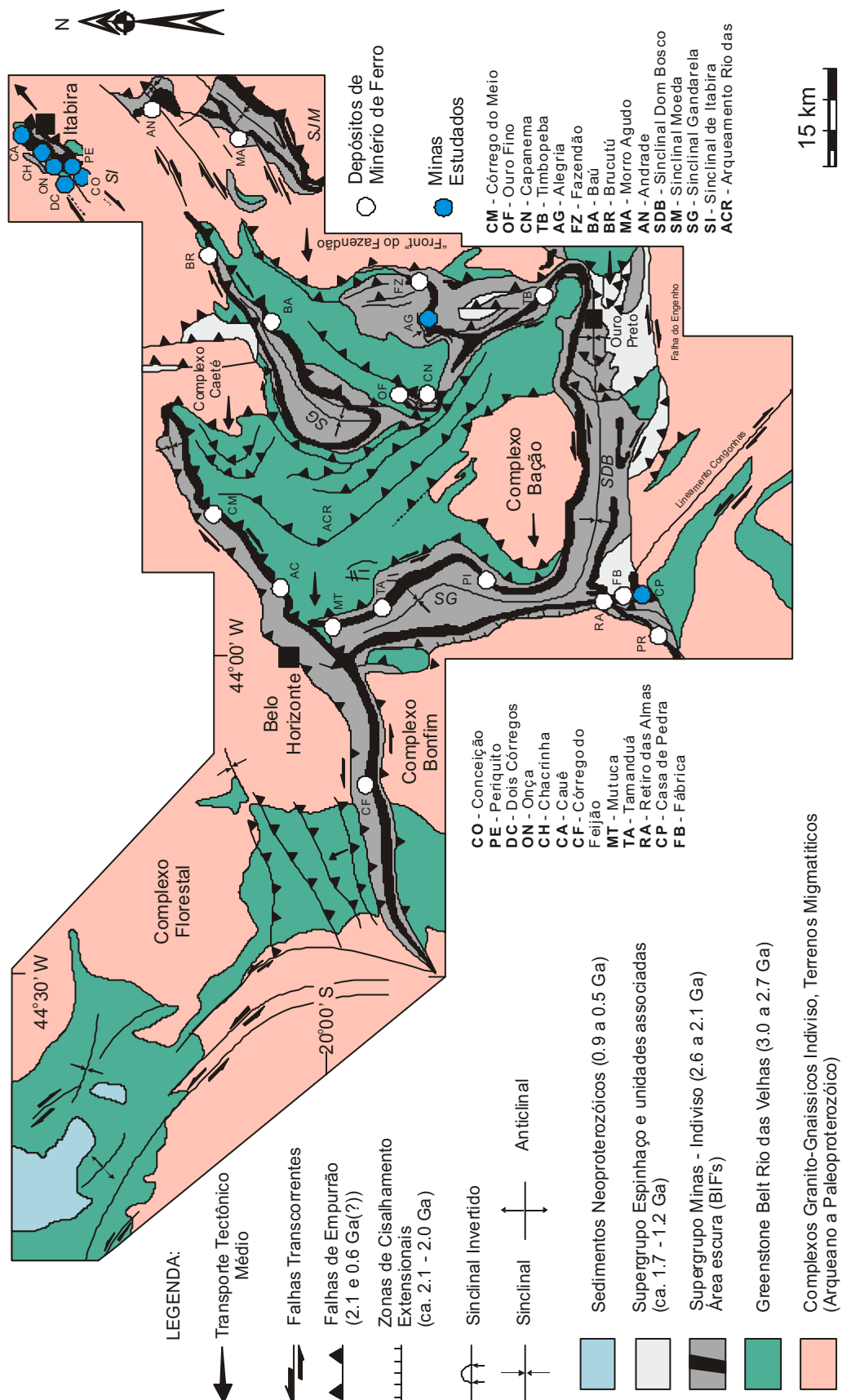


Figura 14: A) Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero com suas principais minas e estruturas tectônicas (Segundo Baars & Rosière, 1994).

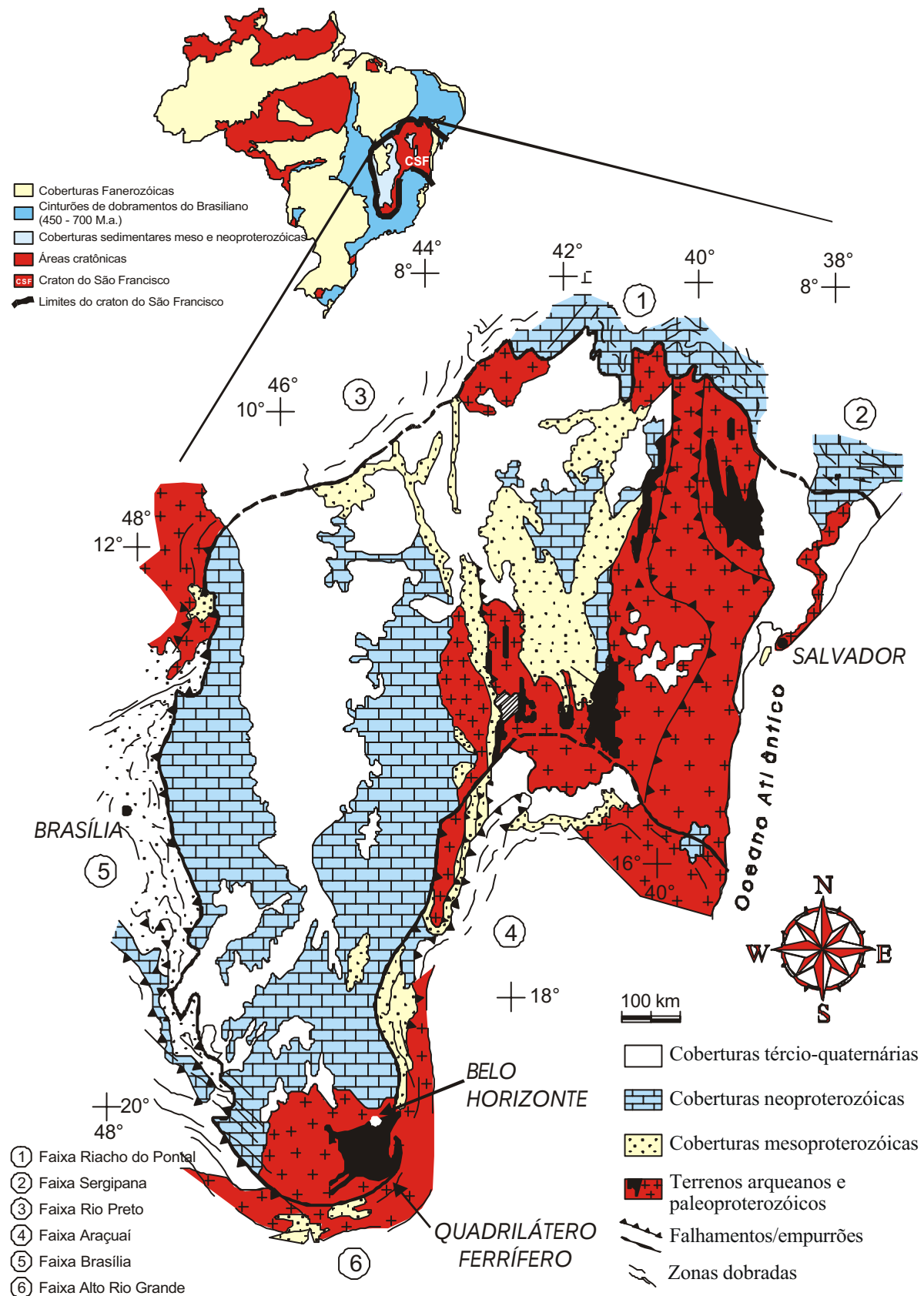


Figura 15: Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco com a localização do Quadrilátero Ferrífero (Modificado de Almeida, 1977, por Silva *et al.*, 2001).

2.2.2 - ESTRATIGRAFIA

As rochas pré-cambrianas do Quadrilátero Ferrífero estão divididas em grandes unidades litoestratigráficas que são representadas pelos Complexos Metamórficos Arqueanos (embasamento); seqüências vulcano-sedimentares do tipo “*Greenstone Belt*”, denominadas Supergrupo Rio das Velhas; coberturas sedimentares plataformais de idade paleoproterozóica, denominadas de Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi; intrusões ígneas Pós-Itacolomi; e coberturas sedimentares fanerozóicas, formadas por bacias interiores terciárias, de ocorrência restrita (**Figuras 14 e 16**).

COMPLEXO METAMÓRFICO

As rochas mais antigas do Quadrilátero Ferrífero correspondem a vários complexos metamórficos de rochas cristalinas arqueanas (Carneiro *et al.*, 1995), que ocorrem na forma de estruturas dômicas, tais como: Complexo Bonfim e Moeda, a oeste da serra da Moeda; Santa Rita, a sudeste da serra de Ouro Branco; Congonhas e Bela Vista (Pires & Fraga, 1985) nas porções sudeste e sul do Quadrilátero Ferrífero; Complexo Caeté a nordeste; Complexo Bação, no centro-sul (Guimarães *et al.*, 1966) e outros sem denominações, situados a leste da serra do Caraça (**Figuras 14 e 16**).

Comumente, são compostos por gnaisses tonalíticos a granodioríticos migmatizados e polideformados, os quais são intrudidos por significativo volume de granitos, granodioritos e ultramáficas. Tais unidades foram afetadas por metamorfismo regional de fácies anfibolito médio a superior, sendo posteriormente submetidas a um retrometamorfismo de fácies xisto-verde (Herz, 1970; Cordani *et al.*, 1980).

Os gnaisses mais antigos possuem idades compreendidas entre 2,92 a 3,28 Ga (Machado & Carneiro, 1992), e os granitóides mais jovens, variam entre 2,78 a 2,61 Ga (Romano, 1990; Carneiro, 1992; Noce, 1995).

Com relação ao contato entre os complexos metamórficos e as seqüências supracrustais, constatou-se que de modo geral, são tectônicos, caracterizados pela foliação de médio a alto ângulo (Marshack *et al.*, 1992). Porém, em determinadas áreas observam-se relações intrusivas, com desenvolvimento de auréola de metamorfismo de contato (Dorr, 1969; Herz, 1970; Hippert *et al.*, 1992; Machado *et al.*, 1996).

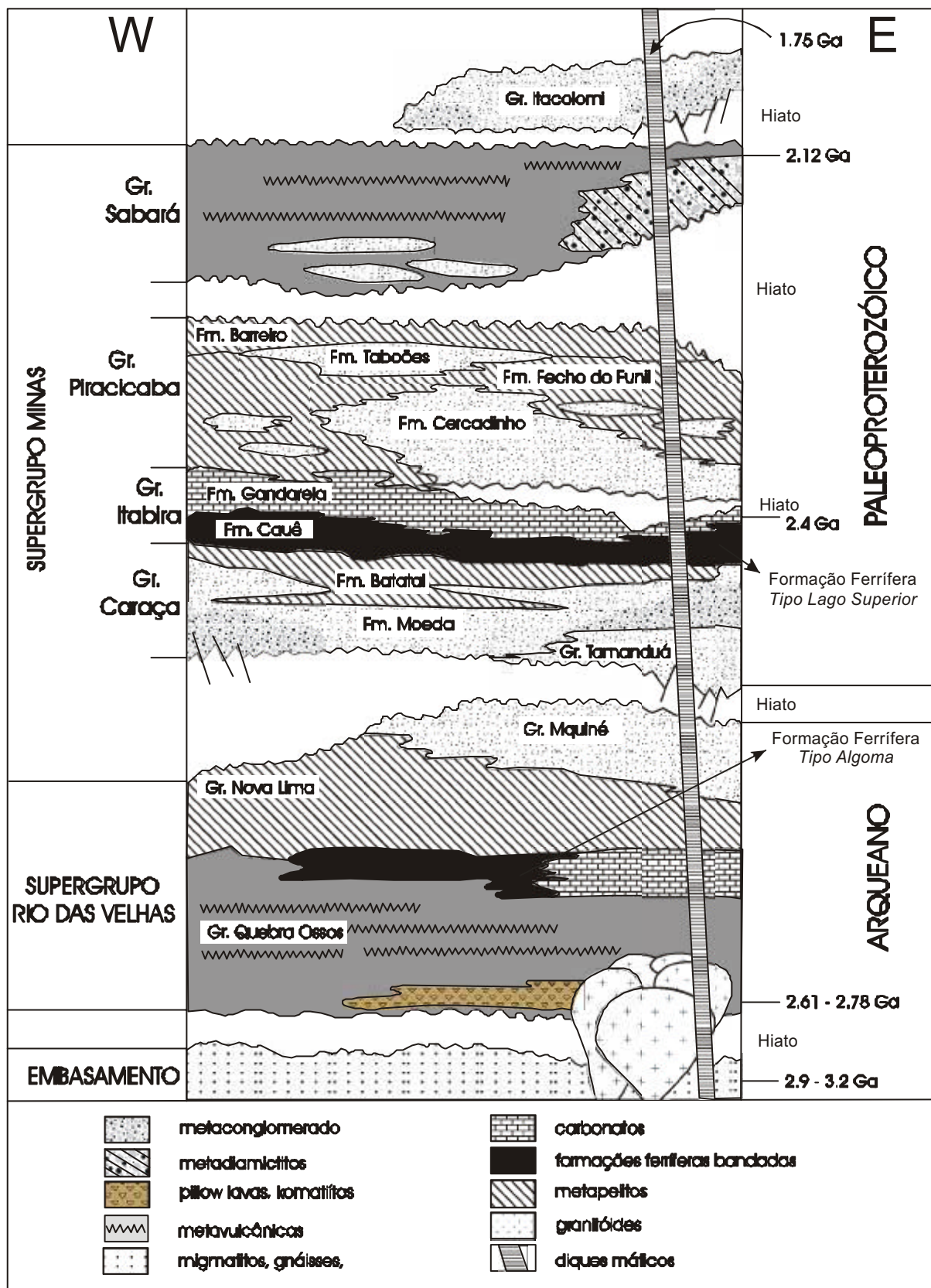


Figura 16: Coluna litoestratigráfica do QF. A porção direita representa a correlação com a região leste do QF, enquanto que a porção esquerda representa a correlação com a região oeste do QF. Datações radiométricas fornecem amarrações para estas correlações (Segundo Alkmim & Marshak, 1998).

SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS

O Supergrupo Rio das Velhas é uma seqüência tipo “Greenstone Belt”, que engloba rochas vulcano-sedimentares de baixo a médio grau metamórfico (Dorr, 1969; Ladeira, 1980 e Ladeira & Viveiros, 1984).

Esta unidade é subdivida da base para o topo em Grupo Quebra Ossos, Nova Lima e Maquiné (Dorr 1969; Schorscher, 1982) - **(Figura 16)**.

O Grupo Quebra Ossos é constituído por rochas máficas e ultramáficas (komatiítos e basaltos), rochas vulcanoclásticas e lavas riolíticas, incluindo formações ferríferas bandadas (BIF) do tipo Algoma, metacherts e carbonatos (Schorscher, 1982).

O Grupo Nova Lima é uma seqüência vulcano-sedimentar metamorfisada, representada por filitos, clorita-xistos, sericita-xistos, metagrauvacas, formações ferríferas tipo Algoma, dolomitos, quartzitos e quartzo-xistos (Dorr, 1969; Ladeira, 1980).

O Grupo Maquiné é formado por pacotes de rochas metasedimentares clásticas, com níveis metaconglomeráticos na base, quartzitos maciços e sericíticos, sericita-quartzo xistos e filitos nas porções superiores (Gair, 1962).

A idade de 2,7 Ga é considerada por Machado & Noce (1993) como a idade de deposição do Supergrupo Rio das Velhas, o qual foi determinado através do método U-Pb em zircões de metavulcânicas félsicas do Grupo Nova Lima.

SUPERGRUPO MINAS

O Supergrupo Minas corresponde a uma seqüência de rochas metassedimentares de origem fluvial a marinha plataformar de idade paleoproterozóica e é subdivido, da base para o topo, em cinco grupos: Tamanduá, Caraça, Itabira, Piracicaba e Sabará, que juntos totalizam 4.000 metros de espessura (Derby, 1906; Harder & Chamberlin, 1915; Dorr, 1969; Rosière *et al.*, 1993; Alkmim & Marshak, 1998) - **(Figura 16)**.

O Grupo Tamanduá é constituído por quartzitos, xistos, filitos e ocorrências restritas de formação ferrífera. Ocorre principalmente nas porções leste do QF e possui contato de caráter interdigitado com o Grupo Caraça, que predomina nas porções oeste do QF (Simons & Maxwell, 1961; Schorscher *et al.*, 1982; Ladeira & Viveiros, 1984; Freitas *et al.*, 1992) - **(Figura 16)**.

O Grupo Caraça é constituído por metassedimentos clásticos e compreende duas formações: Moeda (base) e Batatal (topo) (Maxwell, 1958; Wallace, 1958) - **(Figura 16)**.

A Formação Moeda é caracterizada predominantemente por quartzitos sericíticos finos a grossos, filitos quartzosos e lentes de metaconglomerados com seixos e matações provenientes de veios de quartzo. Sua porção basal é oriunda de xistos e filitos do Supergrupo Rio das Velhas e sua principal característica está associada à rápida variação de espessura em certos locais. Essa formação pode ser observada, principalmente, em escarpas inferiores de encostas íngremes nas montanhas dessa região, sendo capeadas por formações ferríferas (Maxwell, 1958; Villaça, 1981; Minter *et al.*, 1990).

A Formação Batatal é constituída de filitos sericíticos e grafíticos com intercalações de chert e finas camadas lenticulares de formação ferrífera (Maxwell, 1958). Na Mina da Passagem de Mariana, partes das rochas encaixantes, com mineralizações auríferas, são atribuídas a esta formação (Ladeira, 1988a; Chauvet *et al.*, 1994; Oliveira *et al.*, 1995). Tais unidades sobrepõem discordantemente as unidades do Supergrupo Rio das Velhas. Seus estratos resistem à erosão, favorecendo a formação de serras que se elevam acima das regiões menos resistentes do embasamento cristalino. Datações Pb-Pb e U-Pb, em zircões detríticos, indicam que suas rochas foram derivadas de fontes arqueanas, apresentando idade máxima de 2,65 Ga (Noce, 1995; Carneiro *et al.*, 1995; Machado *et al.*, 1993 e 1996).

O Grupo Itabira é constituído por seqüências de sedimentos químicos plataformais que são englobados em duas formações: Cauê (base) e Gandarela (topo) (Dorr, 1958a) (**Figura 16**).

A Formação Cauê é predominantemente caracterizada por formações ferríferas bandadas (BIF) do tipo Lago Superior (Gross, 1965) e subordinadamente caracterizada por lentes de quartzitos ferruginosos, itabiritos manganíferos e filitos. Essas formações ferríferas foram metamorfasadas em fácies xisto-verde a anfibolito, configurando algumas variedades litológicas como: itabiritos, itabiritos anfibolíticos, itabiritos dolomíticos e “*hematititos*” (corpos de minérios compostos predominantemente por hematita). As mais importantes reservas de minério de ferro do QF estão associadas a esta formação.

A Formação Gandarela sucede gradacionalmente à unidade anterior e é constituída por rochas carbonáticas, principalmente dolomitos, e subordinadamente filitos dolomíticos e dolomitos ferruginosos. Babinski *et al.* (1991), dataram rochas carbonáticas desta formação através do método Pb-Pb e concluíram que essas unidades foram depositadas a 2,42 Ga e que a idade estimada para a deposição da formação ferrífera bandada Cauê é de 2,52 Ga.

Discordantemente, sobre o Grupo Itabira sobrepõem-se as rochas do Grupo Piracicaba, de natureza detrítica e transgressiva. Este grupo é dividido em quatro formações, da base para o topo: Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro (**Figura 16**). A Formação Cercadinho é constituída por quartzitos, quartzitos ferruginosos, filitos ferruginosos e dolomíticos, e dolomitos. A Formação Fecho do Funil é constituída por filitos, filitos dolomíticos e dolomitos impuros. A Formação Taboões é composta por ortoquartzitos finos e equigranulares e a Formação Barreiro por filitos e filitos grafitosos.

A unidade superior do Supergrupo Minas, correspondendo ao Grupo Sabará apresenta espessura estimada em torno de 3000 metros, compreendendo uma seqüência turbidítica associada à diamictitos, conglomerados e tufos vulcanoclásticos. Datações através do método U-Pb, em zircões detríticos desta unidade, determinaram idades de 2,125 Ga, que Machado *et al.* (1989, 1992) interpretam, de forma preliminar, como sendo a idade deposicional desses sedimentos. Neste sentido, o Grupo Sabará é significativamente mais jovem que as unidades subjacentes do Supergrupo Minas.

GRUPO ITACOLMI

O Grupo Itacolmi apresenta espessura de cerca de 1800 metros e ocorre em áreas restritas nas porções sul e sudeste do QF, assentando-se em discordância angular sobre o Supergrupo Minas. É constituído principalmente por quartzitos, quartzitos metaconglomeráticos, filitos quartzosos e metaconglomerados polimíticos (**Figura 16**).

Esta unidade é interpretada por Alkmim & Marshak (1998), como sendo o registro da deposição sin-colapso extensional ocorrido após a orogênese Transamazônica, e que seus sedimentos foram depositados em bacias intermontanas estreitas tipo *graben* ou *hemi-graben* (**Figura 8**). Machado *et al.* (1996), determinaram idade mínima em de 2,0 a 2,1 Ga, através do método U-Pb em zircões detríticos, sugerindo que a idade de deposição destas rochas foi contemporânea ou ligeiramente posterior à do Grupo Sabará.

BACIAS TERCIÁRIAS

No QF ocorrem pequenas bacias flúvio-lacustres de idade terciária, que são representadas pelas bacias do Gandarela, na porção sudeste do sinclinal homônimo e Fonseca, a leste do QF, próximo a Santa Rita Durão. Argilitos, siltitos, arenitos e linhitos, bem como lentes menores de arenitos grossos e conglomerados são as rochas que preenchem essas bacias (Gorceix, 1884). Lima & Salard-Cheboldaeff (1981), com base em estudos sobre palinomórfos, atribuíram idade máxima para esses sedimentos como eocênica. Posteriormente, com aprimoramento dos resultados Pinto & Regalli (1990), atribuíram idade neocênica a eomiocênica.

Para formação dessas bacias, Brajniov (1947), Sgarbi *et al.* (1992) e Maizatto & Castro (1993) atribuem que a atividade neotectônica teve grande influência para seus desenvolvimentos, especialmente no caso da bacia Gandarela onde se constata, por meio de sondagem, grande quantidade de falhamentos normais sindeposicionais e configurações de altos e baixos estruturais.

2.2.3 - ARCABOUÇO ESTRUTURAL

As principais feições estruturais dessa região são representadas pelos domos (terrenos ou complexos metamórficos) sobre e ao redor dos quais se amoldam grandes estruturas sinformais e antiformais, em parte isoladas ou apresentando continuidade física. Nelas estão expostas as seqüências metassedimentares e metavulcano-sedimentares dos supergrupos Rio das Velhas e Minas; grandes zonas de cisalhamento de baixo e alto ângulo, principalmente nas porções leste e sul e cavalgamentos com vergência para oeste, integram o arcabouço estrutural desta área. Entre as principais estruturas destacam-se: os sinclinais Moeda, Dom Bosco, Santa Rita, Vargem do Lima, Gandarela e Ouro Fino; o anticlinal de Mariana; a estrutura homoclinal da Serra do Curral, o arqueamento Rio das Velhas; o “Sistema de Cisalhamento Fundão-Cambotas” (Chemale Jr. *et al.*, 1991; Endo & Fonseca, 1992) e a Falha do Engenho (**Figura 14**).

ESTRUTURAS DOMINANTES

✍ **Arqueamento Rio das Velhas**

Trata-se de uma estrutura mestre do QF segundo Gair (1962) e Dorr (1969), pois todas as outras estruturas estão de alguma forma associadas a ele (exceto os sinclínorios Monlevade e Itabira). A charneira desta estrutura é curvilínea, estendendo-se por mais de 100 km desde o Complexo Caeté até o Anticlinal de Mariana.

Dorr (1969) considera que a porção sul desta estrutura sofreu um intumescimento devido ao contato com o Complexo Metamórfico Bação, que funcionou como uma “barreira” durante o evento Brasileiro provocando a vergência das estruturas para oeste. Porém, para Nalini Jr. (1993) a nucleação deste anticlinal se deu em função do regime extensional, (final do Trasamazônico) devido ao “*uplift*” generalizado de blocos do embasamento. (Figura 14).

✍ **Homoclinal Serra do Curral**

É uma grande feição estrutural dominante ao norte do QF. Estendendo-se por aproximadamente 100 km segundo a direção NE-SW, possui flanco invertido mergulhando de 30° a 80° para SE. Tem como limite o Complexo Metamórfico de Belo Horizonte. (Pomerene, 1964 e Hackspacher, 1979).

✍ **Sinclinal Moeda**

Grande estrutura sinformal com orientação geral N-S; estendendo-se por aproximadamente 40 km, desde sua conexão a sul com o Sinclinal Dom Bosco até sua conexão norte com o Homoclinal Serra do Curral, ocupando quase todo o setor oeste do QF. O Flanco oeste mergulha para E com ângulos de 30° a 45°, em média, enquanto que o flanco leste é aproximadamente vertical ou invertido, com mergulhos da ordem de 60° a 80° para E (Nalini Jr., 1990; Chemale Jr., *et al.*, 1991; Endo & Nalini Jr., 1992; Marshak *et al.*, 1992).

✍ **Sinclinal Dom Bosco**

É uma grande estrutura sinformal com orientação geral E-W dominante na porção sul do QF. O flanco sul é cortado pela Falha do Engenho, de regime tectônico transcorrente e cinemática dextral. Essa megaestrutura ainda é cortada por uma série de cavalgamentos em forma de canoa, com vergência para oeste, que se estendem desde a Serra do Itacolomi até a Serra do Mascate (Chemale Jr., *et al.*, 1991), as quais se articulam à Falha do Engenho e a uma zona de cisalhamento dúctil, implantada no seu flanco norte (Alkmim & Ribeiro, 1997) - (Figura 14).

Sinclinal Gandarela

Estrutura sinformal situada na porção nordeste do QF, com direção aproximadamente NE-SW. A porção central desta megaestrutura possui flancos com mergulhos de 40° a 60° SE que convergem gradativamente, originando dobras apertadas a isoclinais. O flanco sul, invertido, é cortado pelo Sistema de Falhas do Fundão, que limita a continuidade do sinclinal para NE (Fonseca, 1990) - **(Figura 14)**.

Sinclinal Ouro Fino

Estrutura situada próximo à região centro-leste do Quadrilátero Ferrífero. Trata-se de um sinforme pequeno e redobrado, onde na sua porção nordeste o eixo deste sinclinal encontra-se paralelo ao eixo do Sinclinal Gandarela e o acamamento está em posição original. Porém, na porção sul o eixo sofre uma inflexão abrupta de NE-SW para NW-SE, sendo rotacionado em sentido sinistral devido ao sistema de Falhas do Fundão (Fonseca, 1990) - **(Figura 14)**.

Sinclinal Vargem do Lima

Nesta estrutura, cuja direção geral é NW-SE e vergência voltada predominantemente para SW, afloram por 53 km as rochas do Grupo Maquiné. São quartzitos que se encontram intensamente cisalhados, entrecortados por falhas de empurrão associadas ao chamado Sistema de Falhas Fundão-Cambotas (Chemale Jr. *et al.*, 1991) - **(Figura 14)**.

Sinclinal Santa Rita

É uma das estruturas mais complexas do QF por estar redobrada e cortada por falhas de empurrão de alto ângulo de direção N-S. Apresenta vergência para W com flanco invertido para E, mergulhando de 25° a 45° **(Figura 14)**.

Sinclinórios de Itabira e Monlevade

Na região de Itabira e Monlevade ocorrem duas estruturas sinformais (sinclinórios) circundadas pelo complexo metamórfico arqueano, sem conexão física com as demais zonas de ocorrências de supracrustais do QF, e envolvem as unidades dos supergrupos Rio das Velhas e Minas. São provavelmente estruturas alóctones e possuem vergência SW.

Sistema de Falhas Fundão-Cambotas e do Engenho

O Sistema de Falhas Fundão-Cambotas é um amplo sistema de cavalgamentos que se estendem desde as proximidades da Serra Cambotas, seguindo a direção NW-SE, até se conectar com um dos segmentos do Sistema de Falhas do Fundão em sua porção setentrional (Chemale Jr., *et al.*, 1991).

2.3 - EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Devido ao grande interesse econômico e também em razão de sua grande complexidade estrutural, o QF ainda é palco de polêmicas geológicas. Aceita-se que o desenvolvimento das megaestruturas do QF resultou de uma complexa evolução tectônica, ocorrida durante o Paleoproterozóico e Neoproterozóico, devido a dois grandes ciclos orogênicos: o Transamazônico entre 2.10 a 1.70 Ga. e o Brasileiro entre 0.65 a 0.50 Ga.

Uma das primeiras tentativas de se realizar interpretações sobre a evolução tectônica do QF, através de análises petro-estruturais, foi feita por Eichler (1968). Na década de 70 e 80, trabalhos sistemáticos, munidos de parâmetros comparativos entre micro e meso estruturas foram empreendidos por Hackspacher (1979), Rosière (1981), Guba (1982), Glöckner (1982), e Alkmim (1985), que adotaram, em princípio, uma tectônica polifásica, com o desenvolvimento de, no mínimo, três fases de deformação, com várias gerações de dobras e xistosidades, finalizadas por tectônica vertical, partindo do embasamento.

Posteriormente, trabalhos enfatizando a análise estrutural, dentro do Projeto Sinclinal Gandarela, realizados por Rosière & Noce (1987), permitiram ressaltar a importância do desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúctil na tectônica do Quadrilátero Ferrífero, associando-as a sistemas de cavalgamento. Tais cavalgamentos, principalmente na porção leste do Quadrilátero, sempre foram abordados na literatura (Miranda Barbosa, 1961; Glöckner 1982; Alkmim, 1985; Crocco Rodrigues *et al.*, 1989).

Alkmim *et al.* (1988), Marshak & Alkmim (1989), Marshak *et al.* (1992), Alkmim & Marshak (1998), entre outros, elaboraram modelos que refletem relativamente bem as grandes feições estruturais do QF. Neste contexto, a morfologia “domo-e-bacia”, presente na maior parte do QF, dobras em escala regional com *trend* nordeste foram geradas durante a tectônica extensional Paleoproterozóica.

Os cavalgamentos Brasileiros com vergência oeste, foliação milonítica, lineação de estiramento com direção E-W e clivagem de crenulação, estão associados à tectônica compressiva relacionada ao fechamento do proto-oceano Brasileiro/Pan-Africano (650-500 Ma). Tais conjuntos de estruturas sobrepõem-se às estruturas pré-existentes, principalmente na porção leste do Quadrilátero Ferrífero.

De acordo com os modelos propostos anteriormente, o evento extensional (final do Transamazônico), promoveu a segmentação da bacia Minas, seguida por ascensão e alojamento (*emplacement*) de domos de rochas arqueanas (*metamorphic core complex* - embasamento) contra as rochas supracrustais (supergrupos Rio das Velhas e Minas) através de grandes falhamentos, gerando a morfologia “domo-e-bacia”. Posteriormente (650-500 Ma), o processo compressivo foi o responsável pela inversão da bacia Minas no Neoproterozóico, transladando, ampliando e rotacionando os sinclinais regionais em condições metamórficas que variam do anquimetamorfismo à fácies anfibolito inferior.

Neste cenário, os minérios de ferro tectono-metamórficos com foliação milonítica penetrativa e fortes orientações cristalográficas preferenciais podem ter sua origem vinculada ao segundo evento tectônico.

2.4 - METAMORFISMO

Ressalta-se que no QF existem vários obstáculos que limitam os estudos sobre sua evolução metamórfica devido ao avançado grau que as ações intempéricas impuseram aos minérios de ferro e também em função da ausência, em alguns locais, de minerais marcadores do ápice metamórfico nessas rochas. Contudo, grande esforço científico tem sido empregado por diversos pesquisadores no estudo da evolução metamórfica desta região, e vários trabalhos de cunho regional e local podem ser encontrados em revistas especializadas (Dorr, 1969; Herz, 1978; Müller, *et al.*, 1982; Ladeira & Viveiros, 1984; Marshak & Alkmim, 1989; Chemale Jr, 1991). Tais pesquisadores constataram regionalmente e localmente, por diferentes métodos, que o ápice metamórfico atingido pelas rochas da porção leste do QF alcançou a fácies almandina-anfibolito, e a isógrada da estauroлита decresce para oeste até o anquimetamorfismo.

Müller *et al.* (1982), utilizando resultados com base em isótopos de oxigênio, registraram temperaturas da ordem de 520°C para região próxima à Ouro Preto-MG, e 512°C na área da Fazenda Alegria, próximo à Mina de Alegria - um dos locais desta Tese. Também apresentaram diversos máximos de termometria isotópica para óxidos de ferro e quartzo em itabiritos e “hematititos”, e propuseram a divisão do QF em duas regiões separadas pela isógrada da estauroлита. Uma a oeste, de mais baixo grau, com temperaturas da ordem de 390 a 520°C; outra a leste, caracterizada pela paragênese mineral sillimanita + estauroлита, sugerindo temperaturas da ordem de 600 a 800°C (**Figura 17**).

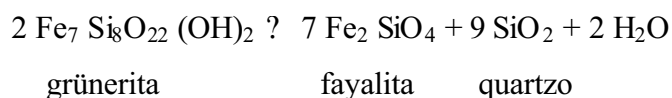
Souza & Müller (1988) obtiveram resultados semelhantes ao realizaram experimentos geotermométricos em rochas da Formação Gandarela, próximo à cidade de Ouro Preto-MG, onde foram registradas temperaturas em torno de $544 \pm 35^\circ\text{C}$ (Ribeirão do Carmo) e $500 \pm 25^\circ\text{C}$ (Viaduto do Funil).

Utilizando o fracionamento isotópico do oxigênio entre os grãos de hematita e quartzo ao longo das foliações (S_1 -foliação principal), (S_2 -foliação plano-axial) e (S_3 -crenulações) no itabirito da Mina de Conceição em Itabira-Mg, um outro local desta Tese, Hoefs *et al.* (1982), registraram temperaturas metamórficas da ordem de 660°C ao longo de S_1 ; 465°C ao longo de S_2 e 252°C ao longo de S_3 , sendo que as duas últimas correspondem às temperaturas de retrometamorfismo. A temperatura ao longo de S_1 é similar às determinadas para as minas do Cauê e Dois Córregos (Hoefs *op.cit.*), e é consistente com a assembléia metamórfica na unidade quartzítica (Grupo Piracicaba), que sugere condições de fácies anfibolito.

Posteriormente, Pires (1992), baseando-se em variações no conteúdo da fração molar de ferro (X_{Fe}) em anfibólios e carbonatos (X_{Fe^a} e X_{Fe^c}), presentes em itabiritos do Grupo Itabira, propôs a divisão do Quadrilátero Ferrífero em quatro zonas metamórficas, (**Figura 12**). Tais zonas se caracterizam pelo predomínio de grünerita, cummingtonita, actinolita e tremolita-antofilita, e são respectivamente, correlacionáveis às da sericita-clorita, cianita-cloritóide (subzonas estilpnomelano e biotita) e granada-estauroilita.

Em itabiritos anfibolíticos, além da associação mineral acima, ocorrem anfibólios ferríferos da série cummingtonita-grünerita que, por sua vez, podem ser pseudomorfizados para goethita, que é muito abundante em itabiritos goethíticos e anfibolíticos devido ação de intensos processos surpergênicos, que substitui óxidos e silicatos de ferro pretéritos.

A grünerita, mineral amplamente descrito em formações ferríferas bandadas de fácies silicato, é diagnóstico de assembléias que atingiram médio grau metamórfico, variando da isógrada da biotita à da estauroilita/cianita (Klein, 1973). Mel'nick & Radchuk (1977 *apud* Mel'nick, 1982) advogam que este mineral é estável até porções superiores da fácies anfibolito (**Figura 10**), dando lugar à formação de fayalita mais quartzo em temperaturas superiores a $640\text{--}690^\circ\text{C}$, através da reação:



Em vários trabalhos realizados na área da Mina de Alegria, autores como Herz (1978), Müller & Quade, (1980 *apud* Hasui *et al.*, 1994) concordam que o pico metamórfico teria atingido a zona da tremolita-antofilita.

Neste contexto, segundo Müller *et al.* (1982), Itabira e Casa de Pedra, inserem-se na zona da actinolita e a Mina de Alegria na zona da tremolita-antofilita. Para Pires (1992), a região da Mina de Alegria seria caracterizada pela associação mineral egirina-biotita-riebeckita magnesiânica-feldspato potássico; a região de Itabira pela associação mineral talco-granada-clorita e a região de Casa de Pedra pela associação mineral talco-estilpenomelano-cummingtonita (**Figura 17**).

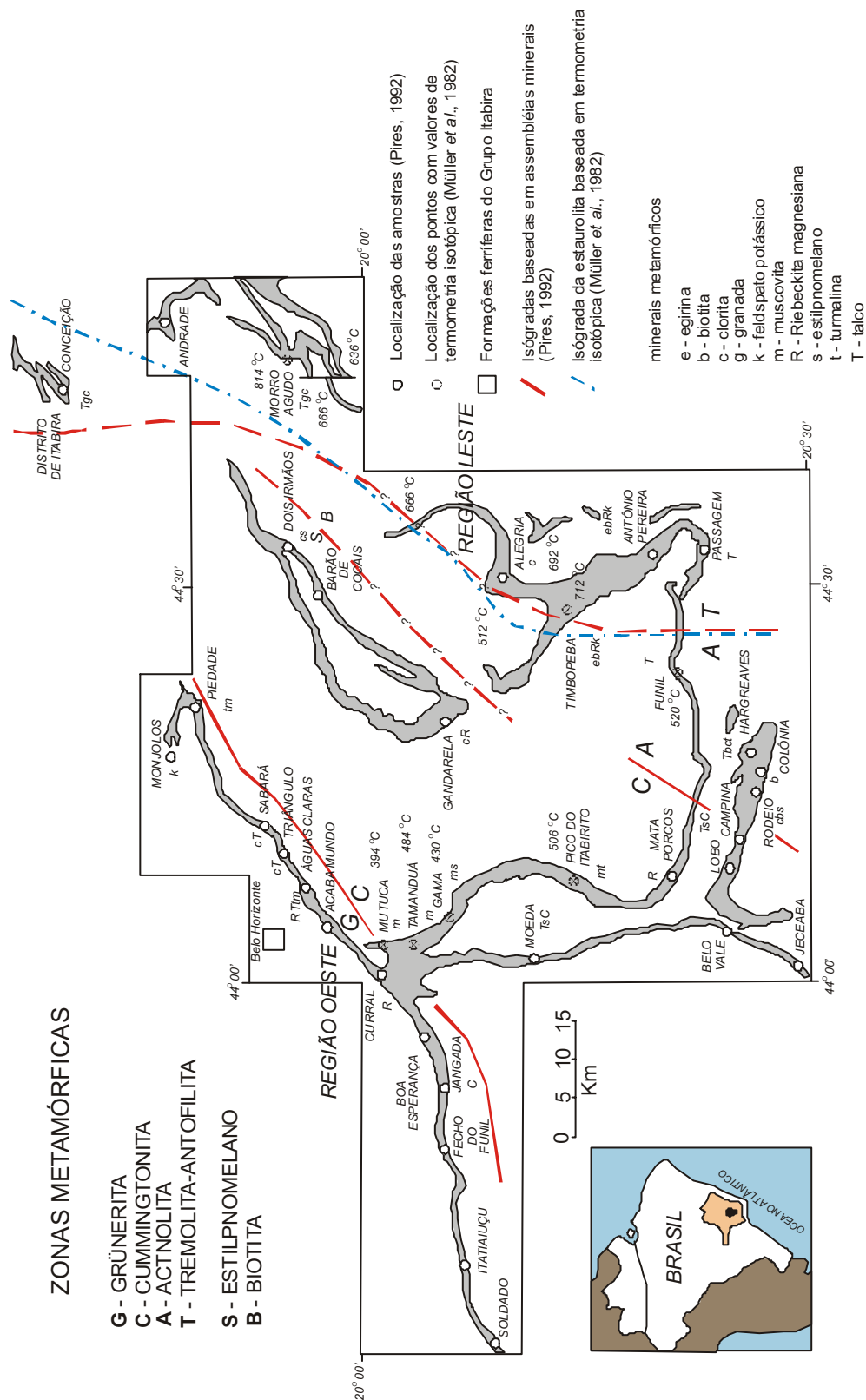


Figura 17: Zonas metamórficas do QF. Adaptado por Veríssimo (1999) a partir de Müller *et al.* (1982) e Pires (1992).

2.5 - O MINÉRIO DE FERRO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

2.5.1 - TIPOS DE MINÉRIO E MINERALOGIA DOMINANTE

Segundo Rosière *et al.* (1993) os depósitos de minério de ferro do QF podem ser classificados em dois grandes grupos principais: minérios itabiríticos de baixo teor e minérios hematíticos de alto teor. Itabiritos são rochas definidas pela intercalação de bandas milimétricas a centimétricas de óxidos de ferro e minerais claros, principalmente quartzo, e correspondem à fácies óxido de James (1954). O teor primário de ferro nos itabiritos pode variar de 20 a 55% de Fe, podendo, no entanto, alcançar valores acima de 60% quando intemperizados. Tais rochas ainda podem ser subdivididas em três tipos principais (**Tabela 2**):

- ✍ Quartzo itabirito ou itabiritos comuns, compostos de bandas claras ricas em SiO_2 e bandas escuras ricas em óxidos de ferro;
- ✍ Itabiritos dolomíticos, compostos de bandas claras ricas em carbonatos e bandas escuras ricas em óxidos de ferro e;
- ✍ Itabiritos anfíbolíticos, compostos de bandas claras ricas em anfíbólio e quartzo e bandas escuras ricas em óxidos de ferro.

Itabiritos filíticos e manganíferos ocorrem subordinadamente, como também nas interfaces entre os carbonatos estratigraficamente superiores (Formação Gandarela) e os filitos inferiores (Formação Batatal).

Rosière *et al.* (1993) classificam os minérios de alto teor em primários (origem sedimentar ou diagenética), secundários (de origem tectono-metamórfica ou intempérica) ou mistos (pela soma de todos os fatores mencionados). São quimicamente mais homogêneos, consistindo quase inteiramente de óxidos de ferro.

TIPOS DE MINÉRIO	COMPONENTES PRINCIPAIS		ACESSÓRIOS **
Itabirito Comum (até 55% de Fe)	Bandas claras	quartzo	Clorita, sericita, dolomita, pirofilita, de óxidos de Mn.
	Bandas escuras	Óxidos de Fe*	Sericita, pirofilita
Itabirito Dolomítico	Bandas claras	dolomita	Quartzo, óxidos Fe, pirofilita, talco, óxidos de Mn.
	Bandas escuras	Óxidos de Fe*	dolomita, óxidos de Mn
Itabirito Anfibolítico	bandas claras	Tremolita/actinolita. hornblenda, grunerita	quartzo, dolomita, óxidos de Fe*
	bandas escuras	óxidos de Fe*	quartzo, dolomita, anfibólios
Minério de alto teor (acima de 64% de Fe)	hematita		Magnetita, quartzo, pirofilita.
* Hematita é o mineral-minério dominante. Magnetita aparece subordinadamente.			
** Fosfatos de ferro podem ocorrer em todos os tipos. Sulfetos estão ocasionalmente presentes			

Tabela 2: Composição mineralógica média dos diferentes tipos de minério do QF
(Segundo Rosière *et al.*, 1993).

Os minérios de ferro do QF, a depender da estrutura dominante, são classificados estruturalmente em:

1. **compactos:** (sem presença de foliação ou lineação penetrativa)
2. **foliados, xistosos ou tectonitos S:** (minérios com foliação penetrativa) e
3. **lineados, “pencils” ou tectonitos L:** (minérios com lineação penetrativa).

Rosière & Chemale Jr. (1991) descreveram a seqüência de cristalização regional para os óxidos de ferro, de várias jazidas do Quadrilátero Ferrífero, esta seqüência é encontrada na maioria dos depósitos, com predominância de cada um, dependendo do posicionamento estrutural e o grau metamórfico sofrido pela rocha:

- ✍ **Magnetita I** é o mineral opaco mais antigo e aparece em corpos situados em áreas preservadas da deformação. A magnetita aparece sob luz refletida, na maioria das vezes, como relictos de cor castanho-rosado e isotrópico (nicóis cruzados), inclusos em agregados de cristais xenomórficos a idiomórficos de hematita I (martita I), A martitização ocorre de fora para dentro do grão, de forma irregular ou segundo os planos cristalográficos {111}. Em minérios muito deformados podem aparecer como “porfiroclastos” orientados, levemente estirados até cataclados, envolvidos por cristais orientados de hematita II no plano da foliação, definindo uma lineação de estiramento mineral (**Figura 18**).
- ✍ **Hematita I (martita I)** ocorre predominantemente em rocha pouco ou não deformada como cristais xenomorfos a hipidiomorfos com bordas lobadas a retas e interdigitados com agregados martitizados. Amostras bem recristalizadas mostram hematita I em uma textura granoblástica poligonal ou fracamente orientada sobre o bandamento (**Figura 18**).
- ✍ **Hematita II** ocorre em minérios deformados e são caracterizadas como cristais hipidiomorfos a idiomorfos, com hábito lamelar, livre de inclusões (relictos de magnetita são raros). Em amostras xistosas aparecem com plano do pinacóide basal bem desenvolvido, orientado paralela a subparalelamente ao plano da foliação, definindo uma anisotropia sob forma de grão. A hematita II ocorre em zonas de cisalhamento penetrativas, envolvendo agregados de hematita I e magnetita I, martitizada, que aparecem como “porfiroclastos”. A essa geração de hematita está associada à microestrutura típica de milonitos. Os cristais de hematita II apresentam-se geralmente alongados, crescendo preferencialmente segundo a direção local de estiramento (**Figura 18**).

- ✎ **Hematitas III e IV** são produtos da recrystalização durante as duas fases subseqüentes de deformação, ocorrendo somente na borda leste do Quadrilátero Ferrífero, onde o metamorfismo permitiu a recrystalização nos estágios tectônicos mais tardios. Nessas condições, ocorreu a reorientação dos cristais de hematita II ao longo de novas clivagens de crenulação, geradas pelos dobramentos da primeira xistosidade ou em zonas de cisalhamento mais jovens, com recrystalização de novas gerações de hematita entre os micrólitos formados, resultando em morfologia de clivagem de crenulação diferenciada.
- ✎ **Magnetitas II e III** ocorrem como porfiroblastos em regiões metamorfisadas na fácies anfibolito a leste do Quadrilátero Ferrífero, ou em “veios”, preenchendo fraturas de extensão associada à fase final do evento compressivo. As relações texturais indicam cristalização ao final ou após a última fase de deformação. Os cristais são geralmente hipidiomorfos a idiomorfos e fortemente martitizados (martita II).

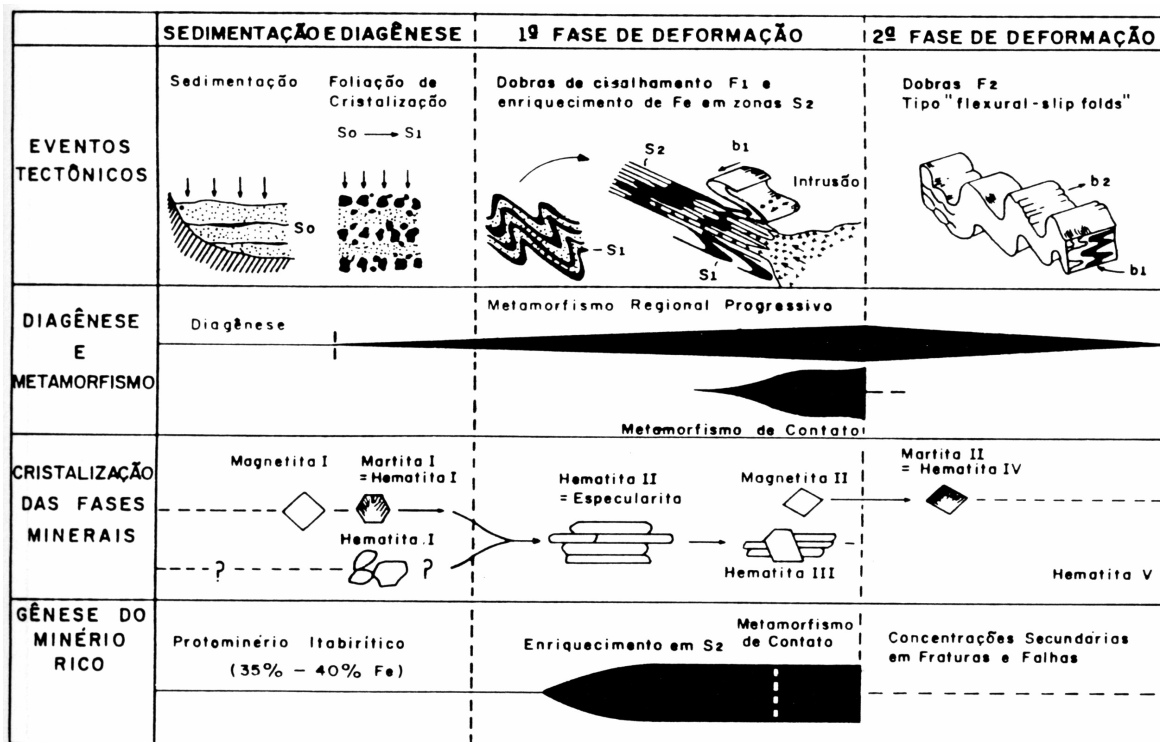


Figura 18: Esquema geral da correlação entre as principais gerações de óxidos e processos geológicos ocorridos no QF. (Segundo Guba, 1982).

CAPÍTULO 3 – GEOLOGIA LOCAL

Neste capítulo ressalta-se a importância da geologia local que visa à identificação e caracterização mineralógica macroscópica dos principais minérios das áreas pesquisadas (minas), para que, posteriormente, tais minérios sejam associados aos seus posicionamentos estruturais (análise estrutural) e graus metamórficos específicos, mediante análise microtectônica. Tais resultados poderão ser utilizados para correlação com o minério concentrado após o processo de flotação, pois se acredita que tais variáveis poderão influenciar o processo. Espera-se que tais análises gerem resultados que possibilite criar um minério ideal para um processo de flotação específico. Portanto, inicia-se este capítulo com uma breve descrição da geologia local, posteriormente serão destacados os principais minérios, sua composição e estruturas, vinculando-as ao contexto estrutural local.

3.1 - MINA CASA DE PEDRA

A Mina Casa de Pedra, pertencente à Companhia Siderúrgica Nacional (CSN), está situada na junção entre os sinclinais Moeda e Dom Bosco, na porção sudoeste (**Figuras 19 e 20**).

A mina é subdividida em duas grandes áreas principais, denominadas **Corpo Oeste** e **Corpo Principal**, onde são explorados os minérios de ferro. Estão encaixadas em formações ferríferas bandadas da Formação Cauê, do Supergupo Minas (**Figura 20 e Anexo 2**).

De acordo com o trabalho de Trzaskos-Lipski (2001), as principais rochas aflorantes nesta região são:

- ✍ **Rochas metabásicas** que ocorrem na forma de diques e sills, cortando todas as unidades pré-cambrianas. Tais rochas apresentam-se muito alteradas, com aspecto xistoso e coloração variando de amarela a avermelhada.
- ✍ **Quartzitos, filitos ferruginosos e filitos de cor prateada**, pertencentes ao Grupo Piracicaba, encontrados principalmente nas porções setentrionais, leste da área (**Figura 20 e Anexo 2**);
- ✍ **Dolomitos**, pertencentes à Formação Gandarela, encontrados na porção norte da área (**Anexo 2**);

- ✍ **Quartzitos e sericita-quartzitos** pertencentes à Formação Moeda. Ocorrem principalmente na porção oeste da área e possuem granulometria variada, com grãos finos a grosseiros. Menciona-se também a ocorrência de estratificações cruzadas acanaladas, que podem ser utilizadas como critério para o posicionamento normal dessas unidades (**Anexo 2**);
- ✍ **Filitos hematíticos** de coloração cinza clara, gradando para amarelados quando intemperizados, pertencentes à Formação Batatal (**Anexo 2**);
- ✍ **Xistos** pertencentes ao Grupo Nova Lima que ocorrem principalmente nas porções sul e sudeste da área (**Figura 20 e Anexo 2**).

