

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ESTUDO GEOQUÍMICO DO SISTEMA HIDROTÉRMAL RELACIONADO À
MINERALIZAÇÃO CUPRÍFERA DA ÁREA BAHIA,
SERRA DOS CARAJÁS, PARÁ

Tese Apresentada por

ANA MARIA RODRIGUES RIBEIRO

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOLOGIA

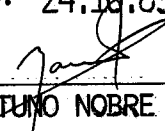
Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em

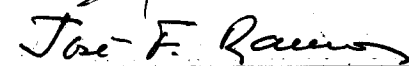
Geociências da

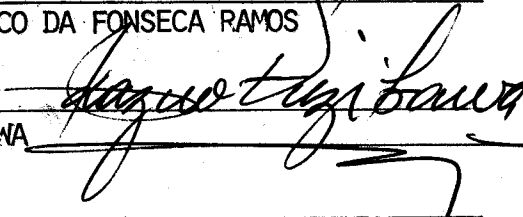
Universidade Federal do Pará

Aprovado: 24.10.89

Comitê de Tese


RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS (ORIENTADOR)


JOSÉ FRANCISCO DA FONSECA RAMOS


KAZUO FUZIKAWA

A Therezinha
e ao Fernando

AGRADECIMENTOS

A realização desse trabalho contou com a importante colaboração, em diferentes etapas e lugares, de algumas pessoas e instituições:

- * Professor Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas,
- * Rio Doce Geologia e Mineração (DOCEGEO),
- * Centro de Geociências da UFPA,
- * Dr. J. F. F. Ramos, Dr. R. Dall'Agnol, Dr. W. Truckenbrodt
(CG/UFPA),
- * Dr. K. Fuzikawa (CNEN - BH),
- * Mc. T. C. M. Araújo, Mc. A. C. Galindo, Geólogo J. F. B. da
Silva (CG/UFPA),
- * Dr. Ian McReath (DG - UFBA),
- * Departamento de Engenharia de Minas da UFPE,
- * Prof. Dr. H. Beurlen (DEM/UFPE),
- * Departamento de Geologia da UnB,
- * Prof. Dr. G. Giuliani e M. A. Dardenne (DG - UnB),
- * Mc. L. H. Ronchi, Mc. J. A. Brod (DG - UnB),
- * Pessoal técnico e de apoio do CG, do DEM/UFPE e do DG/UnB,
- * Toda a família.

A todos sou imensamente grata.

SUMÁRIO

RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	3
1- INTRODUÇÃO.....	5
1.1- Objetivos.....	7
1.2- Metodologia.....	8
2- GEOLOGIA GERAL.....	11
2.1- A Área no Contexto Regional.....	11
2.2- Geologia Regional.....	11
3- GEOLOGIA LOCAL.....	27
3.1- Estratigrafia.....	27
3.2- Petrografia.....	30
3.2.1- Rochas Metavulcânicas Básicas.....	30
3.2.2- Rochas Metapiroclásticas Intermediárias a Ácidas.....	35
3.2.3- Rochas Metassedimentares.....	42
3.2.3.1- Metaquartzarenitos.....	42
3.2.3.2- Metarritmitos e Metassilitos.....	43
3.2.3.3- Formações Ferríferas.....	48
3.2.4- Velos Hidrotermais.....	50
4- MICROTERMOMETRIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS.....	56
4.1- Introdução.....	56
4.2- O Método e Seus Princípios.....	57

4.3-	Procedimentos Analíticos.....	59
4.4-	Descrição das Inclusões.....	61
4.4.1-	Inclusões Bifásicas.....	61
4.4.2-	Inclusões Multifásicas.....	62
4.5-	Sistemas Salinos Aquosos.....	68
4.5.1-	O Sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$	71
4.6-	Apresentação dos Dados Microtermométricos dos Velos da Seqüência Bahia.....	77
4.6.1-	Inclusões Bifásicas (LV).....	77
4.6.2-	Inclusões Multifásicas (LVS).....	81
4.7-	Discussão dos Dados Microtermométricos.....	83
5-	PETROQUÍMICA.....	87
5.1-	Metodologia.....	88
5.2-	Rochas Metabásicas.....	89
5.3-	Rochas Metassedimentares.....	100
5.4-	Rochas Metapiroclásticas.....	102
6-	MODELO METALOGENÉTICO.....	105
7-	CONCLUSÕES.....	113
8-	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	116
	ANEXO.....	131

LISTA DE FIGURAS

1- Localização da área Bahia.....	6
2- Mapa geológico da Província Mineral de Carajás.....	12
2a- Legenda do mapa geológico.....	13
3- Coluna estratigráfica da região de Carajás proposta por Hirata et al. (1982).....	15
4- Coluna estratigráfica proposta por DOCEGEO (1988) para a Província Mineral de Carajás.....	21
5- Subdivisão da Seqüência Vulcanossedimentar da área Bahia.....	29
6- Fotomicrografias mostrando textura ofítica em metavulcânicas básicas da Seqüência Bahia.....	32
7- Classificação das rochas piroclásticas segundo Cook (1965) e Schmid (1981).....	36
8- Fotomicrografias mostrando os fragmentos líticos que predominam nas rochas metapiroclásticas da Seqüência Bahia....	39
9- Fotomicrografia de lapili-tufo da Seqüência Bahia.....	40
10- Fotomicrografia de lapili-tufo com fragmentos de púmice, quartzo, metassilexito e muscovita.....	41
11- Fotomicrografia de rocha metapiroclástica da Seqüência Bahia.....	42

12- Fotomicrografia de arenito ferruginoso da Seqüência Bahia.....	43
13- Fotomicrografia mostrando textura de microgradação em metarritmitos da Seqüência Bahia.....	45
14- Estruturas em "caudas assimétricas" observadas em nódulos de metarritmitos.....	46
15- Microdobras em Formação Ferrífera da Seqüência Bahia.....	49
16- Fotomicrografia de Formação Ferrífera Maciça da Seqüência Bahia.....	50
17- Fotomicrografia de veio hidrotermal com a associação mineralógica mais freqüente.....	52
18- Fotomicrografia de veio hidrotermal da Seqüência Bahia....	53
19- Fotomicrografia de seção polida de veio com sulfetos e o seu contato com a encaixante.....	55
20- Seqüência de cristalização das paragêneses minerais dos velos hidrotermais da Seqüência Bahia.....	55
21- Morfologia das inclusões fluidas nos cristais de quartzo dos velos hidrotermais da Seqüência Bahia.....	63
22- Inclusão bifásica em quartzo.....	64
23- Provável inclusão bifásica primária.....	64
24- Inclusão multifásica.....	65

25- Inclusões com cristal de saturação de halita.....	65
26- Inclusões estranguladas.....	67
27- Formação de cavidades de cristais negativos acompanhada por "necking down".....	68
28- Curvas de depressão do ponto de fusão da água para soluções com diferentes sais.....	72
29- Limite de fases e composição das fases sólidas no sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$	73
30- Isotermas para o sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$	74
31- Diagrama mostrando as fases sólidas cuja temperatura de fusão necessita ser medida para expressar a composição das inclusões em termos de % eq. peso de NaCl e $CaCl_2$	76
32- Histogramas mostrando a freqüência de distribuição das diversas temperaturas de mudança de fase registradas para as inclusões bifásicas.....	79
33- Diagrama temperatura de homogeneização x salinidade.....	81
34- Relação entre o grau de preenchimento a 25°C e a densidade total das inclusões fluidas.....	82
35- Histogramas mostrando a freqüência de distribuição das diversas temperaturas de mudança de fase registradas para as inclusões multifásicas.....	84

36- Diagrama TiO_2 x Zr/P_2O_5 para as metabásicas da Sequência Bahia.....	91
37- Padrões de abundância dos ETR nas rochas metabásicas da Sequência Bahia.....	94/95
38- Modelo esquemático mostrando a provável origem para a mineralização da área Bahia.....	107
39- Diagrama atividade x atividade para o sistema $HCl-H_2O-Cu_2S-FeS-H_2S-H_2SO_4$	111

Obs.: Abreviações usadas nas fotomicrografias:

NP = nicóis paralelos

NC = nicóis cruzados

LR = luz refletida

LT = luz transmitida

LISTA DE TABELAS

1- Minerais dos veios hidrotermais da Seqüência Bahia e suas frequências relativas nas diversas assembléias observadas.....	51
2- Dados de fase seleccionados para soluções aquosas de espécies de cloreto mais comuns em inclusões fluidas.....	70
3- Dados analíticos das rochas metabásicas da Seqüência Bahia.....	90
4- Abundância dos ETR em rochas metabásicas da Seqüência Bahia.....	93
5- Comparação de composições médias de ETR em rochas básicas.....	97
6- Composição química média de rochas básicas.....	99
7- Dados analíticos dos metarritmitos da Seqüência Bahia.....	100
8- Comparação de composições químicas médias entre metarritmitos.....	101
9- Dados analíticos das rochas metapiroclásticas da Seqüência Bahia.....	103/104

RESUMO

A Área Bahia, na Província Mineral de Carajás, engloba a seqüência vulcanossedimentar que hospeda uma mineralização cuprífera de baixo teor, onde a calcopirita é o principal mineral de minério.

A seqüência é composta por rochas metabásicas (predominantes), metapiroclásticas e metassedimentares, e está intensamente venulada.

Os dados químicos das rochas metabásicas mostram grande semelhança com toleitos arqueanos. A similaridade também se estende às rochas metabásicas do Grupo Grão-Pará; apesar disso, a correlação desse Grupo com a Seqüência Bahia ainda permanece em aberto.

A despeito de a seqüência vulcanossedimentar ter sido submetida a intensa alteração hidrotermal, as texturas primárias estão muito bem preservadas e o padrão de abundância das terras-raras indica uma mobilidade bastante limitada desses elementos durante o evento da alteração.

A assembléia de alteração característica é marcada pela presença - em quantidades e combinações variáveis - de clorita, sericita, albita, tremolita-actinolita, epidoto, quartzo, calcita, titanita e escapolita. Nos veios hidrotermais, a principal associação mineralógica é composta por

quartzo + clorita + calcita + calcopirita + pirita.

Com o estudo microtermométrico em cristais de quartzo dos veios hidrotermais, dois tipos de inclusões fluidas foram caracterizados: inclusões bifásicas, com salinidade moderada (10 a 25% eq. peso NaCl) e temperaturas mínimas de aprisionamento entre 110 e 160°C, e as inclusões multifásicas, de salinidade alta (até 42% eq. peso NaCl) e temperaturas de homogeneização das fases fluidas mais baixas (100 a 130°C).

Em relação ao modelo metalogenético, é discutida a participação de soluções relacionadas aos corpos graníticos presentes na região, além da provável mistura com fluidos mais salinos e de temperaturas mais baixas. Essas soluções teriam alterado e venulado as rochas com as quais interagiram, precipitando aí, e principalmente nos veios, os sulfetos de Cu-Fe.

ÁREA - BARRA, CARAJÁS
PRINCIPAIS MINERALIZAÇÕES
INCLUSÕES FLUIDAS

ABSTRACT

A low-grade copper sulfide mineralization has been found in the Bahia area of the Carajás Mineral Province in which chalcopyrite is the major ore mineral. The host pile (Bahia Sequence) consists dominantly of metabasalts associated with slightly metamorphosed pyroclastic and sedimentary rocks.

Chemical data show a striking similarity not only of the Bahia metabasalts but also the neighboring Grão-Pará Group basalts with Archean tholeiites, but an unambiguous evidence to correlate those two units is still lacking.

Despite the widespread H^+ ion metasomatism that affected the Bahia rocks, primary igneous textures have been preserved. Likewise, the REE distribution patterns indicate a very limited mobility of these elements under the conditions prevailing in the Bahia hydrothermal environment.

The alteration assemblages are characterized by variable amounts of chlorite, sericite, albite, tremolite-actinolite, epidote, quartz, calcite, sphene and scapolite. In the hydrothermal veins the most common mineral suite is quartz + chlorite + calcite + chalcopyrite + pyrite.

Based on microthermometric studies of vein-quartz crystals, two kinds of fluid inclusions could be identified: a) two-phase inclusions with moderate salinities (10 to 25 wt.% NaCl equiv.) and homogenization temperatures in the range of

110°C to 180°C; b) multiple phase inclusions with high salinities (up to 42 wt.% NaCl equiv.) and homogenization temperatures of fluid phases between 100°C and 130°C.

A metallogenetic model is proposed by which the Bahia mineralization resulted from the circulation of hydrothermal solution under the influence of the thermal energy being dissipated by the granitic bodies present in the surrounding areas. At the deposition sites these solutions mixed with more saline, lower temperature fluids that flowed into open spaces and precipitated Fe-Cu sulfides mainly in vein structures.

1- INTRODUÇÃO

A ocorrência de sulfetos de cobre da área Bahia está localizada entre os paralelos $06^{\circ}00'$ e $06^{\circ}30'$ sul e os meridianos $50^{\circ}30'$ e $51^{\circ}00'$ oeste no estado do Pará e é uma das inúmeras riquezas minerais da Serra dos Carajás, a maior província mineral do mundo hoje conhecida (figura 1).

O alvo geoquímico e geofísico chamado prospecto Bahia foi encontrado em 1974 durante trabalhos de prospecção da empresa Rio Doce Geologia e Mineração (DOCEGEO) na Serra dos Carajás. A mineralização está associada a uma seqüência vulcanossedimentar que compreende rochas vulcânicas básicas, piroclásticas e pelíticas, bem como leitos de formação ferrífera, estando capeada por uma unidade de arenitos não mineralizados. Nessa seqüência, que se encontra muito hidrotermalizada, as zonas mais ricas em sulfetos não são restritas a um horizonte estratigráfico definido (à exceção dos leitos de formação ferrífera, nos quais a mineralização adquire um aspecto estratiforme), antes, são condicionadas pela intensidade do hidrotermalismo.

As zonas de maior alteração são caracterizadas pela presença de veios hidrotermais, provavelmente relacionados aos corpos graníticos que ocorrem na área, e por profundas modificações mineralógicas e químicas das rochas que hospedam a mineralização.

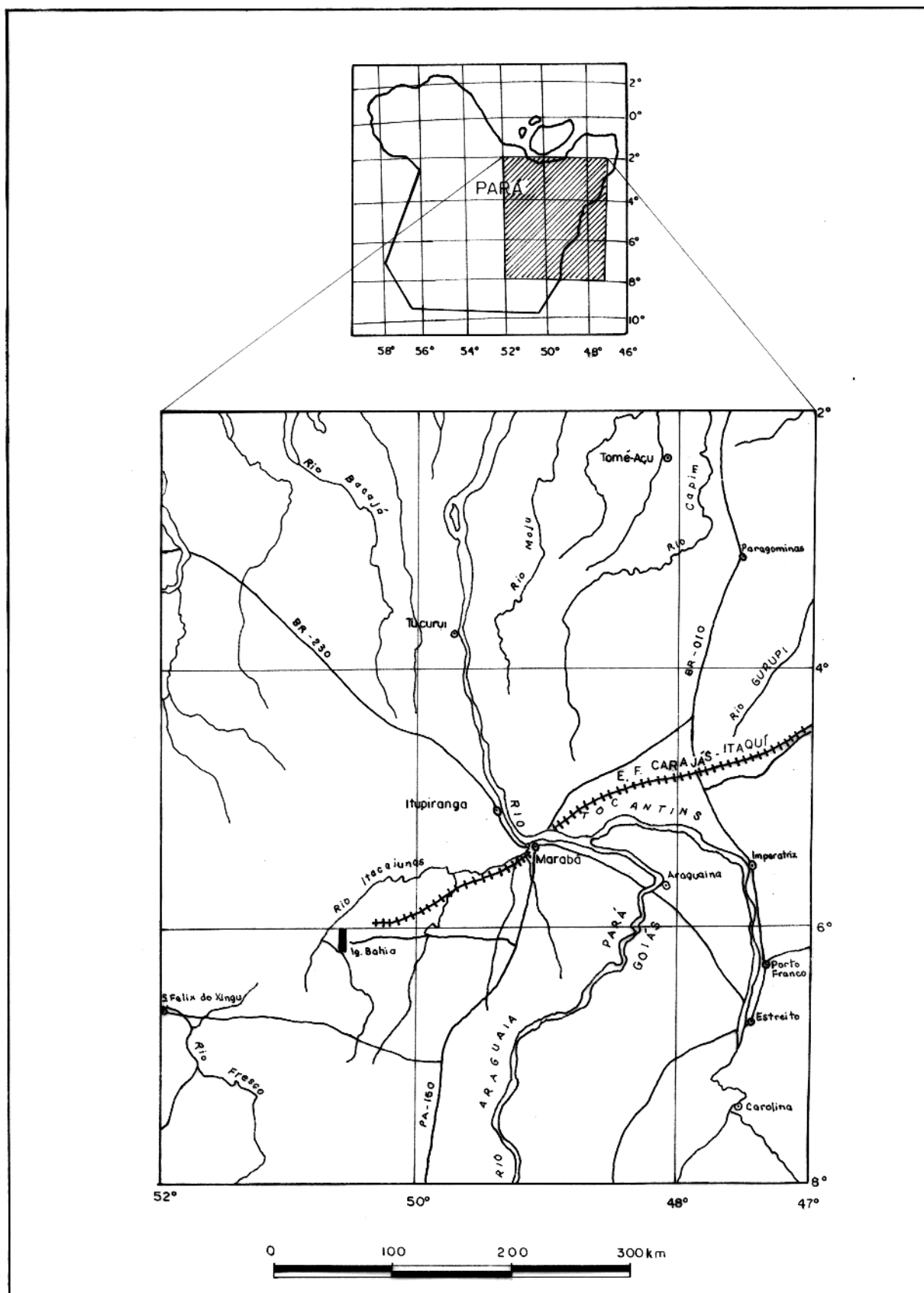


Figura 1 - Localização da área Bahia (DOCEGEO, 1988a).

A seqüência vulcanossedimentar da área Bahia foi atribuída ao Proterozóico Inferior por Ferreira Fg (1985) e juntamente com as seqüências Salobo e Pojuca, que lhe são similares, marca a vocação da região de Carajás para a formação de importantes depósitos de sulfetos de metais-base.

1.1- Objetivos

Considerando-se já haver um quadro geológico bem definido para a área Bahia, o objetivo principal deste trabalho é o detalhamento dos aspectos mais diretamente ligados à mineralização e aos processos hidrotermais que a geraram, não se perdendo de vista os aspectos geológicos de caráter regional, como o posicionamento espaço-temporal da seqüência.

Desse modo, de posse dos dados de Ferreira Fg (1985), procurou-se dar continuidade ao estudo da área, buscando os seguintes objetivos específicos:

a.) em relação à petroquímica da seqüência

- caracterizar as associações mineralógicas da rocha, do minério e da ganga através do estudo de paragêneses minerais;
- estabelecer uma correlação geoquímica da unidade vulcanossedimentar com seqüências antigas já bem caracterizadas em outras partes do mundo a partir da análise de elementos terras-raras.

b.) em relação à caracterização do sistema hidrotermal

- caracterizar quimicamente o sistema hidrotermal através da comparação de rochas alteradas e não alteradas e do estudo dos veios hidrotermais, bem como definir possíveis zoneamentos a fim de avaliar melhor a distribuição espacial da mineralização;

- determinar as temperaturas (mínimas) das soluções que afetaram essas rochas a partir do estudo das inclusões fluidas relacionadas ao estágio da mineralização, bem como estimar a composição, salinidade e densidade das soluções;

- caracterizar os agentes de uma possível remobilização e estabelecer as relações porventura existentes entre a atividade hidrotermal indutora e os corpos graníticos que ocorrem na região.

c.) em relação à geologia da seqüência

- através dos dados químicos referentes a elementos maiores, traços e terras-raras, confirmar ou não a correlação da seqüência com o Grupo Grão-Pará, sugerida por Ferreira FQ (1985).

1.2- METODOLOGIA

Durante a etapa de campo, foram descritos e amostrados testemunhos de sondagem de nove furos executados pela DOCEGEO na área Bahia, além de ter sido feito o estudo petrográfico (no acampamento Pojuca) relacionado a esses furos. O reconhecimento geológico da área em superfície não forneceu

muitos resultados, já que os afloramentos predominantes são de arenito e laterita, sendo praticamente ausentes os afloramentos de rochas da seqüência vulcanossedimentar.

