

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS

ESTUDOS GEOLÓGICOS, GEOQUÍMICOS E MICROTERMOMÉTRICOS
DA JAZIDA DE SULFETOS DE CU-ZN DO CORPO 4-E/POJUCÁ,
SERRA DOS CARAJÁS

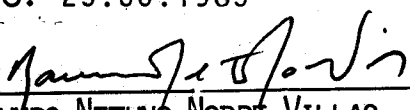
Tese Apresentada por
FRANCISCO AUGUSTO DE MEDEIROS NETO

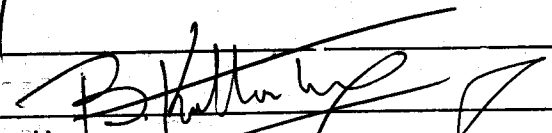
como requisito parcial à obtenção do grau em

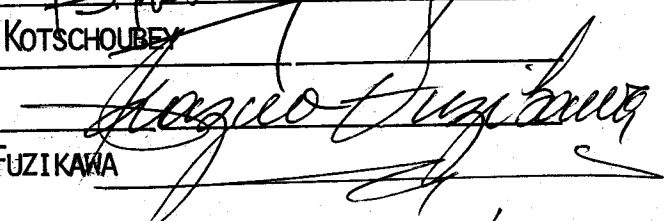
MESTRE EM CIÊNCIAS
Na área de
GEOLOGIA

Conferido pelo Programa de Pós-Graduação em
Ciências Geofísicas e Geológicas da
Universidade Federal do Pará

Aprovado: 25.06.1985


RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS (ORIENTADOR)


BASILE KOTSCHOUBEY


KASUO FUZIKAWA

Comitê de Tese

À minha mãe, irmãos,
esposa e filhos.

AGRADECIMENTOS

Expressamos aqui nossos melhores e sinceros agradecimentos a todos aqueles que, direta e indiretamente, contribufram conosco na realização deste trabalho. De modo especial, queremos destacar as seguintes entidades e pessoas:

- A Rio Doce Geologia e Mineração S/A - DOCEGEO que, através de seus técnicos, facultou o acesso a mapas, a relatôrios internos e a outros dados; colocou a nossa disposição hospedagem e transporte na área de trabalho; preparou lâminas delgadas e seções polidas; realizou análises químicas e nos apoiou com valiosas críticas e sugestões.

- O Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq e a Universidade Federal do Pará, pelo apoio financeiro.

- As Escolas Técnicas Federais do Rio Grande do Norte e do Pará, pela oportunidade de realização do Curso de Mestrado.

- O Professor Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas, pela orientação, amizade, estímulo, colaboração e pela dedicação na leitura dos textos, oferecendo críticas e sugestões oportunas.

- Os Drs. James Vieira Alves (NUCLEBRÁS-MG), José Vicente Valarelli (IPT-SP) e Kazuo Fuzikawa (NUCLEBRÁS-MG) que nos introduziram, com seus valiosos conhecimentos, no estudo de inclusões fluidas.

- Os professores do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, pelo apoio e colaboração, especialmente os Drs. Werner Truckenbrodt, Basile Kotschoubey e Roberto Dall' Agnol.

- O colega Antonio Vaquera Vargas, pela colaboração no

tratamento dos dados analíticas com o uso do computador.

A senhora Maria de Nazaré Ribeiro Pina, pelo pacien
te trabalho de datilografia.

SUMÁRIO

	Pag.
DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vi
RESUMO	1
ABSTRACT	4
INTRODUÇÃO	7
1.1 Objetivos	9
1.2 Metodologia	10
2 GEOLOGIA REGIONAL	12
2.1 Localização da Área no Contexto Regional	12
2.2 Estratigrafia	12
2.3 Estrutura e Metamorfismo	19
3 GEOLOGIA LOCAL	21
3.1 Estratigrafia	23
3.2 Petrografia	27
3.2.1 Anfibolitos	27
3.2.2 Rochas à Antofilita-Cordierita	28
3.2.3 Rochas Bandadas	29
3.2.4 Rochas Vulcanoclásticas Metamorfisadas	36
3.2.5 Metarenitos e Metassiltitos	47
3.2.6 Veios Hidrotermais	48
3.3 Estrutura e Metamorfismo	52
3.3.1 Estruturas Primárias	52
3.3.2 Estruturas Tectônicas, Metamorfismo e Altera ção Hidrotermal	62
4 COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS Cu, Zn, Cd, Mo, Au e Ag	70
4.1 Anfibolitos	70
4.2 Metarenitos e Metassiltitos	70
4.3 Formação Ferrífera Bandada	70
5 AS MINERALIZAÇÕES CUPRO-ZINCÍFERAS	85
5.1 Mineralização Estratiforme - Stratabound	85

	Pag.
5.2 Mineralização em Veios Hidrotermais	91
6 ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS POR MICROTERMOMETRIA.	93
6.1 Procedimentos Analíticos	93
6.2 Tipos e Distribuição das Inclusões Fluidas	94
6.3 Resultados Microtermométricos	97
6.3.1 Inclusões Fluidas nas Rochas Bandadas	103
6.3.2 Inclusões Fluidas nos Veios Hidrotermais	105
6.4 Discussões dos Resultados Microtermométricos ...	107
7 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES	110
7.1 Rochas à Antofilita-Cordierita	110
7.2 A Natureza das Soluções e Controle da Precipi tação dos Minerais de Minério	113
7.3 Modelo de Evolução Geológica	121
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	128
9 ANEXO 1	144

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<u>FIGURAS</u>	Pag.
1	Mapa de localização das jazidas de cobre e zinco da área Pojuca 8
2	Mapa Geológico de parte da Província Mineral Carajás 13
3	Sinopse comparativa entre o Grupo Grão-Pará e a Sequência Pojuca 17
4	Mapa geológico da área Pojuca 22
5	Mapa geológico da jazida de Cu-Zn do Corpo 4E 25
6	Cristais estirados de cordierita acompanhando a foliação S_1 30
7	Cristal poiquiloblástico de cordierita nas rochas à antofilita-cordierita maciças ... 31
8	Substituição da cummingtonita por sulfetos nas rochas à antofilita-cordierita maciças 32
9	Relação discordante entre a foliação S_1 e o bandamento S_0 34
10	Substituição de anfibólios por sulfetos em zonas de veios hidrotermais 35
11	Aspecto macroscópico dos anfibólios xistos com fragmentos de metassilexito 37
12	Aspecto microscópico dos fragmentos de metassilexito dos anfibólios xistos 38
13	Fragmentos de plagioclásio nos anfibólios xistos com fragmentos de metassilexito ... 40
14	Fragmentos de metassiletixo/opacos e opacos/grunerita 41

15	Fragmentos de plagioclásio/Diotita nos anfibólitos com fragmentos de metassilexito	42
16	Dobras isoclinais afetando níveis ricos em almandina	45
17	Veios de actinolita cortando um cristal euédrico de almandina	46
18	Paragêneses minerais dos veios hidrotermais	53
19	Bandamento sedimentar afetado por falhas intraformacionais penecontemporâneas	55
20	Contato brusco entre a mesobanda de magnetita e a de metassilexito subjacente	56
21	Contato gradacional entre a mesobanda de magnetita e a de metassilexito sobreposta	57
22	Estrutura de colapso e falhas intraformacionais afetando bandamento sedimentar	58
23	Brecha intraformacional nas rochas bandadas da formação ferrífera bandada	60
24	Gradação vertical das rochas bandadas para os anfibólitos com fragmentos de metassilexito	61
25	Dobramento isoclinal afetando o bandamento sedimentar	65
26	Estabilidade relativa de alguns minerais em formações ferríferas bandadas	66
27	Curvas de equilíbrio para as reações clorita+quartzo=orto-anfibólito+cordierita + quartzo-hiperstênio + cordierita	66a
28	Diagrama de Pressão-Temperatura mostrando o equilíbrio mineral determinado experimentalmente	68

29	Seção geológica vertical do Corpo 4E/ Pojuca	72
30	Variação das concentrações de cobre em função da profundidade e tipos litológicos ..	73
31	Variação das concentrações de cobre em função de eventuais processos tectônicos e hidrotermais	74
32	Variação das concentrações de zinco em função da profundidade e tipos litológicos ..	75
33	Variação da razão Cu/(Cu+Zn) em função da profundidade e tipos litológicos	76
34	Variação das concentrações de cádmio em função da profundidade e tipos litológicos.	77
35	Diagrama de correlação entre zinco e cádmio	78
36	Concentrações de cobre e zinco ao longo do furo F40	79
37	Variação da razão Zn/Cu da seção longitudinal do Corpo 4E	81
38	Diagrama de correlação entre cobre e molibdênio	82
39	Variação das concentrações de prata em função da profundidade e tipos litológicos ..	83
40	Diagrama de correlação entre cobre e prata	84
41	Textura "durchbewegung" desenvolvida durante metamorfismo regional	89
42	Concentração de sulfetos na charneira de dobra	90
43	Inclusões fluidas bifásicas (líquido+vapor) em cristais de quartzo dos veios hidrotermais do Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás	95
44	Morfologia das inclusões fluidas	96

45	Inclusões fluidas trifásicas (sólido+líquido+vapor) em cristais de quartzo dos veios hidrotermais do Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás	98
46	Alinhamento de inclusões fluidas monofásicas em cristais de quartzo dos veios hidrotermais do Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás	99
47	Temperatura de fusão total do gelo em inclusões fluidas bifásicas	101
48	O Sistema NaCl-H ₂ O	102
49	Temperatura de fusão eutética versus temperatura de fusão total do gelo	101a
50	Temperatura de homogeneização versus salinidade	102
51	Solubilidade de KCl e NaCl em elevadas temperaturas	104
52	Temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas nas rochas bandadas	104
53	Temperatura de homogeneização versus temperatura de fusão total do gelo em inclusões fluidas	106
54	Temperatura de homogeneização das inclusões fluidas nos veios hidrotermais	106
55	Características do depósito do Corpo 4E ..	115
56	Diagrama T- O ₂ mostrando a provável evolução da solução que deu origem ao minério de Pojuca	120
57	Representação esquemática da provável evolução geológica da região da Serra dos Carajás	124

TABELAS

1	Resumo das reservas de Cu e Zn da área Pojuca	21
2	Paragêneses metamórficas das rochas vulcânicaclásticas	43
3	Minerais de veios hidrotermais do Corpo 4E	49
4	Paragênese metamórficas das rochas do Corpo 4E	63
5	Condições P-T experimentais do primeiro aparecimento de antofilita+cordierita	67
6	Parâmetros químicos e fluidos mineralizantes comparados com a água do mar	118
7	Equilíbrio mineral e soluções aquosas	121

RESUMO

A jazida de sulfetos de Fe-Cu-Zn da área Pojuca, antiga MM1, está hospedada numa seqüência Vulcano-sedimentar do Cráton Amazônico, a qual é denominada Seqüência Salobo-Pojuca e admitida como sendo de idade proterozóica. Na área do Corpo 4E, foram identificadas duas seqüências orto-anfibolíticas separadas por uma unidade metassedimentar clasto-química, em que estão preservadas feições deposicionais primárias. Essa unidade foi interpretada como uma facies de formação ferrífera bandada, onde se hospeda a mineralização estratiforme de sulfetos de Fe-Cu-Zn. A seqüência vulcano-sedimentar é capeada por um pacote de metarenitos e metassiltitos estruturalmente concordante, porém contendo fragmentos de rochas, o que sugere uma descontinuidade deposicional entre estes e as unidades inferiores. Veios hidrotermais, relacionados às intrusões graníticas que ocorrem na área, cortam as unidades metamórficas anteriores. A estes veios estão associados sulfetos remobilizados da mineralização estratiforme, assim como a alteração/recristalização das assembléias minerais prévias.

Os dados químicos mostram que no minério estratiforme existe um zoneamento vertical cíclico das concentrações de Cu e Zn, de modo que os níveis mais ricos em zinco ocorrem no topo de cada ciclo. Variações laterais da razão Zn/Cu mostram, também, um relativo enriquecimento do Zn no centro do corpo mineralizado. Esse zoneamento químico correlaciona bem com a distribuição dos minerais de minérios como magnetita, pirrotita, calcopirita e esfalerita. A assembléia quartzo-magnetita encontra-se na base dos níveis mineralizados e tende a não ocorrer no topo dos mesmos, onde predomina a assembléia quartzo-pirrotita-calcopirita-esfalerita. Logo acima da assembléia quartzo-magnetita, ocorre uma zona de transição com Fe-anfibólios-pirrotita-quartzo. A razão calcopirita/pirrotita cresce no sentido do topo e no minério rico em zinco a esfalerita parece ser contemporânea com e/ou mais tardia do que a calcopirita. A existência local de até três zonas ricas em magnetita sugere que o zoneamento mineralógico é, também, cíclico, o que é corroborado pelos dados químicos. Modificações do padrão do zoneamento são

devidas à atuação local de processos tectônicos ou hidrotermais.

O estudo de inclusões fluidas, por microtermometria, em cristais de quartzo das rochas bandadas e dos veios hidrotermais permitiu identificar soluções aquosas presentes nas cavidades, contendo quantidades significativas de NaCl e, em menores proporções, CaCl₂ e/ou MgCl₂. Nas rochas bandadas, predominam inclusões fluidas trifásicas, contendo cristais de NaCl, com temperaturas de homogeneização que mostram uma boa concordância com a estimativa das condições metamórficas deduzidas a partir das assembléias minerais das rochas estudadas. Por outro lado, inclusões trifásicas associadas às inclusões fluidas bifásicas, nas mesmas rochas, mostram temperaturas de homogeneização equivalentes às das inclusões fluidas dos veios hidrotermais, confirmando a extensiva circulação de fluidos que foram responsáveis pela alteração das paragêneses metamórficas prévias. Nos veios hidrotermais, as inclusões são predominantemente bifásicas, das quais a maioria está confinada a fraturas dentro de grãos individuais, e representam os fluidos presentes durante um estágio tardio de cicatrização de fraturas, relacionado ao evento de resfriamento das rochas graníticas que ocorrem na área. A estreita variação das temperaturas de homogeneização para esses fluidos de densidades variáveis suporta um modelo de circulação de fluidos aquosos. As inclusões aquosas mais salinas, especialmente aquelas trifásicas, que ocorrem isoladas ou agrupadas, em grãos de quartzo de veios mais antigos, e que apresentam temperaturas de homogeneização mais elevadas, devem representar os remanescentes de fluidos de origem magmática. De uma maneira geral, as inclusões fluidas dos veios hidrotermais mostram um decréscimo da salinidade à medida que a temperatura cai de 510°C para 150°C.

A jazida de Cu-Zn da área Pojuca apresenta características similares às dos depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos próximos, tipo exalativo, e foi provavelmente formada em ambiente submarino profundo, com o transporte dos metais e enxofre se dando em salmouras quentes e levemente ácidas. A precipitação foi provocada pela mistura dos produtos exalativos com

a água do mar, e o zoneamento químico/mineralógico é o resultado da evolução da solução, à medida que ocorria um decréscimo na temperatura e na fugacidade do oxigênio. A ciclicidade desse zoneamento está relacionada a pulsos do vulcanismo básico contemporâneo e a movimentos de falhas.

A evolução geológica da área Pojuca e vizinhanças é visualizada num modelo lateral de facies sedimentar e tectônica, em que a Formação Carajás do Grupo Grão-Pará é considerada um equivalente crono-correlato da Seqüência Pojuca, tendo sido depositada em condições de água rasa de um ambiente tectônico relativamente mais estável.

ABSTRACT

The deposit of Fe-Cu-Zn sulfides of the Pojuca area, formerly known as area MM1, lies within a volcano-sedimentary sequence of the Amazon Craton called the Salobo-Pojuca Sequence of Preterozoic age. In the area of boby 4E two sequences of orthoamphibolites were identified, separated by a clastic-chemical metasedimentary unit which retains primary depositional structures. This unit was interpreted as a facies of the banded iron formation which also hosts the stratiform Fe-Cu-Zn sulfide mineralization. The volcano-sedimentary sequence is capped by a structurally concordant packet of metasandstones and metasiltsstones containing rock fragments, which suggest a discordance between these and the underlying units. Hydrothermal veins, related to granitic bodies which occur in the area, cut the older metamorphic units producing local remobilization of the stratiform sulfide and alteration/recrystallization of the preexisting mineral assemblage.

The chemical data of the stratiform mineralization show a vertical cyclic zoning of the concentrations of Cu and Zn such that the enrichment in Zn occurs on the top of each cycle. Lateral variation of the Zn/Cu ratio show also a relative enrichment of Zn toward the center of the mineralized body. This chemical zoning correlates well with the distribution of ore minerals magnetite, pyrrhotite, chalcopyrite, and sphalerite. The quartz-magnetite assemblage is found at the base of the mineralized levels and tends to be absent in the upper levels, where the quartz-pyrrhotite-chalcopyrite-sphalerite assemblage is dominant. Directly above the quartz-magnetite assemblage is a transition zone with iron amphiboles-pyrrhotite-quartz. The chalcopyrite/pyrrhotite ratio increases upwards, while in the zinc ore the sphalerite appears to be contemporary with and/or later than the chalcopyrite. The existence locally of as many as three zones of magnetite suggests that the mineralogical zoning is also cyclic, which is corroborated by the chemical data. Modifications of the zoning pattern are due to the local action of tectonic or hydrothermal processes.

The study of fluid inclusions, by microthermometry, in quartz crystals of the banded rocks hosting the stratiform mineralization and hydrothermal veins in which part of the stratiform sulfides were remobilized, identified the fluids in the cavities as the aqueous saline type, containing significant quantities of NaCl and lesser amounts of CaCl₂ and/or MgCl₂. Triphase fluid inclusions dominate in the banded rocks and contain NaCl daughter crystals whose temperatures of homogenization show a good concordance with the estimate of metamorphic conditions deduced from the mineral assemblages. However, in the same rocks, triphase inclusions associated with biphasic fluid inclusions shows homogenization temperatures equivalent to those of the fluid inclusions found in the hydrothermal veins, confirming the extensive circulation of fluids which were responsible for the alteration of the pre-existing metamorphic assemblages. In the hydrothermal veins the inclusions are predominantly biphasic, a majority of which are confined to fractures within individual grains and represent the fluid present during late stage healing of fractures related to the primary cooling event of the granitic rocks which occur in the area. The close variation of the homogenization temperature for these fluids with variable densities supports a model of the circulation of aqueous fluids. The more saline aqueous inclusions, especially the triphase group which occur either isolated or clustered in quartz grains of the oldest veins, and which show the highest homogenization temperatures, should represent remains of the magmatic fluids. In general, the fluid inclusions of the hydrothermal veins shows a decline in salinity corresponding to a drop in temperature from 510°C to 150°C.

The deposit of the Pojuca area shows characteristics similar to those of deposits of massive sulfide of the exhalative type, volcanogenic proximal, and was probably formed in a deep submarine environment with transport of the metals and sulfur by weakly acid hot brines. Precipitation was caused by mixture of the exhalative products with sea water and chemical/mineralogical zoning is a result of the evolution of the solution, taking place with a decrease in temperature and a decrease in oxygen

fugacity. The cyclic zoning is related to fault movements and contemporaneous basic volcanism.

The geologic evolution of the Pojuca and surrounding area is visualized in a model of lateral sedimentary and tectonic facies, where the Carajás Formation of the Grão-Pará Group is considered a time-equivalent of the Pojuca Sequence, having been deposited in a more tectonically stable shallow-water environment.

1 INTRODUÇÃO

As jazidas de cobre e zinco da área Pojuca, antiga MM1, situam-se num alinhamento estrutural à cerca de 20 km a noroeste da clareira N1, um dos depósitos de ferro da Serra dos Carajás, entre os paralelos 5°57' e 6°00' sul e os meridianos 50°10' e 50°25' oeste, no município de Marabá, sudeste do Estado do Pará (figura 1).

Na área estudada, foram identificadas duas unidades orto-anfibolíticas, separadas por uma unidade metassedimentar clasto-química, em que estão preservadas feições deposicionais primárias. Essa unidade foi interpretada como uma facies de formação ferrífera bandada, onde se hospeda a mineralização estratiforme de sulfetos de Fe-Cu-Zn. A seqüência vulcano-sedimentar é capeada por um pacote, estruturalmente concordante, de metarenitos e metassiltitos, porém contendo fragmentos de rochas, o que sugere uma descontinuidade deposicional entre estes e as unidades mais inferiores. Veios hidrotermais, relacionados aos corpos graníticos que ocorrem na área, cortam as unidades metamórficas supracitadas e estão associados a remobilização localizada da mineralização sulfetada estratiforme e alteração/recristalização das paragêneses minerais prévias.

As jazidas da área Pojuca apresentam características similares às dos depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos, tipo exalativo, e constituem um dos primeiros exemplos de ocorrência desse tipo de depósito na Amazônia.

Até o momento, somente os trabalhos de prospecção e pesquisa mineral realizados pela DOCEGEO, resumidos num artigo publicado no último Congresso Brasileiro de Geologia (Farias et al., 1984), bem como alguns relatórios internos, da mesma empresa, encontram-se disponíveis para consulta. Além disso, um programa do Curso de Pós-Graduação da Universidade Federal do Pará aborda o estudo petrológico das rochas vulcano-sedimentares hospedeiras das mineralizações cupro-zincíferas, através da tese de mestrado do geólogo Ângelo Tokumitsu.

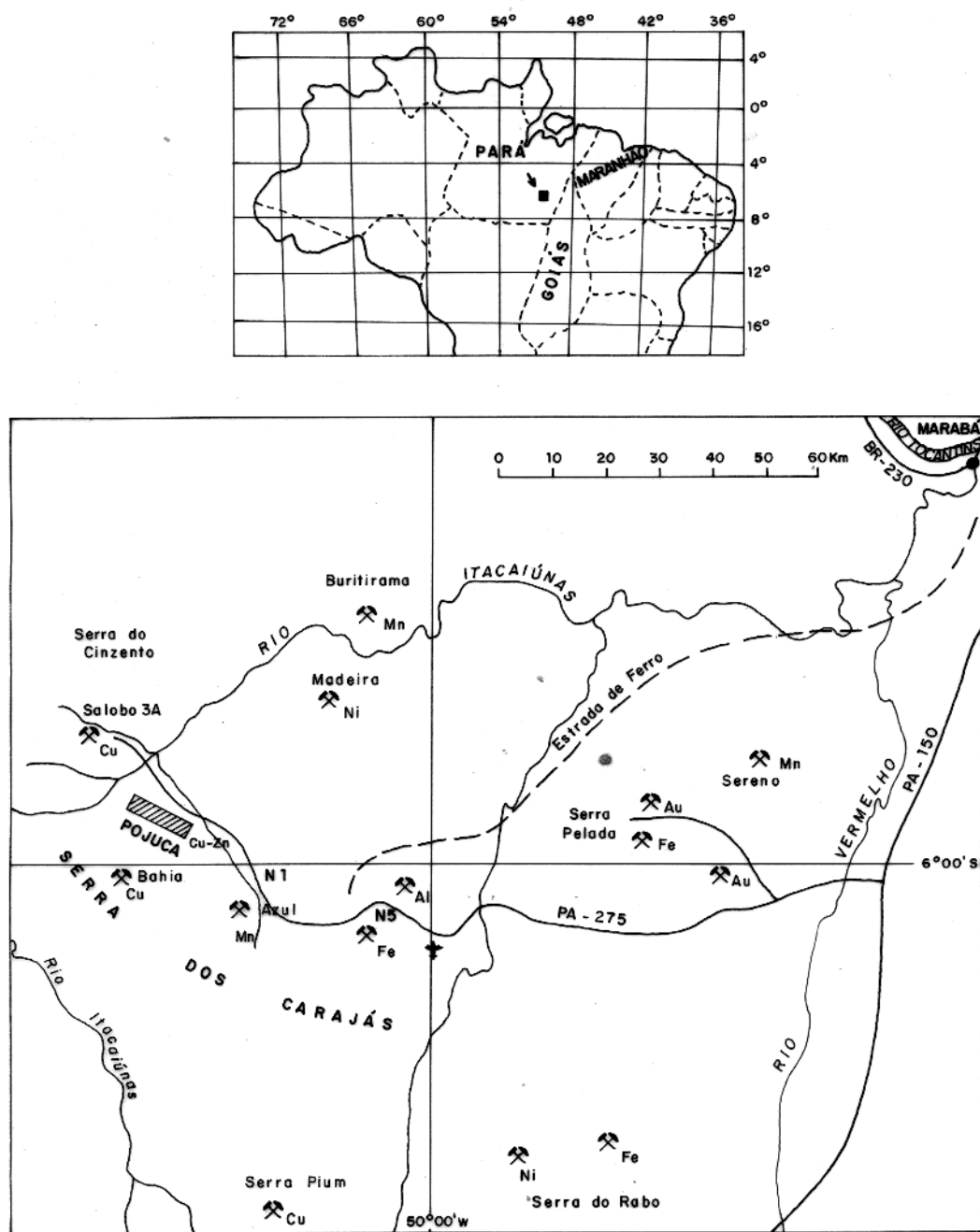


Figura 1 - Mapa de localização das jazidas de cobre e zinco da área Pojuca e outras jazidas e ocorrências minerais da região da Serra dos Carajás, sudeste do estado do Pará (Compilado de Meireles et al., 1984)

1.1 Objetivos

O presente trabalho visa a dar continuidade ao estudo geológico da área, enfatizando alguns aspectos relacionados aos processos mineralizantes, bem como outros até então ambíguos, tais como a estratigrafia local, o significado dos xistos com fragmentos de metassilexito e das rochas com a assembléia antofilita-cordierita.

Além de detalhadas observações de testemunhos de inúmeros furos de sonda e métodos petrográficos convencionais, a pesquisa foi acompanhada de estudos microtermométricos em inclusões fluidas, os quais, além de pioneiros na Universidade Federal do Pará, constituíram-se ferramentas importantes na determinação de alguns parâmetros físico-químicos relacionados com a gênese dos sulfetos.

Igualmente importantes foram os dados químicos forne-cidos pela DOCEGEO, cuja interpretação, quando associada aos dados petrográficos, confirmou o zoneamento dos metais como previsto pelas paragêneses minerais.

Em função de exposto e considerando a impôrtância dos depósitos de sulfetos maciços na história evolutiva da Terra, este trabalho pretende atingir os seguintes objetivos:

- Definir uma coluna estratigráfica local que possa servir de base para as correlações regionais e eventuais implicações na evolução tectônica;
- Estabelecer as condições de pressão e temperatura dos eventos tectono-metamórficos que afetaram essas rochas, com base nas assembléias mineralógicas identificadas e apoio na bibliografia existente, em particular Akella e Winkler (1966), Turner (1968), Winkler (1977) e Klein (1973, 1982);
- Definir um zoneamento mineralógico no corpo mineralizado estratiforme, em função da distribuição da calcopirita, esfalerita, pirrotita e magnetita;
- Definir um zoneamento químico para os elementos Cu,

Zn, Cd, Mo, Au e Ag dentro da unidade hospedeira da mineralização, bem como as modificações no comportamento dos mesmos devidas aos processos de alteração hidrotermal tardios;

- Estimar a composição, temperatura e densidade das soluções que foram atuantes durante os principais estágios da evolução geológica da área, com base no estudo de inclusões fluidas e paragéneses minerais observadas;
- Caracterizar as zonas de alteração produzidas durante o processo mineralizante principal, bem como distingui-las daquelas formadas por eventos hidrotermais em períodos posteriores ao metamorfismo regional;
- Caracterizar os efeitos do metamorfismo regional sobre a mineralização estratiforme, bem como aqueles superimpostos pela atividade hidrotermal relacionada aos corpos graníticos pós-orogênicos que ocorrem na área;
- Esboçar um modelo evolutivo local que possa ser enquadrado dentro de um modelo mais amplo, de caráter regional, e compatível com outros similares adotados em outras regiões do mundo.

1.2 Metodologia

A fase inicial deste trabalho constou de uma pesquisa bibliográfica, utilizando os relatórios internos da DOCEGEO, dos quais foi possível adquirir critérios para seleção da área ~~mais favorável~~ do tipo de estudo proposto.

As etapas de campo envolveram a descrição detalhada de testemunhos de doze furos de sonda, acompanhada de amostragem sistemática dos diferentes tipos litológicos presentes. As relações de contato entre as diversas rochas e as estruturas mesoscópicas observadas serviram de subsídios para a elaboração do quadro estratigráfico local. Em alguns furos, os testemunhos orientados serviram de base para as interpretações estruturais, definindo, assim, atitudes de foliação, plano axial e eixo de dobras. Os vários furos descritos foram organizados em seções geológicas, as quais possibilitaram a elaboração do mapa geológico da área.

O estudo petrográfico consistiu do exame de seções delgadas e polidas com descrições mineralógicas e texturais, incluindo relações paragenéticas, relações entre micro e meso-estruturas, identificação de assembléias minerais primárias e secundárias, e classificação petrográfica das rochas. A análise textural dos minerais baseou-se nos critérios de Spry (1969) e Bard (1980), enquanto o estudo dos minerais de minério foi baseado em Cameron (1961), Ramdoh (1980) e Craig e Vaughan (1981). A determinação de alguns minerais, especialmente os anfibólios, foi realizada com o auxílio da platina universal e análises de micro-sonda, essas últimas cedidas pela DOCEGEO.

Os resultados das análises químicas para Cu, Zn, Cd, Mo, Au e Ag, pelo método de absorção atômica em rocha total, de amostras representativas de cada metro de testemunhos dos furos estudados, também foram cedidas pela DOCEGEO. Os limites de detecção do aparelho de absorção atômica utilizado nas análises foram: Cu-0,01%, Zn-0,01%, Cd-0,1 ppm, Mo-10 ppm, Au-0,05 ppm e Ag-0,2 ppm. Valores iguais ou inferiores a esses foram considerados não significativas durante a fase de interpretação. Os resultados analíticos foram tratados, com o apoio de computador, em diagrama de variação de teor em função da profundidade e/ou do tipo litológico, bem como em diagramas de correlação entre os elementos analisados, permitindo esboçar o comportamento dos mesmos, vertical e lateralmente, dentro do corpo de minério.

O estudo de inclusões fluidas por microtermometria foi realizado induzindo-se mudanças de fases em inclusões individuais, por aquecimento e resfriamento, cujos dados possibilitaram uma estimativa da composição dos fluidos aprisionados nas mesmas, pela comparação com as mudanças de fases experimentalmente determinadas em sistemas conhecidos e, quando possível, pela identificação das fases sólidas observadas em baixas e altas temperaturas. Maiores detalhes sobre as técnicas de amostragem, preparação de amostras, petrografia, ocorrência das inclusões e identificação das fases são apresentados no Anexo 1.

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Localização da Área no Contexto Regional

A jazida de sulfetos de Fe-Cu-Zn de Pojuca está hospedada numa seqüência metavulcano-sedimentar do Cráton Amazônico, a qual é denominada Seqüência Salobo-Pojuca e admitida como sendo de idade proterozóica (Hirata et al., 1982; Farias et al., 1984). Na área da jazida, as rochas dessa seqüência estão repousando discordantemente sobre o Complexo Xingu e são balisadas, a sul, pelas rochas do Grupo Grão-Pará e da Formação Rio Fresco, com as quais podem mostrar contatos bruscos por falhamentos (figura 2). Todas essas unidades são cortadas por corpos graníticos pós-orogênicos, tipo Serra dos Carajás, cuja idade é da ordem de 1.800 m.a. (Gomes et al., 1975; Silva et al., 1974).

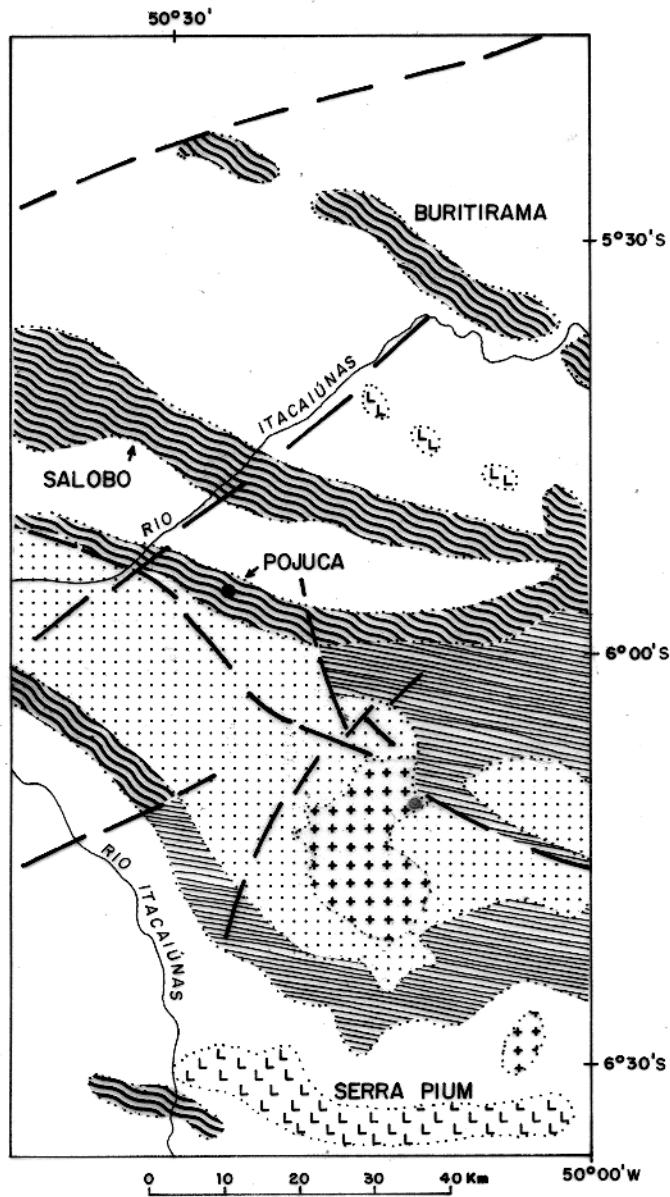
2.2 Estratigrafia

A mais recente proposta estratigráfica para a região da Serra dos Carajás é a de Hirata et al. (1982). Embora essa proposta tenha tido uma boa aceitação em um grande número de trabalhos (Farias et al., 1984; Meireles et al., 1984; Tassinari et al., 1982; entre outros), opiniões divergentes também existem (Medeiros Neto e Villas, 1984), conforme discussões adiante.

Da base para o topo, de acordo com a referida proposta, a coluna estratigráfica da região da Serra dos Carajás é composta das seguintes unidades:

Complexo Xingu - constitui-se de terrenos gnáissico-migmatíticos, seqüências tipo "greenstone belts" e corpos intrusivos máfico-ultramáficos de idade arqueana.

Seqüência Salobo-Pojuca - compreende um pacote de rochas metavulcânicas de composição básico-intermediária, rochas à antofilita-cordierita e metassedimentos clásticos e químicos intercalados. Essas rochas são as hospedeiras das jazidas de



CONVENÇÕES









- | | | | |
|---|-------------------------------|---|---------|
|  | Granito Serra dos Carajás |  | Contato |
|  | Formação Rio Fresco |  | Falha |
|  | Grupo Grão - Pará | | |
|  | Seqüência Salobo - Pojuca | | |
|  | Complexo Básico - Ultrabásico | | |
|  | Complexo Xingu | | |

Figura 2 - Mapa geológico de parte da Província Mineral Carajás (Compilado de Hirata et al., 1982)

Cu do Salobo, de Cu-Zn do Pojuca e de Mn de Buritirama.

Grupo Grão-Pará - compreende três unidades litológicas das quais a inferior e superior são compostas essencialmente por metabasaltos constituídos por diversos derrames com possíveis contribuições piroclásticas. A unidade intermediária, denominada Formação Carajás, compõe-se de itabiritos bem laminados, cujo enriquecimento supergênico deu origem às jazidas de ferro. As rochas basálticas são consideradas como parte de um evento vulcânico marinho de composição toleítica (Lemos e Villas, 1983; Meireles et al., 1984).

Formação Rio Fresco - composta por uma espessa seqüência de sedimentos clásticos grosseiros a finos, incluindo também sedimentos químicos como calcários, dolomitos, "cherts" e formações ferríferas bandadas, além de formações vulcânicas básicas subordinadas. Contém a jazida de Mn do Azul e a ocorrência de Cu do Igarapé Bahia.

Granitos Tipo Serra dos Carajás - são corpos intrusivos nas seqüências anteriores ocorrendo sob a forma de batólitos e "stocks" distintos. São granitos róseos, de granulação grosseira, textura hipidiomórfica granular, localmente "rapakivi". São compostos por microclina, quartzo, biotita, hornblenda hastingsítica e plagioclásio. Associadas a zonas de fraturas, ocorrem placas centimétricas de molibdenita, além de calcopirita e pirita, sendo que esses dois últimos também encontram-se disseminados e associados aos minerais máficos.

Por falta de critérios definitivos que levem a manutenção ou abandono desse modelo estratigráfico, o mesmo ainda será, a priori, adotado neste trabalho, embora as discussões seguintes e outros dados apresentados nos capítulos posteriores sugiram a necessidade de uma reformulação do quadro estratigráfico regional.

As primeiras tentativas no sentido de estabelecer um empilhamento estratigráfico para a região de Carajás devem-se a Tolbert et al. (1968, 1971), que distinguiram um embasamento

granito-gnáissico e seqüências metassedimentares, nas quais incluíram quartzitos, filitos, mármore e níveis manganésíferos, intimamente associados com itabiritos e, mais localmente, com rochas metavulcânicas básicas. Em discordância com as unidades anteriores, esses autores constataram também a existência de arenitos e conglomerados que reuniram em uma única unidade e a correlacionaram à Formação Gorotire, inicialmente descrita por Barbosa et al. (1966).

O termo Grupo Grão-Pará foi introduzido na literatura geológica para representar a seqüência químico-vulcânica constituída por itabiritos (e seus produtos de alteração) e rochas vulcânicas básicas de caráter espilitico que ocorrem na Serra dos Carajás (CVRD/CMM, 1972). No embasamento dessa seqüência, foram adicionadas as demais unidades metassedimentares identificadas por Tolbert et al. (1971). Sobrejacentes ao Grupo Grão-Pará, também foram observados os sedimentos clásticos e igualmente correlacionados à Formação Gorotire. Um batólito granítico, denominado Granito Central por Knup (1971), foi considerado intrusivo em todas as seqüências. Um esquema similar ao adotado por CVRD/CMM (1972) foi seguido por Beisiegel et al. (1973).

Silva et al. (1974) englobaram todas as seqüências com intercalações de itabiritos, além de metavulcânicas básicas, no Grupo Grão-Pará, e sugeriram para o conjunto a denominação de Distrito Ferrífero Carajás-Xingu, considerando que a distribuição da formação ferrífera prevalece nos domínios do conjunto de elevações chamado Serra dos Carajás e na bacia do rio Xingu. O embasamento sobre o qual repousam essas rochas foi denominado Complexo Xingu, tendo constituição similar àquela descrita por Tolbert et al. (1971). A unidade sedimentar clástica, também colocada acima do Grupo Grão-Pará, teve sua denominação substituída para Formação Rio Fresco, conforme definida por Barbosa et al. (1966). Com o descobrimento das jazidas de cobre na região, a Seqüência Salobo-Pojuca foi definida por Meyer e Farias (1980) o que levou Hirata et al. (1982) a estabelecerem um novo quadro estratigráfico para a Província Mineral de Carajás (Santos, 1980), posicionando a referida seqüência entre o Grupo Grão-Pará e o Complexo Xingu.

A evolução das seqüências Grão-Pará, Pojuca, Salobo e Buritirama, de sul para norte, foi considerada como tendo iniciada no Proterozóico Inferior através de um sistema de "rifts", cujo principal testemunho atual seria a Falha Carajás (Hutchinson, 1979). Nesse modelo também foi delineado um zoneamento regional entre as referidas seqüências, onde as condições de sedimentação e tectono-metamórficas teriam variado de sul para norte. Esse modelo é coerente com as observações prévias de Tolbert et al. (1967, 1971), Silva et al. (1974), Gomes et al. (1975) e Lemos (1981).

Impressionado com a homogeneidade litológica descrita para o Grupo Grão-Pará e com o fato observado por Tolbert et al. (1971) sobre a presença de rochas carbonáticas num furo de sondagem em N1, Serra dos Carajás, intercaladas nos itabiritos, Dorr II (1973) assim se expressou: "no other major oxide facies iron-formation in the world is associated exclusively with volcanic rocks. It is difficult to envision a widespread chemical sediment such as the iron-formation of the Carajás Formation having deposited with no associated clastic or carbonate sediments; one might conclude that the complete stratigraphic record is still to be learned concerning the origin and environment of deposition of the iron-formation of the Serra dos Carajás and vicinity...".