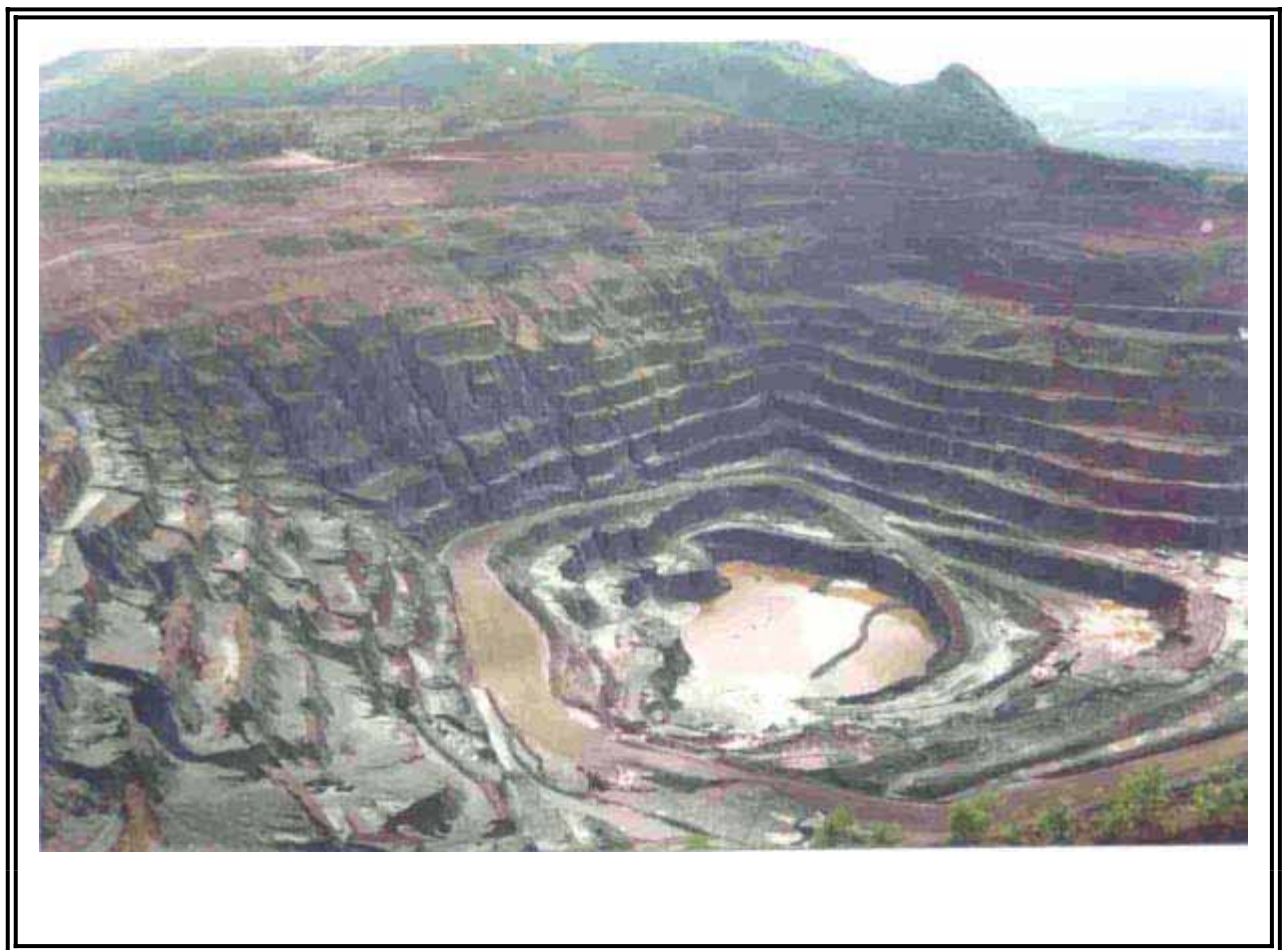


Figura 19: Foto de uma vista panorâmica da Mina Casa de Pedra Corpo Oeste, onde afloram minérios de ferro rico (corpos de “hematítico”) e pobre (itabiritos diversos).

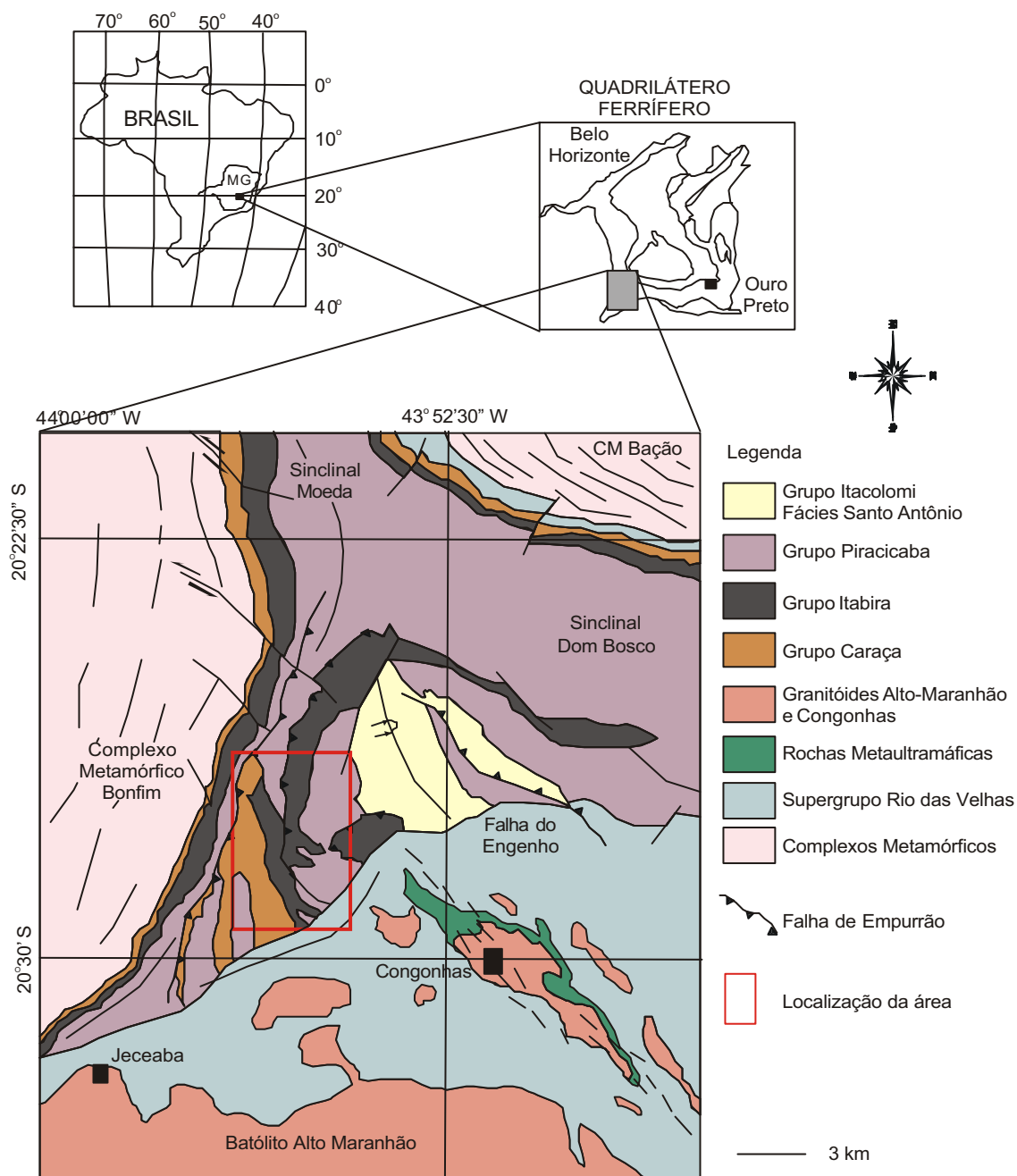


Figura 20: Mapa geológico simplificado do entorno da Mina Casa de Pedra, destacando-se a junção entre os sinclinais Moeda e Dom Bosco e respectiva localização da Mina (Segundo Endo, 1997).

3.2 - MINA DE ALEGRIA

A Mina de Alegria, pertencente à Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), e está situada no extremo leste do Quadrilátero Ferrífero, a sul da Serra do Caraça. Está alojada na Formação Cauê do Grupo Itabira, ao longo de uma estrutura sinformal, conhecida como “Sinclinal de Alegria” (**Figura 21**). Esta estrutura é desenhada pelas unidades que constituem o Supergrupo Minas, com empilhamento estratigráfico normal segundo o padrão aceito para o QF. Exibe eixo com direção em torno de S25°E/45°, apresenta o flanco norte com direção EW e o flanco sul com direção NS. A área mapeada situa-se no flanco norte e nas imediações da charneira deste sinclinal.

O mapeamento revelou o seguinte contexto:

Corpos de metabasitos cortam as formações ferríferas na porção central e leste da área (**Anexo 3**). São extensos e possuem espessura média de 50m.

Foi verificado que existe a predominância de itabiritos diversos. Tais rochas distribuem-se por toda mina compondo a principal unidade aflorante (**Anexo 3**). Por vezes, encontram-se alterados até grandes profundidades compondo produtos friáveis a pulverulentos, Esse tipo de minério possui tonalidade azulada e suas estruturas macroscópicas (foliação, lineação) quase não são observadas (**Figura 22**).

Itabiritos anfíbolíticos foram mapeados na porção sul do flanco norte (**Anexo 3**). Tais corpos configuram espessas camadas paralelas ao bandamento S_0 .

Foram mapeadas algumas lentes de “hematitos”, intercaladas aos itabiritos e distribuídas principalmente na zona de charneira do sinclinal, subparalelas a S_1 (**Anexo 3**).

Filitos pertencentes a Formação Batatal afloram principalmente na porção norte da mina e subordinadamente em alguns corpos não mapeáveis na porção sul. O corpo principal possui aproximadamente 750m de extensão por 100m de largura, acunhando-se tectonicamente na direção W-SW (**Figura 23 e Anexo 3**). Possuem coloração cinza clara, gradando para amarelados, quando intemperizados. Nesta área o Grupo Itabira praticamente dobra de espessura, devido à repetição desta unidade por cavalgamentos (**Anexo 3**).

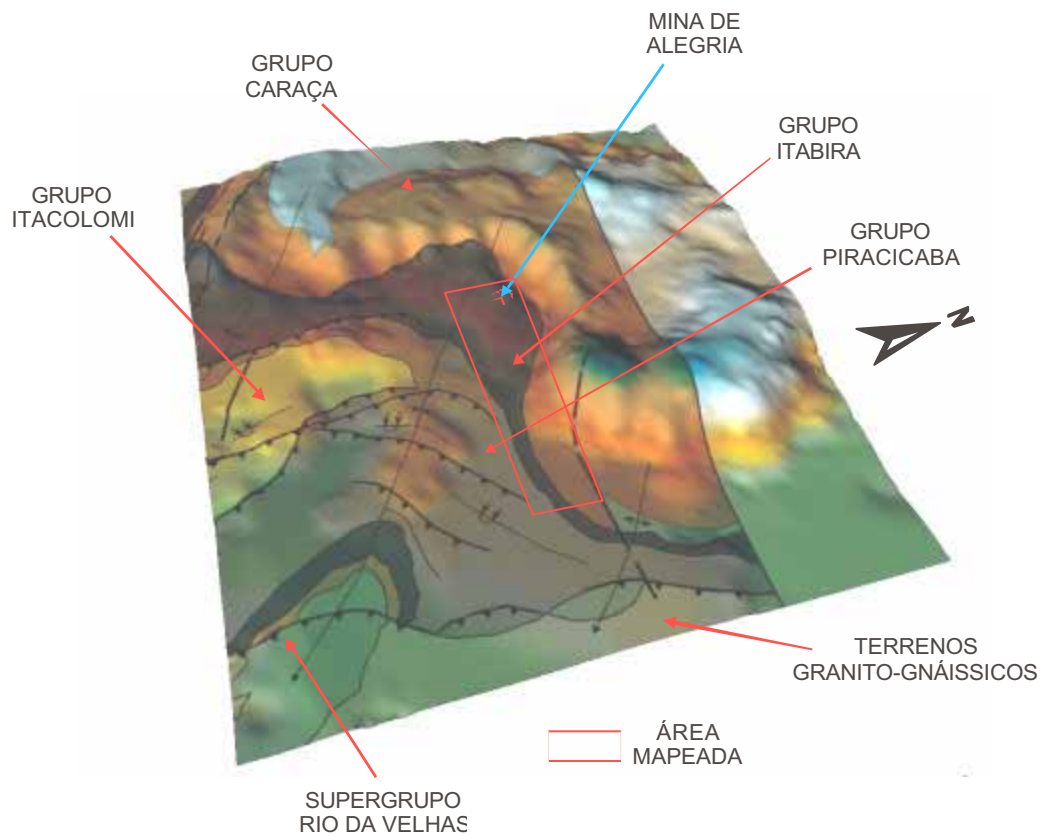


Figura 21: Modelo digital de terreno juntamente com mapa geológico simplificado da porção leste do Quadrilátero Ferrífero, destacando a estrutura sinformal e a localização da Mina de Alegria (modificado de Maxwell, 1972 e Chemale Jr. *et al.*, 1991).

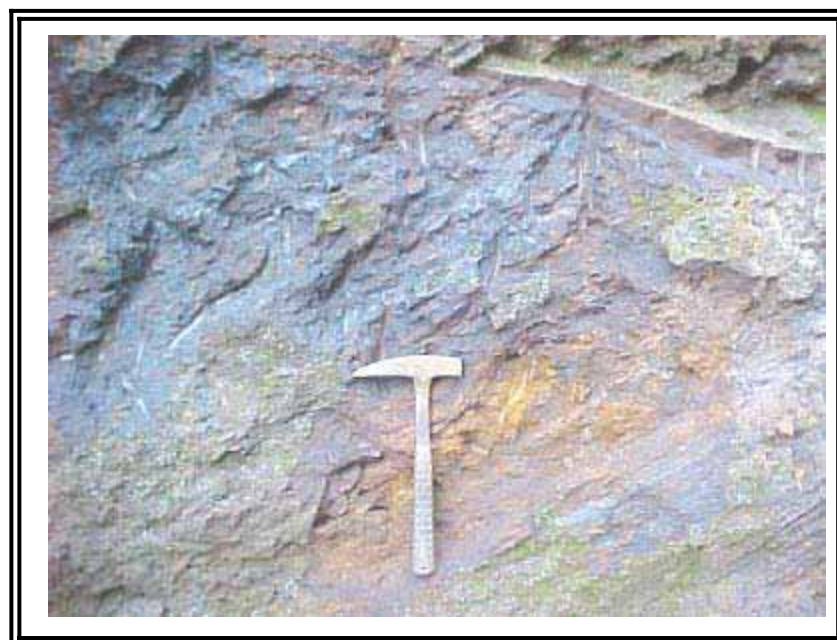


Figura 22: Foto de Afloramento com itabirito de tonalidade azulado na porção superior esquerda da foto. Nota-se que a ausência de estruturas é quase total, em escala de afloramento, próximo ao ponto AL-98.

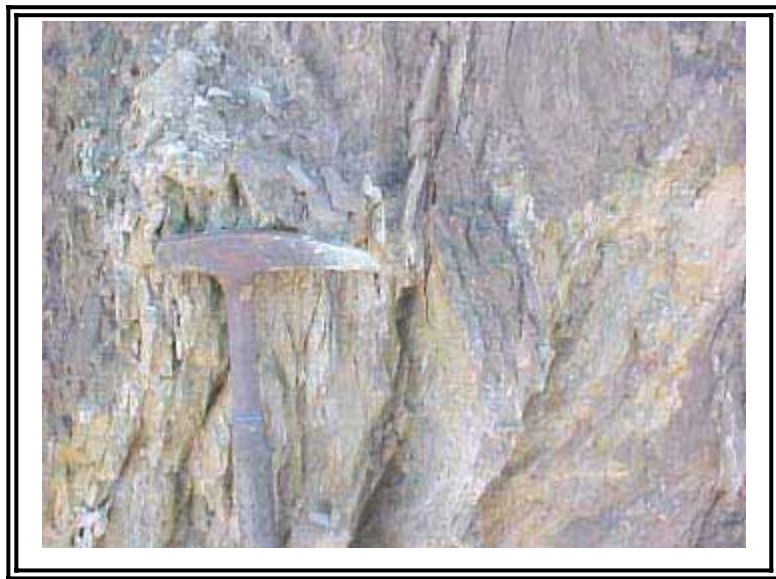


Figura 23: Foto de detalhe das estruturas sigmóides presentes no filito, caracterizando movimentação destrógiira, no contato da formação ferrífera com os filitos. Afloramento localizado a 100m abaixo do ponto AL-135.

3.3 - SINCLINÓRIO DE ITABIRA

Na região de Itabira a feição geológica mais importante para exploração do minério de ferro é o Sinclinório de Itabira, o qual é formado por rochas da seqüência vulcano-sedimentar (base), representada pelo Supergrupo Rio das Velhas e formações ferríferas bandadas tipo Lago Superior (topo), representadas pelo Supergrupo Minas. Tal estrutura estende-se por 11,5 km de extensão por 2,3 a 4,6 km de largura, contendo os anticlinais do Periquito (**Pe**), Onça (**ON**) e Chacrinha (**CH**); e sinclinais Conceição (**CO**), Dois Córregos (**DC**) e Cauê (**CA**). É considerada uma estrutura alóctone, isolada dentro do complexo metamórfico arqueano, esta estrutura é delineada pelos metassedimentos do Supergrupo Minas, que estão em contato tectônico com as seqüências subjacentes do Supergrupo Rio das Velhas (Dorr & Barbosa, 1963; Chemale Jr. & Quade, 1986; Chemale Jr. *et al.*, 1991, 1994; Rosière *et al.*, 1999). As grandes feições estruturais e os contatos litológicos presentes no sinclinório podem ser observados no **Anexo 2; Figuras 24 e 25**.



Figura 24: Foto da charneira do Sinclinal do Cauê definido pela foliação S_1 .

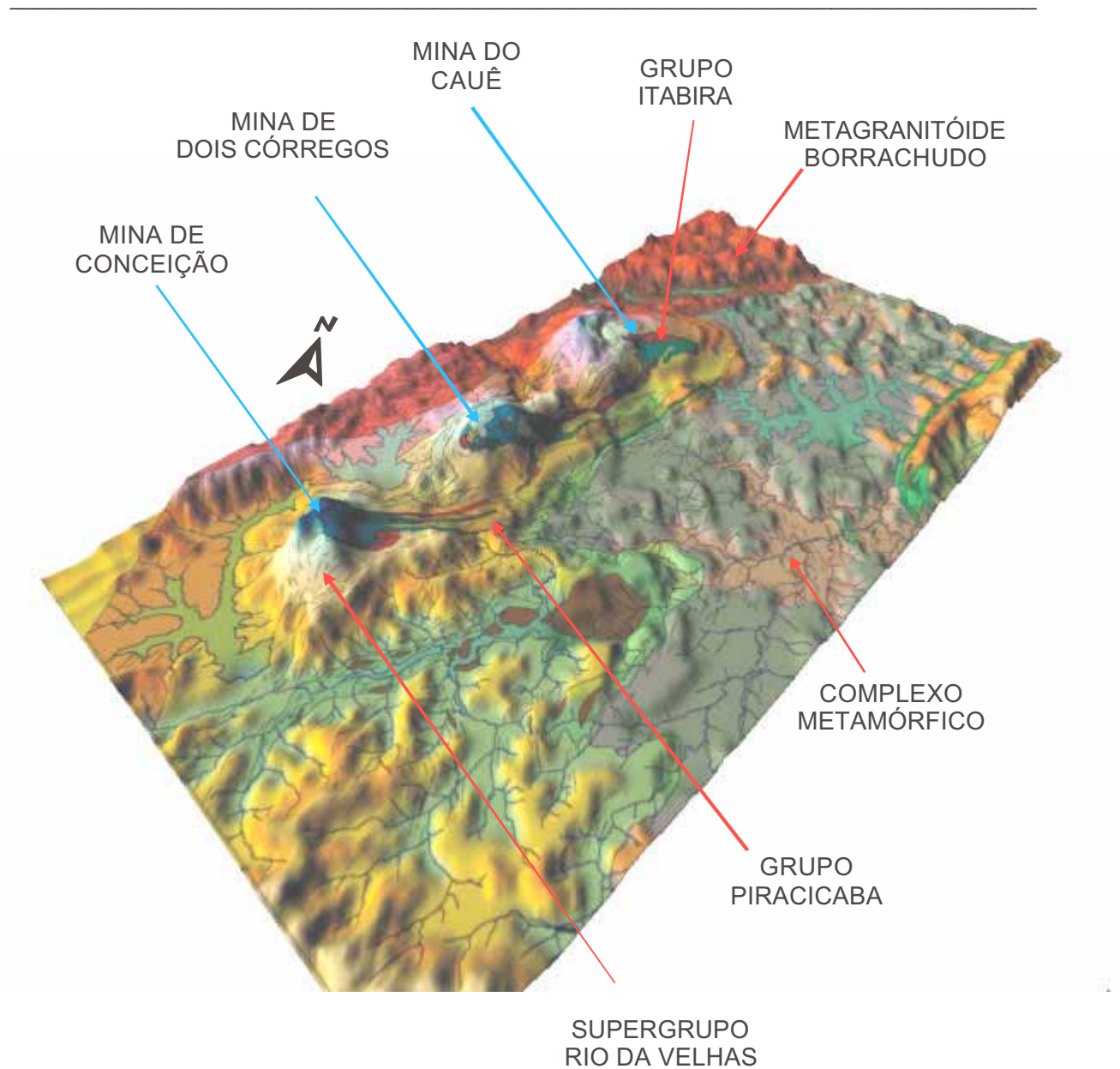


Figura 25: Modelo digital de terreno juntamente com o mapa geológico simplificado da região de Itabira, destacando as principais minas do Sinclínrio de Itabira (modificado de Dorr & Barbosa, 1963 por Hasui & Magalhães, 1998).

As principais unidades aflorantes na região de Itabira, da base para o topo, são:

- ✍ **Complexo metamórfico:** ocorre numa extensa área, contornando o Sinclinório de Itabira (**Figura 25 e Anexo 2**). É composto principalmente por gnaisses félsicos, biotita gnaisses porfiroclásticos, biotita xistos e quartzitos micáceos. Segundo Dorr & Barbosa (1963), Dorr (1969) e Chemale Jr. & Quade (1986), os biotita gnaisses afloram a SE e a SW do Distrito de Itabira, apresentam coloração cinza, granulação média, com bandas milimétricas claras (quartzo + feldspatos) e escuras (biotita e eventualmente anfibólio cálcico), com trama predominantemente lepidogranoblástica e enquadram-se no campo dos gnaisses tonalíticos a quartzo-tonalíticos. Os biotita gnaisses com porfiroclastos de feldspatos, são cinzentos com bandas milimétricas escuras (quartzo + feldspatos + biotitas + epidoto) e claras (quartzo + feldspatos). A foliação é definida principalmente por minerais micáceos que junto com epidoto e opacos, envolvem os porfiroclastos feldspáticos e enquadram-se como gnaisses tonalíticos a granodioríticos na classificação de Streckenisen (1976),
- ✍ **Supergrupo Rio das Velhas:** aflora contornando externamente o Sinclinório de Itabira (**Figura 25 e Anexo 2**). É constituído por filitos avermelhados, filitos grafitosos, filitos intercalados com quartzitos, quartzitos e subordinadamente quartzo xistos, xistos, lentes de formações ferríferas. O contato inferior do Supergrupo Rio das Velhas se dá por discordância litológica com as rochas do complexo metamórfico e o contato superior com o Supergrupo Minas é caracterizado como discordância angular, devido à pequena diferença angular existente entre as atitudes do acamamento da unidade Minas e do suposto acamamento da unidade Rio das Velhas;
- ✍ **Supergrupo Minas:** esta unidade aflora nas porções centrais do sinclinório, sendo representado pelos grupos Itabira na base (Formação Cauê) e Piracicaba no topo, que juntos compõem a parte mais interna do Sinclinório (**Figura 25 e Anexo 2**).
- ✍ **Grupo Piracicaba:** ocupa o núcleo do Sinclinório de Itabira, sendo a unidade mais jovem. São constituídos por quartzitos, quartzitos ferruginosos, quartzitos sericíticos, formando grandes lentes intercaladas com itabiritos duros da Formação Cauê (**Figura 25 e Anexo 2**);

✍ **Metabásicas:** com duas gerações distintas (Dorr & Barbosa, 1963; Dorr, 1969): a primeira consiste de diques e *sills*, que normalmente dispõem-se paralelamente à foliação regional, provavelmente devido à transposição e intensidade da deformação. São representadas por clorita-actinolita xistos, que aparecem principalmente nas minas do Cauê e Dois Córregos. Tais rochas provavelmente relacionam-se ao episódio extensivo no final do Transamazônico (Hasui & Magalhães, 1998), (**Figura 25 e Anexo 2**).

A segunda geração refere-se a diques de diabásio e rochas félsicas, não metamorfisados, possivelmente mesozóicos, subverticais, de espessura métricas, que ocorrem em zonas de fratura NW-SE, cortando discordantemente as rochas das seqüências supracrustais;

✍ **Metagranito Borrachudos:** afloram na porção norte da área, sendo constituído principalmente por quartzo, ortoclásio, microclínio, albita, oligoclásio e biotita; variando de granito a monzonito, configurando um caráter meta a peraluminoso de natureza alcalina. Estão injetados na infra-estrutura das seqüências metavulcano-sedimentares, são granitos tardi a pós-tectônicos em relação ao Ciclo Trasamazônico e possuem idade de 1,78Ga (método U/Pb em zircões). Como estão deformados por processos tangenciais, são precursores do Ciclo Brasileiro. São granitos tipo “A”, pós-colisionais ou precursores do *rift* Espinhaço (**Figura 25 e Anexo 2**) (Padilha *et. al.*, 2000).

✍ **Coberturas cenozóicas:** afloram nas porções N, NE e W da região de Itabira, formando corpos isolados. Tais coberturas correspondem a depósitos de colúvio tipo fluxo gravitacional de detritos, paleogênicos (Teciário Inferior), que ocorrem lateritizados, associando-se a depressões alongadas possivelmente fechadas e, por vezes, cortadas por pequenas falhas, configurando bacias sobrepostas ao Supergrupo Minas.

✍ Capeando esses depósitos paleogênicos e os litotipos pre-cambrianos ocorrem ainda coberturas mais novas, atribuídas ao Quaternário (**Anexo 2**).

3.4 – OS PRINCIPAIS MINÉRIOS ESTUDADOS

Nas minas, a classificação dos minérios é baseada principalmente na sua composição mineralógica e propriedades físicas (resistência mecânica). Esta classificação, por vezes, é subdividida e acrescida de adjetivos para fins de exploração local; quando necessário, ela estará acompanhada da classificação empreendida por Rosière *et al.* (1993). Portanto, a Formação Cauê é constituída essencialmente por itabiritos diversos e “minérios ricos” ou “hematititos”.

Na mina Casa de Pedra a Formação Cauê aflora em três porções distintas. Na porção oeste, recobre, em contato gradacional, os filitos da Formação Batatal em uma faixa com orientação aproximadamente NS. Estende-se desde o extremo sul até o norte da área, na Serra do Mascate, onde acunha-se tectonicamente, devido a Falha de Empurrão da Serra do Mascate. Nesta faixa insere-se o Corpo Oeste da Mina de Casa de Pedra (**Figura 26**). A segunda ocorrência se dá na capa da Falha de Empurrão da Serra do Mascate, onde ocupa uma larga faixa, com direção aproximadamente NS. Nesta faixa a Formação Cauê faz contato gradacional com a Formação Batatal no extremo norte. No extremo oeste e nas porções sul, faz contato abrupto com um *sill* de rochas metabásicas e a leste é sotoposta à Formação Gandarela (**Figura 26**). A terceira ocorrência, na qual se insere o Corpo Principal, encontra-se na porção central da área e é delimitada por falhas de empurrão que lhe confere grande complexidade estrutural, implicando em diferentes comportamentos reológicos (**Figura 26**).

Em Alegria a Formação Cauê ocupa toda a região central (Charneira) e flancos do Sinclinal de Alegria. Nas porções norte e noroeste está em contato tectônico com o Grupo Caraça; e nas porções sul e sudeste, está em contato tectônico com o Grupo Piracicaba (**Figura 24**).

Em Itabira a Formação Cauê ocupa a parte central do sinclínrio. Nas porções norte e sul está em contato tectônico com os filitos do Supergrupo Rio das Velhas (**Figura 25**). Os itabiritos afloram principalmente nos sinclinais Conceição, Dois Córregos e Cauê (**Anexo 2**). Quartzitos ferruginosos/itabiritos ricos em sílica afloram principalmente nos anticlinais Periquito, Onça e Chacrinha (**Anexo 2**).

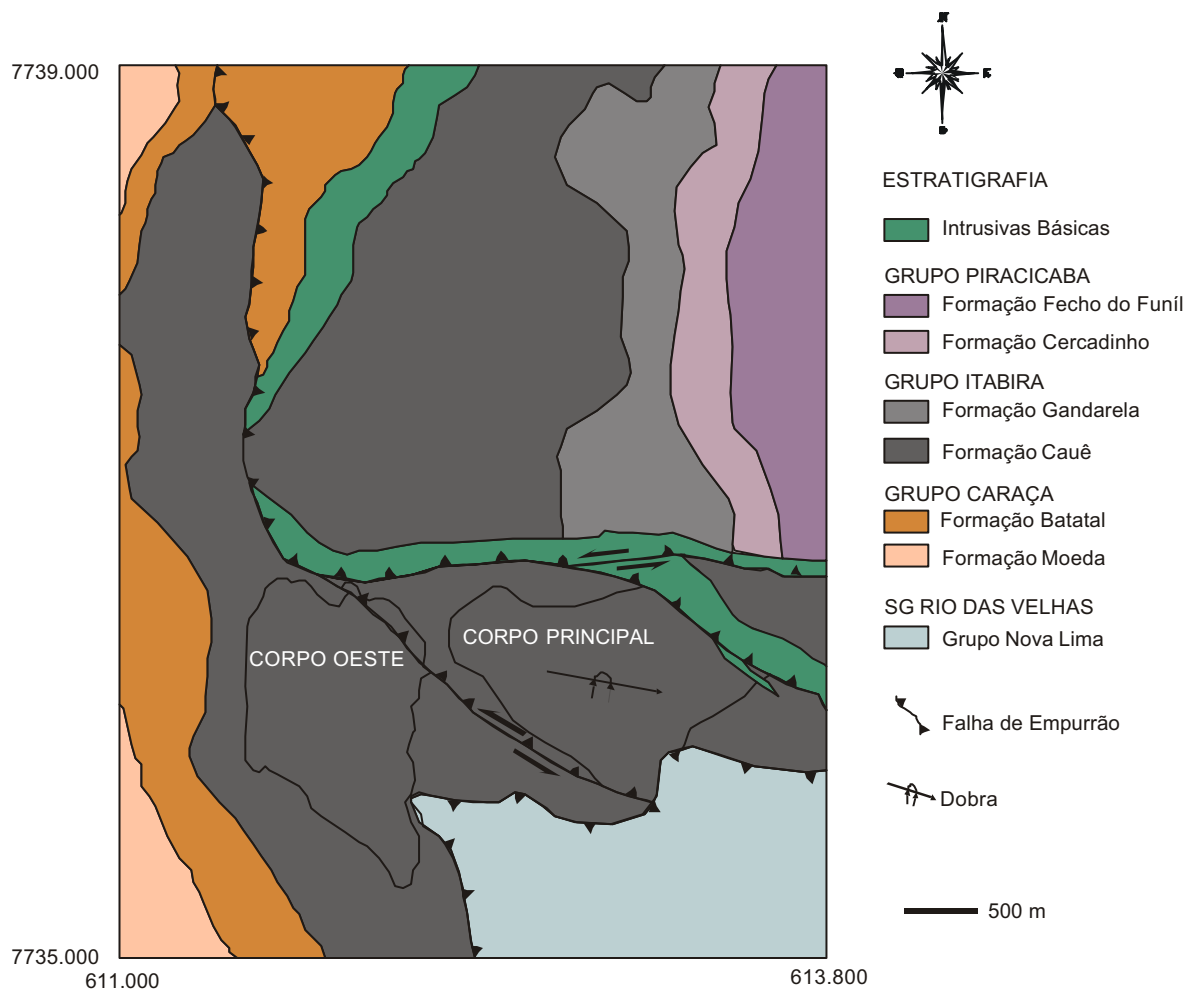


Figura 26: Mapa de Localização dos diferentes compartimentos tectônicos para região da Mina Casa de Pedra (Segundo Trzaskos-Lipski, 2001).

MINÉRIO RICO OU “HEMATITITO”

O minério rico ou hematitito apresenta-se compacto e muito fraturado (**Figura 27**), por vezes foliados, em zonas de cisalhamento. Possuem elevado teor de ferro (acima de 64 % em Fe).

Em Casa de Pedra (CSN), afloram principalmente nas porções leste e sudeste do Corpo principal, com direção aproximadamente NW-SE. No corpo oeste ocorrem sob a forma de corpos relativamente alongados de direção aproximadamente NW-SE (**Anexo 2**). Este minério é predominantemente composto por 95% de agregados de cristais de hematita I recristalizada, variando de 20 a 50?m (**Figura 28 - Fotomicrografia 1**) e hematita II (especularita), também variando de 20 a 50?m, cristalizadas em zonas de cisalhamento (**Figura 28 - Fotomicrografia 2**).

Também nota-se que, em alguns pontos, como, por exemplo, CSN-19 o “hematitito” apresenta trama brechada, com agregados angulosos, variando de 50 a 200? m, de cristais de hematita I, cimentados por goethita (**Figura 28 - Fotomicrografia 3**). Por vezes, observam-se restos de magnetita em agregados de hematita I (**Figura 28 - Fotomicrografia 4**).



Figura 27: Foto de minério rico ou “hematitito” compacto, onde pode-se observar várias fraturas (Corpo Principal, CSN-5).

Em Alegria, são predominantemente compactos (**Figura 29**) e ocorrem sob a forma de lentes (na porção sul e central da área) aparentemente concordantes com a foliação plano-axial S_2 . Quando associados às zonas de cisalhamento, exibem foliação bem desenvolvida, dobras e lineações que denunciam sua origem tectono-metamórfica (**Figura 30 e Anexo 3**).

Possuem aproximadamente 30 a 200 m de comprimento por 20 a 40 m de largura (**Anexo 3**). O teor médio desse minério pode ultrapassar 64 % de Fe.

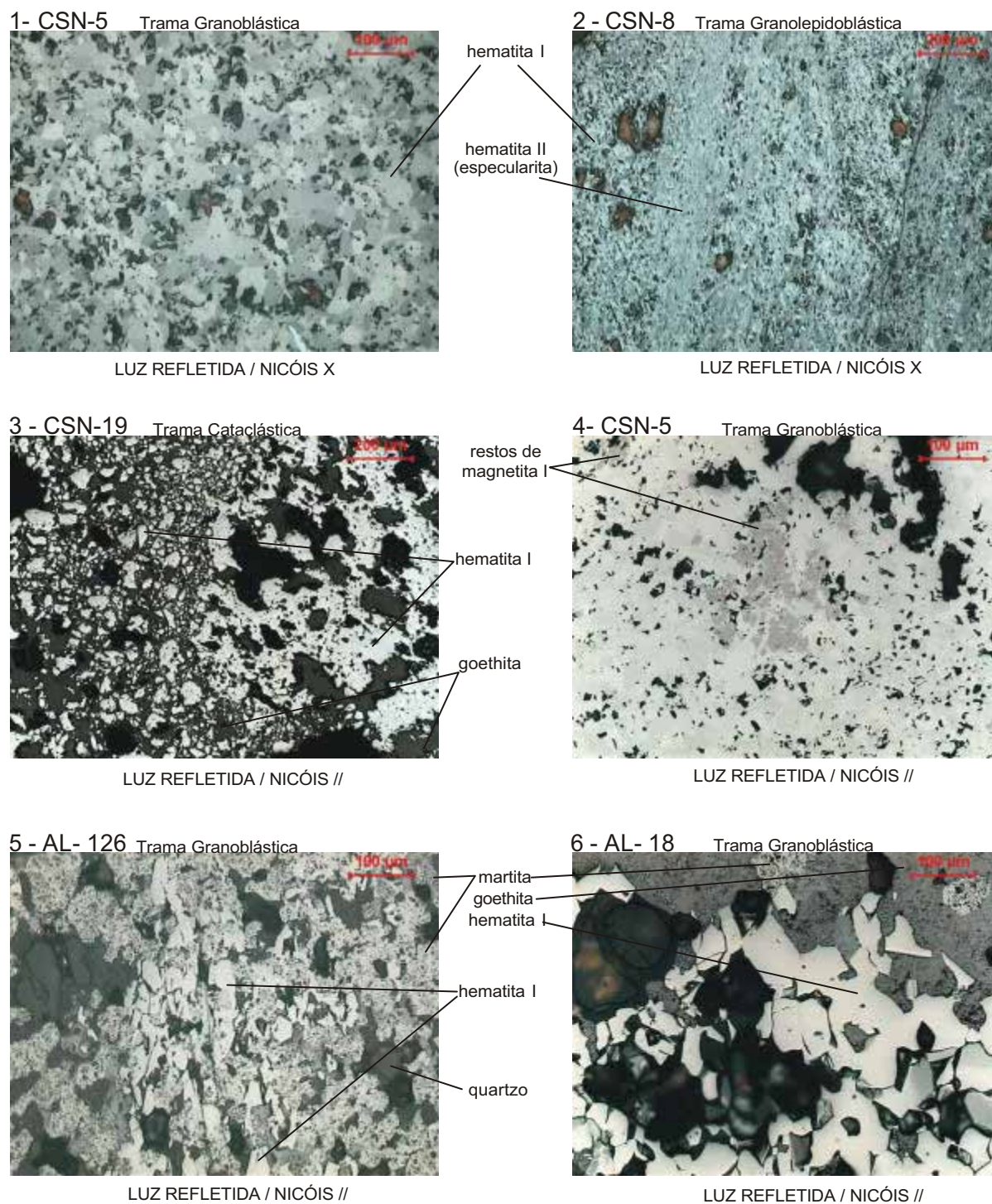


Figura 28: Fotomicrografia de seções polidas de “hematitos” (1, 2, 3 e 4) e do itabiritos (5 e 6) das minas Casa de Pedra e Alegria.

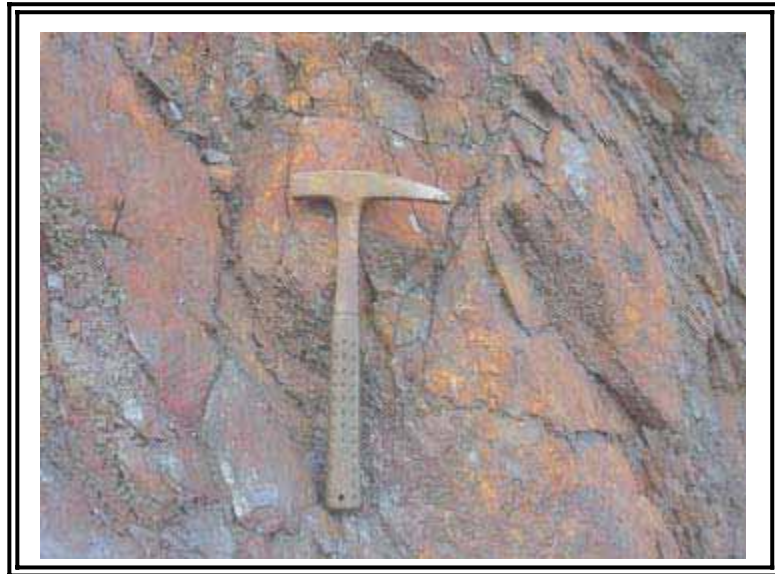


Figura 29: Foto de “Hematitito” compacto intensamente fraturado (proximidades do ponto AL-60).



Figura 30: Foto de “Hematitito” milonitizado, próximo a uma zona de cisalhamento. Observa-se na porção central da foto a foliação milonítica com alto ângulo (proximidade do ponto AL-59).

Em Itabira, também se apresentam predominantemente compactos (minério rico) e são constituídos por 95 % hematita I recristalizada, com contornos retos a suavemente lobados, intercrescidas com hematita II. Os cristais de hematita I apresentam diâmetro médio de 100?m, enquanto que os cristais de hematita II, quando presentes, chegam a ter comprimento médio de 300?m, pseudomorfos de magnetita martitizados ainda podem ser reconhecidos (**Figura 31 - Fotomicrografia 6 e Figura 32 - Fotomicrografias, 1 e 4**). Quando deformado, os “hematititos” são constituídos por 95 % de hematita II (milonito especularítico) sintectonicamente recristalizada, com tamanho médio de 100 a 250?m, dependendo do posicionamento estrutural e grau metamórfico sofrido pela rocha. Geralmente apresentam contornos retos e microestruturas sigmoidais ou “*hematita fish*” em relação às hematitas III (**Figura 32 - Fotomicrografias 2, 3 e 6**). Corpos de hematitito compacto de dimensões variadas ocorrem distribuídos por todas as minas de Itabira (**Anexo 4**), variando de centenas a dezenas de metros de comprimento. Tais rochas, por vezes, encontram-se alteradas até grandes profundidades em produtos friáveis ou pulverulentos, constituindo o minério denominado *Blue Dust*;

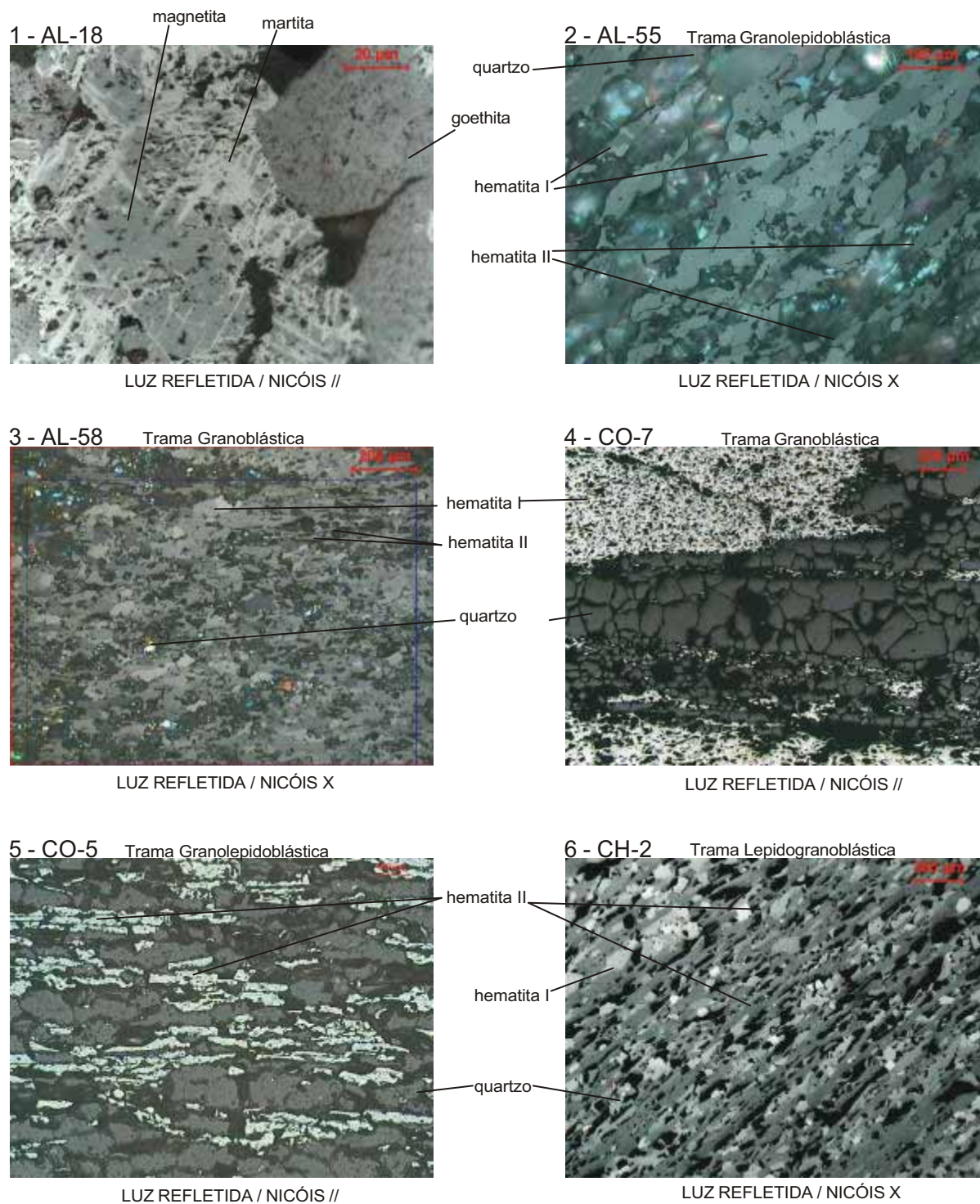


Figura 31: Fotomicrografias de seções polidas de itabiritos da mina de Alegria (1, 2, 3) e itabiritos e “hematititos” de Itabira.

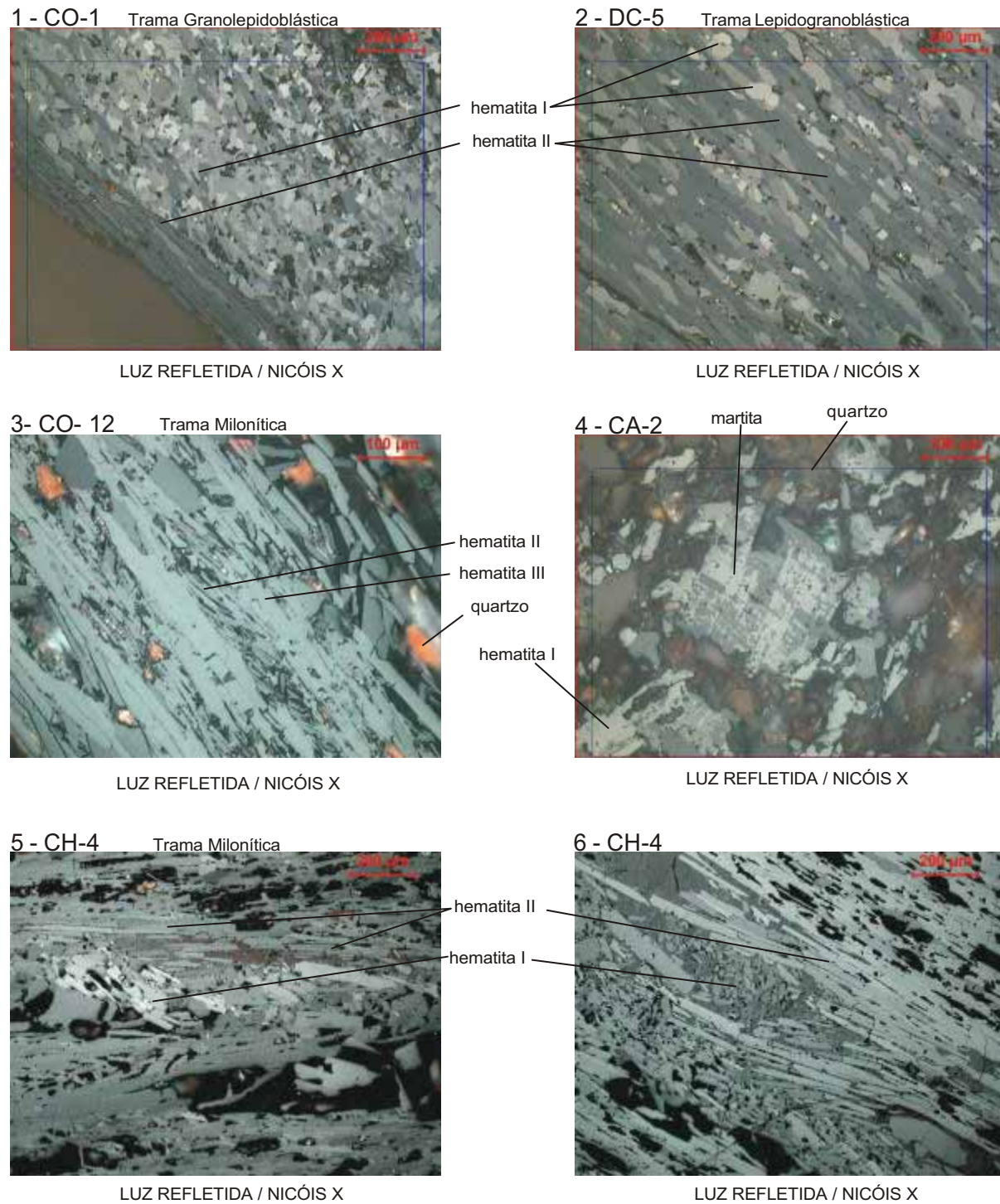


Figura 32: Fotomicrografias de seções polidas de “hematitos” compactos (1, 2) e “hematitos” foliados (3, 5 e 6).

ITABIRITOS

A fim de balizar as pesquisas sobre flotação e textura de minérios de ferro, os itabiritos foram subdivididos, em função dos minerais presentes em:

- ✍ Itabirito silicoso ou itabirito comum segundo a classificação de Rosière *et al.* (1993);
- ✍ Itabirito anfibolítico: itabirito cujas bandas claras são constituídas por anfibólios (tremolita/actinolita, hornblenda e grünerita).
- ✍ Itabirito limonítico: variação supergênica do itabirito comum, na qual óxidos de ferro foram hidratados por processo supergênicos.

Em Casa de Pedra os itabiritos ocorrem principalmente na forma de corpos lenticulares dispersos, tanto no Corpo Oeste como no Corpo Principal (**Figuras 33 e 34 e Anexo 2**). Apresentam teores que variam de 52% a 64% de Fe, possuem granulação fina a média, com micro/mesobandas (0,1 a 3 cm) claras a cinza claras, compostas principalmente por quartzo e bandas cinza escuras à base de hematita/martita e ou magnetita.

Tais minérios geralmente encontram-se muito alterados por processos supergênicos, que lhes conferem um aspecto brando a pulverulento, desagregando facilmente (**Figura 33**). Entretanto, quando ocorrem inalterados, são extremamente duros.

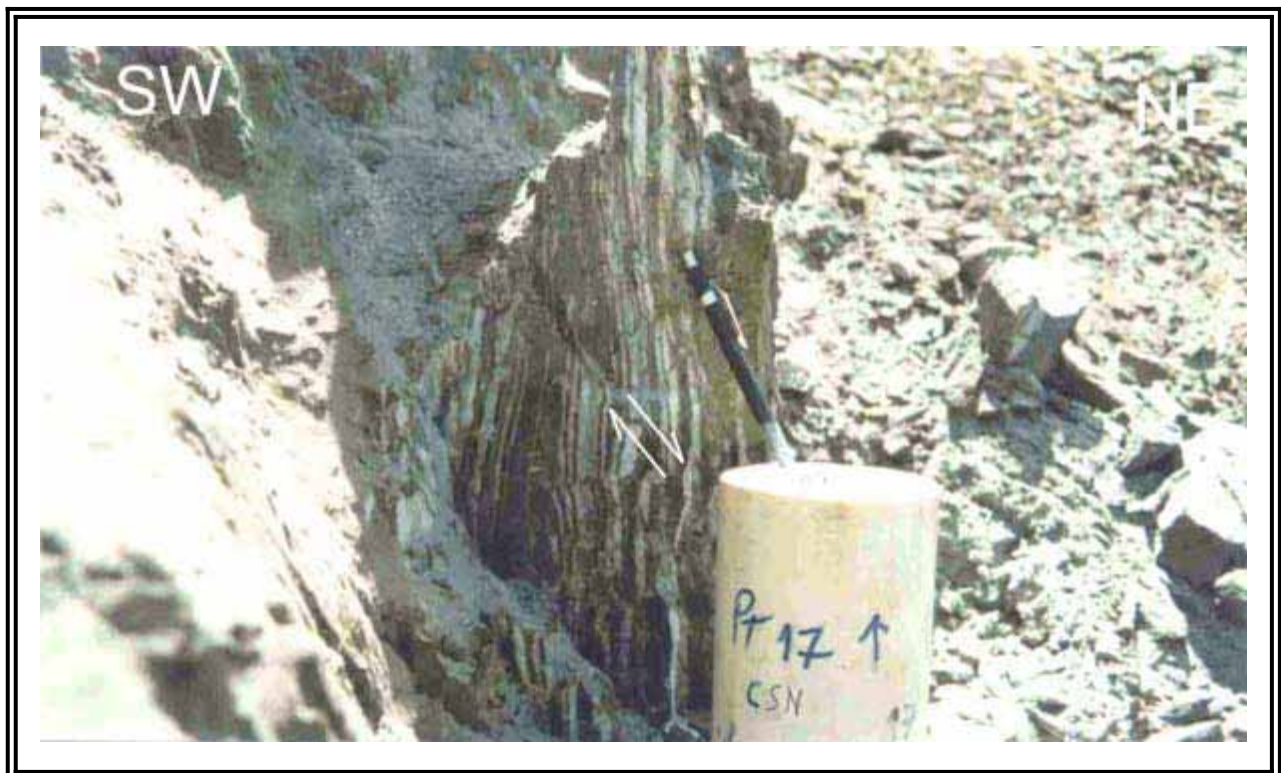


Figura 33: Foto de itabirito brando ou minério pobre, com foliação S_1 em alto ângulo, paralela ao acamamento S_0 , também pode-se observar uma pequena falha normal (Corpo Oeste, CSN-17).

Itabiritos anfíbolíticos ocorrem principalmente na porção norte do Corpo Oeste e subordinadamente na porção sudeste do Corpo Principal (**Anexo 2**). São minérios bandados, semelhantes aos itabiritos comuns. Entretanto, sua principal característica é a de apresentar partículas de gibbissita fibro-radiais que podem ter resultado da pseudomorfose dos anfíbólios originais.



Figura 34: Foto de itabirito brando ou minério pobre, com eixo de dobra F_2 , mergulhando para NE 70/60 (Corpo Principal, CSN-2).

Itabiritos limoníticos ocorrem principalmente na borda leste do Corpo Oeste. São minérios intensamente alterados, chegando a formar goethita e limonita, em função da hidratação das hematitas. Têm como características principais a cor amarelo ocre com grãos de quartzo revestidos por uma fina película de limonita. São extremamente pulverulentos, o que torna difícil sua coleta. Entretanto, essa característica lhes confere um alto contraste entre as bandas claras e escuras, facilitando a visualização de estruturas como dobras, por exemplo, (**Figuras 35 e 36 e Anexo 2**).



Figura 35: Foto de itabirito limonítico brando com foliação S_1/S_2 (Corpo Oeste, CSN-18).



Figura 36: Foto de itabirito limonítico brando, com dobras parasíticas (Corpo Oeste, CSN –20).

Em Alegria os itabiritos distribuem-se por toda mina compondo a principal unidade aflorante (**Anexo 3**). Itabiritos com teores em torno de 30 a 50% de Fe caracterizam-se por apresentarem forte bandamento composicional, geralmente contínuos, com bandas de quartzo que chegam a apresentar 1 a 2 cm de espessura, podendo, eventualmente, chegar a 10 cm de espessura, e neste caso, caracterizando lentes de quartzito. As bandas claras são predominantemente constituídas de quartzo com granulação fina a média com trama sacaróide (granoblástica), muitas vezes os cristais de quartzo apresentam-se revestidos por uma fina película de hidróxido de ferro, configurando-lhes uma tonalidade levemente amarelada (**Figuras 37 e 38**). São predominantemente compostos por agregados de cristais de hematitas I recristalizadas e intercrescidas com agregados de cristais de martitas, ambos com diâmetro médio de 100 μ m. Goethitas também ocorrem, e por vezes chegam a ser a principal fase mineral, caracterizando localmente um itabirito goethítico (**Figura 28 - Fotomicrografias 5 e 6, pág. 71**). A depender da mineralogia, reflexo das condições geológicas, esses minérios ainda são subdivididos em itabirito anfibolítico, martítico e especularítico, sendo que os dois últimos termos são empregados localmente, para a adequada exploração da mina.