No estudo petrográfico foram utilizadas lâminas delgadas e seções delgado-polidas para a descrição das associações mineralógicas, texturas e estruturas e para a classificação das rochas. O estudo textural baseou-se principalmente em Ross e Smith (1981) e Bard (1980), enquanto a análise minerográfica seguiu as metodologias desenvolvidas por Ramdohr (1980), Craig e Vaughan (1981) e Uytenbogaardt e Burke (1971). O estudo dos minerais opacos foi feito no departamento de Engenharia de Minas da Universidade Federal de Pernambuco, sob a supervisão do Professor Hartmut Beurlen.

Com base nos estudos petrográficos foram selecionadas amostras para análise química (absorção atômica, fluorescência de raios X, via úmida) visando à determinação de elementos maiores, traços e terras-raras. As amostras selecionadas para o estudo de elementos terras-raras foram analisadas pela GEOSOL, por espectrometria de plasma (ICP).

É importante salientar que, à época de obtenção dos dados analíticos, os laboratórios de fluorescência de raios-X e de análise química do Centro de Geociências passavam por sérios problemas operacionais e gerenciais. O agravamento da situação com as paralisações do corpo técnico-administrativo da UFPA dificultou e, em alguns casos, inviabilizou algumas das análises pretendidas.

A petrografia e a minerografia também permitiram a seleção de amostras para o estudo microtermométrico, que envolveu medidas de temperatura de mudanças de fase em inclusões fluidas sobre uma platina de aquecimento/resfriamento. O estudo seguiu a metodologia apresentada por Hollister e Crawford (1981), Roedder (1984) e Shepherd et al. (1985). Os dados assim obtidos possibilitam uma estimativa das composições qualitativa e quantitativa dos fluidos aprisionados nas inclusões através da comparação com mudanças de fases determinadas experimentalmente em sistemas conhecidos. As análises microtermométricas foram realizadas na Universidade de Brasília, sob a supervisão do Professor Gaston Giuliani.

2- GEOLOGIA GERAL

2.1-A Área no Contexto Regional

A área Bahia faz parte da Província Mineral de Carajás (figura 2), que compreende a região limitada pelos rios Araguaia-Tocantins a leste e Xingu a oeste, e pelas serras do Bacajá a norte e de Gradaús a sul (Hirata et al., 1982). Segundo Amaral (1984) e Schobbenhaus et al. (1984), essa região faz parte do Cráton ou Plataforma Amazônica, cuja evolução orogênica não alcançou o Proterozóico Médio, passando, a partir daí, a atuar como ante-país em relação à Faixa de Dobramentos Araguaia.

A ocorrência de sulfetos de cobre da área Bahia está hospedada numa seqüência vulcanossedimentar com idade atribuída ao final do Arqueano e início do Proterozóico Inferior (Ferreira Fg, 1985).

2.2-Geologia Regional

Em 1967, com a descoberta dos grandes depósitos de ferro da Serra dos Carajás, teve início um intenso programa de pesquisa geológica na região. Desde então, vários trabalhos têm sido publicados, ora trazendo apenas notas referentes à descoberta de depósitos minerais, ora descrevendo e separando os tipos litológicos da região em grandes unidades (Tolbert et al., 1968 e 1971; Knup, 1971; Liandrat, 1972; CVRD/CMM, 1972; Beisiegel et al., 1973; Silva et al., 1974, entre outros).

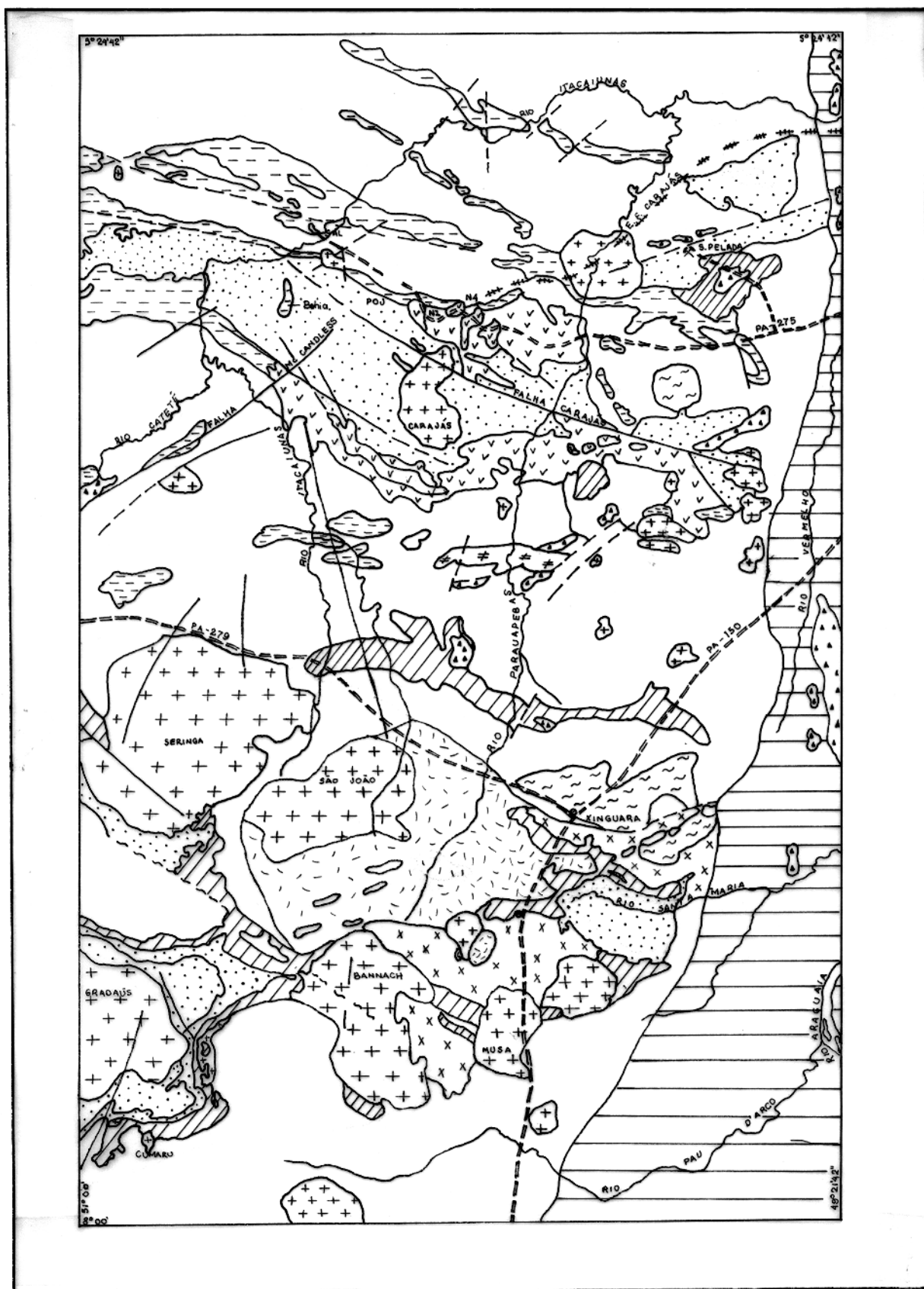


Figura 2 - Mapa geológico da Província Mineral de Carajás, modificado de DOCEGEO (1988).

	Complexo Xingu Indiferenciado
	Complexo Plum
	Seqüências tipo "Greenstone-belt"
	Grupo Grão-Pará
	Seqüências metavulcanossedimentares
	Granodiorito Rio Maria
	Trondhjemito e Tonalito
	Metagranitóides (tipo Estrela e Xingu)
	Ultramáficas
	Grupo Rio Fresco
	Granitos Anorogênicos do Proterozóico Médio
	Faixa de Dobramentos Araguaia

Figura 2a - Legenda do mapa geológico (figura 2).

Ainda que nesses trabalhos tenham sido definidas algumas unidades estratigráficas, a primeira sugestão do empilhamento estratigráfico regional foi dada por Silva et al.(1974). Segundo essa proposta, a coluna estratigráfica da região seria composta pelo Complexo Xingu (embasamento polimetamórfico), Grupo Grão-Pará (seqüência ferrífera e metabasitos), Formação Rio Fresco (seqüência sedimentar), Granitos tipo Serra dos Carajás (plutonismo pós-orogênico) e outras unidades sobrejacentes (Grupo Uatumã, Formação Gorotire e Formação Triunfo).

Outros trabalhos se seguiram, a exemplo de Gomes et al.(1975); Bernardelli e Belsiegel (1978); Meyer e Farias (1980), e, em 1982, Hirata et al. sintetizaram todo o conhecimento regional até então acumulado e propuseram uma coluna estratigráfica para a região da Serra dos Carajás (figura 3) que, da base para o topo, engloba as seguintes unidades:

-Complexo Xingu (definido por Silva et al.,1974)- compreende rochas de médio a alto grau metamórfico (gnaisses, anfibolitos, migmatitos, granitos, cataclasitos e milonitos) acrescidas de seqüências do tipo "greenstone-belt" (Andorinhas, Gradaús e outras), configurando a associação típica dos terrenos granito-"greenstone" arqueanos. Incorporados a esses terrenos ocorrem complexos básico-ultrabásicos estratificados.

Gordani et al.(1984) atribuíram idade arqueana (2.8 b.a.) para a formação dessas rochas. Medeiros (1987) obteve uma isócrona Rb/Sr verdadeira para o Granodiorito Rio Maria,

TEMPO		UNIDADES		LITOLOGIAS
PALEOZOICO		SEDIMENTOS DA BACIA DO MARANHÃO		Sedimentos clásticos, principalmente, arenitos, vulcânicas básicas toleíticas.
PROTEROZOICO	MÉDIO	GRUPO TOCANTINS		Intrusivas máficas e ultramáficas (s.Topa). Filitos, quartzitos, grauvas, rochas carbonatadas, biotita - xistos, gnaisses
		GRUPO ESTRONDO		
	INFERIOR	FORMAÇÃO GOROTIRE		Arenitos, às vezes conglomeráticos, feldspáticos.
		GRUPO UATUMÁ		Riolitos, riadacitos, piroclásticos. Corpos intrusivos (Velho Guilherme) graníticos a granodioríticos portadores de Sn. Basaltos, andesitos passando a riadacitos no topo; piroclásticos.
		IRIRI		
		GRANITO VELHO		
ARQUEANO	INFERIOR	SOBREIRO		Gnaisses, xistos (antibólio-granada-magnetita-sulfetos de cobre), quartzitos (Sal-3A). Lateralmente antibólio - xistos, meta-basaltos, formações ferríferas bandeadas, rochas a antofilita-cordierita, sulfetos maciços Cu-Zn (MM1) e biotita-xistos, quartzitos, mármores manganesíferos (Buritirama).
		FORMAÇÃO RIO FRESCO		
		GRANITO SERRA DOS CARAJÁS		
ARQUEANO	INFERIOR	GRUPO GRÃO PARÁ		Metavulcânicas máficas, itabiritos (s. Carajás - N1, N4, S11, etc...)
		SEQUÊNCIA TIPO		
		SALOBO - MM1		
ARQUEANO	INFERIOR	COMPLEXO XINGU		Gnaisses, enclaves de antibolitos, granitos, migmatitos, granulitos.
		(Incorporando greenstone - belts)		Greenstone - belts / granitóides (gb) - sequências vulcânicas diferenciadas, ultramáficas (ub) - máficas-felsicas, em fácies xistos verdes, grauvas, arcóssios, siltitos, formações ferríferas bandeadas, chert / granitos, granodioritos, trondjemitos; ocorrências de Au, Ni; (Andorinhas, Vermelho). Complexos básicos-ultrabásicos estratificados de fácies granulítico com anortositos (área Pium).

Figura 3 - Coluna estratigráfica da região de Carajás proposta por Hirata et al. (1982).

intrusivo nas seqüências "greenstone" do Complexo Xingu, com idade de 2564 ± 68 m.a. e razão inicial de $0,70288 \pm 0,00092$.

As ocorrências minerais mais importantes dessa unidade são o depósito de níquel do Vermelho (associado a rochas ultrabásicas), o ouro associado aos "greenstone-belts" e a cromita associada ao complexo ultramáfico de Luanga (DOCEGEO, 1988).

-Seqüência Salobo-Pojuca (definida por Meyer e Farias, 1980)- constitui um pacote de rochas metavulcânicas básicas a intermediárias, com metassedimentos clásticos e químicos intercalados, e apresenta uma variação facirológica caracterizada pela diminuição da contribuição vulcânica e aumento da contribuição sedimentar de SW para NE (Farias et al., 1984). O metamorfismo varia da facies xisto-verde à facies anfibolito médio-alto.

Essa seqüência hospeda as jazidas de cobre do Salobo, de cobre-zinco do Pojuca, de manganês de Buritirama e é admitida como sendo do Proterozóico Inferior.

-Grupo Grão-Pará (definido por CVRD/CMM, 1972)- compreende três unidades litológicas: uma seqüência metavulcânica na base - Formação Parauapebas (DOCEGEO, 1984) -, espessos pacotes de formação ferrífera na porção intermediária -Formação Carajás- e uma seqüência metavulcânica no topo. O grau metamórfico é da facies xisto-verde. A Formação Parauapebas é bimodal, com predominância de metabasaltos, metandesitos basálticos e metatraquandesitos, com derrames e metatufos riolíticos

subordinados (Olszewski Jr. et al., 1987). Os metabasaltos hidrotermalmente alterados têm sido considerados produto de um evento vulcânico marinho de composição toleítica (Lemos e Villas, 1983; Melreles et al., 1984).

É nesse grupo que se encontram as grandes jazidas de ferro e os depósitos de bauxita da Serra dos Carajás. Wirth et al. (1986) obtiveram uma idade U/Pb de 2758 ± 39 m.a. em zircões extraídos de riolitos decompostos, pertencentes à seqüência metavulcânica inferior. Análises de basaltos forneceram uma isócrona Rb/Sr verdadeira com idade de 2687 ± 54 m.a. e razão inicial de $0,7057 \pm 0,0010$ (Gibbs et al., 1986).

-Formação Rio Fresco (definida por Barbosa et al., 1986)- composta por uma espessa seqüência de sedimentos clásticos grossos a finos metamorfisados em baixo grau. Inclui também sedimentos químicos como calcários, dolomitos, cherts e formações ferríferas bandadas. A jazida de manganês do Azul e a ocorrência de cobre da área Bahia têm sido relacionadas a essa formação (Bernardelli e Beisiegel, 1978; Hirata et al., 1982; Fonseca et al., 1984).

Datações K-Ar feitas nos folhelhos manganésíferos do Azul forneceram idades entre 1650 e 1550 m.a. (Bonhomme et al., 1982). Ferreira FQ (1985) trabalhando na região da área Bahia datou rochas piroclásticas e granófiros pelo método Rb/Sr, obtendo idades entre 2300 e 2500 m.a.

-Granito Serra dos Carajás (definido por Silva et al., 1974)- sob

essa denominação Hirata et al.(1982) englobaram diversos maciços intrusivos nas seqüências anteriores, grosseiramente circulares, com dimensões variadas (25 a 85km de diâmetro) e composição granítica a granodiorítica. O exemplo mais típico é o Granito Central, cujos zircões forneceram uma idade U/Pb de 1820 ± 49 m.a. (Wirth et al.,1986).

-As unidades que completam a coluna proposta por Hirata et al.(1982) são o Grupo Uatumã, os granitos tipo Velho Guilherme, a Formação Gorotire e o Supergrupo Baixo-Araguaia, que não serão abordadas neste trabalho.

Embora essa proposta estratigráfica tenha sido bem aceita (Farias et al.,1984; Meireles et al.,1984; Tassinari et al.,1982; DOCEGEO,1984; Cordani et al.,1984; entre outros), alguns pontos de discordância ainda persistem entre os estudiosos da geologia da região, como evidenciado a seguir.

Silva et al.(1974) englobaram todas as seqüências vulcanossedimentares com intercalações de itabiritos da região da Serra dos Carajás (Serenó, Buritirama, Misteriosa, Babaçu e Lagoa Seca) no Grupo Grão-Pará. Com o descobrimento das jazidas de cobre, Meyer e Farias (1980) definiram a Seqüência Salobo-Pojuca e a separaram do Grupo Grão-Pará. Posteriormente essa seqüência foi posicionada entre o Complexo Xingu e o referido grupo por Hirata et al.(1982).

Schobbenhaus et al.(1984) adotaram a correlação estabelecida por Silva et al.(op.cit.), reunindo as seqüências vulcanossedimentares do tipo Salobo-Pojuca e outras similares no

Grupo Grão-Pará. Igualmente, são muitos os trabalhos que sugerem uma evolução cronocorrelata dessas seqüências (Hutchinson, 1979; Gomes et al., 1975; Lemos, 1981; entre outros).

Estudos de detalhe na área Pojuca permitiram a Medeiros Neto e Villas (1984) caracterizar a litoestratigrafia do depósito de sulfetos de Fe-Cu-Zn, que é hospedado por uma zona de formação ferrífera bandada situada entre dois pacotes de anfibolitos. Devido à semelhança litológica e à vizinhança geográfica, esses autores consideraram a Formação Carajás (do Grupo Grão-Pará) e a Formação Ferrífera da Seqüência Pojuca como facies de uma mesma formação ferrífera que teriam evoluído em ambientes geotectônicos diferentes.

Medeiros Neto (1985) concluiu que as diferenças apontadas por Hirata et al. (1982) para separar essas seqüências, como por exemplo, metamorfismo e deformação, podem ser facilmente explicadas por um modelo de variação de facies como o citado anteriormente.

A outra importante divergência relacionada à proposta de Hirata et al. (op.cit.) diz respeito à Formação Rio Fresco. A extensa cobertura clástica que ocorre na região da Serra dos Carajás tem sido correlacionada a essa formação, definida por Barbosa et al. (1966). Exemplos dessa correlação se encontram nos trabalhos de Bernardelli e Beisiegel (1978); Meireles et al. (1982); Gama Jr. et al. (1982); Ramos et al. (1983); Fonseca et al. (1984) e Cunha et al. (1984), esses últimos elevando a Formação Rio Fresco à categoria de Grupo.

Em 1984, Ramos et al., procurando caracterizar melhor a unidade, estudaram quatro áreas de ocorrência de rochas tidas como pertencentes a essa formação: Rio Fresco-Rio da Ponte, Andorinhas, Granja e Paredão. Concluíram que as diferenças marcantes nos tipos litológicos, nos ambientes de sedimentação e nas idades obtidas por outros autores são suficientes para que as áreas não sejam correlacionadas.

Figueiras e Villas(1984) apresentaram dados de campo, petrográficos, mineralógicos e granulométricos de outras três áreas que até então vinham sendo correlacionadas à Formação Rio Fresco: circunvizinhanças do Granito Central, Serra do Paredão e Igarapé Pojuca. Apesar de não descartarem totalmente a possibilidade de uma intercorrelação, esses autores consideraram claramente inconsistente a correlação com a Formação Rio Fresco (como definida por Barbosa et al., 1966), referindo-se a suas rochas como "seqüência clástica pós-Grupo Grão-Pará".

Ferreira FQ(1985), baseado em resultados petrográficos, petroquímicos e cronológicos, julgou inadequada a correlação das litologias da área Bahia com a Formação Rio Fresco. Em razão da semelhança litológica, geoquímica e geocronológica e da ausência de deformação, Ferreira FQ(1985) levantou a hipótese de contemporaneidade entre a seqüência vulcanossedimentar Bahia e as rochas metavulcânicas básicas do Grupo Grão-Pará.

Em 1988, a DOCEGEO apresentou uma revisão

estratigráfica da região - considerando as contribuições dadas por empresas de mineração, universidades e instituições de pesquisa - e propôs designações formais para várias das unidades litológicas definidas por Hirata et al. (1982).

Nessa proposta (fig.4), os "greenstone-belts" da região de Rio Maria, até então parte do Complexo Xingu, foram agrupados no Supergrupo Andorinhas, formado pelas Seqüências Lagoa Seca (de topo) e Babaçu (basal). As seqüências formalmente designadas por Cordeiro e Saueressig (1980) passaram à categoria de grupo.