Essas observações de Dorr II e várias outras citadas em trabalhos prévios já referidos, além da aparente dificuldade de separar as seqüências tipo Salobo-Pojuca do Grupo Grão-Pará (Beisiegel e Farias, 1978), são suficientemente fortes para sugerirem uma evolução cronocorrelata dessas unidades geológicas.

Estudos de detalhe na área Pojuca caracterizaram a litoestratigrafia do depósito de sulfetos de Fe-Cu-Zn, o qual se hospeda numa zona de facies silicato-sulfetada de uma formação ferrífera bandada, situada entre dois pacotes de anfibolitos. A semelhança litológica e a vizinhança geográfica (figura 3) levaram Medeiros Neto e Villas (1984) a especularem sobre o modelo proposto por Hutchinson (1979), considerando a Formação

<u>GRUPO GRÃO-PARÁ</u>	<u>SEQUÊNCIA POJUCA</u>
Beisiegel et al., 1973]	(Este trabalho)
PALEOVULCÂNICA SUPERIOR	UNIDADE III
Metavulcânicas básicas	Anfibolitos
FORMAÇÃO CARAJÁS	UNIDADE II
Formação ferrífera bandada, facies óxido	Formação ferrífera bandada, facies silicato-sul- fetada
PALEOVULCÂNICA INFERIOR	UNIDADE I
Metavulcânicas básicas	Anfibolitos e anfibólio xis- tos

Figura 3 - Sinopse comparativa entre o Grupo Grão-Pará e a Sequência Pojuca. Nas duas situações, as unidades representadas estão capeadas discordantemente por metassedimentos clásticos, bem como cortadas por diques de metagabros e metadiabásios e, mais tardiamente, por granitos tipo Serra dos Carajás.

Carajás (Beisiegel et al., 1973) e a Sequência Pojuca, como diferentes facies de uma mesma formação ferrífera bandada (no sentido de James, 1954), a qual foi depositada numa ampla área, tendo evoluído em ambientes tectono-metamórficos diferentes, conforme já descrito em outras regiões (Alexandrov, 1973; Gross, 1983).

Com base em padrões estruturais e geocromológicos, Cordani et al. (1984) propõem o limite entre as províncias Maroni-Itacaiúnas e Amazônia Central na altura da Serra dos Carajás. Essas considerações de caráter paleotectônico enquadram-se no modelo de variações de facies supra citado.

Pelo exposto, conclui-se que os dois modelos estratigráficos propostos para a região da Serra dos Carajás são diferentes e, devido as peculiaridades próprias da região (escassez de afloramentos, em particular), ainda vai demorar muito tempo até que se obtenha dados conclusivos. No momento atual, convive-se com um impasse de ordem teórica, onde os argumentos utilizados por Hirata et al. (1982), tais como deformação, metamorfismo e geometria são facilmente explicados e enquadram-se no modelo de variações de facies de Hutchinson (1979) e Medeiros Neto e Villas (1984).

Fases de deformação adicionais e diferenças de grau metamórfico não parecem ser critérios decisivos no estabelecimento crono-estratigráfico, uma vez que sistemas tectônicos diferentes podem provocar sensíveis diferenças entre unidades litológicas crono-correlatas (Hobbs et al., 1976; Gross, 1983). Exemplos desse tipo de relacionamento podem ser observados na borda oeste do Cráton do São Francisco, onde os sedimentos de plataforma do Grupo Bambuí tornam-se intensamente dobrados e metamorfisados à medida que se adentram na Faixa Brasília (Marini et al., 1981). Na Plataforma Russa, destaca-se um exemplo semelhante com a Formação Ferrífera Krivoy Rog, a qual apresenta toda uma variação de condições de deposição e tectônica, desde miogeossinclinais até eugeossinclinais (Alexandrov, 1973; Mel'nik, 1983).

2.3 Estrutura e Metamorfismo

Até o momento, nenhum trabalho foi especificamente dirigido para esses temas na região da Serra dos Carajás, sendo as informações geralmente bastante fragmentadas, às vezes contraditórias, e de caráter local. Recentemente, Meireles et al. (1984) resumiram os principais aspectos geológicos das folhas Rio Verde e Carajás, enfatizando algumas diferenças estruturais e metamórficas das diversas unidades ali mapeadas. De acordo com os mesmos, os terrenos gnáissico-migmatíticos do Complexo Xingu apresentam-se intensamente dobrados e falhados com grande incidência de fenômenos de metassomatismo sílico-potássico e migmatização, obliterando quaisquer estruturas primárias. As seqüências tipo "greenstone belts" também apresentam-se dobradas em diversas fases, sendo típicas as dobras isoclinais com foliação de mergulhos variáveis.

A Seqüência Salobo-Pojuca, na área da jazida de 3A, apresenta pelo menos duas fases de deformação importantes com metamorfismo regional acompanhante do grau médio a alto (Gaál, 1983; Viana et al., 1982). Na área Pojuca, essas rochas foram afetadas pelo menos por duas fases de deformação, sendo uma delas bastante penetrativa com foliação plano axial com mergulhos fortes para NE e SW. O metamorfismo acompanhante varia de facies xistos verde a facies anfibolito, ocorrendo muito localmente assembléias representativas da facies granulito. Regionalmente, o metamorfismo apresenta uma nítida tendência de aumento das condições de temperatura de SE para NW (Medeiros Neto e Villas, 1984; Farias et al., 1984; DOCEGEO, 1984). O metamorfismo de contato ocasionado por corpos graníticos que afloram na porção NW da área Pojuca é responsável pela formação de texturas hornféisicas, pela cristalização da biotita a partir de anfibólitos e, provavelmente, pela formação de grande parte das rochas à antofilita-cordierita (DOCEGEO, 1984; Tokumitsu, em preparação).

De acordo com Lemos e Villas (1983), as evidências de metamorfismo regional nas rochas do Grupo Grão-Pará não são claras, embora os efeitos de alteração hidrotermal sejam generara

lizados e localmente intensos. Por outro lado, Meireles et al. (1984) admitem que aquelas rochas foram afetadas por metamorfismo de facies xisto verde e apenas por uma das fases que dobraram a Sequência Salobo-Pojuca.

As rochas da Formação Rio Fresco também mostram-se dobradas, porém com dobras mais abertas do que as das sequências anteriores e afetadas por metamorfismo regional de grau muito fraco (Figueiras e Villas, 1984; Meirelles et al., 1984).

Estruturas primárias são observadas nas formações ferríferas da Sequência Salobo-Pojuca (Medeiros Neto, 1984) e do Grupo Grão-Pará, e nos metassedimentos da Formação Rio Fresco (DOCEGEO, 1984).

O tectonismo rúptil é representado por vários sistemas de falhas, merecendo destaque as falhas McCandless e Misteriosa, de direção NE, e a falha Carajás, de direção NNW.

3 GEOLOGIA LOCAL

Os trabalhos geológicos desenvolvidos na área Pojuca, antigamente denominada MM1, tiveram início nos meados da década passada e, de acordo com a DOCEGEO (1984), o furo de sonda MM1/F1, que foi iniciado no dia oito de outubro de mil novecentos e setenta e seis, revelou a primeira ocorrência importante de sulfetos de cobre na Amazônia.

Os trabalhos de mapeamento e sondagem geológica realizados até o momento revelaram a existência de uma jazida de sulfetos de Cu-Zn (tabela 1) hospedada em metassedimentos clasto-químicos, intercalados entre dois pacotes de anfibolitos (figuras 4 e 5):

Tabela 1 - Resumo das reservas de Cu e Zn da área Pojuca, Serra dos Carajás (DOCEGEO, 1984).

CLASSE DA MEDIDA	COBRE		ZINCO	
	Reserva (t)	teor(%)	Reserva (t)	teor (%)
Medida	5.132.992	0,78	1.397.727	0,90
Indicada	24.213.662	0,92	3.369.067	1,06
Inferida	28.978.687	0,85	3.804.426	0,97
Total	58.265.341	0.87	8.571.220	0,99

Poucos foram os artigos publicados sobre a geologia da área, estando o conhecimento geológico contido em relatórios internos da DOCEGEO, no relatório de pesquisa para o Departamento Nacional da Produção Mineral e em algumas teses de mestrado desenvolvidas pelo curso de pós-graduação da Universidade Federal do Pará (Moura, 1982; Tokumitsu, em preparação).

Os estudos petrológicos realizados nas rochas anfibolíticas da Sequência Pojuca indicam composições basáltico-andesíticas e afinidade toleítica à calco-alcalina para as mesmas (Tokumitsu, em preparação). Embora a maioria dos dados apresentados nas seções seguintes seja válida para toda a área Pojuca,

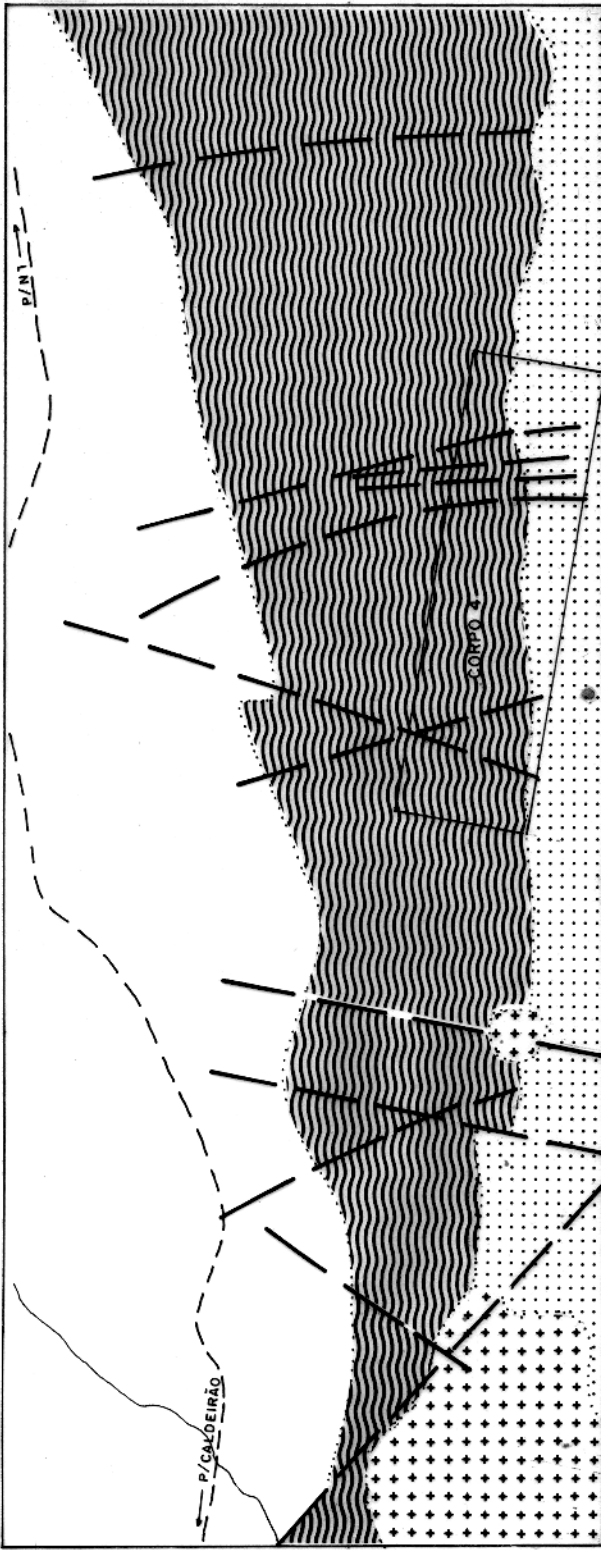
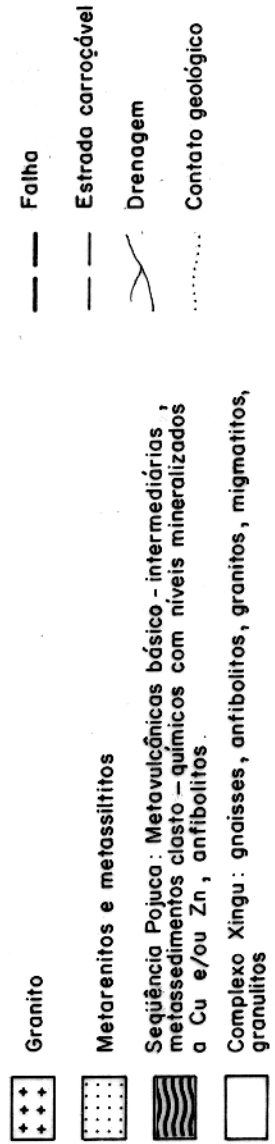


Figura 4 - Mapa geológico da área Pojuca (Compilado de DOCEGEO, 1984)



convém frisar que os mesmos foram obtidos apenas na sua porção mais oriental, denominada Corpo 4E. Esses dados foram coletados através da descrição sistemática de testemunhos de 12 (doze) furos de sonda, inspeção de outros furos já descritos pela equipe da DOCEGEO e observações macro e micropetrográficas. Detalhes sobre a natureza e o comportamento da mineralização serão fornecidos nos capítulos seguintes.

3.1 Estratigrafia

Hutchinson (1979), adotando o modelo clássico dos depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos, sugeriu uma inversão estratigráfica na área Pojuca. Nesse modelo, foi delineada uma zona de alteração representada pela assembléia antofilita-cordierita e mineralização tipo "stringer", situada abaixo do minério bandado e/ou maciço. Esse modelo tornou-se inconsistente com a comprovação de que as rochas à antofilita-cordierita ocorrem tanto na lapa quanto na capa do corpo de minério, e que a mineralização tipo "stringer" trata-se de veios hidrotermais que cruzam a xistosidade prévia das rochas encaixantes, produzindo uma intensa desestabilização das paragêneses metamórficas (Medeiros Neto, 1984).

DOCEGEO (1984) e Farias et al. (1984) não adotaram o modelo estratigráfico de Hutchinson, porém também não apresentaram um novo, justificando a insuficiência de evidências para o posicionamento seguro das diversas unidades. Entretanto, Medeiros Neto (1984) e Medeiros Neto e Villas (1984) já haviam proposto um empilhamento estratigráfico estrutural normal para as rochas da Sequência Pojuca, com base nos seguintes critérios de topo e base:

- a) estruturas sedimentares, com colapso e brechas intramencionais;
- b) rochas com fragmentos de metassilexito, originadas pelo retrabalhamento dos níveis bandados sotopostos;
- c) e relação foliação/acamamento e padrão de minidobras.

Observou-se que, abaixo das rochas com fragmentos de

metassilexito, ocorre uma unidade formada por metassilexito alternando-se com finas bandas constituídas de anfibólíios, sulfetos ou óxidos. Esse bandamento mostra um grau variado de preservação, exibindo desde estruturas primárias como acamamento, brechas e falhas intraformacionais. "slumps" e estruturas de colapso, até uma total fragmentação para as rochas xistosas situadas acima. Essas últimas contêm fragmentos milimétricos a centimétricos de bandas de metassilexito bem preservadas, que são petrograficamente similares às bandas subjacentes. Fragmentos de metassilexito/anfibólíio e de bandas de sulfetos, embora menos comuns, também foram observados. Essa gradação vertical repete-se pelo menos três vezes dentro do corpo de minério, tendo sempre na parte mais basal os metassilexitos alternados com bandas de anfibólíio e/ou sulfetos.

Esses dados levam a crer que os anfibólíios xistos com fragmentos de metassilexito foram originados por retrabalhamento mecânico da unidade bandada inferior. Além do mais, não existe na área outro tipo de rocha silicosa que pudesse servir de área-fonte para os referidos fragmentos.

Com base no exposto, propõe-se a seguinte coluna lito-estratigráfica para a porção leste do Corpo 4 da área Pojuca (figura 5), da base para o topo;

Unidade I - é constituída por anfibolitos, anfibólíio xistos granatíferos e rochas à antofilita-cordierita. O contato com a Unidade II é transicional, com bandas largas de anfibolito alternando-se com bandas de metassilexito. A espessura dessa unidade é desconhecida em virtude dos furos de sonda freqüentemente serem interrompidos ao interceptá-la. Os xistos aqui presentes diferem dos da Unidade II por conterem uma maior proporção de plagioclásio e não apresentarem fragmentos de metassilexito.

Unidade II - é composta por uma formação ferrífera dandada, facies silicato-sulfetada, tendo na parte mais basal rochas constituídas por bandas de metassilexito, alternadas com bandas compostas de anfibólíios e/ou sulfetos ou óxidos, que se

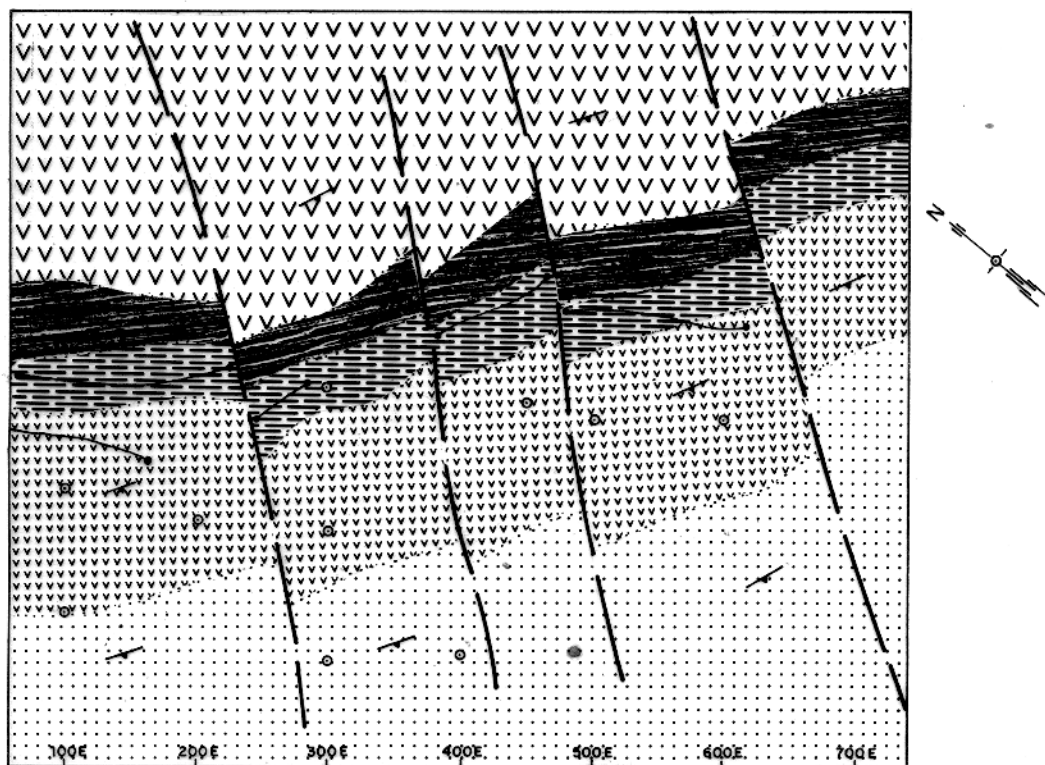












Figura 5 - Mapa geológico da jazida de Cu-Zn do corpo 4E/Pojuca (Modificado de DOCEGEO, 1984)

- Unidade VI - Aplitos e veios hidrotermais (não mapeáveis)
-  Unidade V - Metagabro e metadiabásio em forma de sill ou dique
-  Unidade IV - Metarenitos e metassiltitos intercalados.
-  Unidade III { Anfibolitos com lentes de rochas à antofilita - cordierita intercaladas.
-  Unidade II { Rochas bandadas com níveis de metassilexito alternando-se com níveis de magnetita, anfibólios, pirrotita, calcopirita e esfalerita, na base; anfibólio xistos com fragmentos de metassilexito, no topo.
-  Unidade I { Anfibolitos, anfibólio xistos e antofilita - cordierita intercaladas
-  Falha
-  Contato geológico inferido
-  Atitude de foliação inferida
-  Furos de sondagem estudados
-  100E Linhas topográficas
- 0 50 100 150 m

intercalam e gradam no sentido do topo para anfibólitos xistos com fragmentos de metassilexito. Sua espessura média é da ordem de 85 metros. O contato com os anfibolitos da Unidade III é brusco, porém concordante com a foliação dos mesmos.

Unidade III - é formada por anfibolitos e rochas à antofilita-cordierita. Representa derrames básico-intermediários, sendo possível determinar, com base nos critérios de bordas resfriadas, até quatro pacotes individuais. As rochas à antofilita-cordierita ocorrem em forma de lentes intercaladas nos anfibolitos, com os quais mostram concordância estrutural. "Sills" dessa unidade são encontrados na Unidade II, especialmente no topo, e contêm, nas proximidades do contato com as rochas encaixantes portadoras de minério, elevado conteúdo de sulfetos. Segundo Mookherjee (1970), isso seria um critério para determinar o relacionamento intrusivo pré-metamorfismo regional dessas rochas básicas com o corpo de minério. No topo da Unidade I, são localmente encontradas rochas anfibolíticas finas, que são também admitidas pertencerem à Unidade III. A espessura média da mesma, acima da Unidade II, é da ordem de 150 (cento e cinquenta) metros.

Unidade IV - é constituída por metarenitos e metassiltitos de coloração cinza escura, preservando feições primárias como acamamento gradacional, que ocorrem em contato brusco com as rochas da Unidade III, sendo cortada por diques de metagabros e metadiabásios. Essas rochas clásticas apresentam uma foliação incipiente de biotita e muscovita que é paralela à orientação dos anfibolitos subjacentes. A espessura total dessa unidade é desconhecida, mas é superior a 100 (cem) metros.

Unidade V - é formada por metagabros e metadiabásios que cortam as unidades anteriormente citadas na forma de diques e "sills". Poderia ser incluída na parte superior da Unidade III, mas devido ao seu caráter tipicamente intrusivo, relações de contato com as rochas encaixantes e melhor preservação das feições magmáticas, optou-se por sua individualização numa unidade à parte.

Unidade VI - é constituída por granitos aplitos e veios hidrotermais. Os furos de sonda estudados não interceptaram a cúpula dos corpos graníticos na área. Entretanto, são comuns, através de toda seção, corpos métricos de textura aplítica e veios milimétricos a centimétricos de natureza quartzo-feldspática, que cortam discordantemente as rochas das unidades já mencionadas. Uma intensa alteração propilítica das rochas metamórficas encaixantes se desenvolveu nas proximidades desses corpos, muitas vezes obliterando feições típicas do metamorfismo regional e imprimindo feições características dos processos termiais.

3.2 Petrografia

3.2.1 Anfibolitos

Estão incluídos sob essa terminologia, as rochas compostas essencialmente por plagioclásio (oligoclásio/andesina) e anfibólios, as quais compõem as Unidades I, III e V. Petrograficamente, as diferenças entre as rochas das três unidades são muito sutis, não havendo, portanto, um critério decisivo de separação, conforme descrito a seguir.

Os anfibolios da Unidade I são grosseiros, apresentando textura grano-nematoblástica com o plagioclásio exibindo cristais prismáticos bem desenvolvidos. Localmente ocorrem tipos com hornblenda grosseira incluindo cristais ripiformes de plagioclásio.

Os anfibólios da Unidade III, quando não alterados hidrotermalmente, mostram distinta orientação dos cristais de anfibólio e podem conter consideráveis proporções de sulfetos próximo aos contatos com os níveis mineralizados. Distinguem-se tipos finos e equigranulares das variedades porporfioblásticas, nas quais os fenocristais de plagioclásio atuaram como núcleos rígidos possibilitando a geração, em torno deles, de uma zona de sombra de pressão durante o metamorfismo regional. Nos vários testemunhos dos furos de sonda é comum observar-se

uma variação granulométrica de maneira que sempre as partes mais centrais de cada paleoderrame são mais grosseiras do que as bordas. Ademais, nas rochas menos deformadas, texturas magmáticas reliquias com cristais ripiformes de plagioclásio são muito freqüentes.

Os anfibólitos da Unidade V, de aspecto mais grosseiro e de coloração mais clara que os anteriormente citados, apresentam textura efítica bem preservada, porém com incipiente orientação local dos cristais de anfibólitos.

Os tipos de anfibólitos da assembléia metamórfica regional, embora variem muito em composição, mesmo dentro de cada unidade, são predominantemente da série hornblenda-hastingsita.

Os minerais secundários mais comuns e localmente abundantes são biotita, clorita e actinolita. Próximo aos contatos e em zonas de cisalhamento, a biotita e a actinolita estão acompanhando a orientação da hornblenda (hastingsita), mas sempre observa-se que as mesmas são produtos de alteração/substituição. Quartzo, opacos e apatita são os principais minerais acessórios. Além desses minerais, ainda ocorrem, em proporções variáveis, os seguintes minerais de alteração hidrotermal: sericita, leucoxênio, titanita, epidoto, calcita, fluorita, albita, microclina, albita, chabasita e prehnita. Próximo às lentes de rochas à antofilita-cordierita, ocorrem anfibólitos com plagioclásio + cummingtonita + antofilita, que, provavelmente, representam variedades intermediárias entre os tipos com hornblenda-hastingsita e essas lentes.

3.2.2 Rochas à Antofilita-Cordierita

São constituídas predominantemente por cordierita, antofilita e cummingtonita. Elas variam texturalmente, podendo ser xistosas de granulação fina a média ou gradar até tipos grosseiros e maciços que usualmente são porfiroblásticos. Nos últimos, clorita, biotita, pirita e quartzo tornam-se fases importantes e muitas vezes são acompanhados por turmalina, quartzo e opacos em vênulas.

No tipo xistoso, com textura nematoblástica, os cristais de antofilita e/ou cummingtonita são prismáticos, levemente fibrosos, e definem uma acentuada foliação metamórfica. Ocasionalmente, formam agregados radiais discordantes em relação à foliação. Nos planos dessa foliação alojam-se cristais anédricos a subeuédricos de cordierita que mostram formas estiradas paralelas a mesma (figura 6). Nas proximidades de vênulas de quartzo, turmalina e opacos, a cordierita torna-se poiquiloblástica, alterada para clorita e/ou pinita (figura 7) e a cummingtonita altera-se para clorita e serpentina, além de desenvolver agregados radiais e ser parcial a totalmente substituída por opacos (figura 8).

As rochas maciças são características por manchas subcirculares centimétricas de cordierita e alguma antofilita, circundadas por agregados de clorita e biotita, cujos cristais não mostram qualquer orientação. A cordierita é poiquiloblástica e, invariavelmente, alterada para pinita e clorita. Outros minerais de alteração hidrotermal como turmalina, quartzo, epidoto e leucoxênio são comumente encontradas nesse tipo de rocha.

3.2.3 Rochas Bandadas

São as principais rochas hospedeiras da mineralização estratiforme de sulfetos de Fe-Cu-Zn, sendo caracterizadas por uma conspícua alternância de bandas de metassilexito, com bandas de sulfetos e/ou anfibólios, ou menos frequentemente, de magnetita. Essas bandas variam desde espessuras milimétricas até métricas, sendo mais comuns as da ordem de 1 centímetro. Além do bandamento, que reflete as feições primárias do acamamento, estruturas de deformação penecontemporâneas, tais como brechas, "slumps", falhas e dobras intraformacionais, são comumente observadas e estão confinadas a finas camadas entre mesobandas não perturbadas (ver fotos e discussão sobre estruturas primárias mais adiante). Muitas vezes, essas feições são cortadas por veios hidrotermais, aos quais se associam uma extensiva mobilização dos sulfetos e a alteração da paragênese metamórfica. Embora macroscopicamente as bandas de composições diferentes mos



Figura 6 - Cristais estirados de cordierita (cd) acompanhando a foliação S_1 em rochas à antofilita-cordierita xistosa da Unidade III, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás. Aumento: 18 X.

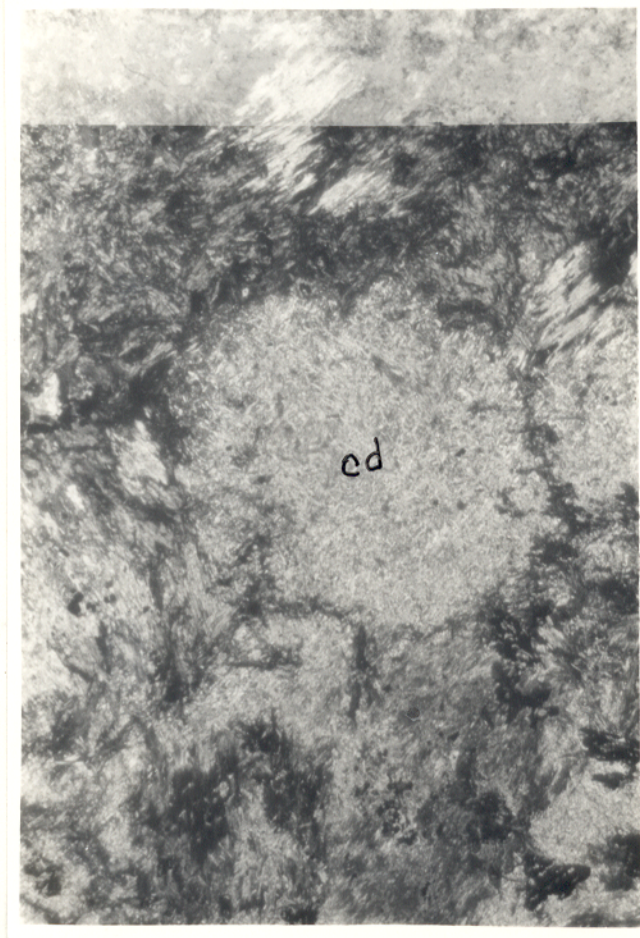


Figura 7 - Cristais poiquiloblástico de cordierita(cd) em rochas à antofilita-cordierita da Unida de III, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás. Aumento: 47 X.

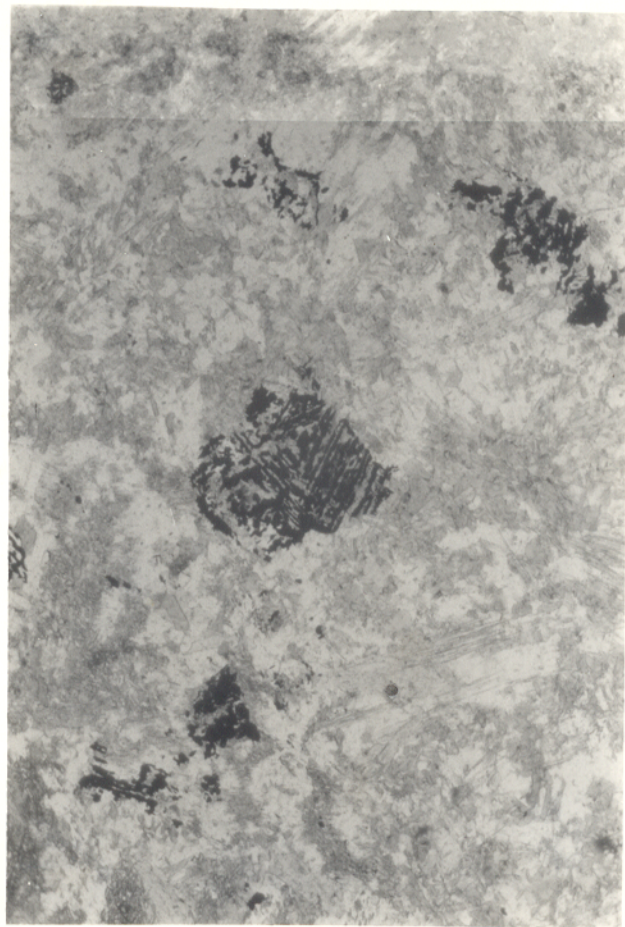


Figura 8 - Substituição da cummingtonita por sulfetos nas rochas à antofilita-cordierita maciças da Unidade III, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás. Aumento: 47 X.

trem contatos abruptos, ao microscópio observa-se uma certa gradação entre elas, marcada pela gradual diminuição na quantidade de anfibólios e/ou sulfetos em direção às bandas silíceas. A orientação dos anfibólios, nas bandas anfibolíticas, é, algumas vezes, discordante em relação ao bandamento (figura 9).

As bandas de metassilexito, são constituídas predominantemente por quartzo (95% ou mais), apresentando quantidades subordinadas de biotita, almandina, Fe-anfibólios e opacos. O quartzo é equigranular, xenoblástico, poligonizado, contendo abundantes inclusões fluídas e sólidas microscópicas. Grunerita e, mais raramente, Fe-hastingsita definem uma foliação interna nessas bandas e, muitas vezes, estão alteradas para biotita, clorita e leucoxênio.

As bandas ricas em anfibólios são formadas por grunerita, e/ou Fe-hastingsita, comumente orientadas. Nessas bandas, é muito notável o intercrescimento entre as duas espécies, desenvolvendo-se cristais aparentemente zonados. Ambas, estão variavelmente alteradas para biotita, Fe-actinolita ou clorita. A almandina é outro constituinte importante dessas bandas, mas também ocorre, embora mais erráticamente, formando níveis individuais paralelos às bandas de metassilexito. Distinguem-se tipos estirados, paralelos ao bandamento, e tipos euédricos. Esses últimos, que interrompem a foliação prévia, são freqüentes nas vizinhanças de veios de quartzo-biotita e, localmente, acompanha-os.

Os sulfetos, principalmente a pirrotita, calcopirita e esfalerita, bem como a magnetita, formam níveis individualizados e maciços; outras vezes, estão associados aos níveis de anfibólios, com os quais localmente estão intercrescidos. Em zonas de fraturas, compondo as assembléias dos veios hidrotermais, os sulfetos penetram nas clivagens dos anfibólios e muitas vezes os substituem (figura 10).

A apatita é um mineral acessório comum nessas rochas bandadas e normalmente acompanha os níveis de minério.

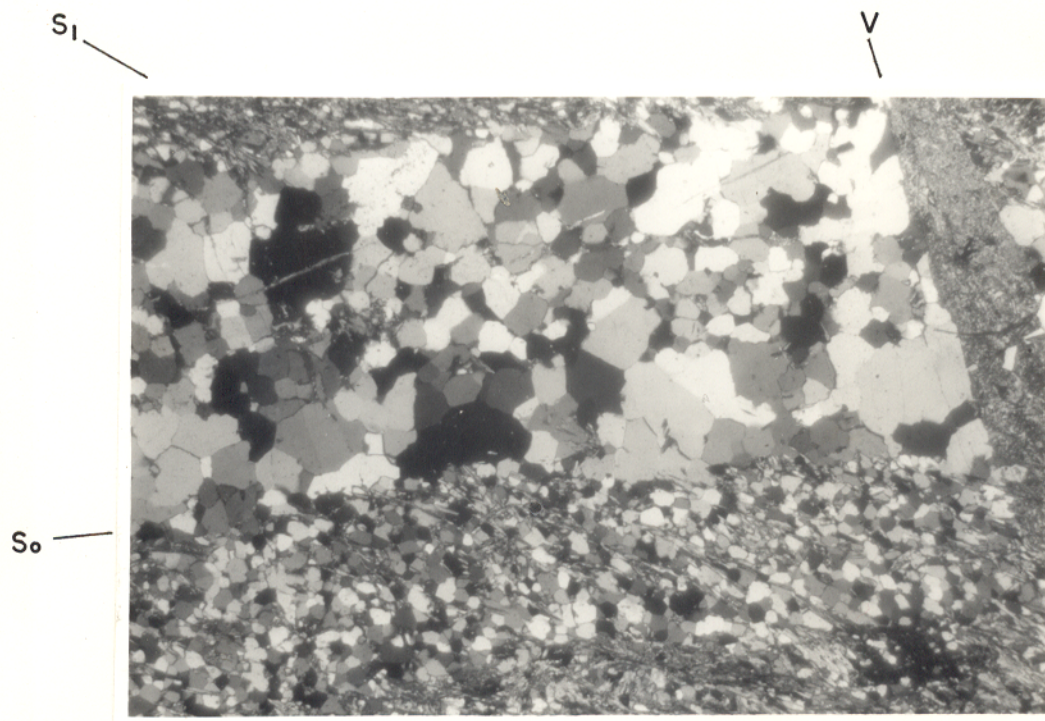


Figura 9 - Relação discordante entre a foliação S_1 , bandamento S_0 e veios hidrotermais (V). Rochas bandadas da Unidade III, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás. Aumento: 18 X.



Figura 10 - Substituição de anfibólios por sulfetos em zonas de veios hidrotermais cortando as rochas bandadas da Unidade II, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás. Aumento: 18 X.

3.2.4 Rochas Vulcanoclásticas Metamórficadas

Sob essa denominação, estão incluídas as rochas xistosas de granulação fina a grosseira, que ocorrem intercaladas, principalmente, com os tipos bandados da Unidade II e, secundariamente, com os anfibolitos da Unidade I. Essas rochas contêm quantidades variáveis de fragmentos de metassedimentos químicos vulcanogênicos e, subordinadamente, fragmentos compostos por assembléias interpretadas como sendo de origem vulcânica. Geneticamente, de acordo com a classificação de Fisher (1961), para rochas vulcanoclásticas, e com a de Gross (1972), para feições primárias em "cherty iron formation", elas poderiam ser classificadas como brechas autoclásticas ou brechas intraformacionais, respectivamente.

Uma feição marcante é a presença de fragmentos de metassilexito, os quais estão dispostos paralelamente à xistosidade principal da rocha. Além dos clastos de metassilexito que são de longe os tipos mais abundantes, ainda ocorrem, esporadicamente, fragmentos compostos de opacos/metassilexito, plagioclásio/biotita, plagioclásio e grunerita/opacos. Enquanto os outros fragmentos são visíveis, somente ao microscópio, os de metassilexito variam desde dimensões micrométricas até centimétricas (figuras II e 12).

Dois tipos de fragmentos de metassilexito, são observados. O primeiro é bastante anguloso, de forma tabular e embora concordante com a foliação (xistosidade), localmente pode estar distribuído de maneira caótica. Seu aspecto fragmentário, associado com a variação granulométrica e modal, e de forma das partículas, sugere uma origem a partir do retrabalhamento de rochas ligeiramente litificadas. Macroscopicamente, lembram o "edegewise conglomerate" de Conybeare e Crook (1968). O segundo tipo apresenta uma forma lenticular, fortemente estirada, que acompanha sistematicamente a orientação da xistosidade. Cada lente, num mesmo nível, é separada da adjacente por uma zona de extremo adelgaçamento, sugerindo que elas outrora deveriam corresponder a algum estrato contínuo. Essas características são similares àquelas apresentadas em regiões de intenso processo

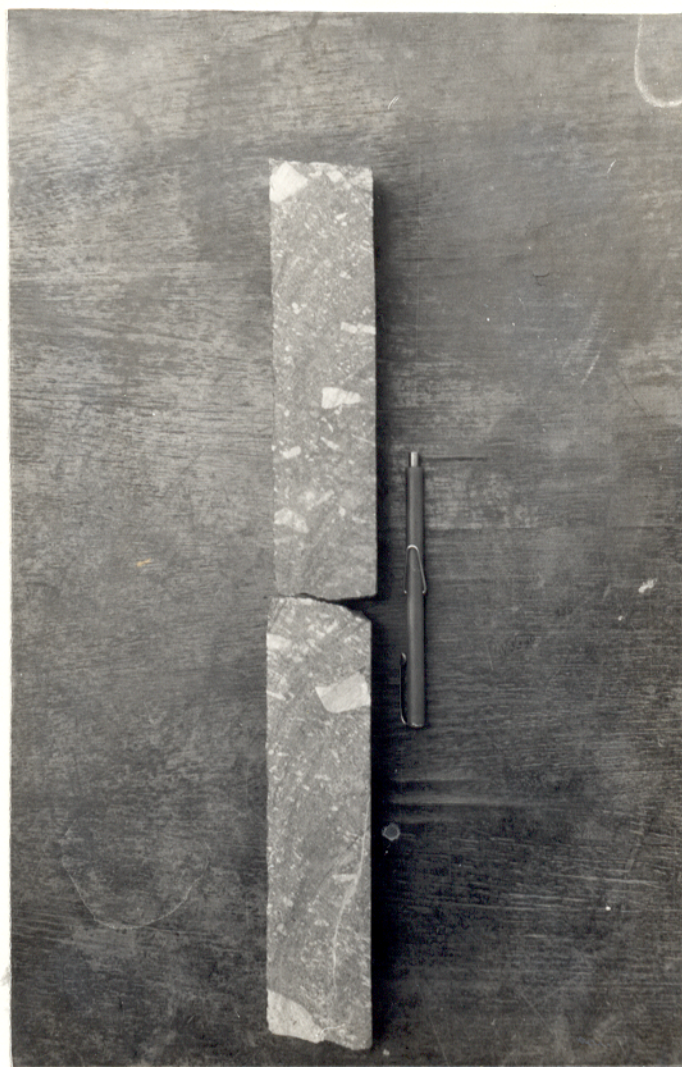


Figura 11 - Aspecto macroscópico dos anfibólio xisto com fragmentos de metassilexite da Un
idade II, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Ca
rajás.