Os corpos de itabiritos anfibolíticos formam grandes camadas contínuas de centenas de metros de comprimento por 50 m (em média) de largura. Estes litotipos afloram principalmente na porção sul do flanco norte da Mina de Alegria e subordinadamente ocorrem corpos adelgaçados e dobrados na porção central da mina (**Anexo 3**). Tais rochas são reconhecidas pela presença de anfibólios da série antofilita/gedrita e talvez das séries cummingtonita/grünerita e tremolita-ferroactinolita, porém em Alegria, apresentam-se alterados para goethita/limonita (**Figura 39 - Fotomicrografia 1**). Exibem hábito prismático com comprimento de até 1 cm, quase sempre com disposição orientada segundo padrão linear ou fibro-radiado, dispersos no plano da foliação principal S_1 (**Figuras 40 e 41**). Além dos anfibólios, aparecem ainda quartzo, goethita, martita, magnetita, especularita, limonita e caulinita. O quartzo chega a perfazer 65% da rocha e normalmente se concentra em lâminas, bandas e lentes, com trama granoblástica. A martita aparece com teores variáveis, chegando a ser o constituinte dominante; associa-se à especularita, goethita e magnetita. A magnetita também ocorre como restos no núcleo de agregados de cristais de martita (**Figura 39 - Fotomicrografias 3 e 4**).

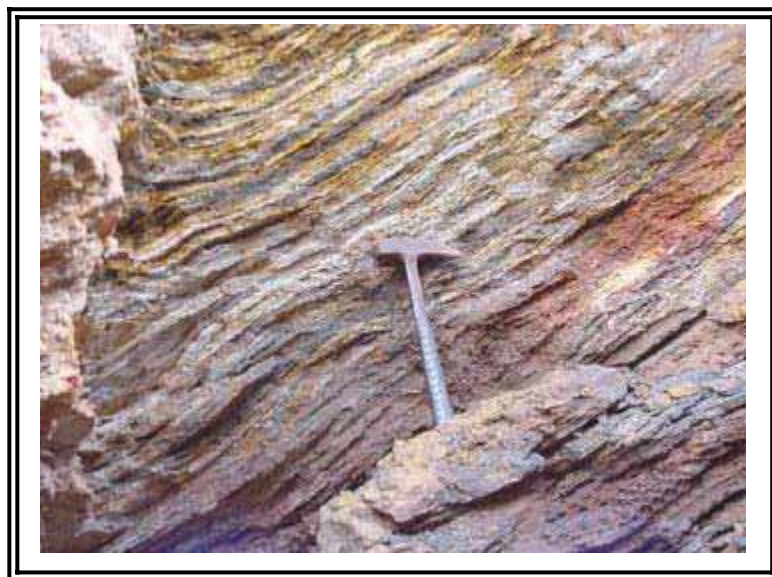


Figura 37: Foto de itabirito com alto teor de sílica caracterizado pela predominância de quartzo, com bandamento contínuo e homogêneo, dado pela alternância de bandas de quartzo e hematita. Observa-se também a leve tonalidade amarelada das camadas superiores, devido à percolação de hidróxidos de ferro entre os cristais de quartzo (proximidade do ponto AL-10).



Figura 38: Foto de camada de agregado de quartzo boudinada no itabirito com aproximadamente 10 cm de espessura na porção central (proximidade do ponto AL-10).

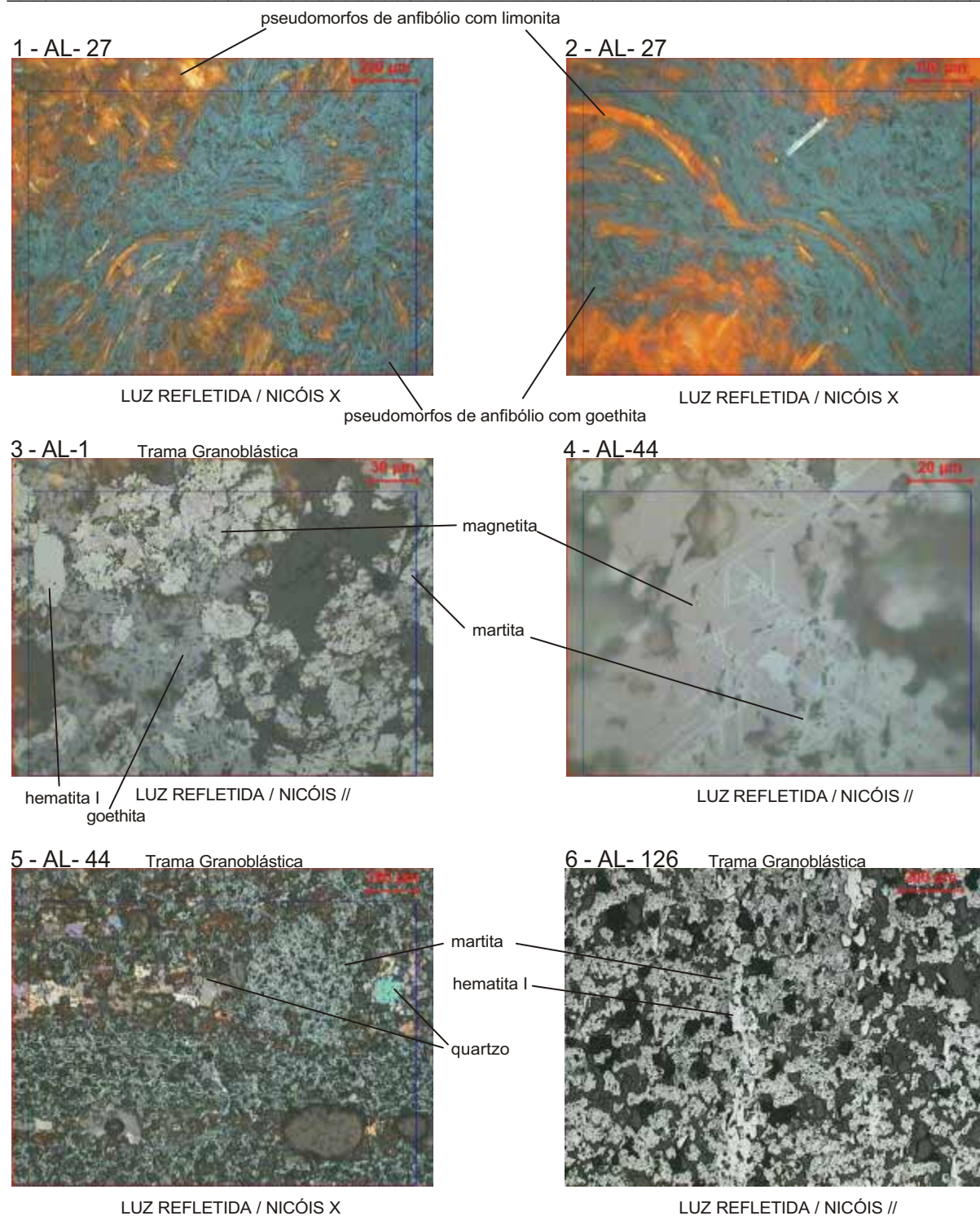


Figura 39: Fotomicrografia de lamina polidas de itabiritos anfibolíticos (1 e 2) e seções polidas de itabiritos (3, 4, 5, 6) da Mina de Alegria).



Figura 40: Foto do aspecto geral de um afloramento de itabirito anfibolítico (próximo ao ponto AL-39), intensamente alterado pela oxidação dos anfibólios.



Figura 41: Foto de detalhe das fibras de psoudomorfos de anfibólio (amarelo) em itabirito rico em sílica (nas proximidades do ponto AL-51).

Itabiritos martíticos são caracterizados pela presença de martita (hematita I) como mineral de ferro predominante. Tais minerais resultaram da oxidação da magnetita. Os diâmetros médios desses agregados são de 50?m, mas alguns cristais podem alcançar 300?m (**Figura 39 - Fotomicrografias 5 e 6, pág. 81**). Além da martita e quartzo, também podem apresentar como minerais essenciais, goethita, especularita e magnetita. As goethitas ocorrem predominantemente como “cimento”, resultado de precipitação de hidróxidos de ferro ao longo de discontinuidades (fraturas e planos de foliação), geralmente substituindo outros minerais, em especial, as magnetitas (**Figura 31 - Fotomicrografia 1, pág. 74**). As especularitas normalmente exibem tamanhos pequenos e dispõem-se orientadas ao longo das superfícies de maior deformação (plano da foliação principal S_1), configurando estruturas laminadas; por vezes, exibem pequenas inclusões de quartzo. Itabiritos especularíticos são caracterizados pela predominância de hematita II (especularita) e quartzo, mas também encontram-se, em proporções variáveis, martita, goethita e magnetita. Os itabiritos especularíticos associam-se às zonas de cisalhamento e por vezes apresentam-se friáveis a pulverulentos, quando intemperizados. Em lâmina são caracterizados por cristais de hematita II com hábito lamelar, com contornos retos, intercrescidos com cristais recristalizados de hematita I, com contornos retos a suavemente lobados. O diâmetro médio desses cristais pode variar de 70 a 100?m (**Figura 31 - Fotomicrografias 2 e 3, pág. 74**). Em Itabira, os itabiritos distribuem-se ao longo dos sinclinais e anticlinais que configuram o sinclinório. São de granulação fina a média, com bandas milimétricas a centimétricas (0,1 a 3,0 cm – **Figuras 42 e 43**), clara a cinza claras silicáticas e cinza escura (0,1 a 1,5 cm) à base de hematita (minério pobre). Às vezes, apresentam pequenos cristais octaédricos de magnetita (mais jovem) crescidos no plano da foliação S_2 . O crescimento destes cristais provavelmente está associado ao metamorfismo de contato, gerado pelos diques de rochas máficas mesozóicas que cortam algumas porções da área (**Figura 44**). Em Lâmina, são compostos por agregados irregulares de pequenos cristais de hematita I, recristalizadas, apresentando contornos retos a suavemente lobados e intercrescidas com pequenas porções de hematita II; tais agregados apresentam diâmetro médio de aproximadamente 500?m. Em regiões mais deformadas a hematita I é substituída sintectonicamente por hematita II, nos planos da foliação principal, caracterizando zonas de cisalhamento interestratal. Os cristais de hematita II geralmente são alongados, com tamanho médio de 150?m ao longo do eixo maior. As bandas de quartzo possuem trama granoblástica poligonal com cristais de quartzo com diâmetro médio de 300?m (**Figura 31 - Fotomicrografias 4 e 5, pág. 74**).



Figura 42: Foto de itabirito com bandamento $S_0 // S_1$. Bandas claras (quartzo) e escuras (hematita)



Figura 43: Foto de detalhe do afloramento anterior onde se observa um *kink band* com movimentação anti-horária.



Figura 44: Foto de detalhe de cristais octaédricos de magnetita (mais jovem) crescidos no plano da foliação S_2 (CO-7).

3.5 - CONTEXTO TECTÔNICO E ANÁLISE ESTRUTURAL

A análise estrutural, bem como a identificação do contexto tectônico ou posicionamento estrutural de cada corpo, fornecerá o posicionamento dos eixos de deformação finita e regime ou regimes de deformação responsáveis pela geração das principais estruturas e, conseqüentemente, microestruturas dos minérios de ferro das áreas estudadas.

O compartimento Oeste da mina Casa de Pedra, representa o flanco oeste do Sinclinal Moeda, contendo repetições de unidades por falhas de empurrão, engloba a zona de contato tectônico das rochas do Supergrupo Minas com o Complexo Metamórfico Bonfim. Suas rochas possuem direção geral NNW e mergulham em torno de 45° para ENE. Neste compartimento as rochas apresentam uma foliação subparalela ao acamamento S_0 , com lineação de estiramento associada, com orientação preferencialmente em torno de 112/39°. Indicadores cinemáticos associados a estas estruturas atestam uma movimentação geral sinistral para todo conjunto, incluindo a zona de cisalhamento alojada no contato entre o embasamento e o Supergrupo Minas.

O compartimento leste corresponde à porção sul da zona de junção propriamente dita que é marcada por um conjunto de falhas reversas sinistrais e dobras de arrasto. Engloba rochas do Supergrupo Minas e corpos metabásicos discordantes, sendo que neste compartimento localizam-se o Corpo Oeste e Corpo Principal, da mina Casa de Pedra. A foliação principal desta área caracteriza-se pela alta penetratividade, cujo rumo do mergulho orienta-se preferencialmente segundo N96/53°, sobre a qual se desenvolve a lineação de estiramento, cuja posição gira em torno de N103/46° (**Anexo 2**).

Na porção leste do QF, na Mina de Alegria, o contexto estrutural foi inicialmente proposto por Maxwell (1972), no sul da Serra do Caraça, que reconheceu a estrutura “Sinclinal de Santa Rita”. Esta estrutura está esculpida em metassedimentos atribuídos ao Grupo Itacolomi e aos supergrupos Rio das Velhas (Grupo Nova Lima) e Minas (grupos Caraça, Itabira e Piracicaba). Possui trend aproximadamente NE-SW, e é seccionada por um conjunto de falhas inversas.

Superposto ao Sinclinal de Santa Rita, o referido autor descreveu uma série de dobras apertadas, com eixos mergulhando em torno de 30° para sudeste. A dobra central corresponde a uma estrutura sinformal na área da Fazenda Alegria. Tal estrutura, posteriormente estudada em maior detalhe por Januzzi & Alkmim (1989), recebeu a denominação de “Sinclinal de Alegria”.

Este sinclinal tem seu eixo principal com mergulho médio para sudeste, apresentando no flanco sul direção N-S e no flanco norte direção E-W, este último estreitando-se gradativamente em direção a leste e contornando a borda sul do maciço quartzítico da Serra do Caraça (**Figura 21, pág. 62**).

A região de Itabira, NE do QF, encontra-se intensamente dobrada e foliada. Dorr & Barbosa (1963) reconheceram tais feições e descreveram os sinclinais do Cauê, Conceição, Dois Córregos e os anticlinais de Chacrinha e Periquito, porém, não determinaram a sequência de eventos responsáveis por tais dobramentos, mas associaram essas estruturas a uma fase compressiva referente ao Ciclo Transamazônico. Rosière *et al.* (1997) acreditam que, devido à localização relativamente próxima à borda do Cráton São Francisco e, principalmente, pelas relações estruturais entre as porções leste e oeste do QF, a região de Itabira também sofreu os efeitos do evento compressivo Brasileiro. Esses autores ainda identificam e associam a este evento duas fases de deformação progressivas (**D₁** e **D₂**), condicionadas por tectônica tangencial com intenso cisalhamento interestratal, com superposição destas estruturas por efeitos de transcorrência destrai. A fase (**D₁**) seria caracterizada por intenso cisalhamento interestratal, com deslizamento das rochas do Supergrupo Minas, sobre o Supergrupo Rio das Velhas (cavalgamentos), ambos empurrados e apertados contra os Complexos Metamórficos, resultando em morfologia ondulada com rampas laterais e frontais associadas. A fase (**D₂**), seria caracterizada por zonas de cisalhamento vertical de direção NE-SW com cinemática destrai com forte componente transpressiva, resultando em nova transposição das estruturas. Essa deformação é de caráter descontínuo, afetando de forma diferenciada os itabiritos e os corpos de minério rico (“hematítico”).

Neste contexto, foram identificados e separados dois domínios estruturais principais. Um marcado pela predominância da foliação (**S₁**) com baixo a médio ângulo, correspondendo a regiões de charneira de grandes dobras (como Sinclinal de Conceição, Cauê e Dois Córregos); e o outro marcado pela predominância da foliação (**S₂**) com alto ângulo, configurando uma foliação plano-axial.

Tomando por base o levantamento estrutural realizado nestas áreas, juntamente com a literatura a respeito da evolução tectônica do QF; realizou-se a análise estrutural regional, mediante duas etapas distintas e complementares: uma abordando a análise geométrica das principais estruturas mesoscópicas presentes nas minas (Análise Descritiva Geométrica), enquanto a outra apresentará a reconstituição cinemática da história da deformação dos minérios e encaixantes, por meio de estudos da relação de superposição das estruturas e da análise de indicadores cinemáticos (Análise Cinemática).

As estruturas cartografadas foram referidas de acordo com critérios implantados por autores como Ramsay (1967) e Hobbs *et al.* (1976) para ordená-las segundo uma cronologia relativa. Portanto, os eventos de deformação desenvolvidos durante a orogênese Brasileira, em diferentes condições reológicas e que sugerem consideráveis hiatos de tempo geológico serão designados por E_1 , enquanto que fases de um único evento, por D_1 , D_2 . As estruturas planares e lineares geradas nestas fases seguiram o mesmo critério de diferenciação, com estruturas planares representadas por S_1 , S_2 , sendo que S_0 fica reservada para caracterizar o acamamento ou estratificação, e as lineações por L_1 .

3.5.1 - ELEMENTOS PLANARES E LINEARES

Foram reconhecidas três estruturas planares de maior importância nestas áreas: o acamamento (S_0) e as foliações S_1 e S_2 .

✍ Acamamento ou bandamento composicional (S_0)

Algumas evidências sugerem a presença de acamamento preservado em vários locais das minas estudadas. Tal estrutura, embora não possa ser atribuída com segurança a uma trama petrográfica primária, caracteriza-se por mudanças composicionais, determinada pelas intercalações de bandas silicosas e bandas ricas em óxido de ferro com espessura média de 2 cm, com certa continuidade lateral (**Figura 33** pág. 76; **Figura 42** pág. 84 e **Figura 45**). Tais bandas envolvem proporções diversas de quartzo, martita, especularita, goethita, anfibólio e mais raramente magnetita.

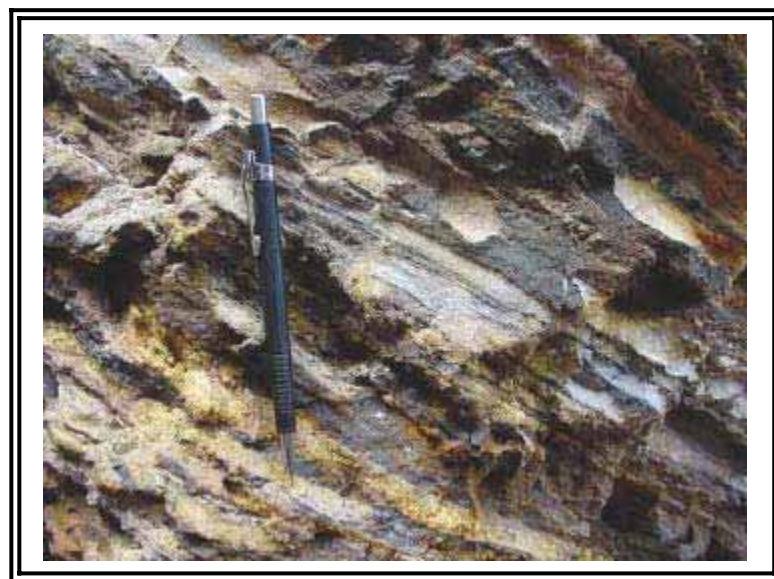


Figura 45: Foto de detalhe do bandamento no itabirito. Notar também algumas lentes boudinadas no canto superior direito da foto.

Foliação Principal (S_1)

A feição estrutural mais persistente observada nas áreas, consiste numa feição tectono-metamórfica definida por diferentes estruturas planares paralelizadas (bandamento composicional, xistosidade e foliação milonítica). Esta estrutura foi genericamente referida como S_1 , e representa a estrutura planar guia presente em todas as regiões (**Anexos 2, 3 e 4**). Tal foliação caracteriza-se pela orientação planar de hematitas, quartzos recrystalizados e pela transposição de estruturas planares dobradas (S_0). Os fenômenos de transposição entre as estruturas planares podem ser observados em áreas de alta e baixa intensidade de deformação (**Figura 46**). A **Figura 47**, adaptada de Davis (1984), esquematiza a transposição do acamamento através do dobramento progressivo por mecanismo de cisalhamento simples.

A distribuição das direções e mergulhos da foliação principal S_1 nas minas estudadas são apresentadas na **Figura 48**.

Em geral S_1 é paralela a S_0 e somente em região de charneira S_1 cortada por S_2 plano-axialmente. Essa característica da foliação confere aos itabiritos feições estruturais de tectonitos “S”, configurando domínios de flanco de dobras. Tais feições possibilitam a classificação genérica dos itabiritos em “*tipo chapinha*” (**Figura 49**).

Estas estruturas se associam à primeira fase, de caráter dúctil, do evento compressivo.

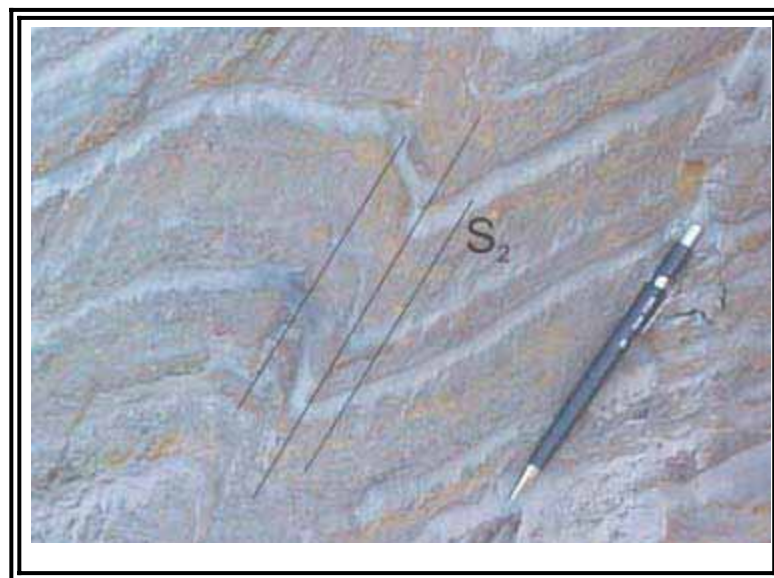


Figura 46: Início da transposição de S_2 sobre S_1 por mecanismo de cisalhamento simples entre camadas competentes (escuras ou ricas em óxido de ferro) e incompetentes (claras ou ricas em sílica).

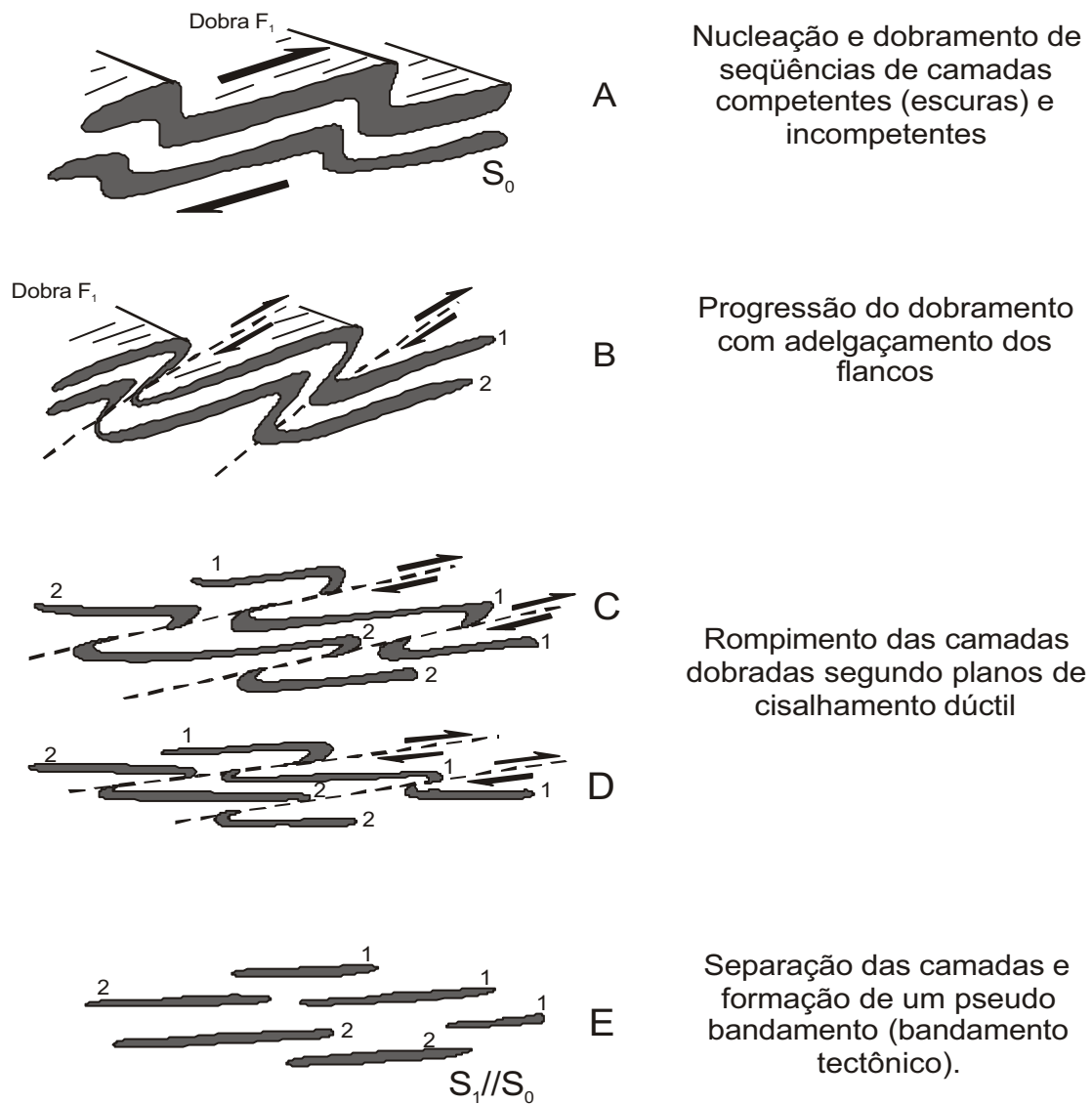


Figura 47: Desenho esquemático mostrando a transposição progressiva do acamamento S_0 por dobramentos segundo mecanismo de cisalhamento simples. Observar que os leitos alinhados não correspondem mais ao empilhamento sedimentar original, elementos competentes da camada 1 passam lateralmente para elementos da camada 2 (segundo Davis, 1984).

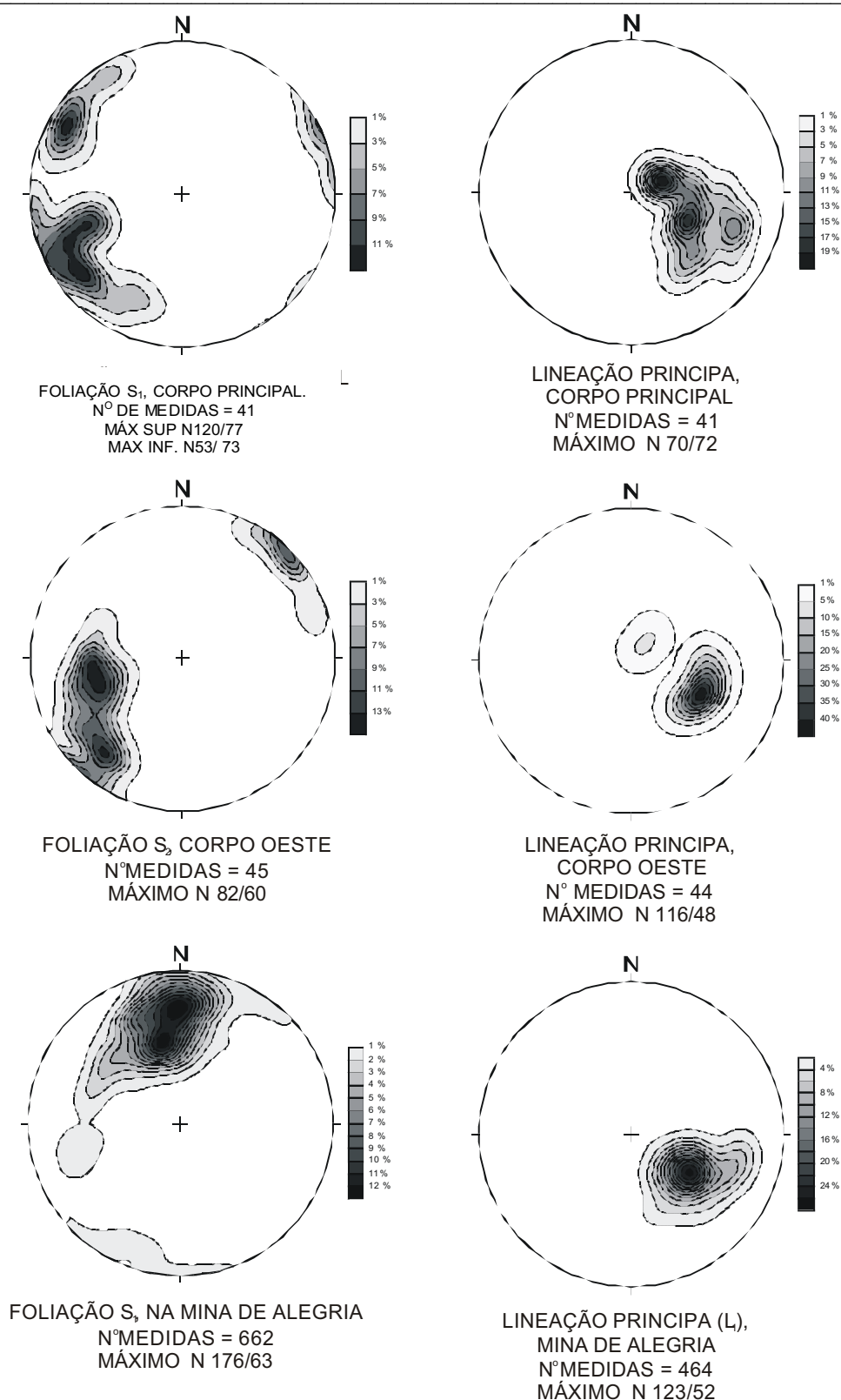


Figura 48: Estereograma Schmidt-Lambert do pólo das foliações S₁ (abaixo-lado esquerdo), S₂ (acima e meio-lado esquerdo) e lineação principal L₁ da Mina de Casa de Pedra e Alegria.

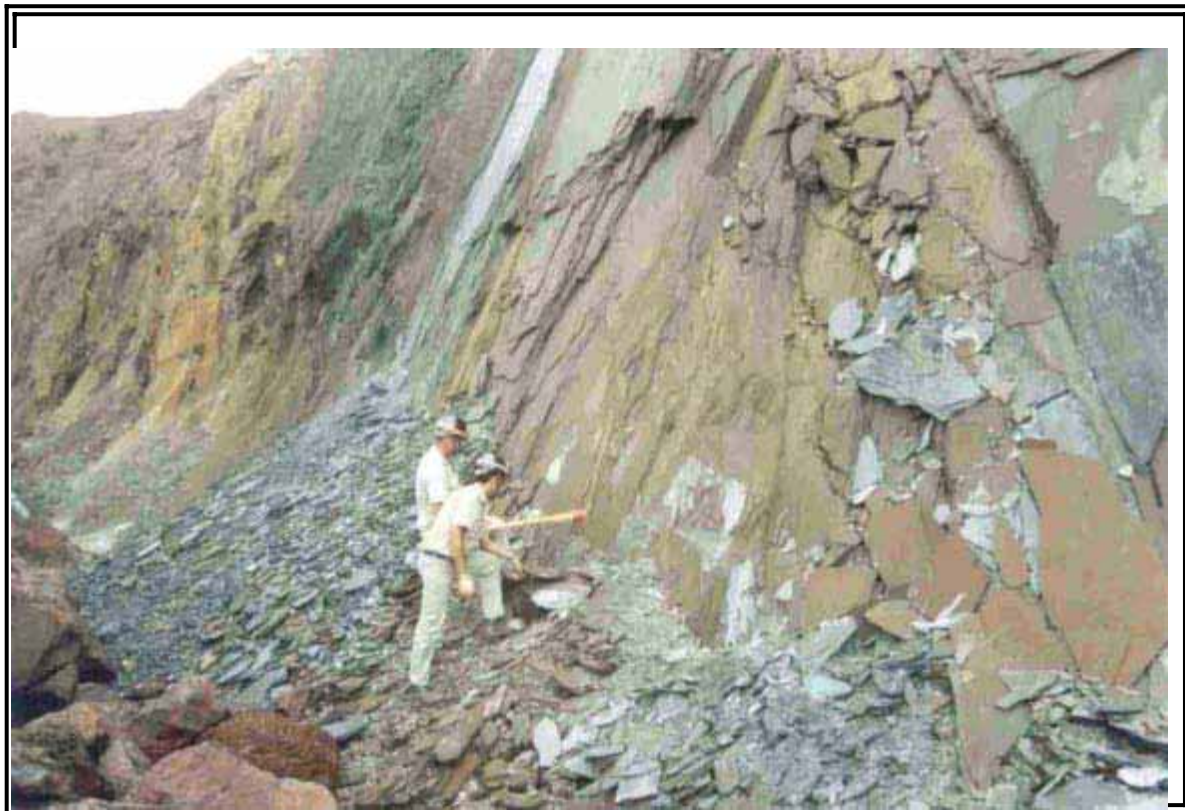


Figura 49: Foto de itabirito “*Tipo Chapinha*” próximo ao ponto AL-44. Observar as feições em forma de placas.

Foliação (S_2)

A foliação S_2 é reconhecida em vários locais das áreas estudadas (**Anexos 2, 3 e 4; Figuras 48 e 50**). Em zonas de baixa deformação (região oeste), encontra-se intimamente relacionada às zonas de charneira de dobras, configurando uma foliação plano-axial dessas charneiras. Em zonas de alta deformação (região leste), em especial, nas minas de Itabira, tal foliação evolui para zonas transcorrentes, geradas para acomodar as massas por escape lateral, durante os estágios finais do evento compressivo, em estado dúctil-rúptil.

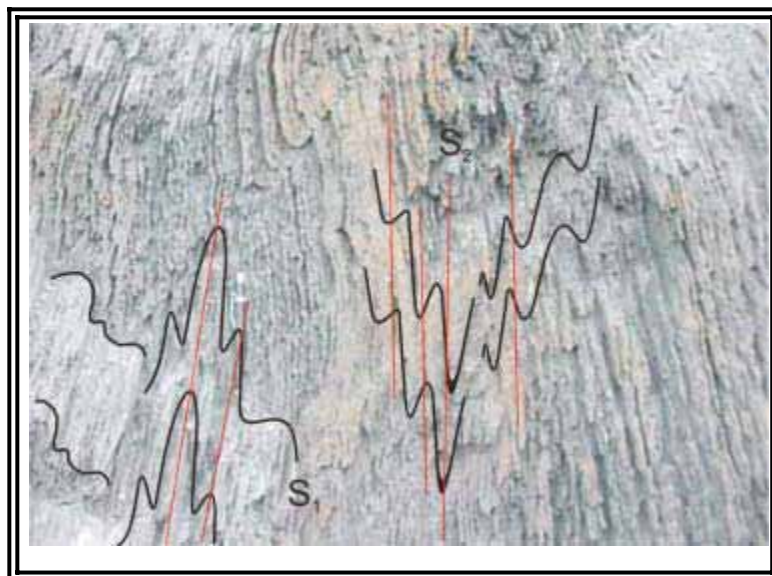


Figura 50: Foto de detalhe da foliação S_2 plano axial de S_1 , em região de intensa deformação. Notar o padrão de dobramentos e o paralelismo dessas estruturas nas regiões de flanco.

Lineação Principal (L_1)

Associada à superfície de foliação principal (S_1), observa-se uma lineação mineral/estiramento mineral, penetrativas, presentes em todos os litotipos mapeados. A lineação mineral é definida pela orientação preferencial de cristais de especularita e/ou cristais de anfibólio (**Figura 41, pág. 82**). A lineação de estiramento mineral é encontrada em zonas de maior concentração de deformação, elas marcam os eixos de maior alongamento de minerais como: especularita, anfibólio, quartzo, martita e magnetita inequidimensionais. Esta lineação também é caracterizada pela predominância de tectonitos “ L ” em domínios de charneira de dobras (**Figura 51**). Nestes locais, devido a essas estruturas, os itabiritos são genericamente denominados itabirito “*tipo lápis*”. Entretanto, o que verdadeiramente se observa é a existência de variações entre esses litotipos, ora podendo ser classificados como tectonitos “ LS ” ora como “ SL ”, a depender das feições morfológicas predominante.

Essas duas lineações apresentam disposições paralelas a subparalelas entre si, e foram aqui referidas como lineação principal (L_1). Tal lineação não apresenta variações expressivas na direção e mergulho, com exceção da Mina de Conceição (Itabira), onde mergulha para NE, provavelmente devido à sua rotação em função da transpressão (*cof.* Oliveira Jr., 2000).

Na mina Casa de Pedra, os máximos de L_1 configuram direção de mergulho em torno de N70/72 no Corpo Principal, enquanto que no Corpo Oeste, mergulham para N116/48 (**Figura 48, pág. 92**). Em Alegria, está lineação cai para N123/52 (**Figura 48, pág. 92**), e em Itabira mergulha para E no Cauê e, girando em sentido anti-horário, muda gradativamente para NE em Conceição (**Anexo 4**).



Figura 51: Foto de itabirito “*Tipo Lápis*” próximo ao ponto AL-128. Observar as formas onduladas do itabirito que caracterizam esta denominação.

Lineação de Intersecção (Li)

Nas áreas também se observa lineações de intersecção, resultantes da superposição dos planos de foliação S_1 e S_2 , que por sua vez, ocorrem paralelas à lineação de estiramento mineral (L_1), (**Figura 52**).

3.5.2 - ZONAS DE CISALHAMENTO DÚCTEIS

Várias feições características de cisalhamento dúctil foram reconhecidas em micro e mesoescala: dobra em bainha (**Figura 53**), zona de sombra de pressão, lineação de estiramento e indicadores cinemáticos, todas associadas à foliação S_1 (**Anexos 2, 3, 4 e Figura 32 - Fotomicrografias 3, 5 e 6, pág. 75**). Essas zonas caracterizam-se: (1) pela foliação milonítica e lineação de estiramento mineral e (2) pela presença de minérios ricos, acompanhados do aumento de proporção de especularita como mineral de minério nos itabiritos e estão associadas aos processos de cavalgamento, referentes à inversão da bacia Minas (Brasilião).



Figura 52: Foto de itabirito duro a levemente brando, exibindo a lineação de intersecção paralela ao eixo de dobras e lineação mineral de estiramento (Corpo Principal, CSN-3).



Figura 53: Foto do perfil de uma dobra em bainha no itabirito brando, indicando a direção do fluxo plástico. (CO-5).

3.5.3 - *ESTRUTURAS SUBORDINADAS*

Na região de Itabira, ainda foram encontradas significativa quantidade de estruturas que indicam fluxo plástico na direção SW/NE (**Figura 53**), e que associado a indicadores cinemáticos (**Figura 54**), aparentemente atestam para uma movimentação com transporte SW. Contudo, não foi possível determinar o topo ou base neste ponto. Sabe-se que os itabiritos e a rocha encaixante foram intensamente dobrados, promovendo a inversão ilusória dos indicadores cinemáticos nessas superfícies, este fato pode favorecer interpretações equivocadas, conforme a **Figura 55**.



Figura 54: Foto do detalhe de alguns porfiroclastos de FK indicando uma movimentação destal, mostrando transporte para NE – (Possível tectônica extensional dúctil).

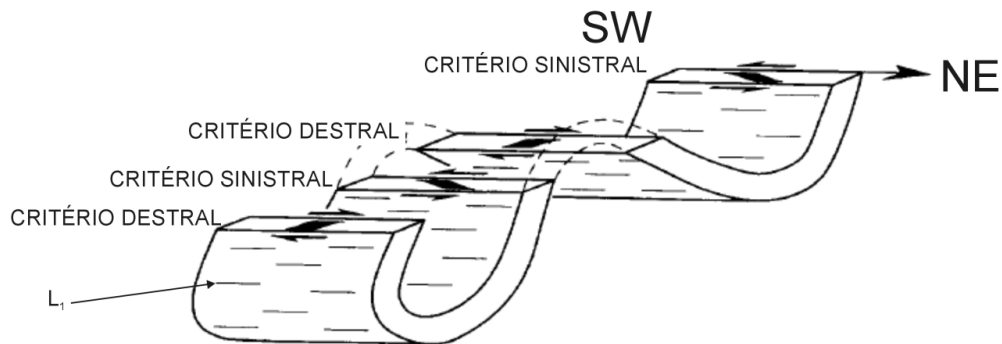


Figura 55: Esquema de configuração dos indicadores cinemáticos em função dos dobramentos. Observar que, dependendo do local de avaliação dos indicadores, eles podem mostrar rotações diferentes. Contudo, o transporte de massas é o mesmo (adaptado de Chauvet *et al.*, 1997).

Estruturas tipo “*kink bands*” foram encontradas principalmente nas minas de Alegria e em Itabira (**Figura 56**). Estas geralmente evoluem para dobras em chevron (**Figura 57**). Tais feições associam-se à fase final de deformação do principal evento de deformação E_1

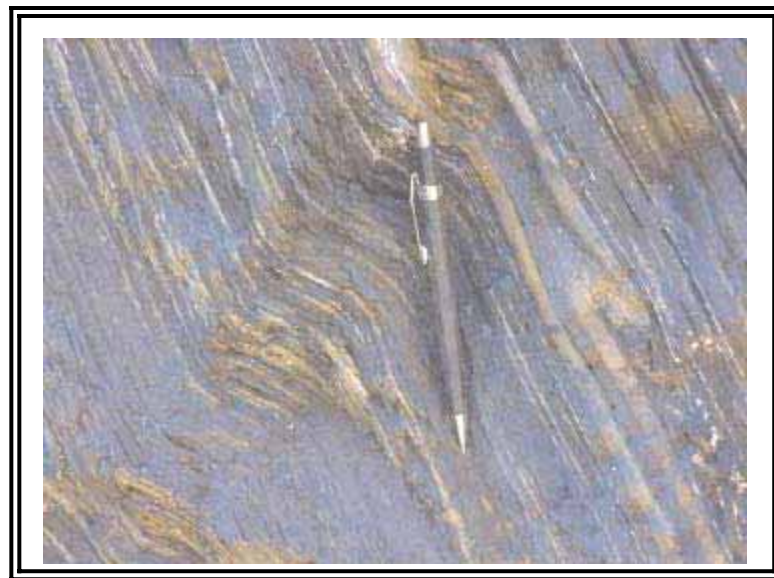


Figura 56: Foto de um “*Kink band*” no itabirito. Observar que a evolução dessa estrutura se deu pela rotação anti-horária de um binário.

CAPÍTULO 4 – DESCRIÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Neste capítulo serão discutidos os aspectos estruturais, microestruturais e os padrões texturais dos minérios estudados, bem como verificar suas relações com seu posicionamento estrutural e o grau metamórfico sofrido por cada um, visando à correlação com os resultados obtidos nos testes de flotação em bancada.

As análises dos resultados serão abordadas de oeste (Casa de Pedra) para leste (Alegria e Itabira) no sentido do aumento da deformação e metamorfismo regional. Assim será possível analisar como o minério de ferro se comportou (reologia) em função da deformação nesses dois grandes domínios.

As etapas de campo nas minas permitiram mapear e coletar amostras de diversos minérios de ferro e medidas estruturais, que serviram para a elaboração de mapas geológicos com resultados texturais (figuras de pólo do plano (003) e {110} da hematita, **Anexos 2,3 e 4**), diagramas de pólo da distribuição das foliações e lineações (**Figura 48, pág. 92**).

Em Casa de Pedra verificou-se a existência de dois domínios estruturais:

Um na porção oeste, cuja foliação S_1 está paralela à subparalela a S_0 (bandamento composicional), com rumo do mergulho em torno de N82/60 (diagrama de pólo da **Figura 48, pág. 92 e Anexo 2**) e lineação em torno de N116/48.

Outro na porção leste, cuja foliação principal S_1 apresenta-se ligeiramente dobrada, com rumo do mergulho em aproximadamente N120/77 e N53/73 e lineação mergulhando para 110/50 (**Figura 48 e Anexo 2**).

Dobras assimétricas foram observadas principalmente no corpo principal (**Figura 34, pág. 77**). Tais estruturas associadas à distribuição da foliação S_1 dobrada, juntamente com o caimento da lineação, sugerem a existência de uma estrutura sinformal.

Enquanto que na porção oeste a foliação S_1 é mais constante, configurando, possivelmente, uma zona de flanco.

Em escala de lamina os domínios acima definidos são diversificados.

No corpo oeste, existe a tendências dos minérios apresentarem trama lepidoblástica (**Figura 57**) a lepidogranoblástica (**Figura 57**).

Tramas lepidoblásticas (milonítica) (**Figura 57 D, E, F**) a lepidogranoblásticas (**Figura 57 A, B, G e H**) ocorrem principalmente associadas às grandes zonas de cisalhamento dúctil ou porções localizadas onde o cisalhamento foi relativamente intenso.

Microestruturas indicativas de recrystalização sin-tectônica são comumente observadas (**Figura 57**). Tais microestruturas, a depender da temperatura e pressão atuantes, favorecem ou inibem a atuação de diferentes mecanismos de deformação. Estes podem ser identificados através das microestruturas predominantes (**Tabela 1, pág. 13**).

Possíveis restos de porfiroclastos de hematita I ainda podem ser reconhecidos (**Figura 57 A e G**). Eles exibem feições de intercrescimento e microestruturas possivelmente associadas à recrystalização por migração de limite de grãos, enquanto que nas porções externas aos porfiroclastos a recrystalização ocorreu possivelmente por ativação do sistema basal $\langle a \rangle$ (*dislocation glide*).

Segundo Urai (1983), Knipe (1989), Pieri *et al.* (1999), Jessell & Bons (2002), a recrystalização por migração de limite de grãos atua consumindo grãos que estavam orientados na direção de encurtamento. Este processo gera novos grãos na direção de estiramento (recuperação), predominantemente menores que os originais e com contorno de grãos lobados e interpenetrados, fato observado em uma seção na **Figura 57 - D, E e F**. A força motriz deste processo é o gradiente de energia de deformação entre os grãos em contato, que acumulam diferentes taxas de deformação no seu retículo cristalino. Os movimentos ocorrem por difusão de átomos através das bordas ou limite de grãos (*coble creep*) de um para outro, resultando na migração do limite de grão.

Também deve ser considerado o mecanismo de recrystalização por rotação de subgrãos (Poirier & Guillope, 1979; Urai, 1983), pois se trata de um processo que envolve o aumento progressivo da desorientação dos elementos cristalográficos, gerando subgrãos devido adição de defeitos cristalinos, o que leva a rotação da rede cristalina e a formação de limite de grão em alto ângulo. Microestruturas indicativas desse processo são: microestrutura tipo moldura (*core-mantle*), grãos de tamanho relativamente uniforme com limites retos (Poirier & Nicolas, 1975, Siemes *et al.*, 2003), fato constatado em uma amostra do corpo oeste (**Figura 57-E**).

Porém, a oxidação da magnetita para martita inicia-se ao longo dos planos $\{111\}$ da magnetita, realçados pelas altas densidades de defeitos cristalinos, seguidos pela penetração de fluidos e dissolução de Fe^{2+} , semelhante ao modelo proposto por Davis *et al.* (1968) e Morris (1983). O Fe^{2+} reage com oxigênio e é precipitado como especularita em locais oxidantes ao longo dos limites de grãos da magnetita paralelos a foliação.

No corpo oeste, as figuras de pólo do plano $\{110\}$ da hematita configuram máximos predominantemente pontuais com intensidades baixas a alta, na direção de **X** (**Figura 58 - CSN-16, CSN-17**) e por vezes, em **Y** (**Figura 58 - CSN-6, CSN-7, CSN-9**) comumente originando guirlandas no plano da foliação principal (**Figura 58 - CSN-16, CSN-17**). Este fato se deve ao controle da foliação e lineação sobre os planos cristalográficos (003) e $\{110\}$ respectivamente, como defendido por Rosière *et al.*, 2001. Máximos em **Y** originando guirlanda, esta de acordo com as propostas de Quade (1988) e Siemes *et al.* (2003) na qual defende que o eixo-a da hematita gira livremente ao redor do eixo-c.

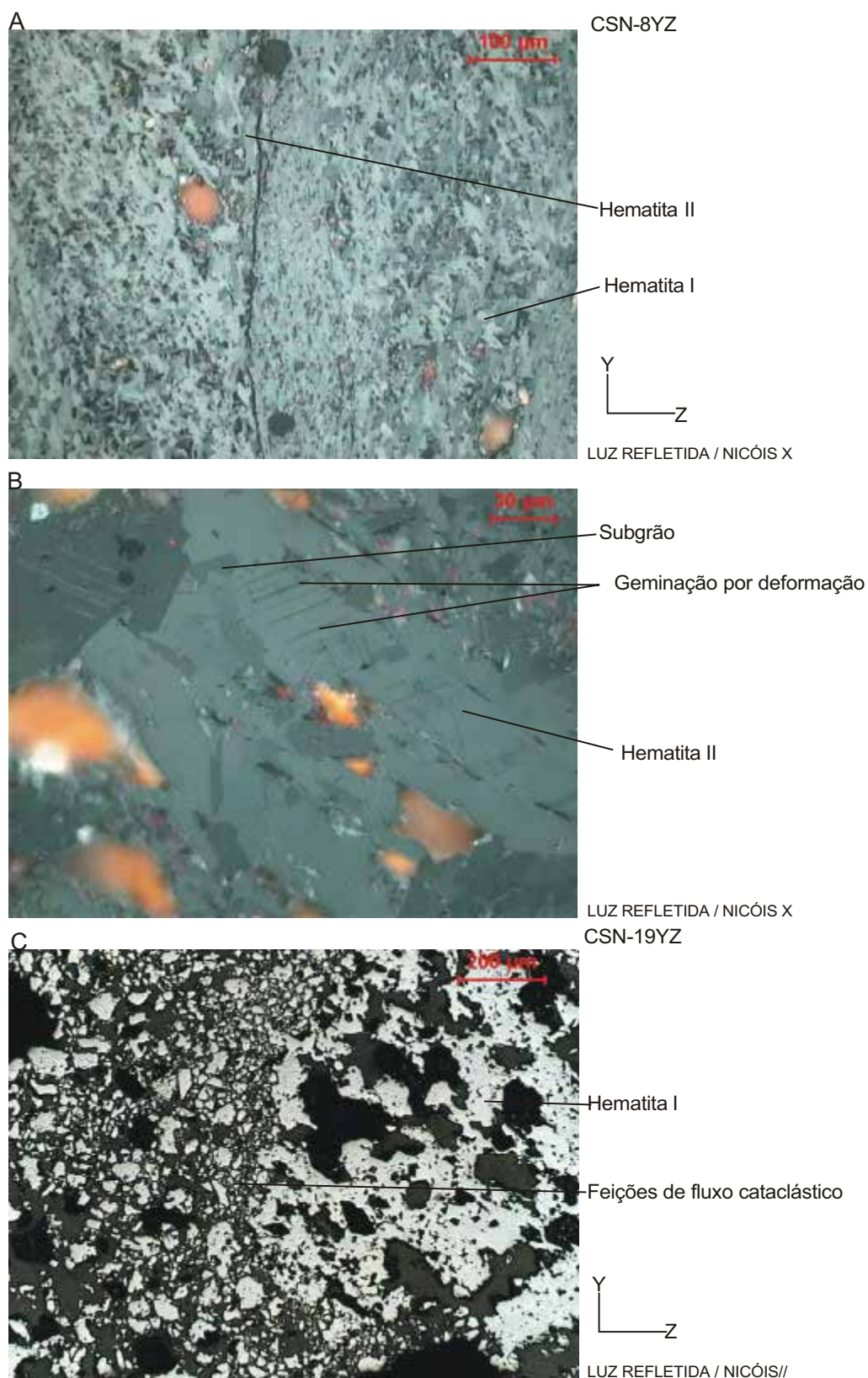
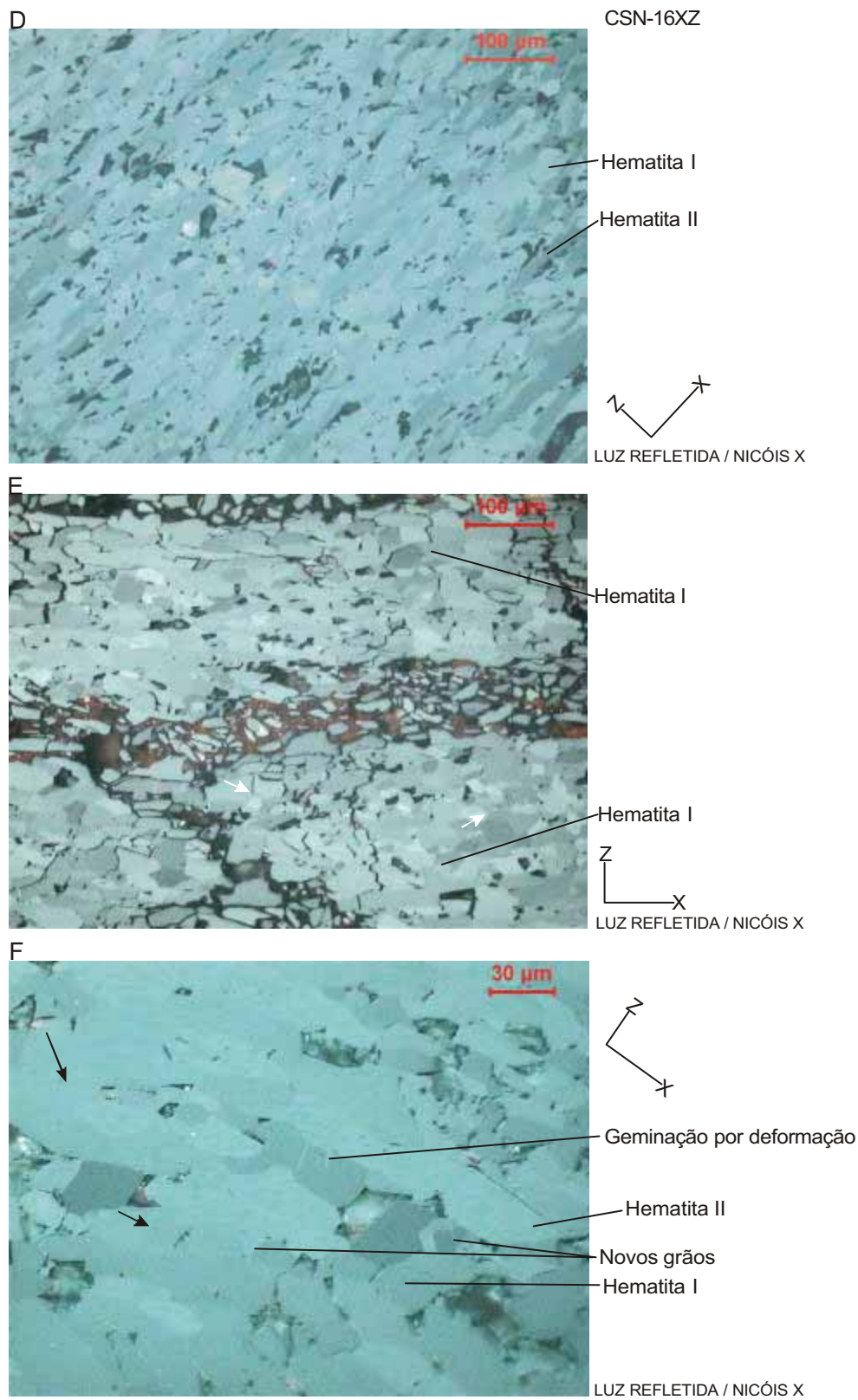
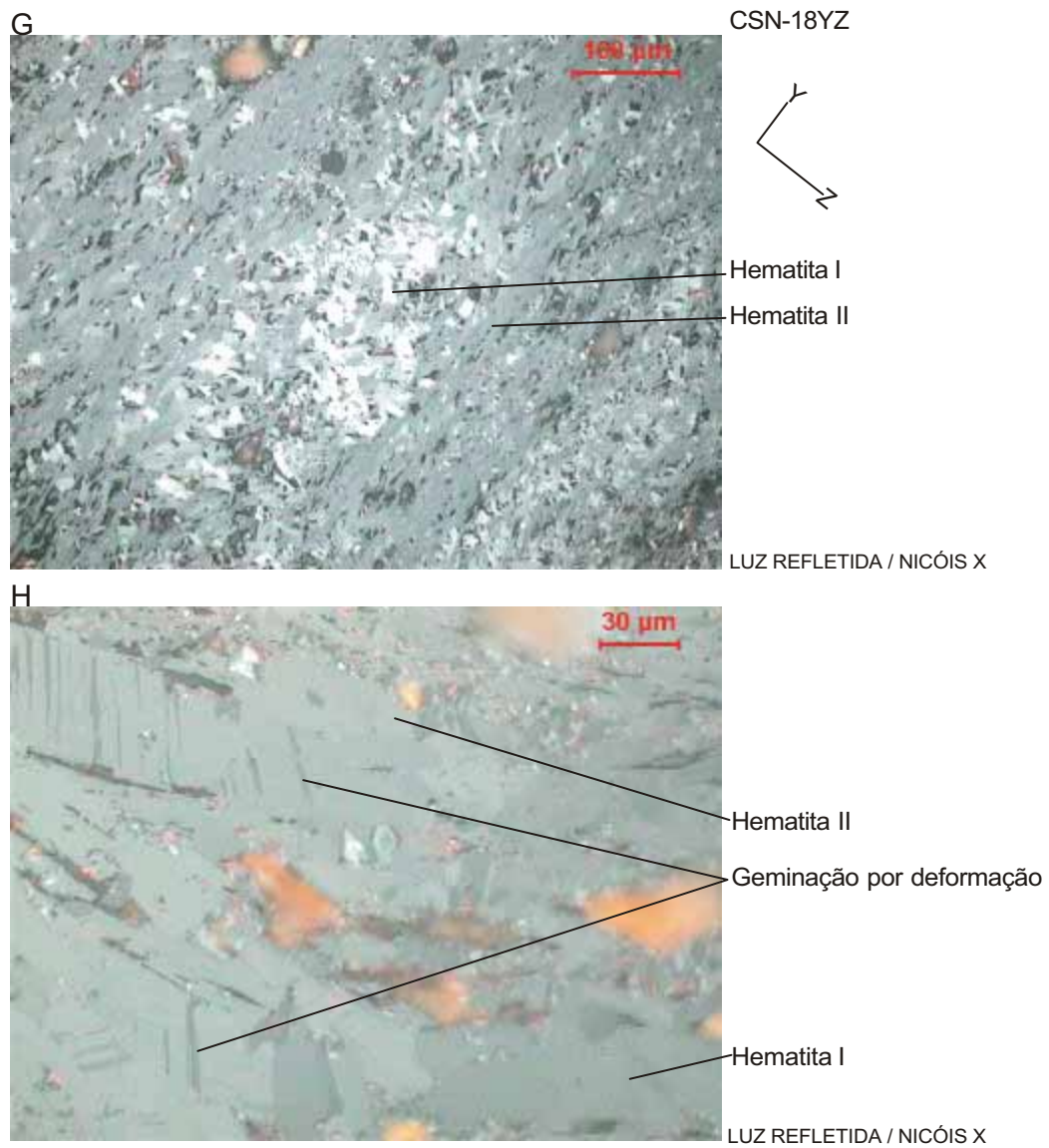


Figura 57: Fotomicrografia de seções polidas de “hematitito” e itabiritos do Corpo Oeste da Mina Casa de Pedra.