EOM	ERA	IDADE (a.p.)	SUPER GRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	COMPLEXO	SUITE	GRANITÓIDES/GRANITOS	VARIACÃO NA COLUNA
PROTEROZOICO	MÉDIO SUPER.	0.57			DIQUE BÁSICO / ACÍDOS*				
		1.10						SERINGA, JAMON	
		1.80						CARAJÁS, CIGANO, MUSA, GRADALUS*, BORRACHUDO*, XINGUARA*, SÃO JOSÉ*, SÃO JOÃO*, CACHOEIRINHA*, BANNACH*, MARAJÓDARA*, ETC	
	INFERIOR				GABRO STA INÊS*		QUATIPURU*		
		1.90			RIO NAJA				
				TOCANTINS/R. FRESCO	IGARAPÉ AZUL				
		2.25						ESTRELA* (Z)	
	ARQUEANO	2.40						TONALITO PARAZÔNIA	
		2.60		BURITIRAMA	SUMIDOURO			TRONDHJEMITO MOONO	
				IG. BAHIA	GROTA DO VIZINHO			GRANODIORITO R. MARIA	
		2.75		GRÃO PARÁ	PALEOVULCÂNICA SUPERIOR				
					CARAJÁS				
					PARAUPEBAS				
				IGARAPÉ	CORPO QUATRO				
				IGARAPÉ POJUÇA	CINZENTO				
				IGARAPÉ SALOBO	TRÊS ALFA				
					GNAISSE CASCATA				
ARQUEANO		2.76					LUANGA / SERRA AZUL		
		2.85					XINGU		
ARQUEANO		>2.85							
				LAGOA SECA / RIO PRETO	RECANTO AZUL				
				BABAÇU / STA. LÚCIA	FAZENDA DO QUINCAS				
					MAMÃO				
ARQUEANO					IGARAPÉ ENCANTADO				

* Sem dados geocronológicos.

Figura 4 - Coluna estratigráfica proposta por DOCEGEO (1988) para a Província Mineral de Carajás.

O Grupo Babaçu foi subdividido em duas formações: a Formação Igarapé Encantado, constituída por uma sucessão de derrames ultramáficos komatiíticos com intercalações de formação ferrífera bandada, e a Formação Mamão, a mais completa seqüência vulcanossedimentar do Supergrupo, com metabásicas, metassedimentos pelíticos e químicos, metavulcânicas máficas e lavas ultramáficas. Nessa Formação tem importância a mineralização de ouro em veios hidrotermais e em rochas intensamente hidrotermalizadas.

O Grupo Lagoa Seca também englobou duas unidades: a Formação Fazenda do Quincas, composta por intercalações de metassedimentos clástico-químicos com metavulcânicas básico-ultrabásicas além de esporádicos estratos de metavulcânicas-subvulcânicas intermediárias a ácidas, e a Formação Recanto Azul, que abrange um conjunto de metavulcânicas-subvulcânicas intermediárias a ácidas (andesitos, dacitos e riodacitos) intercaladas com metassedimentos (predominantemente clásticos) e metavulcânicas básico-ultrabásicas esporádicas.

Intrusivos nesses "greenstone-belts" ocorrem "sills" máfico-ultramáficos diferenciados - Complexos Plum, Luanga e Serra Azul - e granitóides arqueanos de composição granodiorítica e trondhjemitica. Os granitóides da região foram agrupados em três conjuntos: Granodiorito Rio Maria (Medeiros, 1987), Trondhjemito Mogno e Tonalito Parazônia (DOCEGEO, 1988).

Na região de Rio Maria, os granitóides arqueanos e o Supergrupo Andorinhas formam um bloco que resistiu aos eventos

deformacionais de caráter regional (DOCEGEO, 1988).

O Complexo Xingu, como definido por Silva et al.(1974), ficou restrito às rochas gnáissicas, às vezes migmatizadas, de composições tonalítica, trondhjemítica e/ou granodiorítica, tidas como resultado do retrabalhamento metamórfico sobre terrenos graníticos arqueanos. A restrição se deu pelo reconhecimento de que na região de Rio Maria os granitóides são arqueanos e intrusivos nos "greenstone-belts" e não, como se pensava, componentes de uma crosta silílica. Machado et al.(1988) obtiveram idades U/Pb de 2851 ± 4 m.a. em migmatitos desse complexo.

As Seqüências Salobo-Pojuca, Bahia e Buritirama passaram a ocupar a categoria de grupo e, junto com o Grupo Grão Pará, a formar o Supergrupo Itacaldinas. Como característica comum esses grupos resultam de evolução em contexto vulcanossedimentar. Apesar de diferenças no grau metamórfico e no padrão estrutural, as semelhanças na evolução geológica desses grupos são marcantes: sedimentos químicos tais como formações ferríferas na facies carbonato-óxido-silicato-sulfeto são importantes; rochas piroclásticas foram definidas nos Grupos Bahia e Grão-Pará; basaltos ou anfibolitos e vulcânicas félsicas a intermediárias são comuns. Ainda que idades arqueanas tenham sido obtidas, nenhuma feição típica de "greenstone-belt" aparece nesses grupos. Além disso, eles têm graus metamórficos variados e são litologicamente distintos do Supergrupo Andorinhas.

O Grupo Grão-Pará foi mantido com suas três

unidades: Formação Parauapebas, Formação Carajás e Formação Paleovulcânica Superior.

O Grupo Igarapé Salobo, unidade que era incluída no que anteriormente se chamava de Seqüência Salobo-Pojuca, contém depósitos e ocorrências de Cu, Au, Mo e Ag fortemente afetados por deformações polifásicas e com grau metamórfico médio a alto. É subdividido em três formações: Gnaisse Cascata - constituída por gnaisses de origem predominantemente sedimentar e intercalações centimétricas a decamétricas de anfibolitos e metapelitos; Três Alfa - contém as mineralizações de Cu (Au-Mo-Ag) da área Salobo e é constituída por metassedimentos químicos e/ou detríticos e vulcânicas básico-intermediárias subordinadas, além de lentes de formação ferrífera bandada; Cinzento - composta predominantemente por quartzitos e com intercalações métricas de gnaisses andesíticos, meta-arcólios e xistos.

Outra unidade da "antiga" Seqüência Salobo-Pojuca, o agora denominado Grupo Igarapé Pojuca, abrange um pacote vulcanossedimentar: rochas vulcânicas básicas e intermediárias com sedimentos clásticos e químicos intercalados e grau metamórfico variando de xisto verde a anfibolito. Esse grupo hospeda diversos depósitos de Cu, Cu-Zn com Au e Mo associados e só tem uma unidade definida: a Formação Corpo Quatro, com rochas bandadas e xistos com fragmentos de rochas.

O Grupo Igarapé Bahia foi dividido em duas unidades: a Formação Grota do Vizinho - basal - abrangendo uma seqüência de rochas sedimentares e piroclásticas com

intercalações de rochas básicas e a Formação Sumidouro - topo - constituída por arenitos e intercalações de rochas vulcânicas básicas.

Localizado na Serra do Buritirama, o Grupo homônimo apresenta da base para o topo: quartzitos micáceos, mica-xistos, quartzitos bandados e xistos variados.

Apesar dos avanços alcançados, a insuficiência dos dados geocronológicos e a ausência de claras relações de campo fazem com que a posição estratigráfica relativa desses grupos ainda permaneça como uma questão em aberto (DOCEGEO, 1988).

Na proposta de DOCEGEO (1988), a "seqüência clástica pós-Grupo Grão Pará" de Figueiras e Villas (1984) ou os "unnamed sandstones" de Gibbs et al. (1986) ainda são considerados como Grupo Rio Fresco - uma seqüência sedimentar depositada sobre as rochas arqueanas antes da intrusão dos granitos pós-tectônicos tipo Serra dos Carajás e após a última gnaissificação que atingiu a região. É polêmica atual se esse grupo - um pacote de sedimentos transgressivos com metamorfismo incipiente - se depositou em uma única e ampla bacia, depois retalhada pela erosão, permanecendo os testemunhos em calhas sinformais, ou se a deposição deu-se isoladamente, em diminutas bacias, forma na qual hoje o grupo ocorre.

O "trend" estrutural NW-SE das unidades supracitadas é tido como um reflexo proeminente da Orogenia Transamazônica, enquanto que a intrusão de granitos pós-

tectônicos representa um importante evento magmático (1.8 b.a.), que atingiu toda a região de Carajás.

3- GEOLOGIA LOCAL

A área estudada é composta predominantemente por uma seqüência vulcanossedimentar de baixo grau metamórfico (Seqüência Bahia), a qual contém depósito sulfetado de cobre de baixo teor e ocorrências polimetálicas de Au, Mo e Ag.

As rochas da seqüência sofreram hidrotermalismo que causou intensa alteração mineralógica e química, mas não afetou, na maioria das vezes, as texturas primárias.

Atualmente conta-se com um número bastante reduzido de trabalhos especificamente relacionados à geologia da área Bahia. Eles restringem-se, na prática, aos relatórios internos da DOCEGEO e aos trabalhos de Fonseca et al. (1984); Ferreira Fg (1985); Ferreira Fg e Danni (1985) e Dardenne et al. (1987).

3.1- Estratigrafia

Como já citado no capítulo anterior, muitos foram os trabalhos propondo correlações de seqüências da região de Carajás com a "Formação" Rio Fresco. Entre eles está o de Fonseca et al. (1984), em que as unidades litológicas da área Bahia são correlacionadas àquela Formação.

Ferreira Fg (1985) contestou essa correlação, apresentando um trabalho bastante detalhado, no qual a

petrografia das rochas da Área Bahia foi cuidadosamente tratada. Três unidades foram então discriminadas:

a.) unidade mais antiga, hospedeira da mineralização de cobre, de natureza vulcanossedimentar e muito hidrotermalizada (equivalente, hoje, à Formação Grota do Vizinho de DOCEGEO, 1988);

b.) uma unidade essencialmente sedimentar, composta por metarenitos esbranquiçados e intercalações locais de metaconglomerados e metassiltitos. É separada da anterior por discordância erosiva, cujas evidências são a presença de seixos litologicamente idênticos às rochas da unidade inferior, a imaturidade dos sedimentos e a ausência de vulcanismo (equivalente, hoje, à Formação Sumidouro de DOCEGEO, 1988);

c.) unidade superior, constituída por uma cobertura laterítica representada pelos platôs.

A unidade mais antiga ainda foi subdividida em cinco intervalos principais (fig. 5) que, da base para o topo, se constituem de: metarritmitos com intercalações de vulcânicas básicas e formações ferríferas; derrames piroclásticos silicosos e metavulcânicas básicas; metarritmitos com intercalações de formações ferríferas; piroclásticas silicosas e, finalmente, metassiltitos com esparsas intercalações laminadas e vulcanoclásticas subordinadas.

Poucas vezes essa subdivisão pode ser considerada, de maneira que aqui a seqüência vulcanossedimentar - unidade de

interesse neste trabalho - será tratada como um todo, sendo referida simplesmente como "Seqüência Bahia".

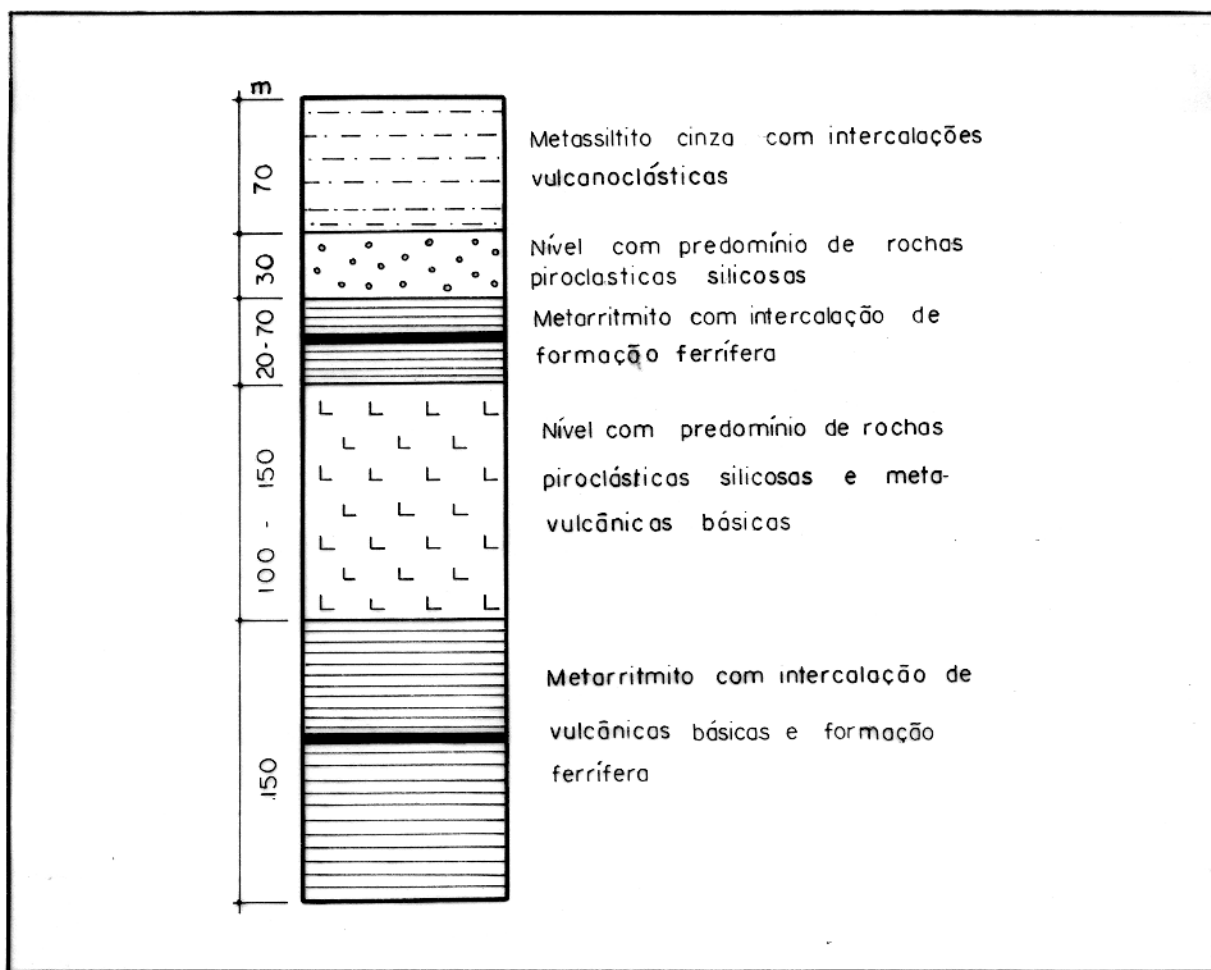


Figura 5 - Subdivisão da Seqüência Vulcanossedimentar da área Bahia segundo Ferreira Fg (1985).

A ausência de deformação em escala macroscópica ou de estruturas penetrativas que pudessem ter causado alguma alteração no empilhamento da seqüência e a presença de seixos resultantes do retrabalhamento de suas rochas na unidade sobrejacente parecem indicar um posicionamento estratigráfico normal para a Seqüência Bahia.

3.2- Petrografia

A descrição e amostragem de testemunhos de sondagem permitiram a caracterização de três tipos litológicos principais: rochas metabásicas, rochas metassedimentares e rochas metapiroclásticas (o prefixo "meta" referindo-se apenas ao metamorfismo hidrotermal).

Em superfície essas rochas têm muito pouca representatividade. Os metarenitos que afloram na área Bahia parecem estar relacionados à unidade que recobre a seqüência vulcanossedimentar. Suspeita-se da presença de rochas piroclásticas em alguns afloramentos, com base na alta porosidade das amostras; entretanto, uma confirmação é difícil devido à intensa alteração intempérica.

3.2.1- Rochas Metavulcânicas Básicas

Aqui estão incluídos os derrames de rochas compostas essencialmente por plagioclásio (labradorita a andesina) e piroxênio ou por seus produtos de alteração,

representados por clorita, sericita, actinolita-tremolita, escapolita e epidoto, além de quartzo, titanita, biotita, calcita e opacos em quantidades subordinadas. A granulação varia de fina a média, dependendo da posição da amostra dentro do derrame. Amígdalas não foram observadas.

Quando a alteração hidrotermal não chega a graus extremos, essas rochas ainda preservam suas texturas primárias que variam entre ofítica, subofítica e intergranular e, mais raramente, porfirítica ou glomeroporfirítica.

Os piroxênios na maioria das vezes já estão totalmente transformados para anfibólios do tipo actinolita-tremolita ou, num processo mais avançado, para clorita. Quando preservados, os piroxênios são caracterizados como pigeonita, apresentando-se em cristais grandes e anédricos.

A actinolita-tremolita ocorre em cristais que aparentemente ainda preservam a forma dos piroxênios originais e envolvem os plagioclásios eudrais numa textura ofítica típica (figura 6).

Os plagioclásios aparecem como ripas bem formadas e podem ou não estar total ou parcialmente envolvidos pelos anfibólios. Quando a textura é glomeroporfirítica, os fenocristais parecem ter sido originalmente de plagioclásio, mas estão completamente alterados.

Os cristais de plagioclásio apresentam diferentes graus e tipos de alteração, sendo possível que essas diferenças

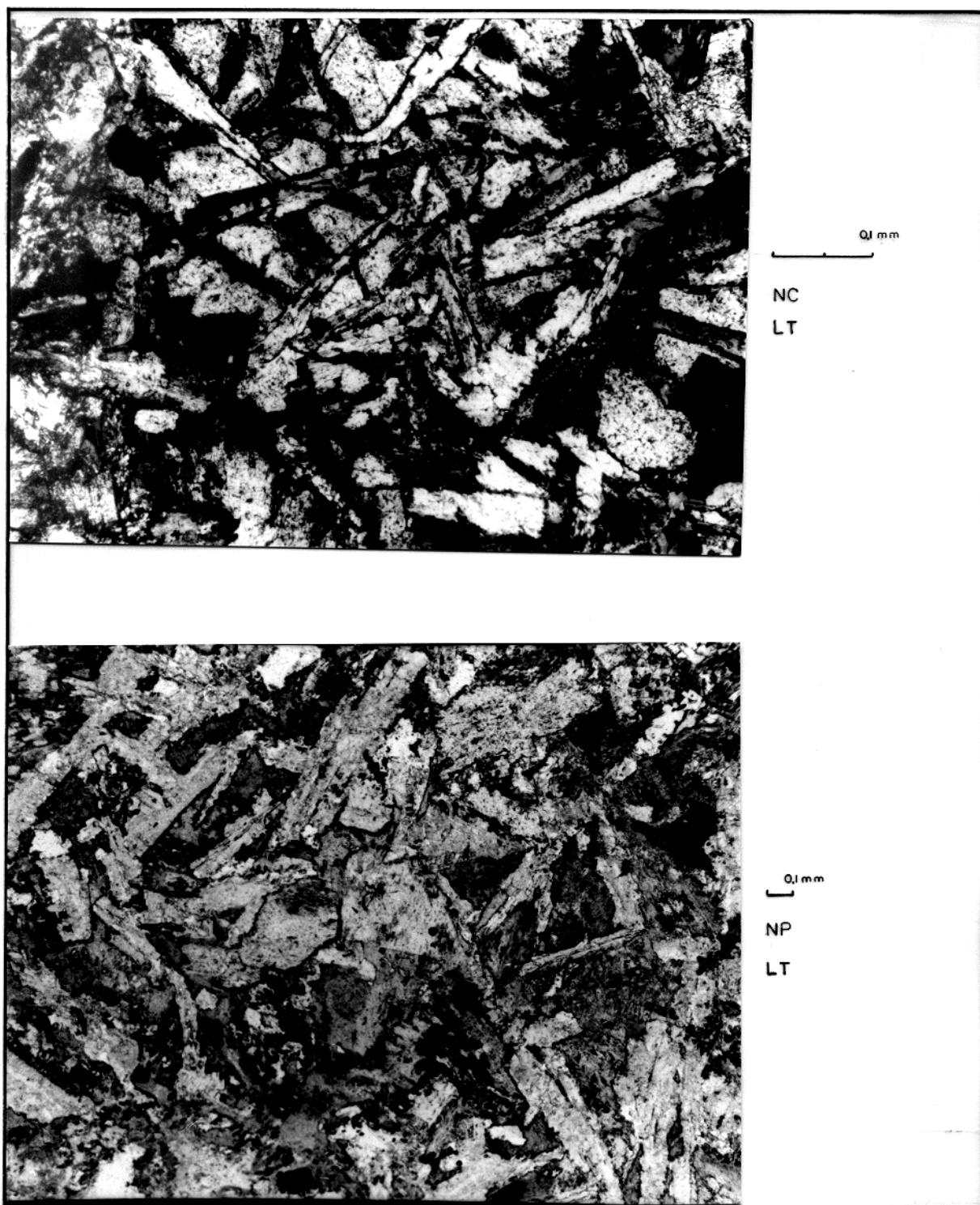
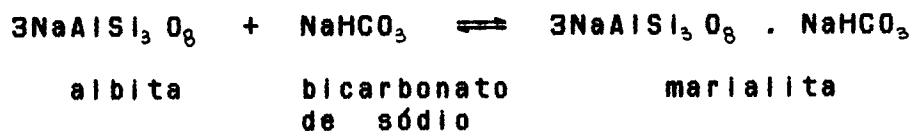
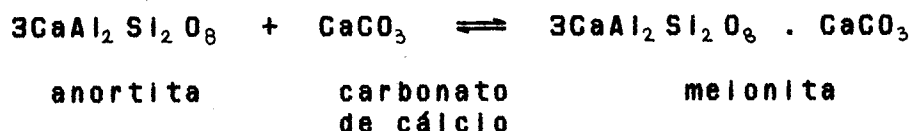


Figura 6 - Fotomicrografias mostrando textura ofítica em metavulcânicas básicas da Seqüência Bahia.

reflitam variações composicionais e físicas das soluções percolantes. Como regra geral, os cristais maiores estão mais alterados que os menores. A alteração mais comum é a sericitização, ocorrendo ainda saussuritização, cloritização (nos níveis onde o hidrotermalismo foi mais acentuado) e escapolitização. Segundo Dietrich e Skinner (1979) e Shelley (1985), escapolitização pode ocorrer na presença de soluções salinas ricas em NaCl, sendo representada pela reação:



Para Huang (1962), a escapolitização é uma modificação de baixa temperatura e pode ocorrer quando soluções hidrotermais contendo carbonato atuam em rochas basálticas produzindo melonita e marialita pelas seguintes reações:



Essa segunda hipótese talvez seja a mais plausível, já que as amostras que revelam escapolitização têm uma participação acentuada de calcita secundária (associada a veios). Por outro lado, os dados de inclusões fluidas apoiam a presença de soluções ricas em NaCl, favorecendo, assim, a

primeira hipótese.