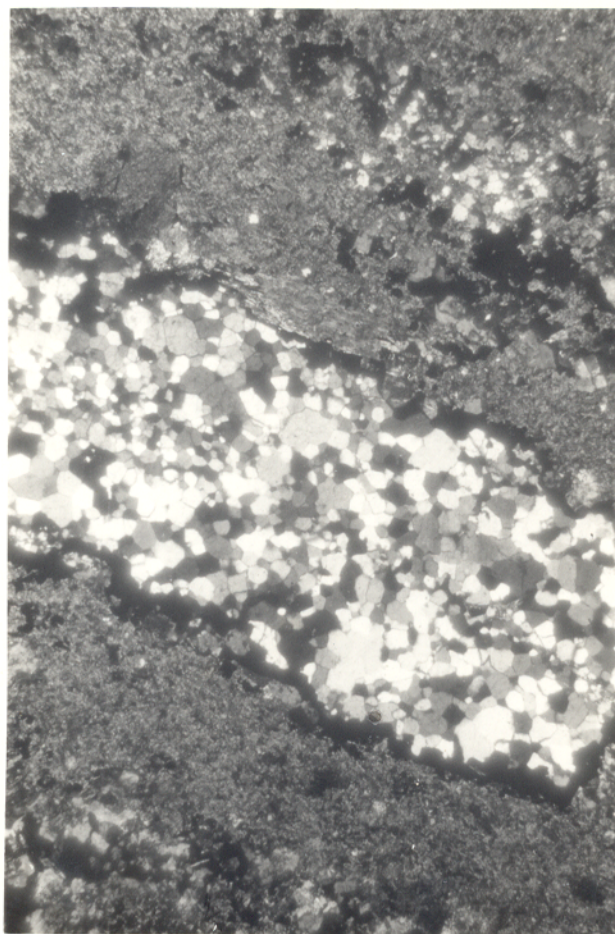


Figura 12 - Aspecto microscópico dos fragmentos de metagabbro que ocorrem nos anfibólio xistos da Unidade II, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás. Aumento: 18 X.

de "boudinage", durante a deformação tectônica em camadas de diferentes competências (Ramberg, 1955; Billings, 1972; Ramsay, 1967). Ambos os tipos de fragmentos de metassilexito são formados por quartzo (mais de 95%), apresentando proporções variáveis de opacos, biotita e anfibólios. O primeiro tipo ocorre, principalmente, no topo da Unidade II, enquanto o segundo se acha geralmente intercalado nos níveis de rochas bandadas, nas partes basais dessa unidade, e em zonas de cisalhamento.

Os clastos de plagioclásio são representados por agregados de formas ovóides, circundados por anfibólios e/ou seus produtos de alteração, especialmente clorita e biotita. Os anfibólios definem a xistosidade principal da rocha, cuja orientação é desviada em torno dos clastos de plagioclásio, indicando que esses são anteriores ao evento principal de deformação, que afetou as rochas vulcanoclásticas, de acordo com os critérios de Spry (1969) e Bard (1980). Os agregados apresentam, localmente formas tabulares e são ligeiramente rotacionados e circundados por uma auréola de quartzo e plagioclásio, na zona de sombra de pressão, desenvolvida durante a deformação (figura 13). O plagioclásio, ainda preserva o maclamento polissintético, mais se encontra quase sempre alterado para sericita.

Os fragmentos de metassilexito/opacos e grunerita/opacos, mostram características tanto de bandas rompidas por deformação tectônica, como de clastos originados por retrabalhamento sedimentar (figura 14). Os fragmentos de plagioclásio/biotita, interpretados como representantes de rochas vulcânicas máficas, ocorrem apenas na forma de clastos de origem sedimentar (figura 15).

A matriz dessas rochas vulcanoclásticas apresenta uma variação mineralógica bastante acentuada, seja devido à composição química original, seja devido à superposição de processo de alteração, especialmente nas proximidades dos veios hidrotermais tardios, cujos produtos são representados por biotita, clorita, actinolita, tremolita, epídoto, leucóxênio, stilpnomelano, sericita, pinita, muscovita, titanita e serpentina.

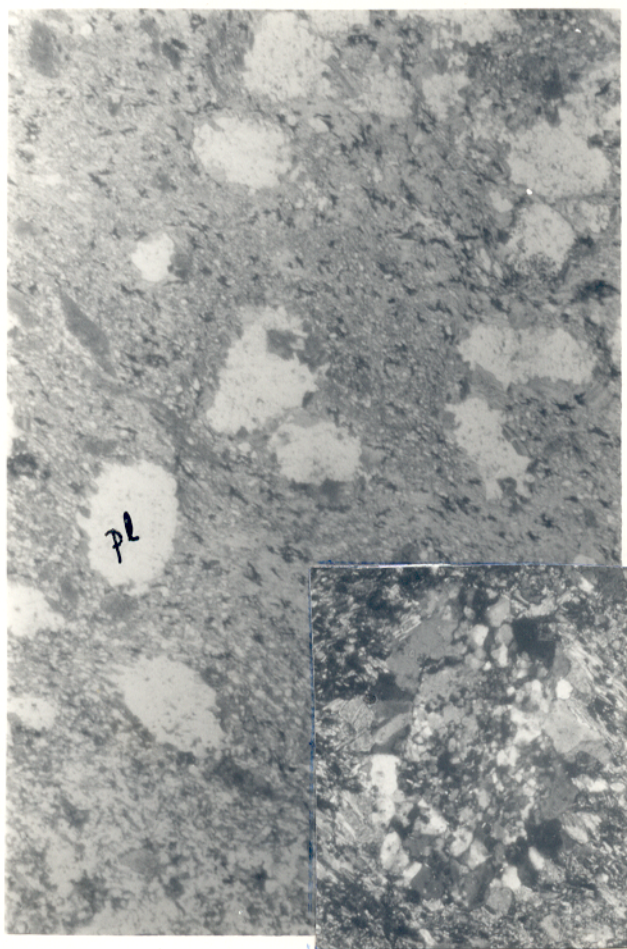


Figura 13 - Fragmentos de plagioclásio nos anfibólio xistos com fragmentos de metassilexite da Unidade II, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás. Aumento de 18 X. Detalhes do fragmento pl, com picóis cruzados e aumento de 47 X, no canto direito inferior da figura.

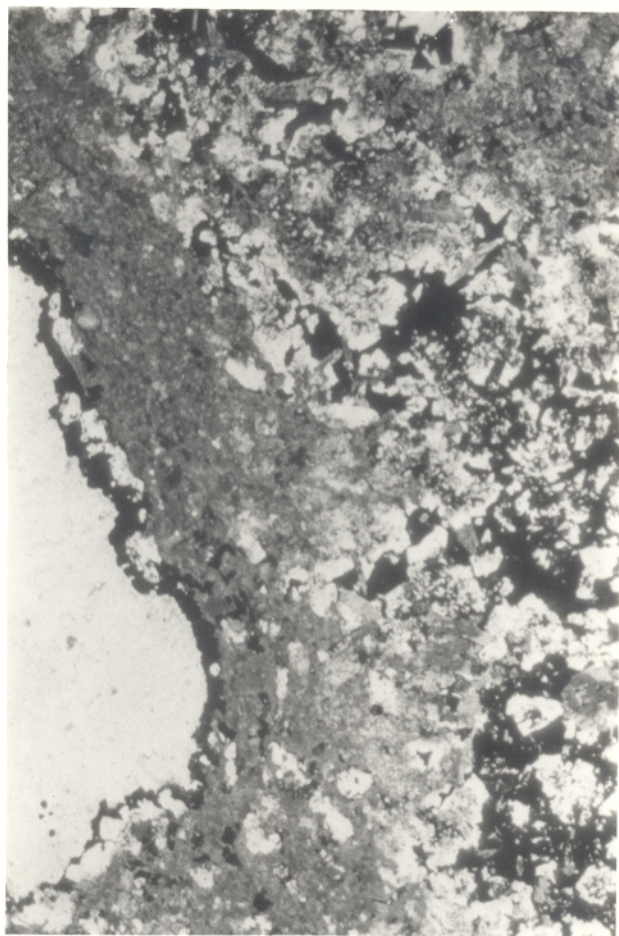


Figura 14 - Fragmentos de metassilexito/opacos (esquerda) e opacos/grunerita (direita) nos anfíbólio xistos da Unidade II, Corpo 4E/Pójuca, Serra dos Carajás. Aumento 18 X.

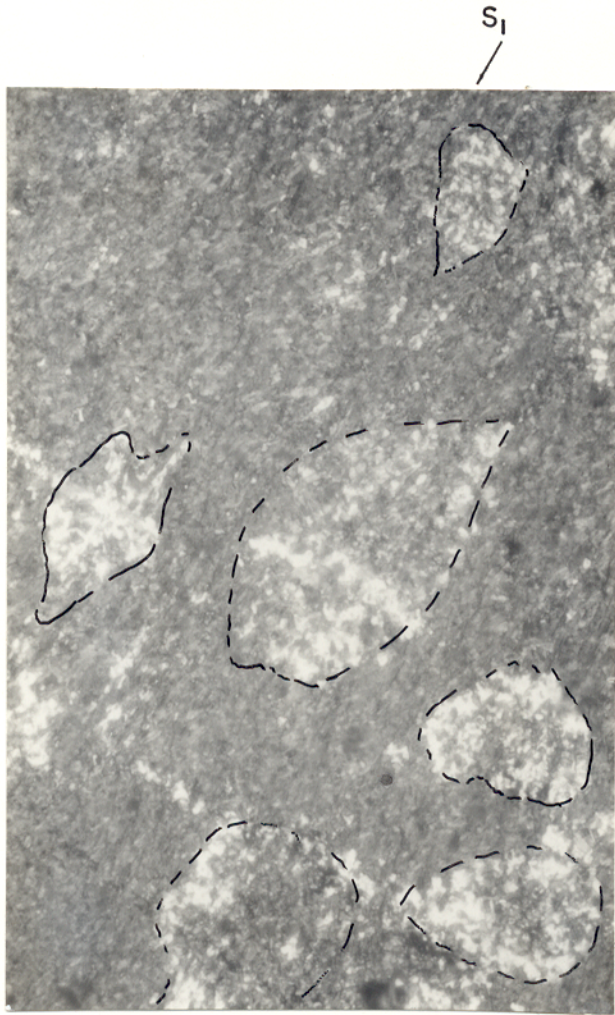


Figura 15 - Fragmentos de plagioclásio/biotita nos anfibólitos xistos da Unidade II, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás. Aumento: 18 X.

Embora exista essa marcante variação, é possível distinguir três assembléias minerais principais em função das suas paragéneses produzidas durante o metamorfismo regional (tabela 2).

Tabela 2 - Paragéneses Metamórficas das Rochas Vulcano-clásticas do Corpo 4E - Pojuca, Serra dos Carajás.

-
- (a) Hb + Qz + Cm/Gr + Cd + Ad + Bt + Pg + Ap + MA
 (b) Cm/Gr + Qz + At + Ad + Cd + Bt + Pg + Ap + MA
 (c) Qz + At + Cd + Ad + Bt + MA
-

Hb hornblenda; Qz quartzo; Cm cummingtonita; Gr grunerita; Cd cordierita; Ad almandina; Bt biotita; Pg Plagioclásio; Ap apatita; At antofilita; MA minerais de alteração hidrotermal (biotita, clorita, epidoto, etc.).

Os anfibólios predominantes nas rochas vulcanoclásticas são da série hornblenda/hastingsita/Fe-hastingsita. A antofilita ocorre em menor quantidade e está preferencialmente associada a assembléias com cordierita, não tendo sido observada sua associação com Fe-hastingsita. Nas assembléias com cummingtonita/grunerita, observa-se, muitas vezes, a coexistência de um desses minerais com Fe-hastingsita. De acordo com Klein (1966, 1968, 1973) e Immega e Klein (1976), esse fenômeno deve-se à inexistência de solução sólida completa entre as séries de anfibólios cálcicos e ferrosos. Exceto os locais afetados pela alteração hidrotermal, nos quais os anfibólios podem estar recristalizados e não orientados, esses definem uma foliação proeminente nessas rochas. Em zonas de cisalhamento dúctil, os anfibólios estão substituídos em grau variado por biotita, clorita ou actinolita. Nessas circunstâncias, os minerais de alteração, na maioria dos casos observados, apresentam orientação paralela à foliação milonítica desenvolvida.

A alteração da hornblenda hastingsítica para clorita e/ou biotita é persistentemente acompanhada pela neoformação de titanita e/ou leucoxênio e, mais raramente, por epidoto.

Esse tipo de alteração é mais desenvolvido nas vizinhanças dos veios hidrotermais tardios. Por outro lado, tem sido observado o desenvolvimento de textura hornfêlsica e o aumento do tamanho dos cristais de hornblenda/Fe-hastingsita, e menos comumente, de cummingtonita/grunerita nas proximidades desses mesmos veios.

A granada, do tipo almandina, é um mineral muito comum nas rochas vulcanoclásticas, localmente atingindo proporções de até 50%. Na maioria dos casos, é porfiroblástica e, com base nos critérios texturais, distinguem-se os seguintes tipos:

a) almandina₁ - cristais subidioblásticos concordantes com a orientação dos anfibólios, porém desviando-a levemente. Contêm inclusões orientadas de quartzo, as quais se dispõem subparalelamente à xistosidade da rocha;

b) almandina₂ - caracterizada por cristais fortemente deformados e estirados, contendo inclusões rotacionadas de quartzo. Pode constituir níveis próprios, paralelos a uma foliação milonítica desenvolvida em zonas de cisalhamento, os quais formam, localmente, dobras isoclinais. Em torno dos cristais, desenvolveu-se uma zona de sombra de pressão, na qual se cristalizaram biotita, clorita e, mais raramente, actinolita (figura 16).

c) almandina₃ - cristais euédricos, que interrompem a xistosidade e uma foliação milonítica prévia. Contêm inclusões orientadas de biotita, quartzo, cordierita e anfibólios. Esses cristais, muitas vezes, mostram um núcleo poiquiloblástico que grada para uma borda mais límpida, e estão localizados em zonas de alteração hidrotermal (figura 17). Podem estar alterados para clorita ou conter fraturas preenchidas por vênulas de actinolita ou biotita.

A cordierita apresenta comportamento similar ao da granada. Onde a rocha não está afetada por veios hidrotermais, a cordierita é circundada pela foliação principal, mas se tor

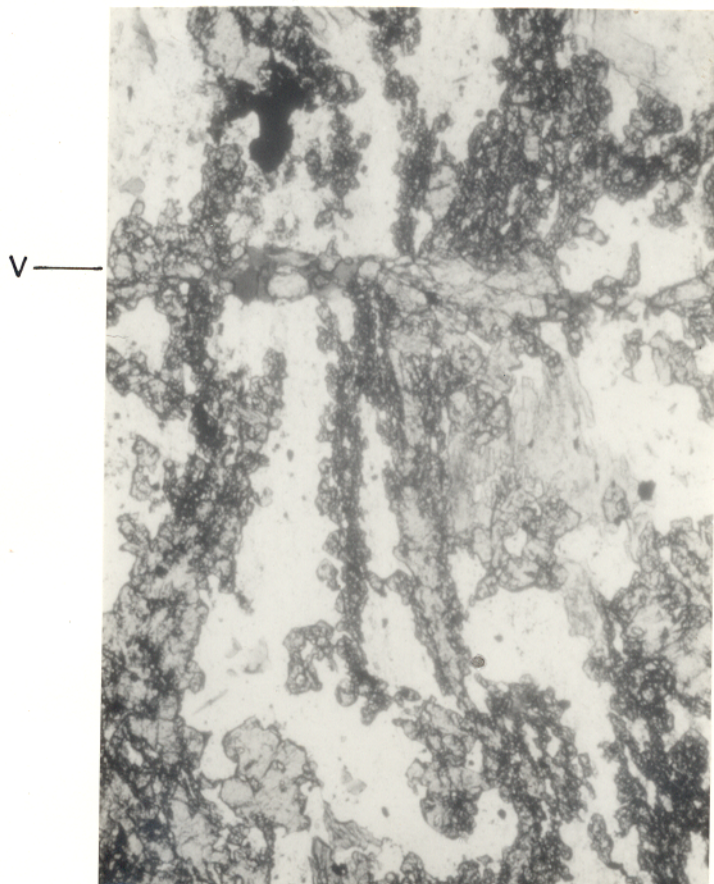


Figura 16 - Dobras isoclinais afetando níveis ricos em almandina que são cortados por veios hidrotermais (V) onde a almandina re cristalizou. Unidade II, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás. Aumento: 18 X.

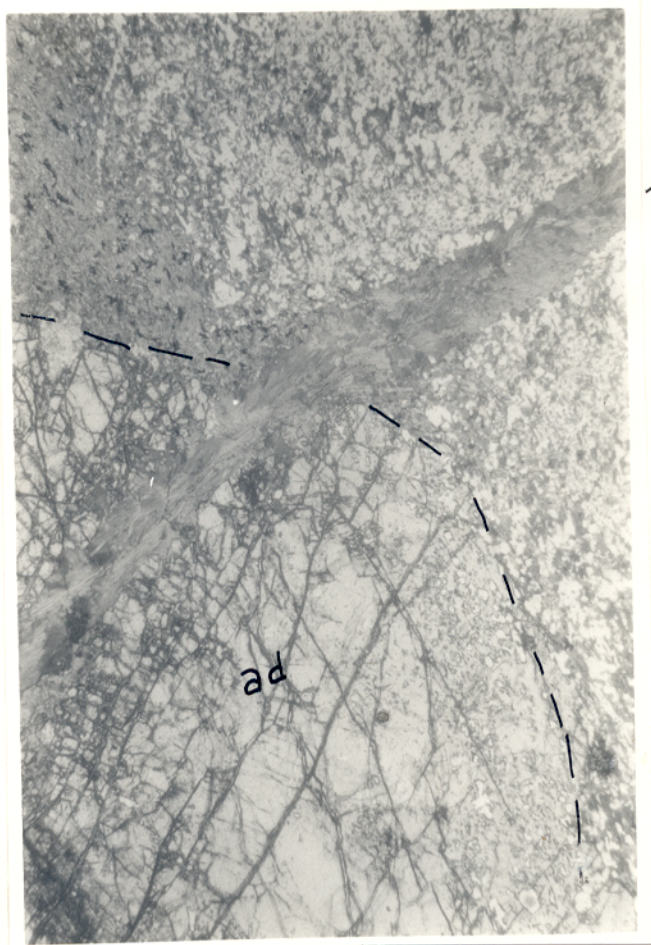


Figura 17 - Veio de actinolita (V) cortando um cristal euédrico de almandina (ad). Unidade III, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajas. Aumento: 18 X.

na porfiroblástica e poiquiloblástica na vizinhança dos veios, crescendo às custas de cristais menores desenvolvidos durante o metamorfismo regional, de modo que se observa toda uma graduação entre esses e os porfiroblastos desenvolvidos. A alteração da cordierita para pinita é ubíqua.

A apatita é comum a todas as associações e participa da xistosidade da rocha, apresentando-se, na maioria dos casos, em cristais desenvolvidos paralelamente à orientação dos anfibólios. Outras vezes pode estar associada a veios hidrotermais.

Além de ocorrerem como microfragmentos, os opacos também ocorrem finamente disseminados e orientados paralelamente à xistosidade dessas rochas, mostrando freqüente intercrescimento com os anfibólios. Os principais opacos que participam da xistosidade são pirrotita, calcopirita, magnetita e esfalerita.

3.2.5 Metarenitos e Metassiltitos

São essencialmente constituídos por grãos de quartzo, metassilexito e, em menor quantidade, plagioclásio. Esses grãos estão dispersos numa matriz fina, que em alguns casos chega a mais de 80% do volume da rocha, sendo composta por quartzo, feldspatos e micas, além de fases acessórias, como zircão e apatita. Nas porções não muito alteradas por processos metasomáticos, essas rochas apresentam uma trama orientada, rica em biotita, e mais raramente muscovita, envolvendo aqueles clastos, os quais geralmente se apresentam alongados e dispostos paralelamente à foliação metamórfica. Os grãos de quartzo, que são os mais abundantes, mostram uma grande variedade de formas, sendo ausentes, entretanto, as formas euedrais ou arredondadas. A maioria das bordas dos grãos de quartzo é corroída devido a reação com a matriz.

Nas proximidades dos veios de quartzo-turmalina-calcita, a matriz é caracterizada por produtos de alteração, particularmente sericita, o que pode sugerir um elevado conteúdo

de potássio na rocha original. Em outros locais, a biotita está alterada para clorita e leucoxênio, observando-se, muito raramente, a presença de stilpnomelano.

Os opacos, quando presentes, são irregularmente distribuídos e estão associados com microclina, epidoto e clorita, sendo provavelmente relacionados aos veios. Não foi observada a presença de opacos participando dos planos de acamamento ou xistosidade.

Figueiras e Villas (1984) descrevem nessas rochas, ocorrências de alguns fragmentos de metarenito fino, micaxisto, silexito e de arenito ferruginoso, além de inúmeros cristais prismáticos centimétricos de andaluzita, esses últimos situados nos metassiltitos e não obedecendo a qualquer orientação preferencial.

3.2.6 Veios Hidrotermais

Veios milimétricos a centimétricos, cortando todos os tipos litológicos da seqüência vulcano-sedimentar, são muito comuns, podendo acompanhar planos de fraturas, xistosidade, contatos litológicos, zonas de cisalhamento e brechas de falhas. Esses veios são geralmente de natureza quartzo-feldspática e estão associados a zonas de alteração propilítica simétricas, com relação ao eixo principal de preenchimento. Na vizinhança de alguns veios, minerais metamórficos prévios são também recristalizados, sendo mais notáveis os fenômenos de crescimento euédrico da almandina, blastese poiquilítica da cordierita e o desenvolvimento de texturas glomeroporfiroblásticas dos anfibólios.

A tabela 3 relaciona a freqüência com que os minerais ocorrem nas diversas assembléias. Das vinte e duas fases identificadas, no máximo onze e no mínimo três puderam ser observadas, num mesmo veio, sendo a quantidade mais freqüente em torno de oito espécies.

Tabela 3 - Minerais de veios hidrotermais do Corpo 4E/
Pojuca e suas frequências relativas nas di-
versas assembléias observadas. Dados obti-
dos a partir de 25 veios.

Minerais	/	%
Clorita		100
Quartzo		92
Opacos		76
Calcita		72
Leucoxênio		56
Sericita		48
Anfibólios		48
Apatita		48
Microclina		44
Plagioclásio		44
Epídoto		44
Turmalina		36
Biotita		36
Titanita		36
Fluorita		24
Stilpnomelano		8
Muscovita		8
Serpentina		8
Pinita		8
Prehnita		8
Chabasita		8
Argilo-minerais		8

Clorita, quartzo, opacos e calcita, são os princi
pais minerais de preenchimento, sendo que os três últimos, pre
dominam nas partes centrais dos veios enquanto a clorita se con
centra nas bordas e simetricamente em relação à zona mediana.
Os feldspatos estão presentes somente nas associações contendo
quartzo, porém são ausentes nas que contêm apenas calcita, fluorita
e opacos.

Em alguns casos, foi verificada a existência de uma
geração de quartzo mais antiga. Os cristais dessa geração apre

sentam uma extinção ondulante acentuada e um estiramento paralelo à orientação do veio mais recente que os corta. Este quartzo é considerado como originado durante a fase inicial do alojamento das rochas granitóides em zonas de cisalhamento. A geração mais nova é constituída de cristais euédricos, exibindo formas bipiramidais hexagonais, com zoneamento realçado pela distribuição das inclusões fluidas bifásicas (líquido + vapor). Esses cristais ainda contêm inclusões de plagioclásio e são, algumas vezes, corroídos por calcita.

A associação opacos-microclina-epídoto é muito comum, sendo normalmente ladeada por clorita. Os opacos contêm inclusões de actinolita e microclina, mas são envolvidos por epídoto e corroídos por calcita e fluorita. O epídoto contém inclusões euédricas de quartzo, porém também apresenta com este contatos retos e junções tríplices em torno de 120° .

O plagioclásio, representado principalmente pela albita, está constantemente sericitizado e corroído por quartzo. As relações texturais nos diversos veios indicam que a sua cristalização ocorreu, preferencialmente, nos estágios iniciais de preenchimento dos mesmos.

A turmalina (schorlita) é euédrica, zonada, com cristais dispostos, na maioria dos casos, perpendicularmente às bordas dos veios. Nos anfibólitos xistos, torna-se muito importante na vizinhança dos veios, chegando, localmente, a acompanhar a orientação dos fragmentos de metassilexito, embora seccionada a xistosidade em outros locais. Contém inclusões de quartzo e alguns cristais são fraturados e preenchidos por biotita, clorita e calcita.

A fluorita apresenta-se em cristais subeuédricos, envolvendo e/ou contendo inclusões de turmalina, opacos e plagioclásio, mas está persistentemente inclusa na calcita.

Os anfibólitos dos veios são do tipo actinolita-tremolita ou hornblenda, estando o último, muitas vezes, alterado

para os primeiros, especialmente quando se encontram em associação com a assembléia opacos-epídoto-microclina. Em alguns casos, estão totalmente substituídos por biotita e/ou clorita. Na rocha encaixante podem se apresentar recristalizados e euédricos, lhe conferindo uma textura hornfêlsica no contato com os veios. A cummingtonita, em alguns casos, foi recristalizada, mas sua alteração para clorita, serpentina ou leucoxênio, foi também observada.

A serpentina apresenta-se em cristais lamelares com estrutura em malha reticulada, típica da antigorita. Contém inclusões euédricas de quartzo e é normalmente envolvida por clorita.

A clorita, está presente em todas as associações, independentemente do tipo de rocha encaixante. Encontra-se disposta nas bordas dos veios ou forma vênulas individualizadas mais tardias. Em alguns locais, anfibólitos, biotita e, mais raramente, turmalina e almandina estão parcial a totalmente transformadas para clorita. Leucoxênio, titanita e epídoto acompanham geralmente essa alteração, especialmente quando o anfibólito é da série hornblenda/hastingsita.

A biotita, embora menos ubíqua do que a clorita, localmente pode tornar-se abundante, a ponto de substituir grande parte do anfibólito original dos anfibolitos encaixantes. Tal substituição foi principalmente observada nos veios contendo quartzo, feldspato e fluorita, cujas rochas encaixantes apresentam quantidades significativas de fluorita. Esporadicamente, stilpnomelano esferulítico participa dessa associação.

Zonas de alteração, predominantemente biotítica e/ou clorítica, de espessuras métricas, são encontradas em segmentos mais intensamente venulados das rochas anfibolíticas. Observa-se toda uma graduação entre anfibólitos parcialmente alterados até uma total substituição, bem como o aumento no tamanho e quantidade dos cristais de biotita e/ou clorita, no sentido das zonas de preenchimento.

Os opacos (óxidos, sulfetos e arsenietos), com raras exceções, cristalizaram-se desde a etapa pós-aparecimento da actinolita até uma etapa anterior à cristalização da calcita, a qual, juntamente com clorita, chabasita ou prehnita de alguns veios, foi um dos últimos minerais a se precipitar.

Com base nas relações texturais mencionadas, as paragêneses e seqüência de cristalização de minerais dos veios do Corpo 4E/Pojuca, podem ser resumidas conforme indica a figura 18.

3.3 Estruturas e Metamorfismo

3.3.1 Estruturas Primárias

Além das estruturas primárias encontradas nos metarenitos da Unidade IV e de alguns aspectos magmáticos reliquiais encontrados nos anfibolitos, as feições primárias mais marcantes da área Pojuca são aquelas observadas na formação ferrífera bandada da Unidade II, constituindo critérios de topo e base decisivos na elaboração do quadro estratigráfico local.

Feições primárias em formações ferríferas bandadas são comuns e facilmente reconhecidas em terrenos pouco metamorfisados (James, 1954; Gross, 1972; Trendall, 1973; Majumder e Chakraborty, 1977; Rai et al., 1980; Frater, 1983). Algumas estruturas são prontamente destruídas em camadas altamente deformadas e metamorfisadas, porém muitas delas são preservadas mesmo quando submetidas a condições metamórficas mais acentuadas do que as da fácies xisto verde, sendo exemplo a Série Minas (Brasil) onde foram encontradas feições de retrabalhamento produzidas por processos sedimentares (Eichler, 1981). Embora na área Pojuca as condições de metamorfismo tenham alcançado a fácies anfibolito, algumas feições primárias foram preservadas e são, indiscutivelmente, similares às descritas nas diversas regiões do mundo, conforme caracterizadas a seguir.

a) Laminação/Bandamento - essas estruturas, provavelmen

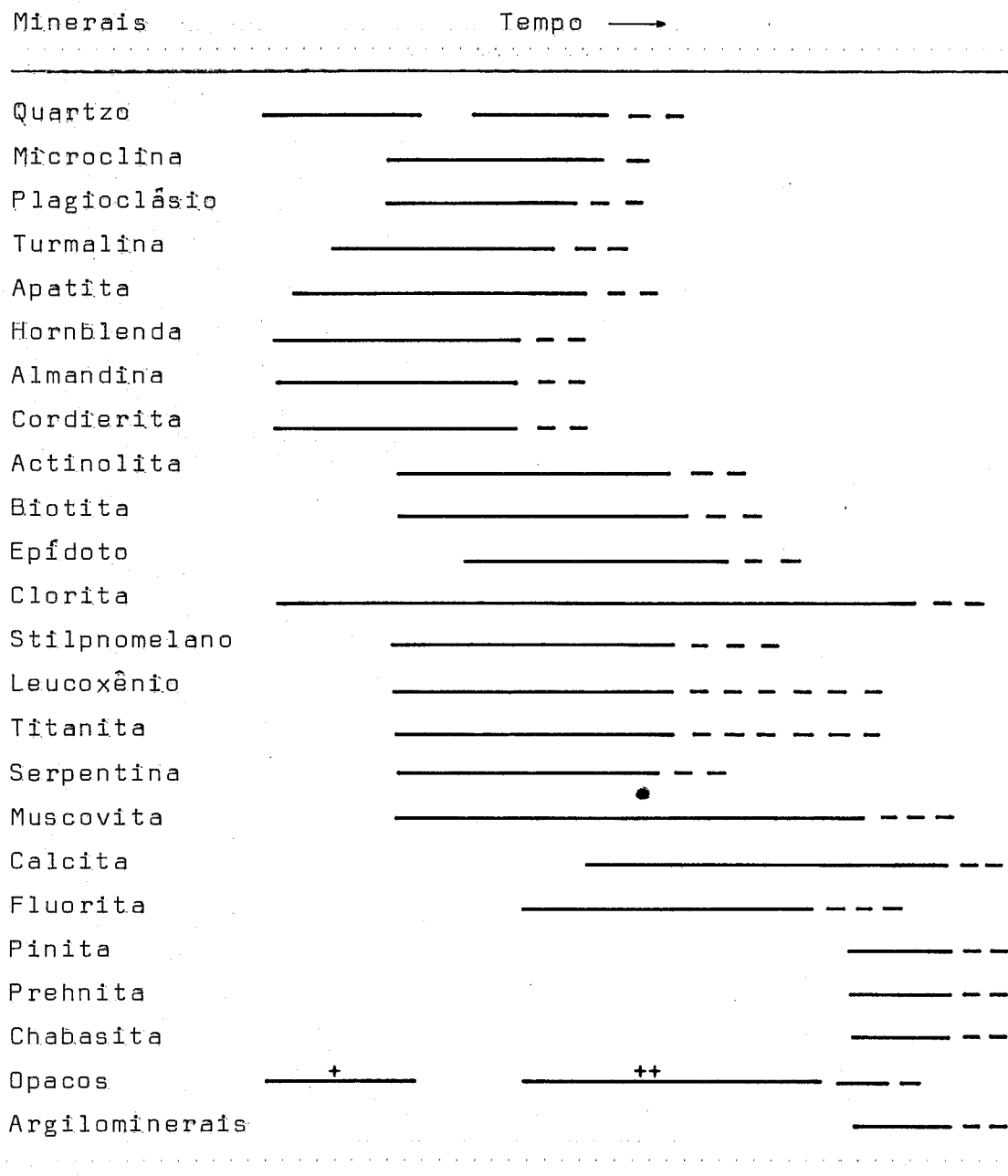


Figura 18 - Paragênese mineral dos veios hidrotermais associados às atividades graníticas pós-orogênicas, que afetaram a seqüência vulcanossedimentar do Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás. ' = quartzo deformado; " = quartzo euédrico; + = ilmenita, hematita e molibdenita; ++ = calcopirita, pirrotita, esfalerita, pirrita, marcassita, cobaltita, mackinawita, cubanita, covelita e pentlandita.

te correspondendo ao acamamento primário, são representadas pela alternância de lâminas/bandas de metassilexito com bandas de anfibólitos e/ou sulfetos e/ou magnetita (figura 19). As espessuras são milimétricas a métricas, sendo mais comuns as bandas da ordem de um centímetro.

As bandas de metassilexito são de coloração esbranquiçada e compostas essencialmente por quartzo, com quantidades subordinadas de anfibólitos e opacos. O contato com as bandas vizinhas é macroscopicamente abrupto, porém pode haver uma certa gradação entre as mesmas.

De acordo com Gross (1972), o material que compõe essas finas camadas, evidentemente, foi precipitado em água calma e as diferenças na composição refletem flutuações nas propriedades químicas do ambiente deposicional.

b) "Graded Bedding" - essa feição é observada em meso e micro-escalas, sendo caracterizada tanto por uma diminuição na espessura das bandas de magnetita, em direção ao topo da camada, como pela natureza gradacional do contato superior da mesobanda magnetítica com a mesobanda de metassilexito imediatamente sobrejacente, em contraste com o contato inferior que é de natureza brusca (figuras 20 e 21). Confirmando a polaridade dessa estrutura, os sulfetos, especialmente pirrotita, que ocorrem na mesobanda silicosa intercalada, apresentam inclusões de magnetita e, em mesobandas estratigraficamente mais elevadas, são as fases minerais predominantes, dessa feita associadas com anfibólitos ferrosos que se alternam com as mesobandas de metassilexito. Na formação ferrífera de Noamundi, em Bihar, Índia, essas estruturas foram admitidas como sendo excelente critério de topo e base (Rai et al., 1980).

c) Falhas Intraformacionais - são representadas por deslocamentos centimétricos de alto ângulo, afetando o acamamento não muito perturbado, sem contudo atingir as mesobandas adjacentes (figura 22). A lâmina interna da mesobanda deslocada é preservada, sendo possível a reconstituição de sua forma original. Em alguns locais, observa-se um escalonamento de segmentos adja



Figura 19 - Bandamento sedimentar afetado por falhas intraformacionais. Unidade II, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás.

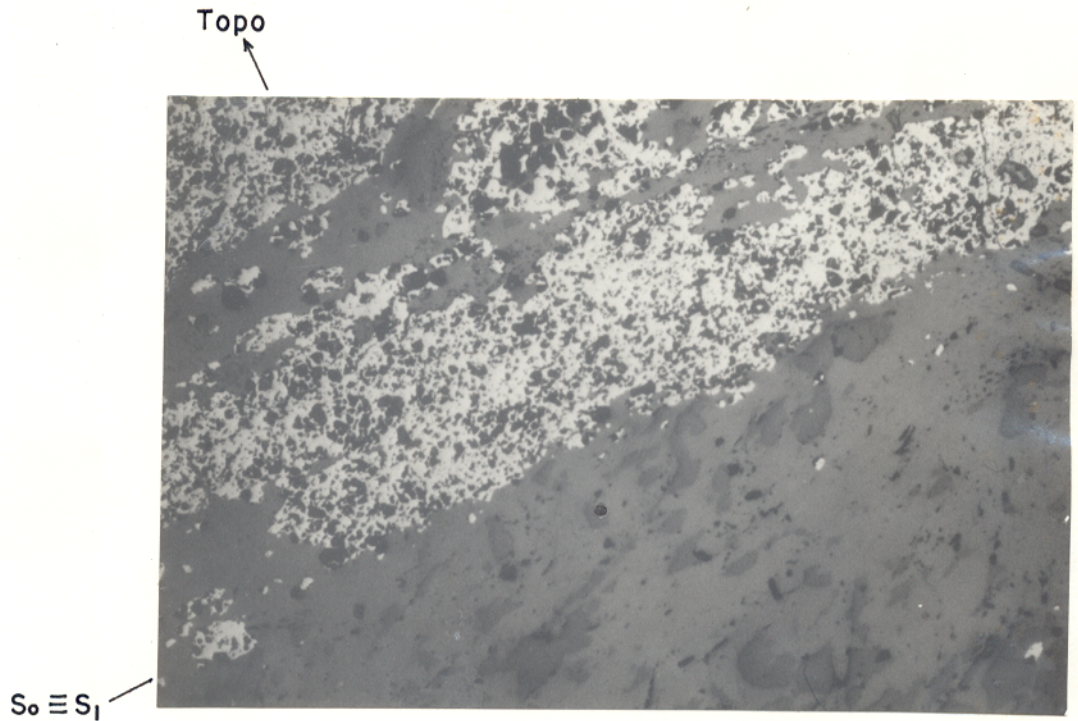


Figura 20 - Contato brusco entre a mesobanda de magnetita (cinza claro) e a de metassilexito subjacente. Unidade II, Corpo 4E/ Pojuca, Serra dos Carajás. Aumento: 100 X. Luz refletida, Nicóis paralelos.

Topo

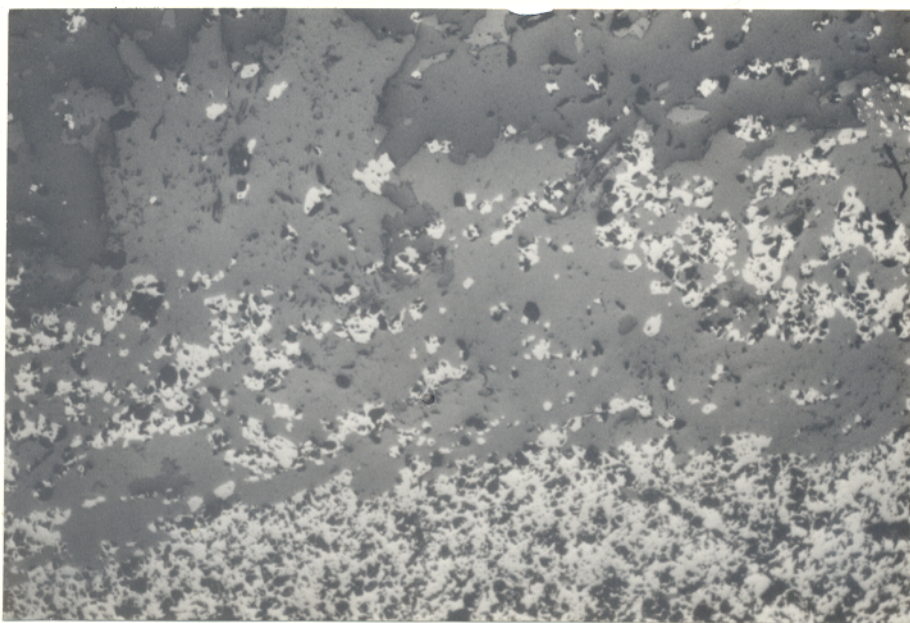


Figura 21 - Contato gradacional entre a mesobanda de magnetita (cinza claro) e a de magnetitite sobreposta. Unidade II, Corpo 4E/Pojucá, Serra dos Carajás, Aumento: 100 X. Luz refletida, Nicóis paralelos.



Figura 22 - Estrutura de colapso (A) e falhas intraformacionais (B) afetando bandamento sedimentar. Unidade II, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás.

centes, sendo essas feições similares àquelas produzidas experimentalmente por Hurbert (1951) e Closs (1939, in Loczy e La deira, 1976) para explicar a origem das falhas de gravidade. Segundo Majumder e Chakraborty (1977), essas falhas são caracteristicamente contemporâneas à sedimentação das formações ferríferas bandadas e foram produzidas devido a leves instabilidades durante a consolidação de materiais hidroplásticos.

d) Brechas Intraformacionais - são comumente observadas nas partes mais inferiores da formação ferrífera da área Poju cá, onde fragmentos angulosos de bandas de metassilexito estão imersos numa matriz rica em anfibólitos e sulfetos. As zonas de brechas, nas partes mais inferiores, com espessura média em torno de dez centímetros, estão intercaladas em seqüências alternadas de bandas não perturbadas (figura 23). Embora os fragmentos estejam localmente dispostos de modo aleatório, a similaridade petrográfica e a natureza da laminação interna dos mesmos, quando comparados com bandas adjacentes, sugerem que eles se formaram por fragmentação "in situ" de bandas originalmente contínuas. No topo da Unidade II, ocorrem camadas de vários metros com fragmentos de metassilexito, angulosos e tabulares, que são orientados e envolvidos numa matriz composta de anfibólitos e sulfetos, além de minerais acessórios (figura 11). As camadas de brechas são concordantes com as camadas de rochas bandadas adjacentes, relativamente não perturbadas. Essas feições sugerem que as mesmas, do mesmo modo que as brechas das porções mais inferiores, foram formadas pela fragmentação das rochas bandadas adjacentes, para as quais gradam verticalmente (figura 24). Nas formações ferríferas Gunflint e Orissa, no Canadá e na Índia respectivamente, camadas de brechas alternadas com camadas planares não deformadas compõem mais da metade de algumas unidades estratigráficas e foram interpretadas como tendo sido originadas por mecanismos similares (Gross, 1972).