Continuação Figura 57



Continuação da Figura 57

Raios-X

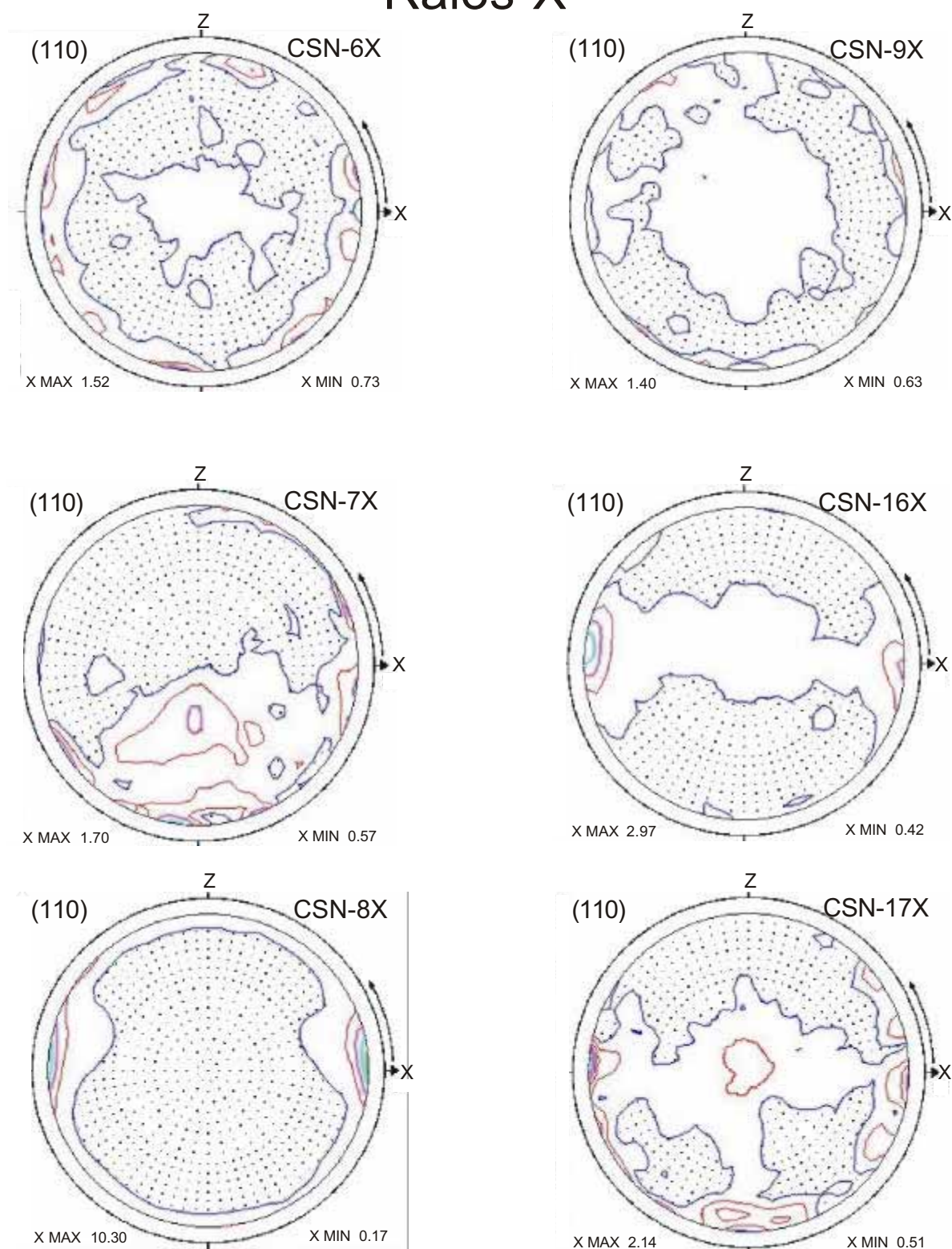
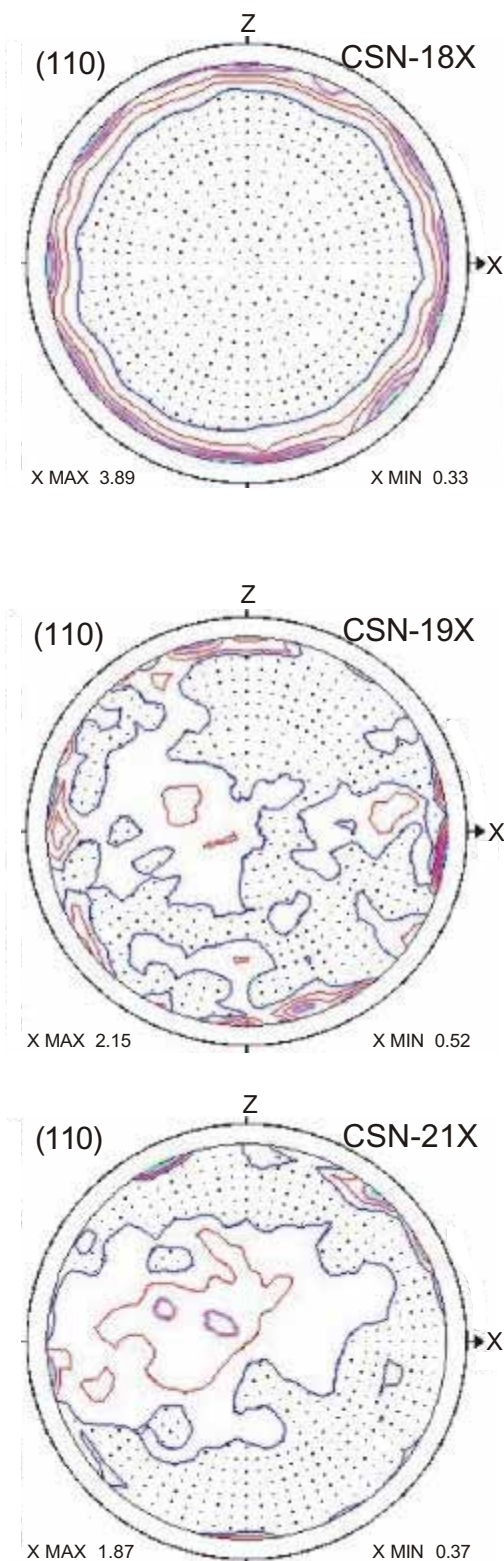


Figura 58: Figuras de pólo do plano {110} da hematita, obtidas por difração de raios-X. Amostras do Corpo Oeste - Mina Casa de Pedra.



Continuação da Figura 58

No corpo principal foi observada uma tendência dos minérios apresentarem trama granoblástica a protomilonítica, que ocorrem principalmente associadas às bordas de zonas de cisalhamento, (**Figura 59 A**). Tramas cataclásicas foram observadas próximas a zonas de falhas rúpteis (**Figura 59 G**).

Com exceção da trama cataclástica as microestruturas observadas são semelhantes às descritas anteriormente. Contudo, a predominância de cristais poligonais com contornos retos sugere que os processos de rotação de subgrãos foram mais intensos ou predominaram.

No corpo principal, as figuras de pólo do plano $\{110\}$ da hematita apresentam, predominantemente, dois máximos distintos, com intensidades médias.

Em um dos máximos foi observado que existe a tendência de se disporem na direção X ou próximos a ela.

O outro se dispõe em ângulo, predominantemente próximos a Z, como pode ser observado na (**Figura 60**).

Este fato sugere que a orientação preferencial próximo a Z represente uma OCP possivelmente mais antiga, ou pertença a uma geração de cristais de hematita mais novos (Hematita III).

Contudo, as observações em seção polida favorecem a primeira hipótese. Talvez os cristais mais antigos tenham sido girados até orientações desfavoráveis ao processo de migração de borda de grãos, pois pertencem aos cristais mais antigos, cuja microestrutura predominante foi contornos lobados e interpenetrantes.

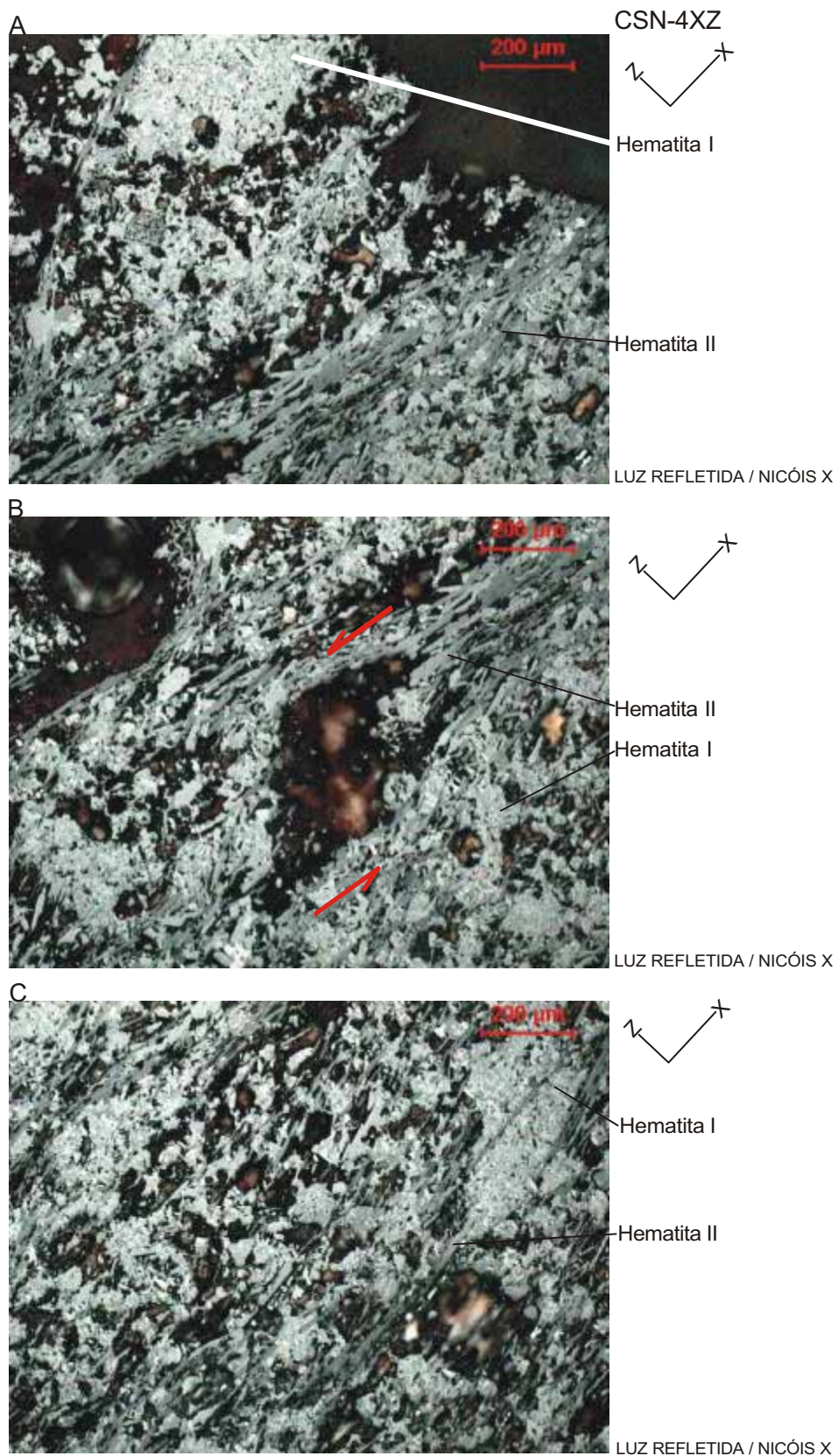
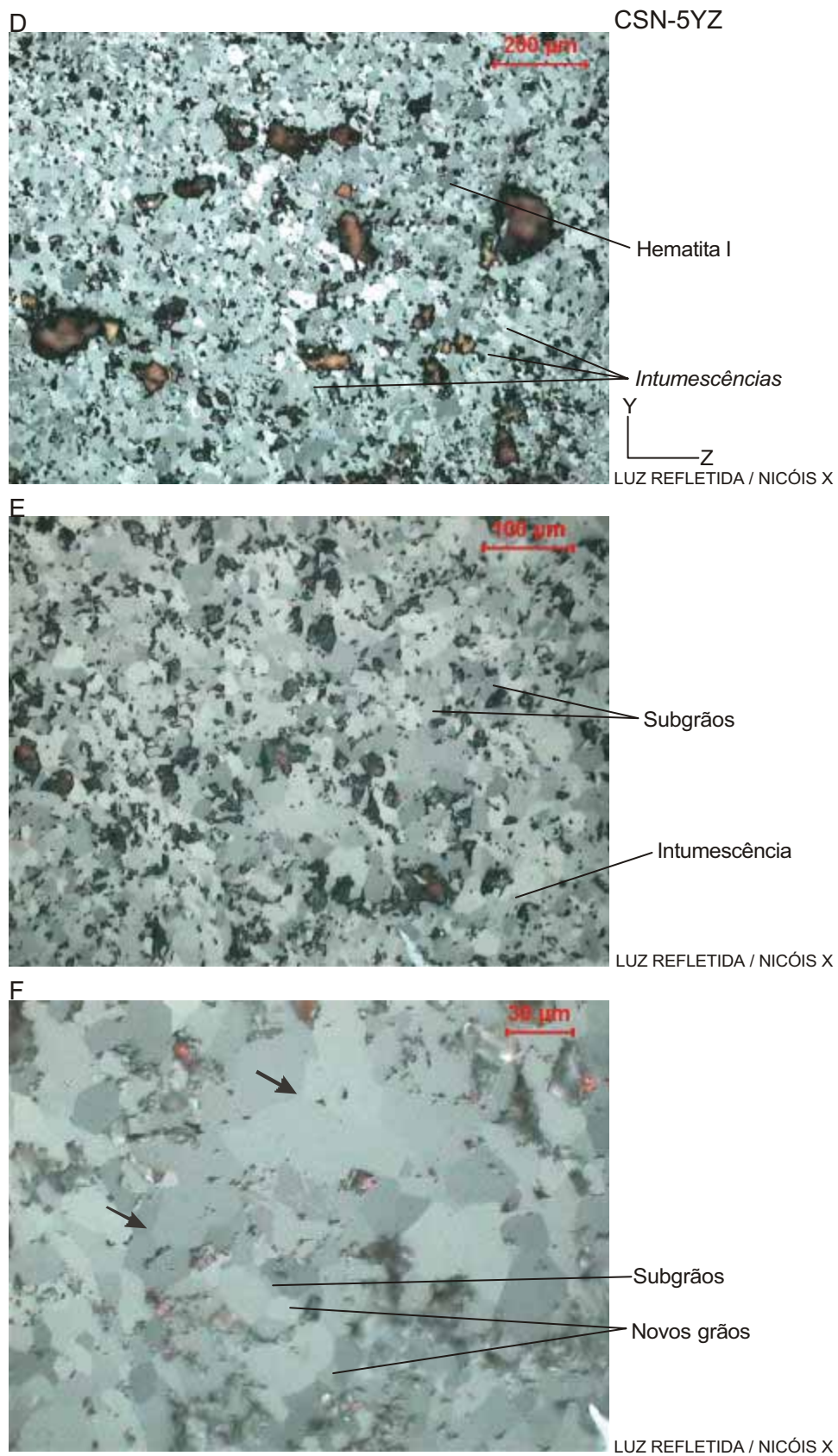
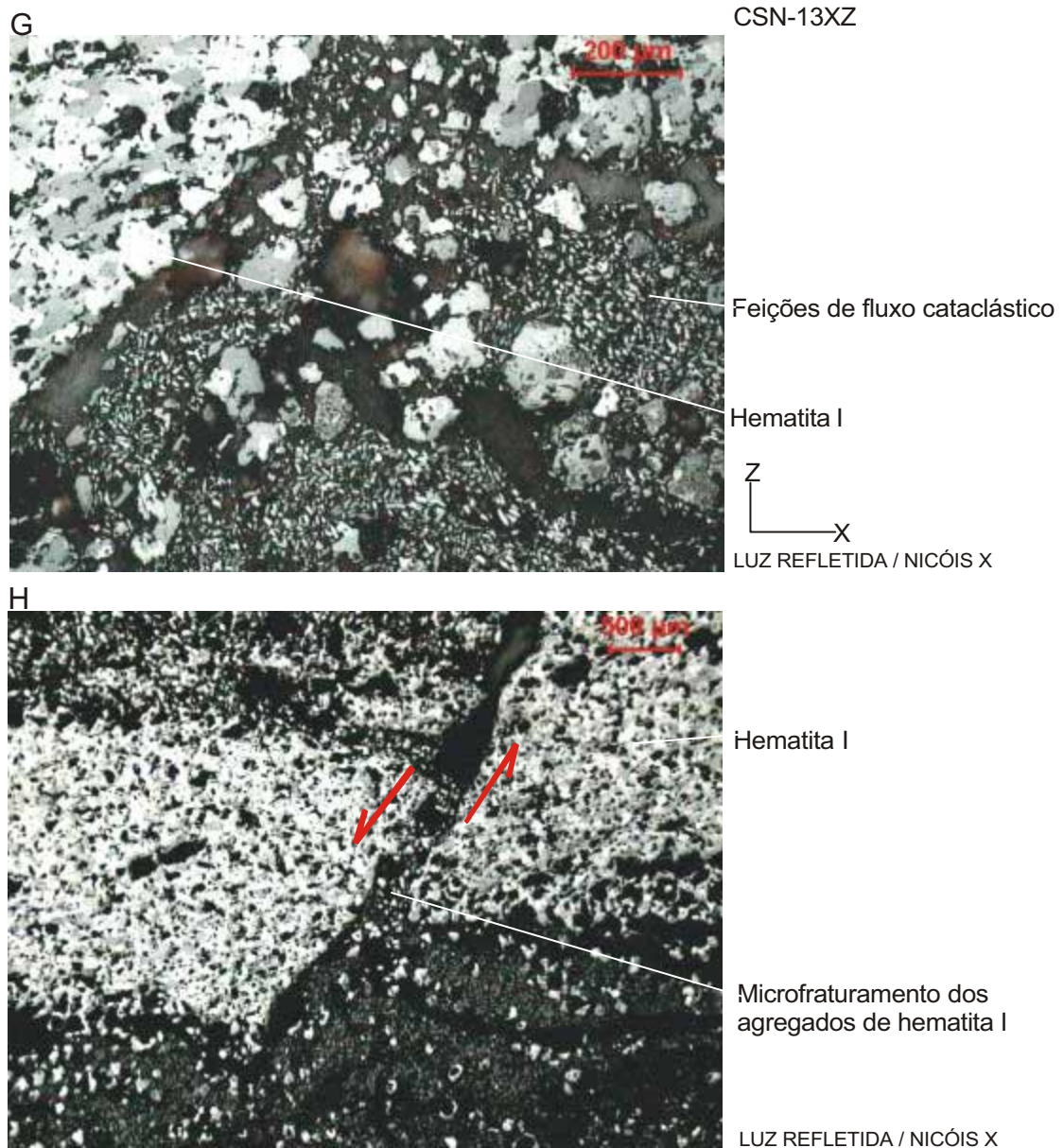


Figura 59: Fotomicrografias de seções polidas de “hematititos” e itabiritos do Corpo Principal da Mina Casa de Pedra.



Continuação da Figura 59



Continuação da Figura 59

Raios-X

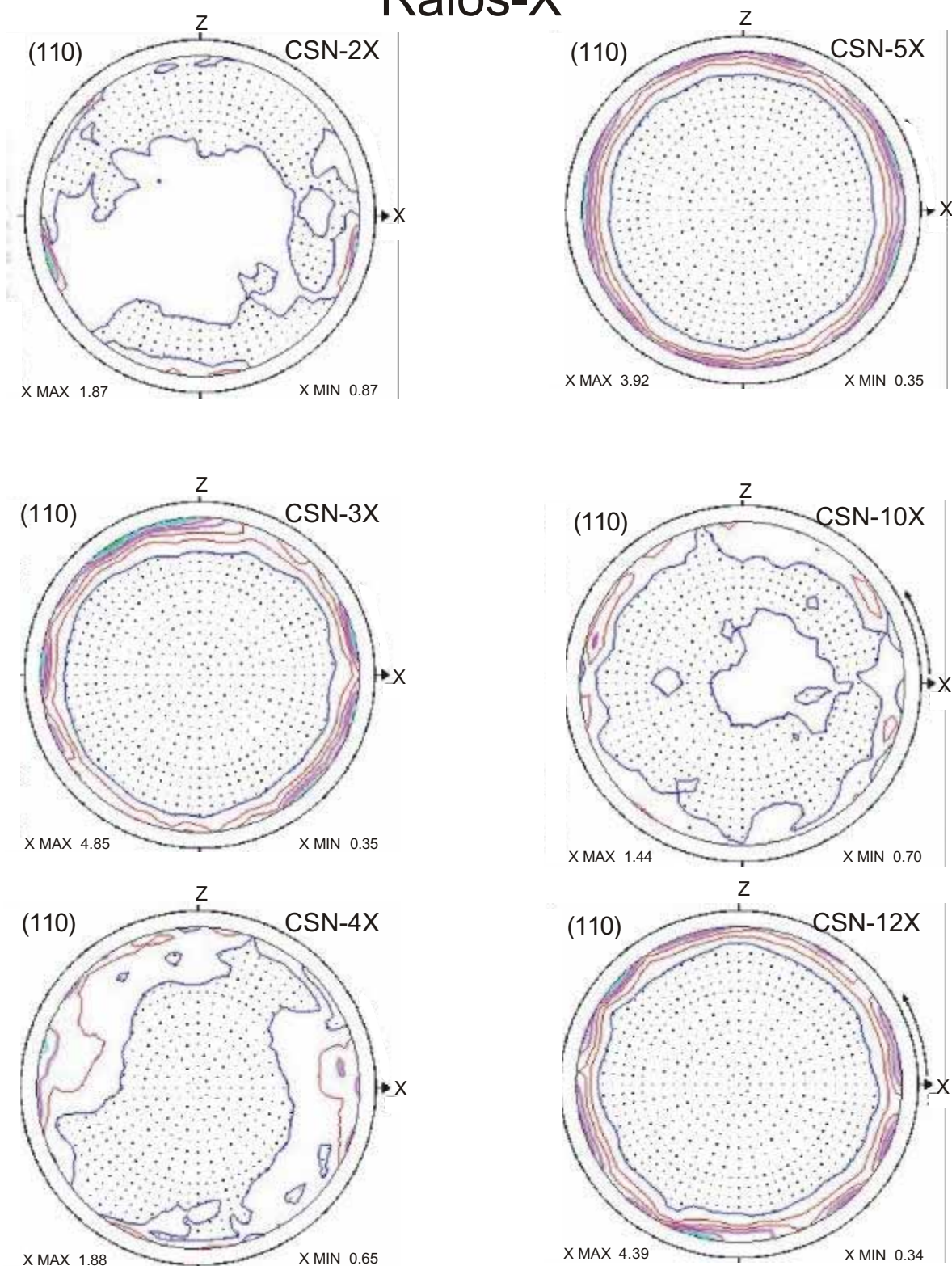
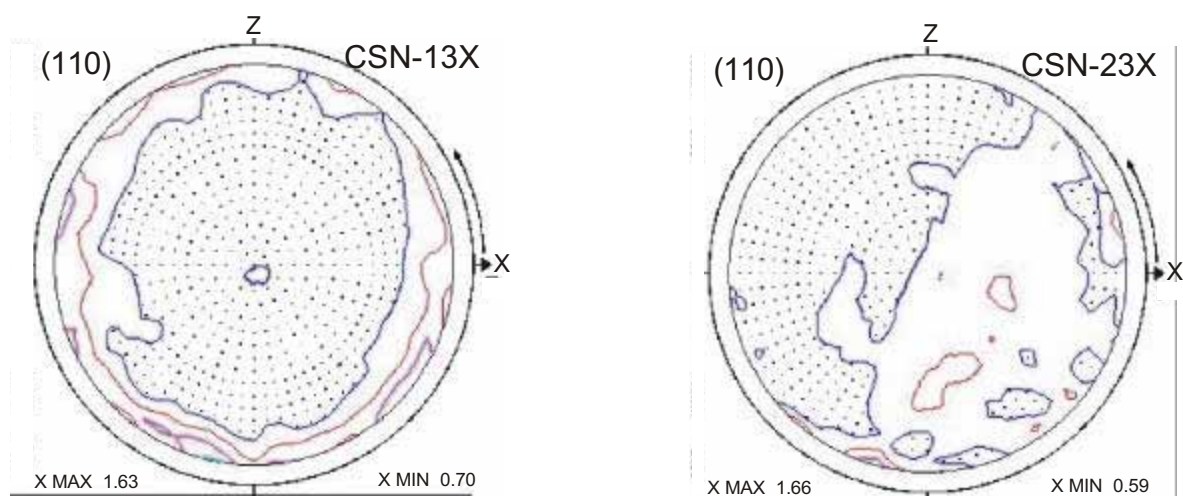


Figura 60: Figuras de pólo do plano {110} da hematita, obtidas por difração de raios-X. Amostras do Corpo Principal – Mina Casa de Pedra.



Continuação da Figura 60

Também mediu-se o eixo-c de quartzo de alguns minérios pobres (itabiritos) com a Platina Universal (**Figuras 61**) e foi verificado que o padrão de distribuição de eixo- de quartzo, obedece a um padrão de deslizamento basal $\langle a \rangle$. As quatro amostras possuem guirlandas levemente assimétricas, com máximos em torno de 45° em relação ao plano **XZ**, revelando uma componente moderada a fraca de deformação não-coaxial (**Figura 61.**). A maioria das amostras apresenta sentido de transporte sinistral. Apenas uma amostra (CSN – 7, Figura 61) apresentou transporte destral. Este fato provavelmente esta associado a medidas realizadas em flanco inverso de pequenas dobras parasíticas, estrutura constante em várias minas de minério de ferro do QF (**Figuras 34 e 36 págs. 77 e 78**). O transporte sinistral corrobora com o transporte tectônico para oeste.

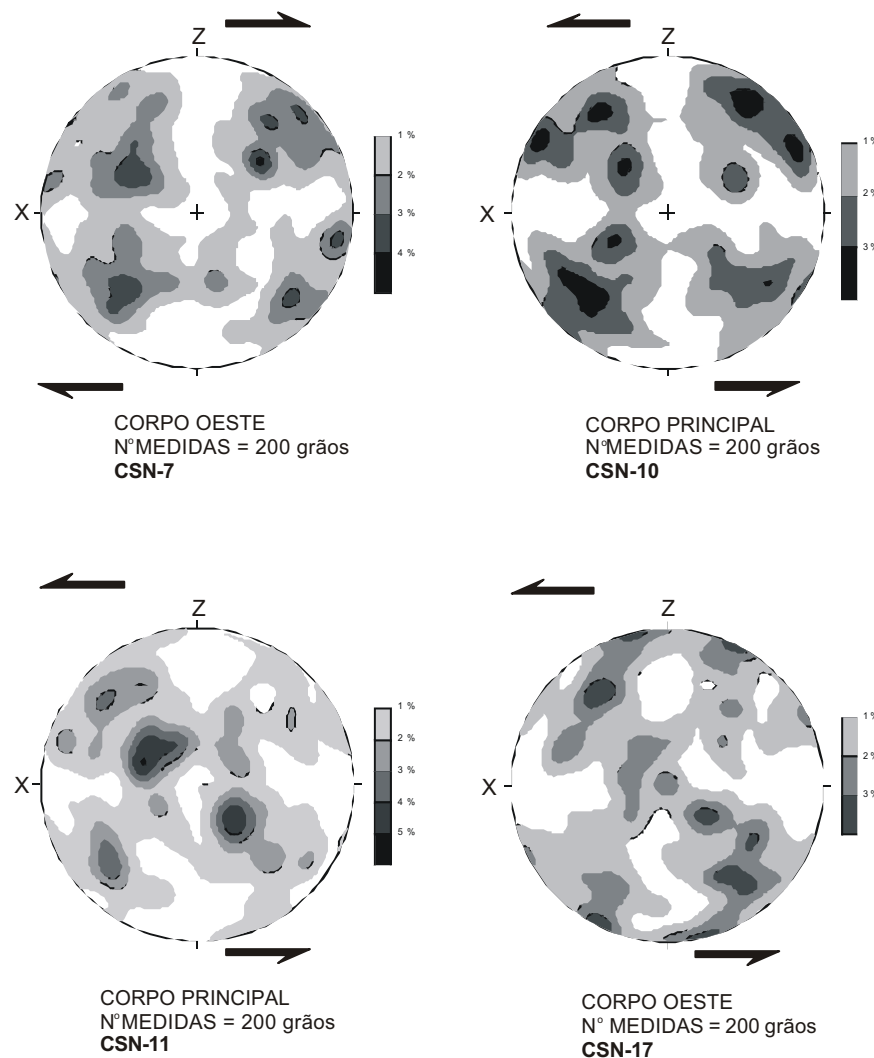


Figura 61: Diagrama polar de eixo-c de quartzo, provenientes de amostras de itabiritos da mina Casa de Pedra (Diagrama de equiárea com projeção no hemisfério inferior).

Estruturalmente, a Mina de Alegria encontra-se inserida num sinforme, caracterizado pela distribuição subparalela da foliação principal em relação ao bandamento composicional na zona de flanco (porção leste da mina, **Anexo 3**), pelo dobramento da foliação S_1 , caracterizando uma zona de charneira (porção noroeste da mina – **Anexo 3**), e finalmente, pelo empilhamento dos litotipos.

A figura de pólo da foliação principal S_1 é caracterizada por um forte máximo a norte, tendendo a uma suave guirlanda na porção NNW, curvando-se levemente para sul. Isto implica numa foliação com direção aproximadamente EW, na porção leste da mina, com rumo do mergulho em N176/63. Na porção noroeste da mina, o rumo do mergulho da foliação S_1 é suavemente dobrado para SSW.

A lineação principal, predominantemente homogênea, mergulha para N123/52.

Dobras em **M** (**Figuras 50 e 51, respectivamente págs. 94 e 95**) caracterizam porções de charneira (**Anexo 3**).

Em escala de lamina os domínios acima definidos são diversificados.

Foi constatado que existe a predominância de trama lepidoblástica sobre tramas lepidogranoblástica e granolepidoblástica (**Figura 62**).

Para análise de eixo-c de quartzo, fez-se uso da técnica AVA (*Axial Distribution Analysis*) (Heibronner & Pauli, 1993), para comparação com a platina universal, a fim de otimizar tais medidas. Esta técnica consiste em analisar imagens de lâminas delgadas para calcular o azimuth e o mergulho do eixo [c] de quartzo, usando um microscópio polarizador, uma câmera de vídeo e um capturador de imagem. Enquanto o microscópio é rotacionado em 90° as mudanças nas cores de birrefringência em cada posição dentro do campo de visão são registradas.

A cor de birrefringência máxima do quartzo numa lâmina delgada com 30 µm de espessura, varia entre o preto e o branco de primeira ordem e isto é função do ângulo de mergulho do eixo [c]. A extinção ocorre quando o eixo [c] é paralelo a um dos polarizadores cruzados. Este sinal é quatro vezes repetido numa rotação de 360° da platina. Usando o compensador com comprimento de onda (551nm, vermelho I), dois dos quatro quadrantes apresentam adição enquanto que os outros dois apresentam subtração das cores de interferência.

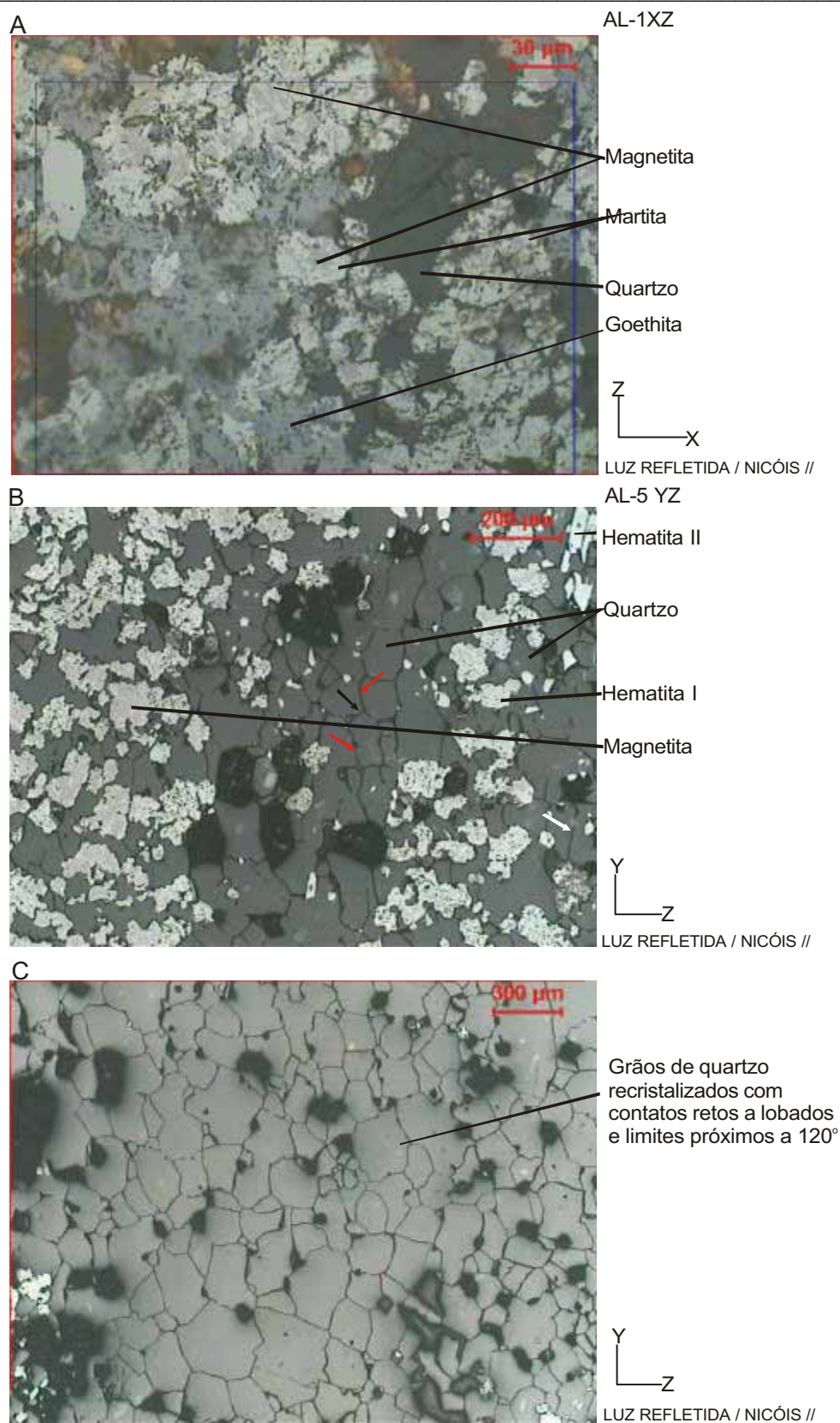
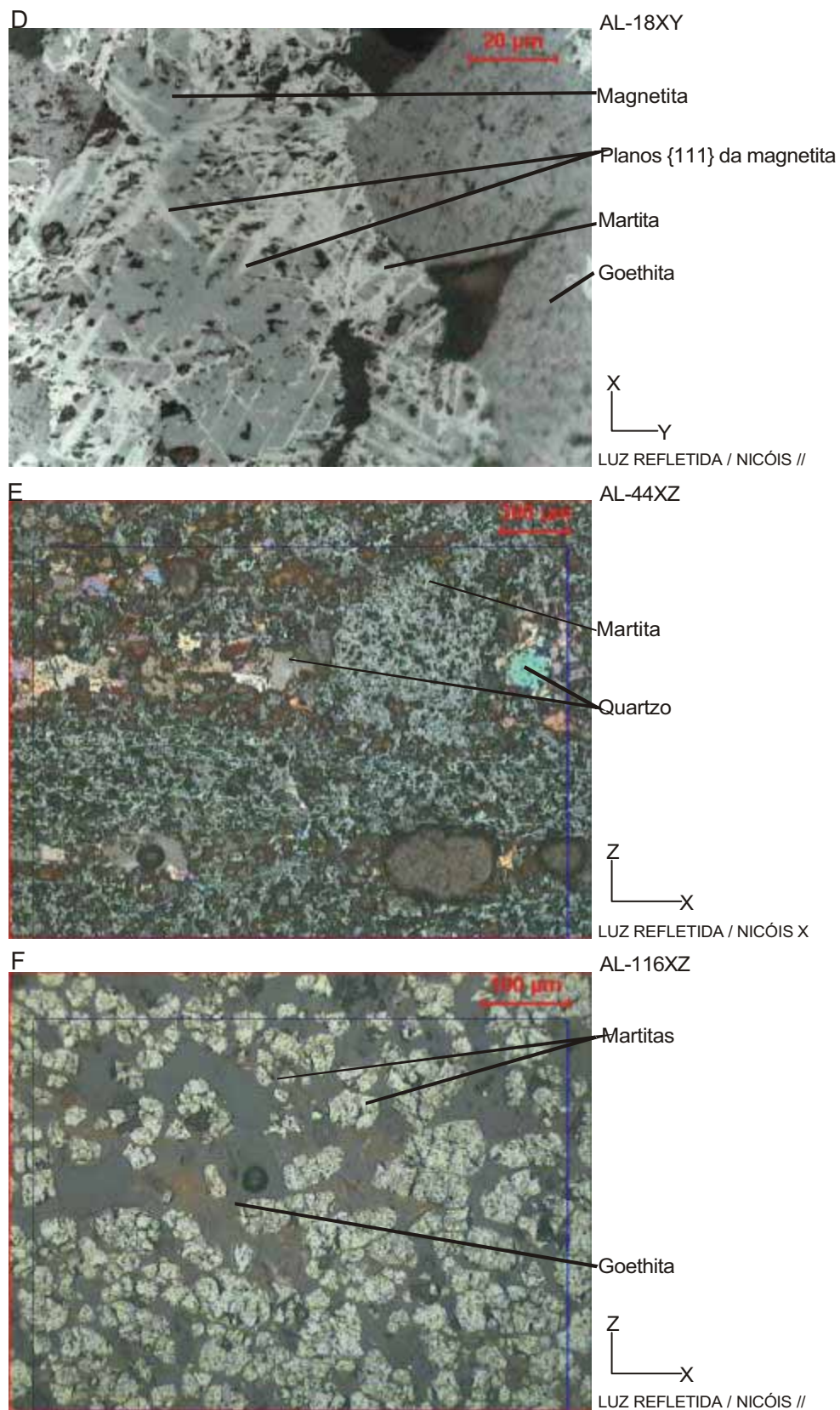
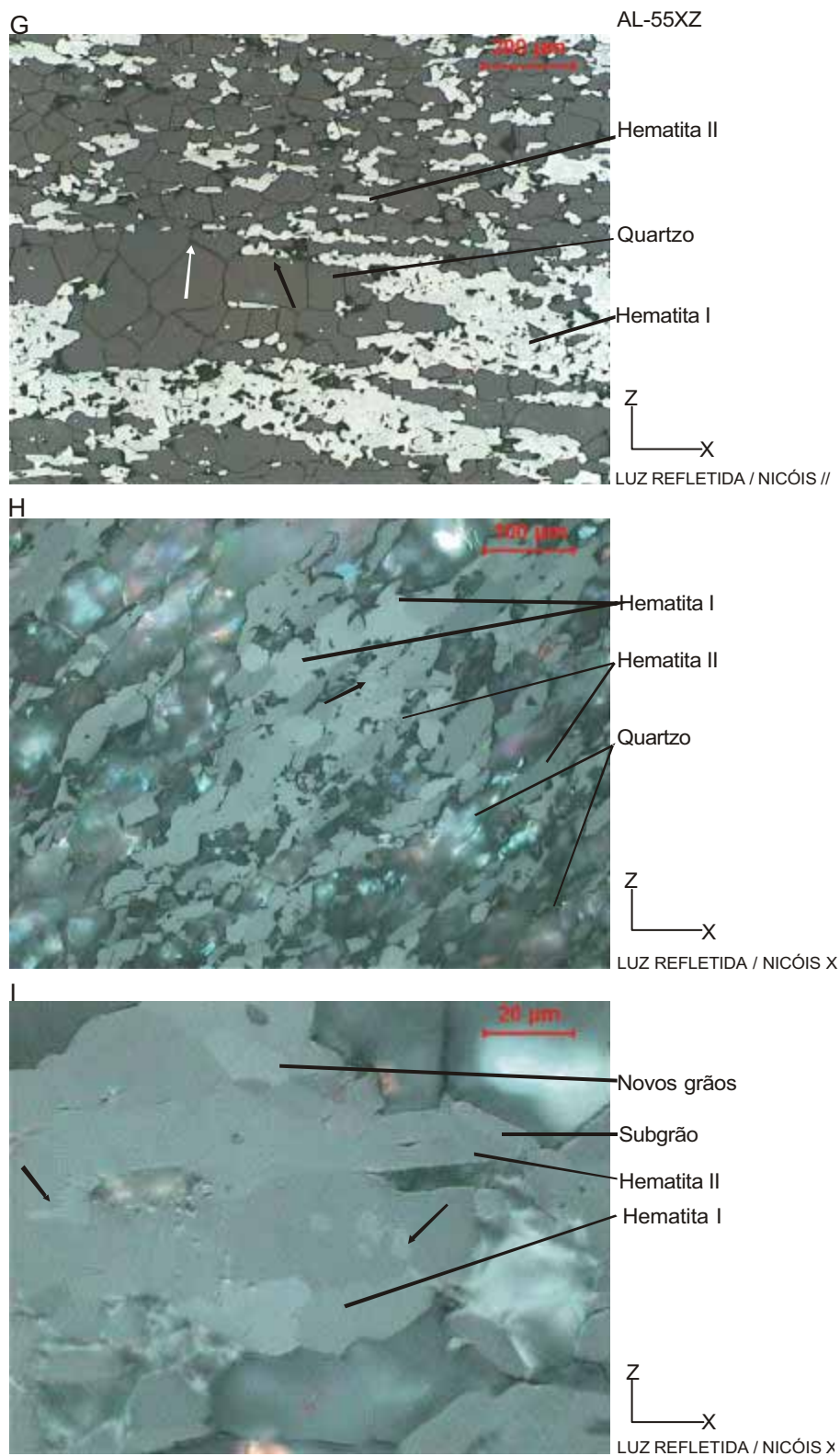


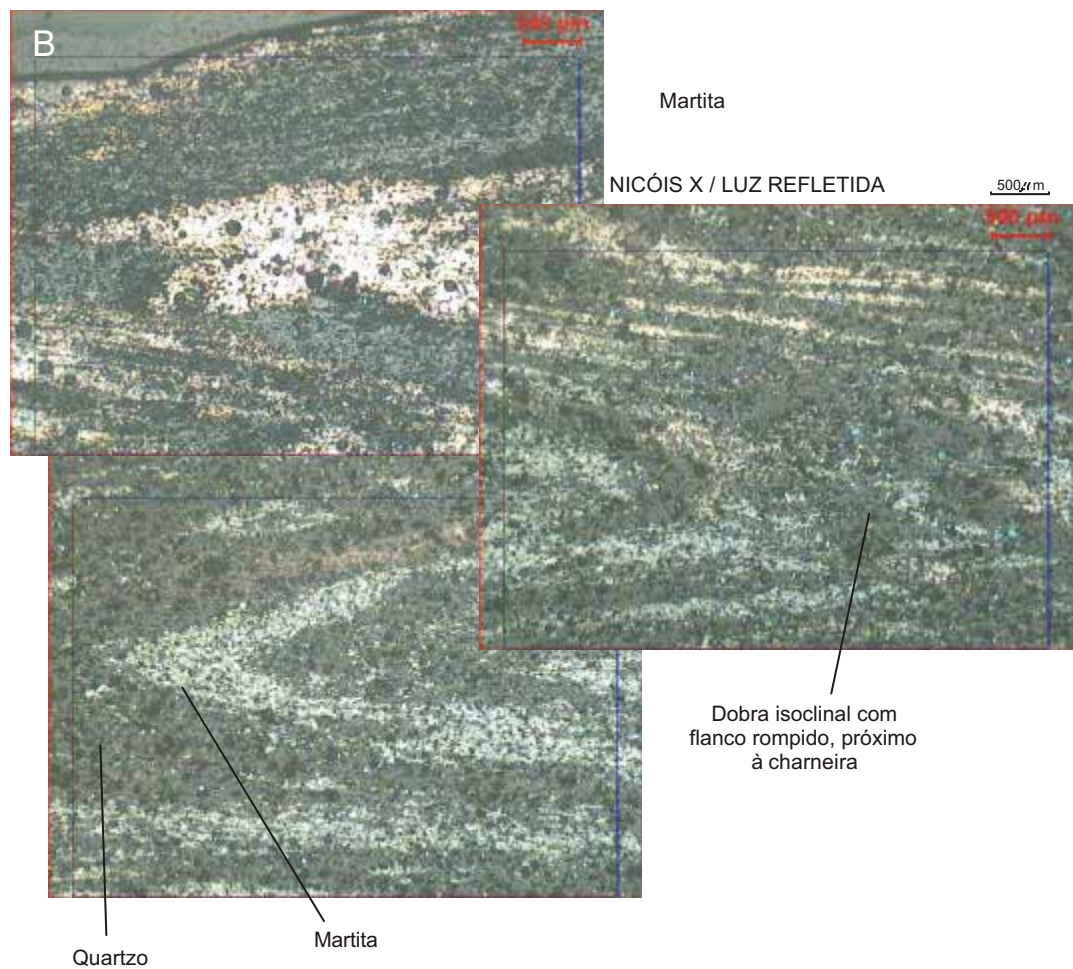
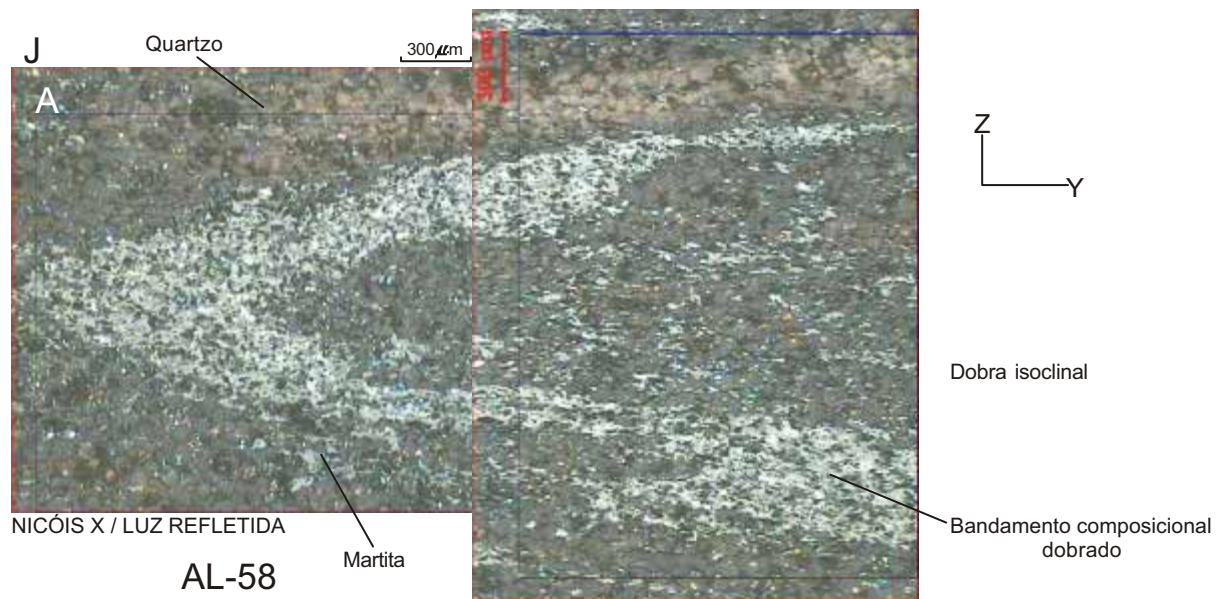
Figura 62: Fotomicrografias de seções polidas de “hematititos” e itabiritos da Mina de Alegria.