Os principais minerais produzidos pelo hidrotermalismo foram o quartzo, a clorita e a calcita. A presença de quartzo às vezes é tão grande que, não fosse a preservação das texturas ígneas primárias, seria muito difícil a caracterização de algumas amostras como originalmente vulcânicas básicas.

Embora haja uma clara predominância dos basaltos, existem amostras em que se pode observar grandes quantidades de feldspato potássico e de fenocristais subedrais a euedrais de plagioclásio, sugerindo tratar-se de uma rocha diorítica.

Os cristais anedrais de minerais opacos ocorrem heterogeneamente disseminados, com predomínio de calcopirita, pirita, magnetita, hematita e ilmenita; as duas últimas comumente em intercrescimentos lamelares. Quando não intercrescida, a hematita ocorre em finas lamelas sem orientação, enquanto a ilmenita se apresenta associada à titanita em cristais subedrais com textura esqueletiforme.

O rutilo aparece como produto de alteração da ilmenita, às vezes em processo já bem avançado.

Os sulfetos ocorrem como cristais anedrais, inequilgranulares, e a sua disseminação é maior nas zonas onde a alteração hidrotermal foi mais intensa.

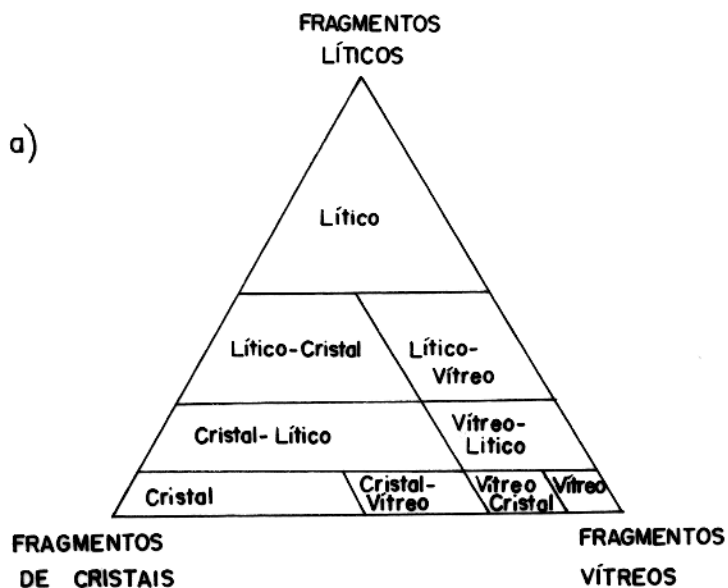
3.2.2- Rochas Metapiroclásticas Intermediárias a Ácidas

Aqui estão englobadas rochas com grande variação granulométrica e composicional em termos de fragmentos líticos, de pófmice e de cristais. Como de resto em toda a sequência, as feições primárias ainda estão bem preservadas. Foi com base principalmente nessas texturas que se deu a caracterização dos intervalos piroclásticos. Diferenças no tamanho e proporção dos fragmentos presentes permitiram a classificação das rochas metapiroclásticas em metatufos finos (laminados), metatufos de cristais e metatufos de lapilli (figura 7), segundo os critérios de Cook (1965) e Schmid (1981).

Além dos fragmentos já citados, essas rochas são constituídas essencialmente por quartzo, clorita, sericita e plagioclásio, com calcita, muscovita, opacos, epidoto, turmalina, titanita, biotita e zircão esporádicos. Todos esses minerais fazem parte de uma matriz muito fina que parece ter sido originalmente vítrea.

Os tufos finos, em geral, mostram uma laminação bem marcada pelos cristais de clorita e sericita, sendo comum a presença de quartzo em cristais porfiróides, angulosos e com o comprimento maior acompanhando a laminação. O plagioclásio (albita - oligoclásio) aparece em cristais porfiróides com tendências euédricas. A matriz ocupa de 70 a 90% do volume da rocha.

É nas rochas com granulação mais grossa que a participação dos fragmentos (líticos, de pófmice ou de cristais)



b)

Limites no tamanho dos grãos e termos para rochas piroclásticas			
Tamanho do clasto(mm)	Piroclasto	Depósitos piroclásticos	
		não consolidado cinza	Consolidado rocha piroclástica
↓ 64mm	Bomba bloco	Aglomerado	Aglomerado brecha piroclástica
↕ 2mm	Lapili	Cinza de lapili	Lapili-tufo
↓ 1/16mm	Cinza grosseira	Cinza grosseira	Tufo grosseiro
↑	Cinza fina	Cinza fina	Tufo fino

Figura 7 - Classificação das rochas piroclásticas segundo Cook, 1965 (a) e Schmid, 1981 (b).

se torna mais expressiva. Nos metatufos de cristais os fragmentos podem ser de quartzo (mais abundantes) e/ou de plagioclásio. No primeiro caso, o tamanho varia de 0,01 a 2,3 mm, e as formas mudam desde irregulares e angulosas, passando pelas alongadas e paralelas à laminação, até as euédricas que são predominantes. O quartzo pode se apresentar em cristais com extinção normal ou mostrar aspectos variados, relacionados com diferentes etapas do processo de recuperação (Hobbs et al., 1976): grãos com extinção ondulante, subgrãos e agregados policristalinos (grãos neoformados). No caso do plagioclásio, os clastos são irregulares e já apresentam alguma sericitização. Seu tamanho varia de 0,08 a 0,2 mm.

Fragmentos de muscovita e biotita também estão presentes, mas em quantidades desprezíveis, com o tamanho indo de 0,03 a um máximo de 0,1mm. Aqui a matriz pode perfazer de 40 a 80% do volume da rocha.

Fragmentos líticos são observados em proporções muito variadas e têm importância percentual apenas nos metatufos de lapilli. São descritos a seguir em ordem decrescente de abundância.

- fragmentos de metassilexito (?) - clastos de rocha com quartzo muito fino (figura 8.a) já com alguma recristalização caracterizada pela forma dos grãos e suas junções triplíceis. Além do quartzo estão presentes - em quantidade bastante reduzida - finíssimas palhetas orientadas

de sericita, clorita e opacos. Os fragmentos têm formas que variam de angulosas a subarredondadas e grande variação granulométrica. São claramente os tipos mais abundantes, com tamanhos variando entre 0,8 e 7,0mm.

- fragmentos de metavulcânica básica - compostos por feldspato, sericita, clorita, opacos, apatita e pouco quartzo; esses fragmentos têm uma granulação interna muito fina e estão muito alterados (figura 8.b). São subangulosos a subarredondados e variam de 0,7 a 8,0mm.
- fragmentos de rocha bandada - pouco abundantes e constituídos por bandas alternadas de quartzo e de opacos ou máficos, esses clastos parecem ter se derivado de formações ferríferas. Seus tamanhos ficam em torno de 2,0mm.

Os piroclastos de pódmice atestam a presença de vulcanismo explosivo na área. Esses clastos têm aparência esponjosa, forte orientação interna e são compostos por material extremamente fino que agrupa clorita, sericita, quartzo, opacos e turmalina. Suas formas são achatadas e "esfarrapadas", com terminações em formato de chama, geralmente acompanhando a laminação da rocha. Podem mostrar feições de amoldamento a outros cristais (figura 9), denotando um estado semi-plástico quando da sua deposição. Seu comprimento vai de 2,0mm a 4,0cm. Apesar de a compactação ter causado um colapso completo dos espaços porosos, a estrutura pódmice ainda está preservada.

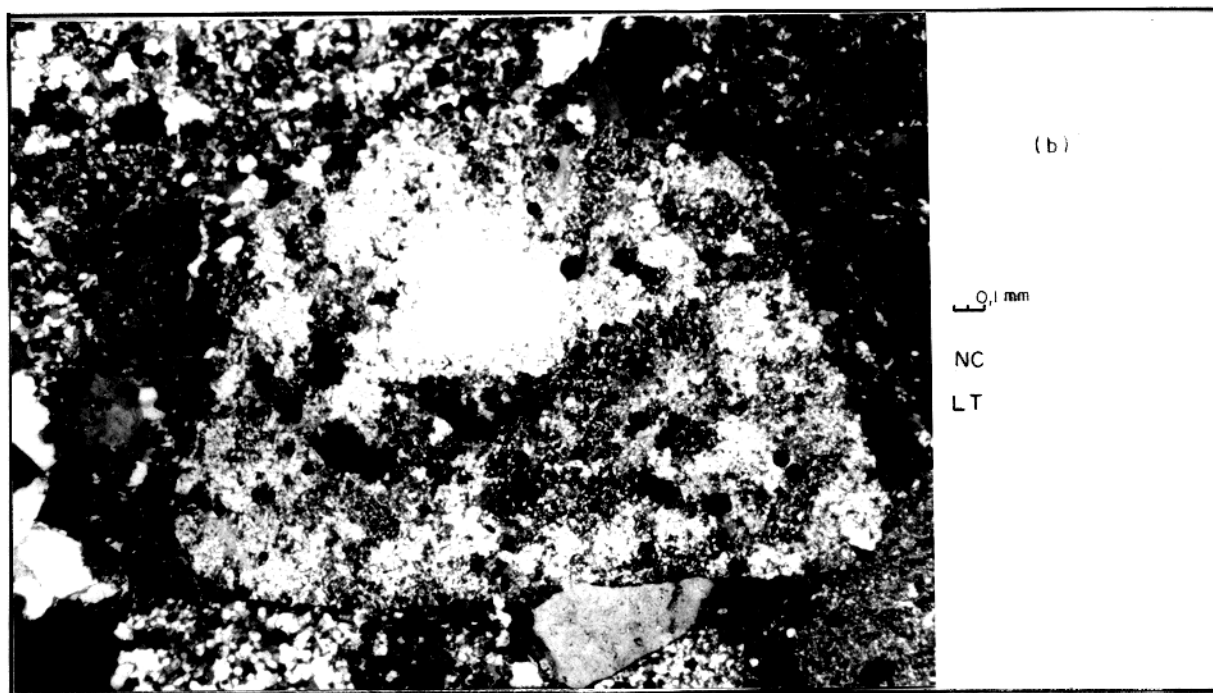
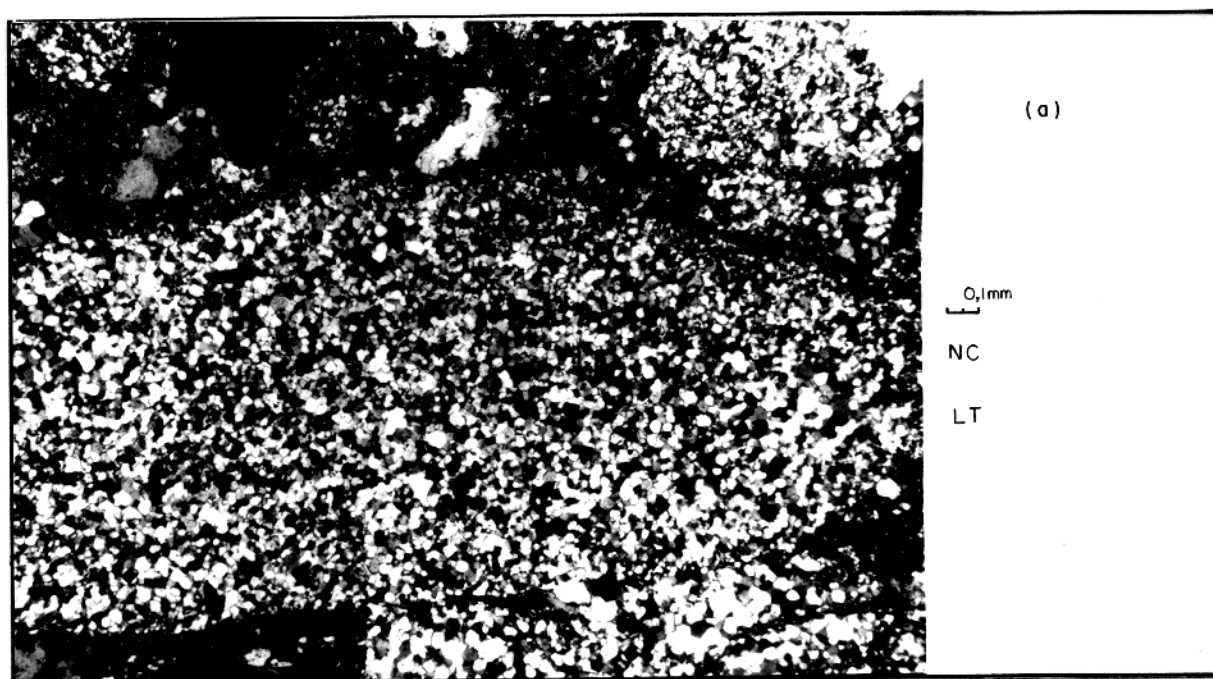


Figura 8 - Fotomicrografias mostrando os fragmentos líticos predominantes nas rochas metapiroclásticas da Seqüência Bahia: (a) metassilexito e (b) rocha metavulcânica.

Texturas do tipo "shards" e/ou vesículas não foram observadas. Os fragmentos de púmice têm importância nos metatufos de lapili (figura 10). Nessas rochas a matriz compõe 20 a 50% do volume.

As rochas metapiroclásticas podem ou não apresentar laminação, sendo comum a intercalação de níveis maciços e laminados.

É difícil dizer se essa laminação corresponde ao acamamento original (hipótese mais provável) ou se representa uma foliação resultante de deformação. Apenas eventualmente a laminação (marcada por clorita) é desviada em torno dos clastos líticos, causando feições semelhantes a sombra de pressão.

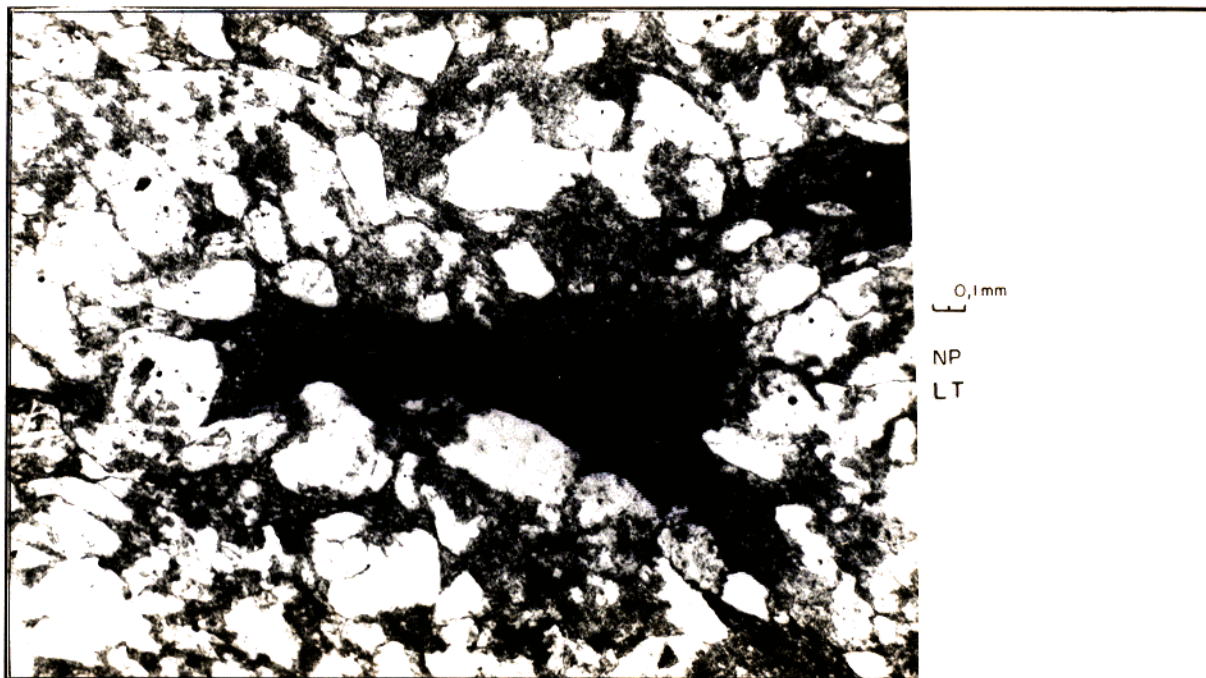


Figura 9 - Fotomicrografia de lapili-tufo da Seqüência Bahia mostrando fragmento de púmice onde podem ser observadas feições de amoldamento aos outros fragmentos.

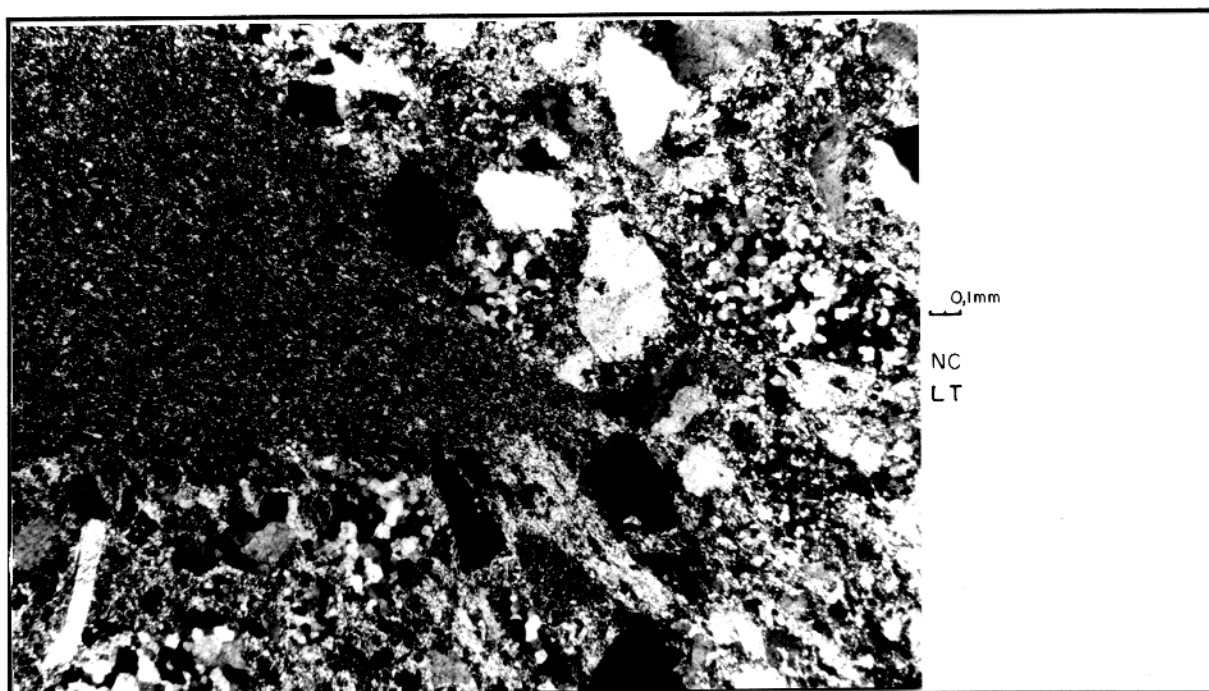


Figura 10 - Fotomicrografia de lapili-tufo com fragmentos de púmice, quartzo, metassilexito e muscovita, presente na Seqüência Bahia. A matriz é constituída predominantemente por sericita e clorita.