Se as formações ferríferas silicosas ("cherty iron-formations") foram precipitadas sob a forma de material gelatinoso, como já admitido na literatura, as feições primárias e as deformações penecontemporâneas descritas aqui são perfeitamente normais e constituem evidências convincentes de que essas



Figura 23 - Brecha intraformacional nas rochas bandadas da formação ferrífera facies silicatosulfetada, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás.

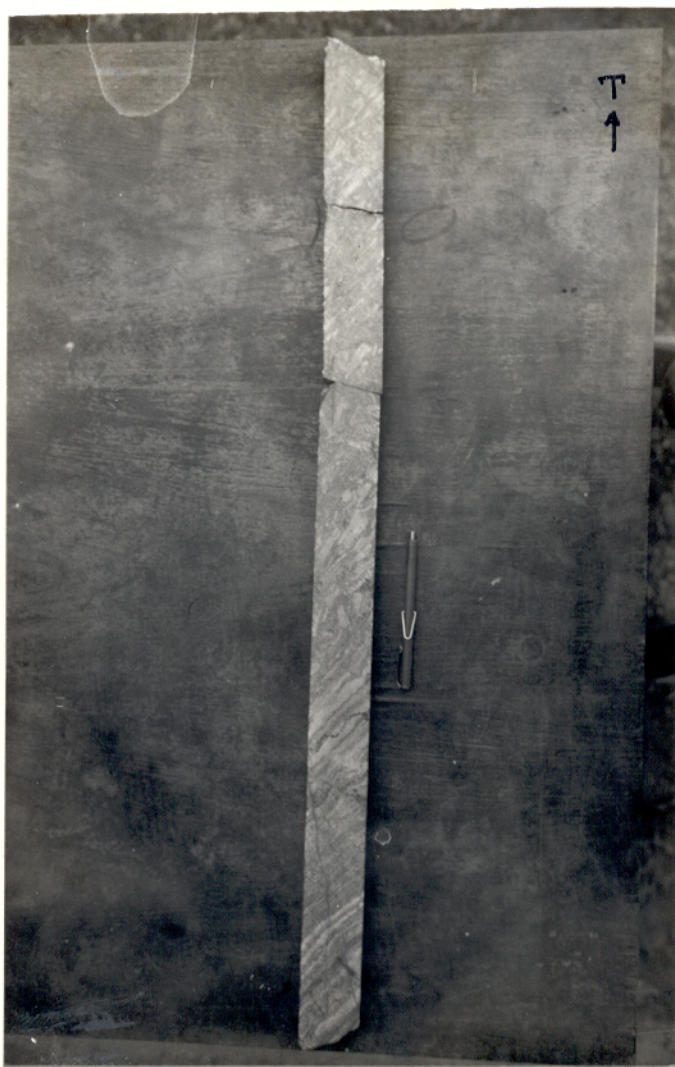


Figura 24 - Gradação vertical das rochas bandadas para os anfibólio xistos com fragmentos de metassilexito. Unidade II, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás.

rochas provém de precipitados químicos que passaram por um es
tágio hidroplástico à medida que o gel silicoso sofria o process
o de desidratação e endurecimento. Dependendo da razão preci
pitação/desidratação, o comportamento do gel deve ter provavel
mente variado, causando diferentes reações das camadas aos pro
cessos de diagênese. Desse modo, as feições primárias descritas
acima representam também as condições de estabilidade do ambi
ente de sedimentação das rochas da Unidade II. Os sedimentos bem
laminados/bandados, foram depositados em condições de águas cal
mas, porém foram retrabalhados em períodos intermitentes, devi
do aos movimentos diferenciais entre as camadas, os quais produzi
ram estruturas de "slump" e fluxo plástico. Os repetitivos in
tervalos de instabilidade, provavelmente associados ao trans
porte através de "debris flow" ou por "slumping" e "sliding",
foram responsáveis pela formação das brechas intraformacionais.

3.3.2 Estruturas Tectônicas, Metamorfismo e Alteração Hidrotermal.

A formação ferrífera bandada, facies silicato-sulfetada do Corpo 4E/Pojuca, encontra-se em concordância estrutu
ral e intercalada entre dois pacotes de anfibolitos dispostos ao
longo de uma estrutura fortemente inclinada, de direção WNW e
com mergulhos para SSW.

Com base em alguns raros exemplos de superposição de
elementos estruturais observados em testemunhos de furos de
sonda e em estudos micropetrográficos, constatou-se a existên
cia de, pelo menos, dois estilos de dobramentos coaxiais, acom
panhados de metamorfismo regional da facies anfibolito. Zonas
locais de milonitização foram acompanhadas por retrogressão em
facies xisto verde. Falhas e fraturas, provavelmente relacio
nadas ao evento intrusivo pós-orogênico de natureza granítica,
serviram de condutos para as soluções hidrotermais associadas a
esse evento e permitiram a formação de veios quartzo-feldspáticos
acompanhados de uma intensa alteração propfilitica nas ro
chas encaixantes.

A fase de dobramento mais antiga (F_1) é caracteriza

da por dobras isoclinais, similares, com eixos subhorizontais, afetando as feições primárias (S_0), como laminação ou bandamento (figura 25). Durante essa fase, foi produzida uma foliação plano-axial (S_1), de direção WNW e com mergulho forte para SSW, levemente inclinada ou paralela à superfície S_0 .

A segunda fase do dobramento (F_2), caracteriza-se por dobras abertas, paralelas, com plano axial inclinado, afetando a foliação plano-axial (S_1) e as dobras isoclinais da fase F_1 , e produzindo padrões de interferência em "laço", tipo 3, de acordo com Ramsay (1967). Entretanto, não foram observadas estruturas planares penetrativas associadas. A ausência dessas estruturas sugerem que as duas fases de dobramentos (F_1 e F_2) representam um único evento de deformação progressiva.

Zonas de milonitização locais com espessuras de alguns centímetros a poucos metros afetaram as estruturas prévias, já mencionadas, produzindo um intenso estiramento dos minerais, especialmente da granada cristalizada sintectonicamente no primeiro evento deformacional, em torno da qual foi gerada uma zona de sombra de pressão onde se cristalizaram clorita e biotita.

O metamorfismo regional, que acompanhou o evento de deformação progressiva das rochas do Corpo 4E/Pojuca, é caracterizado pelas assembléias minerais listadas na tabela 4

Tabela 4 - Paragêneses metamórficas das rochas do Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás.

ROCHA	ASSEMBLÉIAS METAMÓRFICAS
Anfibolitos	(1) Hb+Pg (An>17) (2) Cm/Gr+Cd+Pg (An>17)
Xistos	(3) Hb+Qz+Cm/Gr+Cd+Ad+Bt +Pg (An>17) (4) Cm/Gr+Qz+At+Ad+Cd+Bt +Pg (An>17) (5) Qz+At+Cd+Ad+Bt

Rochas bandadas	(6) Qz+Gr+Ht+Ad
Metarenitos	(7) Qz+Bt+Mu+Al
Antofilita-Cordierita	(8) At+Cd+ <u>Cm</u> +Qz

Hb hornblenda; Pg plagioclásio; Cm cummingtonita; Gr grunerita; Cd cordierita; Qz quartzo; Ad almandina; Bt biotita; At antofilita; Ht Fe-hastingsita; Mu muscovita; Al andaluzita; An anortita.

De acordo com Klein (1982), os orto-anfibólitos, os membros da série cummingtonita-grunerita e a hornblenda, ocorrem nas formações ferríferas a partir da isógrada da biotita e tendem a desaparecer na zona da sillimanita para darem lugar a clino e orto-piroxênios (figura 26).

O primeiro aparecimento de hornblenda em associação com plagioclásio (An>17), em rochas básicas, praticamente coincide com o limite superior do grau baixo e persiste até o grau médio (Winkler, 1977).

Rochas à antofilita-cordierita, são consideradas equivalentes metamórficas de rochas previamente alteradas por ação hidrotermal (Franklin et al., 1981) e parecem ser estáveis sob um amplo intervalo de condições metamórficas, incluindo aquelas do metamorfismo de contato (Bachinski, 1978) e do metamorfismo regional (Sarkar e Dasgupta, 1980). Na área Pojuca, as rochas à antofilita-cordierita, intercaladas nos anfibolitos e que apresentam textura xistosa, foram também consideradas como originadas durante o metamorfismo regional sobre rochas básicas hidrotermalmente alteradas (Medeiros Neto, 1984; ver também discussões no capítulo 7). Temperaturas experimentais para o primeiro aparecimento de antofilita+cordierita, a partir de assembléias contendo quartzo + clorita, são fornecidas na tabela 5, com os respectivos campos de estabilidade sendo mostrados na figura 27.

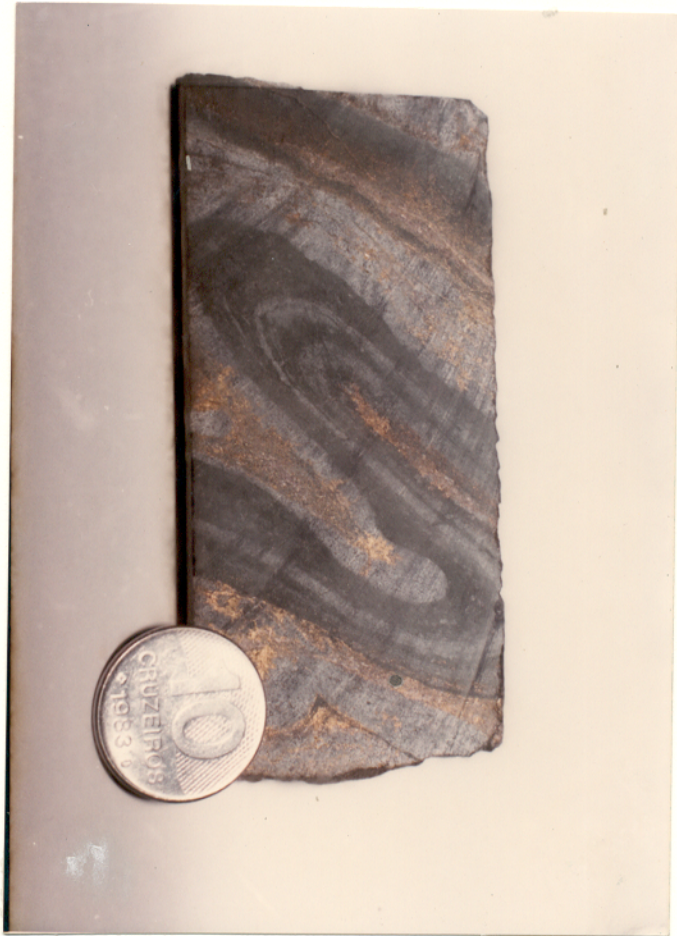


Figura 25 - Dobramento isoclinal (F_1) afetando o bandamento sedimentar (S_0). Unidade II, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás.

GRAU DE METAMORFISMO			
MÉDIO		ALTO	
Zona da biotita	Zona da granada	Zona da cianita e da estauroлита	Zona da sillimanita
cummingtonita / grunerita (antofilita)			

hornblenda			

almandina			

● ortopiroxênio			

clinopiroxênio			

Figura 26 - Estabilidade relativa de alguns minerais em formações ferríferas bandadas em função das zonas metamórficas, segundo Klein (1982).

Tabela 5 - Condições P-T experimentais do primeiro aparecimento de antofilita + cordierita a partir de assembléias contendo quartzo + clorita.

Temperatura (°C)	Pressão (Kb)
(1) 590 \pm 10	2,07
(2) 550 \pm 50	2,50 \pm 1
(3) 562 \pm 8	2,00
(4) 548 \pm 12	1,00
(5) 530 \pm 10	0,5

(1) Fleming e Fawcett (1976); (2) Wolter e Seifert (1984); (3), (4) e (5) Akella e Winkler (1966).

Embora a associação biotita + muscovita + quartzo, seja mais típica em condições de metamorfismo de grau baixo, a mesma pode persistir até condições de temperatura mais elevada (Winkler, 1977). Nos metarenitos da Unidade IV, da área Pojuca, essa associação foi, muitas vezes, observada sem quaisquer evidências da atuação de processos anatéticos (reação IV, figura 28).

Com base nessas informações e no fato de que não foi observada nas rochas do Corpo 4E/Pojuca a presença de clino piroxênio e nem evidências de processos anatéticos, acredita-se que as mesmas foram afetadas por metamorfismo de grau médio (Winkler, 1977) ou facies anfíbolito (Turner, 1968). Informações adicionais de áreas vizinhas (Corpo 1,2 e 3), relatam a ocorrência de andaluzita acompanhando a foliação S_1 de metarenitos e xistos (DOCEGEO, 1984; Tokumitsu, em preparação).

Em conclusão, o metamorfismo regional da área Pojuca, deve ter ocorrido em condições de temperatura entre 550°C e 650°C e pressão inferior a 5 Kb (figura 28).

Embora os furos de sonda estudados não tenham atin

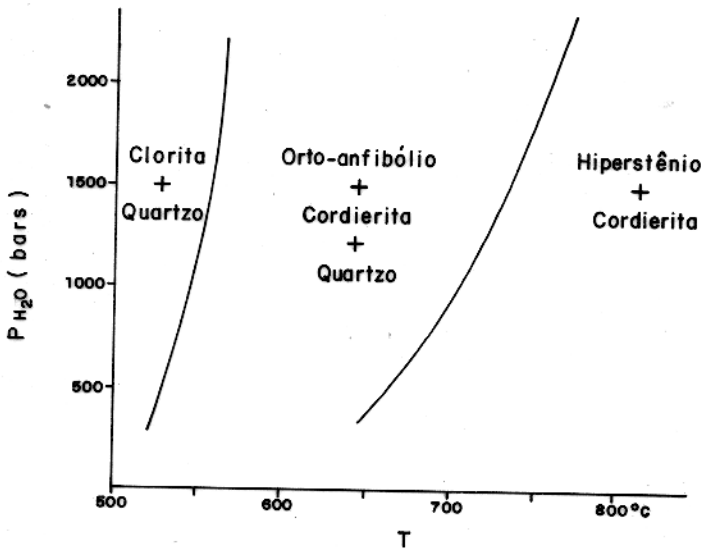


Figura 27 - Curvas de equilíbrio para as reações $\text{clorita} + \text{quartzo} \rightleftharpoons \text{orto-anfibólio} + \text{cordierita} + \text{quartzo} \rightleftharpoons \text{hiperstênio} + \text{cordierita}$ (Akella e Winkler, 1966).

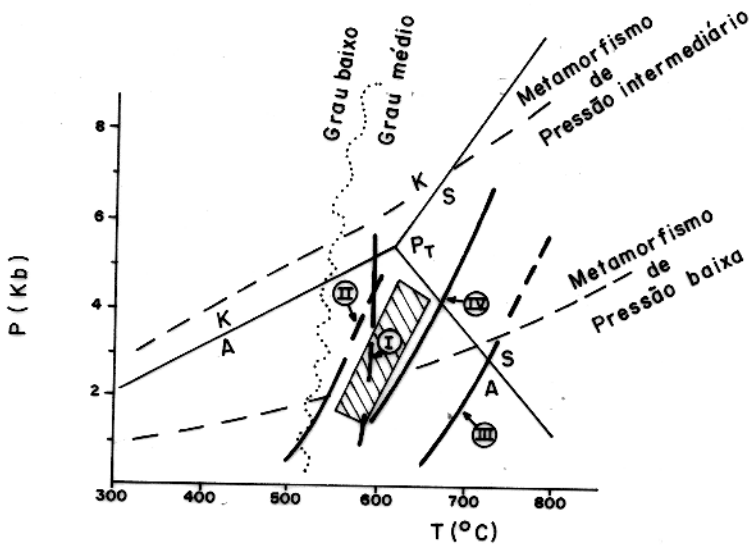


Figura 28 - Diagrama de Pressão— Temperatura mostrando equilíbrio mineral determinado experimentalmente.

P_T = Ponto tríplice dos alumino-silicatos segundo Richardson et al., 1969.
 Curva I: $\text{Mg-clorita} + \text{quartzo} \rightleftharpoons \text{cordierita} + \text{orto-anfibólio}$ (Fleming e Fawcett, 1976).
 Curvas II e III: $\text{clorita} + \text{quartzo} \rightleftharpoons \text{orto-anfibólio} + \text{cordierita} + \text{quartzo} \rightleftharpoons \text{hiperstênio} + \text{cordierita}$ (Akella e Winkler, 1966).
 Curva IV: $\text{muscovita} + \text{quartzo} \rightleftharpoons \text{K-feldspato} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$ (Chatterjee e Johannes, 1974).
 A=andaluzita; K=cianita; S=sillimanita. A área tracejada representa as prováveis condições de P-T do metamorfismo regional do Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás.

gido a cúpula das intrusões graníticas, comuns na porção NW da área Pojuca, evidências dessa manifestação magmático-hidrotermal são registradas através da ocorrência de corpos métricos de textura aplítica e veios milimétrico-centimétricos que cor tam discordantemente as rochas metamórficas. Em consequência, houve uma obliteração parcial a total de feições típicas do me tamorfismo regional, imprimindo feições características dos pro cessos termiais, associadas a uma intensa alteração propilíti ca. Uma das mais marcantes evidências da atuação desses pro cessos é a transformação das rochas à antofilita-cordierita xis tosas para tipos maciços, porfiroblásticos, nos quais clorita, biotita, pinita, serpentina e quartzo se tornam fases importan tes e são freqüentemente acompanhadas por turmalina e opacos em vênulas. Ao contrário das rochas xistosas, que normalmente não contêm quantidades significativas de opacos, os hornfels apre sentam quantidades variáveis dos mesmos, localmente substituín do os anfibólios.

Recristalização da almandina, associada ou não com o desenvolvimento de textura glomeroporfiroblástica nos anfi bólio xistos, rochas bandadas e anfibolitos, foi muitas vezes observada na vizinhança dos veios, podendo esse fenômeno atin gir espessuras métricas ao longo dos furos de sonda.

Em segmentos de rochas anfibolíticas mais intensamen te venulados, zonas de alteração biotítica e/ou clorítica, de espessuras métricas, são muito comuns, observando-se toda uma gradação entre anfibólios parcialmente alterados até uma substi tuição total e aumento no tamanho e quantidade dos cristais de biotita e/ou clorita no sentido das zonas de preenchimento quart zo-feldspáticas.

A presença de cristais prismáticos de andaluzita em metassiltito, sem mostrarem qualquer orientação preferencial (Figueiras e Villas, 1984), provavelmente também está relacio nada à atuação dos processos magmático-hidrotermiais tardios da área.

4 COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS Cu, Zn, Cd, Mo, Au e Ag

4.1 Anfibolitos

Nas rochas anfibolíticas, incluindo as lentes compostas de antofilita-cordierita, os teores de cobre variam de 0,01% a 3,20%, registrando-se os mais frequentes valores em torno de 0,05%. Os teores mais elevados estão associados à remobilização de calcopirita em veios hidrotermais, os quais se encontram margeados por zonas biotíticas e/ou cloríticas, simétricas, com teores de Cu insignificantes. As concentrações de Au, Zn, Cd, Mo e Ag naquelas rochas são, na maioria, desprezíveis, não ultrapassando os respectivos limites de detecção. Por outro lado, valores elevados são observados nas zonas de veios hidrotermais, ricas em cobre.

4.2 Metarenitos e Metassiltitos

Nos metarenitos e metassiltitos, o comportamento dos referidos elementos é similar, porém com teores de Cu, em geral, entre 0,1% e 0,2%. Embora não tenha sido observada a presença de sulfetos fazendo parte de estruturas sedimentares ou metamórficas, essas concentrações relativamente elevadas sugerem que parte do Cu contido nessas rochas foi introduzido por retrabalhamento clástico das unidades mais inferiores, sendo os fragmentos de metassilexito e xistos os principais testemunhos da atuação desse processo. Por outro lado, é possível também que o relativo enriquecimento em Cu se deva à interação de processos sedimentares com processos vulcanogênicos. Os anfibolitos subjacentes (Unidade III) seriam os representantes do episódio de vulcanismo básico-intermediário final, cujas soluções exalativas tardias, enriquecidas em metais, teriam influenciado o ambiente sedimentar que se instalou em seguida.

4.3 Formação Ferrífera Bandada

As rochas mais ricas nos elementos estudados e que podem, na maioria, ser correlacionáveis entre os diversos fu

ros de sonda, compõem a formação ferrífera bandada, facies silicato-sulfetada (Unidade II), a qual hospeda as principais mineralizações de sulfetos de Fe-Cu-Zn, da jazida do Corpo 4E/Pojuca (figura 29). As lentes de minério de Cu + Zn ocorrem intercaladas nas zonas ricas em cobre e mais pobres em zinco. Isso, a priori, sugere uma variação da razão Zn/Cu, vertical e lateralmente, dentro do corpo de minério.

Nas rochas bandadas, os teores de Cu oscilam entre 0,01% e 9,90%, com variações muito bruscas, e podem se comportar de modo cíclico com faixas de altos teores alternando-se com faixas de teores pouco significativos (figura 30). Modificações desse comportamento são devidas à atuação local de processos tectônicos ou hidrotermais. Em zonas de milonitização, pode haver uma queda brusca dos teores, com relação às adjacências, enquanto que nos locais de grande densidade de veios de quartzo-turmalina-calcita-sulfetos, os teores se elevam de maneira marcante. Teores muito baixos também são observados nos intervalos ricos em almandina euédrica, biotita e/ou clorita, que são produtos de alteração hidrotermal, ou em níveis ricos em magnetita (figura 31).

O zinco apresenta teores que variam entre 0,01% e 5,50%, definindo zonas métricas de valores elevados que se alternam com zonas de baixos valores, cujo valor máximo de cada zona, da base para o topo, é inferior ao da precedente (figuras 32 e 33). O cádmio, com teores entre 1 e 250 ppm, apresenta comportamento similar ao do zinco, com o qual mostra excelente correlação positiva (figuras 34 e 35).

Conforme já foi demonstrado, a partir dos dados apresentados, as concentrações de cobre e zinco são cíclicas. Uma cuidadosa inspeção dos resultados analíticos, em função da profundidade, filtrando-se a interferência causada por processos tectônicos ou hidrotermais, permite concluir que os níveis ricos em Zn situam-se, da metade para o topo de cada nível rico em Cu, e que o aumento na razão Zn/Cu se faz sem modificações significantes nos teores de cobre (figura 36).

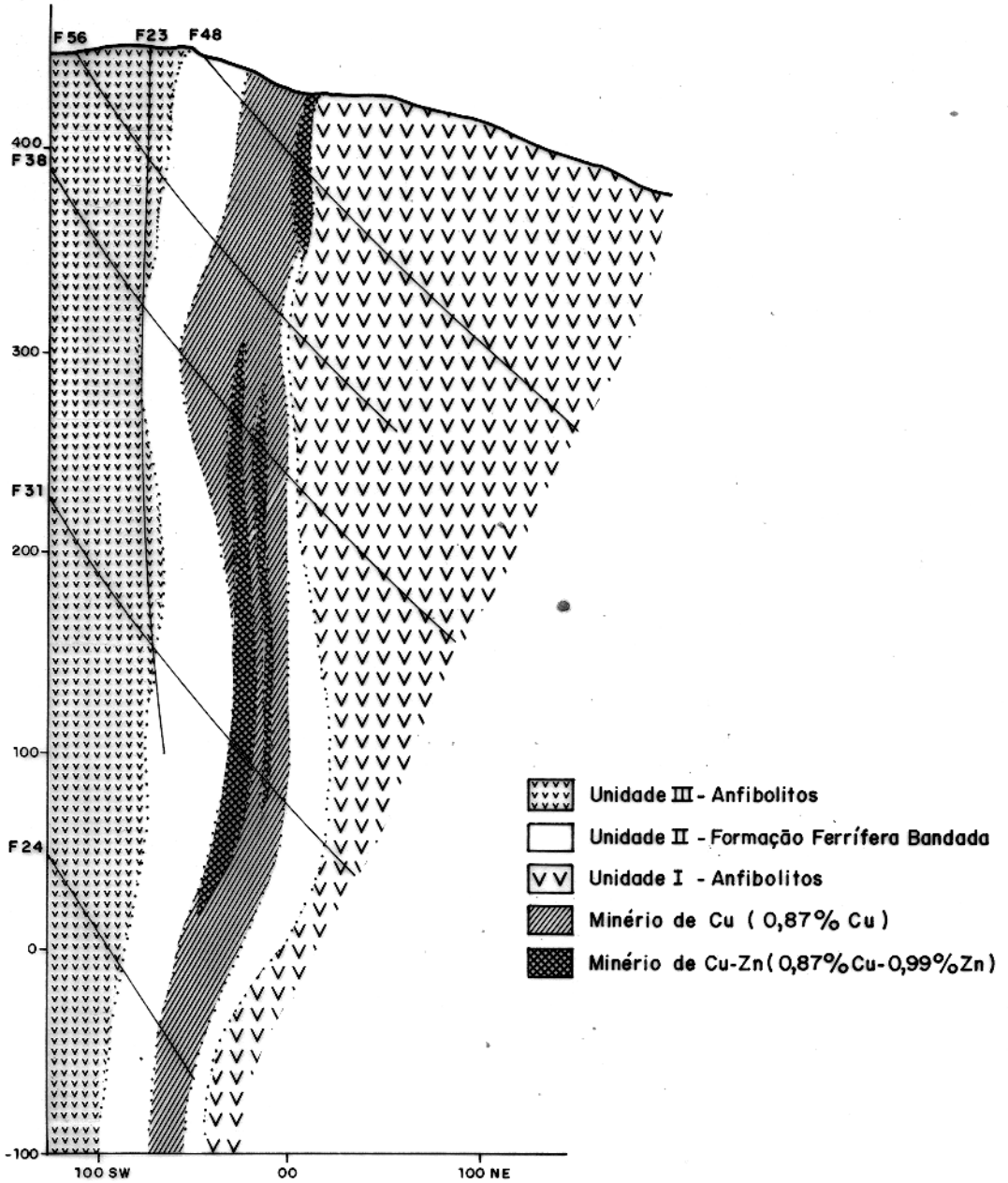


Figura 29 - Seção geológica vertical da linha transversal 300 E, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás (Compilado da DOCEGEO, 1984).

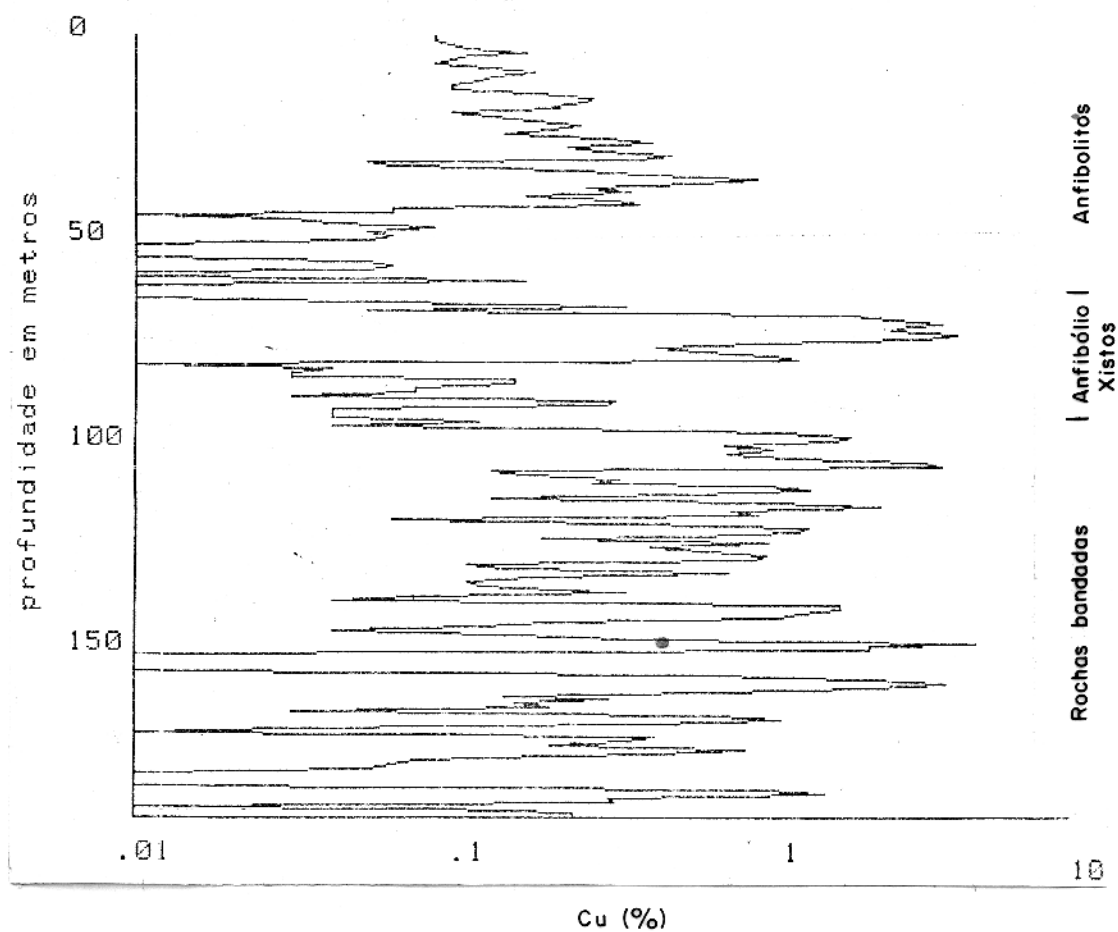


Figura 30 - Variação das concentrações de Cu em função da profundidade e tipos litológicos, Furo 52, Corpo 4E/ Pojuca, Serra dos Carajás.

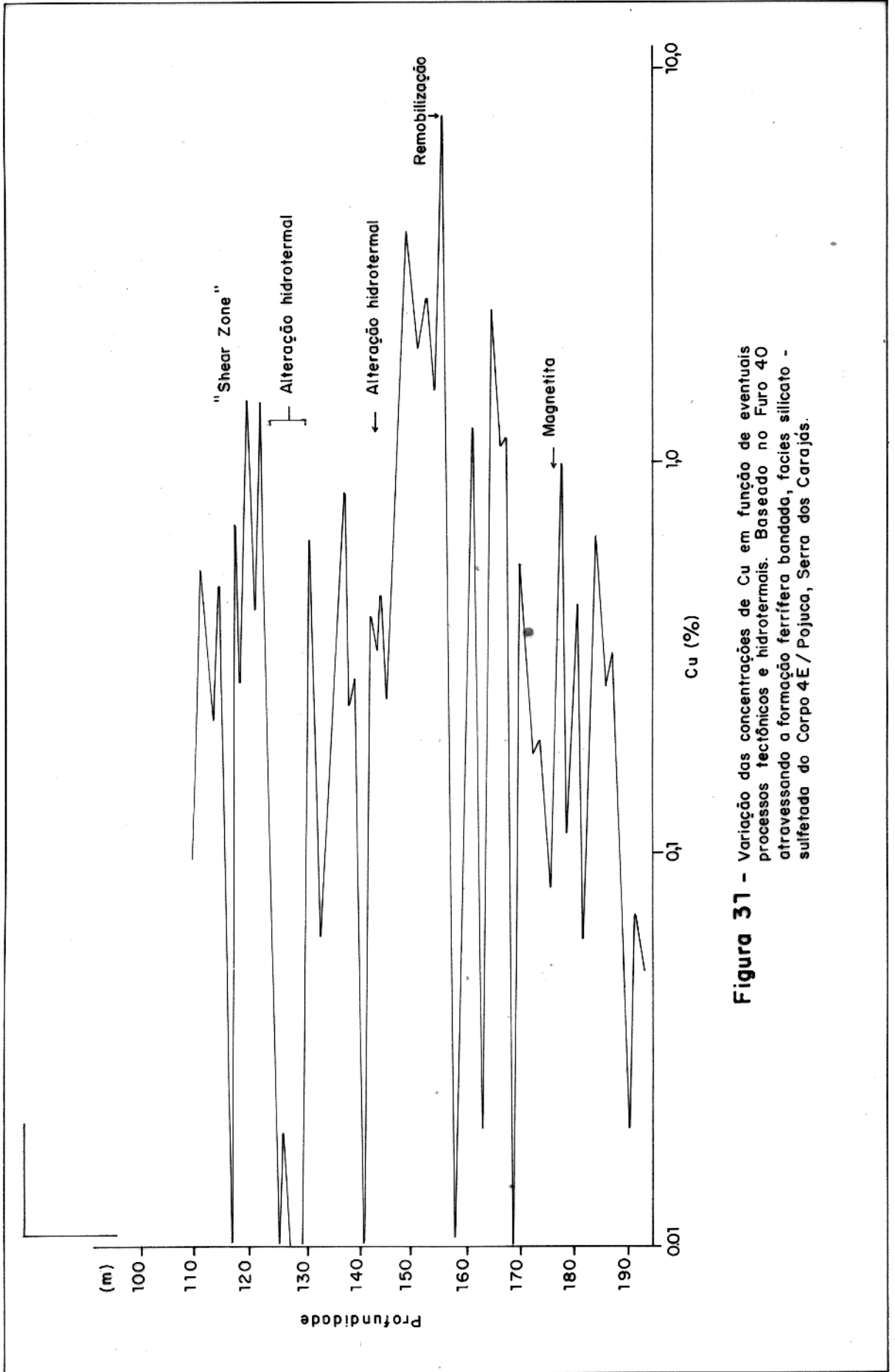


Figura 31 - Variação das concentrações de Cu em função de eventuais processos tectônicos e hidrotermais. Baseado no Furo 40 atravessando a formação ferrífera bandada, facies silicato - sulfetado do Corpo 4E/ Pojuca, Serra dos Carajás.

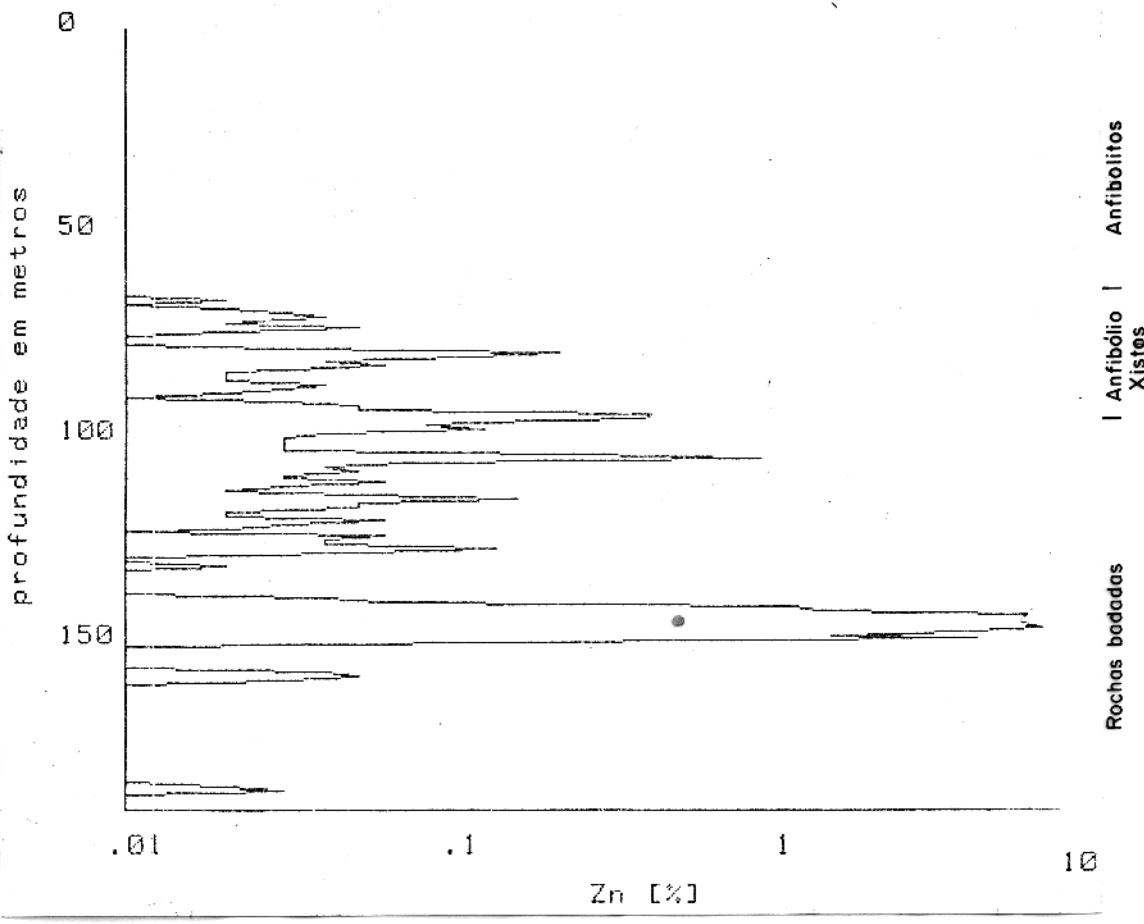


Figura 32 - Variação das concentrações de Zn em função da profundidade e tipos litológicos, Furo 52, Corpo 4E/ Pojuca, Serra dos Carajás.

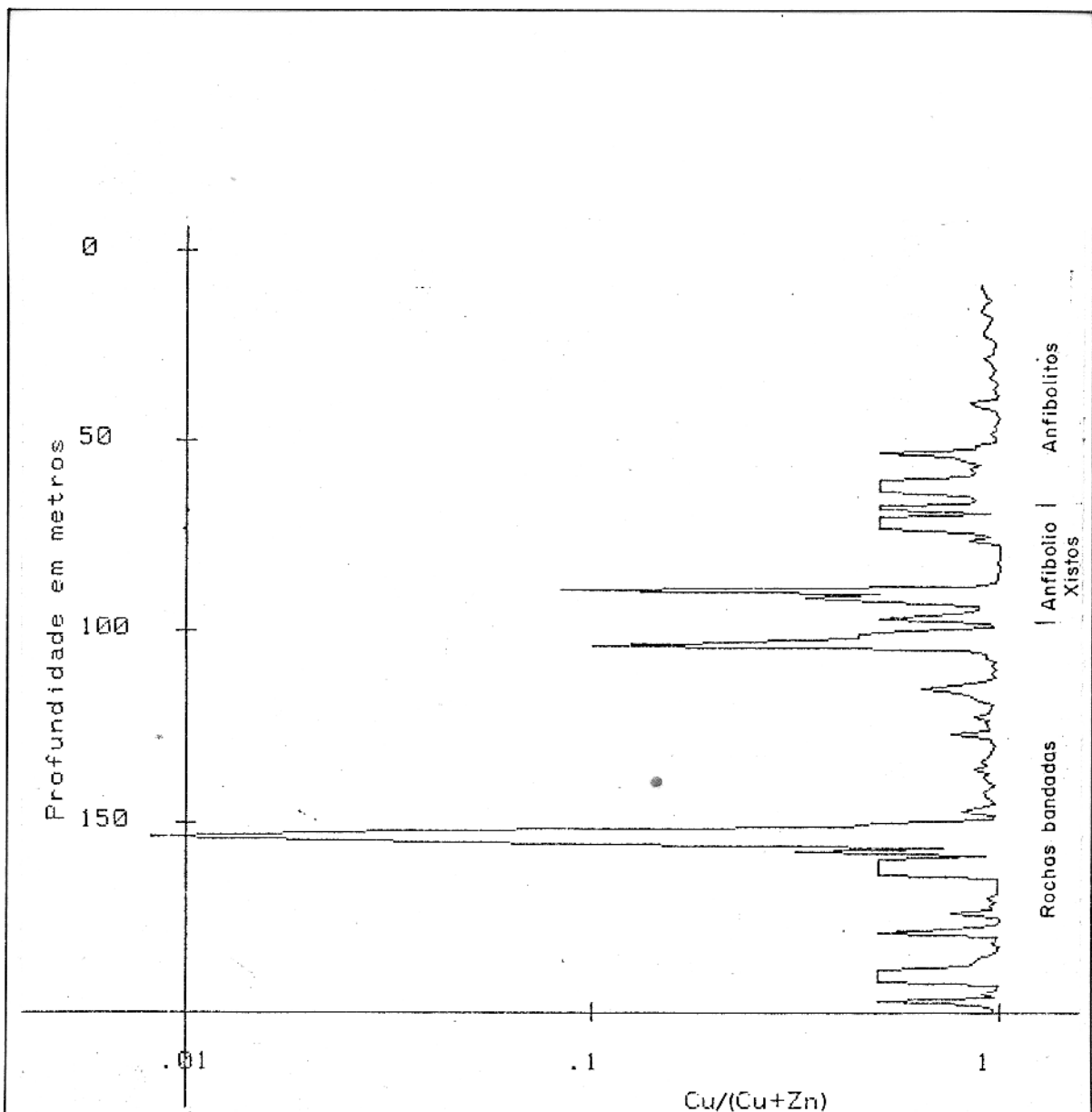


Figura 33 - Variação da razão $Cu/(Cu+Zn)$ em função da profundidade e tipos litológicos, Furo 52, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás.