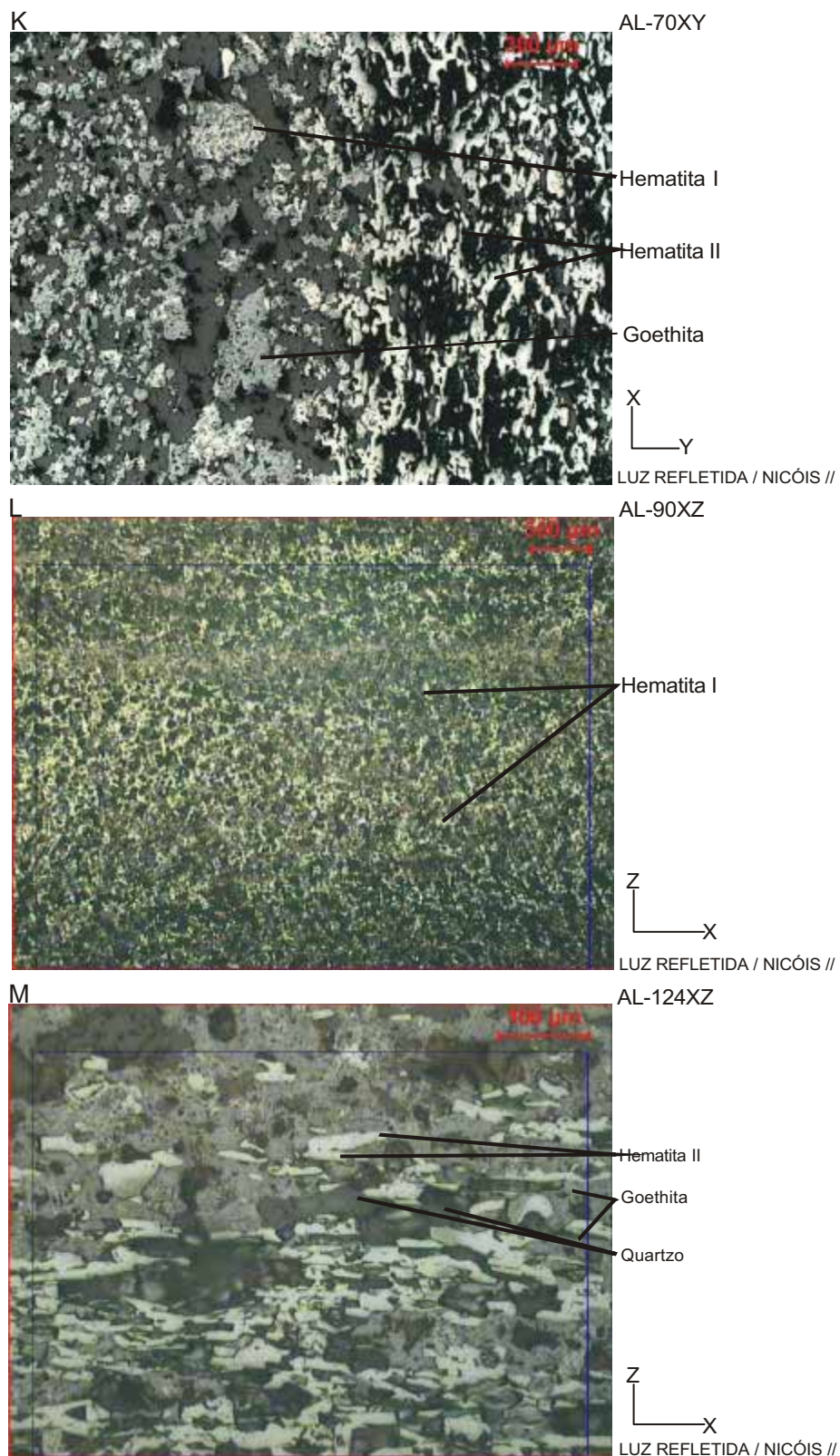
Continuação da Figura 62



Continuação da Figura 62



Continuação da Figura 62



Continuação da Figura 62

O software usa estas informações para calcular o azimuth e o mergulho do eixo [c]. O azimuth determinado por esta técnica é bipolar, isto é, nenhuma distinção é feita entre mergulho NE ou SW e a figura computada sempre apresentará pelo menos uma simetria monoclinica.

A cor de birrefringência laranja-amarela indica subtração; n° do compensador e o azimuth de n° do grão de quartzo que é a direção do eixo [c] estão em ângulo maior que 45° . A cor magenta de primeira ordem (551nm) ocorre quando o eixo [c] é paralelo a um dos polarizadores ou normal ao plano da lâmina. A cor de birrefringência azul indica adição, que ocorre quando o ângulo entre n° da placa do compensador e o azimuth do eixo [c] é menor que 45° .

O resultado é um mapa das orientações de eixo [c] de quartzo a partir do diagrama de distribuição das densidades (textura total) que pode ser computado. Tais mapas são armazenados como canais de imagens, num formato que apresenta o azimuth do eixo [c], mergulho e o código do quadrante em diferentes canais (**Figura 63**).

Em Alegria, a simples inserção do compensador, revelou que a maioria dos itabiritos apresenta a cor de interferência magenta (**Figura 63**). Isto significa que o eixo-c de quartzo situa-se predominantemente no plano da foliação e perpendicular ao plano **XZ**. Cores de interferência azul e amarelo caracterizam eixos oblíquos em relação ao plano **XZ**.

Consequentemente, as figuras de pólo do eixo-c de quartzo resultam em máximos predominantemente em **Y** e subordinadamente em **Z**, configurando padrões levemente assimétricos em relação a **Z**, com movimentação sinistral, provavelmente relacionados à tectônica compressiva Brasileira, cujo transporte principal foi para oeste.

O padrão de máximos em **Y** é típico de ativação do sistema de deslizamento do prisma {m} ao longo do eixo [a] (*dislocation glide*) ou (m) [a] (Paterson, 1969; Lister, 1977; Schmid 1994).

Também foi observado que os contornos de grãos dos cristais de quartzo são predominantemente retos, com limite de grãos em aproximadamente 120° (**Figura 62 C**). Essas microestruturas associadas ao máximo de eixo-c de quartzo, predominantemente em **Y**, condiz com temperaturas acima de 500°C (**Figura 63**).

Mecanismos de recristalização por rotação de subgrão, provavelmente foram os processos responsáveis pela orientação preferencial dos cristais de quartzo.

Contudo, máximos próximo a **Z**, são padrões típicos de ativação do sistema de deslizamento basal ao longo do eixo [a], isto implica em temperaturas relativamente baixas (Lister, *op.cit.*; Schmid, *op.cit.*). Contudo, a ativação de dois sistemas de deslizamento pode indicar processos de *dislocation Climb*. Este processo ocorre quando um sistema de deslizamento, que estava numa posição favorável a sua ativação, é rotacionado para posições desfavoráveis ao deslizamento, contudo, a deformação prossegue ativando um outro sistema de deslizamento (*dislocation climb*).

Portanto a presença de dois máximos nas figuras de pólo de eixo-c de quartzo indicam dois processos: *dislocation climb* em altas temperaturas, ativando os dois sistemas ao mesmo tempo e *dislocation glide*, que ativa diferentes sistemas de deslizamento em temperaturas diferentes. A ativação do sistema de deslizamento do prisma [a] ocorre em temperatura superior a 500°C e a ativação do sistema basal [a] ocorre em temperaturas de 250°C a 300°C.

Estes resultados podem estar associados ao fato da região leste do QF ter experimentado temperaturas acima de 500°C no pico metamórfico e posteriormente, com retrometamorfismo os cristais de quartzo também registraram este processo.

Esta hipótese parece ser a mais provável, pois, caso o processo metamórfico iniciasse em baixa temperatura, altas temperaturas provavelmente destruiriam a textura mais antiga. Fato não constatado nas laminas analisadas.

Feições de processos de dissolução nos cristais de quartzo foram observadas em algumas seções. Tais feições são caracterizadas por contornos levemente lobados, mas sem interpenetração (**Figura 62 C, G**). Este processo condiz com temperaturas abaixo de 100°C.

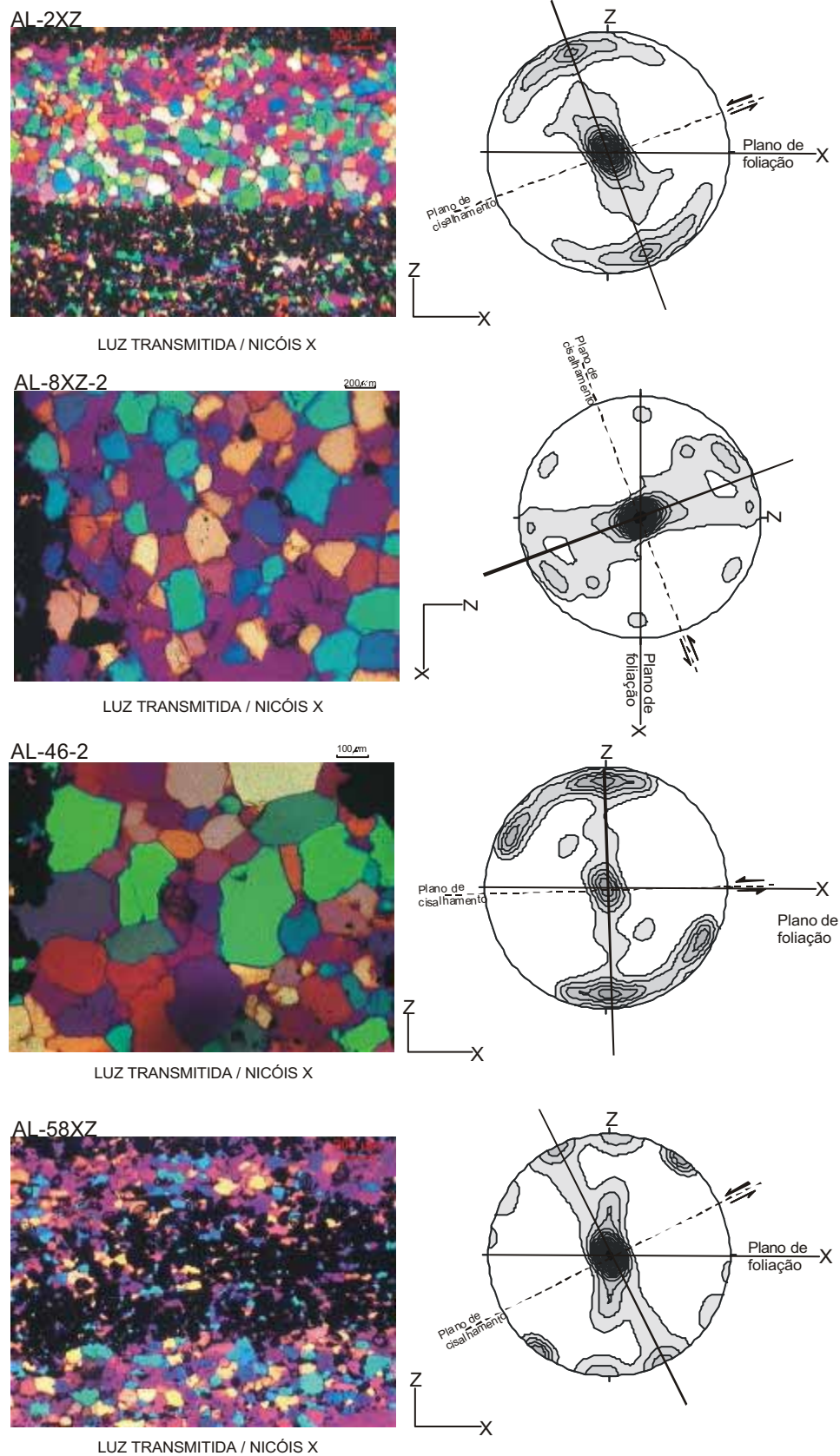
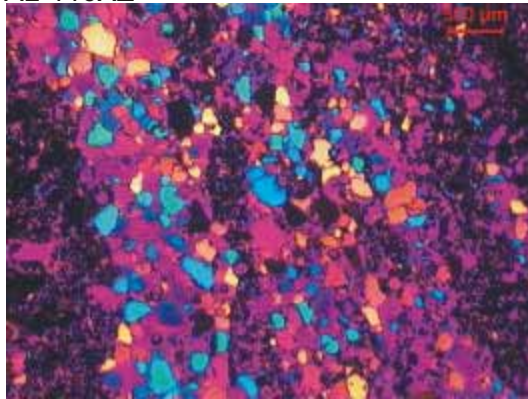
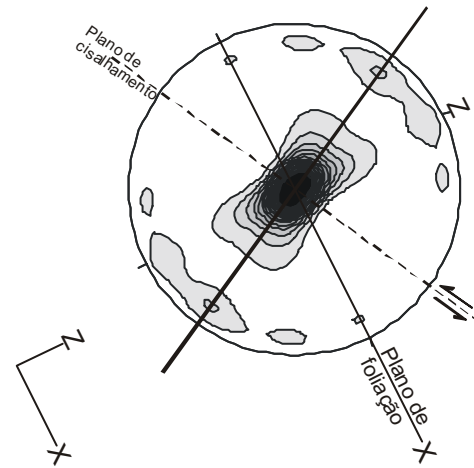


Figura 63: Figuras de pólo do eixo-c de quartzo de itabiritos da Mina de Alegria, obtidas através da análise da distribuição axial de eixos.

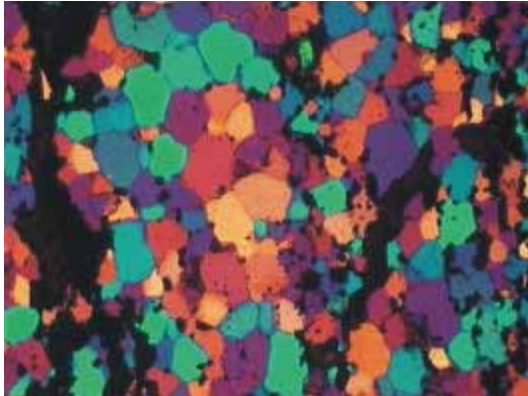
AL-116XZ



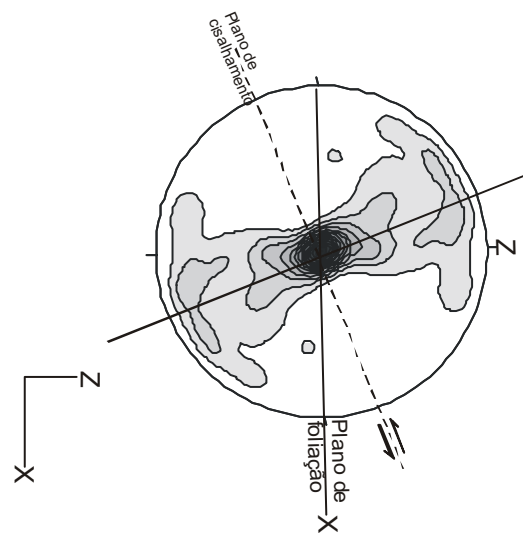
LUZ TRANSMITIDA / NICÓIS X



AL-70XZ-3



LUZ TRANSMITIDA / NICÓIS X



Continuação da Figura 63

As figuras de pólo dos planos prismáticos $\{110\}$ da hematita, obtidas por difração de raios-X, são apresentadas em relação ao plano **XZ** (**Figura 64**).

Foi verificado que os diagramas apresentam três padrões de distribuição do eixo-a da hematita, semelhantes a Casa de Pedra.

Os diagramas de pólo da **Figura 64** apresentam controle moderado a forte do eixo $[110]$, cuja direção dispõe-se predominantemente em **Y** (**Figura 64**). Ressalta-se que algumas amostras (**Figura 64**) apresentaram fortes intensidades dos planos $\{110\}$ e dispõem o eixo-a na direção **X** (**Figura 64**). Este fato se deve ao controle da foliação e lineação sobre os planos cristalográficos (003) e $\{110\}$ respectivamente, como defendido por Rosière *et al.*, (2001). Máximos em **Y** ocorrem provavelmente devido à liberdade que o eixo-a tem de girar ao redor do eixo-c, no plano da foliação.

Um outro padrão verificado foi a presença de dois máximos com fortes intensidades. Um dos máximos situa-se próximo a **X**, enquanto o outro se situa próximo a **Z** (**Figura 64**).

Este fato sugere que a orientação preferencial próximo a **Z** represente uma OCP possivelmente mais antiga, ou pertença a uma geração de cristais de hematita mais novos (Hematita III).

As observações em seção polida favorecem a primeira hipótese. Talvez os cristais mais antigos tenham sido girados até orientações desfavoráveis ao processo de migração de borda de grãos, pois as microestruturas predominantes indicam este processo.

Porém, segundo Siemes *et al.* (2003), a grande variedade de modelos de figuras de pólo de cada mineral, especialmente em relação à lineação, pode ser atribuída a diferenças no comportamento do fluido de acordo com as condições de deformação e metamorfismo que prevalecem, permitindo a acomodação da deformação através do mineral mais dúctil, originando uma nova textura e preservando a textura mais antiga do mineral menos dúctil.

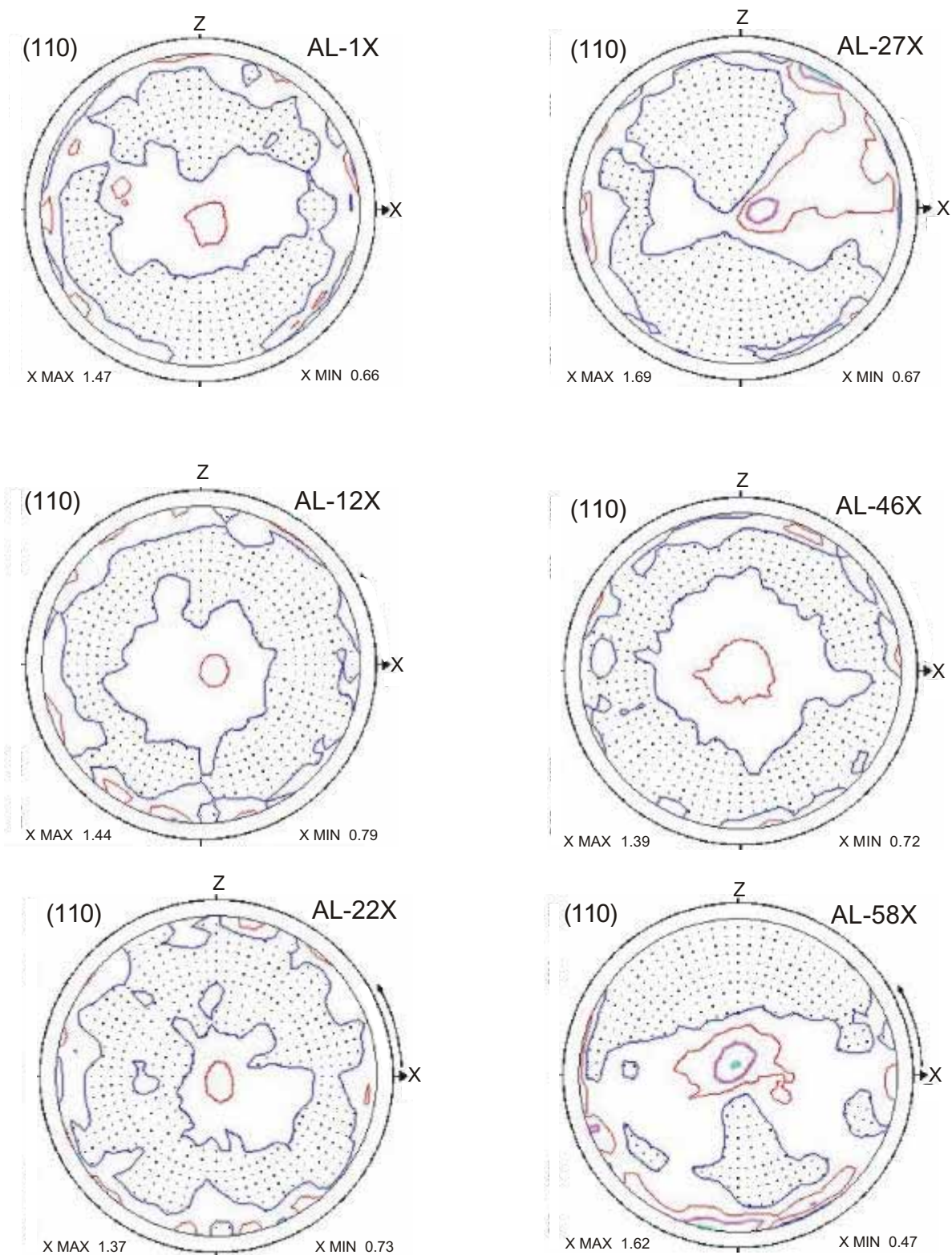
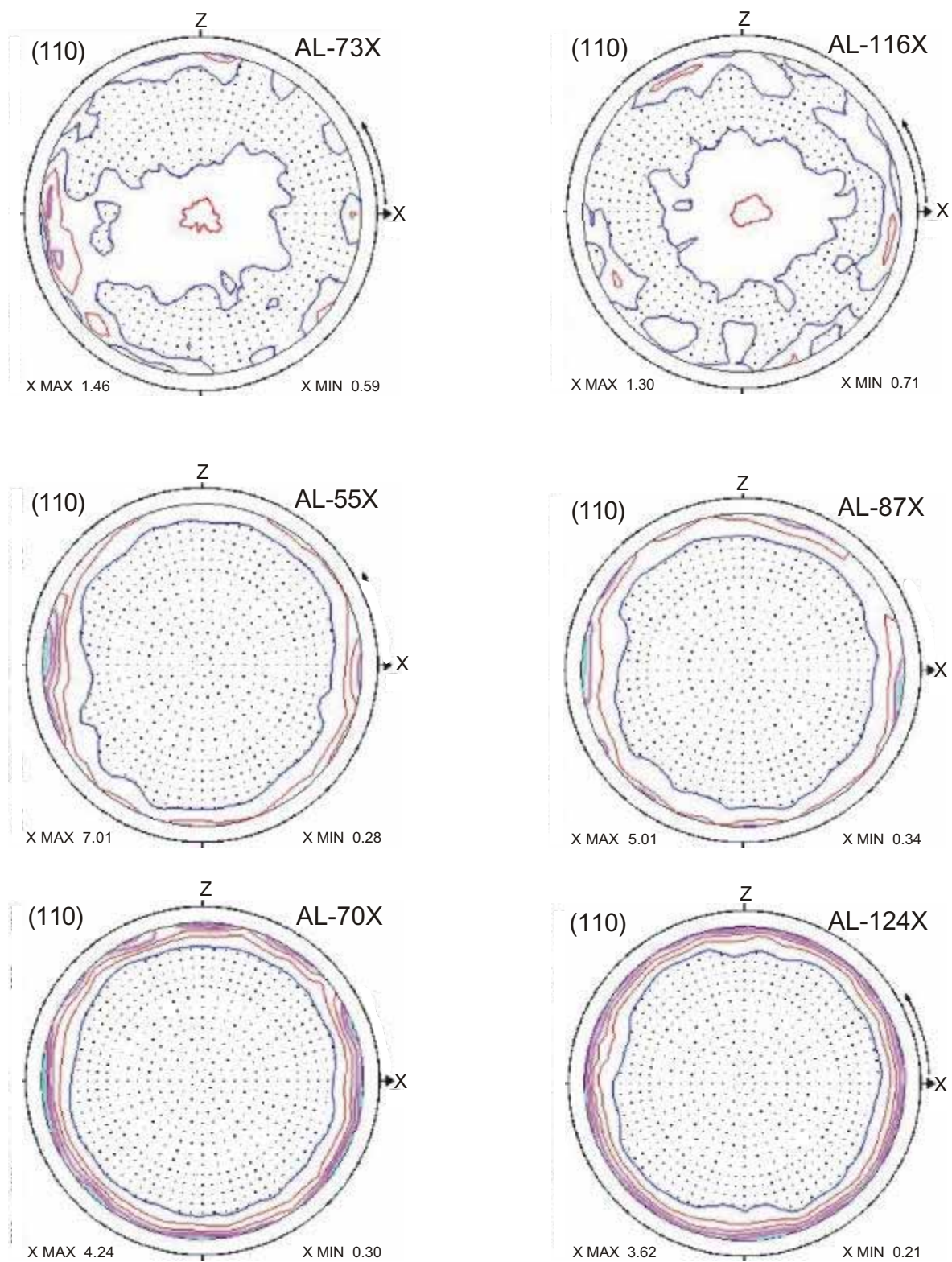


Figura 64: Figuras de pólo do plano {110} da hematita, obtidas por difração de raios-X. Amostras da Mina de Alegria.



Continuação da Figura 64.

As figuras de pólo dos planos basais (003), romboedros (104) e prismas (110) da hematita, bem como, prismas-**m** (110), romboedros-**z** (011) e romboedros-**r** (012) do quartzo, obtidas por difração de nêutrons, são apresentadas em relação ao pólo da foliação principal (plano XY) (**Figura 65**). Tais diagramas apresentam forte controle cristalográfico desses planos; que podem ser visualizados nos seis diagramas para cada amostra: três para hematita e três para o quartzo, sendo complementares.

As amostras **AL-1, 46, 55, 58, 90 e 103** (**Figura 65**), apresentaram fortes orientações preferenciais dos planos (003) da hematita, configurando guirlandas ao longo de **Y** (**Figura 65 – AL-55, 58 e 103**) e máximo em **Z** (pólo da foliação principal), com intensidades variando de 2.63 até 5.94 m.r.d. (**Figura 65 – AL-1 e 46**), enquanto que os planos (110) apresentaram máximos dispersos (**Figura 65- AL-1 e 46**) a pontual em **X**, com intensidades variando de 1.62 até 2.88 m.r.d. (**Figura 65– AL - 55, 58 e 103**). A amostra **AL-90** (**Figura 65**) apresentou forte máximo dos planos (003) da hematita, predominantemente em **Z**, configurando um máximo pontual, tendendo à guirlanda ao longo de **Y**.

As amostras **AL-12 e 116** apresentaram planos cristalográficos fracamente controlados, não apresentando fortes máximos pontuais ou guirlandas. Os valores de intensidades para os planos basais (003), variaram de 1.60 (**AL-116**) até 1.85 m.r.d. (**AL-12**), enquanto que para os prismas (110), as intensidades variaram de 1.58 (**AL-12**) até 1.96 m.r.d. (**AL-116**) (**Figura 65**).

As figuras de pólo (011), (110) e (012) do quartzo, configuraram padrões texturais com fracas orientações cristalográficas e fracas intensidades, com exceção da amostra **AL-55** que apresentou padrão textural moderadamente orientado (**Figura 65**). Ressalta-se que os planos (011), (110) e (012) estão situados ao redor do eixo-c do quartzo, isto implica que o eixo-c do quartzo está orientado no plano da foliação, predominantemente em **Y**.

Com as figuras de pólo obtidas por difração de nêutrons foi constatado (em plano XY) que a rotação dos máximos {110} da hematita ocorreu sempre que as intensidades foram menores que 2 mdr (**Figura 65**).

As figuras de pólo obtidas por difração de nêutrons possuem um contraste maior do que as figuras obtidas por raios X, devido ao menor comprimento de onda que penetra mais na amostra. Contudo, o padrão textural foi o mesmo.

Os padrões texturais obtidos por difração de nêutrons corroboram com os padrões obtidos por raios X e a técnica AVA.

A hematita e o quartzo apresentaram o mesmo modelo de figura de pólo de alto grau. Portanto, é razoável assumir condições tectônicas similares, com a formação simultânea da textura em condições que permite o fluxo (difusão) em ambos minerais ao mesmo tempo, ou as texturas podem se originar em tempos diferentes para cada mineral em condições adequadas para cada um deles.

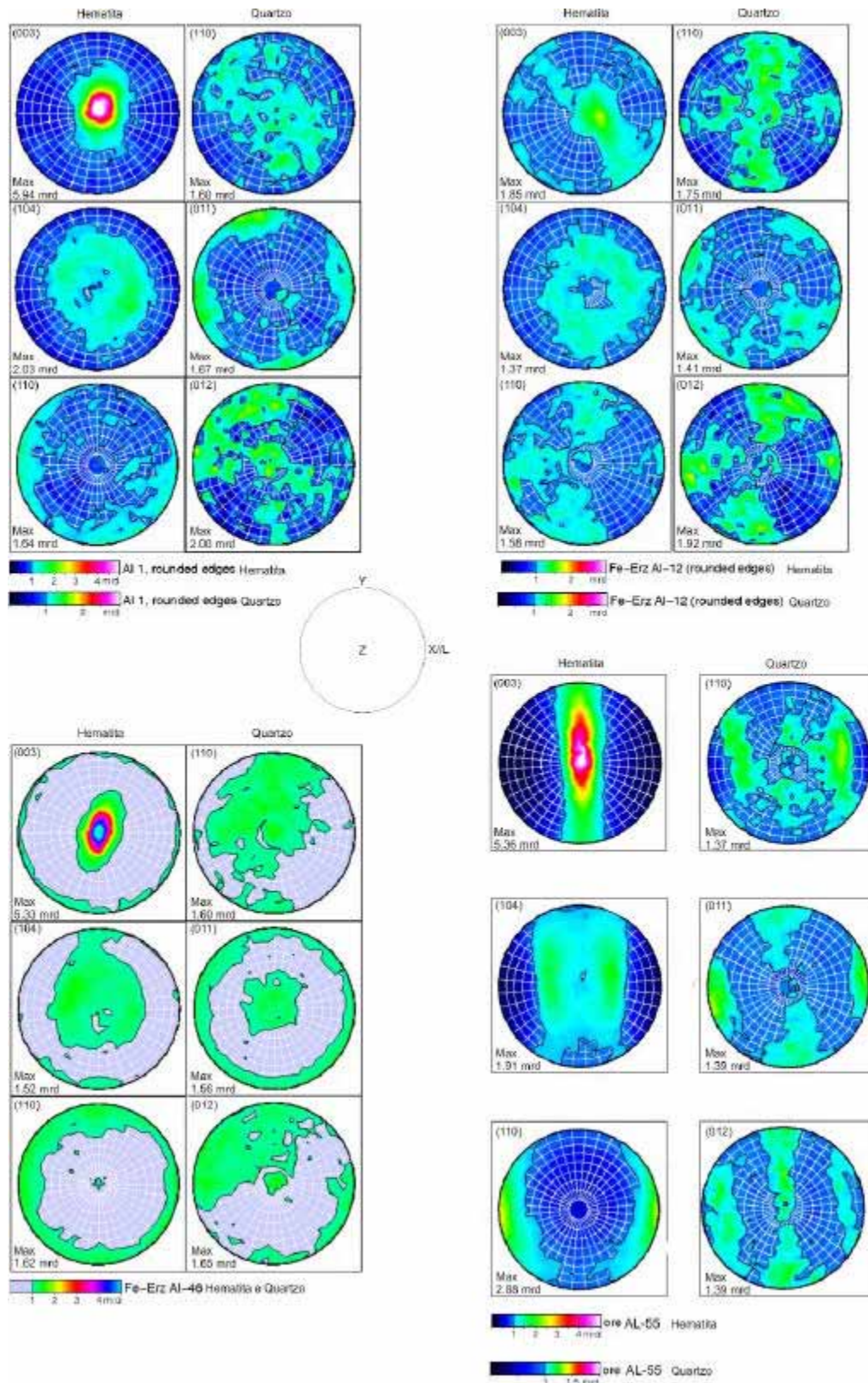
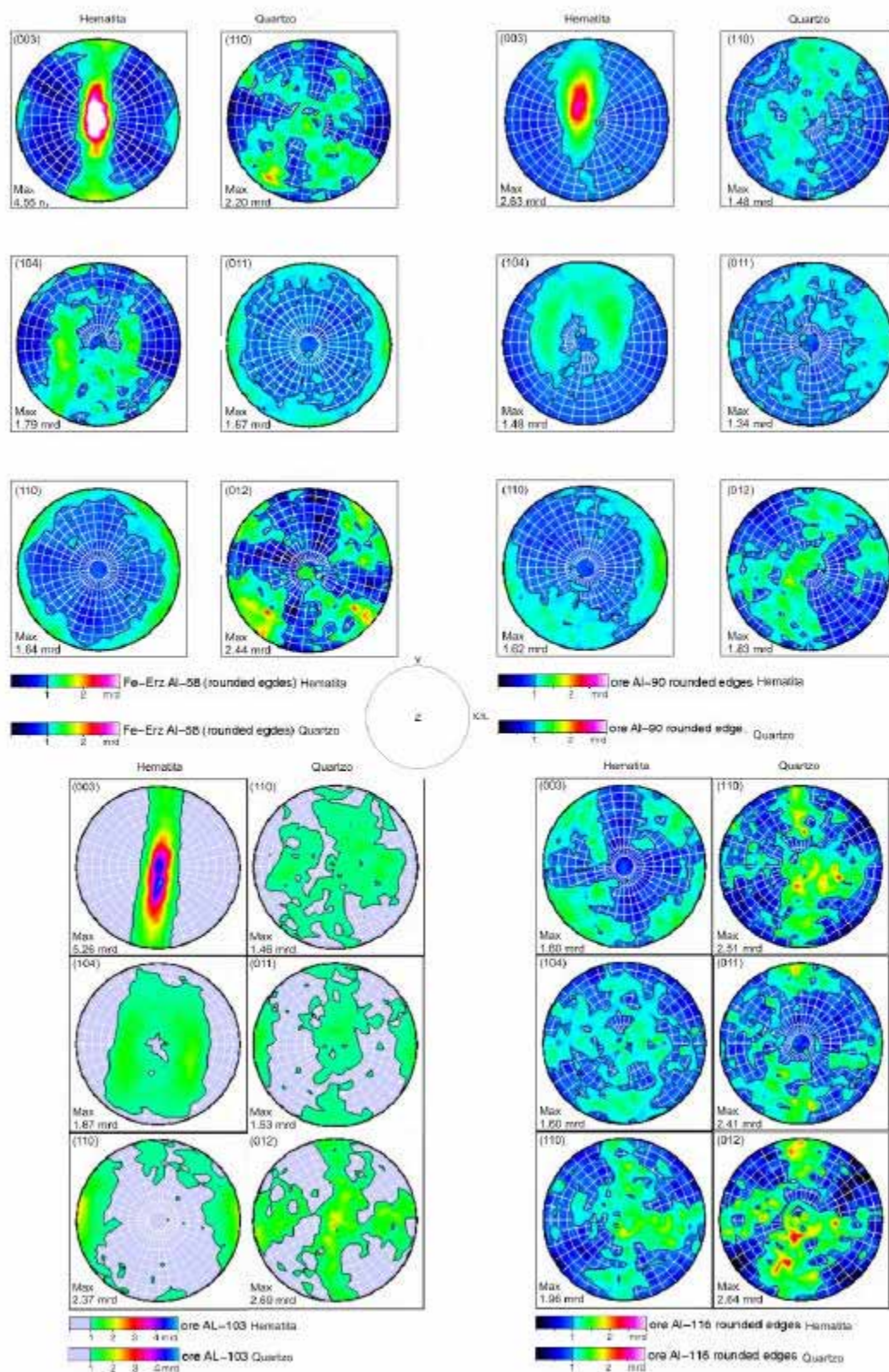


Figura 65: Figuras de pólo dos planos {003}, {104} e {110} da hematita, e {110}, {011} e {012} do quartzo de itabiritos da Mina de Alegria, obtidas por difração de nêutrons.



Continuação da Figura 65

As etapas de campo na região de Itabira (Sinclinório de Itabira) permitiram:

- ✍ Mapear os principais litotipos presentes na área (**Anexo 4**) e
- ✍ Coletar medidas estruturais e amostras, que serviram para confecção de mapas geológico-estruturais, bem como, para elaborar algumas interpretações a respeito de sua evolução geológica.

Na região de Itabira verificou-se a existência de várias estruturas que indicam fluxo plástico na direção SW/NE (**Figuras 53 e 54, págs. 96 e 97 respectivamente**), e que, associadas aos indicadores cinemáticos, aparentemente atestam para uma movimentação com transporte tectônico para SW. Foi verificado que os itabiritos e suas encaixantes foram intensamente dobradas e comprimidas contra o granitóide Borrachudos, durante os estágios finais da tectônica compressiva Brasileira, de caráter rúptil-dúctil. O granitóide Borrachudos provavelmente funcionou como uma barreira para os processos de cavalgamentos para oeste, “impedindo” o transporte das unidades litológicas. Com o aumento da deformação, os cavalgamentos evoluíram para zonas transpressivas destrais, gerando uma foliação S_2 de alto ângulo, caracterizada por uma foliação milonítica, muito penetrativa em Itabira.

Este evento promoveu a rotação anti-horária da lineação principal, redirecionando-a para NE.

Em Itabira foi constatado que a trama predominante foi milonítica (**Figura 66**). Microestruturas típicas de zonas de cisalhamento foram constantemente observadas nos minérios dessa área. Hematita “fish” (**Figura 66 C**), porfiroclastos assimétricos (**Figura 66 K**), orientação preferencial, subgrãos (**Figura 66 L**), cristais com contornos retos (**Figura 66 B e D**), são microestruturas que indicam a atuação de processos de recristalização sin-tectônica. Alguns cristais de hematita com extinção ondulante também foram observadas (**Figura 66**).

As figuras de pólo (011), (110) e (012) do quartzo, configuraram padrões texturais bem definidos com fortes orientações cristalográficas. Esses resultados em conjunto com as medidas realizadas com a platina universal (**Figura 67**) e análise da distribuição axial-AVA de eixo-c de quartzo (**Figura 67**), demonstram que o quartzo dos itabiritos, proveniente da região de Itabira apresentam forte controle cristalográfico do eixo [001], com diagrama em forma de guirlanda assimétrica, indicando uma componente de deformação não-coaxial sinistral.

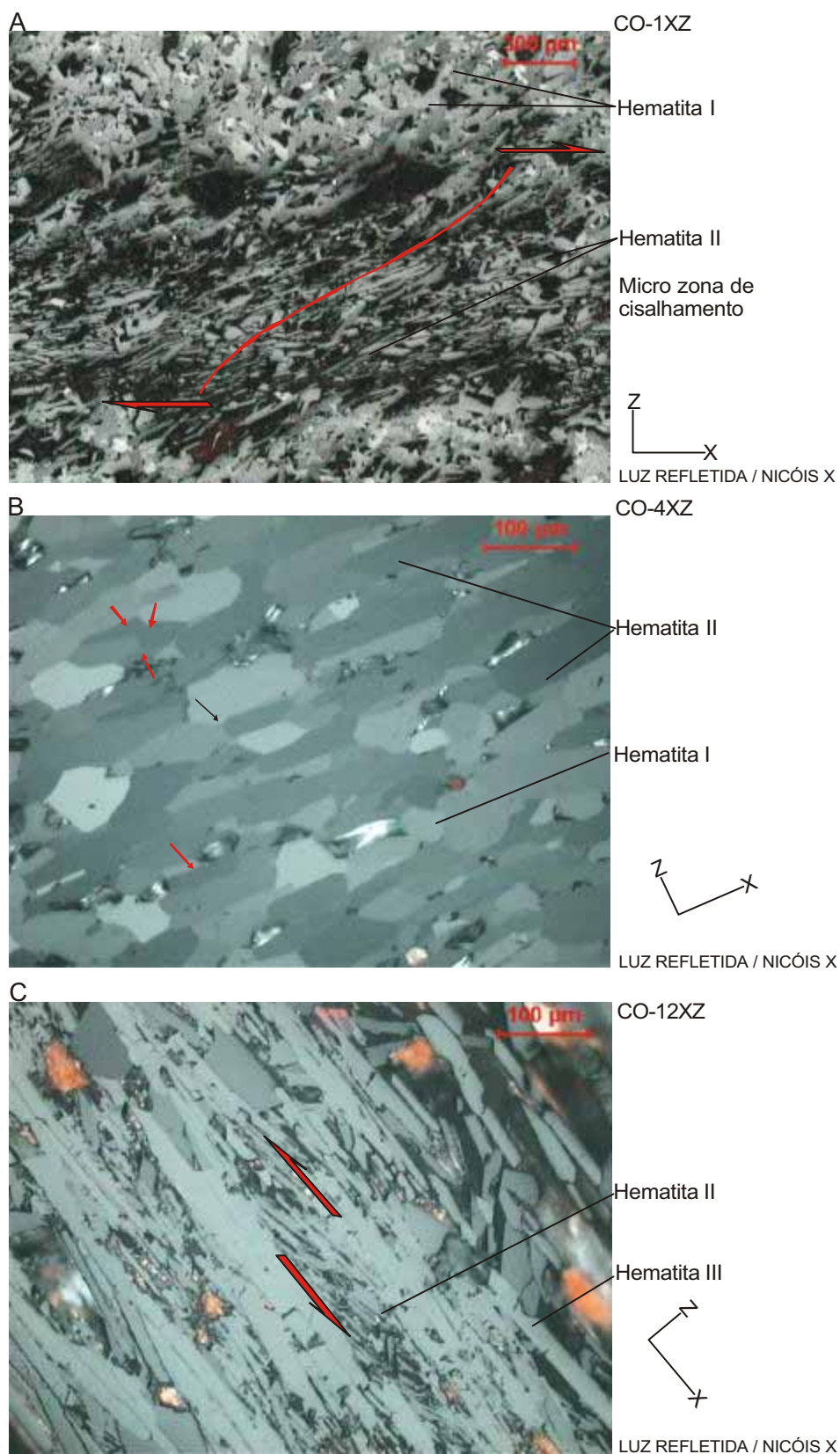
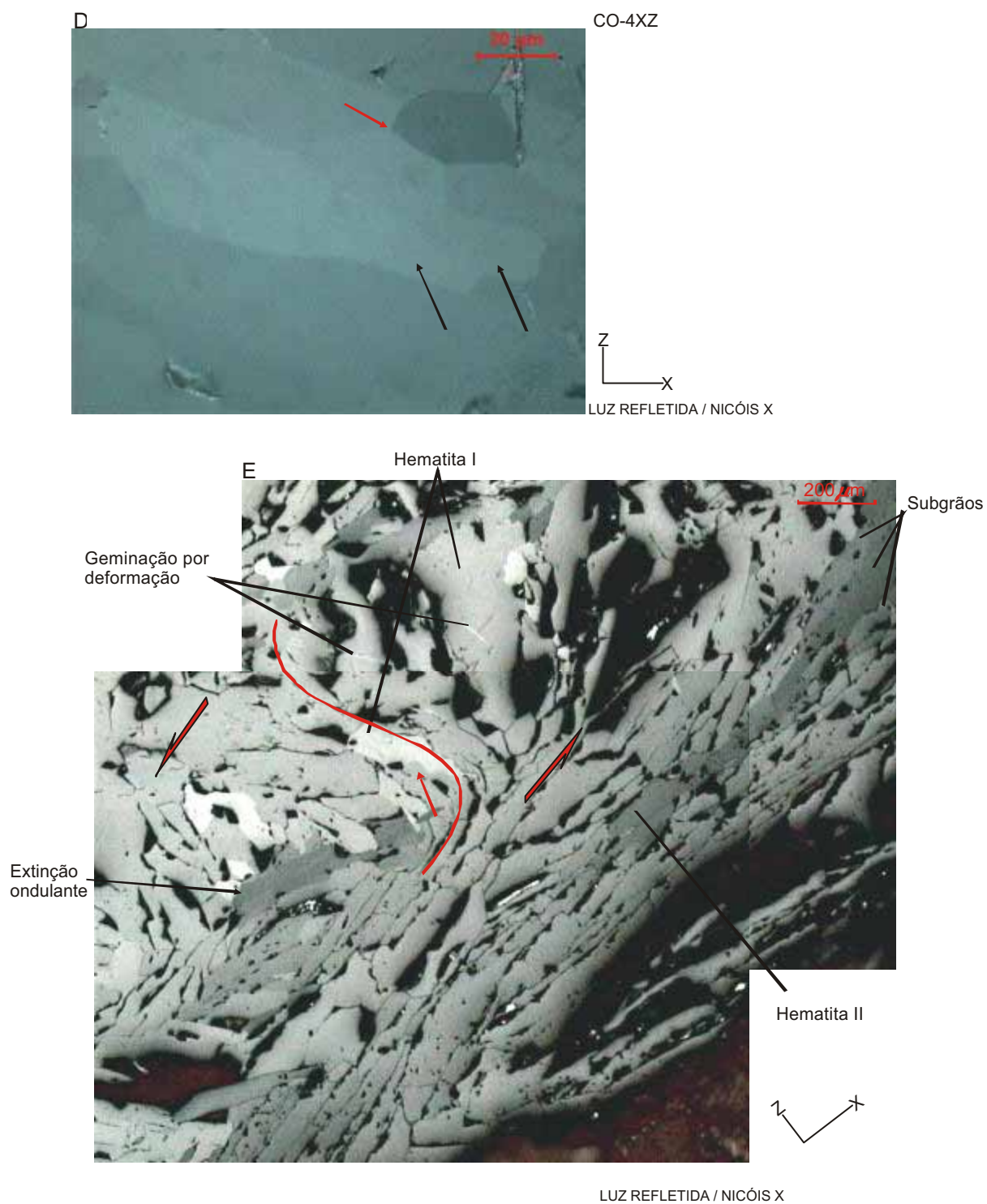
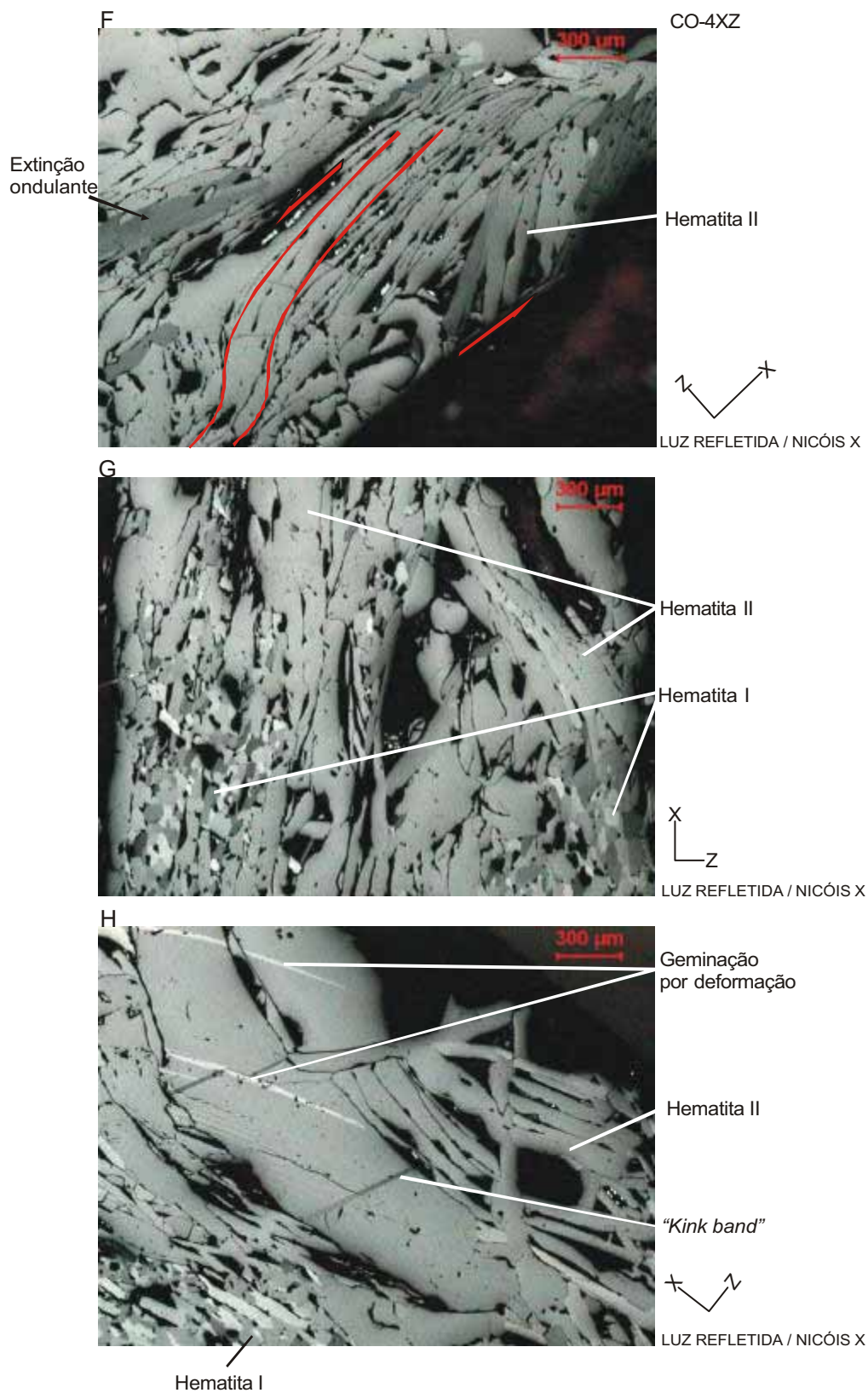


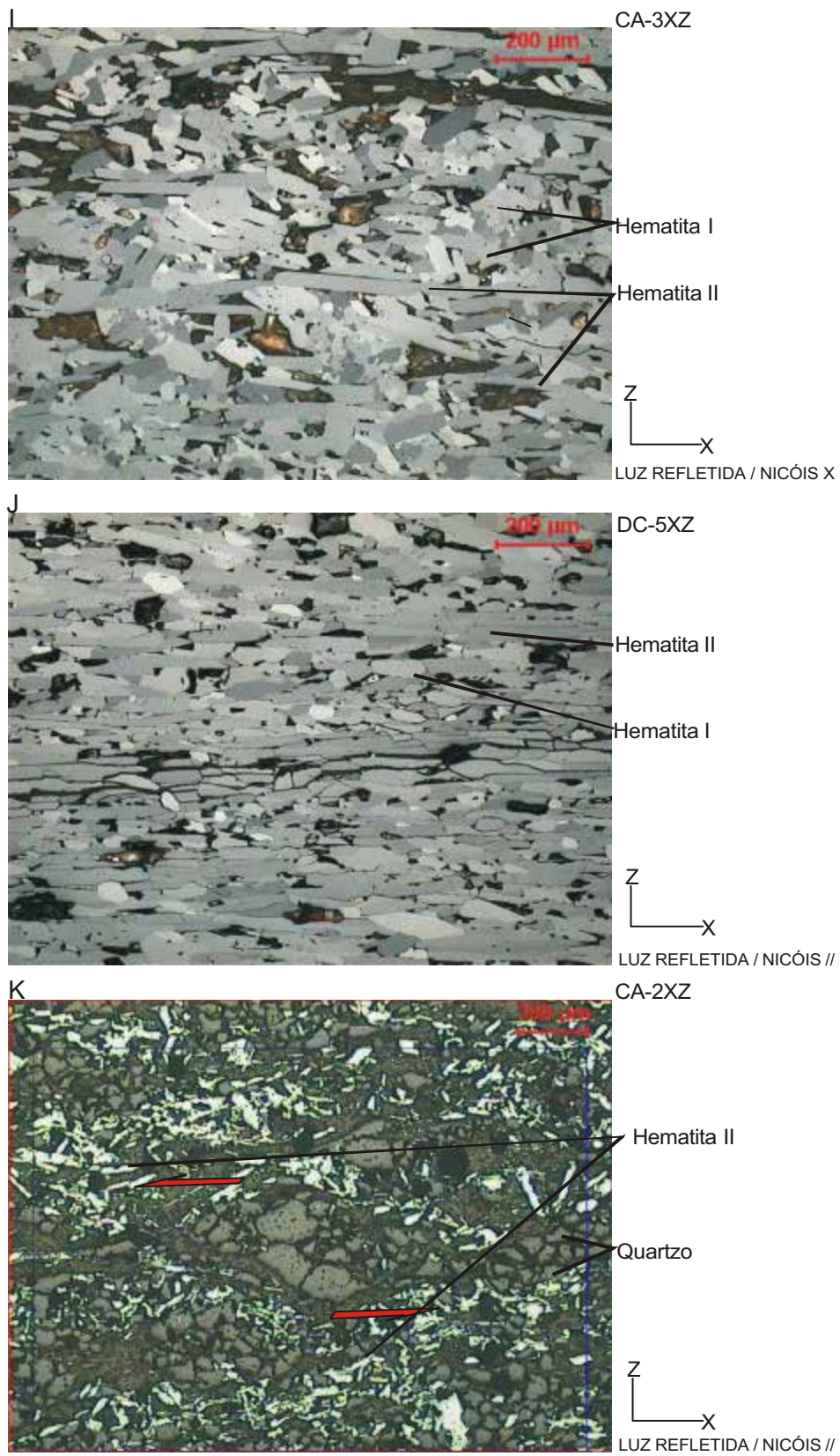
Figura 66: Fotomicrografias de seções polidas de “hematititos” e itabiritos das minas de ferro de Itabira.



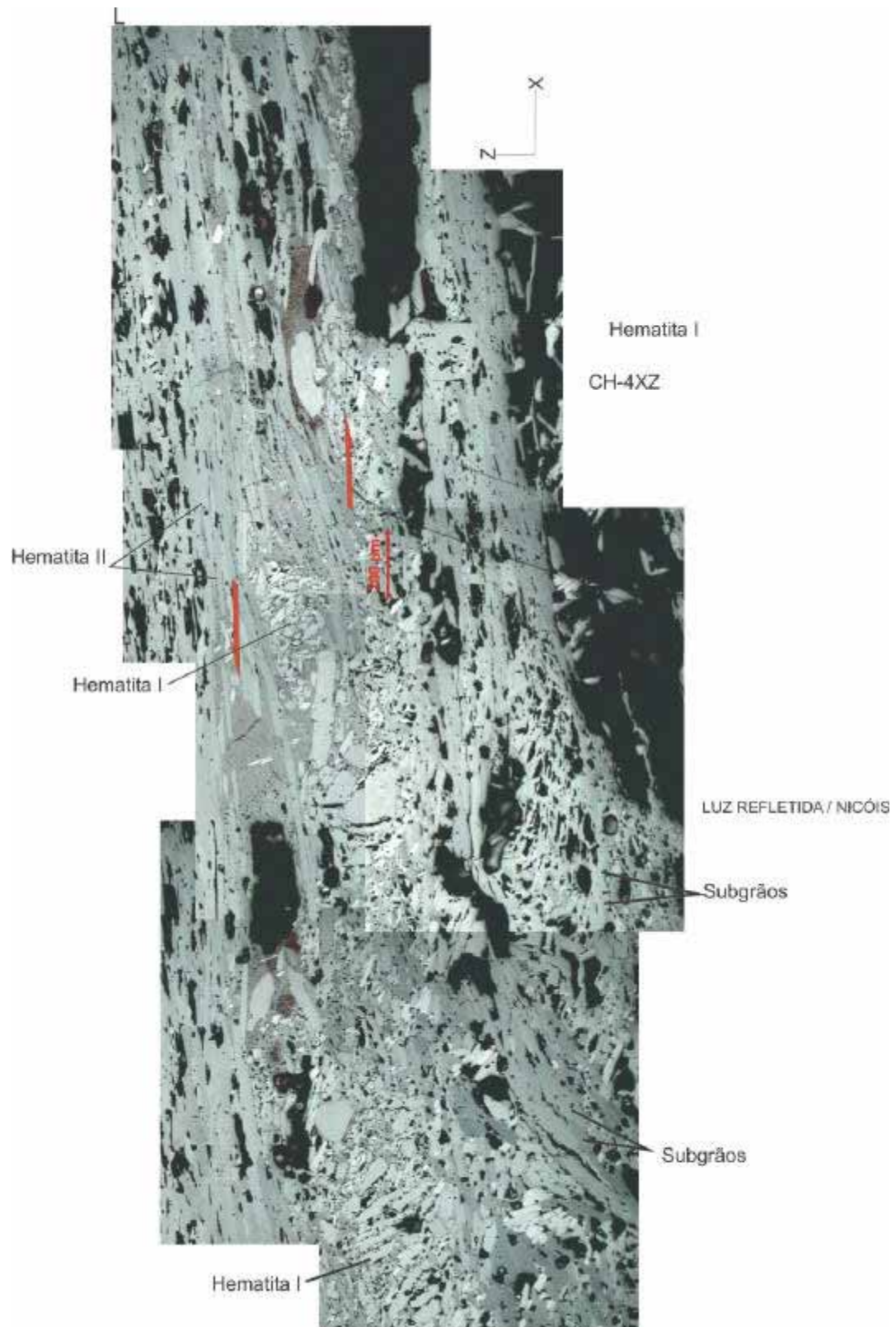
Continuação da Figura 66.