A existência de compactação acentuada pode ser constatada através do adelgaçamento das lamelas de clorita da matriz (figura 11) e pelo achatamento dos fragmentos de púmice. Não se descarta a hipótese de que as poucas feições similares a sombra de pressão tenham sido causadas por essa compactação.

Algumas amostras mais fraturadas mostram um princípio de foliação com direção paralela à das fraturas marcada também por cloritas. Essa foliação corta o "acamamento".

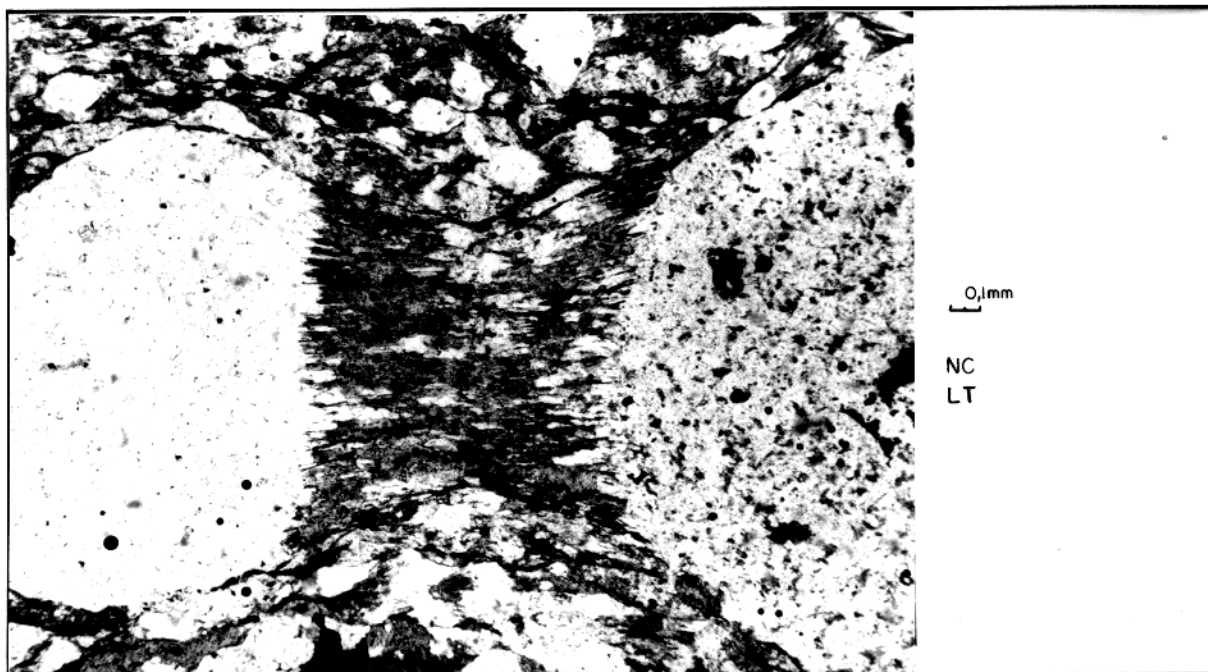


Figura 11 - Fotomicrografia de rocha metapiroclástica da Seqüência Bahia onde o adelgaçamento das lamelas de clorita se deu provavelmente devido à compactação.

3.2.3 - Rochas Metassedimentares

3.2.3.1- Metaquartzoarenitos

São rochas compostas essencialmente por quartzo, sericita e clorita, apresentando subordinadamente plagioclásio, muscovita, opacos, titanita e turmalina.

O quartzo e o plagioclásio aparecem como grãos subangulosos a angulosos dispersos numa matriz constituída por clorita e sericita, as quais ocupam cerca de 20 a até 80% do volume da rocha. Em geral essa matriz mostra uma laminação muito tênue; da mesma forma, o diâmetro maior dos grãos de quartzo parece estar orientado segundo essa laminação.

Localmente um bandamento pode estar presente, alternando porções mais laminadas com maior participação de matriz e porções mais maciças, onde o quartzo predomina.

Nas variedades ferruginosas (figura 12) a hematita ocorre intergranularmente ou em microvênulas cortando o quartzo.

3.2.3.2- Metarritmitos e Metassiltitos

Em escala mesoscópica é praticamente impossível a distinção entre essas rochas e as piroclásticas finas e/ou laminadas. Microscopicamente, apesar da semelhança mineralógica existente, a ausência de feições como fragmentos líticos e fragmentos de cristais, cristais porfiróides euédricos e

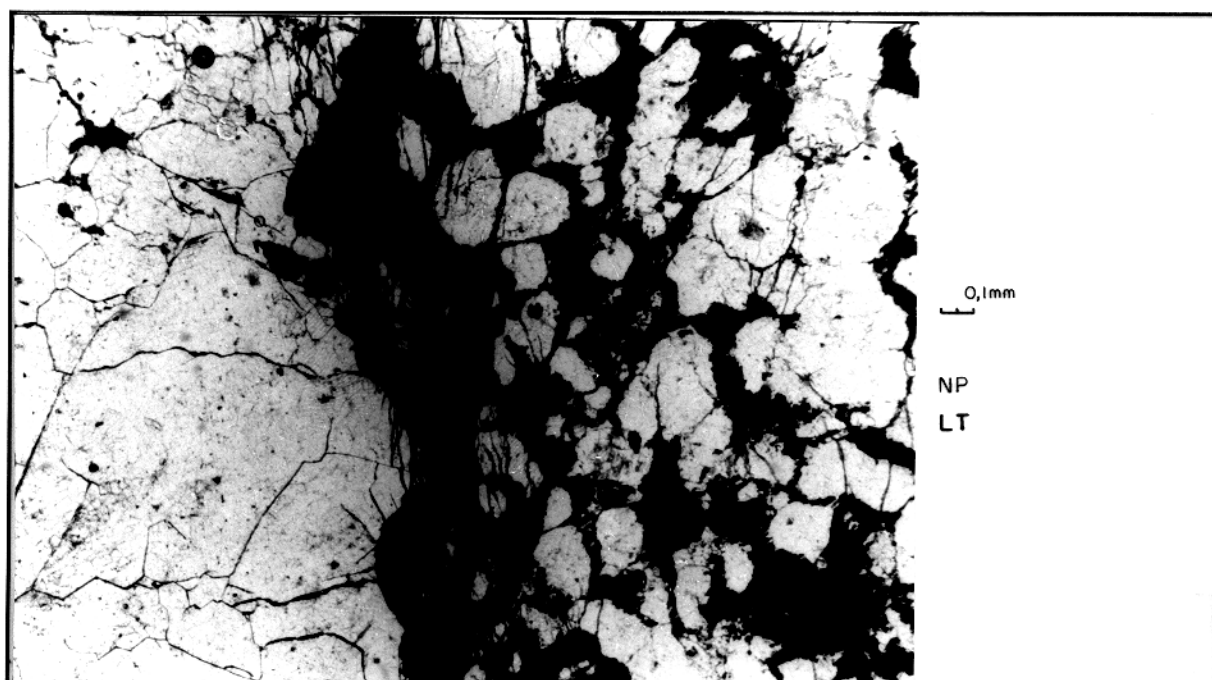


Figura 12 - Fotomicrografia de arenito ferruginoso da Seqüência Bahia.

fragmentos do tipo "shards" ajuda na caracterização dessas rochas como originalmente sedimentares. Essa caracterização não descarta a contribuição vulcanoclástica que os sedimentos possam ter recebido, mas enfatiza a predominância dos processos de sedimentação.

As rochas sedimentares pelíticas são compostas essencialmente por quartzo, clorita e sericita, além de plagioclásio, opacos e muscovita subordinados. A diferença entre metarritmitos e metassiltitos está relacionada apenas à laminação presente nos primeiros. Essa laminação é definida pela alternância de camadas com diferente coloração e granulometria, é em geral bastante regular e varia de milimétrica a centimétrica. Microgradação, estruturas convolutas e estruturas biogênicas são relativamente comuns (figura 13).

O quartzo se apresenta em cristais finos e irregulares, e com as bordas corroídas pela reação com a matriz, constituída por clorita e sericita finíssimas, orientadas paralelamente ao acamamento.

Nessas rochas é comum a existência de nódulos ovais de quartzo-calcopirita-clorita ou de material talvez resultante de devitrificação (contribuição vulcanoclástica). Nas amostras sem deformação aparente, os nódulos têm seu maior comprimento paralelo à laminação da rocha.

Quando os nódulos ocorrem em zonas próximas a veios de quartzo relacionados a microfaiamentos, eles são moldados por lamelas de clorita recristalizadas e orientadas, que formam

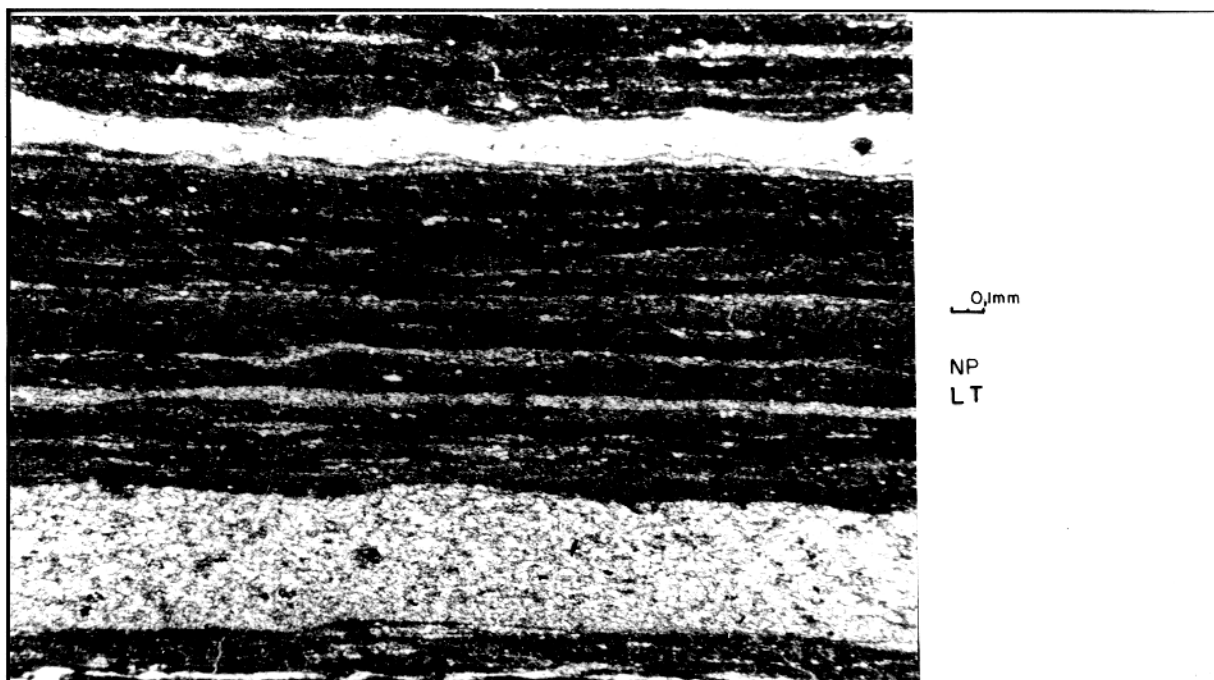


Figura 13 - Fotomicrografia mostrando textura de microgradação em metarritmitos da Seqüência Bahia.

caudas assimétricas (figura 14), do tipo que comumente ocorre em cristais rotacionados por efeito de cisalhamento simples (Simpson e Schmidt, 1983; Simpson, 1986).

O sentido de rotação dos nódulos é sempre concordante com o sentido de deslocamento relativo observado nas microfalhas. Não se observou nenhuma relação entre essas feições - de caráter local - e a profundidade em que ocorrem e, embora suas formas pareçam estar associadas à deformação sofrida pela rocha, sua origem é desconhecida.

A calcopirita pode ocorrer em nódulos, como já citado, em disseminações finas ou em "concentrações" grossas. Nesse último caso, existe uma nítida preferência pela associação com planos de acamamento, ou seja, as concentrações compõem

lentes paralelas ao acamamento. Acredita-se que aí haveria uma facilidade maior para a penetração de fluidos mineralizantes já que, particularmente nesse tipo litológico, tais planos constituem privilegiadas zonas de fraqueza e permeabilidade.

A pirita, rara, ocorre em cristais euédricos. A hematita aparece em finíssimas lamelas estatisticamente orientadas segundo a laminação da rocha.

3.2.3.3- Formações Ferríferas

Os leitos de formação ferrífera observados nos testemunhos de sondagem são raros e delgados. Sua espessura varia de poucos decímetros a até aproximadamente 2 metros.

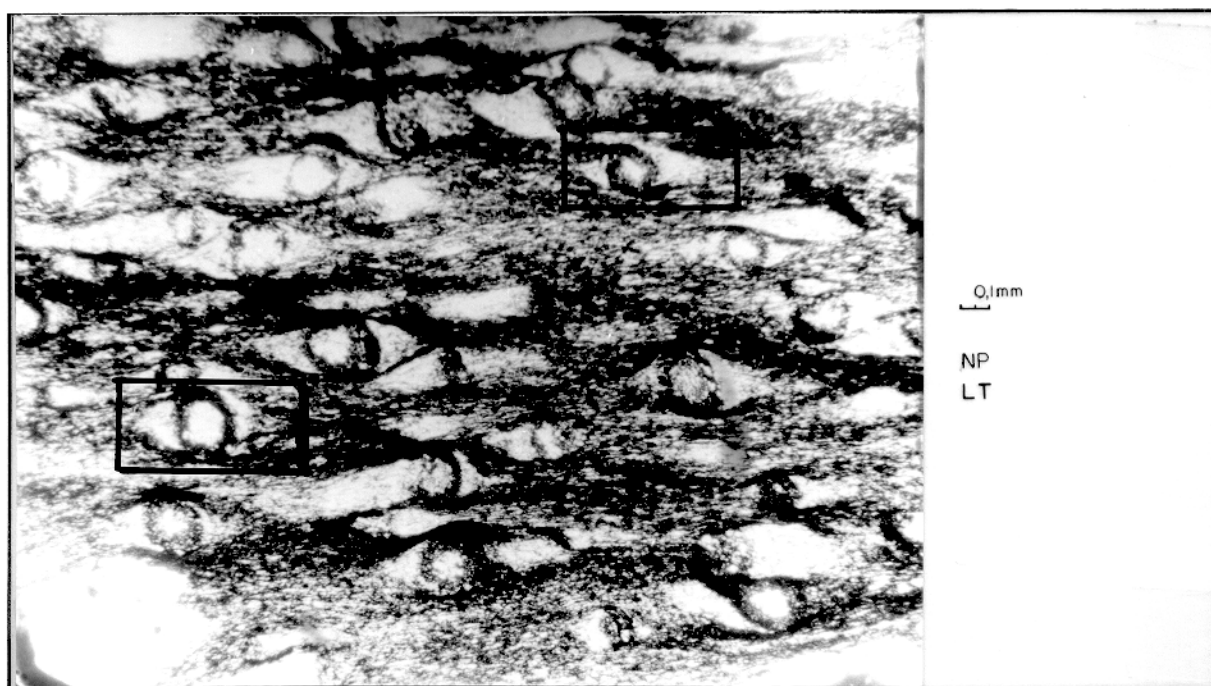


Figura 14 - Estruturas em "caudas assimétricas" observadas nos nódulos de sulfeto-quartzo-clorita em metarritmitos da Seqüência Bahia.

Ocorrem intercalados com metarritmitos ou rochas metapiroclásticas e mostram, como feição predominante, o acamamento primário. Em lâmina delgada o acamamento observado consiste de bandas alternadas compostas por magnetita e por sílex ou carbonato, com espessura variando de 0,1 a 3,0 mm.

A magnetita ocorre em cristais idiomórficos às vezes intercrescidos ou, em alguns casos, em cristais "fitados" que denotam a presença de deformação. São relativamente comuns as inclusões de calcopirita ou bornita dentro da magnetita, inclusões essas que podem se apresentar orientadas paralelamente ao acamamento.

A hematita pode aparecer intercrescida com a magnetita ou em lamelas esparsas, grosseiramente orientadas segundo o acamamento primário.

A goethita, quando presente, ocorre em agregados finos capeando um aglomerado de cristais entre os quais se encontram epidoto, quartzo e hematita. Esses aglomerados se localizam entre ou próximos às camadas de magnetita.

Os sulfetos estão presentes geralmente em cristais xenomórficos, podendo estar associados com a magnetita e/ou com o sílex ou carbonato. Nas formações ferríferas com carbonato, o sulfeto predominante é a bornita, resultante de substituição da calcopirita, com inclusões de magnetita. A calcopirita e a pirita ocorrem em pequenos e esporádicos cristais ou, mais raramente, como grãos porfiróides euédricos a anédricos associados com as bandas de sílex ou carbonato. A covelita surge

como alteração da bornita e da calcopirita.

Nas amostras com alguma deformação a calcosita azul (digenita) é o sulfeto mais comum. Ela ocorre em cristais anedrais, dispersos, geralmente porfiróides e aparentemente relacionados às zonas de maior cataclase da seção. É comum o seu intercrescimento com calcosita rósea.

A molibdenita se apresenta em palhetas paralelas ao acamamento, indicando mais um sulfeto na paragênese original.

Nas bandas de carbonato ou sílex, a clorita está sempre presente. O carbonato (calcita) ou o sílex (quartzo) apresentam-se geralmente em cristais finos, mas podem ocorrer recristalizados em alguns domínios dentro da rocha.

A clorita ocorre orientada ou não e varia de fina a bem recristalizada em grandes placas. Seus cristais geralmente estão dispersos entre os grãos de quartzo, mas também podem ocorrer em agregados, formando bandas de até 0,3mm de espessura.

Os minerais acessórios são muscovita, apatita, epidoto e fluorita.

Localmente o bandamento apresenta microdobras abertas e assimétricas, com a formação de uma tênue foliação plano-axial marcada por palhetas orientadas de clorita (figura 15).

São comuns microfaihas truncando e perturbando a laminação.

No caso das formações ferríferas não bandadas, a magnetita constitui uma matriz maciça (>90% do volume) de cristais idiomórficos associada com calcopirita porfiroidal intergranular (figura 16). Pirita idiomórfica ocorre em aglomerados porfiróides associada com quartzo, calcita ou calcopirita, podendo ser substituída por essa última. Nessas amostras, apenas uma feição parece denotar a presença de algum processo de deformação, assim mesmo não intenso: "kink bands" nas palhetas de clorita.

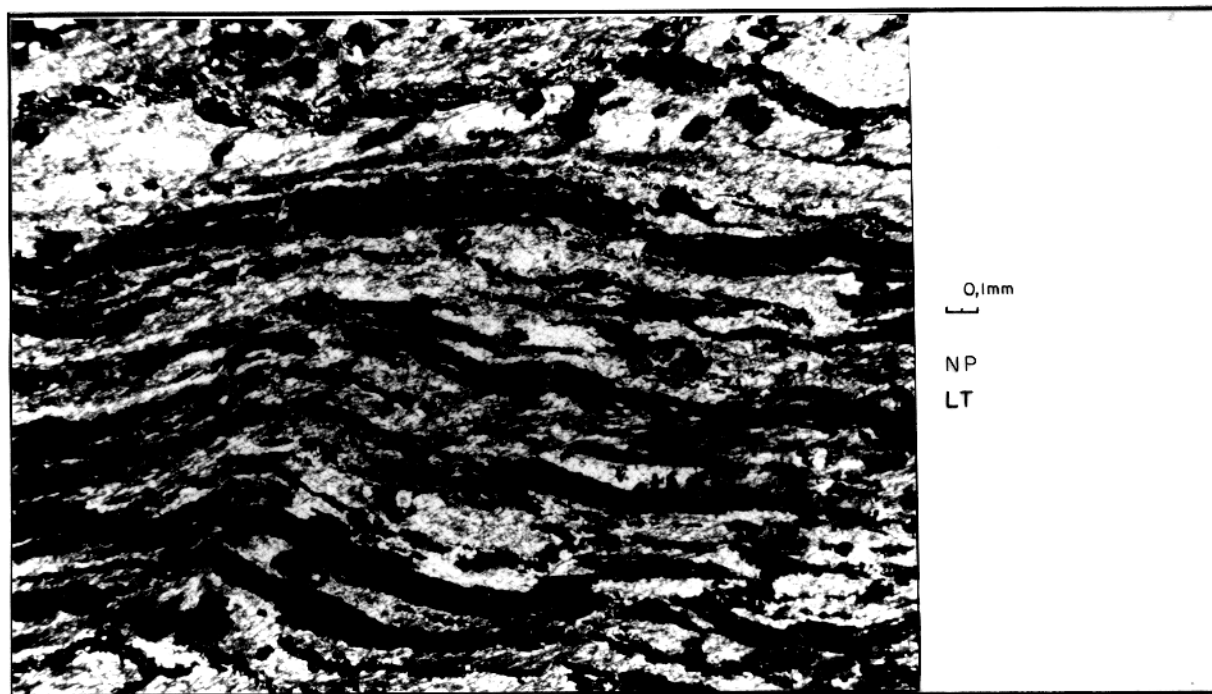


Figura 15 - Microdobras em Formação Ferrífera da Seqüência Bahia. As palhetas de clorita mostram uma tênue foliação plano-axial.