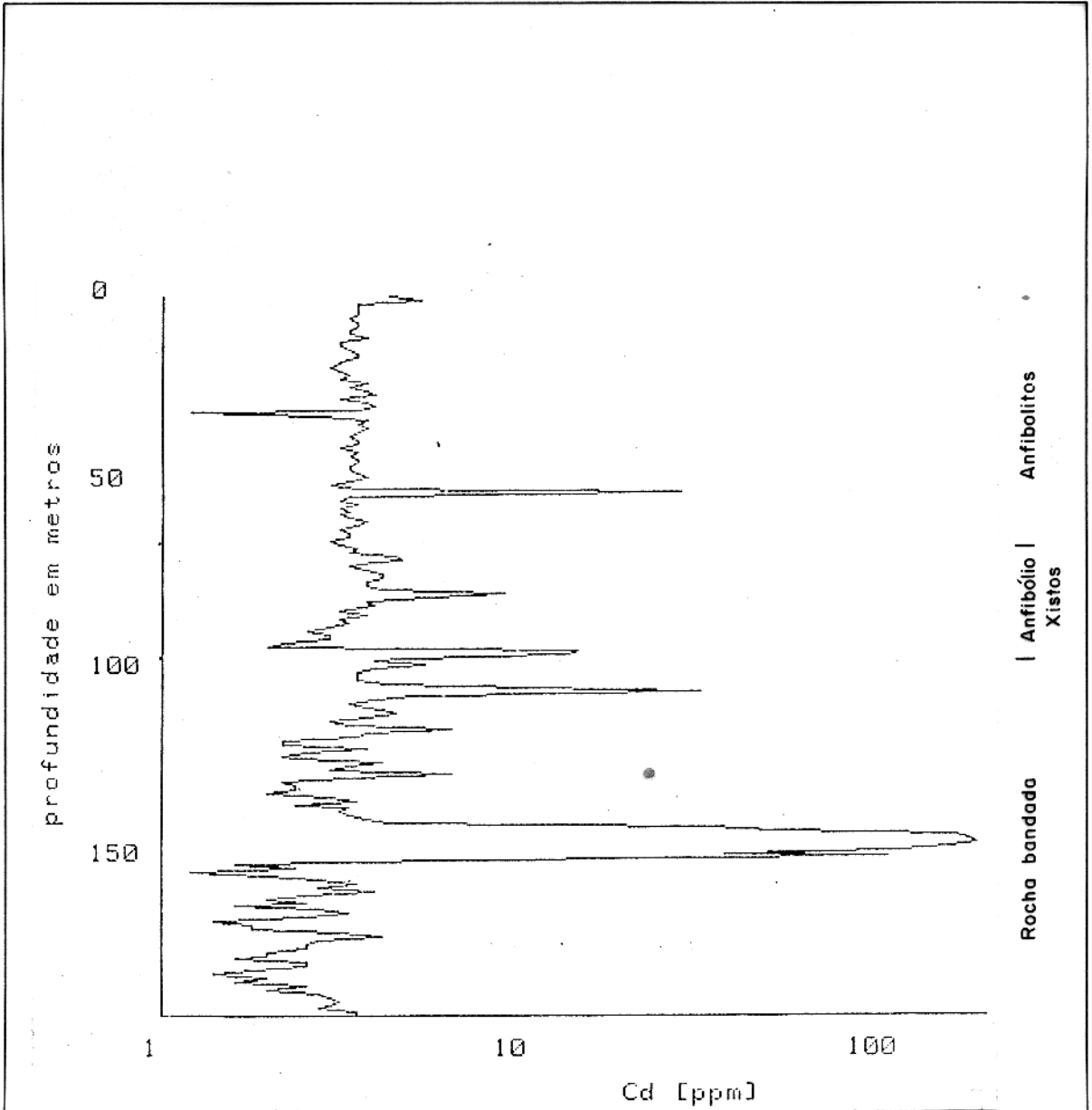


Figura 34 - Variação das concentrações de Cd em função da profundidade e tipos litológicos, Furo 52, Corpo 4E, Pojuca, Serra dos Carajás.

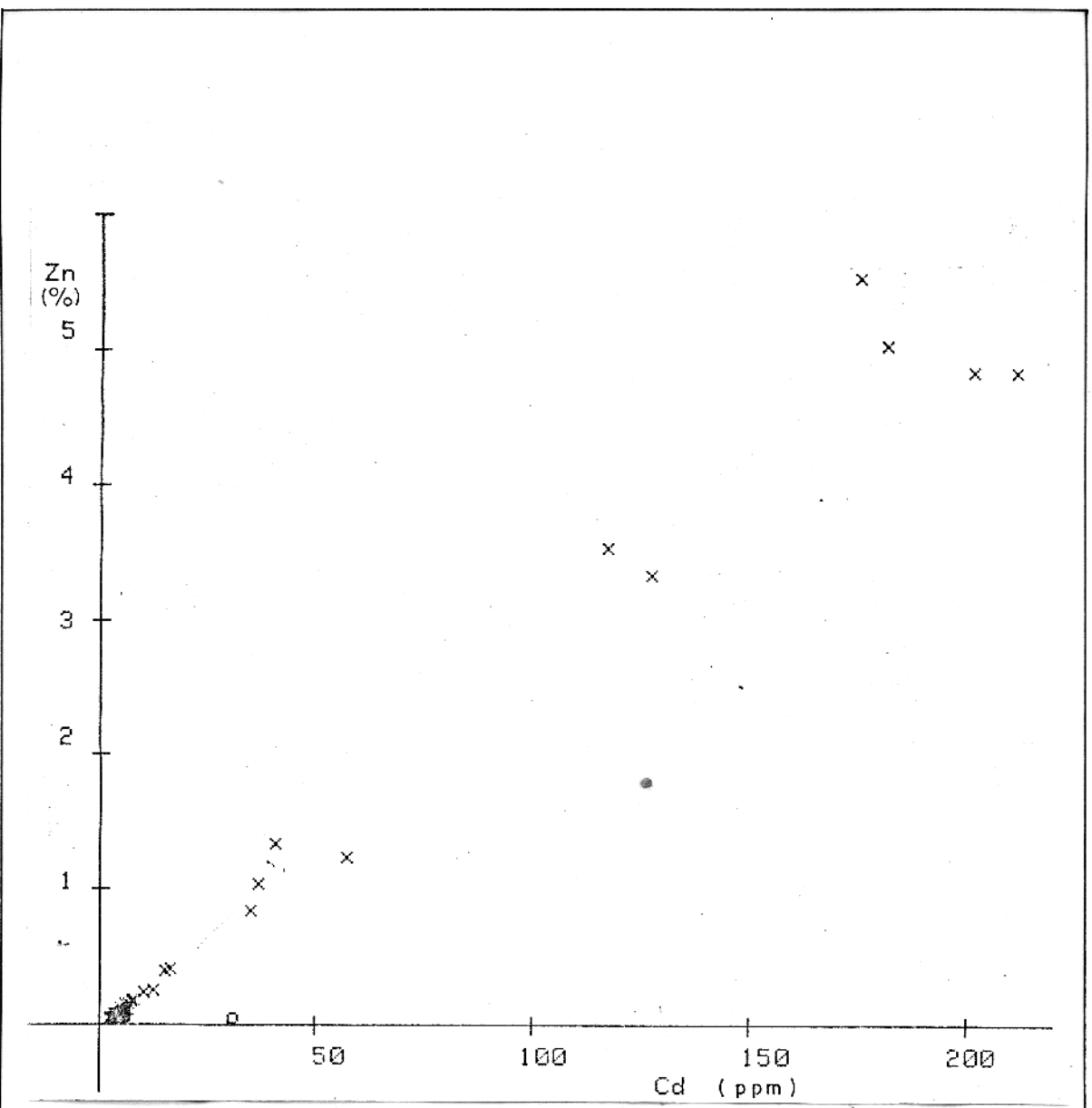


Figura 35 - Diagrama de correlação entre Zn e Cd nas rochas da formação ferrífera do Corpo 4E/Jojuca, Serra dos Carajás

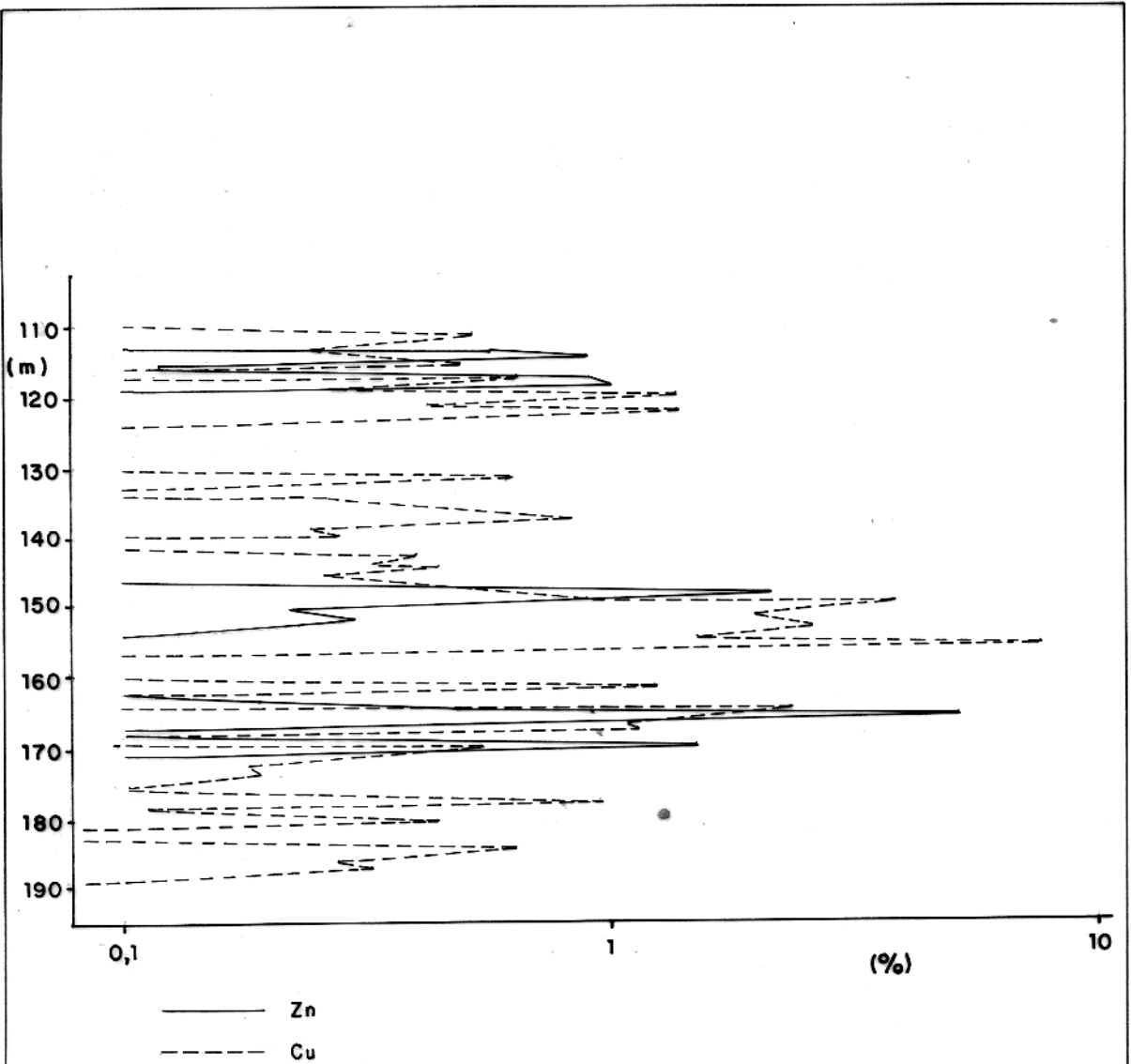


Figura 36 - Concentrações de Cu e Zn ao longo do Furo 40 atravessando a formação ferrífera bandada, fácies silicato-sulfetada, do Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás.

Uma projeção esquemática das razões Zn/Cu, obtidas a partir do produto da espessura total de minério pelo teor médio de cada um desses elementos, nos diversos furos estudados, também permite concluir que, além de uma variação cíclica na vertical da razão Zn/Cu, existe uma variação lateral, com enriquecimento em Zn, na porção central do corpo de minério (figura 37).

O comportamento do molibdênio é muito errático ao longo dos furos, com os mais altos valores não coincidindo, necessariamente, com valores elevados de outros elementos. Todavia, algumas concentrações locais estão relacionadas a teores elevados de cobre (figura 38). Esses dados confirmam, pelo menos, a existência de duas populações de valores de Cu, uma delas sem qualquer correlação com o molibdênio, enquanto a segunda pode estar relacionada a zonas de veios hidrotermais, onde os teores de molibdênio são mais expressivos, atingindo valores de até 200 ppm.

A prata apresenta teores entre 0,2 ppm e 10 ppm, sendo mais comuns os valores baixos ou mesmo os não significativos. O comportamento ao longo de uma seção é similar ao do cobre, com o qual mostra correlação moderadamente positiva, nos valores mais elevados (figuras 39 e 40).

A maioria dos resultados analíticos para o ouro apresenta valores não significativos. Localmente, teores mais elevados, até 15,8 ppm, estão associados com concentrações de prata e/ou cobre, e/ou molibdênio, em zonas de veios hidrotermais.

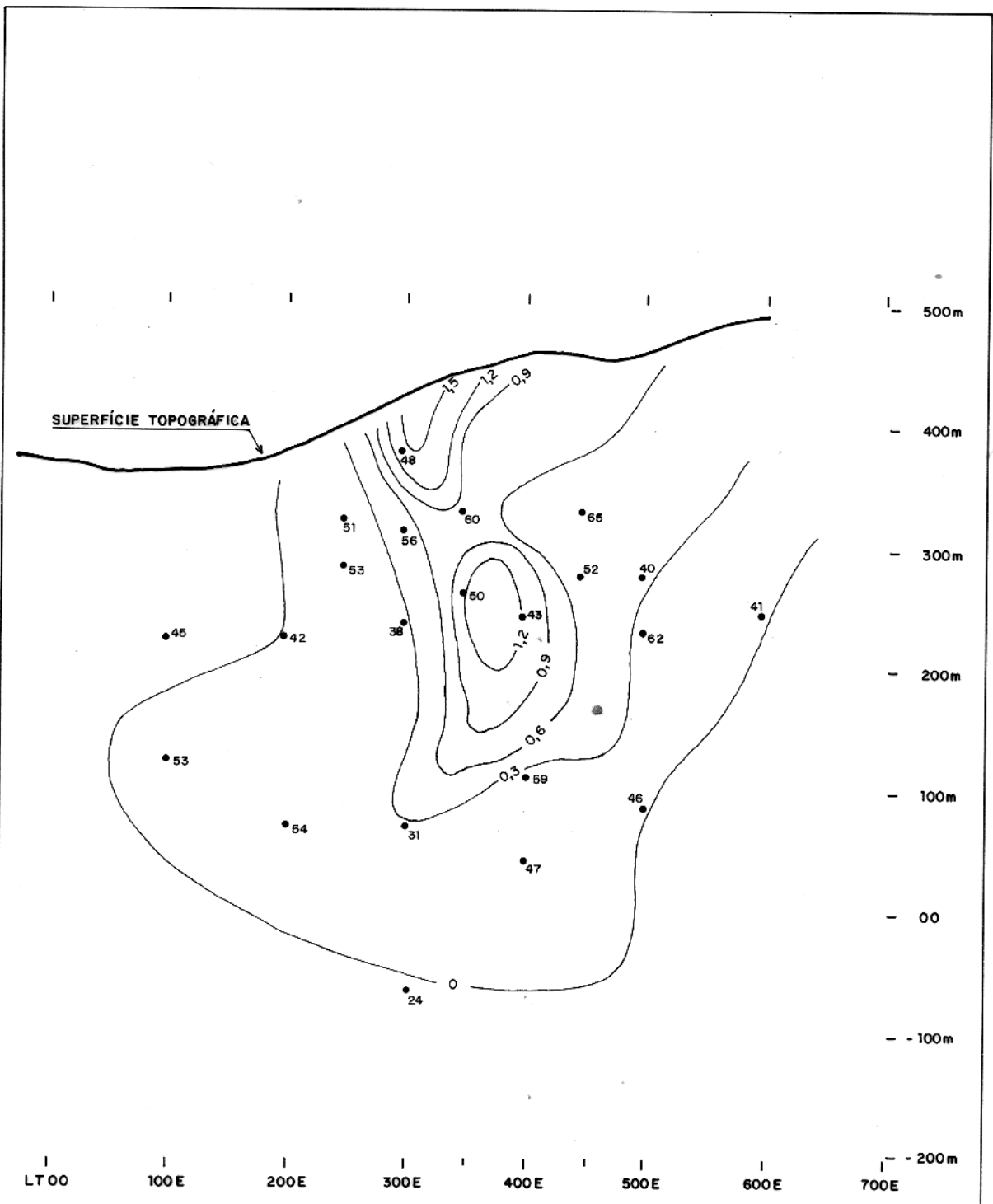


Figura 37 - Variação da razão Zn/Cu da seção longitudinal projetada sobre o plano da base da formação ferrífera bandada, facies silicato-sulfetada, Corpo 4 E / Pojuca. LT-00 = seção transversal; • = intersecção do furo de sonda com a base da Unidade II.

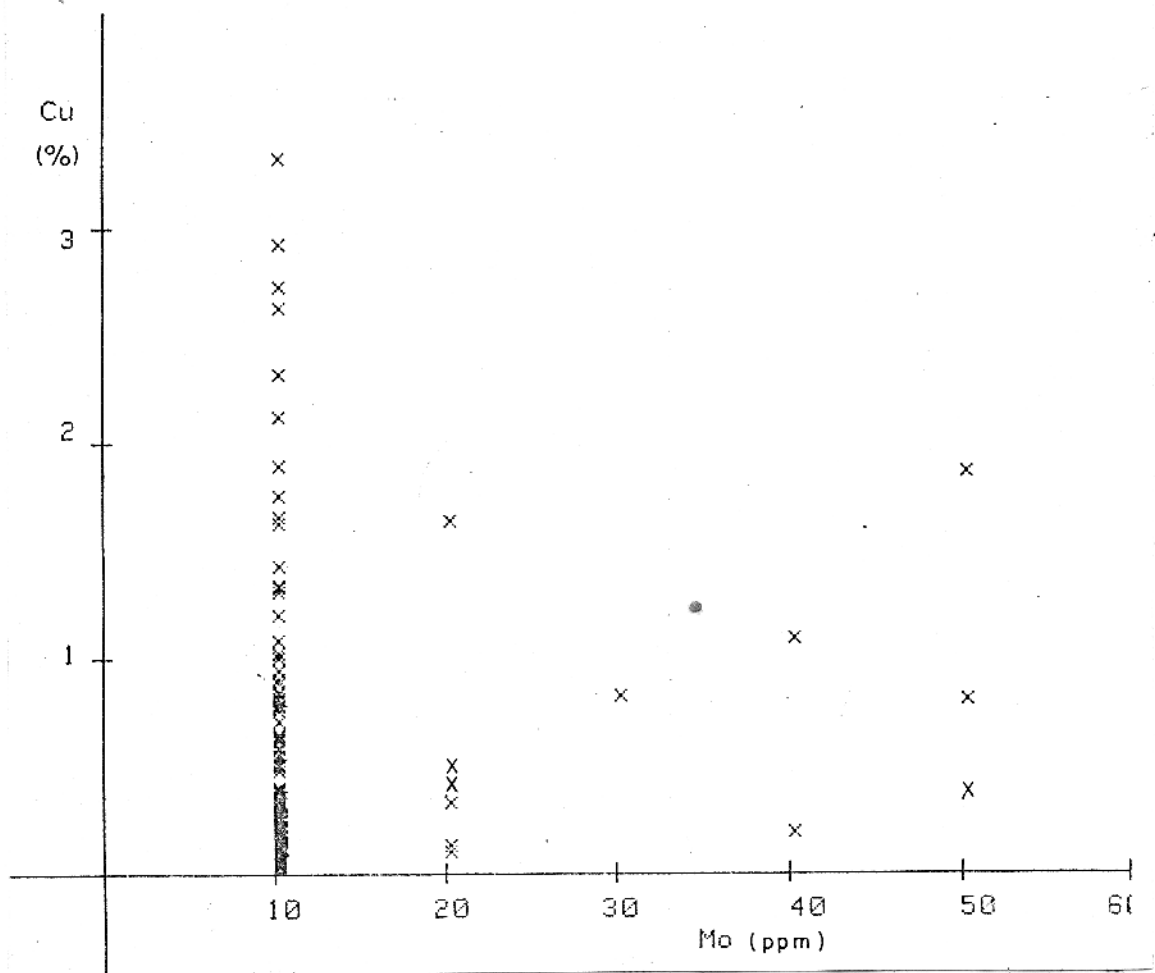


Figura 38 - Diagrama de correlação entre Cu e Mo nas rochas da formação ferrífera, facies silicato-sulfetada, Corpo 4E / Pojuca, Serra dos Carajás.

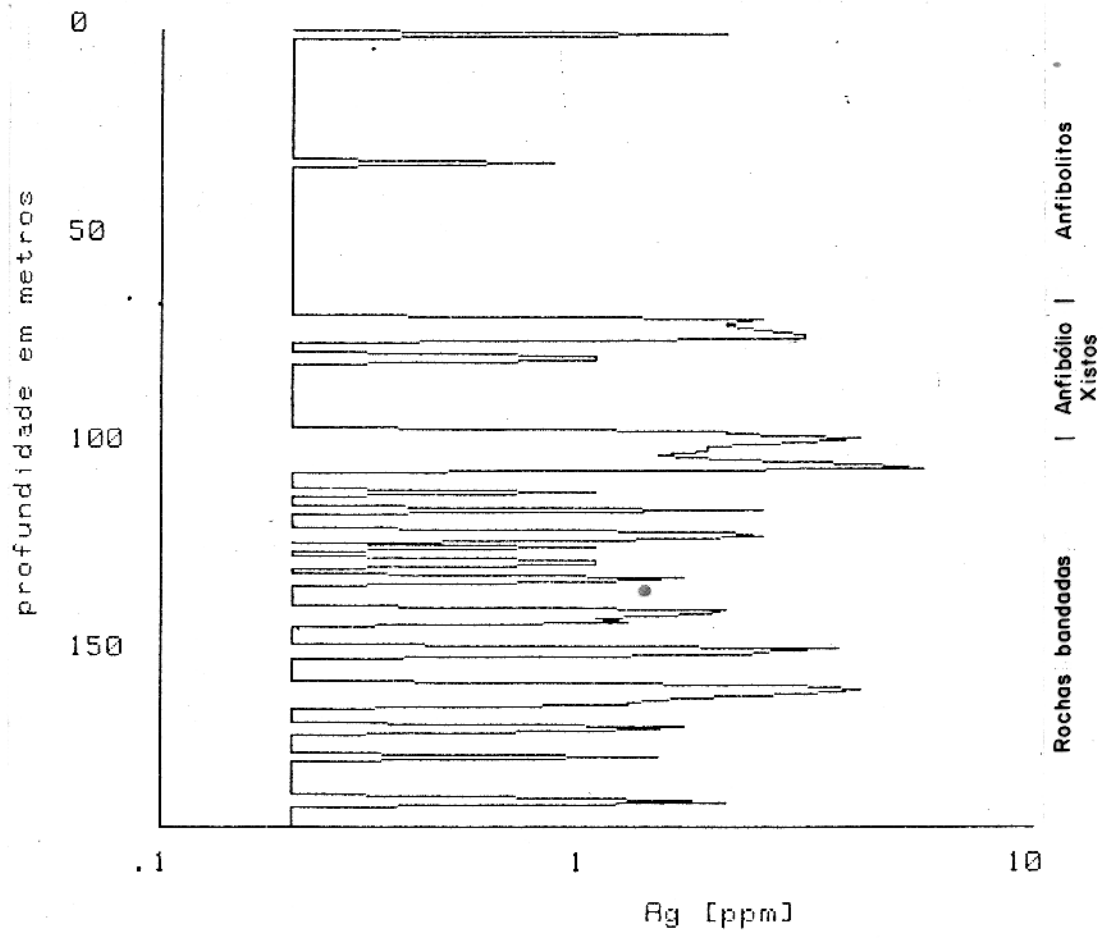


Figura 39 - Variação das concentrações de Ag em função da profundidade e tipos litológicos, furo 52, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás.

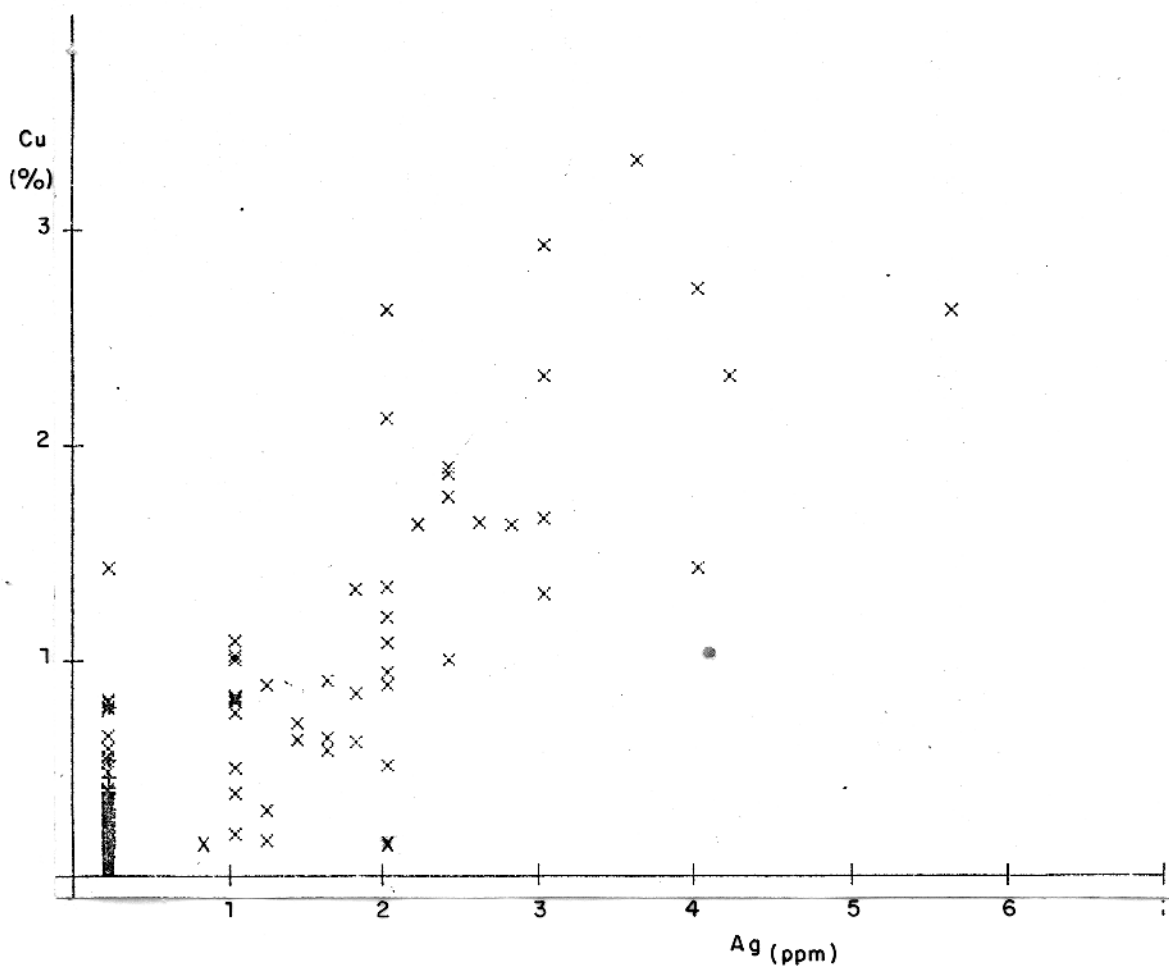


Figura 40 - Diagrama de correlação entre Cu e Ag nas rochas da formação ferrífera bandada, facies silicato-sulfetada, Corpo 4E/ Pojuca, Serra dos Corajás.

5 AS MINERALIZAÇÕES CUPRO-ZINCÍFERAS

Para tornar mais claro o texto, serão revistas as definições de alguns termos que serão utilizados neste capítulo. Os termos estratiforme e "stratabound" são aqui utilizados no sentido de Finlow-Bates (1980), significando que as mineralizações apresentam-se em forma de camadas concordantes e restritas a um único tipo litológico, respectivamente. O termo minério maciço refere-se à mineralização com mais de 60% de sulfetos na porção estratiforme e não engloba conotação textural (Sangster e Scott, 1976). Foi denominada minério fragmentário a mineralização disseminada, que foi originada por retrabalhamento sin-sedimentar do minério estratiforme maciço.

As principais mineralizações de sulfetos de Cu-Zn do Corpo 4E/Pojuca são estratiformes (stratabound) e ocorrem sob a forma de minério maciço e fragmentário. São tipicamente sedimentares, contendo estruturas primárias preservadas e foram afetadas por metamorfismo regional de facies anfíbolito. Veios hidrotermais pós-metamorfismo regional contêm, localmente, quantidades significativas de sulfetos, decorrentes da remobilização do minério estratiforme.

5.1 Mineralização Estratiforme

A formação ferrífera bandada, facies silicato-sulfetada, é a principal unidade que hospeda a mineralização de sulfetos de Cu-Zn do Corpo 4E/Pojuca, distinguindo-se nessas rochas dois tipos de minério. Um deles, o mais importante, é estratiforme do tipo sulfeto maciço e ocorre em rochas metassedimentares bem laminadas/bandadas, com intercalações de níveis de Fe-anfíbólios, e/ou metassilexito. O segundo tipo, de toeres menos significativos, é fragmentário e está hospedado nos anfíbólios xistos e associado a fragmentos de metassilexito.

O minério bandado ocorre nas partes mais inferiores da unidade, contendo níveis de minério fragmentário intercalados, que passam a dominar no sentido do topo, onde a mineralização pode ocorrer também na forma de delgadas bandas intercala

das.

Os principais minerais de minério, que ocorrem nas rochas laminadas/bandadas, são calcopirita, esfalerita, pirrotita e magnetita. Pentlandita e cubanita ocorrem de forma errática e em quantidades relativamente desprezíveis. Os sulfetos formam bandas milimétricas a centimétricas uniminerálicas, porém, mais freqüentemente, ocorrem associados numa mesma banda. Juntos com grunerita e Fe-hastingsita, alternam-se com bandas de metassilexito, e aí as bandas tornam-se mais espessas, da ordem de 20 cm.

A magnetita ocorre formando bandas uniminerálicas, alternando-se com bandas de metassilexito, mas pode estar associada com grunerita e/ou Fe-hastingsita. A sua associação com sulfetos numa mesma banda não foi observada, salvo os casos em que veios hidrotermais (pós-metamorfismo regional) cortam essas rochas. Entre duas bandas ricas em magnetita, entretanto, podem ocorrer, junto com quartzo, pequenas quantidades de pirrotita e calcopirita contendo inclusões de magnetita. Os cristais de magnetita são euédricos, subhexagonais, localmente formando agregados poligonizados, e mostram orientação paralela a dos anfibólios, com os quais podem exibir intercrescimento.

A pirrotita, de longe o sulfeto mais abundante nas rochas bandadas, forma níveis individualizados que se alternam com níveis de metassilexito. O caso mais comum é, contudo, a associação com grunerita e Fe-hastingsita, além de calcopirita e esfalerita. Os cristais de pirrotita são, em geral, euédricos e subhexagonais, e contêm, algumas vezes, exsoluções lamelares de pentlandita. Um aspecto mais marcante é o seu intercrescimento orientado, paralelo à foliação S_1 , com os anfibólios, especialmente grunerita. Nas bandas em que a pirrotita é predominante, se desenvolve uma textura granoblástica, com o contato entre os diversos cristais se fazendo através de junções com ângulos interfaciais da ordem de 120° ("anealing texture", segundo Craig e Vaughan, 1981).

A calcopirita raramente forma níveis monominerálicos,

estando na maioria dos casos, associada à pirrotita e, outras vezes, à grunerita e Fe-hastingsita, com os quais pode apresentar intercrescimento orientado. Os cristais de CuFeS_2 são predominantemente anedrais e contêm exsolução lamelar de cubanita e, em forma de gotas, de esfalerita. As relações de contato com a pirrotita não são bem claras, mas predominam os casos em que cristais euédricos de pirrotita se encontram inclusos na calcopirita.

A esfalerita, embora possa ocorrer associada com anfibólitos e pirrotita, está geralmente associada com calcopirita ou forma bandas uniminerálicas alternadas com bandas de metassilexito. Nas bandas onde a esfalerita predomina, seus cristais contêm inclusões de calcopirita e, mais raramente, de pirrotita. Os cristais de ZnS são xenomórficos, alongados paralelamente a foliação S_1 , mas podem apresentar formas geométricas diversas, em função do silicato adjacente. Localmente, esses cristais contêm inclusões orientadas de calcopirita e contatos convexos com esse sulfeto.

Os minerais de minério, que ocorrem nos anfibólitos xistos com fragmentos de metassilexito, são similares aos que ocorrem nas rochas bandadas, observando-se, todavia, variações texturais e no tipo de associações, dependendo da intensidade ou grau de retrabalhamento a que foram submetidas essas rochas. A granulação dos minerais é variável. Geralmente apresentam aspecto fragmentário, com fragmentos de sulfetos e/ou magnetita misturando-se com fragmentos de metassilexito e/ou anfibólitos. De uma maneira mais comum, são finamente disseminados e fortemente intercrescidos com anfibólitos, juntos com os quais definem a orientação principal (S_1) da rocha. Localmente, calcopirita e/ou pirrotita circundam fragmentos de bandas de metassilexito. Ao contrário do que ocorre nas rochas bandadas adjacentes, associações contendo sulfetos podem estar intimamente associadas com magnetita, o que indica um certo grau de retrabalhamento das assembléias previamente depositadas, em função da intensa fragmentação sin-sedimentar a que esses xistos com fragmentos foram submetidos. Por outro lado, feições intermediárias entre essas e aquelas das rochas bandadas são observadas. Os sulfetos for

nam, então, níveis muito finamente laminados, intercrescidos com grunerita e Fe-hastingstita, circundando fragmentos de metassilexito.

Embora muitas feições primárias ainda estejam preservadas nas rochas mineralizadas do Corpo 4E/Pojuca, modificações locais, devido à deformação e ao metamorfismo, resultaram na desagregação do bandamento primário, na incorporação tectônica de fragmentos de metassilexito na forma de "ball textures" (Vokes, 1973) e na total reorientação dos minerais de ganga e minério. Os sulfetos mais dúcteis, especialmente calcopirita e pirrotita, foram injetados ao longo de planos de clivagem dos anfibólios, desenvolvendo feições similares às descritas e denominadas "durchbewegung" por Vokes (1969) ou formando concentrações significativas nas charneiras das dobras (figuras 41 e 42).

Em virtude dos dados texturais não serem conclusivos e não fornecerem as informações necessárias para se determinar seguramente a seqüência de deposição das espécies minerais, devido aos efeitos do metamorfismo de grau médio e recristalização dos agregados de sulfetos ("annealing texture"), considerou-se que o zoneamento mineralógico, observado no corpo de minério, representa uma seqüência paragenética. Partindo-se dessa premissa e admitindo-se como seguros os critérios de topo e base fornecidos pelas estruturas primárias preservadas nas principais rochas hospedeiras da mineralização, pode-se afirmar que a assembléia quartzo-magnetita se encontra na base dos níveis mineralizados e tende a não ocorrer no topo dos mesmos, onde predomina a assembléia quartzo-pirrotita-calcopirita-esfalerita. Logo acima da assembléia quartzo-magnetita, é comum ocorrer uma zona de transição com Fe-anfibólios-pirrotita-quartzo. A razão calcopirita/pirrotita cresce no sentido do topo, enquanto que, no minério rico em zinco, a esfalerita parece ser contemporânea com e/ou mais tardia do que a calcopirita. A existência local, de até três zonas ricas em magnetita, dentro do corpo de minério, sugere que o zoneamento mineralógico é cíclico, o que é corroborado pelos dados químicos, já discutidos. Muitas vezes, entretanto, esse zoneamento é incompleto, especial



Figura 41 - Textura "durchbewegung" desenvolvida durante o metamorfismo regional, quando parte dos sulfetos (cinza claro) foram injetados ao longo dos planos de clivagem dos anfibólios (cristais fibrosos). Unidade II, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás. Aumento: 200 X. Luz refletida, nicóis paralelos.



Figura 42 - Concentração de sulfetos na charneira de dobra da fase F_2 . Unidade II, Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás.

mente nas porções de minério fragmentário, no topo do corpo, onde esse tipo de mineralização predomina, ou nas suas intercalações no minério estratiforme. O padrão de zoneamento também pode ser obliterado pelos efeitos da alteração hidrotermal, que provocou a remobilização dos sulfetos estratiformes e sua posterior precipitação em veios.

5.2 Mineralização em Veios Hidrotermais

Os veios hidrotermais dispõem-se aleatoriamente, podendo acompanhar planos de fraturas, xistosidade, contatos litológicos, zonas de cisalhamento e brechas de falhas. Localmente contêm quantidades significativas de sulfetos e, secundariamente, de arsenietos e óxidos.

Os principais minerais de minério, que ocorrem nos veios, são calcopirita, pirrotita e esfalerita, acompanhados ou não por quantidades traços de ilmenita, molibdenita, pirita, marcassita, cobaltita, mackinawita, hematita, pentlandita e covelita.

A calcopirita apresenta formas freqüentemente anedrais, podendo ser euedrais nos agregados com actinolita e epidoto. Os cristais desse sulfeto contêm exsolução lamelar de cubanita e inclusões de actinolita, pirita, esfalerita, cobaltita e de cristais euédricos de quartzo. Os cristais de $CuFeS$, penetram nas fraturas e/ou clivagens de biotita, granada e anfibólios. Localmente, nas bordas, a calcopirita apresenta alteração para covelita.

A pirrotita ocorre como cristais euédricos a subeuédricos, apresentando formas hexagonais e contendo exsolução de pentlandita. Contem inclusões de anfobólios e quartzo, e envolve parcialmente a esfalerita. Muitas vezes, os cristais de pirrotita penetram nas fraturas ou clivagens dos anfibólios e, localmente, apresentam-se corroídos e penetrados por vênulas de calcopirita. Substituições por marcassita e, às vezes, por pirita, são comuns e ocorrem quando a pirrotita está associada com veios cloríticos tardios.

A esfalerita ocorre como cristais euedrais corroídos por cristais euedrais de quartzo, os quais são envolvidos por calcopirita e pirrotita. Exsoluções de calcopirita, em forma de gotas, foram algumas vezes observadas.

A ilmenita ocorre como cristais retangulares bipiramidais, com maclamento lamelar deformado e contendo exsolução de hematita. Acompanha zonas de cristais euédricos da almandina e, às vezes, é cortada por vênulas de calcopirita. Os cristais de quartzo associados são bastante deformados.

A cobaltita ocorre na forma de cristais euédricos com clivagem cúbica, bem desenvolvida, às vezes inclusa na pirrotita ou na calcopirita ou formando veios isolados.

A molibdenita ocorre como cristais isolados, associados com quartzo deformado e com ilmenita.