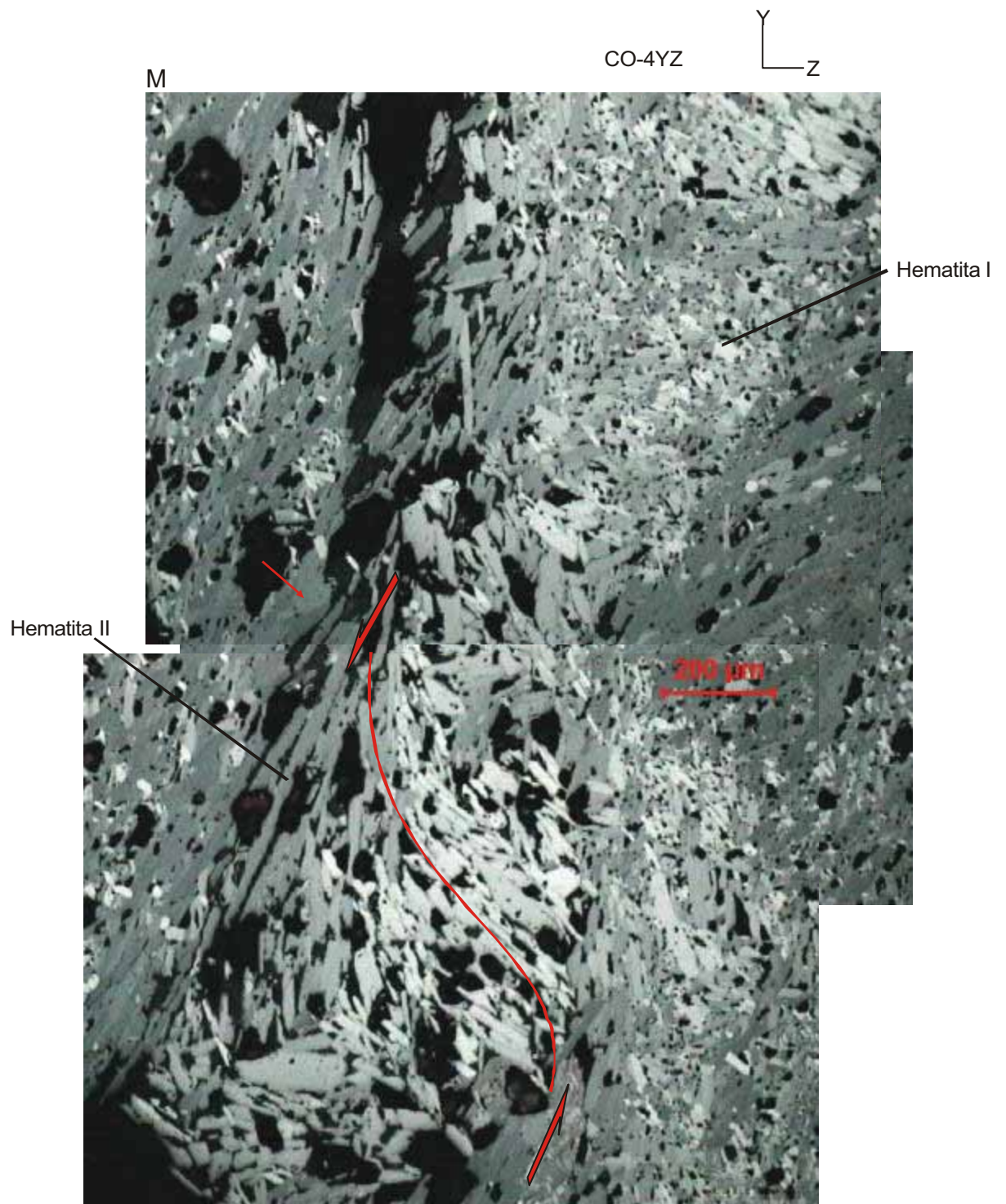
Continuação da Figura 66



Continuação da Figura 66



Continuação da Figura 66



LUZ REFLETIDA / NICÓIS X

Continuação da Figura 66

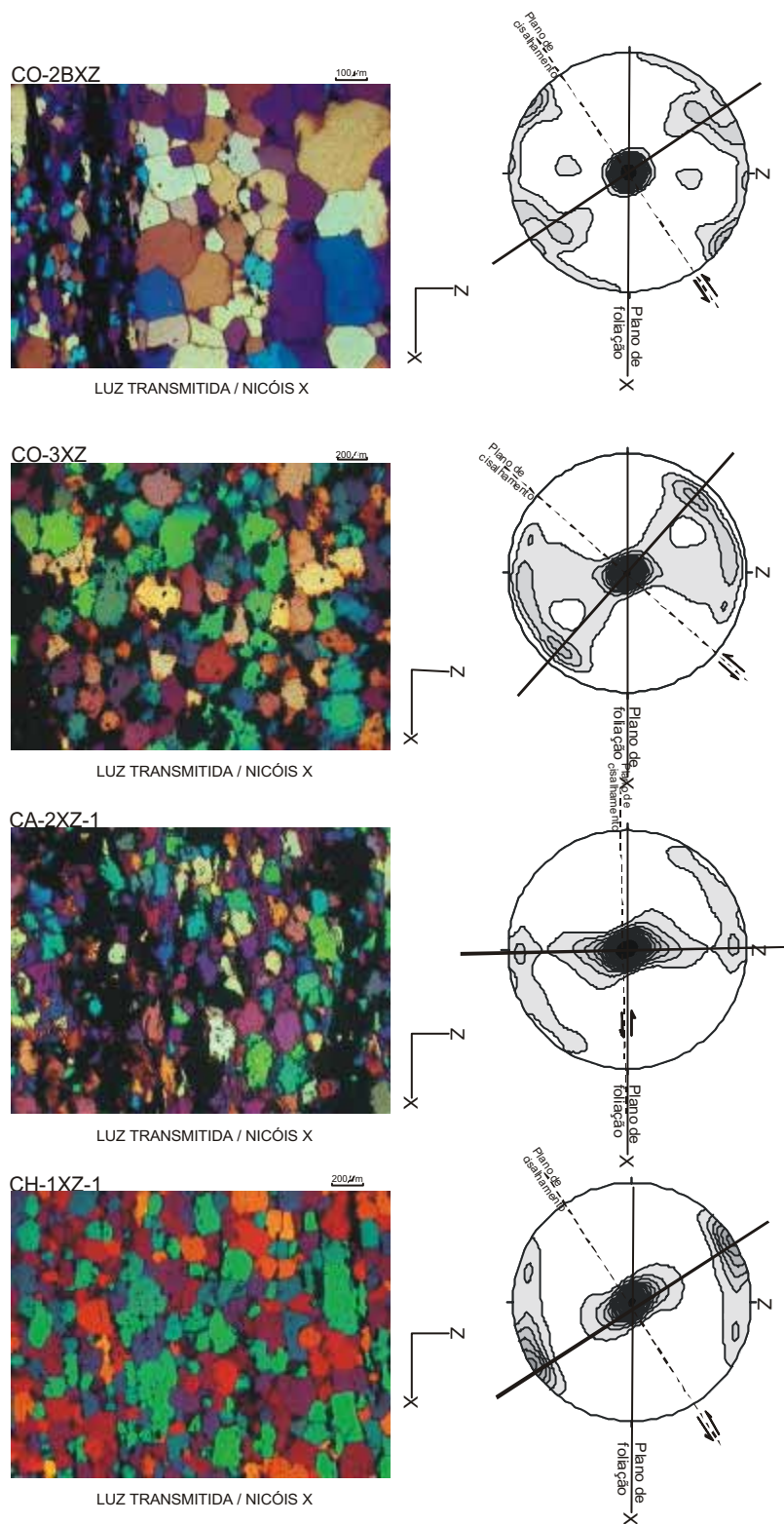
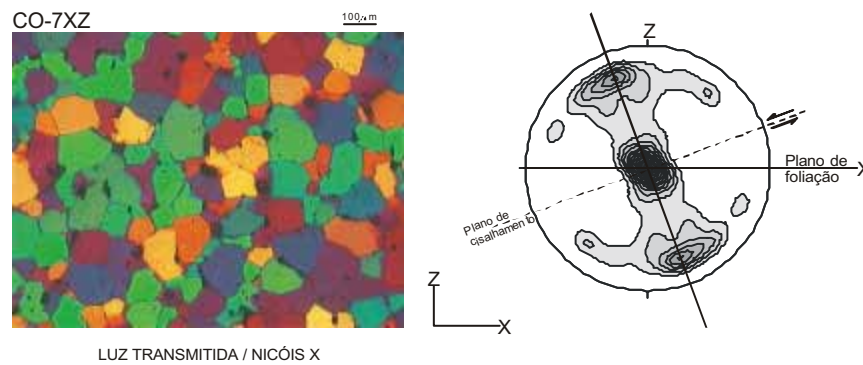


Figura 67: Figuras de pólo do eixo-c de quartzo de itabiritos das minas de ferro de Itabira, obtidas através da análise da distribuição axial de eixos.



Continuação da Figura 67

Ressalta-se que os máximos estão predominantemente concentrados em **Y**, revelando que o sistema de deslizamento dominante foi prisma $\langle a \rangle$, indicando temperatura superior a 500°C. (Figura 67 – CO-2, 3 e 7, DC-4 e 12, CH-1 e CA-2).

As figuras de pólo dos planos prismáticos (110) da hematita, obtidas por difração de raios-X, são apresentadas em relação ao plano XZ (Figura 68). Tais diagramas resultaram em máximos {110} predominantemente pontuais, em **X** (Figura 68 – CO-1; CO-3; DC-2; DC-4; DC-5; ON-2; CH-1; CH-2; CH-4; CA-2 e CA-3) e subordinadamente formando guirlandas paralelas a subparalelos à **X** (Figura 68 – CO-2B; CO-4; CO-7; CO-16; DC-1; ON-1; CA-6 e CA-7), com diagramas apresentando alto grau de OCP, com intensidade dos máximos variando de 1.94 (CO-1) até 39.73 m.r.d. (DC-4).

As intensidades dos planos (104) variam de 1.80 (CA-7) até 7.03 m.r.d. (CA-2), em concordância com os planos correspondente (110).

Algumas amostras apresentaram dispersão dos planos (110) ao longo da borda do diagrama (Figura 68 – CO-18X, CO-16Y, CA-5X, DC-4, DC-12, CO-3X, CH-1Y, CH-5X e CA-2X). Como anteriormente observado, tais configurações poderiam representar uma trama cataclástica ou rochas com textura reliquiar preservada.

Porém, algumas amostras com este padrão foram submetidas à difração de nêutrons (Figura 69 - CO-3X, CH-1Y, CH-5X e CA-2X). Foi verificado que a falta de um máximo (110) em **Z**, descartou a possibilidade de uma textura reliquiar ainda preservada.

Raios-X

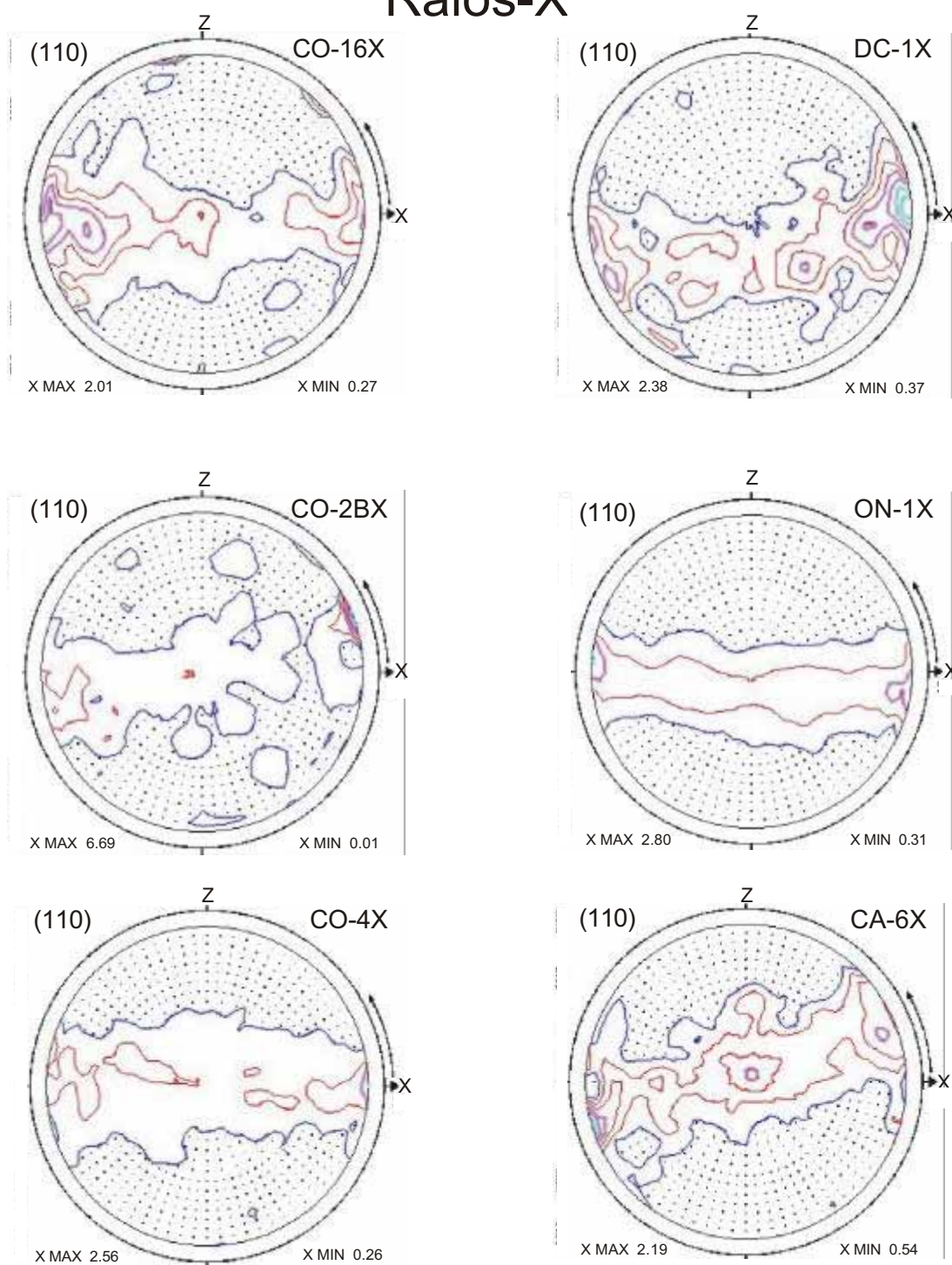
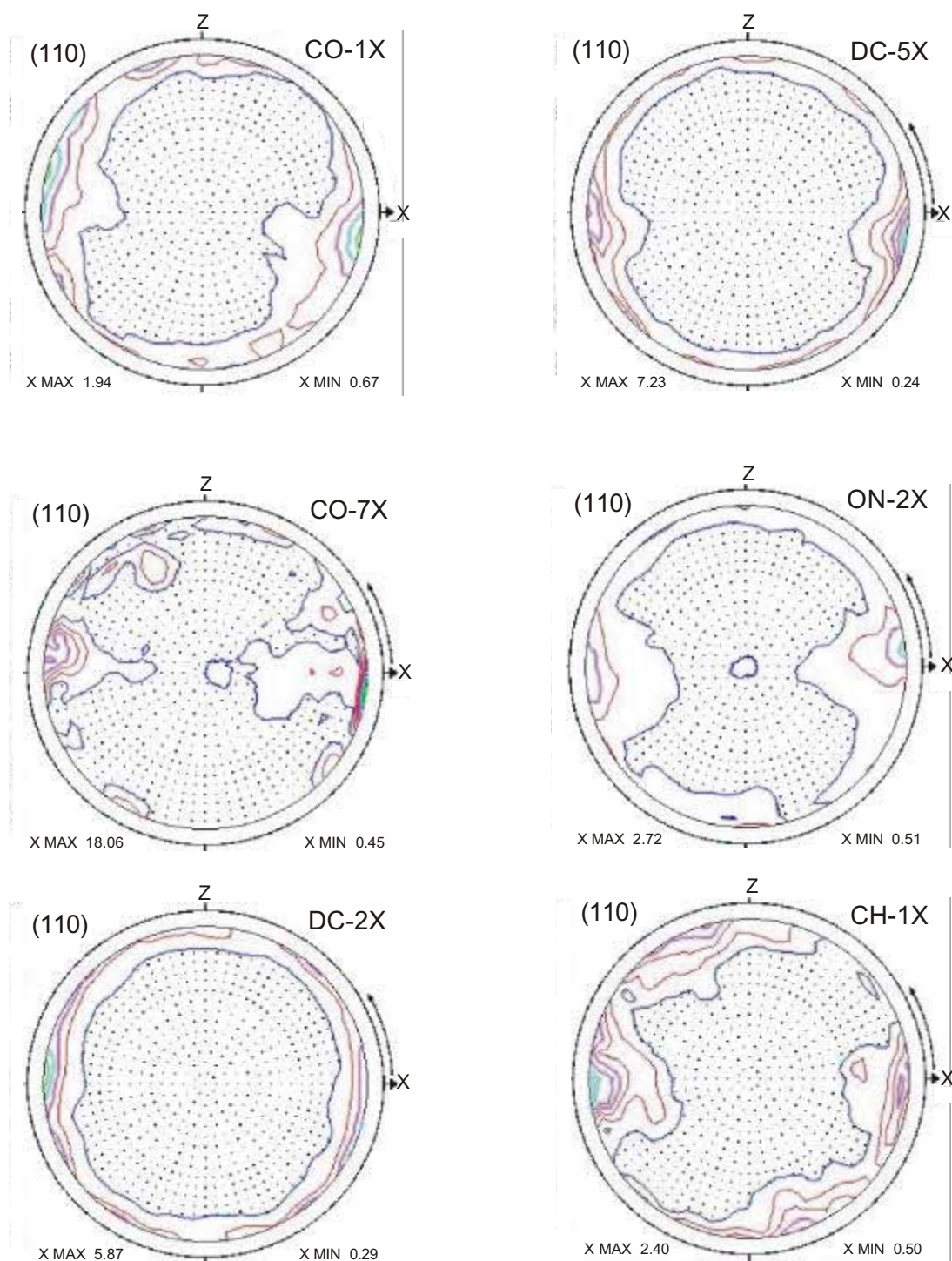
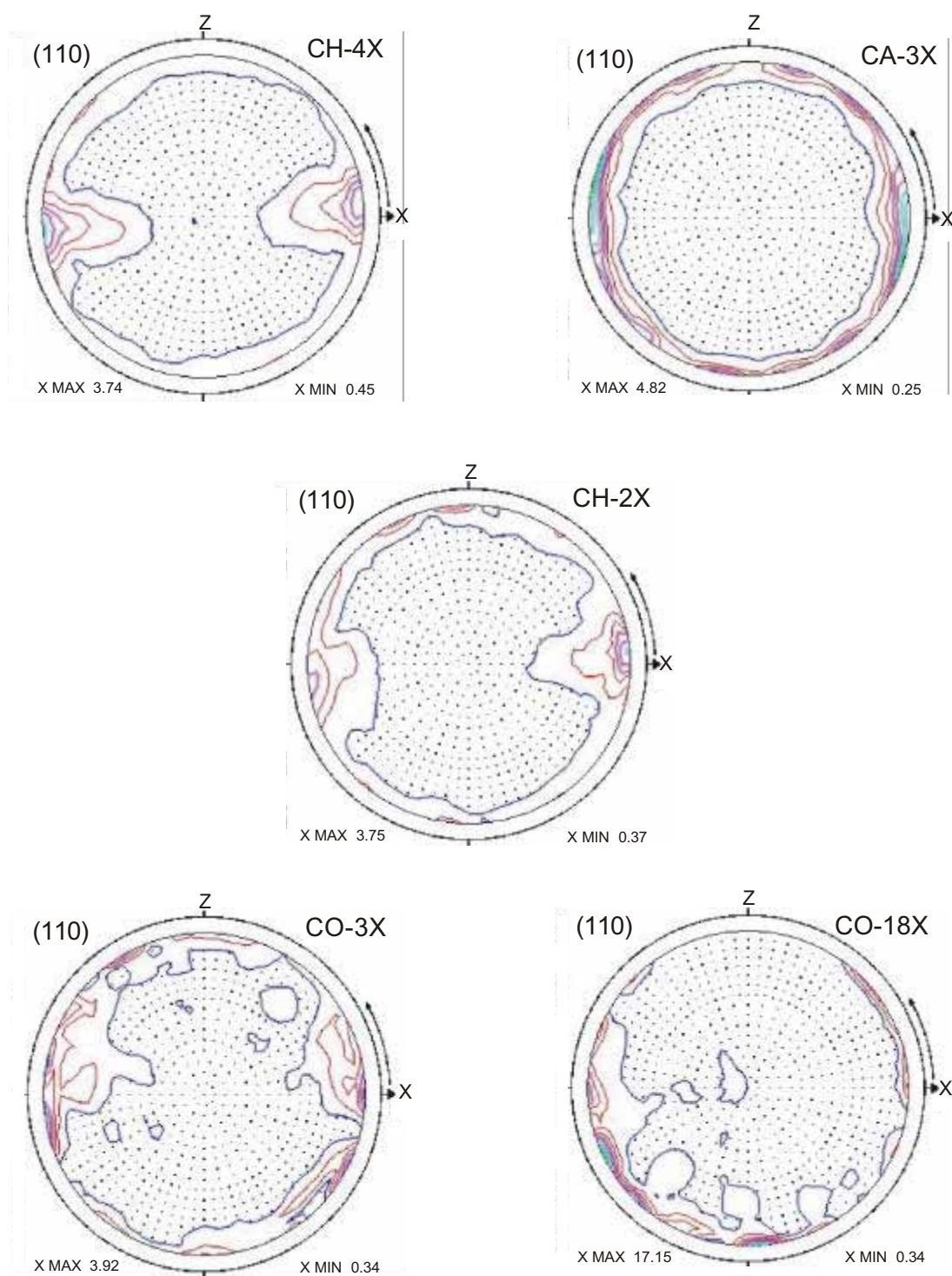


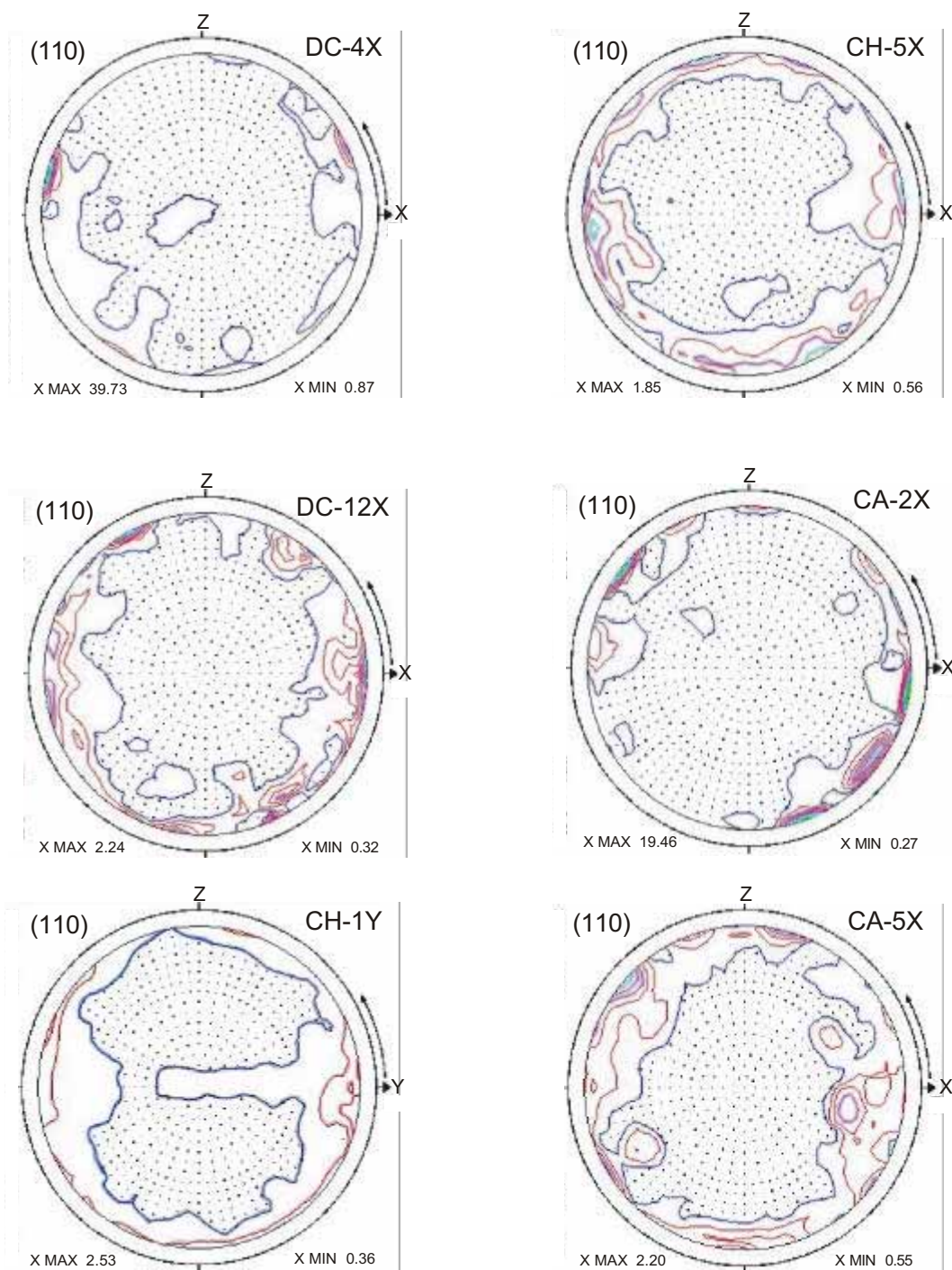
Figura 68: Figuras de pólo do plano {110} da hematita, obtidas por difração de raios-X. Amostras das minas de ferro de Itabira.



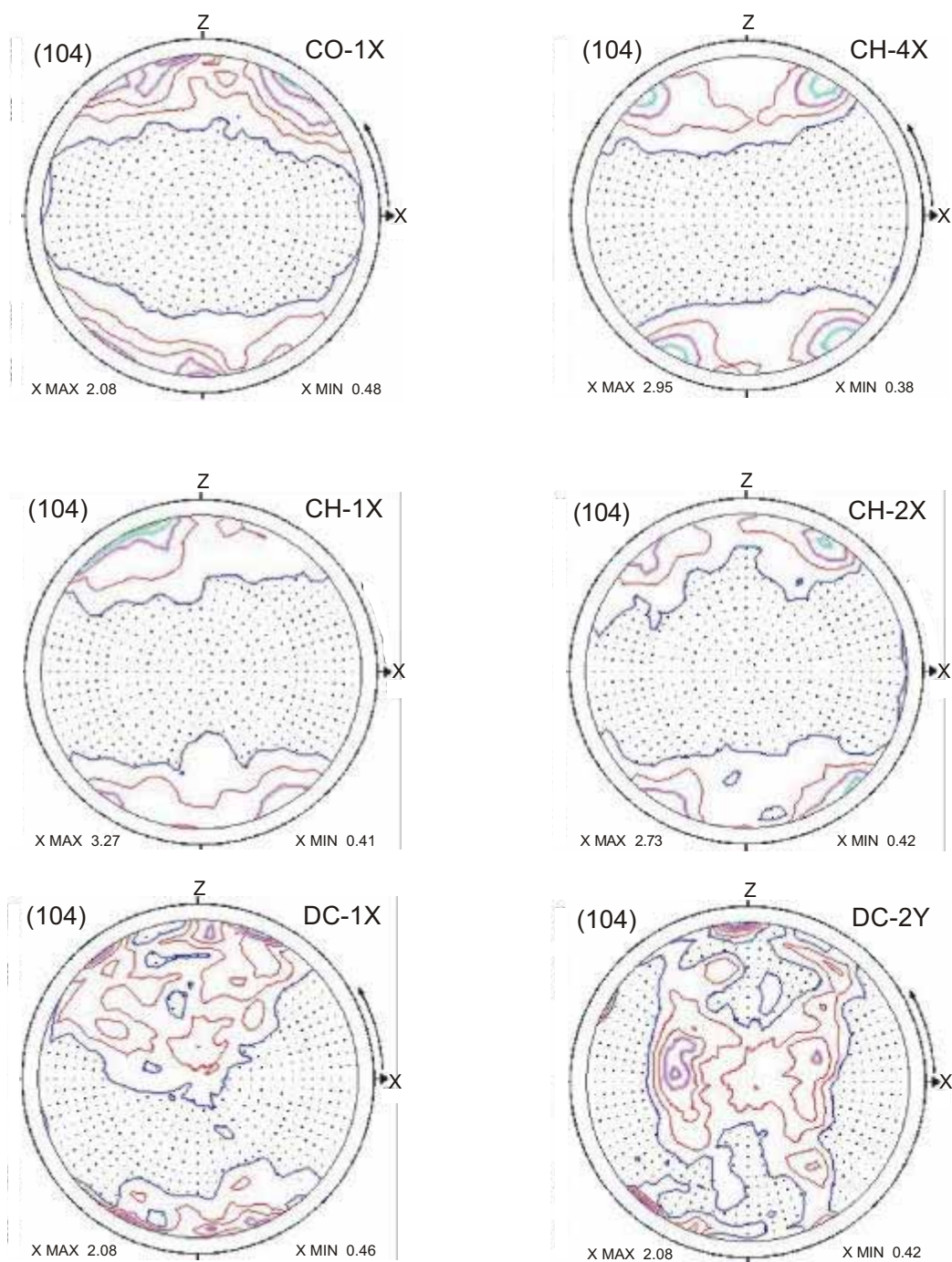
Continuação da Figura 68



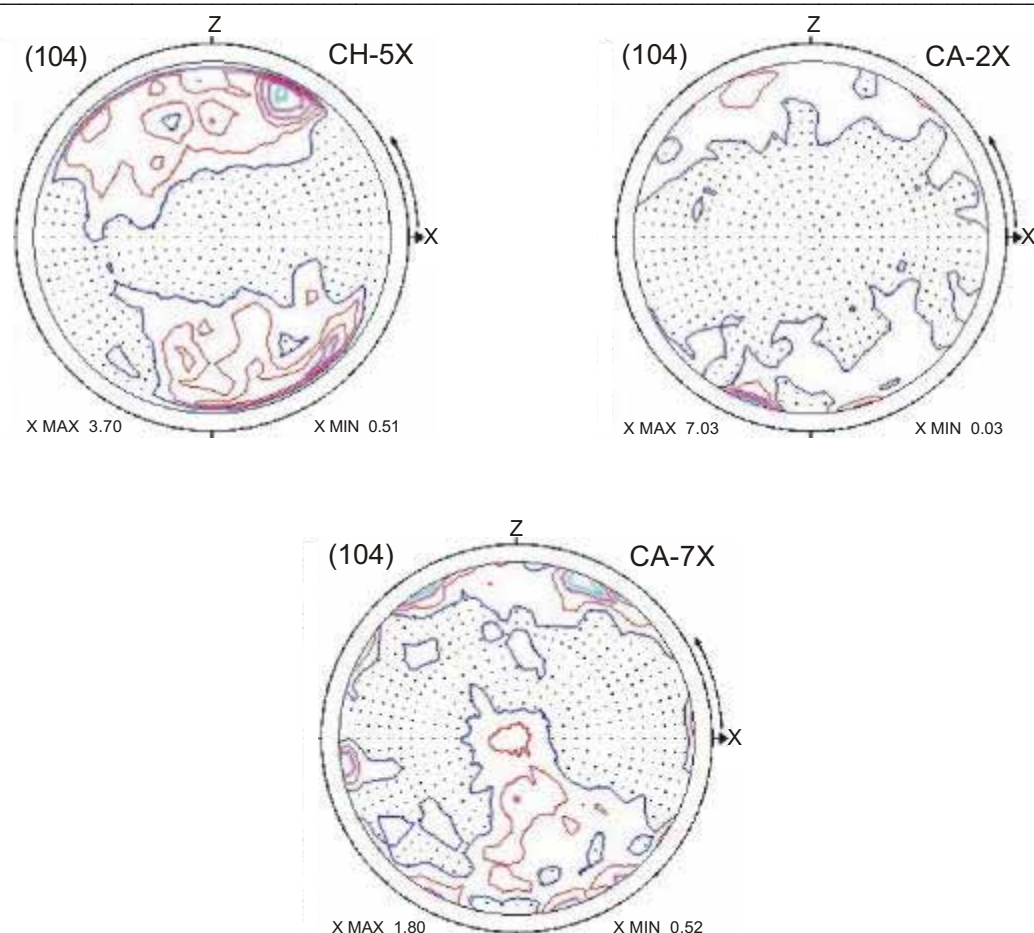
Continuação da Figura 68



Continuação da Figura 68



Continuação da Figura 68



Continuação da Figura 68

As figuras de pólo dos planos basais (003), romboedros (104) e prismas (110) da hematita, são apresentados em relação ao pólo da foliação principal (plano **XY**) (**Figura 69**).

Nestas figuras foi constatado que todas as amostras apresentaram fortes orientações preferenciais dos planos (003), (104) e (110) da hematita, com máximos (003) em **Z** (pólo da foliação principal), configurando guirlandas ao longo de **Y**; com intensidades variando de 4.06 (**CA-5**) até 21.0 m.r.d. (**DC-5**). Os planos (110) configuram máximos predominantemente em **X**, com intensidades variando de 1.94 (**CA-5**) até 5.87 m.r.d. (**CO-3**), com exceção da amostra **DC-12**, que apresentou uma guirlanda ao longo de **X**, devido a sua posição no plano **XZ**. Os planos (104) apresentam o típico padrão em “banana”, como sugerido por (Quade, 1988), com intensidades que variam de 1.91 (**CO-1**) até 4.09 m.r.d. (**CO-3**) (**Figura 69**).

Em Itabira além da deformação, os processos metamórficos foram mais intensos. Pois os cristais de hematita II de Itabira são bem maiores que os cristais de hematita II da região de Alegria. Talvez a proximidade com o granitóide borrachudos tenha influenciado este processo.

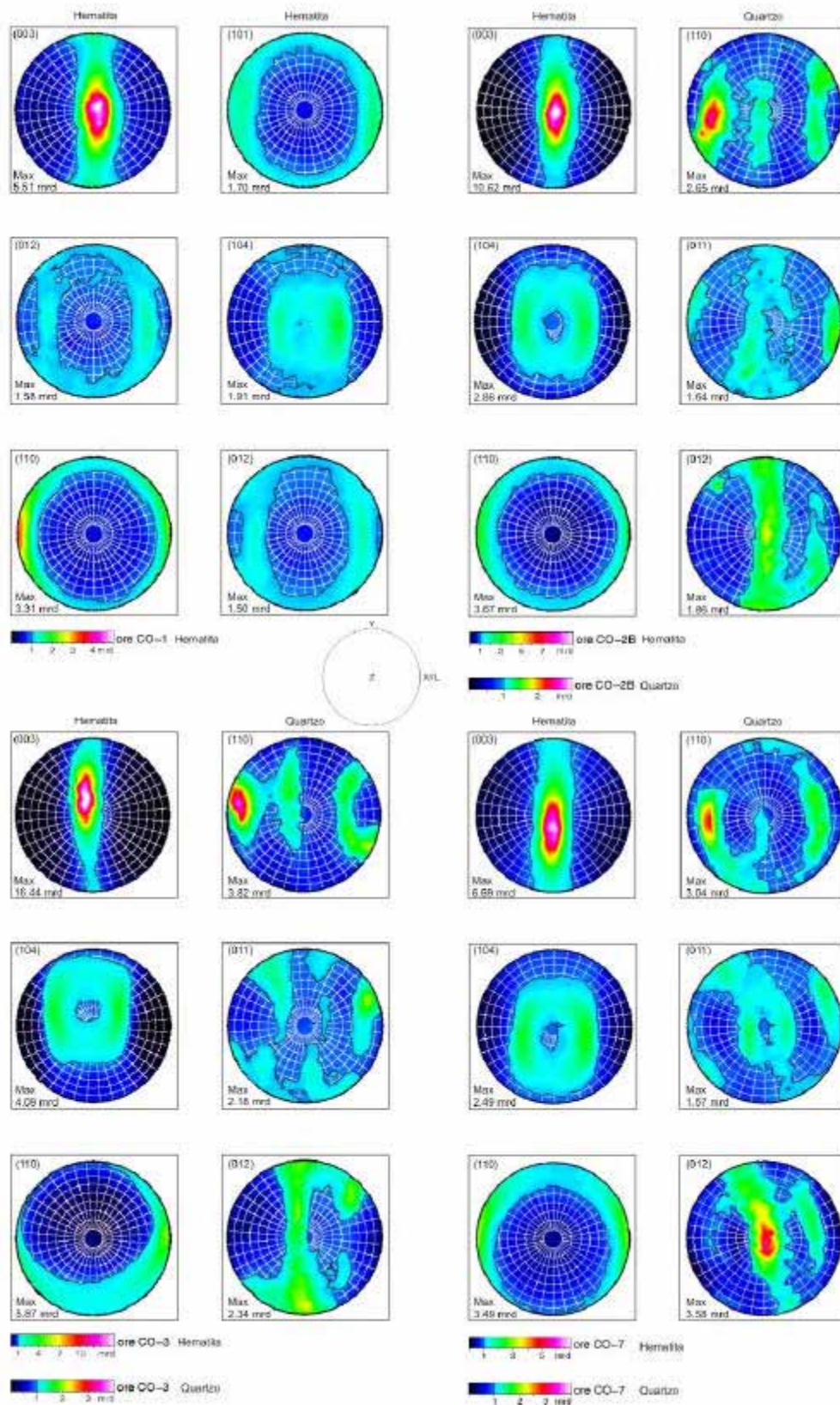
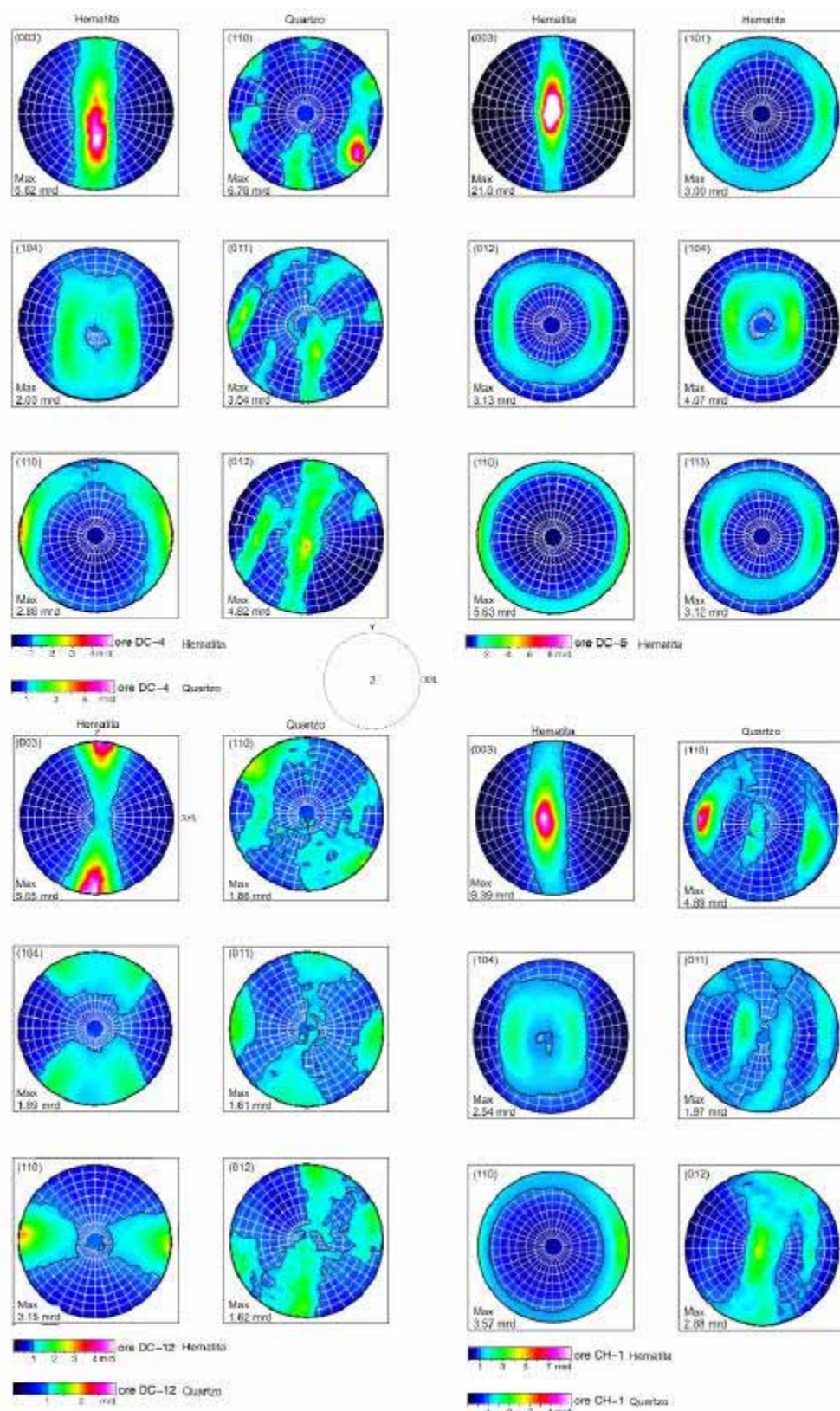
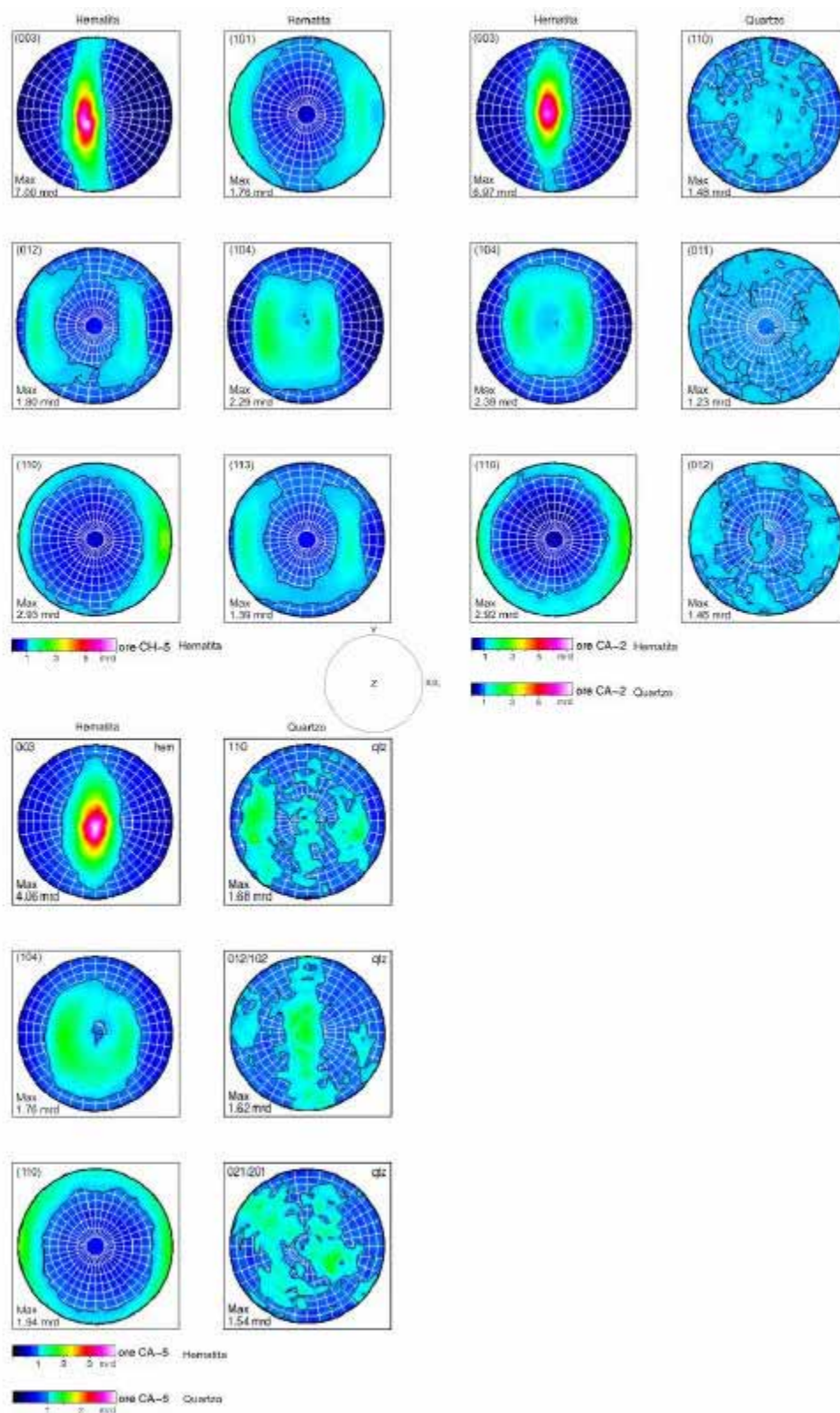


Figura 69: Figuras de pólo dos planos (003), {104} e {110} da hematita, e {110}, {011} e {012} do quartzo de itabiritos das minas de ferro de Itabira, obtidas por difração de nêutrons.



Continuação da Figura 69



Continuação da Figura 69

Duas amostras registraram uma movimentação destral (**Figura 70 – CO-5 e CO-9**), provavelmente isto ocorra porque as camadas analisadas (bandas de quartzo) estavam no flanco inverso de uma dobra, pois se trata de uma estrutura muito comum nestas rochas. Verifica-se que o principal sistema de deslramento ativado foi o prisma [a], mas também foi verificado que houve contribuição do basal [a].

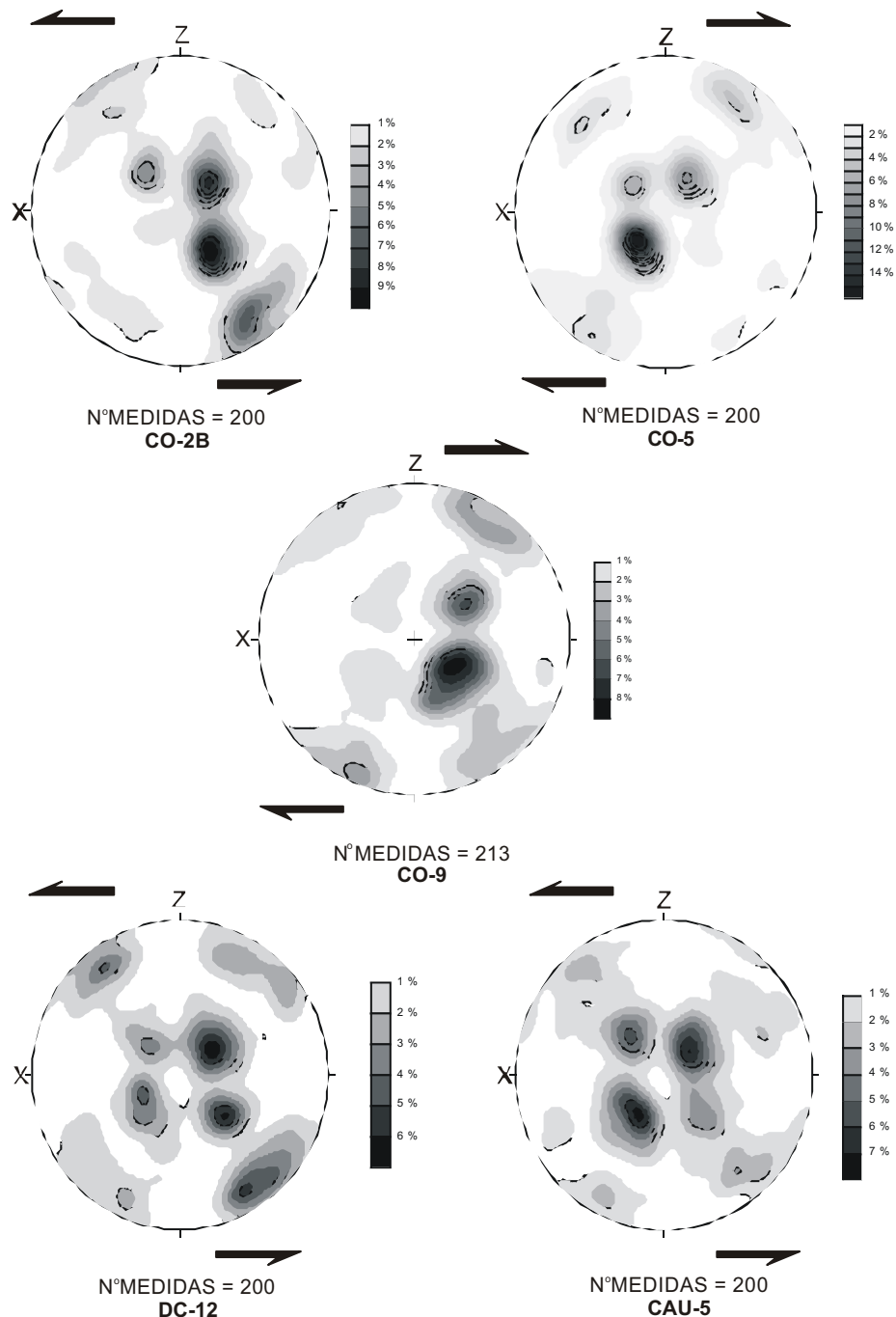


Figura 70: Diagrama polar de eixo-c de quartzo, provenientes de amostras de itabiritos da região de Itabira (minas Conceição, Dois Córregos e Cauê). Diagramas de equiárea com projeção no hemisfério inferior.

Os resultados da análise com (EBSD) realizado numa amostra de itabirito da Mina de Conceição (CO-10), revelou um padrão muito semelhante aos resultados obtidos por difração de nêutrons e raios-X. Também foi verificada forte orientação preferencial do plano (003) da hematita, que caracterizaram forte controle cristalográfico, da foliação principal, com um máximo pontual em Z. Enquanto que o eixo-c de quartzo apresentou dois máximos assimétricos em relação ao plano da foliação principal XZ, caracterizando ativação do sistema basal [a] (Figura 32).

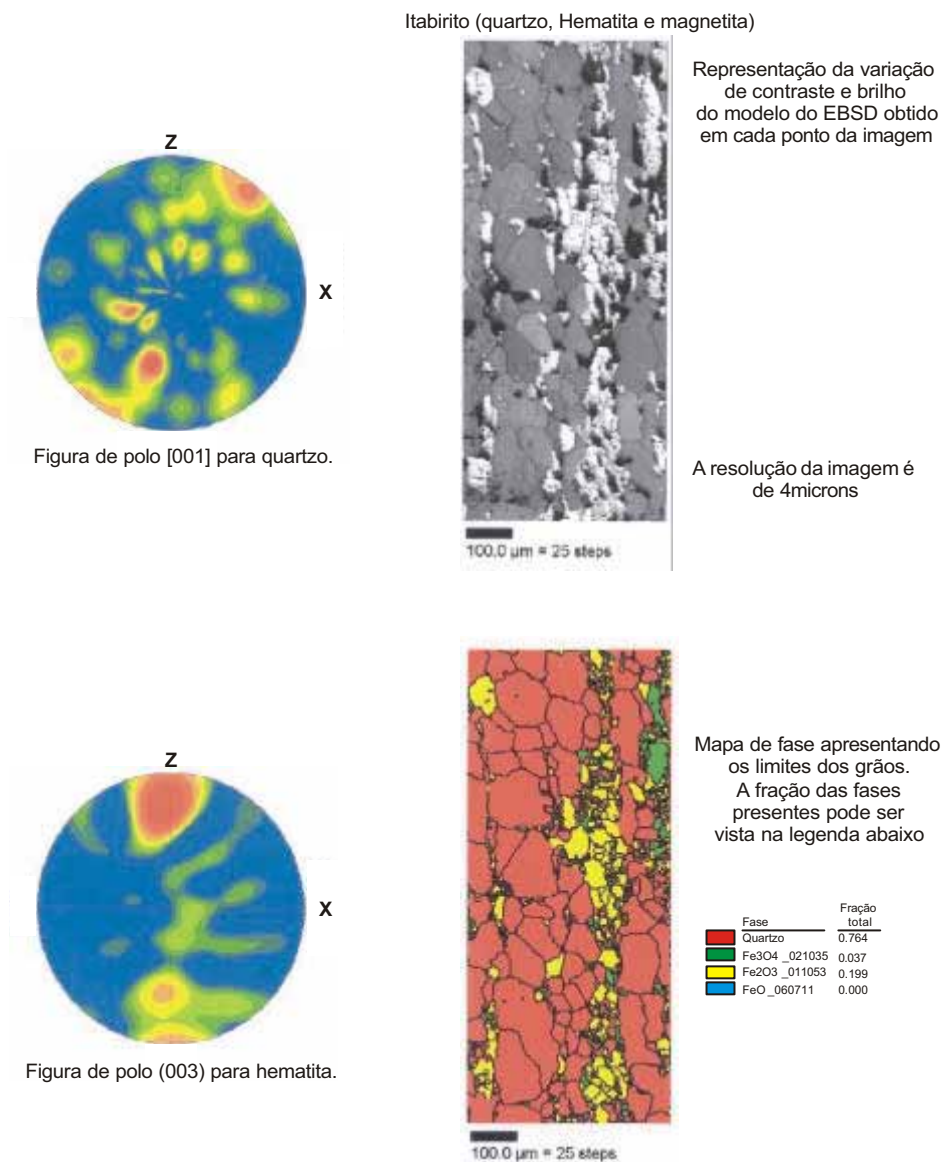


Figura 71: Figuras de polo dos planos (003) da hematita e eixos-[001] de quartzo, realizados com EBSD de uma amostra de minério (itabirito CO-10).

CAPÍTULO 5 – CONCLUSÃO

Os referidos resultados permitem elaborar algumas hipóteses sobre os padrões texturais encontrados no QF. Nesta área foi observado que existem claras transições texturais e microestruturais da porção oeste (Mina Casa de Pedra), passando pela Mina de Alegria, até a parte leste e finalizando na região nordeste (minas de ferro de Itabira), caracterizando um macrodomínio textural e microestrutural.