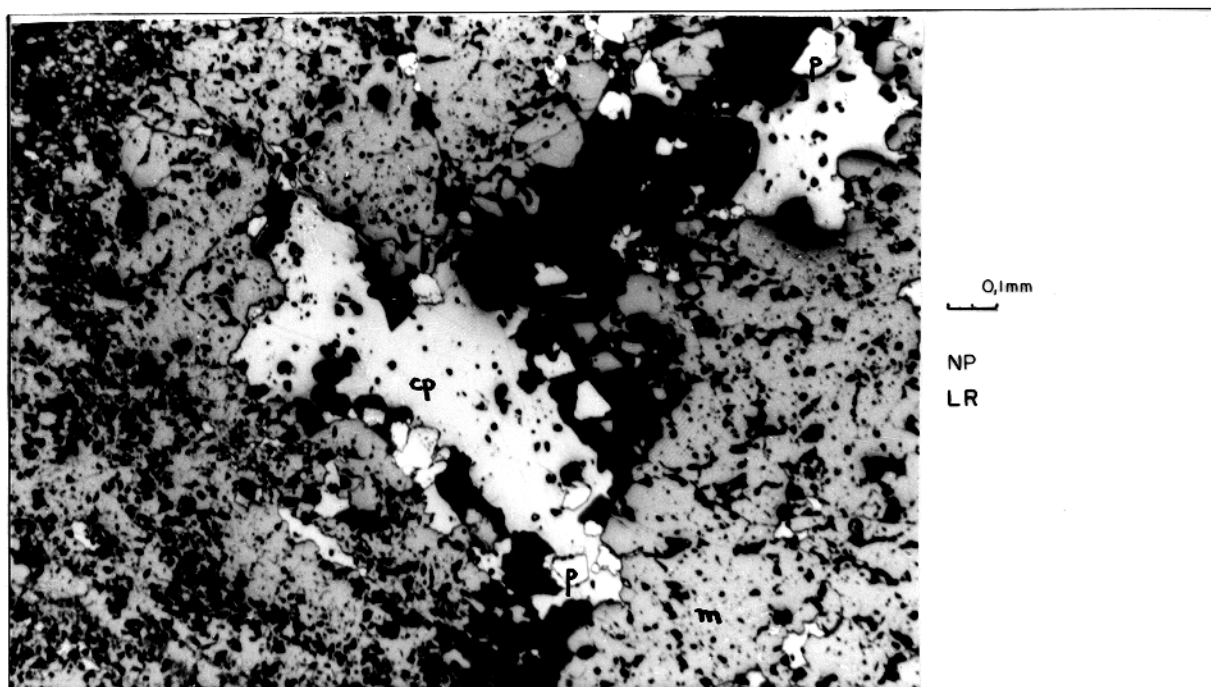


Figura 16 - Fotomicrografia de formação ferrífera maciça da Seqüência Bahia. A magnetita (m) perfaz mais de 90% do volume da rocha e é associada com pirita (p) e calcopirita (cp).

3.2.4- Veios Hidrotermais

Cortando indistintamente todos os tipos litológicos descritos anteriormente, é muito comum a presença de veios hidrotermais. Eles aparecem preenchendo planos de fratura, planos de acamamento e bandas de cisalhamento, com espessuras que variam de micrométricas a centimétricas. Seus contatos com as encaixantes são, em regra, bruscos, mas podem mostrar feições de reação, engolfamento ou interpenetração. Na vizinhança de poucos veios pode-se observar alguma recristalização de minerais como quartzo, plagioclásio e hematita.

Dezoito fases minerais foram observadas e podem

estar presentes num mesmo veio um mínimo de uma e um máximo de nove fases. A frequência maior é em torno de oito fases e a tabela 1 relaciona a frequência relativa com que cada mineral aparece.

QUARTZO	100%
GLORITA	90%
CALCOPIRITA	76%
CALCITA	59%
PIRITA	35%
ALBITA.....	27%
EPIDOTO	21%
HEMATITA	21%
SERICITA	14%
MUSCOVITA	10%
MAGNETITA	10%
TITANITA	7%
ZIRÇÃO	7%
TURMALINA	3%
BIOTITA	3%
BORNITA	3%
COVELITA	3%
GRANADA	3%

Tabela 1 - Minerais dos veios hidrotermais da Seqüência Bahia e suas frequências relativas nas diversas assembléias observadas. Dados obtidos a partir de 35 veios.

A associação mais freqüente é quartzo-clorita-calcopirita-calcita (figura 17). A clorita se concentra na borda dos veios, simetricamente distribuída e bem cristalizada, enquanto os outros três minerais predominam nas zonas centrais. Vênulas monominerálicas de calcita, clorita ou quartzo podem ocorrer.

Localmente pode ser observada mais de uma geração de veios. A mais antiga mostra cristais de quartzo muito finos e pequena participação de clorita. Na geração mais jovem o quartzo, similar ao que ocorre na maioria dos veios estudados, apresenta-se geralmente em cristais subedrais a euedrais, às vezes com extinção ondulante e com zoneamento marcado por inclusões fluidas.



Figura 17 - Fotomicrografia de veio hidrotermal preenchido por quartzo (q), calcita (cc) e calcopirita (opaco), uma das mais freqüentes associações observadas.

A calcopirita ocorre em cristais grossos, anédricos, na maioria das vezes substituindo a pirita (figura 18) que, quando preservada, mostra-se euédrica. Os contatos da calcopirita com a ganga são lobulados, com forte interpenetração. Magnetita, hematita, plagioclásio (albita) e quartzo podem aparecer como inclusões. Em algumas ocasiões pode ser notado um início de substituição da calcopirita por bornita e, com o avanço do processo, por covelita. Uma seqüência de substituição da paragênese sulfetada observada nesses veios é a seguinte:

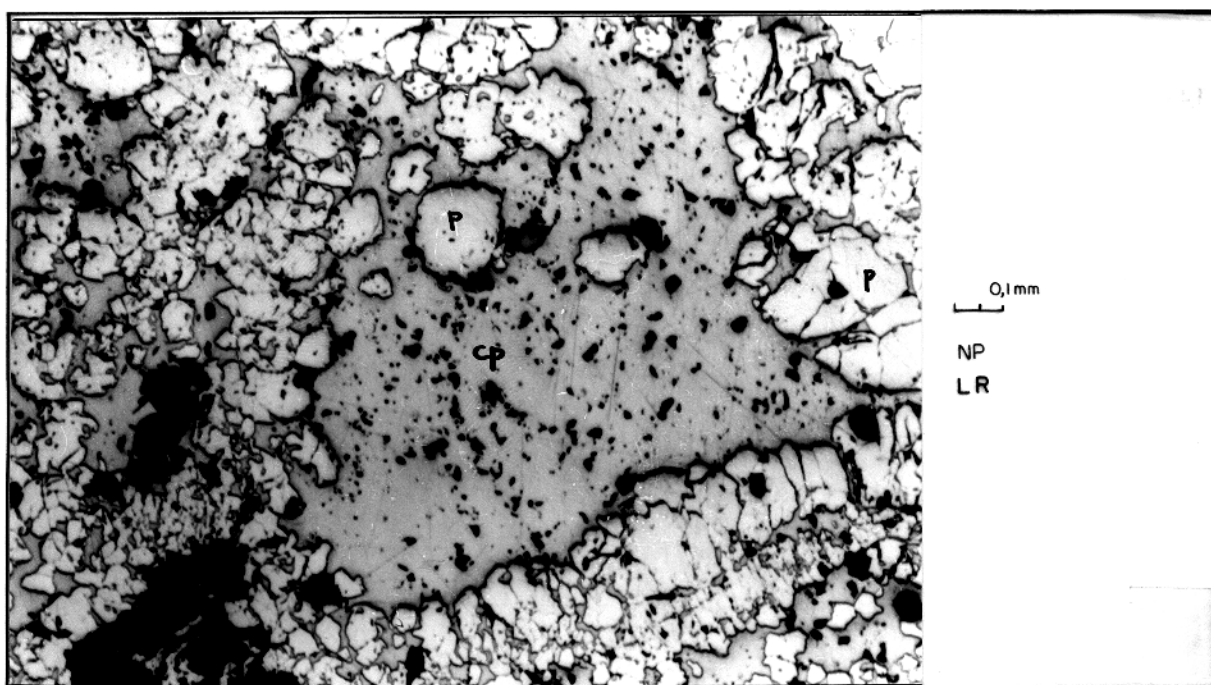
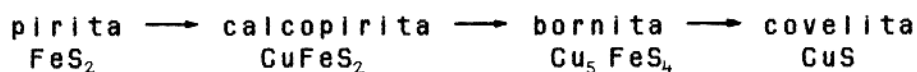


Figura 18 - Fotomicrografia de veio hidrotermal da Seqüência Bahia preenchido por sulfetos e quartzo, mostrando a substituição de pirita (p) por calcopirita (cp).

A calcita aparece em cristais bem desenvolvidos, anédricos, aparentemente formados nos estágios finais de preenchimento dos veios.

O plagioclásio do tipo albita ocorre como inclusões na calcopirita ou em cristais subedrais já um pouco sericitizados. Na vizinhança imediata dos veios mais espessos pode haver recristalização de plagioclásio junto com quartzo.

O epidoto apresenta-se em cristais bem formados, em geral junto com opacos e calcita. A sericita pode aparecer junto com a clorita na borda de alguns veios.

A hematita é lamelar e pode estar intercrescida com magnetita em grandes cristais no contato da calcopirita com a encaixante do veio (figura 19). Outro modo de ocorrência da magnetita é em cristais euédricos inclusos na calcopirita.

Outros minerais ainda aparecem em cristais raros subédricos a euédricos, como titanita, zircão, turmalina e biotita, ou anédricos, resultantes de substituição, como é o caso da bornita e covelita.

Uma provável seqüência de cristalização para as paragêneses minerais presentes nos veios hidrotermais é mostrada na figura 20.

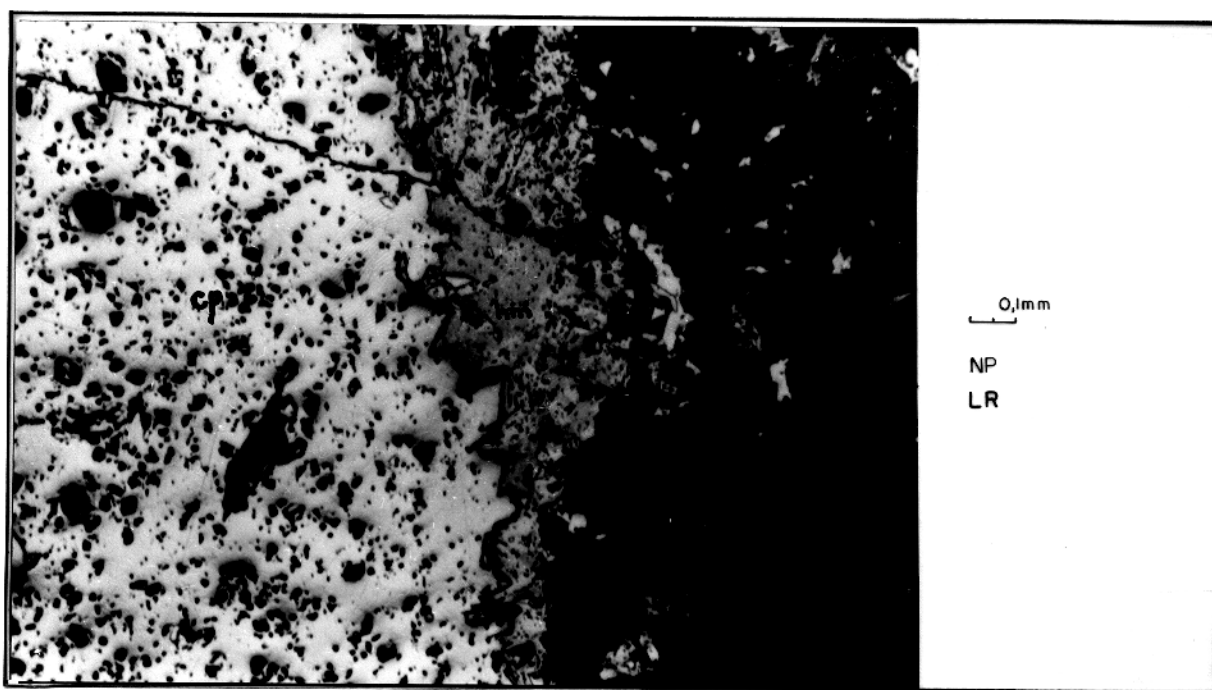


Figura 19 - Fotomicrografia de seção polida mostrando aspecto do contato entre veio rico em calcopirita (cp) e sua encaixante (porção mais escura, à direita). No contato há desenvolvimento de intercrescimento de hematita e magnetita (hm).

Minerais	Tempo
Quartzo	_____
Clorita	_____
Calcopirita	_____
Calcita	_____
Pirita	_____
Albita	_____
Epidoto	_____
Hematita	_____
Sericita	_____
Muscovita	_____
Magnetita	_____
Titanita	_____
Zircão	_____
Turmalina	_____
Biotita	_____
Bornita	_____
Covelita	_____
Granada	_____

Figura 20 - Seqüência de cristalização das paragêneses minerais dos veios hidrotermais que cortam a Seqüência Bahia, Serra dos Carajás.

4-MICROTERMOMETRIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS

4.1-Introdução

A microtermometria tem se mostrado um valioso método não-destrutivo no estudo dos fluidos associados a rochas. Esse estudo permite detectar, em geral, as condições físico-químicas reinantes durante a cristalização ou recristalização do mineral que contém as inclusões ou durante eventos posteriores à sua formação.

Neste trabalho, as inclusões fluidas foram usadas para se determinar a composição e outras características das soluções associadas aos veios hidrotermais, numa tentativa de se estabelecer as possíveis variações por elas experimentadas, quando da mineralização.

As medidas microtermométricas foram feitas em amostras de quartzo de veios hidrotermais que cortam em várias direções as rochas da Seqüência Bahia. Como já discutido no ítem "Petrografia", esses veios são compostos predominantemente por quartzo, calcita, clorita e opacos (calcopirita e pirita), em proporções variadas, e são relacionados ao hidrotermalismo que aparentemente foi o responsável pela mineralização da área.

4.2-0 Método e Seus Princípios

O uso das inclusões fluidas em petrologia e geoquímica é baseado em alguns princípios fundamentais (Roedder, 1976; Welsbrod et al., 1976):

a.) se o cristal de um mineral cresce a partir de um meio fluido, irregularidades no processo de crescimento podem causar - e normalmente causam - o aprisionamento de quantidades diminutas desse fluido dentro do cristal;

b.) os fluidos aprisionados são representativos das soluções presentes naquele momento específico, durante o desenvolvimento de um dado mineral ou do aparecimento de uma fratura (desde que nesse momento o fluido tenha sido homogêneo);

c.) uma vez aprisionado na cavidade - considerada isolada e quimicamente inerte - as características físico-químicas (composição, densidade) do fluido não são modificadas (i.e., não há perda ou ganho significativo).

O primeiro princípio é bastante óbvio, dispensando discussões.

O segundo princípio, essencial no estudo de inclusões, é de difícil comprovação, ainda que existam evidências, na literatura, de que ele se verifica.

É claro que existem diferenças entre a composição bruta de um fluido e a composição pontual desse mesmo fluido na interface com outra fase qualquer. Esse efeito de equilíbrio

interfacial ("equilibrium boundary layer effect"), que inclui fenômenos do tipo adsorção e/ou difusão, é considerado por Roedder (1976) como atingindo distâncias muito pequenas para ser significativo (dezenas ou centenas de Å). Uma situação que invalida esse princípio é a presença de fluido heterogêneo durante o aprisionamento, sendo então possível a formação de inclusões com fases de diferentes proporções ou fases diferentes. Em certas ocasiões esse é um processo comum, porém facilmente reconhecido.

O terceiro princípio é mais delicado e mais difícil de ser provado como válido, uma vez que várias mudanças podem ocorrer após o aprisionamento do fluido, tais como: reação com o mineral hospedeiro, com subseqüentes mudanças na composição e/ou volume; vazamento ("leakage") e crepitação natural das inclusões causando perda total ou parcial de seu conteúdo fluido; estrangulamento ("necking down") da cavidade e subdivisão em outras que irão conter fluidos com características diferentes do fluido original (se o processo ocorre antes da nucleação da bolha de vapor a razão de fase líquido/vapor pode ser constante). Dificilmente reações com o mineral hospedeiro são reconhecidas, entretanto as inclusões fluidas são freqüentemente estudadas em minerais de solubilidade insignificante, como é o caso do quartzo (Roedder, 1976; Welsbrod et al. 1976; Welsbrod, 1982; Shepherd et al., 1985).

Os trabalhos experimentais de Sterner e Bodnar (1984), Bodnar e Sterner (1985) e Roedder e Skinner (1968),

entre outros, proporcionam as fundamentações necessárias à assunção dos três princípios mencionados como verdadeiros e à confiabilidade dos resultados dos estudos de inclusões fluidas.

4.3- Procedimentos Analíticos

Os estudos de inclusões fluidas - desenvolvidos no laboratório de microtermometria da Universidade de Brasília - foram realizados sobre cristais de quartzo de veio em seções espessas ($\approx 0,3\text{mm}$) polidas nos dois lados. Inicialmente foi efetuada a microscopia das inclusões (item 4.4). Para as análises microtermométricas foi utilizada uma platina de aquecimento/resfriamento, modelo "Chalxmeca", acoplada a um microscópio petrográfico, a qual permite observações no intervalo de -180°C a $+800^{\circ}\text{C}$ através da combinação de um sistema de circulação de N_2 líquido na platina com uma resistência elétrica.

A determinação da composição do fluido foi feita a partir de medidas obtidas no resfriamento, enquanto que a estimativa da densidade foi baseada nas temperaturas de homogeneização total durante o aquecimento, supondo-se que o fluido aprisionado era um sistema homogêneo no momento da captura.

Os dados microtermométricos são interpretados através da comparação com transições de fases determinadas experimentalmente em sistemas conhecidos. Ainda que esse método

dê uma aproximação provavelmente correta das composições dos fluidos e as respectivas concentrações dos sais neles presentes, não se deve supor que o sistema esteja completamente caracterizado.

Possíveis variações relacionadas ao aparelho foram corrigidas através de uma curva de calibração que utiliza produtos químicos com temperatura de fusão conhecida, além de inclusões naturais de CO_2 e água tridestilada.

Um conjunto completo de medidas microtermométricas numa inclusão aquosa saturada em sais, à temperatura ambiente, inclui:

- . resfriamento da inclusão até que seu conteúdo solidifique ou até o limite de baixa temperatura do aparelho. As medidas das temperaturas de mudanças de fase são feitas durante o reaquecimento;
- . determinação da temperatura de fusão eutética (T_e);
- . observação da fusão de fases de hidrato de sal (T_{fh});
- . medida do ponto de fusão do gelo (T_{fg});
- . medida da temperatura de homogeneização das fases líquida e vapor (T_h). Isso pode ocorrer antes do desaparecimento da fase sólida, quando se tem, então, uma temperatura de homogeneização parcial ($T_{h_{L \rightarrow V}}$ ou $T_{h_{L \rightarrow L}}$), ou depois da dissolução da fase sólida, quando se tem, então, a homogeneização total. A temperatura de dissolução do sal (T_{ds}) está relacionada ao teor de sal do fluido. Os dados que cada uma dessas temperaturas permite obter estão explicitados no item 4.5.