6 ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS POR MICROTERMOMETRIA

6.1 Procedimentos Analíticos

O estudo microtermométrico, foi baseado na análise de oito amostras, sendo quatro representativas das rochas ban dadas hospedeiras da mineralização estratiforme dos sulfetos de Cu-Zn, e as outras quatro, oriundas dos veios hidrotermais relacionados aos corpos graníticos que remobilizaram parte dos sulfetos estratiformes primários. Essas amostras já haviam sido submetidas a estudos petrográficos convencionais, conforme discussões no capítulo 3.

As observações microtermométricas foram realizadas no intervalo de -180° a $+600^{\circ}\text{C}$, sobre cristais de quartzo, em seções espessas (0,3 a 0,5mm), polidas de ambos os lados e não montadas em lâmina de vidro. Para tal estudo, usou-se a platina de aquecimento/resfriamento, modelo "Chaixmeça", montada sobre um microscópio ZEISS, cuja descrição e funcionamento são fornecidos por Poty et al. (1976). As medidas microtermométricas, obtidas com essa platina, apresentam erros inferiores a 1°C .

A calibração da platina foi realizada utilizando-se vários produtos químicos com temperaturas de fusão conhecidas (Merck Schmelzkorper products), com inclusões fluidas naturais de CO_2 e água destilada. Como os dados microtermométricos podem ser afetados por erros causados pelo uso de acessórios ópticos de diferentes magnificações, uma curva de calibração foi obtida para a ocular 12,5x e objetiva UD 40, empregados rotineiramente nesse trabalho, de modo que os dados aqui apresentados se acham devidamente normalizados àquela curva.

O congelamento dos fluídos das inclusões foi executado circulando-se N_2 líquido na platina de microtermometria. As medidas da temperatura de depressão do ponto de fusão total da solução aquosa permitiram a determinação da sua salinidade. Quando minerais de saturação ("daughter minerals") estavam presentes, a salinidade foi obtida através da temperatura de dissolução desses minerais durante o aquecimento.

Os valores das temperaturas de homogeneização, obtidas à medida que se induziu um aumento na temperatura da platina, não foram submetidos a correção de pressão, e são considerados como valores mínimos da temperatura de aprisionamento do fluido.

Em algumas amostras, foi realizado testes de esmagamento, utilizando-se uma platina de esmagamento marca "Chaix-meca" a qual é um equipamento simples que detecta gases sob pressão em inclusões e permite uma determinação qualitativa de alguns desses gases, especialmente CO_2 e hidrocarbonetos leves. A técnica consiste em esmagar um grão do mineral com inclusões fluidas, imerso num meio líquido apropriado, entre duas lâminas de vidro ajustadas na platina de esmagamento. O processo de cominuição pode ser acompanhado ao microscópio.

6.2 Tipos e Distribuição das Inclusões Fluidas

Dois tipos principais de inclusões fluidas foram observados dentro dos cristais de quartzo das rochas bandadas e veios hidrotermais:

a) Inclusões bifásicas: São inclusões aquosas, facilmente reconhecíveis pela sua aparência clara, em que estão constantemente presentes (a temperatura ambiente) duas fases (figura 43). Essas inclusões mostram uma variedade de formas, desde muito irregulares até subarredondadas ou facetadas ("negative crystal"). O tamanho das inclusões estudadas varia de 5 a 35μ e a razão do volume do vapor/volume da cavidade varia de 0,10 a 0,20. Algumas vezes, foi observada uma certa relação entre o tamanho e a forma das inclusões, de modo que aquelas menores tendem a ter formas de cristais negativos ou ligeiramente circulares, enquanto as maiores apresentam formas muito irregulares (figura 44B). A maioria das inclusões está confinada a fraturas cicatrizadas, formando alinhamentos que se estendem até ou ultrapassam os limites dos grãos. Outras, em menor número, aparecem isoladas ou agrupadas, ou mesmo acompanhando superfícies de crescimento de cristais. Uma cronologia relativa foi admitida para essas três variedades, quando presentes num mesmo grão,

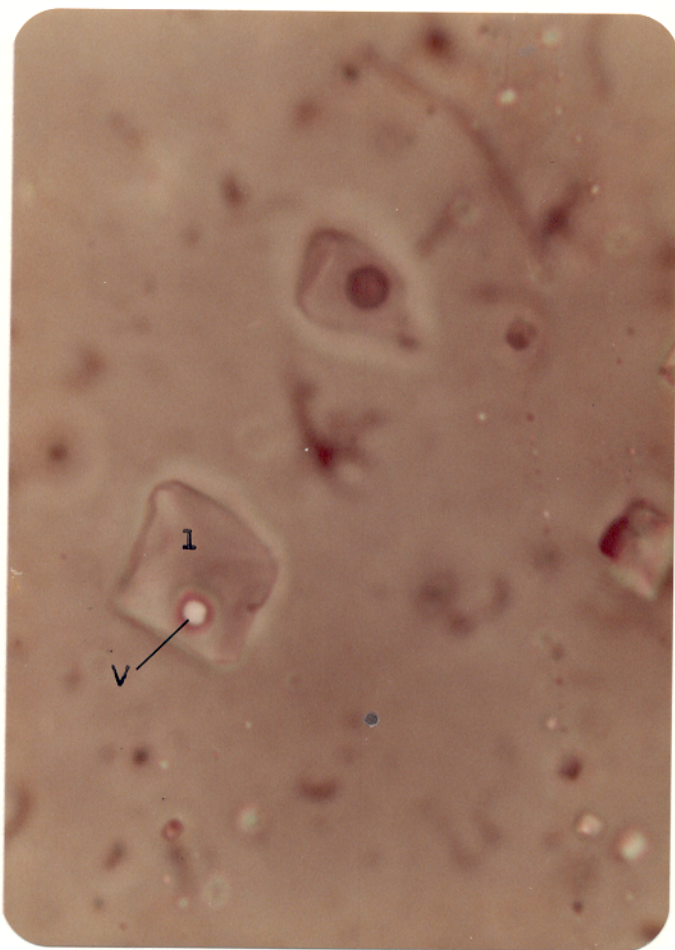
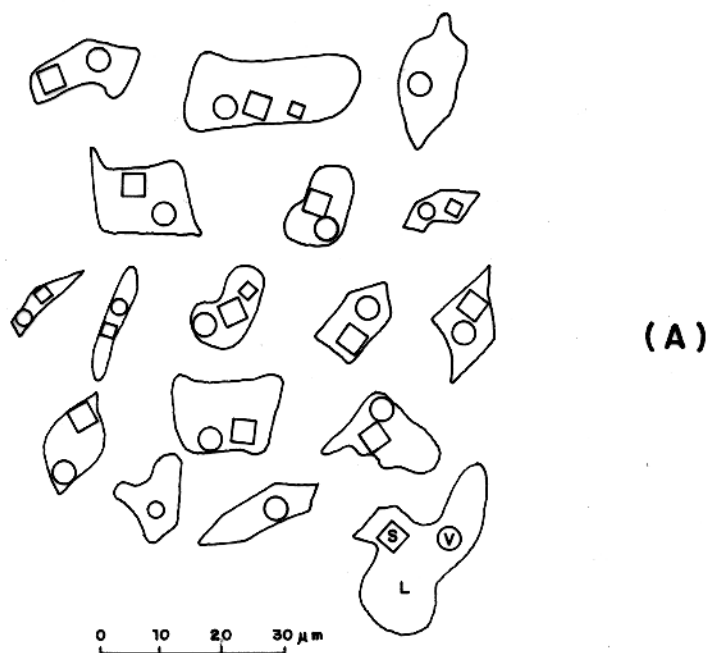


Figura 43 - Inclusões fluidas bifásicas (líquido+vapor) em cristais de quartzo dos veios hidrotermais do Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás.

v = vapor

l = líquido



S - SÓLIDO
V - VAPOR
L - LÍQUIDO

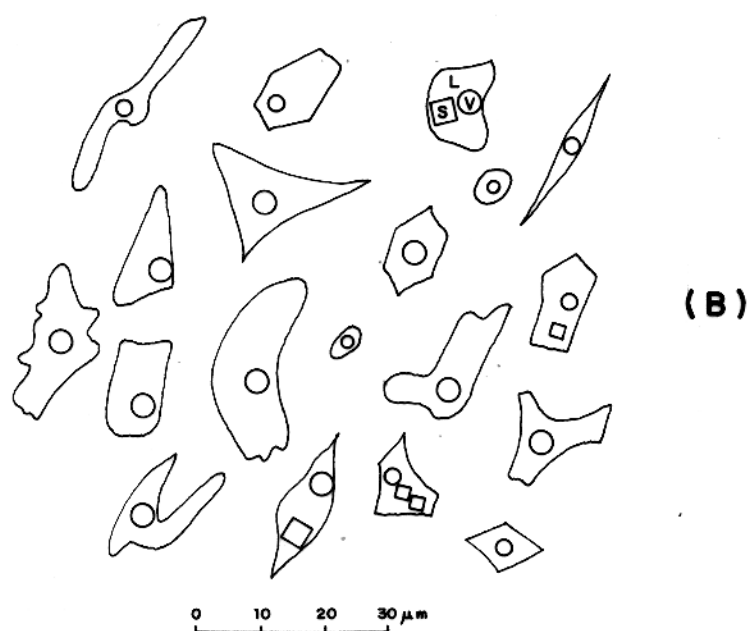


Figura 44 - Morfologia das inclusões fluidas nos cristais de quartzo nas rochas bandadas (A) e nos veios hidrotermais (B) da jazida de sulfetos de Cu-Zn do Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás.

considerando-se as inclusões isoladas ou agrupadas, que não mostram nenhuma conexão óbvia com fraturas, como mais precoces do que aquelas claramente relacionadas a fraturas cicatrizadas. As inclusões acompanhando zonas cristalográficas foram consideradas primárias.

b) Inclusões trifásicas e multifásicas: são inclusões aquosas de aspecto similar às anteriores, porém contendo geralmente um mineral de saturação. Esse mineral é, na maioria dos casos, cúbico e isotrópico e foi identificado como sendo halita (figura 45). Menos comumente, outras fases sólidas também estão presentes e exibem formas cúbicas ou tetragonais. O tamanho dessas inclusões varia de 5 a 30 μ , predominando aquelas menores do que 15 μ . A forma das inclusões também varia muito (figura 44A).

Em ambos os tipos de inclusões (bifásicas e trifásicas) a fase líquida é mais abundante do que a fase vapor, e nas inclusões trifásicas, o volume do cristal de saturação pode atingir até 40% do volume de cavidade. As inclusões bifásicas e trifásicas são similares aos tipos "L" e "S" de Weisbrod (1981), respectivamente. As do tipo L homogenizam-se para uma fase líquida e as do tipo S homogenizam-se pela dissolução da fase sólida após o desaparecimento gradual da fase vapor, à medida que se aumenta a temperatura.

Além das inclusões supra citadas, também são observadas, em algumas lâminas, inclusões monofásicas gasosas e/ou aquosas, as quais estão localizadas ao longo de fraturas tardias (figura 46).

6.3 Resultados Microtermométricos

Cerca de 600 inclusões fluídas foram estudadas individualmente naquelas oito amostras, e os resultados para as inclusões bifásicas e trifásicas são apresentados a seguir. A interpretação das medidas do ponto de depressão, em termos do conteúdo de sal das inclusões fluídas, requer algumas suposições acerca da composição da solução. Como a microtermometria é baseada na observação de mudanças de fases induzidas em inclu-

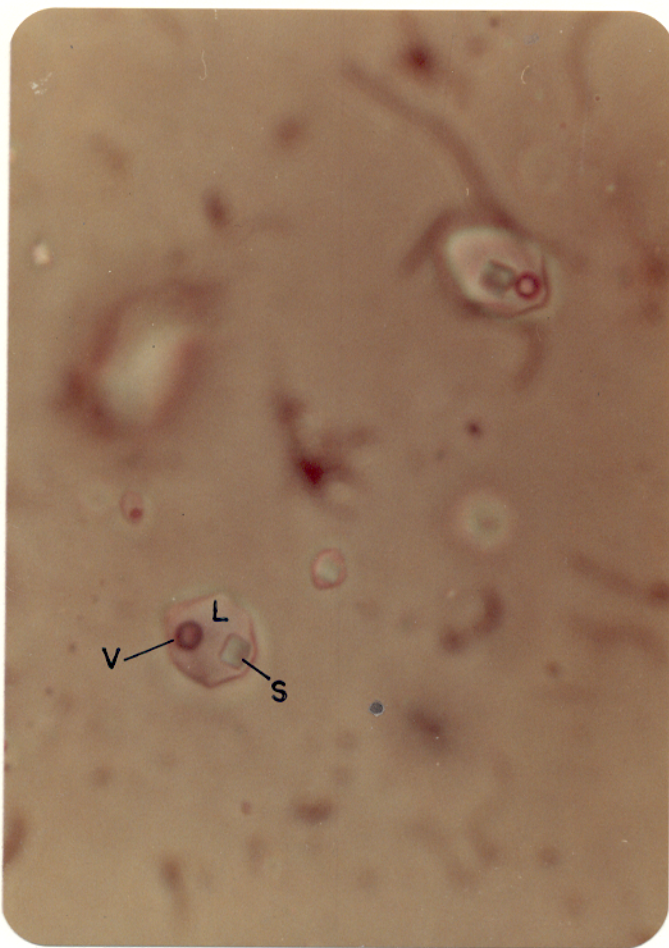


Figura 45 - Inclusões fluidas trifásicas (sólido +líquido+vapor) em cristais de quartzo dos veios hidrotermais do Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás.

s = sólido (halita)

L = líquido

V = vapor

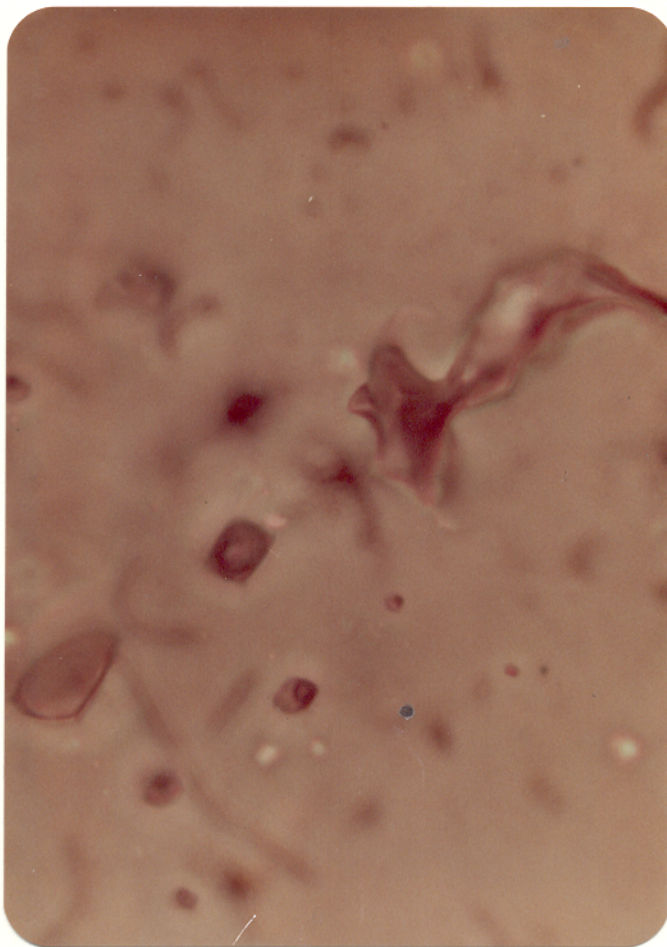


Figura 46 - Alinhamento de inclusões fluidas monofásicas em cristais de quartzo dos veios hidrotermais do Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás.

sões individuais e na comparação com as mudanças de fases experimentalmente determinadas em sistemas conhecidos, torna-se óbvio que os dados obtidos com essa ferramenta de trabalho representa apenas estimativas composicionais dos fluidos estudados, conforme discussões seguintes.

Nas inclusões bifásicas, foi observada uma ampla variação na temperatura de fusão total do gelo formado durante os testes de congelamento (figura 47) o que sugere salinidades, em equivalente em peso de NaCl, variando de 7 a mais de 25% (figura 48). A maioria das inclusões mostra, entretanto, temperaturas de fusão final do gelo, correspondentes a salinidade entre 23 a 26% equivalentes de NaCl em peso. Cerca de 90% das medidas de temperaturas de fusão inicial estão abaixo daquelas das composições eutéticas dos sistemas $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ e $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O}$ (figura 49), o que pode indicar a presença de quantidades significantes de outros componentes no sistema. Segundo Crawford (1981 a), a adição de CaCl_2 e MgCl_2 resulta numa maior depressão da temperatura eutética dos sistemas aquosos salinos. Quando são comparadas as temperaturas de fusão eutética e de fusão final do gelo nas inclusões estudadas, duas feições são bastante marcantes (figura 49): as temperaturas bastante baixas de fusão inicial e uma grande diferença de temperatura entre a fusão eutética e a fusão final. Roedder (1971) verificou que as temperaturas de fusão inicial em inclusões aquosas salinas são, muito frequentemente, situadas bem abaixo, não somente do eutético do sistema $\text{NaCl-H}_2\text{O}$, mas também do eutético do sistema $\text{KCl-NaCl-H}_2\text{O}$. Essa observação, junto com as temperaturas de fusão total do gelo, indica a presença de quantidades significativas de Ca^{++} e/ou Mg^{++} na solução. As temperaturas de homogeneização para as inclusões bifásicas são mostradas na figura 50, onde se observa que a temperatura mínima de aprisionamento das inclusões se deu entre 150° e 250°C , tendo a densidade do fluido variado entre 1,1 e $0,9 \text{ g/cm}^3$.

Nas inclusões trifásicas, contendo apenas um cristal cúbico (halita), observou-se, algumas vezes, a formação de $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ durante os testes de congelamento, indicando seguramente que a fase sólida, observada em temperatura ambiente, é a

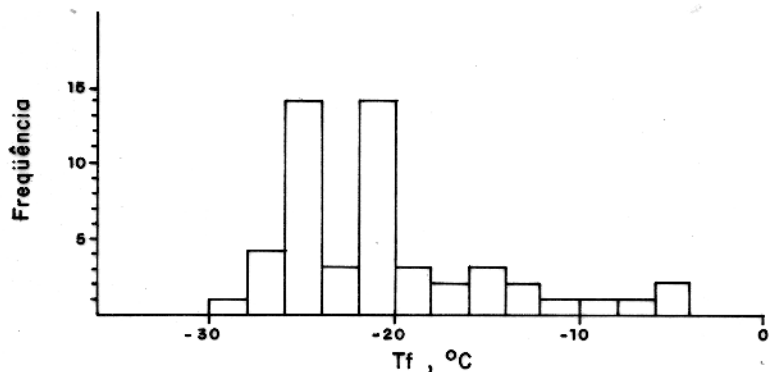


Figura 47 - Temperaturas de fusão final do gelo (Tf) em inclusões fluidas bifásicas (líquido + vapor) nos cristais de quartzo da jazida de sulfetos de Cu-Zn do Corpo 4E / Pojuca, Serra dos Carajás.

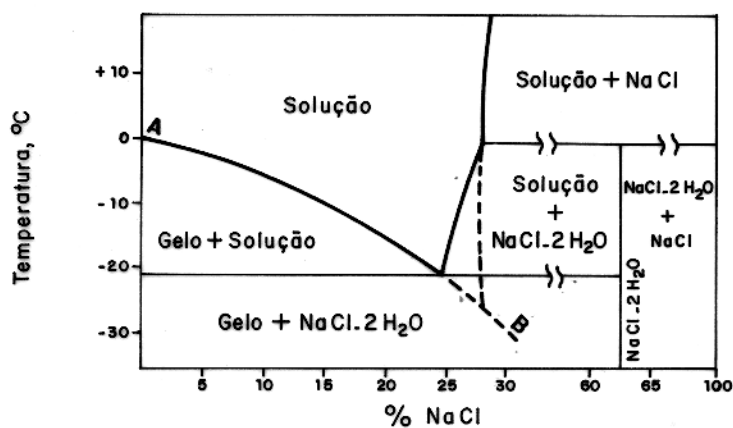


Figura 48 - O sistema NaCl-H₂O ilustrando a depressão do ponto de congelamento da água como uma função do conteúdo de NaCl (curva A-B). Compilado de Roedder, 1984.

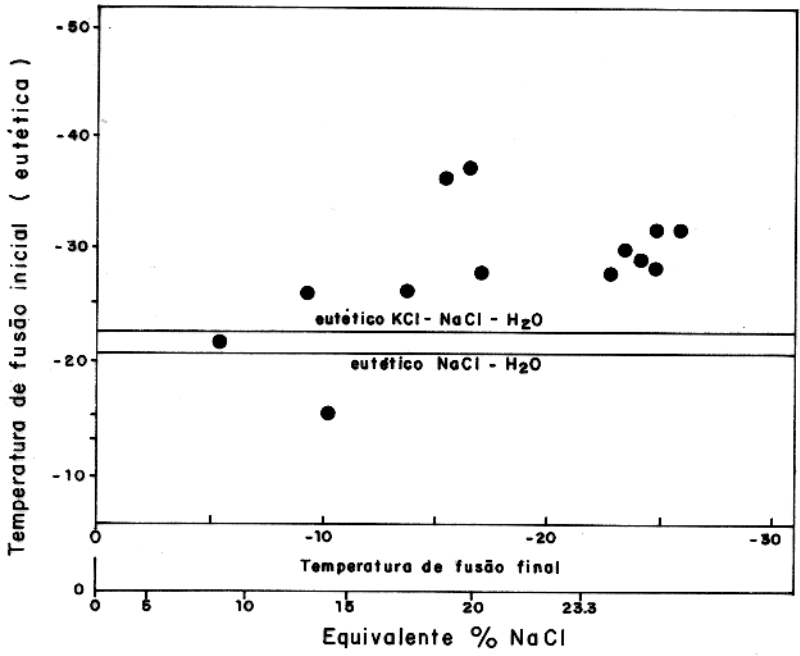


Figura 49 - Temperatura de fusão eutética versus temperatura de fusão final do gelo em inclusões fluidas bifásicas (líquido + vapor) nos cristais de quartzo da jazida de sulfetos de Cu-Zn do Corpo 4E / Pojuca , Serra dos Carajás.

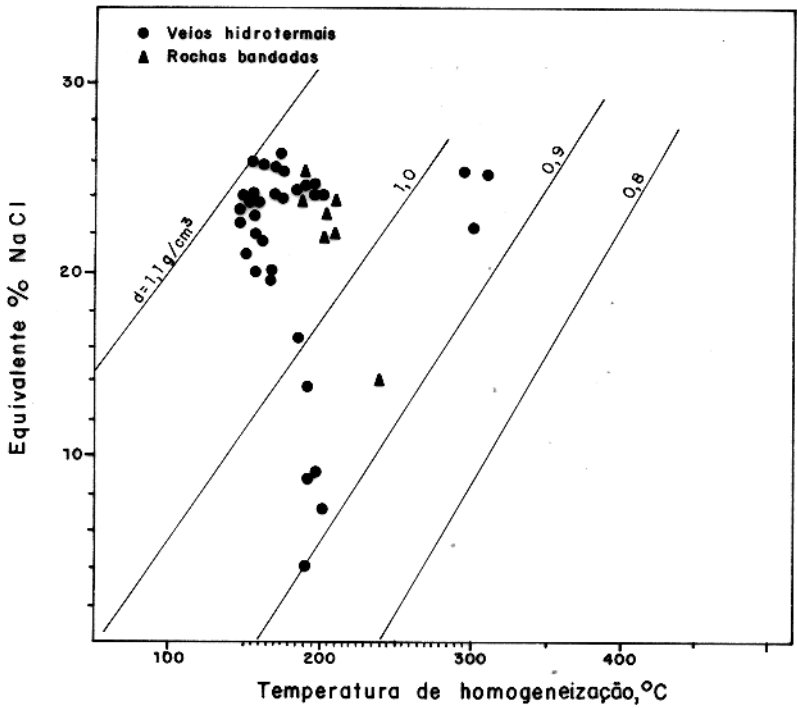


Figura 50 - Temperatura de homogeneização versus salinidade (expressa em equivalentes de NaCl) para as inclusões fluidas bifásicas (líquido + vapor) em cristais de quartzo da jazida de sulfetos de Cu-Zn do Corpo 4E / Pojuca , Serra dos Carajás. As linhas diagonais fornecem as densidades dos fluidos (em g/cm³) no sistema H₂O - NaCl (Dados compilados de Haas, 1970).

halita, uma vez que o KCl (mesmas propriedades óticas) não forma o hidrato correspondente (Roedder, 1972). Nas inclusões com mais de uma fase sólida, além da halita, em especial cristais do outro mineral cúbico isotrópico, a verificação da solubilidade dos cristais, com o aquecimento, indica que a segunda fase se trata de silvita (figura 51). A fase tetragonal, raramente observada nas inclusões junto com halita, não foi identificada.

As temperaturas de homogeneização total das inclusões trifásicas variam de 200°C até mais de 550°C, indicando salinidades entre 30 e 65% de NaCl no sistema NaCl-H₂O puro (Sourirajan e Kennedy, 1962; Roedder, 1984).

Os testes de esmagamento realizados nas amostras das rochas bandadas não forneceram dados conclusivos. Por serem de granulação muito fina, ao esmagar havia uma desagregação da rocha sem haver a fratura dos minerais. As bolhas liberadas poderiam ser de ar intersticial. Nos cristais de quartzo dos veios hidrotermais houve abundante liberação de gases na glicerina, durante o esmagamento, indicando existir inclusões com elevada pressão interna. Na solução de Ba(OH)₂ foi difícil notar a formação de carbonato, visto que as inclusões são pequenas e as bolhas liberadas são minúsculas. No entanto, a maioria das bolhas não reagiu com a solução. Bolhas similares liberadas dos cristais de quartzo dos veios hidrotermais, se dissolveram rapidamente na solução de querosene, o que sugere que as mesmas podem ser de metano ou nitrogênio.

6.3.1 Inclusões Fluidas nas Rochas Bandadas

Observou-se, nas rochas bandadas, uma predominância das inclusões fluidas trifásicas (~68%) sobre as inclusões fluidas bifásicas (~32%). As inclusões fluidas bifásicas foram observadas, principalmente, em amostras contendo minerais de alteração hidrotermal como biotita, clorita e actinolita, entre outros. As temperaturas de fusão do gelo nessas inclusões variam de -11,2° a -24,5°C, indicando salinidades, em equivalente em peso de NaCl, entre 17 e 25%. As temperaturas de homogeneização nessas mesmas inclusões situam-se no intervalo entre 150° e 240°C (figura 52).

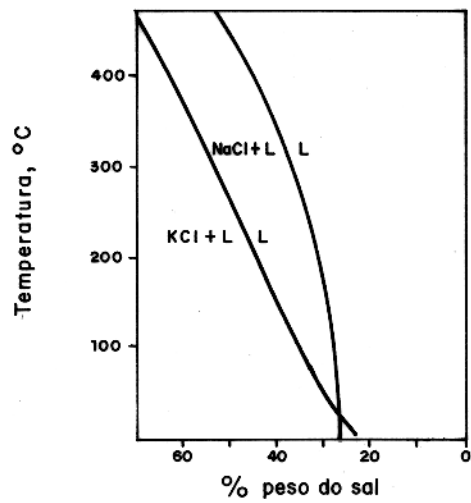


Figura 51 - Solubilidade de KCl e NaCl em elevadas temperaturas (segundo Crawford, 1981a).

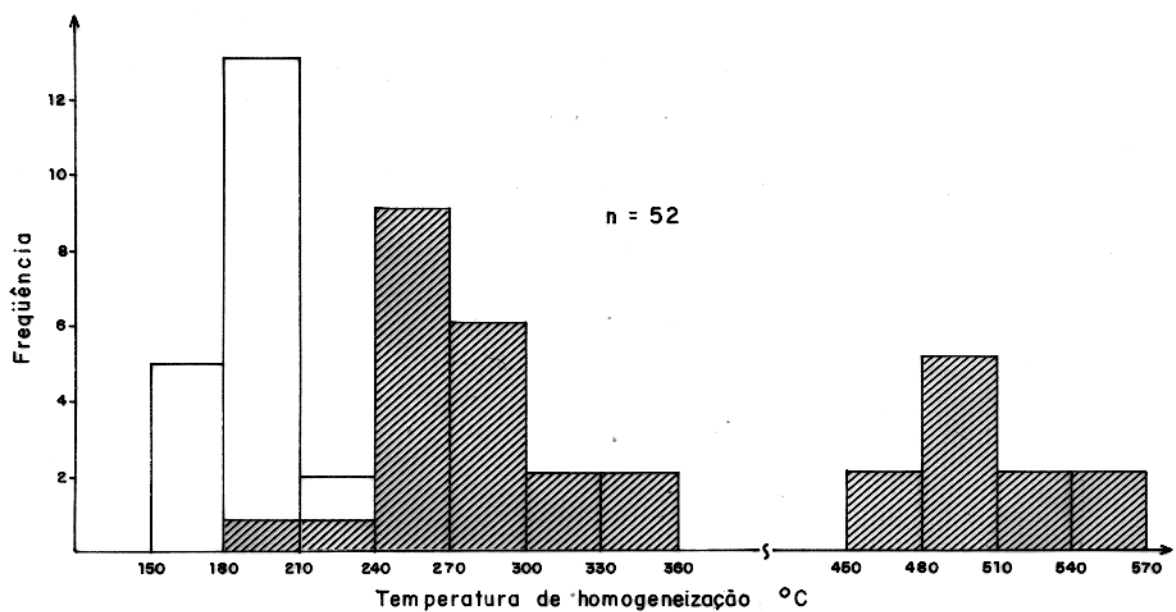


Figura 52 - Temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas em cristais de quartzo das rochas bandadas do Corpo 4E / Pojuca, Serra dos Carajás.

- Inclusões bifásicas
- Inclusões trifásicas

As inclusões trifásicas, contendo cristais de saturação de halita, não associadas a sistemas de fraturas cicatrizadas e em rochas isentas de alteração hidrotermal, apresentam temperaturas de homogeneização total entre 450° e 570°C, que correspondem a salinidades entre 50 e 65% de NaCl no sistema NaCl-H₂O puro (Sourirajan e Kennedy, 1962; Roedder, 1984). Um outro conjunto de inclusões trifásicas, que ocorre intimamente associado com as inclusões bifásicas, em rochas hidrotermalmente alteradas, está disposto em conexão com fraturas cicatrizadas ou, algumas vezes, apresentam evidências de estrangulamento ("necking down"), onde inclusões aparentemente de uma mesma geração apresentam propriedades microtermométricas bastante diferentes, com a dissolução final dos cristais de halita, devido ao aquecimento, se dando entre 200° e 330°C e indicando salinidade entre 30 e 40% de NaCl no sistema H₂O-NaCl puro (Sourirajam e Kennedy, 1962; Roedder, 1984) (figura 52).

6.3.2 Inclusões Fluidas nos Veios Hidrotermais

Os dados microtermométricos nos veios hidrotermais foram coletados em grãos de quartzo de duas gerações diferentes. A geração mais antiga está associada com ilmenita, hematita e molibdenita, enquanto a segunda geração está associada com sulfetos e demais minerais de alteração, conforme já descrito no capítulo 3.

As inclusões bifásicas são os tipos predominantes nas amostras de veios hidrotermais (88%), e a maioria delas encontra-se em ou nas proximidades de fraturas cicatrizadas. Essas inclusões apresentam um amplo intervalo de temperatura de fusão total do gelo, que corresponde a salinidade entre 7 e 26% de equivalente em peso de NaCl (figura 53). Mais de 90% delas, entretanto, apresentam salinidades entre 18 e 26% de NaCl e homogenizam-se entre 150° e 210°C.

A temperatura de dissolução dos cristais de halita, durante o aquecimento nas inclusões trifásicas, varia de 210°C a 510°C, correspondendo a salinidade entre 35% e 55% em equivalentes de NaCl em peso. Merece destaque, todavia, o conjunto

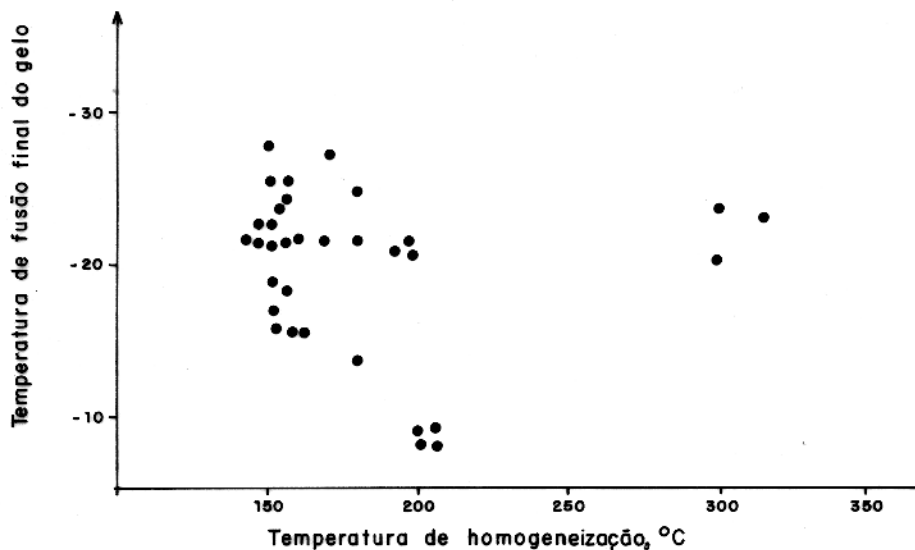


Figura 53 - Temperatura de homogeneização versus temperatura de fusão final do gelo das inclusões fluidas bifásicas em cristais de quartzo dos veios hidrotermais do Corpo 4E / Pojuca, Serra dos Carajás.

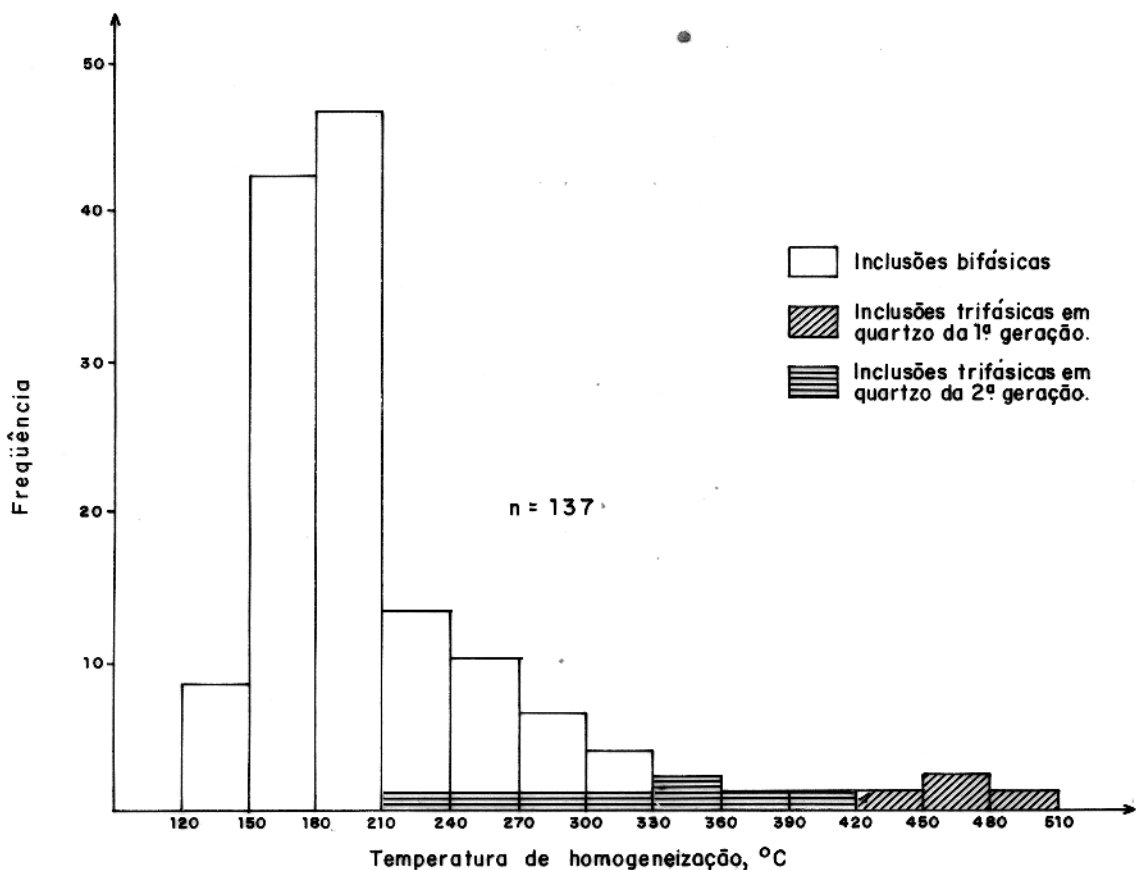


Figura 54 - Temperatura de homogeneização das inclusões fluidas nos cristais de quartzo da primeira (Quartzo 1) e segunda (Quartzo 2) gerações de veios hidrotermais do Corpo 4E / Pojuca, Serra dos Carajás.

subordinado de inclusões fluidas trifásicas isoladas ou agrupadas, que ocorrem em grãos de quartzo da geração mais antiga, e que apresenta temperaturas de homogeneização total entre 420°C e 510°C (figura 54) indicando salinidade entre 45% e 55%, em equivalente em peso de NaCl (Sourirajan e Kennedy, 1962; Roedder, 1984).

6.4 Discussão dos Resultados Microtermométricos

O estudo de inclusões fluidas em rochas metamórficas fornece informações sobre a composição das fases fluidas presentes durante o metamorfismo (Touret, 1977; Crawford, 1981b). É geralmente assumido que as inclusões fluidas observadas em minerais metamórficos, foram aprisionadas durante e após o pico termal do metamorfismo. As inclusões anteriores são destruídas pela recristalização do grão hospedeiro durante o metamorfismo progressivo. Diversos trabalhos também já demonstraram que a salinidade dos fluidos não pode ser correlacionada com o grau de metamorfismo (Crawford, 1981b). Por outro lado, a correlação entre a composição das inclusões fluidas e as rochas hospedeiras é aparentemente bem estabelecida, partindo-se do princípio que as inclusões fluidas, em rochas metamórficas, aprisionam as fases fluidas presentes durante as reações metamórficas. Crampon (1973) e Grappin et al., (1978), entre outros, têm demonstrado que inclusões fluidas aprisionadas em minerais diagenéticos e metamórficos de baixo grau, associados com seqüências evaporíticas, são altamente salinas. Cubos de halita (NaCl) estão comumente presentes nas inclusões fluidas e silvita (KCl) também tem sido observada. Salinidades de cerca de 40% (equivalente em peso de NaCl) são comuns. Rich (1979), estudando seqüências metamórficas, verificou que a distribuição de inclusões fluidas, contendo cubos de halita, é restrita a delgados horizontes estratigráficos e concluiu que os fluidos foram provavelmente derivados de evaporitos, através da percolação dos fluidos metamórficos, mesmo não tendo evidências da presença de um horizonte evaporítico.

Com base no exposto e considerando que (1) os sistemas geotermiais ativos, contendo consideráveis quantidades de sulfetos (p.ex: Salton Sea, Califórnia; Cheleken, URSS), são

altamente salinos (Weissberg et al., 1979), (2) que os complexos de cloretos têm desempenhado importante papel no transporte e de posição dos minérios de sulfetos (Barnes, 1979) e (3) que a maioria dos modelos recentes de evolução para os depósitos de sulfetos maciços visualiza a operação de sistemas hidrotermais submarinos, nos quais a água do mar é provavelmente um constituinte predominante (Taylor, 1979), sugere-se que as inclusões fluidas trifásicas (contendo cristais de halita, e mais raramente, silvita), que ocorrem nas rochas bandadas da jazida de sulfetos de Pojuca, sejam representativas dos fluidos percolantes durante o metamorfismo regional que afetou essas rochas, mas que são, também, parcialmente herdadas do sistema hidrotermal que originou o corpo de minério.

Os dados microtermométricos obtidos para as inclusões trifásicas, não relacionadas a fraturas cicatrizadas, nas rochas bandadas, isentas de alteração hidrotermal (figura 52), mostram uma relativa concordância com a estimativa das condições metamórficas, deduzidas a partir das assembléias minerais (figura 28, capítulo 3). Por outro lado, as inclusões fluidas trifásicas, associadas com inclusões fluidas bifásicas em zonas de fraturas cicatrizadas e hidrotermalmente alteradas, nas mesmas rochas, mostram temperaturas de homogeneização, equivalentes às das inclusões fluidas dos veios hidrotermais (comparar figuras 52 e 54), confirmando a extensiva circulação de fluidos que foram responsáveis pela alteração das paragêneses metamórficas prévias.