Neste contexto, foi constatado que da Mina Casa de Pedra (porção oeste) até as minas de ferro de Itabira (porção NE do QF) a intensidade dos planos cristalográficos da hematita e do quartzo aumentaram e se modificaram (modelos texturais). Constituindo regionalmente uma série textural para hematita, que variam de predominantemente desorientadas com baixas intensidades, passando por padrões em guirlanda, com intensidades médias, até as predominantemente orientadas, com geração de máximos pontuais. Para o quartzo os modelos variaram de sistemas de deslizamento de baixa temperatura (na porção oeste) até modelos com vários sistemas ativados ou um único sistema de alta temperatura.

Portanto, regionalmente, foi verificado que os principais mecanismos de deformação que atuaram na porção oeste do QF, provavelmente foram mecanismos associados a processos de baixa temperatura e pressão como dissolução e precipitação e fluxo cataclástico. Ressalta-se que tais processos predominaram. Isto não exclui a participação de mecanismos de deformação por plasticidade cristalina, como foi verificado em várias amostras da porção oeste.

Na porção leste-nordeste foi constatado que os mecanismos de deformação que atuaram foram predominantemente associados à plasticidade cristalina. Aqui também não se exclui a participação de mecanismos de dissolução e precipitação ou fluxo cataclástico.

Localmente (minas estudadas) foi verificado que existem microdomínios texturais e microestruturais, associado ao posicionamento estrutural local da cada mina. Contudo, a identificação desses microdomínios não foi o escopo desta Tese, uma vez que numa microdobra os mecanismos e os processos de deformação são diferentes e competem entre si através da partição da deformação, configurando um quadro complexo (Lagoeiro *et al.*, 2003).

Conclui-se que pesquisas localizadas poderão ajudar a solucionar este complexo quadro de microdomínios, utilizando modelos texturais numa escala local e ou escala de lamina.

IMPLICAÇÃO NA FLOTAÇÃO

Após a realização dos testes de flotação, foi realizada uma análise granulométrica do concentrado, visando verificar por qual faixa granulométrica o método de flotação utilizado tem mais afinidade. Foi constatado que o concentrado de Itabira é bem mais grosseiro que o de Alegria (**Anexo 5**). Os concentrados de Alegria apresentaram grande afinidade pela faixa granulométrica abaixo de **0.038 mm** de diâmetro, enquanto que os concentrados de Itabira apresentaram afinidade com faixas entre **0.125 a 0.062 mm** de diâmetro (**Anexo 5**).

Posteriormente, análises de imagem refinaram os resultados das análises granulométricas, que forneceram parâmetros como: diâmetro médio das partículas, arredondamento e relação entre eixos (comprimento dividido pela largura); que podem ser utilizados para correlacionamento com os resultados fornecidos pelo processo de flotação.

Assim foi verificado que para o minério de Alegria, o método de flotação utilizado teve maior afinidade por partículas de ferro com diâmetro médio em torno de **0,023mm**, arredondamento em torno de **1,63** e relação entre eixos de **1,85** (**Anexo 6**). Para as amostras de Itabira, verificou-se que o diâmetro médio é de **0,0622mm**, o arredondamento é de **1,92** e a relação entre eixos é de **2,027** (**Anexo 6**).

Blendando as amostras, verificou-se que o método de flotação utilizado possui maior afinidade por partículas de ferro com diâmetro médio em torno **0,040mm**, arredondamento em torno de **1,76** e relação entre eixos de **1,93** (**Anexo 6**).

Esses parâmetros foram utilizados para análise de correlação com os máximos polares. Sendo tais máximos diretamente associados à intensidade da deformação e possivelmente ao mecanismo de deformação, o vínculo entre textura e flotação pode ser relativamente estabelecido. Os resultados destas correlações podem ser visto em (**Anexo 7**).

O melhor índice de correlação foi entre o arredondamento e os máximos {101} da hematita (55%), enquanto que o pior foi entre o índice de seletividade e relação entre eixos (7,7%). O fato dos diagramas de pólo apresentar uma distribuição não aleatória dos máximos (003) {101} e {110} da hematita especular, isto é, apresentarem textura orientada, não implica significativamente na otimização do processo de flotação.

Contudo, constatou-se que a alta intensidade dos planos cristalográficos da hematita, nos diagramas de pólo, em relação ao índice de seletividade da flotação, apresentou tendência para uma correlação negativa de 30% a 43%. Isto aparentemente significa que quanto maior a concentração desses planos cristalográficos, mais prejudicada será este processo, em específico, de flotação. Isto ocorre devido à anisotropia de forma dos cristais de hematita especular, cuja morfologia assemelha-se às plaquetas, fazendo com que estes cristais “flutuem” durante o processo.

Portanto, minérios de ferro que foram submetidos a taxas de deformação e metamorfismo relativamente altos, serão prejudiciais para este método de flotação.

Especula-se que a flotação possa ser influenciada pela área e forma dos grãos, isto implica nas seguintes hipóteses:

Grãos mais arredondados, em que o principal processo predominante foi a recristalização por migração de borda de grãos, tendem a ter contorno de grãos interpenetrantes, favorecendo o arredondamento das partículas, gerando agregados por não se desagregarem facilmente, devido aos contornos interpenetrantes.

Grãos achatados ou com contornos retos, em que os processos predominantes foram responsáveis pela anisotropia de forma dos grãos (recristalização sin-tectônica por *dislocation glide* do plano basal da hematita e/ou recristalização estática ou dissolução e precipitação), tendem a apresentar superfícies mais lisas e planas. Isto faz com que os cristais de hematita “flutuem” no líquido, prejudicando o processo.

Neste novo contexto, a caracterização microestrutural e textural de minérios de ferro tectono-metamórficos, em especial, os itabiritos, buscando correlações entre as propriedades reológicas do minério com os processos de beneficiamento e metalúrgicos, poderão se tornar uma importante ferramenta para o controle de qualidade dos mesmos, complementando as caracterizações físicas, químicas e mineralógicas.

Apesar dos resultados mostrarem-se satisfatórios, deve-se considerar que são apenas indiretos, e que devem ser utilizados com cautela em função de certas variáveis não foram bem determinadas, abrindo-se um grande campo de pesquisa a ser explorado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS*

AHMED, N & JAMESON, G.J. 1995. The Effect of Bubble Size on the Rate of Flotation of Fine Particles, *Int. J. of Min. Process*, **14**: 195-215.

ALKMIM, F.F. 1985. *Sedimentologische, litoestratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Serra de Ouro Branco, Minas Gerais, Brasilien*. Clausthal-Zellerfeld: Universität Clausthal, 1985. 271 p. Dissertação (Mestrado) – Univ. Clausthal.

ALKMIM, F.F. & RIBEIRO, F.M. 1997. O sistema de falhas em duplex oblíquo da Serra de Ouro Branco, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 6, Peirópolis. *Anais...* Peirópolis: SBG. p 250-252.

ALKMIM, F.F. & MARSHAK, S. 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**: 29-58.

ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geociências*. São Paulo, **7(4)**: 349-364.

ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1984. (Eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher, 542 p.

AYRES, D.E. 1972. Genesis of iron-bearing minerals in banded iron formation mesobands in the Dales Gorge Member, Hamersley Group, Western Australia. *Econ. Geol.*, **67**: 1214-1233.

* Referências Bibliográficas adaptadas da Norma ABNT NBR 6023/89 segundo a Revista Brasileira de Geociências (SBG) e com sugestões do Setor de Referências da Biblioteca Central da PUC/RS para itens não contemplados.

- BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F. & VAN SCHMUS, W.R. 1991. Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: Anais III Congres. Bras. Geoq., São Paulo. Soc. Bras. Geoq., Resumos, vol. 2: 682-687.
- BALTAZAR, O.F. & RAPOSO, F.O. (Coords.) 1993. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (Folha SF.23-X-B-1, MARIANA). Estado de Minas Gerais*. Esc. 1:100.000. Brasília: CPRM/DNPM, 196 p. (Texto explicativo)
- BALAJEE, S.R. & IWASAKI, I. 1969, Adsorption Mechanism of Starches in Flotation and Flocculation of Iron Ores. *Transaction AIME*, vol. 224, p. 401-406.
- BARRS, F.J. & ROSIÈRE, C.A. 1994. Geological map of the Quadrilátero Ferrífero. In: BAARS, F.J. The São Francisco Craton. In: DE WITT, M.J.; ASHWAL, L.A. (Eds.) *Greenstone Belts Oxford Monographs on Geology and Geophysics Series*, Oxford University Press. p. 529-557.
- BLACIC, J.D. & CHRISTIE J.M., 1984. Plasticity and hydrolytic weakening of quartz single crystals. *J. Geophysics Res*, **89**: 4223-4239.
- BLAKE, R.L.; BATAIS-LANDOULSI, H.; ZOLTAI, T. & FINGER, L.W. 1966. Refinement of the hematite structure. *American Mineralogist*, **53**, 123-129.
- BOUCHEZ, J.L., 1978. Preferred orientations of quartz <a> axes in some tectonites: Kinematic inferences. *Tectonophysics*, **49**: 25-30.
- BOUCHEZ, J.L.; LISTER, G.S. & NICOLAS, A., 1983. Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geol. Rdsch*, **72**: 401-419.
- BRAGG, W.H. 1951. The structure of magnetite and the spinels. *Nature*, **95**, 561.
- BRAJNIKOV, B. 1947. Essai sur la tectinique de la region a l'est de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. *Bull. Soc. Geol. France*, **27(5)**: 321-335.

- BROKMEIER, H.G., 1994. Application of neutron diffraction to measure preferred orientations of geological materials. In: BUNGE, H.J.; SKROTZKI, W., SIEGESMUND, S. & WEBER, K. (Eds.). *Textures of Geological Materials*. DGM Informationsgesellschaft, Oberursel, pp. 327-344.
- BROKMEIER, H.G., 1999. Advantages and Applications of Neutron Texture Analysis. *Textures and Microstructures* **33**, 13-34.
- BUNGE, H.J. 1981. Fabric analysis by orientation distribution function. *Tectonophysics*, **78**:1-21.
- BUNGE, H.J.; SIEGESMUND, S.; SKROTZKI, W. & WEBER, K. (Eds.), 1994 – *Textures of Geological Materials*, DGM Informationsgesellschaft, Oberursel. 399 p.
- CARNEIRO, A.M. 1992. O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e Evolução Geológica de um Segmento de Crosta Continental do Arqueano. Tese de Doutorado. IG – USP. São Paulo – SP. 233 p.
- CARNEIRO, M.A.; NOCE, C.M. & TEIXEIRA, W. 1995. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero sob o ponto de vista da Geocronologia. *Revista da Escola de Minas*, Ouro Preto, **48(4)**: 264-274.
- CHAUVET, A.; FAURE, M.; DOSSIN, I. & CHARVET, J. 1994. A three-stage structural evolution of the Quadrilátero Ferrífero consequences for Neoproterozoic age and the formation of gold concentrations of the Ouro Preto area, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Res.*, **68**: 139-167.
- CHEMALE JR., F.; QUADE, H. & CARBONARI, F.S. 1986. Estratigrafia e geologia estrutural do Distrito Ferrífero de Itabira. Relatório Preliminar da Tese de Doutorado. Technische Universität Clausthal. Alemanha. 80 p.

- CHEMALE JR., F.; QUADE, H. & CARBONARI, F.S. 1987. Economic and structural geology of the Itabira Iron District. *Zbl. Geol. Paläont.*, Minas Gerais, Brazil. Stuttgart, Teil I, 7/8: p. 743-752.
- CHEMALE JR., F. 1987. *Tektonische, lagerstättenkundliche und petrographische Untersuchungen im Eisenerzrevier Itabira, Minas Gerais, Brasilien*. Clausthal-Zellerfeld: Universität Clausthal, 1987. 140 p. Tese (Doutorado) – Univ. Clausthal.
- CHEMALE JR., F.; ROSIÈRE, C.A. & ENDO, I. 1991. Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - um Modelo. *Pesquisas*, Porto Alegre, **18**(2): 104-127.
- CHEMALE JR., F.; ROSIÈRE, C.A. & ENDO, I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, **65**: 25-54.
- COBLE, R.L. 1963. A model for boundary diffusion controlled creep in polycrystalline material. *J. Appl. Phys.*, **34**: 1679-1682.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MÜLLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V. & ROESER, H. 1980. Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento na borda sudeste do Quadrilátero Ferrífero. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, **52**(4): 785-799.
- CROCCO RODRIGUES, F.A.; COSTA, A.F.; CUSTÓDIO DE SOUZA, R.A. & ROSIÈRE, C.A. 1989. Sistemas de Cavalgamento no Quadrilátero Ferrífero. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5.
- DAVIS, G.H. 1984. *Structural Geology of the Rocks and Regions*. New York, John Wiley & Sons, 492 p.
- DERBY, O.A. 1906. The Serra do Espinhaço, Brazil. *Journal of Geology*, **14**: 374-401.

- DIMROTH, E. & CHAUVEL, J.J. 1973. Petrography of the Sokoman Iron Formation in part of the Central Labrador Trough, Quebec, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, **84**: 111-134.
- DOOR II, J.V.N. 1958a. The Cauê Itabirite. In: *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, **7(2)**: 61-2.
- DORR II, J.V.N. & BARBOSA, A.L.M. 1963. Geology and ore deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.*, **341-C**, 110 p.
- DOOR II, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and a structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.*, **641 A**: 110p.
- DRURY, M.R. & URAI, J.L. 1990. Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*, **172**, 235-253.
- EICHLER, J. 1968. *Geologie und Entstehung der Itabiritischen Reicherze in "Eisernen Viereck" von Minas Gerais, Brasilien*. Clausthal-Zellerfeld: Universität Clausthal. Habil Schrift. 192 p.
- EICHLER, J. 1976. Origin of the Precambrian banded iron-formations. In: WOLF, K.H. (Ed.). *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*. Amsterdam, Elsevier, p. 157-201.
- ENDO, I. 1988. Análise Estrutural Quantitativa do Minério de Ferro e Encaixantes da Mina de Timpobeba - Borda Leste do Quadrilátero Ferrífero, Mariana. MG. Dissertação de Mestrado. DEGEO – UFOP. Ouro Preto – MG. 130 p.
- ENDO, I. & CHEMALE JR. 1992. Modelo de Evolução Cinemática do Sinclinal de Alegria e Adjacências, Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista da Escola de Minas, Ouro Preto*, **45** (1/2): 24-27.

- ENDO, I. & NALINI JR., H.A. 1992. Geometria e cinemática das estruturas extensionais e compressivas na borda oeste do Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMP. GEOL., Núcleo Minas Gerais, 6ª Semana de Estudos da SICEG, 33, Ouro Preto, *Anais...*, Ouro Preto.
- ENDO, I. 1997. Regimes Tectônicos do Arqueano e Proterozóico no Interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais. Tese de Doutorado. IG – USP. São Paulo – SP. 243 p.
- ENDO, I. & FONSECA, M.A. 1992. Sistema de Cisalhamento Fundão-Cambotas no Quadrilátero Ferrífero, MG: Geometria e Cinemática. *Revista da Escola de Minas*, Ouro Preto, **45 (1/2)**: 28-31.
- FLIERVOET, T.F.; DRURY, M.R., & CHOPRA, P.N., 1999. Crystallographic Preferred orientations and misorientations in some Olivine Rocks Deformed by Diffusion or Dislocation Creep, *Tectonophysics*, **303**: 1-27.
- FLORAN, R.J. & PAPIKE, J.J. 1978. Mineralogy and petrology of the Gunflint Iron Formation, Minnesota- Ontario: Correlation of compositional assemblage variations at low to moderate grade. *Journal of Petrology*, **19**: 215-288.
- FREITAS, M.E.; CROCCO-RODRIGUES & ROSIÈRE, C.A. 1992. A correlação do Quartzito Cambotas com a seqüência Espinhaço apoiada por mapeamento geológico em escala 1:10.000. In: SIMP. DE GEOL. DE MINAS GERAIS, 6, Ouro Preto. *Revista da Escola de Minas*, Ouro Preto, **45 (1/2)**: p. 51-52.
- FRENCH, B.M. 1968. Progressive contact metamorphism of the Biwabik Iron Formation, Mesabi Range, Minnesota. *Minn., Geol. Surv. Bull.*, **45**, 103 p.
- FROST, H.J. & ASHBY, M.F. 1982. Deformation-Mechanism-Maps. The Plasticity and Creep of Metals and Ceramics, Pergamon Press, Oxford.

- FONSECA, M.A. 1990. O Sinclinal de Ouro Fino: análise descritiva e cinemática de um segmento do Sistema Fundão, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. DEGEO – UFOP. Ouro Preto – MG. 120 p.
- GAIR, J.E. 1962. Geology ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *U.S.G.S. Prof. Paper.*, 67p.
- GARRELS, R.M.; PERRY JR., E.A. & MACKENZIE, F.T. 1973. Genesis of Precambrian iron-formations and the development of atmospheric oxygen. *Econ. Geol.*, **68** (7): 1173-1179.
- GAUDIN, A.M. 1956. Flotation. New York, McGraw Hill.
- GAY, N.C. 1968b. Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluids. *Tectonophysics*, **5**, 211-234.
- GLEASON, G.C.; TULLIS, J.H. & HEIDELBACH, F., 1993. The role of dynamic recrystallization in the development of lattice preferred orientations in experimentally deformed quartz aggregates. *J. Struct. Geol.* **15**: 1145-1168.
- GLÖCKNER, K-H. 1982. *Lithostratigraphie, Sedimentologie, Tektonik und Metamorphose der proterozoischen Itacolomi-serie bei Ouro Preto, Minas Gerais, Brasilien*. Clausthal-Zellerfeld, germany.
- GOODWIN, A.M., 1973a. Archean iron-formations and tectonics basins of the canadian Shield, *Econ. Geol.*, **68**: 915-933.
- GOODWIN, A.M., 1973b. Archaean volcanogenic iron-formations of the canadian Shield. In: *Genesis of Precambrian Iron and Manganese Deposits*, Unesco, Paris, pp. 23-34.
- GORCEIX, H. 1884. Bacias terciárias de águas doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarela e Fonseca), Minas Gerais, Brasil. *Anais da Escola de Minas*. Ouro Preto. **3**: 95-114.

- GROSS, G.A. Geology of iron deposits in Canada. Volume 1. General Geology and Evaluation of Iron Deposits. *Econ. Geol. Rep. Surv. Can.* **22**: 181, 1965.
- GROSS, G.A. A classification of iron deposits in Canada. *Can. Min. J.*, **80**(10): .87-92, 1959.
- GROSS, G.A. Industrial and genetic models for iron ore in iron-formation. *Geol. Surv. Of Can.*, **40**: 151-170, 1993.
- GROSHONG JR., R.H. 1988. Low temperature deformation mechanisms and their interpretation. *Geol. Soc. Of Amer. Bull.*, **100**: 1329-1360.
- GUBA, I. 1982. *Tektonik, Texturen and Mineralogie der Prakambrischen Eisenerze und Nebengesteinsseriender Lagerstatte Morro Agudo in NE des Quadrilátero Ferrífero/Minas Gerais, Brasilien*. Clausthal-Zellerfeld: Universtät Clausthal. 342 p. Tese (Doutorado) - Univ. Clausthal.
- GUIMARÃES, D.; MELO, S.M.G. & MELO, E.A.V. 1966. O Complexo do Bação. *Bol. Inst. Geol. Escola de Minas. Ouro Preto*, **2**(1): 1-12.
- GUIMARÃES, M.L.V; HACKSPACHER, P.C.; ROSIÈRE, C.A. & MORENO, M.M.T., 1995. A Análise de Textura Completa da Hematita no Minério de Ferro do Quadrilátero Ferrífero – MG, In: VI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, pp. 130-132.
- HACKSPACHER, P. C. 1979. Strukturelle und texturelle Untersuchugen zur internen Deformation des Eisenreicherz Korperes der Grube “Águas Claras” bei Belo Horizonte / Minas Gerais, Brasilien. *Clausthaler Geol. Abh.*, **34**: 164 p.
- HACKSPACHER, P.C. 1980. Análise estrutural na seqüência proterozóica Minas na área de Águas Claras, Minas Gerais. In: CONG. BRAS. GEOL., 31, Camboriú. *Anais...* Camboriú SBG. 5, p. 2604-2615.

- HACKSPACHER, P.C.; OLIVEIRA JR., V.T.; SIEMES, H.; ROSIÈRE, C.A. & MORENO, M.M.T. 1999. Textural contrast and crystallographic control of Banded Iron Formation of the Conceição Mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. In: INTERN. CONF. TEXTURES AND PHYSICAL PROPERTIES OF ROCKS, 1999, Göttingen. *Abstract volume...* Göttingen: Institute of Geology and Dynamics of the Lithosphere, University of Göttingen. 4: p. 58-60.
- HAN, T.M. 1982. Iron formations of Precambrian Age: hematite – magnetite relationships in some proterozoic iron deposits – A microscopy observation. In: AMSTUTZ, G.C. *et al.* (Eds.). The State of the Art, special publication n° 2 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits. Berlin: Springer-Verlag, p. 451-459.
- HARDER, E. C. & CHAMBERLIN, R.T. 1915. The geology of central Minas Gerais, Brazil. *Journal of Geology*, **23**: 341-78.
- HASUI, Y.; ZANARDO, A.; HACKSPACHER, P.C.; VERÍSSIMO, C.U.V.; FEITOSA, V.M.N. & COELHO, L.H. 1994b. Mina de Alegria (Porção Ocidental). Parte II: Modelo Estrutural e Evolutivo da Jazida de Ferro. *Geociências*, São Paulo, **13**(1): 121-148.
- HASUI, Y. & MAGALHÃES, A.C. 1998. Mapeamento Geoestrutural da Região do Complexo Minerador de Itabira., CVRD, Itabira, MG, *Relatório Interno*, 71p.
- HEILBRONNER PANOZZO R & PAULI, C., 1993. Integrated spatial and orientation analysis of quartz c-axes by computer-aided microscopy. *J. Struct Geol.* **15**: 369-382.
- HENNIG-MICHAELI, C. 1976. Mikroskopische gejúguuntersuchungen an experimentell und natúrlíchverformten hänatiterzen. Diss. RWTH Aachen, 225p.
- HENNIG-MICHAELI, C. 1977. Microscopic structures studies of experimentally and natúrlíu deformed hematite ores. *Tectonophysics*, **29**: 255-271.

- HENNIG-MICHAELI, C. & SIEMES, H. 1985. Experimental deformation of hematite crystals between 25? and 400?C at 400 Mpa confining pressure. In: Schreyer, W. (Ed.), *High Pressure Researches in Geosciences*, E. Schweizerbart, Stuttgart, pp. 133-150.
- HERRING, C. 1950. Diffusional viscosity of a polycrystalline solid. *J. Appl. Phys.*, **21**: 437-445.
- HERZ, N. 1970. Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *U.S.G.S. Prof. Paper.*, **641-B**: p. B₁-B₅₈.
- HERZ, N. 1978. Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S.G.S. Prof. Paper.*, **641-C**: p. C₁-C₈₁.
- HIPPERTT, J.F.; BORBA, R.P. & NALINI, H.A. 1992. O contato Formação Moeda-Complexo do Bonfim: Uma zona de cisalhamento normal na borda oeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista da Escola de Minas, Ouro Preto*, **45 (1/2)**: 32-34.
- HOBBS, B.E. 1968. Recrystallization of single crystal of quartz. *Tectonophysics*, **6**: 353-401.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F., 1976. An outline of structural geology, Wiley, New York.
- HOBBS, B.E., 1985. The geological significance of microfabric. In: WENK, H.R. (Eds) Preferred orientation in deformed metals and rocks. Academic Press, New York.
- HOEFS, J.; MÜLLER, G. & SCHUSTER, A.K. 1982. Polymetamorphic relations in iron ore from the Iron Quadrangle, Brazil: The correlation of oxygen isotope variations with deformation history. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **79**: 241-251.
- HOUOT, R. Beneficiation of Iron Ore Flotation – Review of Industrial and Potential Applications. *International Journal of Mineral Processing*, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam – Printed in Netherlands, 4, 1977, p. 89-98.

- JAMES, H.L. 1954. Sedimentary facies of iron formations. *Econ. Geol.*, Lancaster, **49**(3): 235-293.
- JANSEN, E.; SCHÄFER, W. & KIRFEL, A., 2000. The Jülich neutron diffractometer and data processing in rock texture investigations. *J. Struc. Geol.* **22**: 1559-1564.
- JANUZZI, A. & ALKMIM, F.F. 1989. Geologia Estrutural da Mina de Alegria (SAMITRI), Município de Mariana (MG). Mariana, SAMITRI. *Relatório Interno não publicado*. 13p.
- JESSELL, M.W. 1987. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *J. Struct Geol.* **9**: 1007-1014.
- JESSELL, M.W. 1988a. Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates: 1 Description of the model. *J. Struct Geol.* **10**: 771-778.
- JESSELL, M.W. 1988b. Simulation to fabric development in recrystallizing aggregates: 2 Example model runs. *J. Struct Geol.* **10**: 779-793.
- JESSEL, M.W. & BONNS, P. 1998. VIEPS Deformation Microstructures Course (Lecture Notes). Department of Earth Sciences, Monash University. (www.earth.monash.edu.au/Teaching/mscourse/intro.html)
- JESSEL, M.W. & BONNS, P. 2000. Crystallographic preferred orientation development by dissolution-precipitation creep. *Journal Structural Geology*. **22**: 1713-1722.
- KAMB, W.B. 1959. Theory of preferred orientation developed by crystallization under stress. *J. Geol.*, **67**: 153-170.
- KAMB, W.B. 1961. The thermodynamical theory of non-hydrostatically stressed solids. *J. Geophys. Res.*, **66**: 259-271
- KING, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. *Rev. Bras. Geogr.*, **18**(2): 147-265.

- KLEIN, C. 1973. Changes in mineral assemblages with metamorphism of some banded precambrian iron-formations. *Econ. Geol.*, **68** (7): 1075-1088.
- KLEIN, C. 1983. Diagenesis and metamorphism of precambrian banded iron-formation. In TRENDALL, A.F. & MORRIS, R.C. (Eds.). *Iron Formations: Facts and Problems*. Amsterdam, Elsevier, p. 417-471.
- KLEIN, C. & BRICKER, O.P. 1977. Some aspects of the sedimentary and diagenetic environment of proterozoic banded iron-formation. *Econ. Geol.*, **72**: 1457-1470.
- KLEIN, C. & BEUKES, N.J. 1992. Proterozoic iron formation. In: CONDIE, K.C. (Eds.) *Proterozoic Crustal Evolution*, Elsevier, p. 383-418.
- KNIPE, R.J. 1989. Deformation mechanisms-recognition natural tectonites. *Journal of Structural Geology*, **11**, 127-146.
- LADEIRA, E. A. 1980. *Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine and in the Nova Lima district, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Tese de Doutorado. University of Western Ontario. Ontário – Canadá. 272 p.
- LADEIRA, E.A., ROESER, H. & TOBSCHALL, H.J. 1983. Evolução Petrogenética do Cinturão de Rochas Verdes Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SIMP. DE GEOL. DE MINAS GERAIS, 2., Belo Horizonte, Brasil. *Anais..., Bol. 3*, Belo Horizonte: SBG-MG, p.149-65.
- LADEIRA, E.A. & VIVEIROS, J.F.M. 1984. Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. *Boletim Soc. Bras. Geol./Minas Gerais*, **4**.
- LADEIRA, E.A. 1988. *Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S. (Eds.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, vol. 3, Brasília: DNPM/CPRM, p.301-375.

- LAGOEIRO, L.E. 1998. Mecanismos de deformação e orientações cristalográficas preferenciais em tectonitos de formações ferríferas – Quadrilátero Ferrífero, MG. São Paulo: Universidade de São Paulo. 151 p. Tese (Doutorado em Geociências) – IG, USP.
- LAW, R.D. 1990. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: KINIPÉ, R.J. & RUTTER, E.H. (Eds.) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, Geological Society Special Publication, **54**: 335-352.
- LEISS, B., ULLEMEYER, K.W.; BROKMEIER, H.G.; BUNGE, H.-J.; DRURY, M.; FAUL, U.; FUETEN, F.; FRISCHBUTTER, A.; KLEIN, H.; KUHS, W.; LAUNEAU, P.; LLOYD, G.E.; PRIOR, D.J.; SCHEFFZÜK, CH.; WEISS, T.; WALTHER, K. & WENK, H.-R. 2000. Recent development and goals in texture research of geological materials. *Journal of Structural Geology* **22**: 1531-1540.
- LIMA, M.R. & SALARDI-CHEBOLDAEFF, M. 1981. Palynologie des bassins de Gandarela et Fonseca (Eocene de l'Etat de Minas Gerais, Brésil). *Boletim IG-USP. Série Científica*, **12**: 33-54.
- LISTER, G.S. 1974. The theory of deformation fabrics. Unpublished PhD thesis. Australian National University, 2vols. 463p.
- LISTER, G.S. 1977. Discussion: crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, **39**: 51-54.
- LISTER, G.S. & WILLIAMS, P.F. 1979. Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *Journal of Structural Geology*, **1**, 283-297.
- LISTER, G.S. & HOBBS, B.E. 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation history. *J. Struct Geol.*, **2**: 355-371.

- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; BELO DE OLIVEIRA, O.A. & LADEIRA, E.A. 1989. Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior, com base em geocronologia U-Pb. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5, 1989, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG/Núcleo MG. (Boletim **10**:1-5).
- MACHADO, N. & CARNEIRO, M.A. 1992. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian J. Earth Science*, Ottawa, **29**: 2341-2346.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A. & OLIVEIRA, O.B. 1992. U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, Southern São Francisco Craton, Brazil. *Geol. Soc. Of Amer. Bulletin*, **104**: 1221-1227.
- MACHADO, N. & NOCE, C.M. 1993. A evolução do setor sul do Cráton do São Francisco entre 3,1 e 0,5 Ga baseada em geocronologia U-Pb. In: SIMP. SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 2, Salvador. *Anais...*, Salvador: SBG, p.100-102.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C.M. & GAUTHIER, G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Sci. Let.*, **141**:259-276.
- MAIMPRICE, D.; BOUCHEZ, J.L.; BLUMENFELD, P. & TUBIA, J.M., 1986. Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* **14**: 819-822.
- MAIZATTO, J.R. & CASTRO, A.P.T. Origem e Evolução da Bacia do Gandarela – Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMP. NAC. DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Belo Horizonte. *Anais.... Bol. 12*. Belo Horizonte: SBG-MG, p.325-329.

- MARSHAK, S. & ALKMIM F.F. 1989. Proterozoic extension/contraction tectonics of the southern São Francisco Craton and adjacent regions, Minas Gerais, Brazil: A Kinematic model relating Quadrilátero Ferrífero, São Francisco Basin and Cordilheira do Espinhaço. *Tectonics*, **8(3)**: 555-71.
- MARSHAK, S.; ALKMIM, F.F. & EVANGELISTA, H.J. 1992. Proterozoic Crustal Extensional and the Generation of Dome-and-Keel granite-greenstone terrain. *Nature*, **357**: 491-493.
- MAXWELL, C.H. 1958. The Batatal Formation. *Boletim da Soc. Bras. Geo.* /São Paulo, **7**: 60-1.
- MAXWELL, C.H. 1972. Geology and Ore deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, Washington, 341-J, p.J₁ – J₇₂.
- MEL'NIK, Y.P. 1982. Precambrian banded iron-formation: physicochemical conditions of formation. Amsterdam, Elsevier, 310 p.
- MINTER, W.E.L.; RENGGER, F.E. & SIEGERS, A. 1990. Early Proterozoic gold placers of the Moeda Formation within the Gandarela Syncline, Minas Gerais. *Econ. Geol.* **85(5)**: 943-951, 1990.
- MIRANDA BARBOSA, A.L. 1961. Tectônica do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais. *Bol. SICEG*, **1**: 49-54.
- MÜCKE, A. & ANNOR, A.A. 1993. Examples and genetic significance of the formation of iron oxides in the Nigerian banded iron-formation. *Mineral. Deposita*, **28**: 136-145.
- MÜCKE, A.; ANNOR, A.A. & NEUMANN, U. 1996. The Algoma-type iron-formation of the Nigerian matavolcano-sedimentary schist belts. *Mineral. Deposita*, **31**: 113-122.

- MÜLLER, G.; SCHUSTER, A. & HOEFS, J. 1982. Oxygen isotope variations in polymetamorphic iron ores from Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geol.* São Paulo, 12 (1-3): p. 348-355.
- NABARRO, F.R.N. 1967. Steady-state diffusional creep. *Phil. Mag.*, **16**: 231-237.
- NALINI JR., H.A. 1990. Petrografia e geologia estrutural de uma seção ao longo do Sinclinal Moeda e adjacências, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Trabalho de Graduação. UFMG. Belo Horizonte – MG. 104 p.
- NALINI JR., H.A. 1993. Análise estrutural descritiva e cinemática do flanco sul e terminação periclinal do Anticlinal de Mariana e adjacências, região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Dissertação de Mestrado. UFMG. Belo Horizonte – MG. 132 p.
- NICOLAS, A. & POIRIER, J.P. 1976. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. [s.l.]: Wiley. 444 p.
- NOCE, C.M. 1995. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Tese de Doutorado. IG – USP São Paulo-SP. 128 p.
- NOCE, C.M.; TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M.A. & MACHADO, 1999. N. U-Pb zircon ages and Sm-Nd signatures of basement rocks in the southern São Francisco craton: implications for archaean crustal evolution. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14, Ouro Preto. *Anais...*, Ouro Preto: IBTA / SBG. p. 152-154.
- OLIVEIRA, F.R.; SCHRANK, A.; ENDO, I. & XAVIER, R.P. 1995. Os modelos propostos para o depósito aurífero de Passagem de Mariana. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8, Belo Horizonte. *Anais...*, Bol. 13. Belo Horizonte: SBG. p. 132-134.

- OLIVEIRA JR., V.T. 2000. Caracterização microestrutural e textural dos minérios de ferro da Mina de Conceição (Itabira-MG). Dissertação de Mestrado. IGCE – UNESP. Rio Claro – SP. 180 p.
- OLIVEIRA JR., V.T. & HACKSPACHER, P.C. 2001. Cavalgamento com encurtamento associado como principal processo mineralizante do minério de ferro da Mina de Conceição (Itabira-MG, Brasil). In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS E SIMP. INT. TECTÔNICA, 8, 2, Recife. *Anais ...* Recife: SBG. p. 221-223.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. 1996. Microtectonics. 1ed. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 160p.
- PATERSON, M.S. 1969. The ductility of rocks. In: ARGON, S.A. (Eds.) Physics of strength and plasticity, The Orowan 65th Anniversary Vol., M. I. T. Press, 377-392.
- PERES, A.E.C. 1992. “Flotação convencional e princípios de flotação: microflotação”.
- PIERI, M.; KUNZE, K.;BURLINI, L.; STRETTON, I.; OLGGARD, D. & BURG, J.P. 1999. Experimental deformation to large shear strain of calcite rocks: Rheological and microstructural evolution. *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie* Sb. 4: 154-155.
- PINTO, A.D.P. & REGALI, M.S.P. 1990. Palinoestratigrafia dos sedimentos terciários da Bacia do Gandarela, MG, Brasil. *Revista da Escola de Minas*. Ouro preto, 44(1): 10-15.
- PIRES, F.R.M. & FRAGA, L.M.B. 1985. Evidências da presença de embasamento gnáissico - Complexo Bela Vista na estrutura Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, *Boletim da Soc. Bras. Geol.* /Belo Horizonte, 5: 94-9.
- PIRES, F.R.M. 1992. Metamorfismo da formação ferrífera Itabira, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Anais...*, São Paulo: SBG-SP, p. 410-411.

- POIRIER, J.P. & NICOLAS, A. 1975 Deformation-induced recrystallization by progressive misorientation of subgrain-boundaries, with special reference to mantle peridotites. *Journal of Geology*, **83**, 707-720.
- POIRIER, J.P. & GUILLOPÉ, M. 1979. Deformation-induced recrystallization minerals. *Bulletin de Minéralogie*, **102**, 67-74.
- POMERENE, J.B. 1964. Geology on ore deposits of the Belo Horizonte, Ibirité and Macacos Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *USGS. Prof Paper.*, **341D**: 84p.
- QUADE, H. 1988. Natural and simulated (10.4) pole figures of polycrystalline hematite. *Texture and Microstructures*, **8 – 9**, 719-736.
- QUADE, H., ROSIÈRE, C.A., SIEMES, H. & BROKMEIER, H.-G. 2000. Fabrics and textures of Precambrian iron ores from brazilian deposits. *Zeitschrift für angewandte geologie*, Sonderheft 1, 155-162.
- RAMSAY, J.G. 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill, New York.
- REE, J.H. 1990. High temperature deformation of octachloropropane-dynamic grain growth and lattice reorientation. *Geol. Soc. Spec. Publ* **54**: 363-368.
- ROMANO, A.W. 1990. La Évolution Tectonique de la region du Quadriláter Ferífer, Minas Gerais, Brésil. Nancy: Univ. Nancy I. 259 p. Tese (Doutorado)
- ROSIÈRE, C.A. 1981. Strukturelle und texturelle Untersuchungen in der Eisenerslagerstatte “Pico de Itabira” bei Itabirito, Minas Gerais, Brasilien. *Clausthaler Geowiss. Diss.*, **9**: 302 p.
- ROSIÈRE, C.A. & NOCE, C.M. 1987. Zonas de Cisalhamento no sinclinal de Gandarela, Quadrilátero Ferífero, MG. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 1, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG.

- ROSIÈRE, C.A. & SIEMES, H. 1987. Estudo da textura dos minérios hematíticos do Quadrilátero Ferrífero com goniômetro de Raios X. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 1, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG. p. 38.
- ROSIÈRE, C.A. & CHEMALE JR., F. 1991. Textural and structural aspects of iron ores from Iron Quadrangle, Brazil Source, Transport and Deposition of Metals. Rotterdam (Balkema). Pagel & Leroy (Eds): 485-488
- ROSIÈRE, C.A.; CHEMALE JR., F. & GUIMARÃES, M.L.V. 1993. Um modelo para evolução microestrutural dos minérios de ferro do Quadrilátero Ferrífero. Parte I – estruturas e recristalização. *Revista Geonômos*, 1 (1): 65-84. UFMG, Belo Horizonte, MG.
- ROSIÈRE, C. A.; CHEMALE JR., F.; VANUCCI, L.C.; GUIMARÃES, M.L.V.; CARBONARI, F.S. & DO CARMO JR., J.A. 1997. A estrutura do Sinclínório de Itabira e a tectônica transcorrente do NE do Quadrilátero Ferrífero. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 6, Peirópolis. *Anais...*, Peirópolis: SBG, p.225-226.
- ROSIÈRE, C.A.; SIEMES, H.; QUADE, H.; BROMEIER, H.G.; SCHAEFER, W. & KLINGENBERG, B. 1999. Deformação de formações ferríferas bandadas e a geração de especularita. In: SIMP. NAC. DE ESTUDOS TECTÔNICOS E SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE TECTÔNICA, 7, Lençóis. *Anais...*, Lençóis: SBG-BA e ABGP, p.31-34.
- ROSIÈRE, C.A.; SIEMES, H.; QUADE, H.; BROKMEIER, H.G. & JANSEN, E.M. 2001. Microstructure, textures and deformation mechanisms in hematite. *J. Struct. Geol.*, **23**: 1429-1440.
- SCHAEFEN, H. & SIEMES, H. 1996. Determination and interpretation of preferred orientation with texture goniometry: an application of indicators to maximum entropy pole-to orientation-density inversion. *Mathematical Geology*, **28**:169-201.

- SCHMID, S. M. 1994. Textures of geological materials: computer model prediction versus empirical interpretations based on rock deformation experiments and field studies. In: BUNGE, H.J.; SKROTZKI, W., SIEGESMUND, S. & WEBER, K. (Eds.). Textures of Geological Materials. DGM Informationsgesellschaft, Oberursel, pp. 279-301.
- SCHMID, S.M. & CASEY, M. 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C-axis patterns. *Geophys Monogr.*, **36**: 263-286.
- SANDER, B 1950. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, Band II: Die Korngefüge. Springer, Wien Berlin Heidelberg.
- SCHMALZ, R.F. 1959. A note on the system $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$. *J. Geophys. Res.*, **64**: 575-579.
- SGARBI, G.N.C.; FANTINEL, L.M. & MASOTTI, F.S. 1992. Geologia dos sedimentos lacustres da Bacia Terciária do Gandarela, Minas Gerais – Brasil. In: SIMP. GEOL. DE MINAS GERAIS, 6, Ouro Preto. *Revista da Escola de Minas*, Ouro Preto, 45 (1/2): 118-112.
- SIEMES, H. & HENNIG – MICHAELI, C., 1985. Ore minerals. In: WENK, H-R. (Ed). Preferred Orientations in Deformed metals and Rocks, an Introduction to Modern Texture Analyses. Academic Press, Orlando, pp. 335-360.
- SIEMES, H.; ROSIÈRE, C.A.; HACKSPACHER, P.C.; SCHÄETER, W. & JANSEN, E. M. 2000. Defocusing correction of X-Ray pole figures by means of neutron pole figure measurement. *Textures and Microstructures*, **1/00**, 1-8.
- SIEMES, H.; KLINGENBERG, B.; RYBACKI, E.; NAUMANN, M.; SCHÄFER, W.; JANSEN, E. & ROSIÈRE, C.A. 2003. Texture, microstructure, and strength of hematite ores experimentally deformed in temperature range 600-1100°C and at strain rates between 10^{-4} and 10^{-6} s^{-1} . *J.Struc. Geol.*, **25**: 1371-1391.

- SILVA, A.M. 1992. Geologia e petroquímica dos enxames de diques máficos do Quadrilátero Ferrífero e Espinhaço Meridional, MG. Dissertação de Mestrado. UNB Brasília – DF. 118 p.
- SILVA, M.G.; COELHO, C.A.E.; TEIXEIRA, J.B.G.; SILVA, R.A. & ORLANDI, P.H. 2001. Caracterização de Depósitos Auríferos de Distritos Mineiros Brasileiros – Alvo Mina de Fazenda Brasileiro, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia. ADIMB/DNPM/FINEP/CVRD/UFBA, 220p.
- SIMONS, G.C. & MAXWELL, C.H. 1961. O Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas. Bol. DNPM/DFPM, 211, 30p.
- SHELLEY, D. 1994. Spider texture and amphibolites preferred orientations. *J. Struct Geol.* **16**: 709-717.
- SOUZA, C.C. & ARAÚJO, A.C. 2001. A Influência do Tamanho da Partícula de Lama na Flotação de Minérios de Ferro, In: Anais do II Simpósio Brasileiro de Minério de Ferro – ABM, pp. 73-88.
- SOUZA, P.C. & MÜLLER, G. 1988. Geotermometria em rochas da Formação Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. *Anais...*, Belém: SBG, p. 1193-1202.
- SCHORSCHER, H.D.; CARBONARI, F.C.; POLONIA, J.C. & MOREIRA, J.M.P. 1982. Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State, Rio das Velhas greenstone belt and Proterozoic Rocks. In: INTERN. SYMP. ON ARCHEAN AND EARLY PROTEROZOIC, 1982, Salvador. *Excursion Annex...* Salvador: SBG. 56 p.
- SCHRANK, A. & SOUZA FILHO, C.R. 1999. The tectonic evolution to the Quadrilátero Ferrífero region from the archaean to the neoproterozoic: a revision, problems and prospects. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14, Ouro Preto. *Anais...*, Ouro Preto: IBTA / SBG., p. 122-125.

- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, 12(1): 1-33.
- TEIXEIRA, W. 1982. Geochronology of the Southern part of the São Francisco Craton. *Revista Brasileira de Geociências*. 1(12): 268-77.
- TRENDALL, A.F. & BLOCKLEY, J.G. 1970. The iron-formations of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia, Aust. Geol. Surv., *Bull.*, **119**: 366 pp.
- TRZASKOS-LIPSKI, B. 2001. Os atributos estruturais do minério de ferro granulado da Mina de Casa de Pedra, Congonhas – MG, e sua resposta no processo de redução em alto forno. Dissertação de Mestrado. DEGEO - UFOP. Ouro Preto-MG. 136p.
- TULLIS, T.E. 1971. Experimental development of preferred orientation of mica during recrystallization, Ph.D. thesis, Univ. of Calif. At Los Angeles, 262p.
- TULLIS, J.; CHRISTIE, J.M. & GRIGGS, D. T. 1973. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Bull Geol. Soc. Am.* **84**: 297-314.
- URAI, J.L. 1983. Deformation of wet Salt Rocks. Ph.D. Thesis, University of Utrecht, 221p.
- VARAJÃO, C.A.C. 1991. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. (MG). *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, **21**(2): 138-145.
- VERÍSSIMO, C.U.V. 1999. Jazida de Alegria Gênese e Tipologia dos Minérios de Ferro (Minas 3, 4 e 5 – Porção Ocidental). Tese (Doutorado em Geociências). IGCE – UNESP. Rio Claro – SP. 1:234p.
- VILLAÇA, J.N. 1881. Alguns aspectos sedimentares da Formação Moeda. *Boletim da Soc. Bras. Geol.*/Belo Horizonte, 2: 93-137.
- WALLACE, R.M. 1958. The Moeda Formation. *Boletim da Soc. Bras. Geol.* /São Paulo, **2**: 59-60.

-
- WANG, W. 1999. Image analysis of aggregates. *Computers. & Geosciences*, **25**: 71-81.
- WENK, H.R. 1998. Typical textures in geological materials and ceramics. In: KOCKS, U.F.; TOMÉ, C.N. & WENK, H.R. (Eds.) *Texture and Anisotropy*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 240-280.
- WHITE, S.H. 1976. The role of dislocation processes during tectonic deformation with special reference to quartz. In: Stress RJ (Ed.). *The physics and chemistry of minerals and rocks*, Wiley, London, pp. 75-91.
- WHITE, S.H. 1979a. Grain and sub-grain size variations across a mylonite zone. *Contrib Mineral Petrol*, **70**: 193-202.
- WILSON, C.J.L., 1975. Preferred orientation in quartz ribbon mylonites. *Bull Geol. Soc. Am* **86**: 968-974.
- ZAVAGLIA, G.; ROSIÈRE, C.A. & ALKIMIM, F.F., 1995. Textura e Tipos de Minérios Hematíticos do Depósito do Tamanduá, In: VI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, pp. 337-340.

ANEXO 1

Glossário de Microtectônica

Glossário de Microtectônica: (Extraído de Passchier & Trouw, 1996)

Amaciamento - (*Softening*): Processo de diminuição de defeitos cristalinos com a deformação. Expressa como a diminuição da tensão diferencial em taxa de deformação constante ou aumento da deformação em tensão diferencial constante.

Amaciamento ou Amolecimento Geométrico - (*Geometric Softening*) –: Redução de defeitos de um agregado mineral pelo desenvolvimento de *LPO-Lattice Preferred Orientation* (**Orientações Cristalográficas Preferenciais**).

Amaciamento por Deformação - (*Strain Softening*): Amaciamento de uma rocha com aumento da deformação.

Anastomosado – (*Anastomosing*): Termo usado para descrever a forma de algumas foliações entrelaçadas, dividindo a rocha em várias lentes.

Arco Poligonal - (*Polygonal Arc*): Distribuição em forma de arco de grãos de mica sem deformação, provavelmente formada por recristalização estática de uma foliação de mica dobrada.

Banda de Cisalhamento - (*Shear Band*): Espécie de zona de cisalhamento em escala de mão ou microscópica.

Banda de Cisalhamento Tipo-C - (*C-Type Shear Band Cleavage*): Tipo específico de banda de cisalhamento, comum em rochas milonitizadas. Bandas de cisalhamento Tipo-C ou Planos-C são relativamente retas e estende-se paralelamente ao limite da zona de cisalhamento.

Banda de Cisalhamento Tipo-C' – (*C'-Type Shear Band Cleavage*): É uma banda de cisalhamento específica comumente desenvolvida em milonitos ricos em micas e fortemente foliadas. As bandas de cisalhamento Tipo-C' são curvadas, anastomosadas e inclinadas em relação ao limite da zona de cisalhamento; usado como indicativo de transporte.

Blastomilonito - (*Blastomylonite*): Milonito que sofreu **recristalização dinâmica** de parte de sua trama durante a deformação. O termo também é usado para milonito de alto-grau com matriz recristalizada relativamente grossa.

Bulging: É um processo de migração local de um limite de grão que encontra-se na vizinhança de um grão com alta densidade de defeitos cristalinos, eventualmente produzindo novos cristais. *Bulging* é um importante processo na **recristalização por migração de limite de grão**.

Caminho da Deformação - (*Deformation Path*): Caminho, em relação a um sistema de referência externo, que determinado volume de rocha atravessa ou realiza, quando passa de um estado indeformado para o deformado.

Ciclo Metamórfico - (*Metamorphic Cycle*): Ciclo de mudanças da pressão e temperatura, experimentada por um dado volume de rocha.

Clivagem - (*Cleavage*): Foliação secundária definida pela orientação preferencial de elementos de trama desiguais. O nome é usualmente restrito à rochas de granulometria fina, como ardósias e filitos, mas também é usado por alguns autores para descrever rochas com qualquer foliação secundária, exceto para acamamento grosseiro.

Clivagem de Crenulação Extensional - (*Extensional Crenulation Cleavage*): Sinônimo para banda de cisalhamento **Tipo-C'**.

Coble Creep – É um processo de difusão em estado sólido (migração de defeitos pontuais) ao longo do limite de grão.

Crenulação - (*Crenulation*): Termo usado como sinônimo de dobras com comprimento de onda de 1cm ou menos, usualmente desenvolvida em foliações contínuas mais nova.

Crescimento Mimético - (*Mimetic Growth*): Crescimento de minerais controlados por arranjo de grãos pré-existent (VERNON, 1976).

Cristal Anhedral - (*Anhedral Crystal*): Cristal com forma irregular e sem face planar.

Cristal Euhedral - (*Euhedral Crysta*): Cristal com formas cristalinas bem desenvolvidas.

Cristaloblástico - (*Crystalloblastic*): Sinônimo de granoblástico.

Defeito Cristalino (*Dislocation*): Defeito linear na rede cristalina.

Defeito em Parafuso - (*Screw Dislocation*): Defeitos cristalinos com vetor Burgers paralelo à linha de deslocamento.

Defeito Linear - (*Line Defect*): São defeitos lineares na rede cristalina.

Defeitos por Saltos - (*Dislocation Climb*): Movimentação de defeitos fora do seu plano de deslizamento, normalmente pela migração das vacâncias para os locais dos defeitos.

Deformação - (*Deformation*): Processo que opera mudanças na forma e na orientação dos objetos ou volumes de rocha de um estado inicial para um final. Os geólogos usam o termo deformação num sentido geral, enquanto que a palavra deformação tem um significado mais restrito, que é, a mudança na forma de um objeto ou parte da rocha.

Deformação Diagenética - (*Diagenetic Strain*): Deformação devido a compactação e desidratação diagenética, usualmente resultando em encurtamento normal ao acamamento com perda de volume.

Deformação Finita - (*Finite Deformation*): Deformação acumulada sobre um período finito de tempo.

Deformação Incremental - (*Incremental Deformation*): Deformação imaginária, infinitamente pequena.

Deformação Intracristalina - (*Intracrystalline Deformation*): Deformação pela movimentação de vacâncias ou defeitos na rede cristalina.

Deformação Plana - (*Plane Strain*): Tipo tridimensional de deformação no qual $Y/Z = X/Y$. Na ausência de mudança de volume adota-se $Y=1$.

Deformação por Achatamento - (*Flattening Strain*): Deformação coaxial tridimensional no qual $Y/Z > X/Y$. A deformação por achatamento produz elipsóides oblatos.

Deformação Progressiva - (*Progressive Deformation*): Processo de acumulação da deformação com o tempo.

Deformação Superplástica - (*Superplastic Deformation*): Deformação na qual altas taxas de deformação são alcançadas sem desenvolvimento de grãos alongados ou OCP.

Deslizamento do Limite de Grãos - (*Grain Boundary Sliding*): Mecanismo de deformação no qual os grãos deslizam ao longo dos limite de grãos. Este mecanismo é limitado à rochas de granulação finas e /ou temperaturas relativamente altas.

Diffusion Creep: Deformação devido à lenta migração ou movimentação de vacâncias através da rede cristalina.

Dilatação - (*Dilatance*): Em microtectônica, significa aumento de área durante a deformação de um plano (duas dimensões). Termo as vezes usado erroneamente como sinônimo de aumento de volume.

Dislocation Creep: Movimentação dos defeitos na rede cristalina acomodada por “saltos”.

Dislocation Glide: Movimentação dos defeitos na rede cristalina sem os “saltos” dos defeitos.

Dissolução por Pressão - (*Pressure Solution*): Dissolução localizada de material, induzida por contraste entre a solubilidade dos sólidos em resposta à presença de um campo de tensão diferencial.

Dobra Defletida - (*Deflection Fold*): Estrutura contornando um porfiroblasto no qual **Se** é defletido através de dobras isoclinais em ambos os lados do porfiroblasto.

Dobra em Bainha - (*Sheath Fold*): Dobra fortemente acilíndrica em forma de bainha, usualmente orientada paralela à lineação de estiramento. Dobras em bainha são comuns em zonas de cisalhamento e especialmente em milonitos.

Dobra Helicítica - (*Helicitic Fold*): Modelo de inclusões num porfiroblasto parecido com uma dobra. É considerada como sendo formada por sobrecrecimento de uma dobra pré-existente numa matriz.

Dobra Oblíqua - (*Oblique fold*): Tipo de dobra aproximadamente cilíndrica comum em milonitos com eixos subparalelos à lineação de estiramento. Dobras oblíquas não possuem a forma de fechamento tubular das dobras em bainha.

EDAX: Energia dispersiva da análise de raios X. Facilita a medida da composição química dos minerais no microscópio eletrônico.

Endurecimento - (*Hardening*): Aumento de defeitos em função da deformação, expressa como aumento da tensão diferencial a taxas de deformação constante; ou aumento da taxa de deformação a tensão diferencial constante.

Endurecimento por Deformação - (*Strain Hardening*): Endurecimento de uma rocha com aumento da deformação.

Enfraquecimento Hidrolítico - (*Hidrolitic Weakening*): Amolecimento de material, devido à presença ou introdução de água.

Estiramento - (*Stretch*): Mudança no comprimento de uma linha: novo comprimento dividido pelo comprimento original (l_1/l_0).

Estrutura em Espuma - (*Foam Structure*): Trama com limite de grãos semelhante a espuma, formada por migração do limite de grão.

Estrutura Manto-Núcleo - (*Core-and-Mantle Structure*): Microestrutura formada por um núcleo cristalino deformado, contornado por um manto ou carapaça de material granular fino do mesmo mineral do núcleo. Esta microestrutura é considerada como desenvolvida por recristalização dinâmica, preferencialmente nas porções externas de um grande cristal deformado. Encontradas comumente em rochas feldspáticas submetidas às condições de deformação baixa a média.