A seleção, preparo e análise das amostras seguiram a metodologia descrita em Hollister e Crawford (1981), Roedder (1984) e Shepherd et al. (1985).

4.4- Descrição das inclusões

As inclusões fluidas observadas nos cristais de quartzo dos veios hidrotermais da Seqüência Bahia podem ser divididas em dois tipos principais:

4.4.1- Inclusões Bifásicas

São inclusões claras, aquosas, que mostram, em temperatura ambiente, uma fase líquida e uma fase vapor. Apresentam uma homogeneidade muito grande nas razões V_v/V_t (volume da fase vapor/volume total da inclusão), com valores variando entre 8 e 13%. A forma varia de irregular a subarredondada e o tamanho em geral é menor que $15\mu m$ (figuras 21.a e 22).

A maioria dessas inclusões está relacionada a alinhamentos intracristalinos, sendo, por isso, classificadas como pseudo-secundárias quanto à sua origem, segundo os critérios de Roedder (1984). Inclusões tipicamente secundárias - associadas a fraturas transcristalinas - são extremamente pequenas e não foram estudadas.

Inclusões aparentemente primárias (figura 23) são raras e não mostram diferenças importantes em relação às pseudo-

secundárias.

As inclusões bifásicas invariavelmente homogeneizam-se na fase líquida e são similares ao tipo "L" de Welsbrod (1981) ou ao tipo "L+V" (bifásica rica em líquido com L > 50%) de Shepherd et al. (1985).

4.4.2- Inclusões Multifásicas

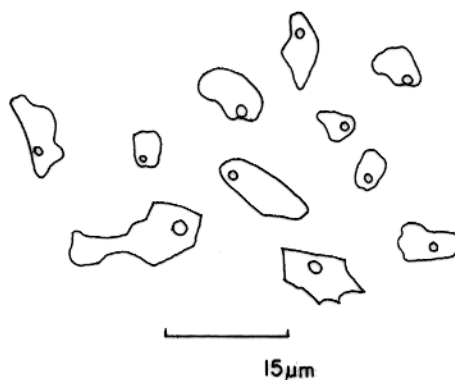
Também aquosas, essas inclusões mostram, em temperatura ambiente, pelo menos três fases : líquida, vapor e sólida, não sendo rara a presença de mais de um mineral de saturação ("daughter mineral") numa única inclusão (figuras 21.b e 24).

A fase sólida mais comum tem forma cúbica, índice de refração muito semelhante ao do quartzo, é isotrópica e ocupa até no máximo 30% do volume da cavidade, tendo sido identificada como halita (figura 25). Os outros sólidos, presentes em formas arredondadas ou aciculares, têm tamanhos muito pequenos, o que impediu a sua caracterização.

Aparentemente sucedendo as inclusões bifásicas, as multifásicas apresentam-se comumente em tamanhos maiores -até 20µm- e associadas a fraturas tardias. Eventualmente podem estar concentradas próximas ao contato do quartzo com a calcita, mineral este comum nos veios estudados. O tamanho muito pequeno das inclusões fluidas dentro da calcita não permitiu o seu estudo.

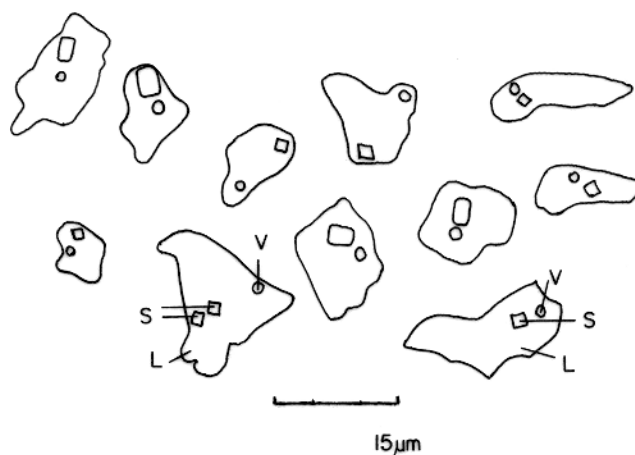
a) inclusões bifásicas (LV)

razão V_v/V_t : 8 - 13%



b) inclusões multifásicas

razão V_v/V_t : 5 - 13%



c) inclusões monofásicas

e carbônicas

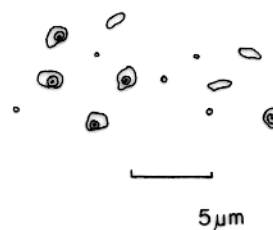


Figura 21 - Morfologia das inclusões fluidas nos cristais de quartzo dos veios hidrotermais da Seqüência Bahia (V = vapor, L = líquido, S = sólido).

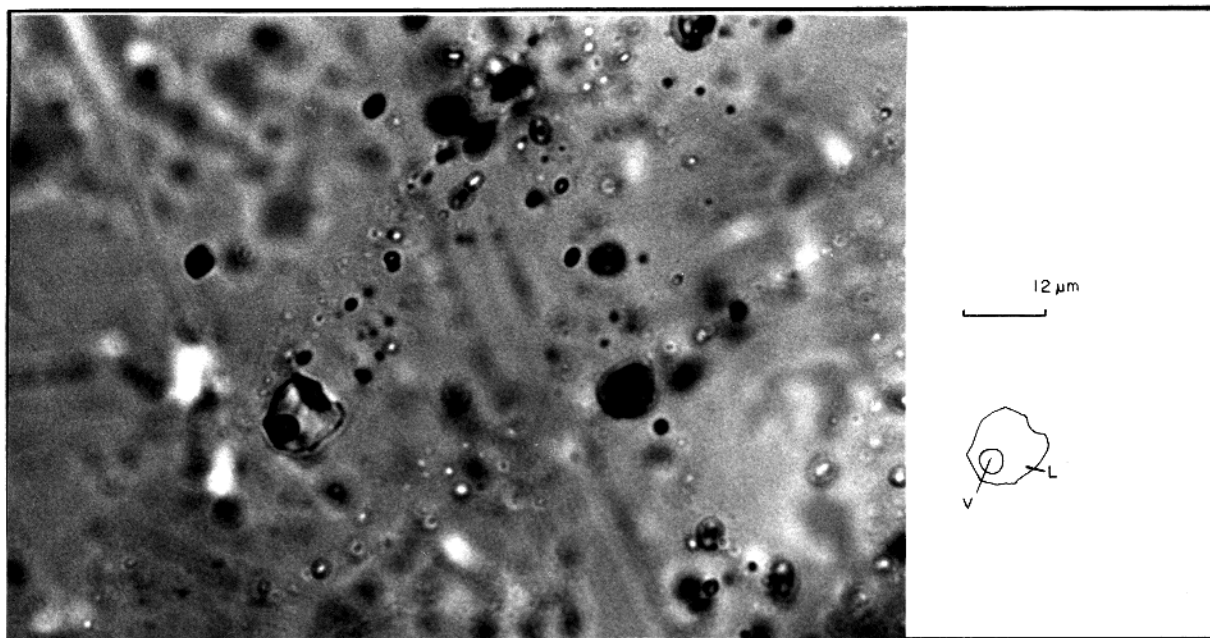


Figura 22 - inclusão bifásica (LV) em quartzo (pseudo-secundária) de veio hidrotermal da Seqência Bahia.

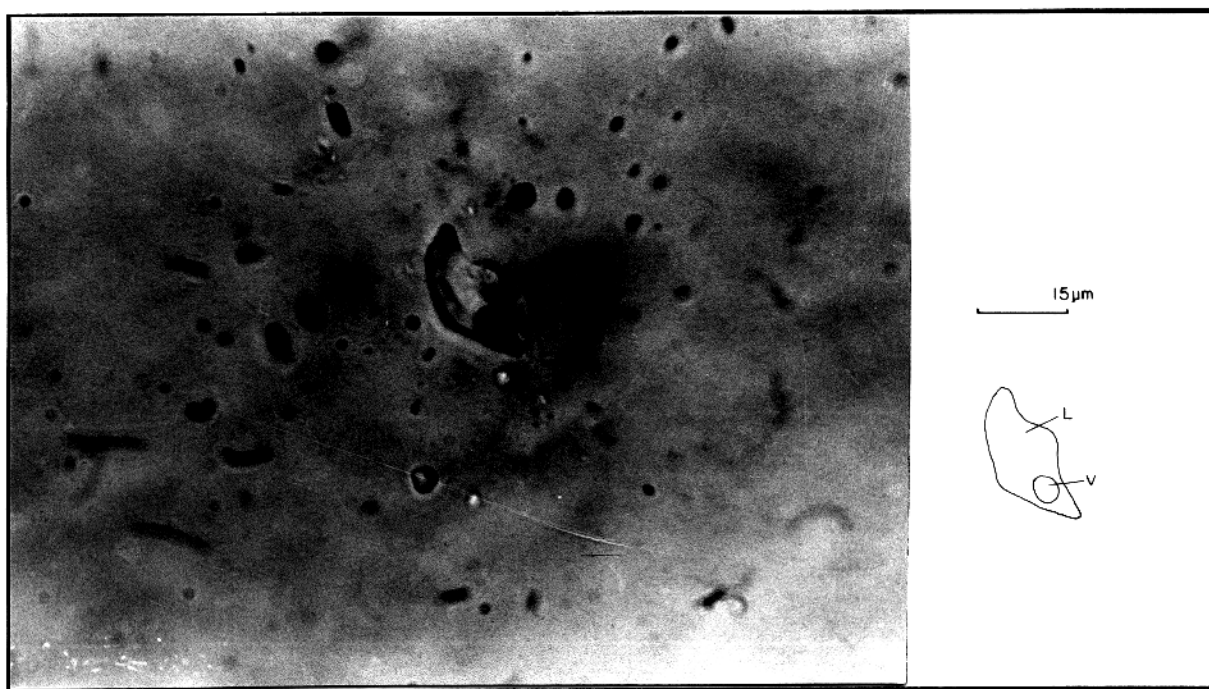


Figura 23 - Provável inclusão bifásica primária em quartzo de veio hidrotermal da Seqência Bahia.

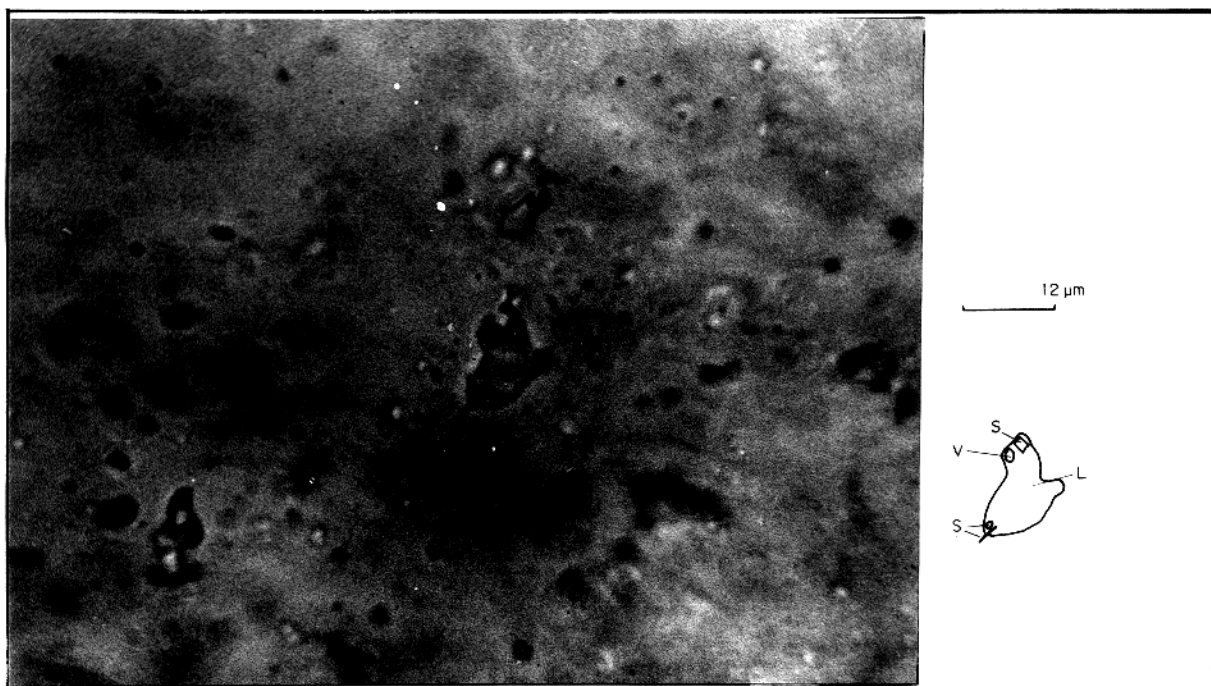


Figura 24 - Inclusão multifásica com 3 fases sólidas, presente em veio de quartzo da Seqüência Bahia.

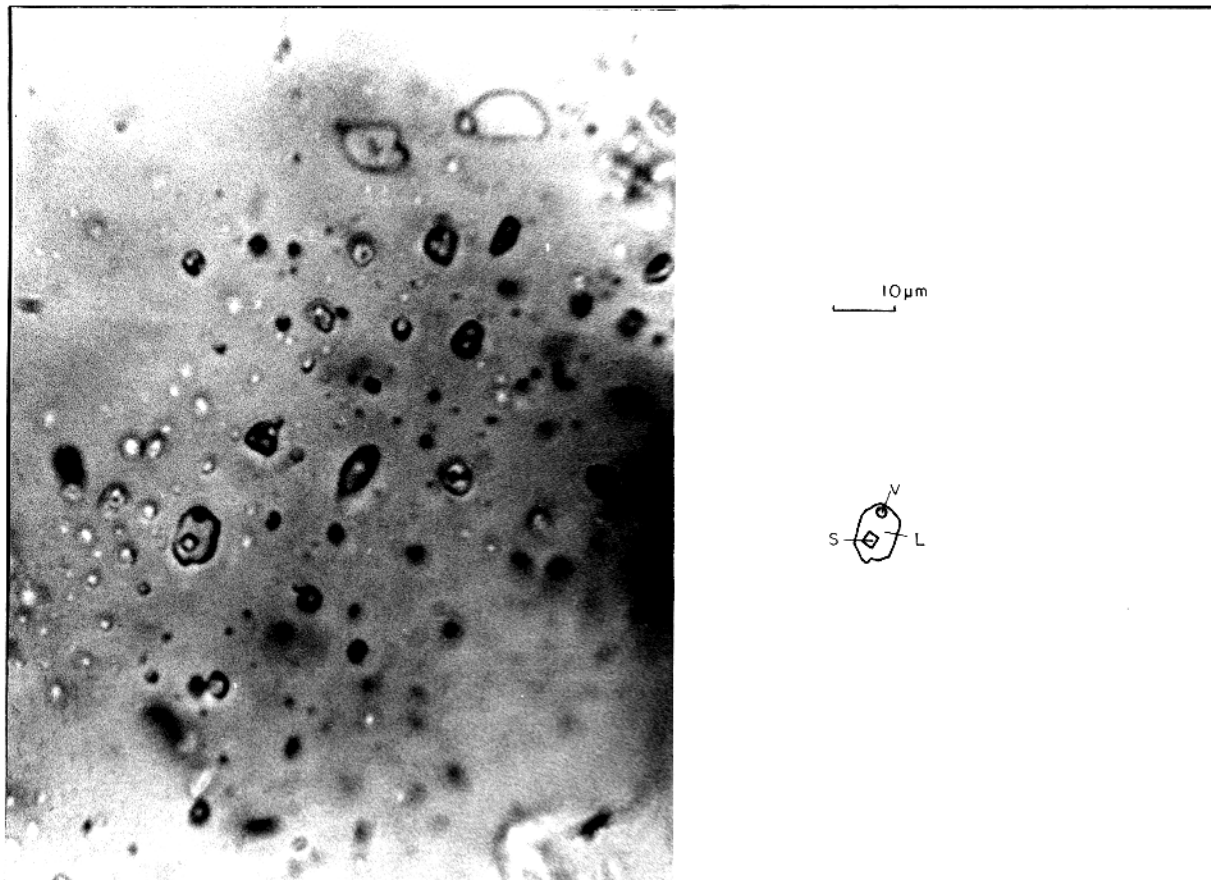


Figura 25 - Inclusões com cristal de saturação de halita que ocorrem nos veios de quartzo da Seqüência Bahia.

Essas inclusões são equivalentes às do tipo "S" de Welsbrod (1981) e às do tipo "S+L±V" (sólida multifásica, com S < 50% e L variável) de Shepherd et al.(1985).

Sua homogeneização se dá - com o aumento da temperatura - pela dissolução da fase sólida após o desaparecimento da fase vapor, que ocupa um volume variando entre 5 e 13% da inclusão.

Além desses tipos principais, ocorrem ainda inclusões monofásicas aquosas e carbônicas (reconhecidas por duas bolhas concêntricas). No entanto, o seu tamanho muito pequeno (<3µm) e a sua extrema escassez impossibilitaram a obtenção de dados microtermométricos (figura 21.c).

Localmente, processos de recristalização e reequilíbrio, reconhecidos por feições de estrangulamento e formação de cristais negativos, podem ser observados nas inclusões (figura 26). No caso das inclusões com sólidos, o estrangulamento pode ter ocorrido de tal modo que praticamente isolou a fase sólida, formando inclusões onde o sólido ocupa quase todo o volume da cavidade.

Segundo Roedder (1984), a recristalização visa à redução da energia superficial do sistema (no caso, a inclusão) e se dá pela dissolução interna de algumas partes da parede da cavidade e redeposição desse material em outras partes. Esse reequilíbrio pode causar a divisão da inclusão original numa série de inclusões menores e mais regulares, chegando até aos cristais negativos. O processo é conhecido como "necking down"

(estrangulamento) e está ilustrado na figura 27.

Sem que haja perda nem adição de material, mas ocorrendo o estrangulamento depois da separação das fases, as porções estranguladas resultantes da inclusão original podem apresentar diferenças marcantes em suas composições e densidades. Se, porém, o processo ocorrer antes da bolha de vapor haver nucleado e/ou do mineral de saturação ("daughter minerals") haver se precipitado, então as proporções entre as fases podem ser constantes. O reconhecimento de "necking down" no primeiro caso é importante porque ele pode introduzir erros no estudo da temperatura de homogeneização (Roedder, 1984).

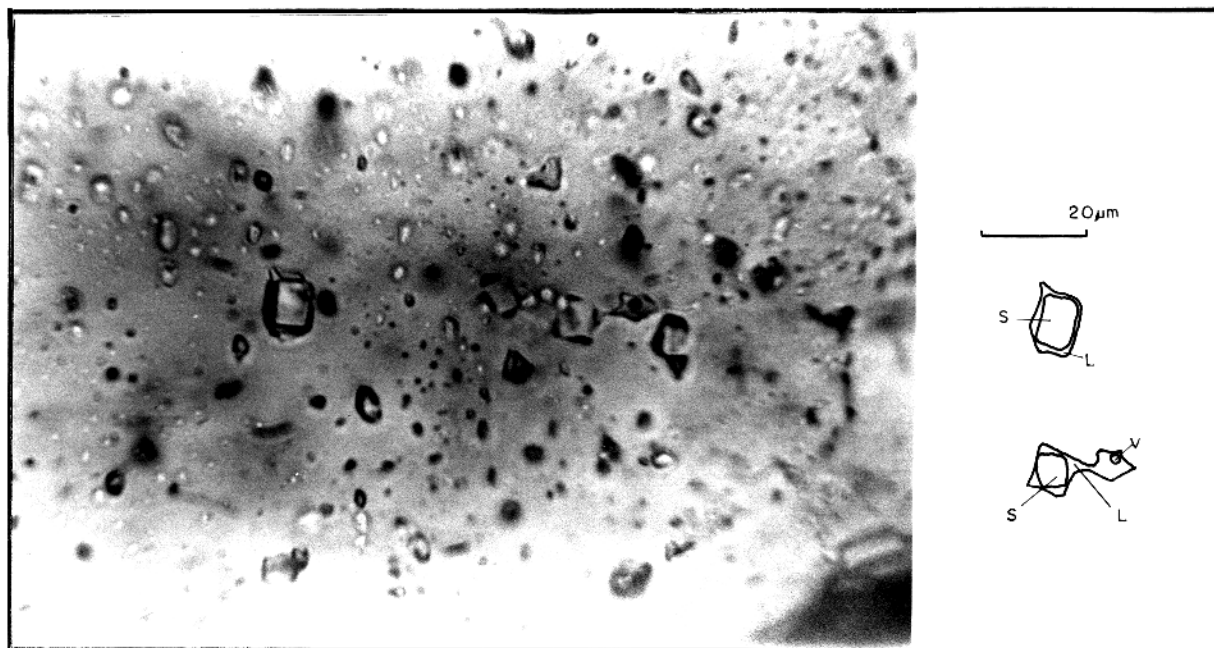


Figura 26 - Inclusões estranguladas em quartzo de veio da Sequência Bahia. A fase sólida pode ocupar quase que o volume total da inclusão.