Os dados obtidos sobre as inclusões fluidas aquosas, presentes nos veios hidrotermais, cuja maioria está confinada a fraturas, dentro de grãos individuais, sugerem provavelmente, serem essas inclusões representativas dos fluidos presentes durante um estágio de cicatrização de fraturas, relacionado ao evento tardio de resfriamento das rochas graníticas, que ocorrem na área. A estreita variação das temperaturas de homogeneização para esses fluidos de densidades variáveis (figura 50) suporta o modelo de circulação de fluidos aquosos, conforme considerações de Konnerup-Madsen (1977, 1979). As inclusões aquosas mais salinas, especialmente aquelas trifásicas, que ocorrem isoladas ou agrupadas, em grãos de quartzo da geração de veios mais an

tiga (figura 54), devem, entretanto, representar remanescentes dos fluidos de origem magmática. A paragénese dessa geração de veios inclui ilmenita e molibdenita, ausentes na mineralizações tratiforme (portanto não se trata de remobilização), é também indicativa de processos magmáticos de alta temperatura, especialmente de natureza ácida, conforme já determinado em outras áreas (Roedder, 1971, Moore e Nash, 1974).

De uma maneira bem geral, observa-se, também, um decréscimo na salinidade das inclusões fluidas dos veios hidrotermais, à medida que a temperatura cai de 510°C para aproximadamente 150°C. A salinidade varia de 55 a 45% de equivalente em peso de NaCl, entre 510°C e 420°C, de 45 a 35% equivalente em peso de NaCl, entre 420° e 210°C e de 26 a 7% equivalente em peso de NaCl, entre 210° e 150°C. Essa queda de temperatura, associada a um decréscimo na salinidade sugere que os fluidos magmáticos iniciais, de salinidades elevadas e altas temperaturas, foram misturados com a água canata, ou mesmo meteórica, à medida que se deu o resfriamento das rochas graníticas.

Outra possibilidade seria a de que com a diminuição da temperatura os fluidos atingiriam o ponto de saturação, levando-os a cristalização de NaCl (cristais de saturação) e fazendo com que esses mesmos fluidos se tornassem menos salinos. Nessa hipótese, não haveria a necessidade de se lançar mão da participação de águas meteóricas.

7 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

7.1 Rochas à Antofilita-Cordierita

Várias ocorrências da assembléia antofilita-cordierita são registradas em diversos locais do mundo e apresentam problemas que dizem respeito à sua gênese.

As rochas à antofilita-cordierita apresentam alto teor de MgO e baixos teores de K_2O e CaO. Um interesse crescente no estudo dessas rochas deve-se a sua íntima associação com alguns corpos de minério, particularmente aqueles dominados por sulfetos de Fe-Cu.

Na área Pojuca, a assembléia cordierita-antofilita tem sido interpretada como zonas de metassomatismo magnésiano, originalmente formadas abaixo do corpo de minério, mas tendo sido, em seguida, metamorfisadas termalmente pelas intrusões graníticas (Hutchinson, 1979; Townend, 1980). As evidências de campo e petrográficas, todavia, mostram que essas rochas ocorrem tanto na lapa como na capa do corpo de minério, e que existem diferenças texturais marcantes, entre os tipos observados, distinguindo-se rochas xistosas e maciças.

Existe uma vasta bibliografia sobre as diversas ocorrências dessa assembléia, que geralmente é explicada por diferentes processos, e o ambiente geológico, em cada caso consultado, apresenta características diversas. Entre as diversas hipóteses destacam-se:

(1) silicificação de dolomitos, acompanhada por lixiviação e transporte de MgO por fluidos hidrotermais, até xistos e gnaisses adjacentes (Moorhouse, 1941);

(2) enriquecimento relativo de MgO e FeO em consequência da remoção de material granítico durante a anatexia (Grant, 1968; Lal e Moorhouse, 1969);

(3) metassomatismo de Fe-Mg, através de fluidos hidrotermais, em auréolas de contato com rochas graníticas, com remoção

simultânea de K_2O , Na_2O e CaO (Floyd, 1965; Reynolds, 1947);

(4) metamorfismo isoquímico de concentrações montmoriloní-ticas derivadas da transformação de vidro vulcânico ou rochas piroclásticas ricas em Mg e pobres em K (Keller, 1956; Deb, 1980);

(5) enriquecimento relativo de Fe-Mg, devido a fortes movi-mentos penetrativos em rochas submetidas a metamorfismo progres-sivo (Tauminem e Mikkola, 1950; in Deb, 1980);

(6) metamorfismo isoquímico de sedimentos, localmente en-riquecidos em Mg, associados a seqüências evaporíticas (Kam-i-neni, 1979; Sarkar e Dasgupta, 1980); e

(7) alteração hidrotermal, envolvendo propilitização, clo-ritização e argilização, particularmente de rochas básicas, ao longo de zonas fraturadas e em associação com certos corpos de minérios. Tais zonas de alteração, submetidas a metamorfismo iso-químico, dão origem a rochas com antofilita-cordierita (Vallan-ce, 1967; Upadhyay e Smitherangle, 1972; Rosen-Spence, 1969; Stamatelopoulou-Seymour e Mac Lean, 1977; Watkinson et al., 1978; Wolter e Seifert, 1984).

É importante frisar, que nenhuma das hipóteses acima pode explicar todas as ocorrências da assembléia antofilita-cor-dierita. Entretanto, a similaridade da composição química entre áreas distintas, em tipos litológicos semelhantes, sugere que algumas ocorrências podem ter uma origem similar.

Para a área Pojuca, as hipóteses (1), (3), (5) e (6), parecem não ser aplicáveis, tendo em vista os dados de campo e petrográficos apresentados nos capítulos anteriores. Diferen-ciação metamórfica, durante fusão parcial (2), parece também não ser o caso das rochas da área Pojuca, onde as condições de meta-morfismo regional, deduzidas a partir do estudo de inclusões flui-das e paragéneses minerais, não ultrapassaram as da facies anfi-bolito inferior. A introdução de Fe-Mg, através de fluidos hi-drotermais, gerados a partir de granitos teoricamente não deve ser um mecanismo favorável. Além do mais, não existe evidências de substituição de plagioclásio por cordierita nos anfibolitos encaixantes. Por outro lado, a maioria dos contatos de aplitos

e veios de quartzo-turmalina-fluorita-calcita com as rochas à antofilita-cordierita é caracterizada por zonas ricas em biotita/clorita, nas quais o orto-anfibólio pode estar totalmente substituído por biotita ou clorita ou sulfetos. Análises químicas, efetuadas pelo geólogo Angelo Tokumitsu, comprovam uma introdução significativa de K nessas zonas. A hipótese (4) poderá ser parcialmente utilizada para explicar as lentes da referida assembléia que ocorrem nos anfibólitos xistos com fragmentos de metassilexito, xistos esses admitidos como correspondentes metamórficos de unidades vulcanoclásticas.

A maioria das hipóteses atuais, que são utilizadas para explicar a presença da assembléia antofilita-cordierita associada a rochas básicas, é baseada na atuação de um metamorfismo isoquímico sobre lavas alteradas (Vallance, 1967). A questão, por outro lado, tem permanecido em aberto no que diz respeito a natureza do metamorfismo, se de contato ou regional. Sangster (1972), numa ampla discussão sobre os depósitos de sulfetos vulcanogênicos canadenses, foi categórico na afirmação de que a maioria das ocorrências da referida assembléia, foi gerada por metamorfismo regional. Na Índia, essa assembléia tem sido gerada, tanto por metamorfismo regional (Sarkar e Dasgupta, 1980), como por metamorfismo de contato (Deb, 1980). Com relação a área Pojuca, a existência de lentes de rochas com a assembléia antofilita-cordierita de textura xistosa, estruturalmente concordantes com os anfibólitos hospedeiros, é uma evidência direta da atuação do metamorfismo regional sobre rochas básicas, previamente alteradas. Por outro lado, as rochas maciças, que contêm a referida assembléia e vários minerais de alteração em desequilíbrio com a paragênese metamórfica regional, são provavelmente o produto da recristalização da paragênese regional, como resultado dos efeitos termiais provocados pelas intrusões graníticas pós-orogênicas.

As análises químicas de anfibólitos de composição basáltica e rochas à cordierita-estauroлита-ortoanfibólio, efetuadas por Spear e Schumacher (1982), mostram que aquelas rochas contendo a assembléia de caráter mais aluminoso são deficientes em Ca e bastante enriquecidas em Mg, com relação ao quí-

mesmo das rochas basálticas normais. Um comportamento similar foi encontrado por Angelo Tokumitsu (com. verbal), quando comparou o quimismo das rochas à antofilita-cordierita com aqueles dos anfibólitos que ocorrem na área Pojuca. Ainda com respeito ao cálcio e ao magnésio, o quimismo das rochas contendo orto-anfibólitos da área Pojuca comporta-se semelhantemente àquele dos basaltos hidrotermalmente alterados, estudados por Humphris e Thompson (1978).

Um mecanismo similar àquele proposto por Vallance (1967) envolve a alteração hidrotermal provocada pela circulação em grande escala da água do mar, em ambientes vulcânicos de cadeias oceânicas e arcos de ilhas. Os dados experimentais disponíveis sobre a interação basalto-água do mar, relacionada às mudanças químicas dos elementos maiores em basaltos, indicam que, quando grandes razões água do mar/basalto são utilizadas, o basalto é rapidamente empobrecido em Ca e K, e enriquecido em Mg (Humphris e Thompson, 1978). Além do mais, os estudos, tais como aqueles de Mottl e Holland (1978), Rona et al., (1980) e Rona (1984), demonstram mudanças similares em basaltos oceânicos que sofreram alteração pela água do mar.

O modo de ocorrência das rochas à antofilita-cordierita de textura xistosa da área Pojuca, intercalada na forma de lentes nos anfibólitos de composição basalto-andesítica, sugere que essas rochas adquiriram sua composição química em estágio anterior ao metamorfismo regional, conforme discussões no capítulo 3. A sua associação com o depósito de sulfetos maciços, corrobora a hipótese de origem associada a células de convecção hidrotermal, envolvendo água do mar, conforme indicado pelas altas salinidades das inclusões fluidas das rochas mineralizadas e, também, pela comparação com depósitos congêneres modernos (Rona, 1984).

7.2 A Natureza das Soluções e Controles da Precipitação dos Minerais de Minério

A jazida de sulfetos de Cu-Zn, de Pojuca, apresenta algumas características similares aos depósitos de Noranda, no

cinturão do Abitibi, Canadá, destacando-se:

1) O "trend" toleítico a calco-alcalino das rochas vulcânicas associadas; 2) a presença de intrusões gabróicas, nas etapas finais de magmatismo; 3) a variação de facies nas formações ferríferas e 4) o embasamento tipicamente siálico, além das paragêneses dos sulfetos e zoneamento químico/mineralógico. Os depósitos de Noranda são considerados por Plimer (1978), como pertencentes a associação calco-alcalina de água rasa e do tipo proximal. Por outro lado, Spence e Rosen - Spence (1975) mostram várias evidências de que os produtos vulcânicos são submarinos e formados em águas profundas. O depósito de Cu-Zn, de Pojuca, também apresenta muitas das características descritas para os depósitos proximais (figura 55). A natureza fragmentária do minério que ocorre no Corpo 4E, é também descrita por Plimer (1978), em outras áreas, com uma facies lateral dos corpos de minério proximais, sendo comum ocorrerem acima do minério bandado (p.ex: Haugen/Noruega, Plimer, 1978; Golden Groven Prospect/Austrália, Frater, 1983; Sibay/URSS, Smirnov, 1982). A ocorrência de pirrotita, como o único sulfeto de ferro nos depósitos exalativos submarinos, é apontada por Plimer e Finlow-Bates (1978) como forte indicador de águas profundas, durante a formação dos depósitos. Esse dado, associado com a ausência de vesículas nas lavas e com a alta salinidade encontrada nas inclusões fluidas, sugere que a formação do corpo de minério da área Pojuca se deu em ambiente submarino de águas profundas.

Tendo em vista as várias semelhanças geológicas entre os depósitos de Pojuca e aqueles de Noranda, acredita-se que os processos controladores do transporte e da deposição dos metais nas duas áreas, tenham sido similares. Na literatura, são registradas várias tentativas de identificar a natureza das soluções capazes de transportar os metais e o enxofre, nos sistemas hidrotermais. Que a água pura, mesmo em temperaturas e pressões elevadas, só é capaz de dissolver quantidades extremamente baixas de sulfetos de Fe-Cu-Zn, é uma conclusão unânime entre os estudiosos do problema. Segundo Finlow-Bates (1980) e Franklin et al (1981), no momento, somente dois modelos pare

	PROXIMAL	CORPO 4 / POJUCA	DISTAL
METAL	Rico em Cu (com Au); Zn pode estar presente em quantidades econômicas. Pb geralmente baixo.	Rico em Cu (com algum Au); Zn presente em condições econômicas. Pb ausente.	Rico em Pb - Zn. Pobre em Cu.
ALTERAÇÃO	Distinta zona de alteração sobreposta (pipe)	Zona de alteração acima e abaixo do corpo de minério.	Zona de alteração na lapa não distinta.
ÓXIDOS E SULFETOS DE FERRO.	Pirita e/ou pirrotita dominantes; magnetita frequente na lapa.	Pirrotita dominante. Pirita rara. Magnetita na lapa.	Pirita dominante. Pirrotita ausente. Magnetita pode estar na capa.
FORMA	Similar a cachimbo ou cogumelo, geralmente maciço e venulado, bandado somente na capa.	Bem bandado, estratiforme, em forma de manto.	Bandado, estratiforme, em forma de manto.
ZONEAMENTO	Bem definido. Cu é concentrado na capa. Razão Zn/Cu aumenta para o topo. Pb ocorre na capa, em forma de veios.	Cíclico, com aumento da razão Zn/Cu para o topo de cada ciclo, dentro do minério estratiforme. Indistinto no minério fragmentário.	Geralmente indistinto.
AMBIENTE VULCÂNICO	No topo de uma pilha de lavas vulcânicas fragmentais e piroclásticas maciças.	Numa fácies silicato-sulfetada de formação ferrífera, entre dois pacotes de metavulcânicas básicas - intermediárias.	Dentro de uma pilha vulcanossedimentar mista, predominando os sedimentos.

Fig. 55 - Características do depósito do Corpo 4E/Pojuca, comparadas às dos depósitos de sulfetos maciços proximal e distal (compilação parcial de Large, 1977).

com mais plausíveis:

a) soluções salinas quentes, transportando os metais como complexos halogênicos, e o enxofre como H_2S aquoso (Anderson, 1969; Barnes, 1979; White, 1974; entre outros); e

b) soluções alcalinas quentes transportando os metais como oxí-complexos e o enxofre como S^{2-} (Jacobsen e McCarthy, 1976; McCarthy e Jacobsen, 1976).

Para algumas situações, tem sido arguído que as soluções mineralizantes dos depósitos de sulfetos maciços, tipo Cu-Zn, de Hutchinson (1973), tenham sido provavelmente alcalinas e os metais transportados como complexos de bissulfeto (Franklin et al., 1981). Entretanto, o modelo não parece bastante simples, uma vez que o quimismo dessas soluções é pobremente conhecido (Finlow-Bates, 1980). Além do mais, os dados obtidos a partir do estudo de inclusões fluidas nos depósitos de sulfetos maciços, tipo Kuroko, sugerindo que salmouras, provavelmente ácidas e quentes, estão associadas com a formação dos corpos de minério (Roedder, 1976), mostram ser provavelmente desnecessário invocar os fluidos alcalinos para a formação dos minérios de Cu-Zn. Com a idéia de que salmouras de caráter redutor e fracamente ácidas desenvolvem um importante papel na formação de depósitos hidrotermais, o sistema salmoura-metal-enxofre tem sido o assunto de vários estudos teóricos e de laboratório. Grande parte destes encontra-se resumida em Barnes (1979).

Trabalhos relativamente recentes, que têm considerado os problemas relacionados com a capacidade da salmoura transportar metais e enxofre à medida que ocorrem variações na fugacidade do oxigênio (fO_2), na concentração de enxofre (ΣS), na salinidade (ΣCl), na temperatura e no pH, entre outros fatores, são aqueles de Sato (1972) para os depósitos miocênicos tipo Kuroko, de Large (1977) para os depósitos de sulfetos maciços pré-cambrianos, de Shanks e Bischoff (1977) para o sistema Red Sea, de Crerar e Barnes (1976) para o sistema cobre porfirítico. Embora todos esses trabalhos sejam importantes para o entendimento dos sistemas hidrotermais como formadores de corpos de

minério, o modelo químico de Large (1977), para os depósitos de sulfetos canadenses, se aproxima mais das condições da área Pojuca, e será adotado neste trabalho, conforme as discussões seguintes:

Large considerou que o zoneamento mineralógico observado nos depósitos de sulfetos canadenses representaria a sequência de precipitação dos minerais durante a evolução das soluções hidrotermais, e usou a solubilidade dos sulfetos de ferro para determinar as possíveis variações de pH, fO_2 , e fS_2 dessas soluções. Usando as constantes de equilíbrio para $FeCl^+$, divulgadas por Crerar e Barnes (1976), Large calculou que, em princípio, para soluções 1M de NaCl transportarem mais do que 5 ppm de Fe, numa temperatura de 250°C, o pH deveria ser menor que 5, o conteúdo total de S menor do que cerca de $10^{-2}M$, e a fO_2 menor que 10^{-36} atmosferas. Adicionalmente, assumiu que não ocorreu ebulição das soluções e que as principais mudanças físico-químicas das mesmas aconteceriam quando da mistura com a água do mar (tabela 6). Usando principalmente o diagrama temperatura/ fO_2 para o sistema Fe-S-O, e as curvas das solubilidades da calcopirita e esfalerita, calculadas à partir dos dados de Crerar e Barnes (1976) e Helgeson (1969), respectivamente, Large registrou os possíveis caminhos evolucionários das soluções mineralizantes, que podem propiciar a sucessão dos minerais, observada nos depósitos. Conclui ainda, que os "cherts" piritosos que ocorrem comumente associados com os depósitos de sulfetos maciços arqueanos podem ser explicados como depósitos distais, e que as formações ferríferas (facies óxido) poderiam ser formadas a partir de águas com razões S_0/S_R (enxofre oxidado/enxofre reduzido) mais elevadas, à medida que as soluções migrassem para fora da área de descarga.

Tabela 6 - Parâmetros químicos e fluidos mineralizantes comparados com a água do mar atual.

	I	II	III
TEMP. °C	150 a 300	20 a 30	250 a 300
pH	3,5 a 5,0	8,0	5,0
Conc. NaCl (M)	0,5 a 3,0	0,5	1,0
Conc. S (M)	10^{-3} a 10^{-2}	10^{-2}	10^{-3}
f_{O_2} atm	10^{-23} a 10^{-50}	10^{-20} a 10^{-70}	$\sim 10^{-26}$

I - Depósitos tipo Kuroko

II- Água do mar atual

III- Solução mineralizante assumida para os depósitos de Cu-Zn arqueanos, antes da mistura com a água do mar.

(Compilado de Large, 1977).

Embora o modelo de Large se apoie em algumas suposições, no que diz respeito às características físico-químicas da água do mar no Arqueano, grande parte dos dados é baseada e obtida a partir dos depósitos congêneres modernos, os quais guardam muitas feições que podem ser comparadas às dos depósitos antigos (Sangster, 1972). E, embora especulativo, é uma tentativa de estimar as condições físico-químicas das soluções hidrotermais formadoras de depósitos minerais, cujo resultado tem sido bastante útil ao entendimento da origem dos mesmos, e, por extensão, aos métodos de exploração a serem utilizados em cada caso.

Na área Pojuca, os dados obtidos a partir do estudo de inclusões fluidas sugerem que as soluções formadoras do corpo de minério foram bastante salinas e, junto com os outros dados discutidos anteriormente, permitem que o zoneamento químico/mineralógico observado possa ser explicado de acordo com o

modelo de Large (1977), para os depósitos de Cu-Zn, tipo Noran da (figura 58). Dessa maneira, o zoneamento magnetita→pirrotita→pirrotita+calcopirita→calcopirita+esfalerita→esfalerita se deu devido à precipitação dos minerais, a partir de uma solução hidrotermal misturada com a água do mar, à medida que se dava um decréscimo na temperatura e na fugacidade do oxigênio. Vale ressaltar que, durante a formação dos depósitos de sulfetos maciços arqueanos, a atmosfera é considerada ter sido essencialmente isenta de O_2 e o assoalho oceânico de caráter redutor. Dessa maneira, a mistura da solução hidrotermal, em ascensão, com a água do mar (ver parâmetros na tabela 6) causaria um decréscimo na temperatura e aumentos no pH, no conteúdo total de enxofre e na salinidade. Finlow-Bates (1980), com base nas equações da tabela 7, mostra que o pH não é o principal fator no controle da precipitação dos sulfetos e que as solubilidades do Zn e do Fe não são dependentes da fugacidade do oxigênio. Mostra, ainda, que, se outras variáveis (pH, Cl, S, fO_2) forem mantidas constantes, a configuração do zoneamento Fe-Cu-Zn pode ser obtida se ocorrer variações na temperatura. Com base nas mesmas equações, Finlow-Bates (1980, pag. 144) conclui que o aumento na salinidade aumenta muito mais a capacidade da solução de transporte Zn do que ferro ou cobre. Admitindo-se que o transporte do Fe, Cu e Zn se deu na forma de complexos de cloretos, conclui-se, ainda, da tabela 7, que o $ZnCl_4^{2-}$ é mais estável em elevadas temperaturas, do que os complexos de Fe e Cu. Com base nessas considerações, o zoneamento Fe-Cu-Zn da área Pojuca pode ser explicado como o resultado do decréscimo da temperatura, à medida que a solução hidrotermal se misturava com a água do mar. O aumento no conteúdo total de enxofre, modificando a razão fS_2/fO_2 , provavelmente explica o zoneamento da magnetita para pirrotita. A ciclicidade desse zoneamento (3 ou 4 ciclos), deduzida dos dados químicos (figura 32, capítulo 4), provavelmente é o registro dos pulsos das soluções hidrotermais como resultado do repetido movimento das falhas que serviram de conduto para os fluidos. Evidências desses movimentos foram observadas nas rochas com fragmentos de metassilexito, que se intercalam, até três vezes, com as rochas bandadas dentro do corpo de minério. É bem provável que associados a esses movimentos, estejam também os vários estágios de derrames básico - intermediária

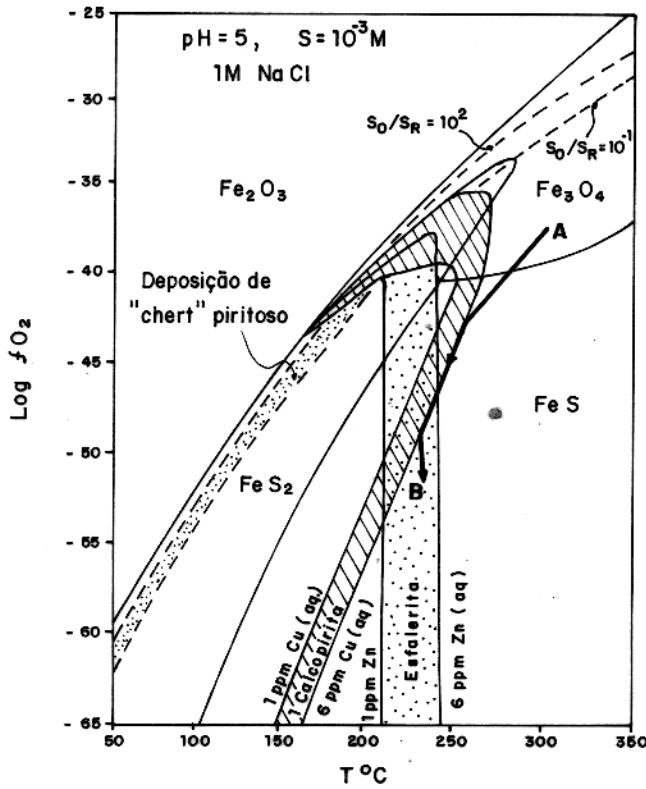


Figura 56 - Diagrama T- fO_2 mostrando a provável evolução da solução (linha A-B) que deu origem a deposição sequencial e zoneamento observado na jazida de Cu-Zn do Corpo 4E / Pojuca, Serra dos Carajás. (Modificado de Large, 1977)

rios verificados na área.

Tabela 7 - Dados de equilíbrio mineral e soluções aquosas.

TEMPERATURA	log K		
	200°C	250°C	300°C
(1) $ZnS + 4Cl^- + 2H^+ \rightarrow H_2S + ZnCl_4^{2-}$	1,72	3,5	5,166
(2) $CuFeS_2 + H^+ + Cl^- + \frac{1}{2} H_2O \rightarrow FeS + \frac{1}{4} O_2 + CuCl^+ + H_2S$	-16,0	-12,63	-9,615
(3) $FeS + 2H^+ + Cl^- \rightarrow FeCl^+ + H_2O$	1,49	1,74	2,04
(4) $FeS + 2H^+ + H_2O + Cl^- \rightarrow FeCl^+ + 2H_2S + \frac{1}{2} O_2$	-22,29	-18,89	-16,27
(5) $Fe_3O_4 + 6H^+ + Cl^- \rightarrow FeCl^+ + 3H_2O + \frac{1}{2} O_2$	-6,505	-5,78	-4,43

(Compilado de Finlow-Bates, 1980).

7.3 Modelo de Evolução Geológica

O primeiro modelo de evolução geológica, para a região da Serra dos Carajás, foi defendido por Hutchinson (1979), que considerou as seqüências Buritirama, Salobo-Pojuca e o Grupo Grão-Pará representantes de diferentes facies de uma única seqüência vulcanossedimentar do Proterozóico Inferior. Nesse modelo, um sistema de falhas subparalelas, com "trend" WNW, teria partido e penetrado a crosta arqueana desde o manto. A área ocupada atualmente pelo Grupo Grão-Pará representaria os blocos soerguidos ("horst"), enquanto aquelas ocupadas pelas seqüências Buritirama e Salobo-Pojuca representariam os blocos rebaixados ("grabens"). Outras observações prévias (Tolbert et al., 1968 e 1971; Silva et al., 1974; Gomes et al., 1975; e Lemos, 1981) fornecem subsídios importantes e coerentes para a

sustentação do modelo de Hutchinson (1979). Entretanto, Hirata et al. (1982) defendem uma posição estratigraficamente mais elevada para as rochas do Grupo Grão-Pará, com base em critérios estruturais, ainda insuficientes, conforme já discutido no capítulo 2.

Recentemente, Cordani et al. (1984) propõem o limite entre as províncias Maroni-Itacaiúnas e Amazônia Central, na altura das Serras dos Carajás, com base em padrões estruturais e geocronológicos, cujas considerações de caráter paleotectônico e paleogeográfico se enquadram no modelo de facies de Hutchinson (1979).

Durante a realização deste trabalho, verificou-se uma forte semelhança litológica entre a Sequência Pojuca e o Grupo Grão-Pará (figura 3, capítulo 2), o que levou Medeiros Neto e Villas (1984) a especularem sobre o modelo proposto por Hutchinson.

Embora ainda existam muitas incertezas, o modelo de Hutchinson apresenta-se, atualmente, de maneira mais compatível com os dados disponíveis, possibilitando explicações para muitas feições observadas no campo.

Conforme já observado por Dorr II (1973), é muito difícil explicar a grande extensão das rochas da Formação Carajás, sem qualquer associação com outros sedimentos, além dos itabiritos. Atualmente, acredita-se que, além do vulcanismo associado, as formações ferríferas pré-cambrianas, devem mostrar sensíveis variações de facies deposicionais, e que a sua evolução esteja intimamente ligada a rochas vulcanogênicas (Mel'nik, 1983). A associação de formações ferríferas bandadas com depósitos de sulfetos maciços é quase universal (Sangster, 1972; Franklin et al., 1981; Stanton e Vaughan, 1979), seja como hospedeira do corpo de minério ou como uma facies lateral, conforme previsto no modelo químico da Large (1977).

Com base no exposto e de acordo com os dados de campo até agora disponíveis, e com aqueles previstos na teoria, su

gera-se que a evolução geológica, nos tempos pré-cambrianos, da jazida de sulfetos de Cu-Zn do Corpo 4E/Pojuca, e suas vizinhanças, tenha se dado através dos seguintes estágios (figura 57):

Estágio A - Falhamento e rompimento da crosta arqueana, desde o manto superior. O sistema de falhas produzido permitiu a subida de grandes quantidades de magma basáltico-andesítico de afinidade toleítica-calco-alcalina. No bloco soerguido (N1), os derrames foram subaéreos, ou de água muito rasa (Paleovulcânica Inferior, Beisiegel et al., 1973), enquanto no bloco rebaixado (Pojuca), o vulcanismo se deu em condições de água profunda (Unidade I). Localmente, a interação basalto/água do mar, resultou em propilitização, espilitização e argilização das assembléias magmáticas.

Estágio B - Os produtos exalativos do vulcanismo máfico, misturados com a água do mar, formando uma salmoura quente e levemente ácida, transportaram e precipitaram em uma bacia profunda e de caráter redutor, à medida que havia um decréscimo na temperatura e fugacidade de O₂, os sulfetos e óxidos, além de silicatos, que compõem a formação ferrífera bandada, facies silicato-sulfetada da área Pojuca (Unidade II). Concomitantemente, no bloco N1, em condições de águas rasas, a permanente oxigenação da salmoura mineralizante, misturada com a água do mar, propiciou a precipitação da formação ferrífera à hematita-magnetita, atualmente denominada Formação Carajás. Durante a sedimentação desses precipitados químicos, instabilidades locais, devido a movimentos de falhas ou vulcanismo, produziram estruturas de "slumps", brechas e falhas intraformacionais, nesses sedimentos, e foram responsáveis pelo zoneamento químico/mineralógico cíclico no corpo de sulfeto de Pojuca.

Estágio C - Encerramento do vulcanismo máfico iniciado no estágio A. Provavelmente as vulcânicas félsicas, que ocorrem na região (W.K. Hirata, com. verbal), também estão associadas e representam os produtos diferenciados desse evento magmático. Até quatro níveis de derrames basáltico-andesíticos (Unidade III) são observados recobrando os sedimentos químicos vulcânicos da área Pojuca. Diques e "sills" dessas rochas máficas

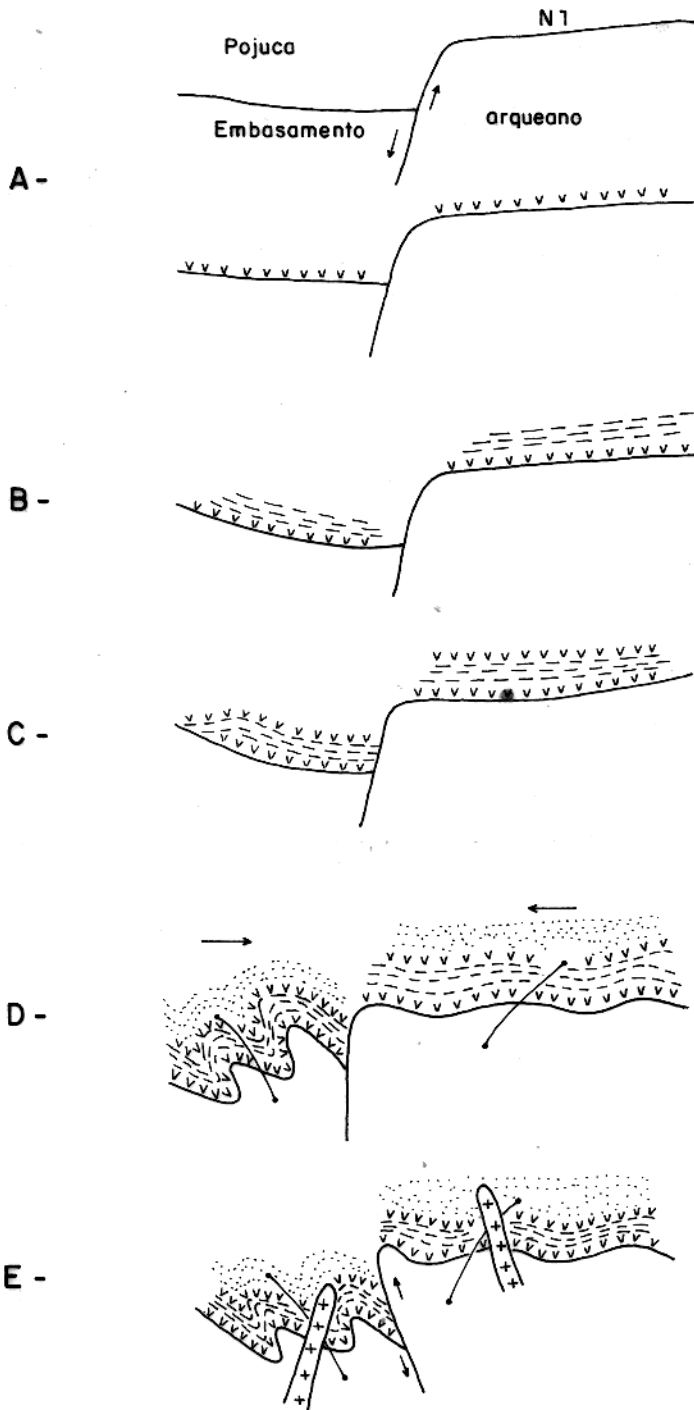


Figura 57 - Representação esquemática da provável evolução geológica da região da Serra dos Carajás, (vv) basaltos, (=) formação ferrífera, (•••) arenitos, (/) gabros, (++) granitos, (Ver texto).

interceptaram o corpo de minério, provocando a mobilização local dos sulfetos previamente depositados. Em vários locais, as rochas máficas também foram submetidas à alteração hidrotermal, devido à interação com a água do mar.

Estágio D - Recobrimento das unidades vulcanogênicas por sedimentos clásticos. Na área Pojuca, em condições relativamente mais instáveis, o retrabalhamento local das unidades inferiores provocou a incorporação de fragmentos das mesmas nos sedimentos depositados neste estágio (Unidade IV). Na área N1, a sedimentação clástica se deu, provavelmente, numa etapa concomitante deste estágio, haja vista a concordância estrutural existente entre o Grupo Grão-Pará e a seqüência clástica, tida como Formação Rio Fresco. Em torno desse tempo, teve início um evento tectônico (Ciclo Transamazônico?), causando, nas rochas da área Pojuca, dobramentos apertados a isoclineais, o qual foi acompanhado por metamorfismo regional da fácies anfíbolito ($T=550^{\circ}\text{C}$ a 650°C e $P < 5\text{Kb}$). No bloco N1, provavelmente mais estável, as rochas do Grupo Grão-Pará e a seqüência clástica foram afetadas por metamorfismo da fácies xisto verde, tendo sido dobradas em estilos abertos, cujas dobras são também observadas nas rochas da Seqüência Pojuca, superpondo-se àquelas de estilo isoclinal. No início ou durante esse evento tectono-metamórfico, diques de gabros e diabásios cortaram as rochas das duas áreas. Grande parte das rochas à antofilita-cordierita também foram formadas pela ação do metamorfismo regional, sobre lavas máficas previamente hidrotermalizadas. No final desse estágio, ou no início do seguinte, zonas de cisalhamento locais foram geradas e, é bem provável, conforme sugerem as mudanças estruturais bruscas ao longo do perfil N1-Pojuca, o Grupo Grão-Pará foi empurrado sobre a Seqüência Pojuca.

Estágio E - Reativação de falhas antigas e intrusão dos granitos pós-orogênicos, tipo Serra dos Carajás (1800 m.a.; Silva et al., 1974). Metamorfismo de contato se deu em vários locais, afetando as rochas das seqüências metamórficas prévias. Na área Pojuca, as rochas à antofilita-cordierita xistosas foram recristalizadas para tipos maciços nas vizinhanças de veios ou "stocks" graníticos. Veios hidrotermais, relacionados a esses granitos, cortaram as unidades metamórficas e contêm parte dos

sulfetos estratiformes, os quais foram remobilizados durante esse processo de alteração hidrotermal.

O depósito de sulfetos de Cu-Zn, da área Pojuca, como mostrado pelo modelo proposto, sofreu uma evolução polifásica. Não se sabe ainda, com certeza, o tempo em que iniciou a formação do "rift" precursor, se no Arqueano ou no Proterozóico Inferior. Os dados geocronológicos K-Ar disponíveis, para as rochas da Sequência Salobo, referem-se à época do resfriamento regional do Ciclo Transamazônico (Cordani et al., 1984) e os dados geocronológicos Rb-Sr, para as mesmas rochas, são ainda inconclusivos, embora Cordani et al. (1984) admitam que o metamorfismo regional, que afetou a Sequência Salobo, é de idade arqueana. Para as rochas do Grupo Grão-Pará, atualmente, encontram-se disponíveis os dados K-Ar obtidos por Gomes et al. (1975), que, também, referem-se à época do resfriamento do Ciclo Transamazônico, em torno de 1900 m.a.. Datações U-Pb em zircões das rochas vulcânicas félsicas do Grupo Grão-Pará estão sendo realizadas pelo Dr. Allan K. Gibbs (com. escrita). Os resultados preliminares apontam idades da ordem de 2600 m.a.. Gibbs acredita que os zircões amostrados possam, entretanto, ter sido assimilados da crosta antiga, durante o processo de magmatismo.

É importante, todavia, lembrar que a jazida do Corpo 4E/Pojuca foi, neste trabalho, diversas vezes correlacionada às jazidas de Cu-Zn do distrito de Noranda, no Canadá, as quais são de idade arqueana e se encontram hospedadas em sequências tidas como do tipo "greenstone belts". Tendo em vista a escassez dos dados geológicos regionais, é ainda prematuro concluir que as suítes Salobo, Pojuca e Grão-Pará são partes de uma sequência tipo "greenstone belts", embora muitos dados atuais sejam semelhantes aos utilizados, em outras áreas, com tal finalidade. Por exemplo, os "greenstone belts" de Gibbs and Barron (1983), no Escudo das Guianas, são constituídos por metabasaltos com proporções subordinadas de metandesitos, metadacitos e metariolitos, de afinidades toleítica e calco-alcalina. Essas rochas metavulcânicas exibem evidências texturais, mineralógicas e químicas de alteração espilítica e metassomatismo magnésiano. Os metassedimentos associados são formações ferríferas e manganesí

feras, metacherts e carbonatos. Os "greenstone belts" do Escudo das Guianas, ainda de acordo com Gibbs e Barron, são similares àqueles do Arqueano canadense e diferem daqueles da Austrália, Índia e África do Sul apenas pela ausência de derrames ultramáficos.

Recentemente, Korpershoek (1984) observou que, com os continentes africano e sul-americano reconstruídos nas suas respectivas posições pré-deriva, os distritos de Cassinga (Angola) e Carajás alinham-se com o Grupo Nova Lima, em Minas Geerais, e com os "greenstone belts" de Swaziland, Zimbabwe e África do Sul, todos de idade arqueana ou proterozóica inferior e caracterizados pela associação de formações ferríferas bandadas com "greenstones" e outras rochas vulcânicas.

Em conclusão, é oportuno lembrar que "greenstone belts" não são restritos ao Arqueano, como é tradicionalmente assumido, mas continuaram a se formar, embora com menor abundância, através do Proterozóico (Condie, 1981; Windley, 1983). Nesse sentido, as formações ferríferas bandadas, tipo Serra dos Carajás, podem estar intimamente associadas e fazer parte da estratigrafia de terrenos definidos como "greenstone belts".

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AKELLA, J.; WINKLER, H.G.F. - 1966 - Orthorhombic amphibole in some metamorphic reactions. *Cont. Mineral. Petrol.*, 12:1-12.
- ALEXANDROV, E.A. - 1973 - The Precambrian banded iron ores of the Soviet Union. *Econ. Geol.*, 68:1035-1062.
- ANDERSON, C.A. - 1969 - Massive sulfide deposits and volcanism. *Econ. Geol.*, 64:129-146.
- BACHINSKI, D.J. - 1978 - Sulfur isotopic composition of thermally metamorphosed cupriferous iron sulfide ores associated with cordierite-anthophyllite rocks, Gull Pond, New-Foundland. *Econ. Geol.*, 73:64-72.
- BARBOSA, O.; RAMOS, J.R.A.; GOMES, F.A.; HELMBOLD, R., - 1966 - Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. *Monog. Div. Geol. Min. do Dep. Nac. Prod. Mineral*, nº 19. 95 p.
- BARD, J.P. - 1980 - *Microtexture des roches magmatiques et metamorphiques* Paris. Masson. 192 p.
- BARNES, H.L. - 1979 - Solubilities of ore mineral. In: Barnes, H.L. ed. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 2nd ed. New York, Wiley-Interscience. p. 278-403.
- BEISIEGEL, V.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMOND, N.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. - 1973 - Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 3:215-242.
- BEISIEGEL, V.R.; FARIAS, N.F. - 1978 - Ocorrências de cobre na Serra dos Carajás. In: *Anais do XXX Congr. Bras. Geol. Recife*, V. 4: p. 1919-1930.
- BILLINGS, M.P. - 1972 - *Structural Geology*. New York, Prentice Hall. 606 p.