Evento Metamórfico - (*Metamorphic Event*): Episódio de metamorfismo, caracterizado por mudanças nas assembléias minerais num volume de rocha.

Evento Tectônico - (*Tectonic Event*): Período de deformação reconhecido sobre uma grande área, distintos e separados de eventos anteriores e posteriores. Eventos tectônicos podem corresponder a uma ou mais fases de deformação.

Extinção Ondulante - (*Undulose Extinction*): Extinção irregular de um cristal com polarizador cruzado devido à distorção da rede cristalina com alta concentração de defeitos cristalinos. Não deve ser confundida com zoneamento.

Fase de Deformação - (*Deformation Phase*): Período da deformação durante o qual um grupo de estruturas originaram-se, separadas das outras estruturas por critérios de superposição. Sucessivas fases de deformação podem se combinar ou separar-se por intervalos de tempo com pouca ou nenhuma deformação, durante o qual as condições metamórficas e os campos de tensão podem mudar.

Finite Strain – Deformação Finita acumulada sobre um período finito de tempo.

Fluxo - (*Flow*): Movimento instantâneo de partículas materiais que compõem um volume de rocha deformado. Se o fluxo é homogêneo, o modelo de deslocamento de partículas pode ser descrito por um Campo Velocidade ou modelo de fluxo. A velocidade do campo descreve o movimento de uma população de partículas materiais num determinado instante de tempo. A sequência dos campos de velocidade, descrevendo a acumulação dos deslocamentos finitos das partículas materiais com o tempo. É o caminho da deformação ou história da deformação progressiva. Em microtectônica deve-se distinguir claramente entre as noções de **curso da deformação progressiva** e o **produto final da deformação progressiva** (deformação finita, strain finito).

Fluxo Cristal-Plástico - (*Crystalplastic Flow*): Deformação permanente devido à mecanismos de deformação intracristalina.

Foliação - (*Foliation*): Elementos com trama planar que ocorrem penetrativamente em escala mesoscópica na rocha. A foliação primária inclui estratificação em rochas sedimentares e acamamento ou bandamento em rochas ígneas; a foliações secundárias formam-se pela deformação induzindo processos. Juntas normalmente não são consideradas como foliações desde que elas não sejam penetrativas em mesoescala.

Foliação Ativa - (*Active Foliation*): Foliação que consiste de microzonas de cisalhamento ou qualquer plano ativo. Ela não é normalmente paralela ao plano **XY** da **deformação finita**. Ex. clivagem e zona de cisalhamento e algumas clivagens de crenulação compressivas.

Foliação Diagenética - (*Diagenetic Foliation*): foliação usualmente paralela ao acamamento, considerada como tendo sido originada pela compactação e desidratação diagenética.

Foliação Espaçada - (*Spaced Foliation*): Foliação secundária contendo microlitons e clivagem lamelar.

Foliação Externa - (*External Foliation*): Foliação fora e imediatamente adjacente à um profiroblasto. É comum a utilização da abreviatura **Se** (Foliação externa), é usada na comparação com a foliação interna (**Si**).

Foliação Passiva - (*Passive Foliation*): Foliação que é rotacionada passivamente para direção do *fabric attractor*. Foliações passivas estão subparalelas ao plano **XY** da deformação finita. Exemplos são os vários tipos de foliações contínuas.

Foliação Plano-Axial - (*Axial Planar Foliation*): Tipo de foliação gerada aproximadamente paralela ao plano-axial de dobras.

Função de Distribuição das Orientações - (*ODF (Orientation Distribution Function)*): Função que descreve a orientação tridimensional dos cristais nas rochas.

GBAR (*Grain Boundary Area Reduction*): Redução da área do grão pela migração do limite de grão.

Geminação de Crescimento - (*Growth Twin*): Geminação formada durante o crescimento de um cristal no qual está contida. Está em contraste com a geminação por deformação, que origina-se durante a deformação de um cristal.

Geminação por Deformação - (*Deformation Twin*): Geminação formada por deformação, comum em plagioclásios e carbonatos deformados.

Hipidiomórfico - (*Hypidiomorphic*): Sinônimo para subhedral. Termo usado principalmente para rochas ígneas.

Idiomórfico - (*Idiomorphic*): Sinônimo para euhedral. Termo usado principalmente para rochas ígneas.

Intersticial - (*Interstitial*): Defeito pontual na rede cristalina, um elemento adicional na rede cristalina entre unidades da rede cristalina regular.

ISA (*Instantaneous Stretching Axes*) – Eixo de Estiramento Instantâneo.

Isócora - (*Isochore*): Linha sobre o diagrama P-T, representando a variação da pressão de um fluido em função da temperatura, quando o volume desse fluido é mantido constante.

Lamela de Deformação - (*Deformation Lamella*): Lamela intracristalina com limites retos entre os grãos, com pouca diferença no relevo ótico em relação ao grão hospedeiro, consistindo em uma rede cristalina defeituosa ou arranjos de inclusões submicroscópicas.

Leis de Fluxo - (*Flow Law*): Equação que descreve a dependência da taxa de deformação sobre parâmetros como: Tensão, Temperatura e Tamanho de Grãos.

Limite de Grãos - (*Grain Boundary*): Domínio plano entre duas redes cristalinas de natureza e/ou orientações diferentes.

Limite de Subgrãos - (*Subgrain Boundaries*): Arranjo ordenado e planar de defeitos, separando dois volumes de material cristalino com mesma composição mas com pequena desorientação da rede cristalina (usualmente menor que 5°).

Limite de Subgrãos - (*Subgrain Wall = Subgrain Boundary*).

Lineação - (*Lineation*): Trama de elementos lineares que ocorrem penetrativamente em escala mesoscópica numa rocha. Estrias e fibras não são consideradas como lineação desde que não sejam penetrativas em escala mesoscópica.

Mapa de Mecanismos de Deformação - (*Deformation Mechanism Map*): Diagrama que apresenta as condições de tensão e temperatura, definindo campos com mecanismos de deformação específicos, predominantemente ativos; cada mapa vale somente para uma determinada rocha submetida à tensão variada.

Microestrutura de Arrasto - (*Dragging Microstructure*): Forte curvatura do limite entre dois grãos A e B. Esta microestrutura é interpretada como sendo formada pela migração do limite de grãos.

Microliton - (*Microlithon*): Camadas ou lentes com grau relativamente pequeno de orientações preferenciais quando comparados aos domínios de clivagens. Uma foliação antiga e crenulada pode estar presente nos microlitons. Juntamente com os domínios de clivagem, microlitons configuram uma foliação espaçada.

Milonito - (*Mylonite*): Rochas fortemente deformadas por zonas de cisalhamento dúcteis, comumente com foliação planar e usualmente com lineação de estiramento mineral. Evidências de alta deformação com ribbons de quartzo são comuns. Originalmente, milonitos foram definidos como rochas originadas por falhamento rúpteis (**LAPWORTH, 1885**). Atualmente, milonitos são definidos como tendo sido originado predominantemente por fluxo cristalplástico da matriz apesar de alguns minerais apresentarem fraturamento rúptil.

Nabarro-Herring Creep: Difusão em estado sólido através do retículo cristalino.

Novo Grão - (*New Grain*): Grão recristalizado ou de um novo mineral formado por reações metamórficas.

Objeto Tipo-? (Delta) - (*?-Type Object*): Porfiroclasto manteado com forma de fina asa assimétrica de material mantélico fixo a lados opostos do profiroclasto e estirados na matriz. A forma assemelha-se à letra grega Δ .

Objeto Tipo-? (Fi) - (*?-Type Object*): Porficlasto manteado com asas simétricas (nenhum degrau de escalonamento é desenvolvido).

Objeto Tipo-? (Sigma) - (*?-Type Object*): Porfiroclasto manteado com forma geométrica semelhante a letra grega sigma.

Objeto Tipo-? (Teta) - (*?-Type Object*): Porfiroclasto manteado sem asas.

Orientações Cristalográficas Preferenciais - (*Crystallographic Preferred Orientation*): Outro termo para Orientações de rede cristalina preferenciais (*Lattice Preferred Orientation*).

Orientações Preferenciais da Rede Cristalina ou Orientações Cristalográficas Preferenciais - (*Lattice-Preferred Orientation (LPO)*): Orientações estatisticamente preferenciais da rede cristalina de uma população de cristais que compõem uma rocha.

Partição da Deformação - (*Deformation Partitioning*): Subdivisões locais dos modelos de deformação em domínios com diferentes parâmetros de deformação como deformação e mudança de volume ou com diferentes mecanismos de deformação predominantemente ativos.

Partição do Fluxo - (*Flow Partitioning*): Modelos de vetores velocidades, definindo a distribuição do fluxo sobre um volume de rocha.

Pinning Microstructure: Limite fortemente denteado entre dois grãos de um mineral **A** no qual é vinculado a um pequeno grão de um mineral **B**. A estrutura é definida como sendo causada por “pinamento” da migração do limite de grão sobre o grão B.

Plano de Deflexão - (*Deflection Plane*): Superfície dentro de um porfiroblasto na qual os modelos de inclusões mudam abruptamente de orientação sem quebra na continuidade.

Porfiroclasto Manteado - (*Manted Porphyroclast*): Porfiroclasto com manto alongado de mesma composição mineral que o porfiroblasto estirado na direção da foliação. Esta estrutura é interpretada como tendo sido formada às custas do porfiroclasto pela recristalização de sua borda. São comuns em milonitos e são usados para inferir o sentido de cisalhamento.

Pressão Hidrostática - (*Hydrostatic Pressure*): Pressão devido ao peso de uma coluna d'água, atuando igualmente em todas as direções.

Pressão Litostática - (*Lithostatic Pressure*): Pressão num determinado ponto da Terra em subsuperfície devido ao peso da coluna de rocha sobreposta. A pressão litostática num ponto é uniforme em todas as direções.

Pseudomorfo - (*Pseudomorph*): Forma de um agregado cristalino ou cristal, inerente de um cristal antigo ou objeto que foi substituído.

Reação de Amaciamento - (*Reaction Softening*): Amaciamento induzido por crescimento de novos minerais que são mais facilmente deformáveis que os minerais da rocha hospedeira.

Recristalização - (*Recrystallization*): Rearranjo da matéria cristalina para modificar um conjunto de cristais pela migração e modificação de limite de grãos. Recristalização, não envolve mudanças químicas. É comum o envolvimento de diminuição ou aumento nos tamanhos de grãos.

Recristalização Dinâmica - (*Dynamic Recrystallization*): Recristalização durante a deformação intracristalina. Ocorre devido nucleação, migração do limite de grãos e/ou rotação de subgrãos.

Recristalização Estática - (*Static Recrystallization*): Termo geral para processos de recuperação e migração do limite de grãos, dirigido por defeitos remanescentes e uma grande superfície de limite de grãos, principalmente após a deformação. Isso envolve recristalização por **GBAR**, **SR**, **GBM** e recuperação. Recristalização por **SR** e **GBM** ocorrem em menor quantidade. Estes processos levam à remoção de extinção ondulante, desentortando os limites e ao crescimento de grãos.

Recristalização por Migração de Limite de Grãos - (*GBM (Grain Boundary Migration) Recrystallization*): Recristalização por migração de limite de grãos em resposta à diferenças na densidade de defeitos entre dois grãos.

Recuperação - (*Annealing*): Termo da metalurgia e física nuclear utilizado para indicar processos de **recuperação** de defeitos cristalinos induzida por aquecimento passivo de material (rocha) previamente deformados. São geradas cristalizações em cima de grão recuperados.

Recuperação - (*Recovery*): Nome genérico ou termo geral para processos num cristal ou agregado cristalino que leva à diminuição do comprimento, combinado de defeitos internos e o rearranjo dos defeitos em paredes de subgrãos. O processo de recuperação é dirigido pela queda da energia livre interna de um cristal ou agregado cristalino. Processos de recristalização dinâmica e GBAR não são incluídos na recuperação como descrito no texto. Recuperação também é ativada durante o processo de recristalização estática.

Redução de Área por Migração do Limite de Grão - (*Grain Boundary Area Reduction*): Migração do limite de grão, levando à redução da superfície total da área dos limites de grãos num agregado. Os processos operam espontaneamente, em resposta à diminuição da energia livre interna que um agregado de grãos ganham pela diminuição da área dos limites de grãos (alta energia). Isto leva à limites de grãos retilíneos e grãos grandes.

Reologia - (*Rheology*): Propriedade de um dado material segundo deformação, temperatura, pressão, etc.

Restos de Grãos - (*Left-Over Grain*): Grupo de pequenos grãos com orientação idêntica, que estão no interior ou na borda de outro grão grande. São interpretados como relictos de cristais grandes e antigos que são incompletamente supercrescidos por um grão vizinho.

Sistema de Deslizamento - (*Slip System*): Combinação de um plano cristalográfico e uma direção na qual os defeitos cristalinos podem mover-se. É definido pelo defeito e seu vetor Burgers.

SR Recrystallization (*Subgrain Rotation Recrystallization*): Recristalização por rotação de subgrãos.

Subgrãos - (*Subgrain*): Volume de material cristalino rodeados por limites de subgrãos.

Tectonito-L - (*L-Tectonite*): Rocha deformada, com trama linear e na qual nenhuma foliação está presente.

Tectonito-LS - (*LS-Tectonite*): Rocha deformada, contendo elementos de trama planar e linear.

Tectonito-S - (*S-Tectonite*): Rocha deformada, caracterizada pela forma planar (**S**) (Lineação presente).

Temperatura Homóloga - (*Homologous Temperature*): Fração da temperatura de fusão para uma fase mineral em Kelvin. Uma temperatura homóloga de 0.7 indica que 7/10 da temperatura de fusão.

Tensão Deviatória - (*Deviatoric Stress*): Componente litostática ou não-hidrostática da tensão definida como $(\sigma_n - \sigma_{\text{médio}})$, onde σ_n é a tensão normal sobre a superfície e $\sigma_{\text{médio}}$ é a tensão média.

Tensão Diferencial - (*Differential Stress*): Componente litostática ou não-hidrostática da tensão definida como $(\sigma_1 - \sigma_3)$.

Tensor Deformação - (*Deformation Tensor*): Tensor que descreve a deformação finita, incluindo deformação e rotação.

Textura - (*Texture*): Em Geologia este termo é sinônimo de microtrama (microfabric) ou microestrutura. Em outras áreas (metalurgia e cerâmica) este termo é utilizado como orientações cristalográficas preferenciais.

Tiltwall: Tipo de limite de subgrão que consiste de um arranjo regular de defeitos de borda com mesmo vetor Burgers.

Trama - (*Fabric*): Configuração geométrica e/ou espacial completa de todos os componentes que estão contidos na rocha (**HOBBS et al., 1976**) e que são penetrativos e repetitivos, desenvolvidos por toda rocha em consideração. Isto inclui características como: foliação, lineação, **OCPs** e tamanho de grãos. O termo também pode ser definido como orientações relativas de partes de um maciço rochoso.

Trama Amebóide – (*Amoeboid Fabric*): Trama composta por cristais com contornos ou limites fortemente curvados e lobados.

Trama de Forma Linear - (*Linear Shape Fabric*): Trama definida por forma linear dos grãos.

Trama Equigranular - (*Equigranular Fabric*): Trama na qual todos os grãos tem forma e tamanho aproximadamente iguais.

Trama Granoblastica - (*Granoblastic Fabric*): Trama predominantemente formada por cristais equidimensionais. Um exemplo deste tipo de trama pode ser observada em rochas que apresentam estruturas em espuma formadas por **GBAR**, na qual formas de minerais achatados, prismáticos ou aciculares estão ausentes e a maioria dos grãos são equidimensionais.

Trama Lepidoblastica - (*Lepidoblastic Fabric*): Trama planar, definida pelas orientações preferenciais de cristais tabulares e planares.

Trama Nematoblastica - (*Nematoblastic Fabric*): Trama linear definida pela orientação preferencial de cristais prismáticos ou aciculares.

Trama Oblíqua ou Foliação Oblíqua - (*Oblique Fabric or Oblique Foliation*): Forma ou orientações cristalográficas preferenciais oblíqua em relação ao milonito ou outra foliação. A trama oblíqua comumente desenvolve-se devido à resposta ao fluxo não-coaxial.

Trama Poligonal - (*Polygonal Fabric*): Trama composta por cristais com limites de grãos retos, comumente com cristais anhedrais ou subhedrais.

Trama S/C - (*S/C Fabric*): Trama que consiste de bandas de cisalhamento Tipo-C e Planos-S. Planos-S definem a forma ou foliação mineral que é cortada pela banda de cisalhamento Tipo-C ou Plano-C.

Trama S-C - (*S-C Fabric*): Outra forma de escrever a **trama S/C** que é a nomenclatura original.

Transferência por Dissolução - (*Solution Transfer*): Deslocamento de matéria através de uma solução aquosa numa rocha. Este processo é usualmente associado à dissolução por pressão e precipitação.

Twistwall: Tipo de limite de subgrão que consiste de dois conjuntos intercortantes de defeitos em parafuso com diferentes vetores Burgers.

Vacância - (*Vacancy*): Defeito pontual na rede cristalina; a ausência de um elemento da rede entre as unidades regulares.

Vetor Burgers - (*Burgers Vector*): Vetor indicativo do deslocamento do retículo cristalino associado à um defeito cristalino.

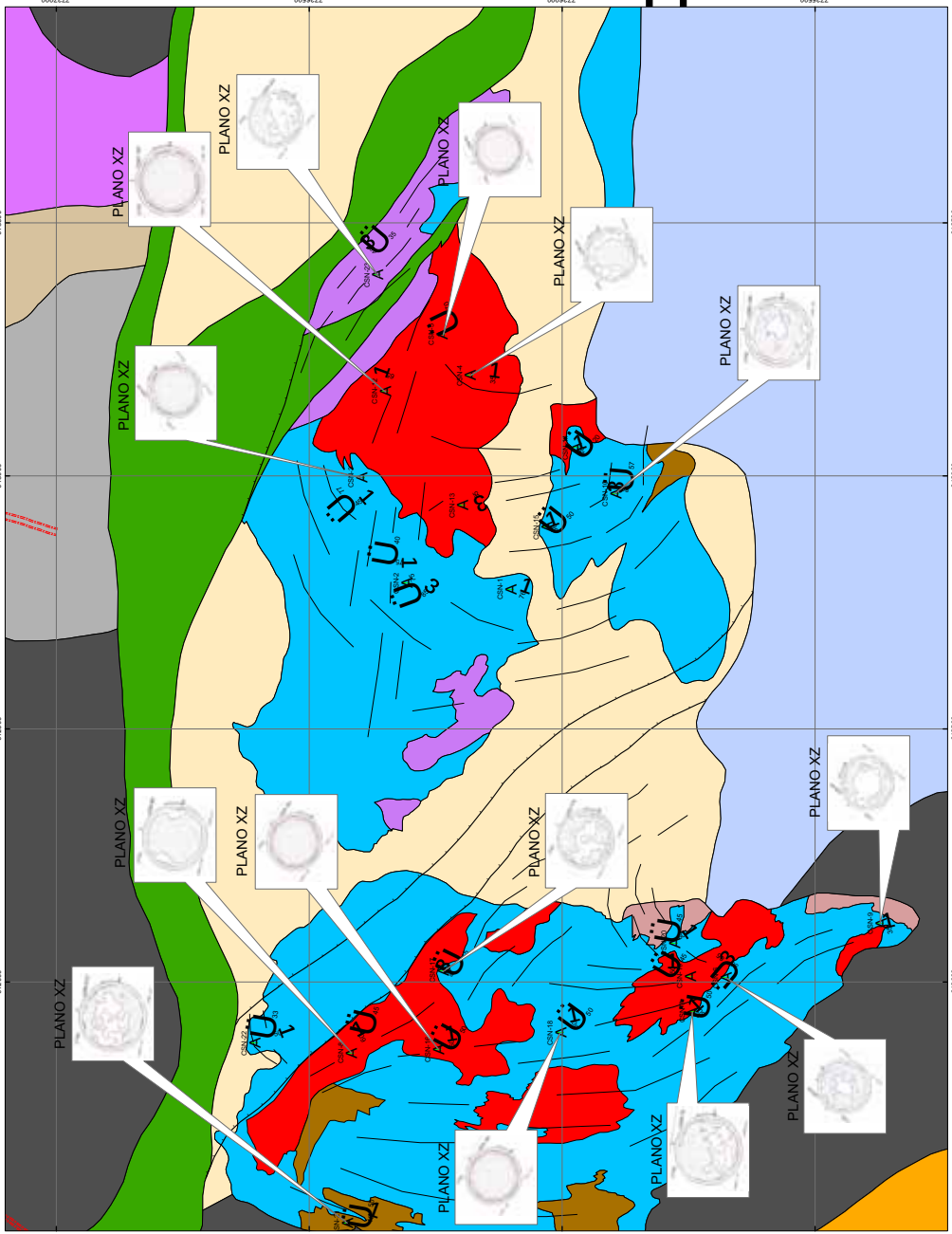
Vetor Deslocamento Finito - (*Finite Displacement Vector*): Vetor que conecta partículas de um estado indeformado para um estado deformado na deformação finita.

Zona de Cisalhamento - (*Shear Zone*): Zona planar de deformação relativamente intensa, no qual a deformação progressiva é não-coaxial ou rotacional.

ANEXO 2

Mapa Geológico/Estrutural da Mina de Casa de Pedra

Mapa Geológico da Mina Casa de Pedra



Convenções Geológicas

- Solo laterítico.
- ROCHAS ÍGNEAS DE IDADE INCERTA
- Rochas básicas sem foliação (diabásio e gabro)
- PROTEROZOÍCO
- PALEOPROTEROZOÍCO

- SUPERGRUPO MINAS
- GRUPO PIRACICABA

- Formação Fecho do Funil - Filito dolomítico e argiloso multicolorido; mármore dolomítico castanho a vermelho, de granulação fina a grossa. Mármore.
- Formação Cercadinho - Filito cor de alumínio, quartzo-moscovita xisto, quartzito, quartzito ferruginoso, Quartzito ferruginoso cinza-escuro a cinza-médio, granulação média, com estratificação cruzada, Quartzito, Formação ferrifera.

- GRUPO ITABIRA
- Formação Gandarela - Itabirito dolomítico e argiloso, indiferenciados; mármore em alguns lugares. Dolomito, em parte ferruginoso, Itabirito, Magnetita-anfibólio xisto, Zonas manganíferas. Quartzito.
- Formação Cauá - Itabirito anfibolítico; itabirito hematítico e magnetítico, indiferenciados; corpos de hematita; zonas manganíferas; dolomito.

- GRUPO CARAÇA
- Formação Batatal - Filito cinza-escuro, de granulação fina e quartzo-moscovita xisto.

- ARQUEANO
- MESOARQUEANO-NEOARQUEANO

- SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS
- GRUPO NOVA LIMA
- Indiviso - Xisto metassedimentar, xisto metavulcânico e filito. Formação ferrifera. Esteaalto, serpentinito.

Convenções Estruturais

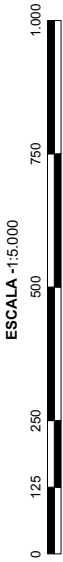
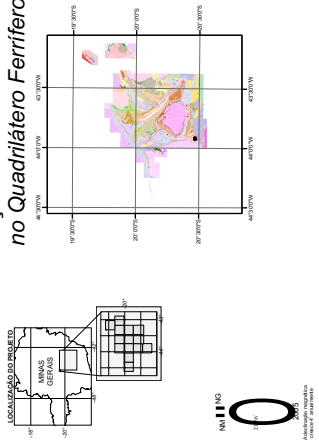
- LINEAMENTOS
- S1/S0

- Lineação mineral/estiramento
- Falhas
- Cavalgamentos

Convenções Geográficas

- DRENAGEM
- Limite da área
- Acessos
- Pontos

Localização da Mina Casa de Pedra no Quadrilátero Ferrífero



PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
DATUM HORIZONTAL - SAD 69

MAPA GEOLÓGICO DA MINA CASA DE PEDRA	
unesp	UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA - UNESP Curso de Pós-Graduação em Geociências Área de Concentração em Geologia regional
Aluno: Váler Tiedoro de Oliveira Júnior	Posição: PARESP: 0001462
Orientador: Peter Christian Hadespacher	
Este trabalho foi elaborado no âmbito do curso de Pós-Graduação em Geociências, Área de Concentração em Geologia regional, da Universidade Estadual Paulista - UNESP, sob a orientação do Prof. Dr. Peter Christian Hadespacher.	

ANEXO 3

Mapa Geológico/Estrutural da
Mina de Alegria

ANEXO 4

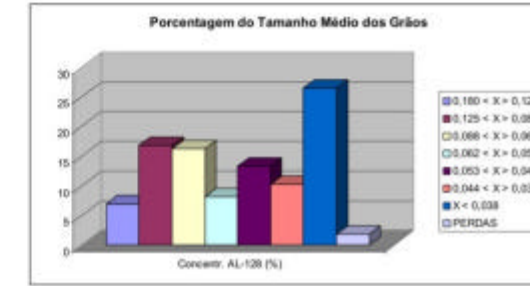
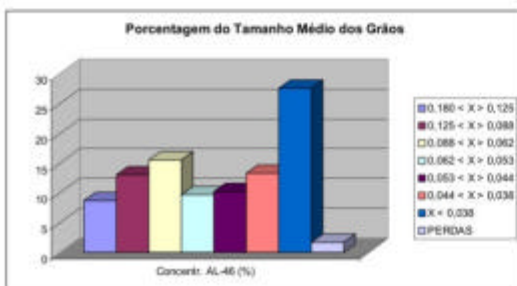
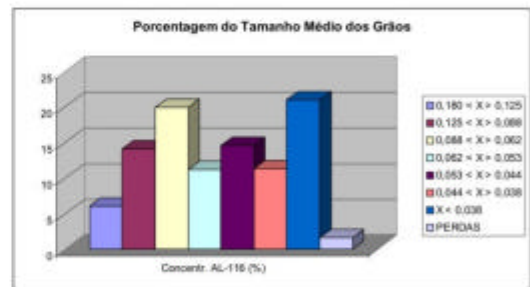
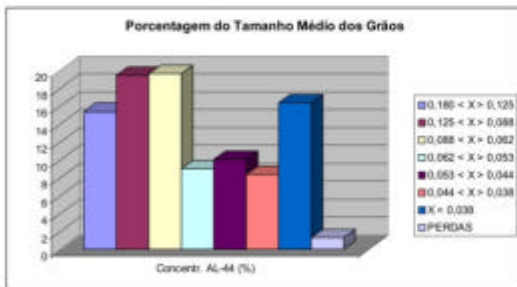
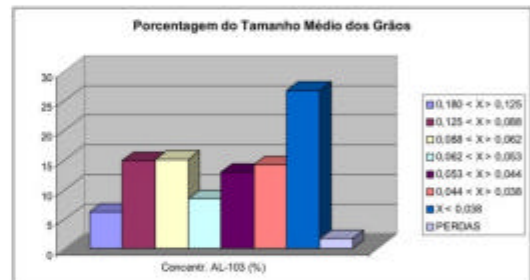
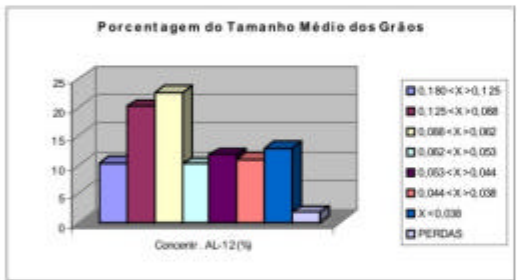
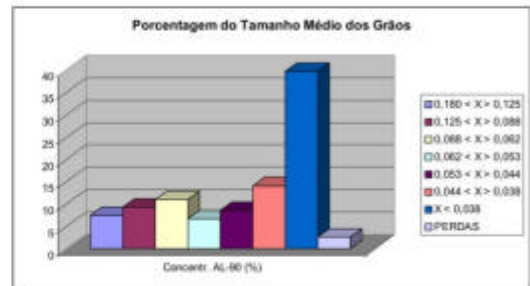
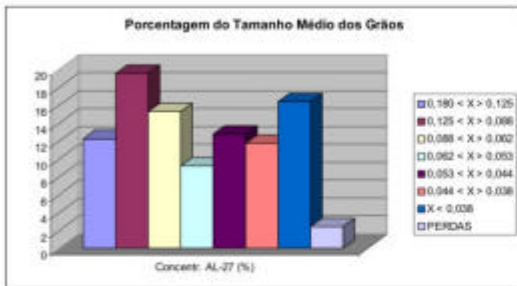
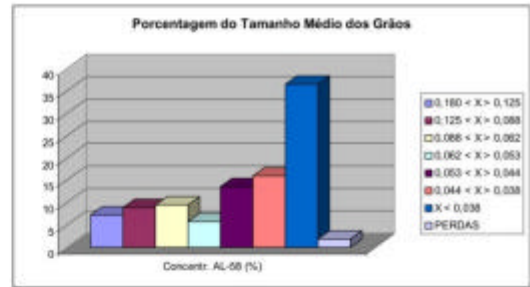
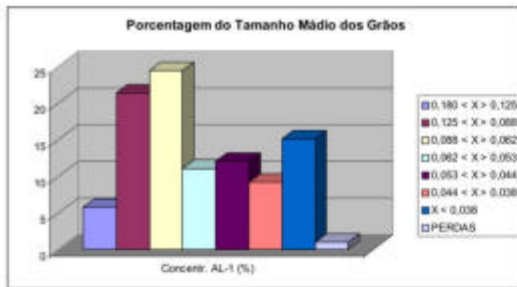
Mapa Geológico/Estrutural das
Minas de Itabira

ANEXO 5

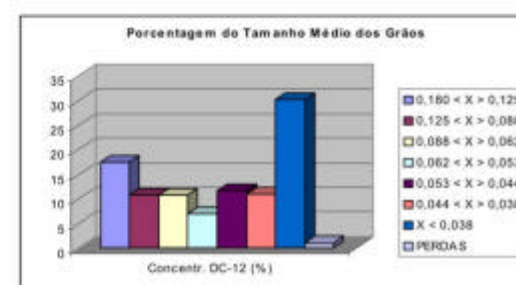
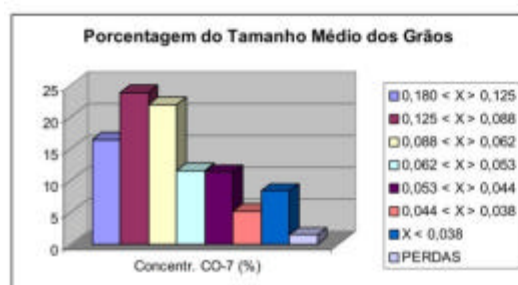
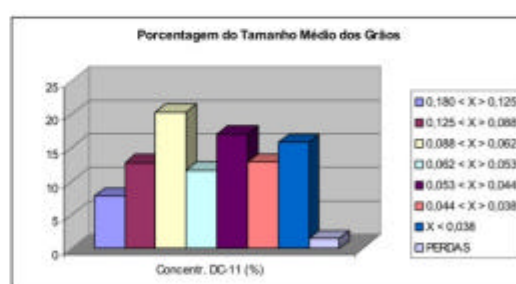
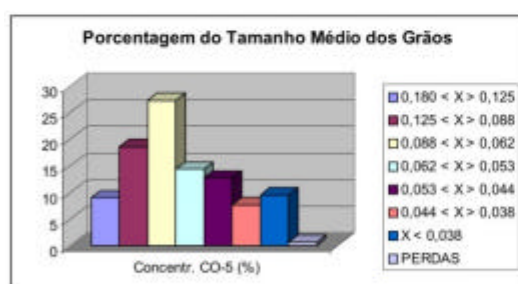
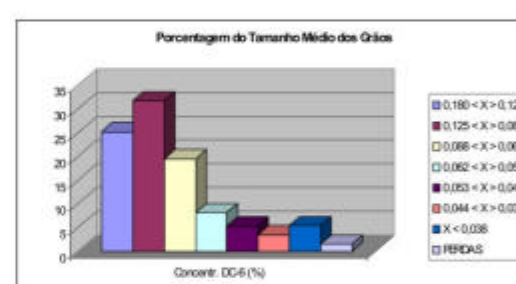
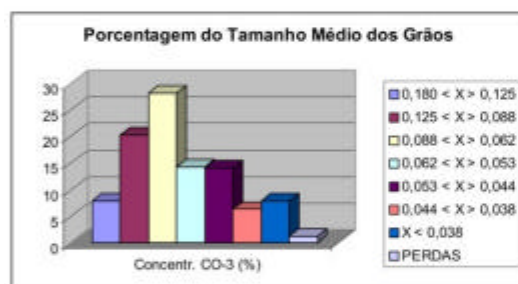
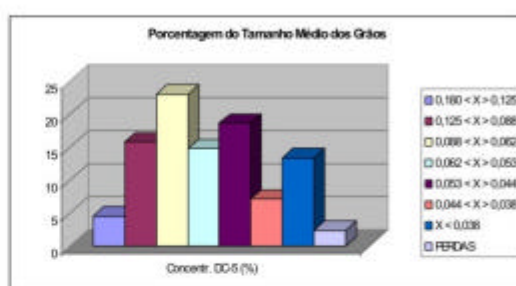
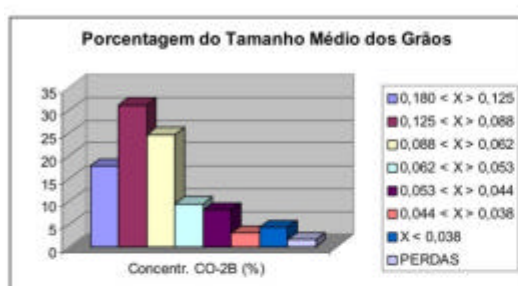
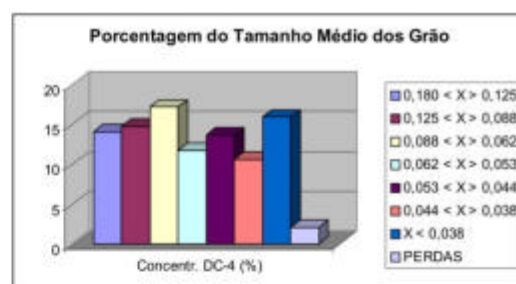
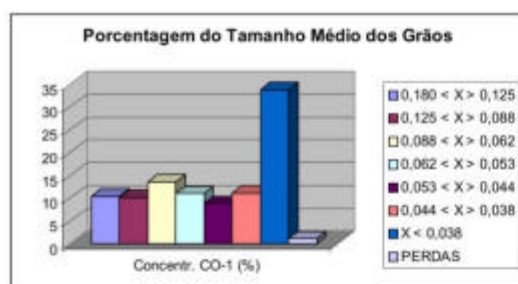
Análise Granulométrica dos

Concentrados

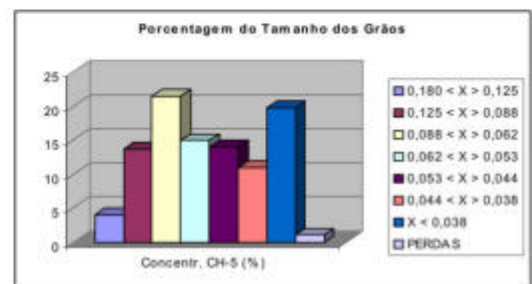
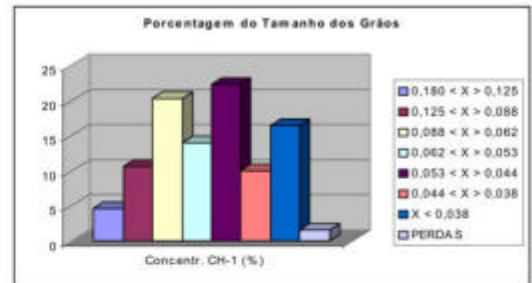
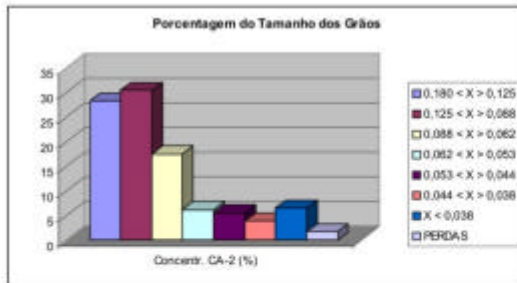
CONCENTRADO DE ALEGRIA



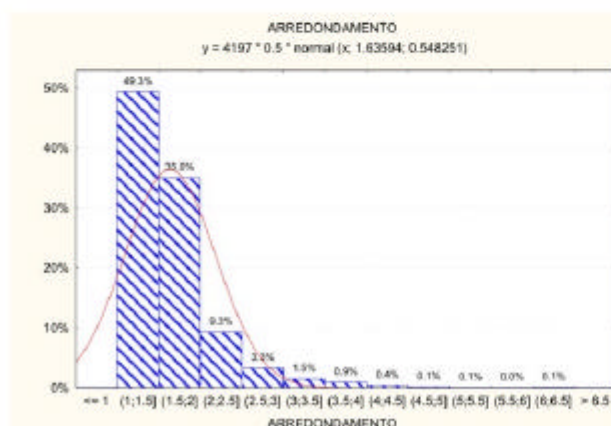
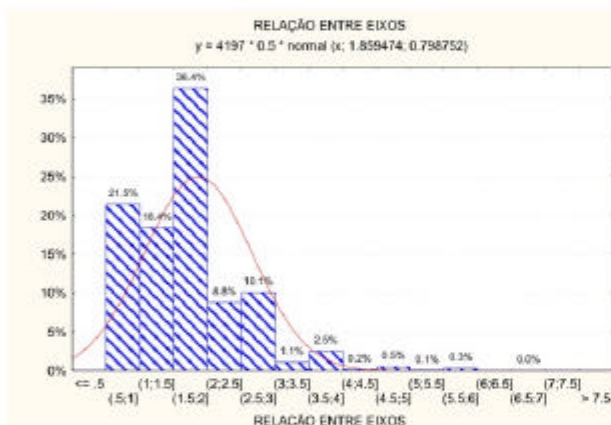
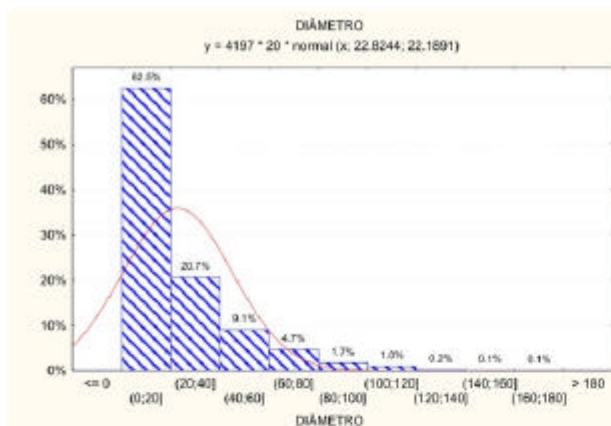
CONCENTRADO DE ITABIRA



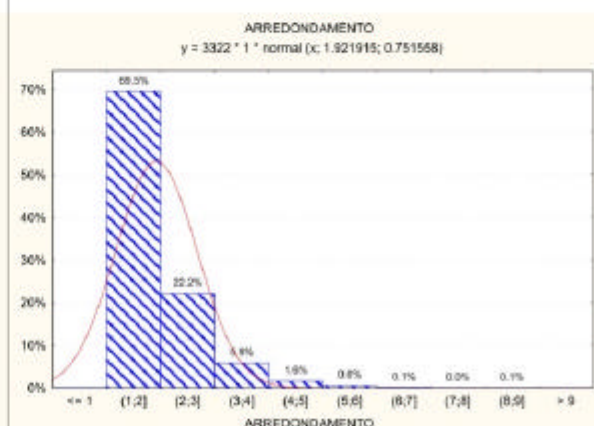
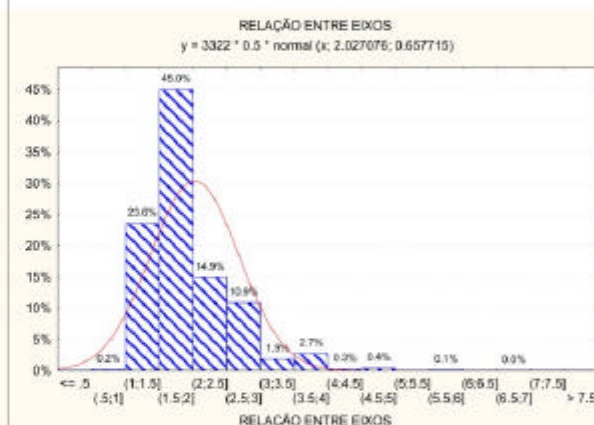
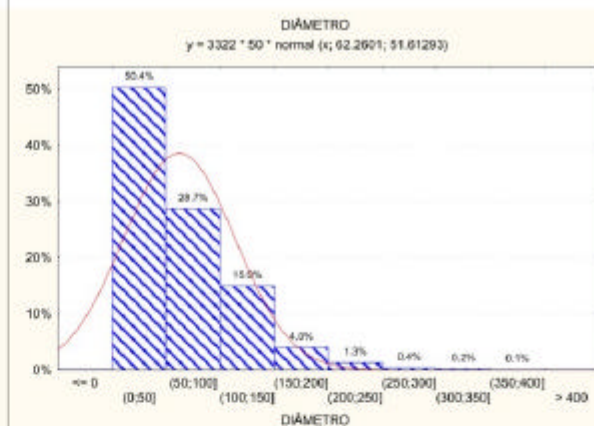
CONCENTRADO DE ITABIRA



A) ALEGRIA



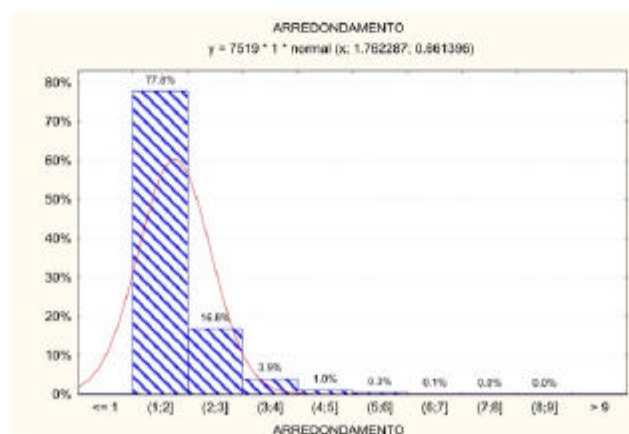
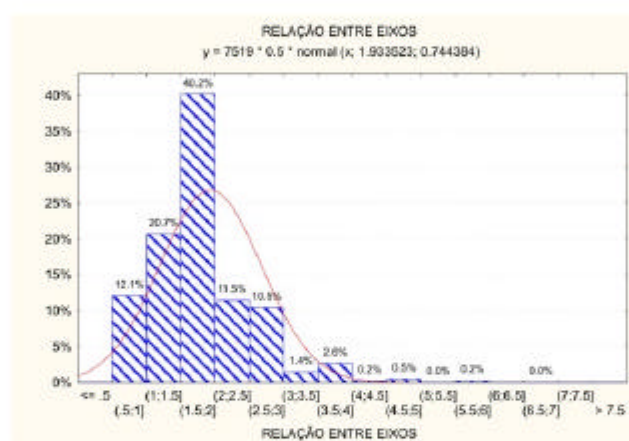
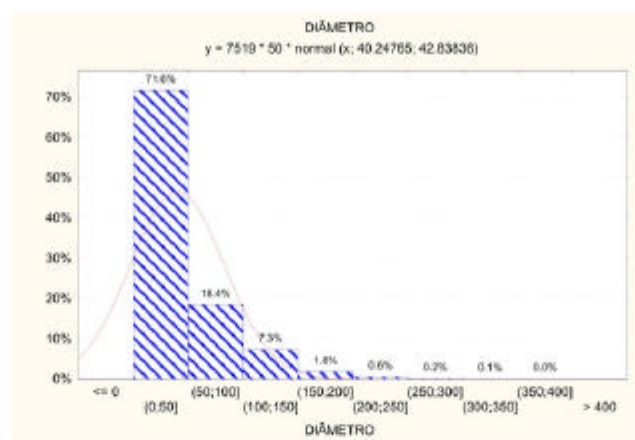
B) ITABIRA



Análise de imagem da maior fração do concentrado de hematita de todas as amostras da mina de Alegria (A), e de todas as amostras das minas de Itabira (B), resultantes da análise de peneiramento.

São apresentados as médias da relação entre os eixos dos grãos, o arredondamento médio e o diâmetro médio dos cristais de hematita.

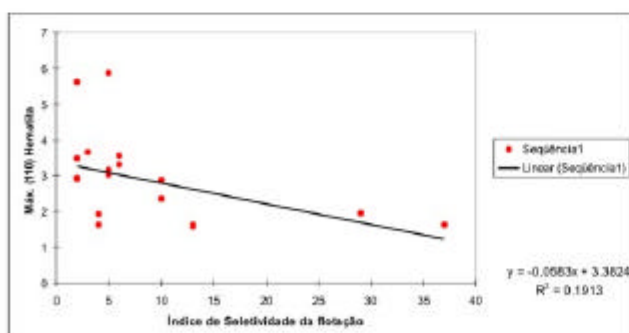
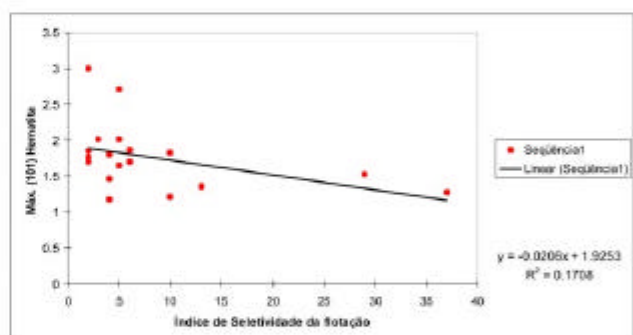
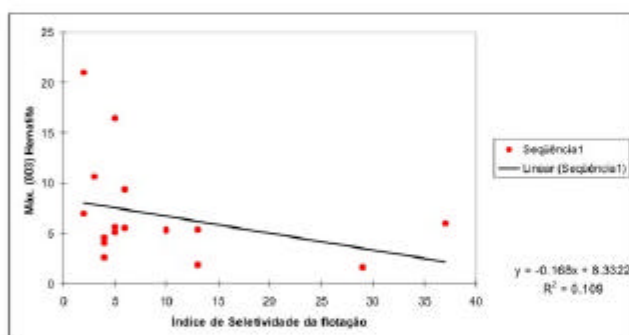
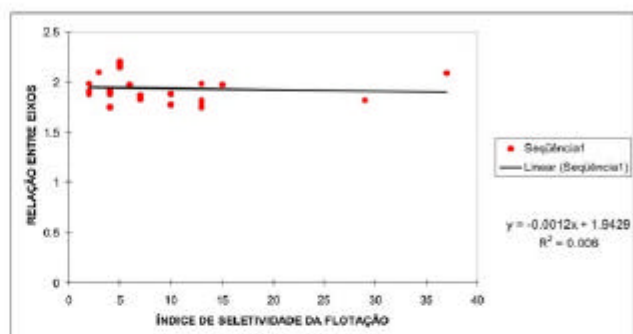
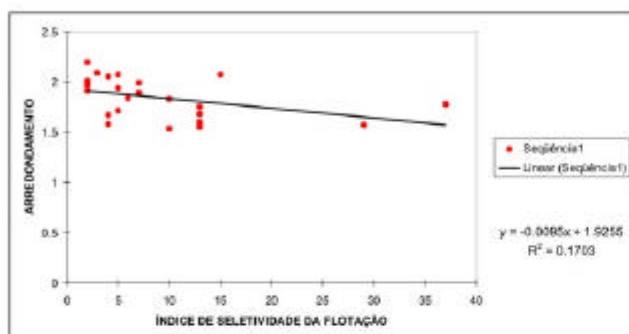
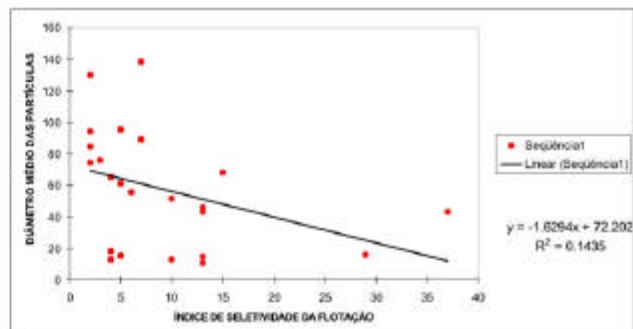
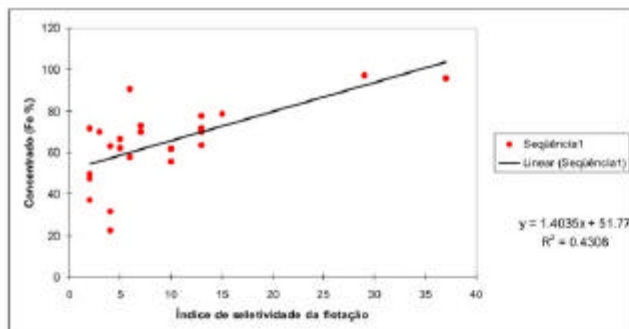
AMOSTRA TOTAL



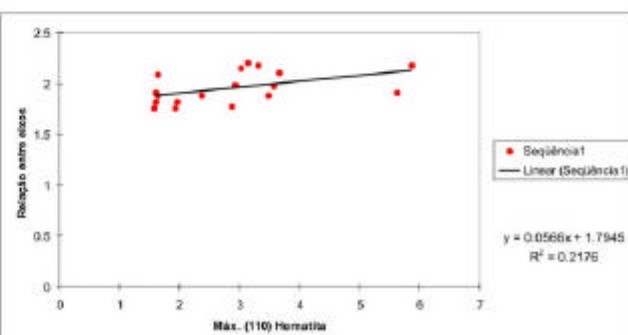
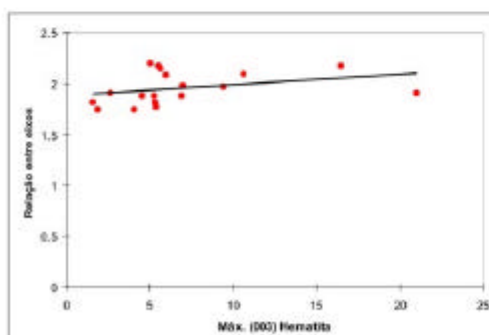
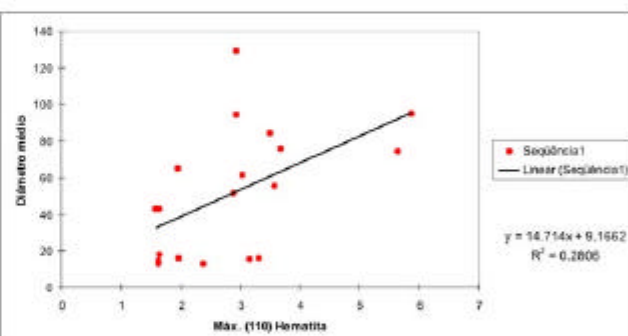
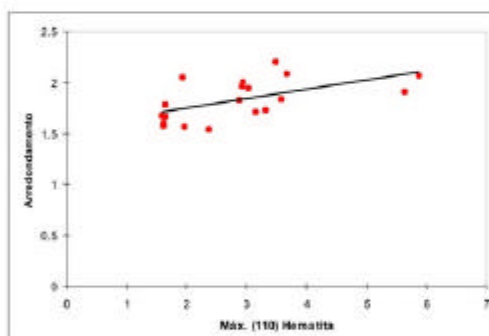
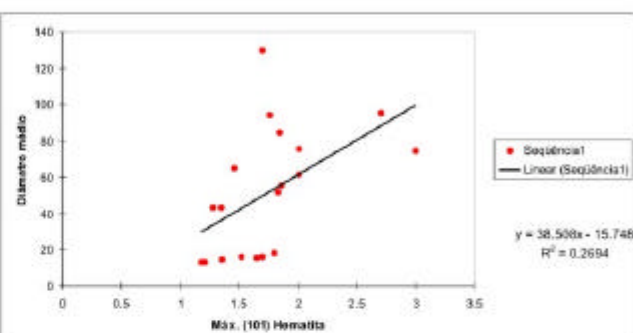
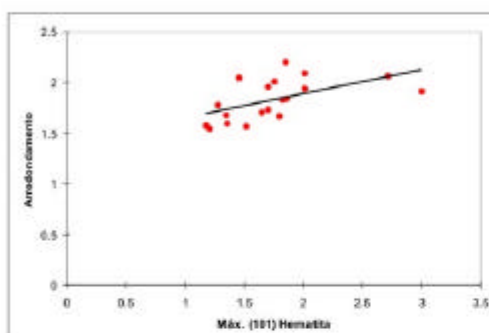
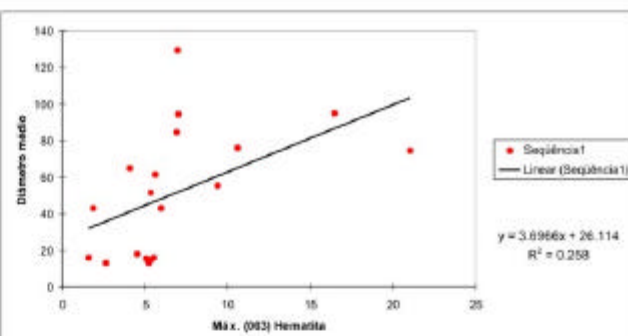
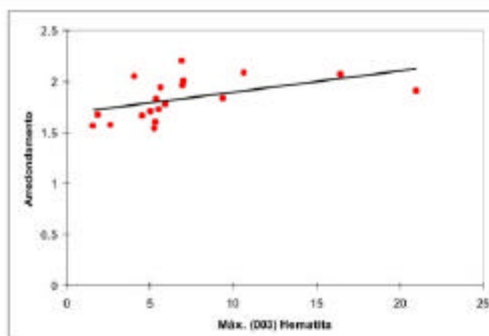
Análise de imagem da maior fração do concentrado de hematita de todas as amostras, resultantes da análise de peneiramento. São apresentados as médias da relação entre os eixos dos grãos, o arredondamento médio e o diâmetro médio dos cristais de hematita.

ANEXO 15

Diagramas de Correlação



Gráficos de correlação linear entre índice de seletividade de flotação versus teor do concentrado de Fe (%), diâmetro médio das partículas, arredondamento, relação entre eixos e máximos {001}, {101}, {110} da hematita.



Gráficos de correlação linear entre arredondamento, diâmetro médio das partículas e relação entre eixos versus máximos (002), {101} e {110} da hematita.