- BRUMBY, G.; SHEPHERD, T.J. - 1976 - Sample preparation for fluid inclusion studies. Mineral. Mag., 40: 647-648.
- BRUMBY, G.R.; SHEPHERD, T.J. - 1978 - Improved sample preparation for fluid inclusion studies. Mineral. Mag., 42: 297-298.
- BURRUS, R.C. - 1981 - Analysis of phase equilibria in C-O-H-S fluid inclusions. In: Hollister, L.S. and Crawford, M.L., eds Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Calgary, Min. Assoc. of Canada, V. 6, p. 39-74.
- CAMERON, E.N. - 1961 - Ore Microscopy. New York, John Willey. 293 p.
- CHATTERJEE, N.P.; JOHANNES, W. - 1974 - Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ - Muscovite, $KAl_2 AlSi_2O_{10}(OH)_2$. Cont. Mineral. Petrol., 48: 89-114.
- CONDIE, K.C. - 1981 - Archean Greenstone Belts. Amsterdam, Elsevier 434 p.
- CONYBEARE, C.E.B.; CROOK, K.A.W. - 1968 - Manual of Sedimentary Structures BRM Bull n° 102, 327 p.
- CORDANI, U.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. - 1984 - A Serra dos Carajás como Região Limítrofe entre Províncias Tectônicas. Cienc. da Terra, 9: 6-11.
- CRAIG, J.R.; VAUGHAN, D.J. - 1981 - Ore Microscopy and Ore Petrography. New York, John Willey. 406 p.
- CRAMPON, N. - 1973 - Métamorphisme hydrothermal en faciès salins et pénésalins sur l'exemple du complex salifère de l'extrême Nord Tunisien. Contr. Mineral. Petrol., 39: 117-140.
- CRAWFORD, M.L. - 1981a - Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: Hollister, L.S. and Crawford, M.L. eds. Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Calgary,

- Min. Assoc. of Canada, V. 6; p. 241-271.
- CRAWFORD, M.L. - 1981b - Fluid inclusion in metamorphic rocks: Low and Medium Grades. In: Hollister, L.S. and Crawford M.L. eds., Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Calgary, Min. Assoc. of Canada, V.6, p. 157-181
- CRERAR, O.A.; BARNES, H.L. - 1976 - Ore solution chemistry V. solubilities of chalcopyrite and assemblages in hydrothermal solution at 200° to 350°C. Econ. Geol., 71:772-794.
- CVRD/CMM - 1972 - Distrito Ferífero da Serra dos Carajás In: XXVI Cong. Bras. Geol. Res. Comunicações. Belém., Soc. Bras. Geol., p. 78-80.
- DEB, M. - 1980 - Genesis and metamorphism of two stratiform massive sulfide deposits at Ambaji and Deri in the Precambrian of Western India. Econ. Geol., 75: 572-591.
- DOCEGEO - 1984 - Relatório de Pesquisa do Projeto Cobre Carajás-Pojuca. Belém. V. 1
- DORR II, J.V.N. - 1973 - Iron Formation in South America. Econ. Geol., 68: 1005-1023
- EICHLER, J. - 1981 - Origin of the Precambrian Banded Iron-Formations. In: Wolf, K.H. ed. Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits. Amsterdam, Elsevier. V. 7, p. 157-201
- FARIAS, N.F.; SANTOS, A.B.S.; BIAGINI, D.O.; VIEIRA, E.A.P.; MARTINS, L.P.B.; SAURESSIG, R. - 1984 - Jazidas de Cu e Zn da Área Pojuca, Serra dos Carajás-Pa. In: XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, V. 8, p. 3658-3668.
- FIGUEIRAS, A.J.M.; VILLAS, R.N.N. - 1984 - Estudo petrológico e sedimentológico da Sequência Clástica (Pós-Grupo Grão-Pará) da Serra dos Carajás, Estado do Pará. In: XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, V. 2, p. 823-846.

- FINLOW-BATES, T. - 1980 - The chemical and physical controls on the genesis of submarine exhalative orebodies and their implications for formulating exploration concepts. A review. Geol. Jahrb., V. D40: 131-168.
- FISHER, R.V. - 1961 - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Geol. Soc. Amer. Bull., 72: 1409-1414.
- FLEMING, P.D.; FAWCETT, J.J. - 1976 - Upper stability of chlorite + quartz in system $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ at 2Kb water pressure. Am. Mineral., 61: 1175-1193.
- FLOYD, P.A. - 1965 - Metassomatic hornfels in the Land End Aureole at Cornwall. J. Petrol., 6: 223-245.
- FRANKLIN, J.M.; LYDON, J.W.; SANGSTER, D.F. - 1981 - Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits. Econ. Geol. 75th Anniversary Volume, : 485-627.
- FRATER, K.M. - 1983 - Geology of the Golden Groven Prospect, Western Australia: A volcanogenic massive sulfide-magnetite deposit. Econ. Geol., 78: 875-919.
- FUJIKAWA, K. - 1985 - Inclusões fluídas; Métodos usuais de estudo e aplicações. NUCLEBRÁS. Sup. Geral Prosp. Pesq. Mineral (inédito).
- GAÁL, G. - 1983 - Geologia estrutural do depósito de cobre Carajás do Salobo 3A - Carajás, Estado do Pará. In: Rel. Int. DOCEGEO, Belém. 8 p.
- GIBBS, A.K.; BARRON, C.N. - 1983 - The Guiana Shield Reviewed. Episodes, 2: 7-14.
- GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S. - 1975 - Radiometric Ages from the Serra dos Carajás Area Northern Brazil. Geol. Soc. of Am. Bull., 86 (7): 939-942.

- GRANT, J.A. - 1968 - Partial melting of common rocks as a possible source of cordierite-anthophyllite bearing assemblages. Am. Jour. Sci., 266: 908-931.
- GRAPPIN, C.; SALIOT, P.; SABOURAUD, C.; TOURAY, J.C. - 1979 - Les variations des rapports Cl/Br, Na/Br et K/Br dans les inclusions fluides des quartz de la cicatrice evaporitique de Bramas-Termignon (Vanoise, Alpes francaises). Chem. Geol., 23: 41-52.
- GROSS, G.A. - 1972 - Primary features in cherty iron-formations. Sed. Geol., 7: 241-262.
- GROSS, G.A. - 1983 - Tectonic systems and the deposition of iron-formations. Prec. Research, 20: 171-188.
- HAAS, J.L. Jr. - 1970 - An equation for the density of vapor-saturated NaCl-H₂O solution from 75° to 325°C: Am. Jour. Sci., 269: 389-493.
- HELGESON, H.C. - 1969 - Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. Amer. J. Sci. 267: 729-804
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.M. - 1982 - Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: I Simp. Geol. Amaz., Belém, V. 1, p. 100-110.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. - 1976 - An outline of Structural Geology. New York, John Willey. 571 p.
- HOLLAND, R.A.G.; BRAY, C.J.; SPOONER, E.T.C. - 1978 - A method for preparing doubly polished thin sections suitable for microthermometric examination of fluid inclusions. Mineral. Magazine, 42: 407-408.
- HOLLISTER, L.S.; CRAWFORD, M.L. (eds) - 1981 - Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Calgary, Min. Assoc. Can., V. 6.

- HOLLISTER, L.S.; CRAWFORD, M.L.; ROEDDER, E.; BURRUSS, R.C.; SPQONER, E.T.C.; TOURET, J. - 1981 - Practical aspects of microthermometry. In: Hollister, L.S. and Crawford, M.L. eds. Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Calgary, Min. Assoc. of Canada, V. 6, p. 278-304.
- HOLLOWAY, J.R. - 1981 - Composition and volumes of supercritical fluids in the earth's crust. In: Hollister, L.S. and Crawford, M.L. eds. Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Calgary, Min. Assoc. of Canada, V. 6, p. 13-38.
- HUMPHRIS, S.E.; THOMPSON, G. - 1978 - Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geoch. Cosm. Acta*, 42: 107-126.
- HURBERT, M.K. - 1951 - Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 62: 355-372.
- HUTCHINSON, R.W. - 1973 - Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. *Econ. Geol.*, 68: 1223-1246.
- HUTCHINSON, R.W. - 1979 - Report on DOCEGEO Copper Projects MM1, Salobo and Regional Geological Relationship, Pará, Brazil. In: *Rel. interno DOCEGEO. Belém*, 17 p.
- IMMEGA, I. and KLEIN, C. - 1976 - Mineralogy and petrology of some metamorphic Precambrian iron-formations in Southwestern Montana. *Amer. Mineral.*, 61: 1117-1144.
- JACOBSEN, J.B.E.; McCARTHY, T.S. - 1976 - An unusual hydrothermal copper deposit at Messina, South Africa. *Econ. Geol.*, 71: 117-130.
- JAMES, H.L. - 1954 - Sedimentary facies of iron formations. *Econ. Geol.*, 49: 235-293.
- KAMINENI, D.C. - 1979 - Metasedimentary cordierite-gedrite rocks of Archean age near Yellowknife, Canada. *Prec. Research*, 9: 289-301.

- KELLER, W.D. - 1956 - Clay mineral as influenced by their environments of formation. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 40: 2689-2710.
- KLEIN, C. - 1966 - Mineralogy and petrology of the metamorphosed Wabusch iron formation, southwestern Labrador. J. Petrol., 7: 240-305.
- KLEIN, C. - 1968 - Coexisting amphiboles. J. Petrology, 9: 281-330.
- KLEIN, C. - 1973 - Changes in mineral assemblages with metamorphism of some banded Precambrian iron-formations. Econ. Geol., 68: 1075-1088.
- KLEIN, C. - 1982 - Amphiboles in Iron-Formations. In: Veblen, D.R. and Ribbe, P.H. eds. Amphiboles: Petrology and experimental phase relations., Min. Soc. Am. Rev. in Mineral., 9B: 88-99.
- KNUP, P.E. - 1971 - Reconhecimento geológico na região dos rios Itacaiúnas e Tocantins, estado do Pará. In: XXV Congr. Bras. Geol., Res. Comun., São Paulo, p. 61-62.
- KONNERUP-MADSEN, J. - 1977 - Composition and microthermometry of fluid inclusion in the Kleivan granite, south Norway. Am. J. Sci., 277: 673-696.
- KONNERUP-MADSEN, J. - 1979 - Fluid inclusion in quartz from deep-seated granitic intrusions, south Norway. Lithos, 12: 13-23.
- KORPERSHOEK, H.R. - 1984 - The geology of the Cassinga district, Angola, and its mineral potencial as compared to that of the Serra dos Carajás, Brazil. In: Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, V. 8, p. 3576-3595.
- LAL, R.K.; MQRHOUSE, W.W. - 1969 - Cordierite-gedrite rocks and associated gneisses of Fishtail Lake, Harcourt Township, Ontario. Can. Journ. of Earth Sci., 6: 145-165.

- LARGE, R.R. - 1977 - Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains. *Econ. Geol.*, 72: 549-572
- LEMOS, V.P. - 1981 - Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão-Pará - Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita do N5, Serra dos Carajás. Tese de mestrado. Belém, UFFPa/NCGG. 97 p.
- LEMOS, V.P.; VILLAS, R.N.N. - 1983 - Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão Pará: Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N5, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 13: 165-177.
- LOCZY, L.; LADEIRA, E.A. - 1976 - Geologia estrutural e introdução à geotectônica. Rio de Janeiro, Edgard Blücher. 528 p.
- MAJUNDER, T. CHAKRABORTY, K.L. - 1977 - Primary sedimentary structures in the banded iron-formations of Orissa, India. *Sed. Geol.*, 19: 275-286.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.; DARDENE, M.A. - 1981 - A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: *Anais Simp. Cráton S. Francisco e suas F. Marginais*. Salvador, SME/CPM/SBG. p. 100-115.
- MCCARTHY, I.S.; JACOBSEN, B.J.E. - 1976 - The mineralizing fluids at the Artonvilla copper deposit: an example of a silica-deficient, alkaline hydrothermal system. *Econ. Geol.*, 71: 131-138.
- MEDEIROS NETO, F.A. - 1984 - Algumas observações sobre a geologia da Seqüência Pojuca, Serra dos Carajás. In: *Rel. Int. NCGG/UFFPa*. Belém. 8 p.
- MEDEIROS NETO, F.A.; VILLAS, R.N.N. - 1984 - Caracterização litostratigráfica da Seqüência Pojuca e sua correlação com o Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás. In: *36ª Reunião Anual da SBPC*, São Paulo, Resumo, p. 676.
- MEIRELES, E.M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS FILHO, C.A.;

- GATQ, W.C. - 1984 - Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Pará, In: XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, V. 5, p. 2164-2178.
- MEL'NIK, Y.P. - 1983 - Precambrian Banded Iron-Formations. New York, Elsevier. 309 p.
- MEYER, J.D.K.; FARIAS, N.F. - 1980 - O depósito de cobre Salobo 3 Alfa. In: Rel. Interno, DOCEGEO. Belém. 14 p.
- MOOKHERJEE, A. - 1970 - Dykes, sulphide deposits, and regional metamorphism: criteria for determining their time relationship. Mineral. Deposita, 5: 120-144.
- MOORE, W.J.; NASH, J.T. - 1974 - Alteration and fluid inclusion studies of the porphyry copper ore body at Bingham Utah. Econ. Geol., 69: 631-645.
- MOORHOUSE, W.W. - 1941 - Geology of the Lead-Zinc deposits on Calumet Island. Bull. Geol. Soc. Amer., 52: 601-632.
- MOTTL, M.J.; HOLLAND, H.D. - 1978 - Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater-I. Experimental results for major and minor components of seawater. Geoch. et Cosm. Acta., 42: 1103-1115.
- MOURA, C.A.V. - 1982 - Tratamento estatístico de dados geoquímicos e sua aplicação ao mapeamento geológico e definição de anomalias geoquímicas no Alvo-2 - Corpo 4, Província Mineral de Carajás. Tese de Mestrado. Belém, UFPa/NCGG. 109 p.
- PLIMER, I.R. - 1978 - Proximal and distal stratabound ore deposits. Mineral. Deposita, 13: 345-352.
- PLIMER; I.R.; FINLOW-BATES, T. - 1978 - Relationship between primary iron sulphide species, sulphur source, depth of formation and age of submarine exhalative sulphide deposits. Mineral. Deposita, 13: 329-410.

- POTY, B.; LEROY, J. JACHIMOWICZ, L. - 1976 - Un nouvel appareil pour la mesure de température sous le microscope: L'installation de microthermométrie Chaix-meca. Bull. Mineral., 99: 182-186.
- RAI, K.L.; SORKAR, S.N.; PAUL, P.R. - 1980 - Primary depositional and diagenetic features in the banded iron formation and associated Iron-Ore Deposits of Noamundi, Singhbhum district, Bihar. Mineral. Deposita, 15: 189-200.
- RAMBERG, H. - 1955 - Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. J. Geol., 63: 512-526.
- RAMDOHR, P. - 1980 - The Ore Minerals and their Intergrowths. Oxford, Pergamon. 1205 p.
- RAMSAY, J.G. - 1967 - Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw-Hill. 568 p.
- REYNOLDS, D.D. - 1947 - Hercynian Fe-Mg metassomatism in Cornwall. Geol. Mag., 84: 33-60.
- RICH, R.A. - 1979 - Fluid inclusion evidence of Silurian evaporites in southeastern Vermont. Geol. Soc. Am. Bull. pt II. 90. 1628-1643.
- RICHARDSON, S.W.; GILBERT, M.C.; BELL, P.M. - 1969 - Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminium silicate triple point. Am. Jour. Sci, 267_ 259-272.
- ROEDDER, E. - 1967 - Fluid inclusion as samples of ore fluids. In: Barnes, H.L. ed. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York, Holt, Reinhart and Wiston. p. 515-574.
- ROEDDER, E. - 1971 - Fluid inclusion studies on the porphyry type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax Colorado. Econ. Geol., 66: 98-120.

- ROEDDER, E. - 1972 - The composition of fluid inclusions. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper 440 JJ, 164 p.
- ROEDDER, E. - 1976 - Fluid-inclusions evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks. In: Wolf., K.H. ed Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits. Amsterdam, Elsevier. V. 2, p. 66-110.
- ROEDDER, E. - 1979a - Fluid inclusions as sample of ore fluids. In: Barnes. H.L. ed. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2nd ed. New York, Willey-Interscience. p. 684-737.
- ROEDDER, E. - 1979b - Origin and significance of magmatic inclusions. Bull. Mineral., 109: 487-510.
- ROEDDER, E. - 1979c - Fluid inclusion evidence on the environments of sedimentary diagenesis, a review. SEPM special publication 26: 89-107.
- ROEDDER, E. - 1984 - Fluid Inclusions. Blacksburg, Mineralogical Society of America. 644 p. (Reviews in mineralogy, 12).
- ROEDDER, E.; BODNAR, R.J. - 1980 - Geologic pressure determinations from fluid inclusions studies. Ann. Rev. Earth. Planet. Sci. 8: 263-301,
- ROEDDER, E.; COOMBS, P.S. - 1967 - Immiscibility in granitic melts, indicated by fluid inclusions in ejected granitic blocks from Ascension Island. J. Petrol., 8: 417-451.
- ROEDDER, E.; SKINNER, B.J. - 1968 - Experimental evidence that fluid inclusions do not leak. Econ. Geol., 63: 715-730.
- RONA, P.A. - 1984 - Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centers. Earth-Sci. Rev., 20: 1-104.
- RONA, P.A.; BOSTON, R., and ESTEIN, S. - 1980 - Hydrothermal quartz vug from the Mid-Atlantic Ridge. Geology, 8: 569-372.

- ROSEN-SPENCE, A. - 1969 - Genese des roches à cordierite-anthophyllite des gisements cupro-zincifères de la région de Rouyn-Norand, Québec, Canada. Can. Jour. Earth Sci. 6: 1339-1345.
- SANGSTER, D.F. - 1972 - Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada. A review: Canada Geol. Survey Paper 72-22, 44 p.
- SANGSTER, D.F.; SCOTT, S.D. - 1976 - Precambrian strata-bound massive Cu-Zn-Pb sulfide ores of North America. In: Wolf, K.H., ed. Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Amsterdam, Elsevier. V. 6, p. 129-222.
- SANTOS, B.A. dos - 1980 - Geologia e potencial mineral da região dos Carajás. São Paulo, Clube de engenharia/Simp. Prov. Min. da Serra dos Carajás (Inédito).
- SARKAR, S.C.; DASGUPTA, S. - 1980 - Geologic setting, genesis and transformation of sulfide deposits in the northern part of Khetri Copper Belt, Rajasthan, Indianan outline. Mineral. Deposita, 15: 116-137.
- SATO, T. - 1972 - Model for ore forming solutions and ore forming environments Kuroko Vs. veins in Miocene Green Tuff region of Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, 23: 13-22.
- SHANKS, W.C.; BISCHOFF, B.L. - 1977 - Ore transport and deposition in the Red Sea geothermal system: a geochemical model. Geochim. Cosmochim. Acta, 41: 1307-1519.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. - 1974 - Geologia da Folha SB-22 Araguaia e parte da Folha SC-22 Tocantins. In: Projeto RADAM. Rio de Janeiro. DNPM, V. 4, p. 1-143.
- SMIRNOV, V.I. - 1982 - Geologia de Yacimientos Minerales. Moscú, Mir. 654 p.

- SORBY, H.C. - 1858 - On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of mineral and rocks. Geol. Soc. London Quart. J., 14 (1): 453-500.
- SOURIRAJAN, S.; KENNEDY, G.C. - 1962 - The system $H_2O-NaCl$ at elevated temperatures and pressures. Am. J. Sci., 260: 115-141.
- SPEAR, F.S.; SCHUMACHER, J.C. - 1982 - Origin of cordierite-anthophyllite rocks. In: Veblen, D.R.; Ribbe, P. H.; eds. Amphiboles: Petrology and experimental phase relations. Blacksbrug; Min. Soc. Amer. p. 160-163. (Reviews in mineralogy, 9B).
- SPENCE, C.D.; ROSEN-SPENCE, A.F. de - 1975 - The place of sulfide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Quebec. Econ. Geol., 70: 90-101.
- SPRY, A. - 1969 - Metamorphic Textures. Oxford, Pergamon Press 350 p.
- STAMATELOPOULOU-SEYMOUR, K.; MACLEAN, W.H. - 1977 - The geochemistry of possible metavolcanic rocks and their relationship to mineralization of Montauban-Les-Mines, Quebec. Can. J. Earth Sci., 14: 2440-2452.
- STANTON, R.L.; VAUGHAN, J.P. - 1979 - Facies of ore formation. A preliminar account of the Pegmont deposit as an example of potential relations between small "iron formation" and stratiforme sulphide ores. Proc. Aust. Inst. Min. Metall., 270: 25-38.
- TASSINARI, C.C.G.; HIRATA, W.K.; KAWASHITA, K. - 1982 - Geologic evolution of the Serra dos Carajás, Pará, Brazil. Rev. Bras. Geoc. 12 (1-3): 263-267.
- TAYLOR, H.P. Jr. - 1979 - Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: Barnes, H.L. ed. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2nd ed. New York, Wiley - Interscience. p. 236-277.

- TOKUMITSU, A. (em preparação) A caracterização petroquímica do ambiente geológico das mineralizações zinco-cupríferas da área MMI, Serra dos Carajás (PA). Tese de Mestrado. Centro de Geociências-UFPa.
- TOLBERT, G.E.; SANTOS, B.A.; ALMEIDA, E.B.; RITTER, J.E. - 1968 - Recente descoberta de ocorrências de minérios de ferro no estado do Pará. Min. Met., 48 (288): 253-256.
- TOLBERT, G.E.; TREMAINE, I.W.; MEICHER, G.C.; GOMES, C.B. - 1971 - The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil. Econ. Geol., 66 (7): 585-594.
- TOURET, J. - 1971 - Facies granulite et fluides carbonique. In: Geologie des Domaines Cristallins. Liege, Soc. Geol. Belgique p. 267-287.
- TOURET, J. - 1977 - The significance of fluid inclusions in metamorphic rocks. In: Fraser, D.G. ed. Thermodynamics in Geology. Boston, D. Reidel Pub. p. 203-227.
- TOWNEND, R. - 1980 - The significance of cordierite-anthophyllite, assemblage in MMI área. In: Rel. de Estudos DOCEGEO. Belém, 9 p.
- TRENDALL, A.F. - 1973 - Precambrian iron-formations of Australia. Econ. Geol., 68: 1023-1034.
- TURNER, F.J. - 1968 - Metamorphic Petrology. New York, McGraw-Hill Book. 403 p.
- UPADHYAY, H.D.; SMITHERANGLE, W.G. - 1972 - Geology of the Gulbridge copper deposit, Newfoundland volcanogenic, sulfide in cordierite-anthophyllite rocks. Canad. J. Earth Sci. 9: 1061-1073.
- VALLANCE, T.G. - 1967 - Mafic rock alteration and isochemical development of some cordierite-anthophyllite rocks. J. Petrol., 8: 84-96.

- VIANA, A.; FARIAS, N.; SAURESSIG, R. - 1982 - Jazida de Cobre Sa-
lobo 3A. Cienc. da Terra, 5: 13-18.
- VOKES, F.M. - 1969 - A review of the metamorphism of sulphide
deposits. Earth. Sci Rev., 5: 99-143.
- VOKES, F.M. - 1973 - "Ball" texture in sulphide ores. Geol.
Foren. Stockholm Forh., 195: 403-406.
- WATKINSON, D.H.; MAINWARING, P.R.; PERTOLD, Z. - 1978 - The copper
zinc Obrazec ore deposit, Czechoslovakia: a volcanogenic
deposit included in the Ransko Intrusive Complex. Mineral.
Deposita, 13: 151-163.
- WEISBROD, A. - 1981 - Fluid inclusions in shallow intrusives. In:
Hollister, L.S., Crawford, M.L. eds. Short Course in Fluid
Inclusions: Applications to Petrology. Calgary, Min. Assoc. of
Canada. V. 10, p. 241-271.
- WEISBROD, A.; POTY, B.; TOURET, J. - 1976 - Les inclusions fluides
en geochemie-petrologie: tendances actuelles. Soc. Franç. Min.
Crist. Bull., 99: 140-152.
- WEISSBERG, B.G.; BROWNE, P.R.L.; SEWARD, T.M. - 1979 - Ore metals
in active geothermal systems. In: Barnes, H.L. ed., Geochemistry
of Hydrothermal Ore Deposits. 2nd. ed. New York, Wiley-Inters-
cience. p. 738-780.
- WHITE, S.E. - 1974 - Diverse origins of hydrothermal ore fluids.
Econ. Geol., 69: 954-973.
- WINDLEY, B.F. - 1983 - Banded Iron Formations in Proterozoic
Greenstone Belts: Call for further studies. Prec. Research,
20: 585-588.
- WINKLER, H.G.F. - 1977 - Petrogenesis of Metamorphic Rocks. New
York, Springer-Verlag. 334 p.
- WOLTER, H.U.; SEIFERT, F. - 1984 - Mineralogy and genesis of
cordierite-anthophyllite rocks from the sulfide deposits of

Falun, Sweden. Lithos, 17: 145-152.

A N E X O

9 ANEXO 1

ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS POR MICROTERMOMETRIA

INTRODUÇÃO

Ao microscópio, quartzo e outros minerais transparentes mostram a presença de pequenas cavidades preenchidas por diversos fluidos. Esses fluidos são, principalmente, H_2O e CO_2 e, mais raramente, hidrocarbonetos. As regras básicas para seu reconhecimento e interpretação são tão antigas quanto a petrografia, já que elas foram claramente formuladas por Sorby em 1958, mas somente nos tempos recentes houve um avanço decisivo na tecnologia e no conhecimento das reações minerais que tornaram possível o entendimento de sua importância como prováveis amostras das fases fluidas presentes durante algum processo petrogenético.

O estudo das inclusões fluidas foi iniciado com a pesquisa sobre a composição dos fluidos mineralizantes e das condições de formação dos depósitos minerais. A maioria desses trabalhos foi revisada por Roedder, especialmente em 1967, 1972 e 1979a. Esses artigos são recomendados para qualquer principiante no estudo das inclusões. Artigos importantes de Roedder e Coombs (1967), Touret (1974) e Weisbrod et al. (1976), entre outros, mostram que o estudo das inclusões fluidas pode ser aplicado em outros contextos geológicos.

Revisões da aplicação do estudo de inclusões fluidas em rochas ígneas e metamórficas foram publicadas por Touret (1977) e Weisbrod et al. (1976) e de inclusões fluidas com silicatos fundidos por Roedder (1979b). Roedder (1979c) também revisou os trabalhos feitos sobre diagênese. As informações sobre as técnicas de estudo das inclusões fluidas, especialmente aquelas para os depósitos minerais, foram fornecidas por Roedder (1976). Recentemente, revisões mais completas sobre o estudo de inclusões fluidas foram publicadas pela Mineralogical Society of America (Roedder, 1984) e pela Mineralogical Association of Canada (Hollister e Crawford, 1981). O presente anexo

tem como finalidade, fornecer alguns aspectos práticos da microtermometria aplicada ao estudo dos depósitos minerais, como uma forma de adicionar mais dados sobre a metodologia de trabalho adotada para a realização da pesquisa no depósito de sulfetos de Cu-Zn da área Pojuca, Serra dos Carajás. Maiores detalhes sobre essas técnicas podem ser obtidas em Hollister et al. (1981) e em Fuzikawa (1985).

CONCEITOS ELEMENTARES

Inclusões fluidas são pequenos volumes de fluidos, que foram aprisionados dentro dos cristais por qualquer um dos vários processos petrológicos, seja durante o crescimento do cristal ou por processos posteriores. As inclusões fluidas são, geralmente, amostras representativas dos fluidos presentes durante o crescimento do cristal ou daqueles atuantes em estágios posteriores. Elas ocorrem em quase todos os minerais de minério e de ganga, algumas vezes em número de um bilhão por centímetro cúbico, mas são raramente maiores do que 100 μ m e, na maioria, são menores do que 10 μ m.

A maior parte dos estudos de inclusões fluidas inicia-se com a suposição de que a composição do fluido em uma inclusão não mudou desde a sua formação ou que, se houve mudanças, essas serão facilmente observadas na amostra. Roedder e Skinner (1968) examinaram criticamente essa suposição, a qual é ainda geralmente aceita.

O equipamento utilizado para o estudo das inclusões fluidas é uma platina de aquecimento/resfriamento, montada sobre um microscópio comum, que determina as mudanças de fases em inclusões individuais. A composição e a densidade de cada inclusão podem ser estimadas a partir desses dados de temperatura. A técnica usada para medir as temperaturas das mudanças de fases é denominada microtermometria.

Se a composição do fluido puder ser determinada e se a curva líquido/vapor para aquele fluido for conhecida, então a densidade pode ser determinada a partir da temperatura de ho

homogeneização das fases líquido e vapor. Se as propriedades P-V-T daquele fluido forem também conhecidas, então a linha de igual densidade ou volume molar é definida no espaço P-T. Essa linha chama-se isócora e representa a variação das condições P-T sob as quais um fluido daquela densidade foi aprisionado.

Uma inclusão primária é aquela que foi aprisionada durante o crescimento do mineral hospedeiro. Geralmente as inclusões primárias são encontradas em cristais que cresceram em cavidades ou fissuras abertas, as quais são comuns em veios hidrotermais e algumas ocorrências sedimentares. Nas rochas ígneas, as inclusões primárias podem se formar em fenocristais, a partir do aprisionamento do líquido silicático e outros fluidos. Inclusões aprisionadas nas faces em crescimento, geralmente ocorrem em arranjos planares, paralelos às faces; dessa maneira, a evolução sequencial dos fluidos durante o crescimento do cristal pode ser gravada nas zonas de crescimento do mesmo.

A maioria das inclusões fluidas em rochas cristalinas ocorre ao longo de fraturas cicatrizadas e, portanto, são secundárias, isto é, os fluidos foram aprisionados após o crescimento do mineral hospedeiro. O termo pseudosecundária é utilizado para inclusões que têm a aparência de secundária mas com características (relacionada ao crescimento do cristal hospedeiro) das inclusões primárias. Por exemplo, cicatrização de fendas que se desenvolvem durante o crescimento do cristal.

AMOSTRAGEM

A determinação prévia da seqüência de todos os fenômenos ígneos, metamórficos, tectônicos e hidrotermais por que passou uma rocha, é o passo mais importante antes de se iniciar a amostragem em depósitos minerais hidrotermais. Esse procedimento possibilita a correlação entre os resultados obtidos do estudo de inclusões fluidas e os eventos específicos e, assim, permite entender a evolução temporal dos processos de mineralização. Cuidadosas observações e interpretações do relacionamento entre os tipos de veios, intrusões ígneas, efeitos do metamorfismo de contato, zonas de alteração hidrotermal e feições

estruturais devem ser acompanhadas por descrições detalhadas de amostras de mão, lâminas delgadas e seções polidas, das quais as seqüências paragenéticas de cristalização e observações de assembléias minerais superimpostas devem ser definidas. Uma representatividade horizontal e vertical da amostragem, quando possível, é desejada para que as variações nas propriedades das inclusões fluidas possam ser também determinadas. É importante que o mineral (ou conjunto de minerais), no qual se pretende realizar o estudo, apresente uma boa transparência e seja relativamente abundante no depósito mineral.

Antes da preparação das lâminas bi-polidas apropriadas para o estudo de inclusões fluidas, convém, inicialmente, se certificar da existência das mesmas no material coletado. Muitas inclusões fluidas podem ser observadas em cristais de quartzo de, virtualmente, qualquer rocha. A maioria dos estudos de inclusões fluidas se inicia com observações em lâminas delgadas normais, já preparadas para o estudo petrográfico. As lâminas ligeiramente mais espessas do que as normais (o quartzo mostrando cores amareladas com nicóis cruzados) são adequadas para os trabalhos normais de petrografia e observações preliminares de inclusões fluidas. Uma boa maneira de se verificar a presença de inclusões fluidas, é observar pequenos fragmentos imersos em óleo de índice de refração próximo daquele do mineral hospedeiro. Os locais onde, comumente, se encontram muitas inclusões nos minerais são ao longo de fraturas cicatrizadas, as quais normalmente apresentam aspecto mais escuro do que o do mineral hospedeiro. As inclusões contendo uma fase líquida e outra gasosa são facilmente reconhecidas pelo movimento da bolha de vapor dentro da cavidade.

PREPARAÇÃO DA LÂMINA BI-POLIDA

Alguns laboratórios já dispõem de equipamentos especiais para a confecção de lâmina bi-polida utilizada no estudo de inclusões fluidas (Brumby e Shepherd, 1976 e 1978; Holland et al., 1978). Entretanto, o mais comum é a adaptação das técnicas utilizadas na preparação de lâminas delgadas e seções polidas. A lâmina adequada para o estudo de inclusões fluidas tem

uma espessura variável entre 0,3 mm e 0,5 mm, dependendo da transparência da amostra a ser estudada. O corte da amostra é feito de maneira que se obtenha uma pastilha de rocha, com faces paralelas, de espessura da ordem de 0,5 cm e dimensões similares a das lâminas normais. Inicialmente, procede-se o rebaixamento e polimento perfeito em uma face da pastilha. O lado polido é, então, colado em uma lâmina de vidro com um produto que possa ser facilmente fundido ou dissolvido a temperaturas inferiores a 100°C. A pastilha de rocha é, em seguida, rebaixada para a espessura desejada e a segunda face é então polida. Segue-se, a essa etapa, a fase de descrição e documentação das inclusões fluidas, ainda com a lâmina bi-polida colada ao vidro. Após isso, remove-se a lâmina do vidro, por dissolução do cimento, e faz-se uma limpeza da mesma com o solvente até que sejam removidos todos os resíduos do material adesivo. A lâmina bi-polida pode ser quebrada em lamínulas de tamanho apropriado (aproximadamente 1 cm) para se colocar a área desejada para estudo sobre a platina de aquecimento/resfriamento.

PETROGRAFIA E OCORRÊNCIA DAS INCLUSÕES

Todas as indicações da provável origem (primária, secundária ou pseudosecundária) devem ser levantadas antes de qualquer dado ser coletado. Normalmente desenhos e/ou fotografias são tomados do campo do microscópio em observação, indicando-se nestes o número da amostra, contorno dos grãos, fraturas e modo de ocorrência e formas das inclusões, se em grupos, isoladas ou ao longo das fraturas. As dimensões das inclusões devem ser anotadas (em μm), já que algumas propriedades das inclusões podem variar com o tamanho das mesmas. Em inclusões mistas ($\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$), é importante determinar o diâmetro da bolha de vapor ou fazer uma estimativa do seu volume com o propósito de calcular a fração molar do CO_2 na inclusão. As temperaturas das mudanças de fases, induzidas nas inclusões durante os testes de congelamento ou aquecimento, devem ser rigorosamente confirmadas e posteriormente anotadas para inclusões individuais, pois esses dados, em princípio, serão utilizados para identificar os componentes dos fluidos, inferir suas relativas abundâncias e determinar suas densidades. Uma coleção completa de medidas

termométricas sobre uma inclusão envolve:

- a) resfriamento da inclusão até que o seu conteúdo se solidifique ou até o limite de temperatura mais inferior do equipamento;
- b) determinação da temperatura de fusão eutética dos fluidos congelados, durante o aquecimento;
- c) observação da fusão das fases dos sais hidratados, porventura formados durante o congelamento;
- d) medida da temperatura de fusão total do gelo;
- e) determinação da temperatura de dissolução das fases sólidas que persistem após a fusão dos hidratos e do gelo; e
- f) medida da temperatura de homogeneização das fases líquida e vapor, a qual pode ocorrer antes ou após o desaparecimento das fases sólidas.

Não muito raramente, as inclusões fluidas exibem mudanças de fases invisíveis em temperaturas ou intervalos de temperaturas específicas, as quais não podem ser identificadas como mudanças de fases. Todavia, mesmo que qualitativamente, tais observações devem ser registradas de maneira que elas possam ajudar nas interpretações posteriores.

IDENTIFICAÇÃO DAS FASES

Os tipos mais importantes de inclusões fluidas podem ser facilmente reconhecidas ao microscópio sem auxílio de qualquer instrumentação sofisticada. O trabalho de Roedder (1972) apresenta uma descrição completa e detalhada a esse respeito. Em temperatura ambiente ($\approx 25^{\circ}\text{C}$), uma inclusão fluida pode conter uma fase líquida, uma fase líquida e uma gasosa; duas fases líquidas ou duas fases líquidas e uma gasosa. Uma ou mais fases sólidas podem ocorrer com qualquer uma das combinações de fases acima. Os fluidos mais comuns podem ser classificados como:

aquosos - H_2O , $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{KCl} +$ outros cristais de saturação, $\text{H}_2\text{O} +$ óleo e outros hidrocarbonetos imiscíveis;

carbônicos - CO_2 + hidrocarbonetos dissolvidos; e

compostos - CO_2 + H_2O

Similares, em aparência, a algumas dessas inclusões, são as inclusões vítreas e as inclusões "vazias" contendo gás de baixa densidade.

A determinação da composição das inclusões é obtida pela comparação das mudanças de fases observadas durante os testes de congelamento e aquecimento com as mudanças de fases experimentalmente determinadas em sistemas conhecidos e, quando possível, pela identificação das fases sólidas em baixas e altas temperaturas. Revisões dos sistemas mais comuns são oferecidas por Holloway (1981), Burrus (1981), Crawford (1981a) e Roedder (1984).

Pelas técnicas microtermométricas, entre todas as temperaturas de mudanças de fases que podem ser obtidas, duas são especialmente importantes: a temperatura de fusão e a temperatura de homogeneização.

Para um sistema de um componente, onde as três fases coexistem, a temperatura de fusão eutética deve corresponder ao ponto tríplice do sistema ($\text{H}_2\text{O}/0,1^\circ\text{C}$; $\text{CO}_2/-56,6^\circ\text{C}$; $\text{CH}_4/-182,5^\circ\text{C}$ etc). As temperaturas de fusão no ponto tríplice são as melhores indicações de pureza do fluido. Dessa maneira, a determinação exata da temperatura de fusão inicial da inclusão congelada é importante para determinar a composição do sistema. Na prática, essa determinação é freqüentemente difícil ou impossível devido ao pequeno volume de líquido gerado no início da fusão eutética. Por outro lado, a temperatura do ponto de fusão total das fases congeladas é comumente observada e é usada para estimar a salinidade, em equivalentes de NaCl no sistema $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ (Sourirajan e Kennedy, 1982).

O continuado aquecimento, após a fusão das fases sólidas congeladas, causa um aumento na pressão da inclusão ao longo de uma curva líquido/vapor específico através do campo de variante líquido/vapor. A isócara apropriada através do espaço

líquido/vapor depende da composição e do volume específico (inverso da densidade) do sistema. Eventualmente, essa isócora intersecta, seja o ponto líquido + vapor = líquido, seja o ponto líquido + vapor = vapor. Qualquer um desses pontos corresponde à temperatura de homogeneização. A temperatura de homogeneização obtida durante o aquecimento é admitida, desde Sorby (1858), como o valor mínimo da temperatura de aprisionamento do fluido. A compressibilidade do mesmo, geralmente, resulta na necessidade de se utilizar uma correção de pressão, através de alguma outra evidência das condições de pressão, para se obter a temperatura de formação da inclusão. Normalmente essas evidências podem ser obtidas a partir das paragéneses minerais. Embora ainda muito discutido, Roedder e Bodnar (1980) mostram que uma boa aproximação da pressão de aprisionamento pode ser obtida através dos dados microtermométricos. Enfim, se a composição do sistema puder ser determinada através dos dados de fusão a baixas temperaturas e a curva líquido/vapor para aquele fluido for conhecida, então a densidade pode ser determinada a partir da temperatura de homogeneização. Quando minerais de saturação ("daughter crystals") estão presentes, as temperaturas em que se dissolvem dão a indicação da salinidade.

RECOMENDAÇÕES

A interpretação dos dados microtermométricos depende grandemente da maneira como eles foram obtidos. É preciso ter muita certeza de que as mudanças de fases realmente aconteceram e, no caso de dúvidas, repetir tantas quantas medidas forem necessárias sobre uma mesma inclusão. Embora uma grande quantidade de medidas em várias inclusões seja desejável para efeito de representatividade do estudo, a qualidade das medidas é o fator determinante durante a fase de interpretação. Recomenda-se muita paciência às pessoas interessadas no estudo de inclusões fluidas.