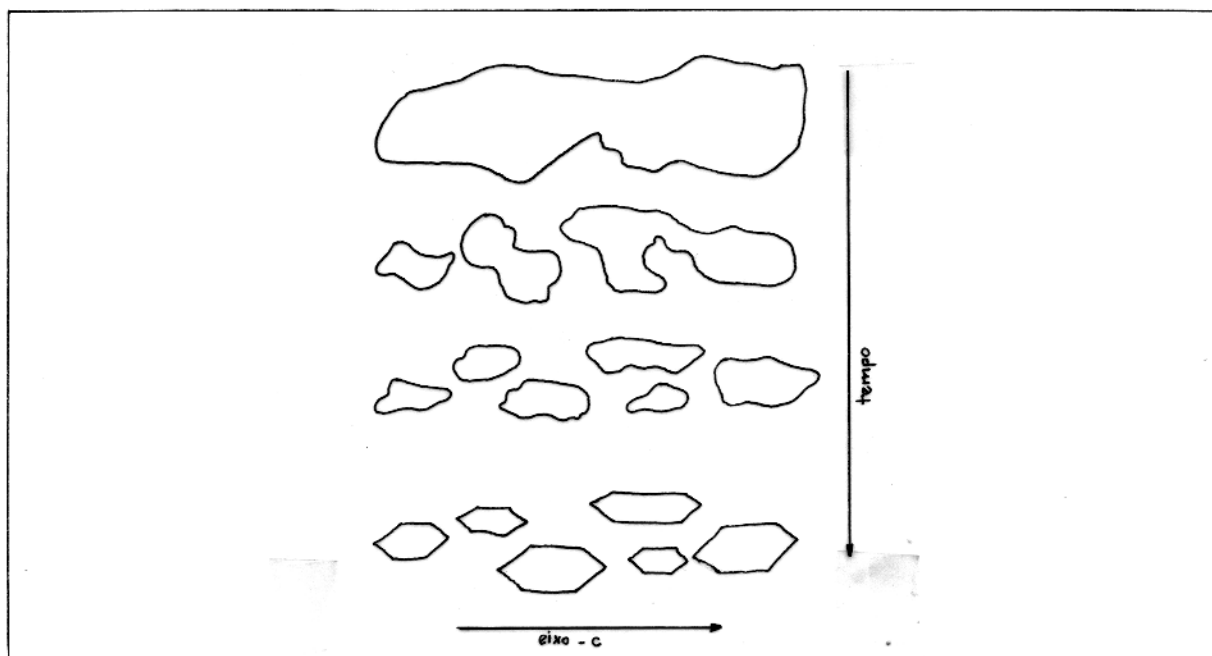


Figura 27 - Formação de cavidades de cristais negativos (em quartzo) acompanhada por "necking down". Cristais negativos facetados são formados por solução e redeposição de material nas paredes internas da cavidade pelo fluido da inclusão. Esse processo tem lugar por um grande período de tempo e é freqüentemente acompanhado por estrangulamento (Seg. Shepherd et al., 1985).

4.5- Sistemas Salinos Aquosos

A obtenção dos dados microtermométricos inclui a observação da fusão inicial nas inclusões congeladas, fusão total do gelo, fusão do hidrato, fusão do sólido presente em temperatura ambiente e homogeneização da fase vapor e as respectivas temperaturas em que essas mudanças de fase ocorrem.

A medida dos pontos de fusão em soluções aquosas salinas, não saturadas a temperatura ambiente, fornece

informação tanto da composição das espécies dissolvidas quanto da salinidade total. Ainda que nem sempre verdadeiro, aceita-se que a primeira fusão corresponda ao ponto eutético do sistema em qualquer solução com espécies de cloretos naturais (NaCl, KCl, CaCl_2 e MgCl_2), enquanto a fusão final de sólidos congelados é usada para estimar a salinidade da solução (Crawford et al., 1979b; Crawford, 1981).

As dificuldades na obtenção de dados composicionais exatos para as soluções e a inexistência de dados experimentais para muitas das composições que ocorrem naturalmente resultaram na convenção de registrar as salinidades em termos de equivalentes de NaCl em peso. Dessa maneira, a depressão do ponto de fusão observada (em relação ao sistema NaCl - H_2O) é usada para calcular a quantidade de NaCl que poderia produzir um abaixamento similar no ponto de fusão da solução.

Como os fluidos naturais são de multicomponentes, a inclusão de todos esses componentes num só sistema o tornaria demasiadamente complexo; assim, só são considerados os sais dominantes na grande maioria das inclusões: NaCl, CaCl_2 , KCl e MgCl_2 . A tabela 2 apresenta sistemas aquosos com um ou dois desses sais e seu ponto eutético mínimo característico. A tabela mostra que qualquer inclusão com temperatura de fusão inicial menor que $-20,8^\circ\text{C}$ possivelmente não contém apenas NaCl ou KCl dissolvidos. As fases sólidas presentes no eutético do sistema também estão listadas na tabela 2. Na maioria dos casos essas fases constituem os hidratos correspondentes ao sal presente.

Sistema	T eut.(°C)	Comp. eut. (% em peso)	Fases sólidas
H ₂ O-KCl	-10,6	19,7% KCl	gelo KCl
H ₂ O-NaCl	-20,8 (-21,2)*	23,3% NaCl	gelo NaCl NaCl.2H ₂ O
H ₂ O-NaCl-KCl	-22,9 (-23,5)*	20,17% NaCl 5,81% KCl	gelo NaCl.2H ₂ O
H ₂ O-MgCl ₂	-33,6	21,0% MgCl ₂	gelo MgCl ₂ .12H ₂ O
H ₂ O-NaCl-MgCl ₂	-35,0	1,56% NaCl 22,75% MgCl ₂	gelo NaCl.2H ₂ O MgCl ₂ .12H ₂ O
H ₂ O-CaCl ₂	-49,8 (-49,5)*	30,2% CaCl ₂	gelo CaCl ₂ .6H ₂ O
H ₂ O-NaCl-CaCl ₂	-52,0 (-55,0)*	1,8% NaCl 29,4% CaCl ₂	gelo NaCl.2H ₂ O CaCl ₂ .6H ₂ O

observações: ()* temperaturas segundo Borisenko, 1977

KCl = silvita

NaCl = halita

NaCl.2H₂O = hidrohalita

CaCl₂.6H₂O = antarcticita

O KCl não forma o hidrato correspondente

Tabela 2 - Dados de fase selecionados para soluções aquosas de espécies de cloreto mais comuns em inclusões fluidas (segundo Crawford, 1981 e Shepherd et al., 1985).

As inclusões fluidas estudadas mostraram temperaturas de fusão inicial muito baixas ($< 50^{\circ}\text{C}$). Essas temperaturas sugerem que as soluções hidrotermais atuantes não eram compostas simplesmente por H_2O e NaCl (sistema aquoso salino mais comumente encontrado em inclusões fluidas), mas também por CaCl_2 , sal relativamente comum, causador de grande depressão no ponto eutético do sistema (Glynn e Potter, 1977; Crawford et al., 1979a e b; Crawford, 1981; Shepherd et al., 1985; Fuzikawa, 1985).

A seguir serão feitos alguns comentários a respeito do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$, no qual os fluidos estudados parecem estar melhor enquadrados.

4.5.1- O Sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$

Além da medida da temperatura de primeira fusão, o ponto eutético, a medida dos pontos de fusão das várias fases sólidas informa acerca da composição de sistemas complexos. Na maioria dos casos, a última fase a se fundir é o gelo (o desaparecimento do último sólido é a transição de fase mais facilmente observada), a menos que a salmoura tenha um conteúdo em sal maior que a composição eutética (Crawford, 1981).

Uma observação importante é que o uso de equivalentes em peso de NaCl para registrar as salinidades introduz erros muito pequenos em fluidos ricos em CaCl_2 (Glynn e Potter, 1977). Isso pode ser visualizado na figura 28.

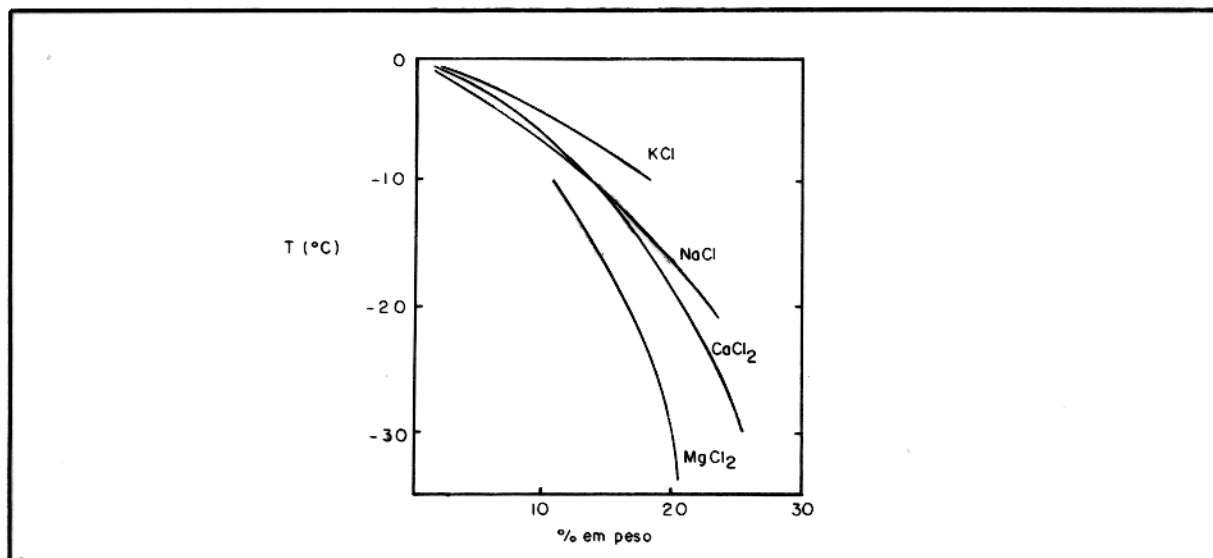


Figura 28 - Curvas de depressão do ponto de fusão da água para soluções de NaCl, KCl, CaCl_2 e MgCl_2 (Crawford, 1981).

Para uma solução definida pelo sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ (figura 29), é necessário um super-resfriamento antes que ela congele. A solidificação é, contudo, instantânea e percebida somente pelo súbito colapso da bolha de vapor. Nessa temperatura, a fase sólida compreende gelo + hidrohalita + antarctícita, tem uma aparência manchada e coloração marrom clara. Com o aumento de temperatura, a inclusão escurece até que no eutético ela se torna muito granular.

A fusão começa na temperatura eutética ($t_e = -52^\circ\text{C}$, figura 30) e o sistema permanece nessa temperatura até que um dos sólidos se funda completamente. Como geralmente NaCl é a espécie de cloreto mais abundante, a primeira fase a se fundir é

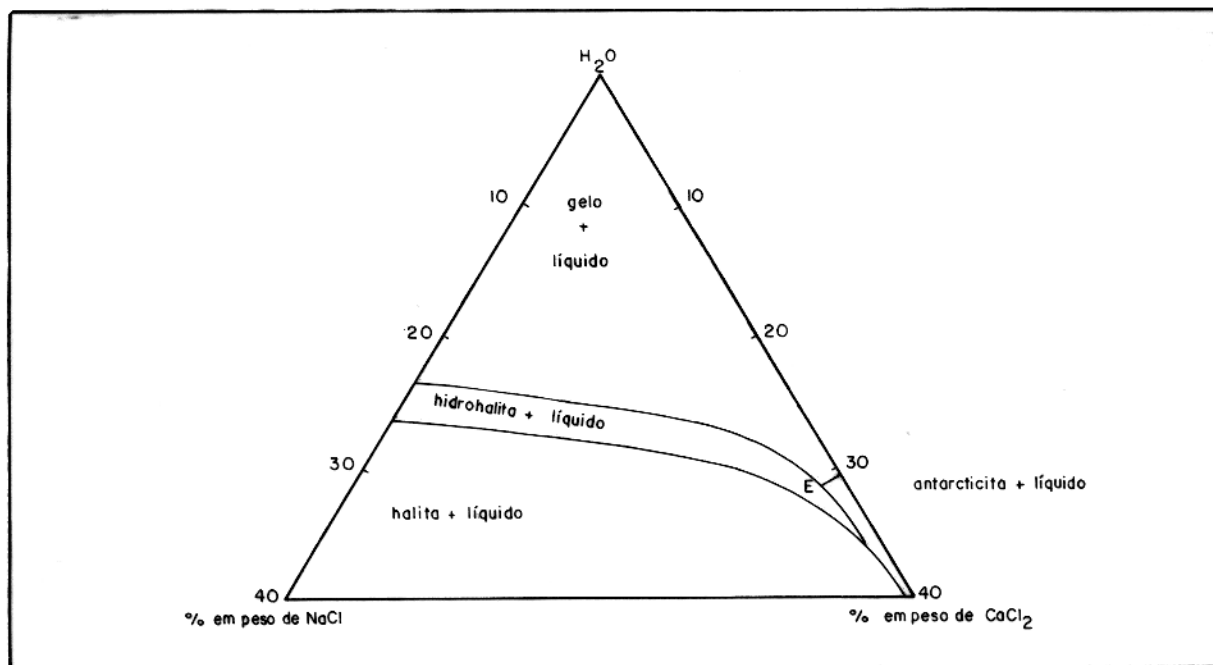


Figura 29 - Limite de fases e composição das fases sólidas no sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$. Todas as fases estão em equilíbrio com vapor. E = eutético do sistema. (Seg. Shepherd et al., 1985).

a antartcicita ($\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). A composição do fluido então se move ao longo da curva cotética que separa os campos $[\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{L}]$ e $[\text{gelo} + \text{L}]$ acompanhada por fusão de $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ e de gelo. Se o fluido tiver uma salinidade moderada a baixa (p.e., 2,5% NaCl e 5,0% CaCl_2 , inclusão C da figura 30), a próxima fase a ser consumida pode ser a hidrohalita ($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) em $t_2 = -27^\circ\text{C}$. A temperatura (na curva cotética) em que essa fusão ocorre é função da composição do sistema e pode ser usada para inferir a razão $\text{CaCl}_2/\text{NaCl}$ pela extrapolação da linha que une t_2 ao vértice H_2O até a aresta que liga NaCl a CaCl_2 (linha

Ainda numa terceira hipótese, se uma solução H_2O - $NaCl$ - $CaCl_2$ tiver um conteúdo de $NaCl$ alto o suficiente para estar saturada com relação ao $NaCl$ em temperatura ambiente (inclusão E), após a fusão eutética o líquido segue pela curva cotética $NaCl \cdot 2H_2O$ /gelo até que o gelo desapareça. A composição do líquido então se move através do campo $NaCl \cdot 2H_2O$ até o peritético $[NaCl \cdot 2H_2O]/[NaCl + L]$. Durante essa etapa da história de reaquecimento, pode se observar a cristalização de $NaCl$ à medida que a hidrohalita é consumida (fusão incongruente). Finalmente toda a hidrohalita desaparece e o líquido se move na direção do vértice $NaCl$ do diagrama. $NaCl$ sólido coexiste com o líquido até que em t_c a dissolução é completa; t_c é conhecida como temperatura de dissolução da halita (T_{dh}) e é relacionada ao conteúdo total de $NaCl$ na inclusão.

Para expressar a composição de uma inclusão aquosa contendo $NaCl$ e $CaCl_2$ em termos de % de equiv. de $NaCl$ e $CaCl_2$ em peso, duas temperaturas de fusão são requeridas. No campo [a] da figura 31 a composição é definida pelas temperaturas de fusão do gelo e da hidrohalita; no campo [b], pelas temperaturas de fusão do gelo e da antartcicita; no campo [c] pelas temperaturas de fusão da hidrohalita e da antartcicita (os fluidos em [b] e [c] são virtualmente puros em $CaCl_2$).

Na prática, existem dois problemas quando se trabalha com inclusões nesse sistema:

1.) a dificuldade em reconhecer a fusão dos finos grãos de

hidrohalita ocultados por uma densa massa de cristais de gelo;

2.) a distinção ótica entre $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ e $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ finamente granulados; nesse caso, a menos que haja razão para acreditar que o fluido contém mais de 30% de CaCl_2 em peso e tem uma razão Ca/Na em peso maior que 15, deve-se assumir que o hidrato formado após a primeira fusão é a hidrohalita.

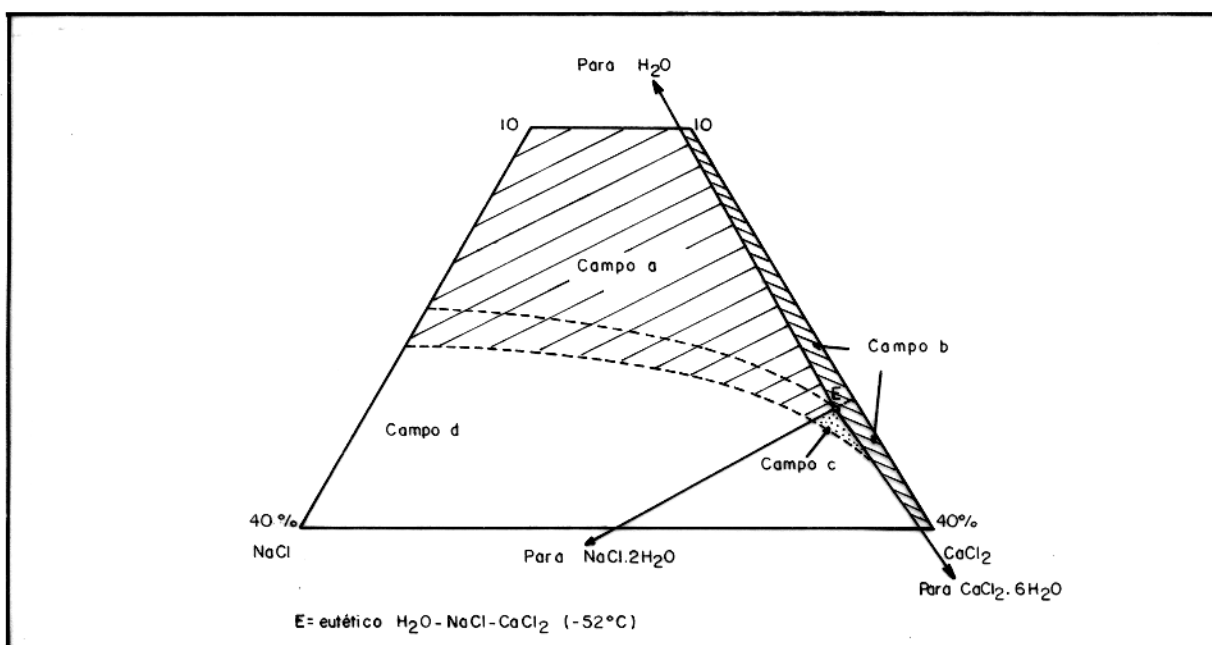


Figura 31 - Diagrama mostrando as várias fases sólidas cuja temperatura de fusão necessita ser medida para expressar a composição das inclusões que caem nos campos [a], [b] e [c] em termos de % de equivalentes em peso de NaCl e CaCl_2 . O campo [d] representa inclusões saturadas em NaCl (segundo Shepherd et al., 1985).

Algumas observações adicionais são importantes no estudo de sistemas aquosos salinos:

a.) a presença de cristais de saturação de NaCl não significa obrigatoriamente evidência da presença de soluções com predomínio de NaCl: soluções contendo 31% em peso de CaCl_2 e apenas 3% em peso de NaCl nuclearão somente cristais de saturação de NaCl (Fuzikawa, 1985);

b.) uma temperatura inicial de fusão muito baixa sugere a presença de CaCl_2 ou MgCl_2 ;

c.) um índice inicial da composição de uma inclusão aquosa pode ser obtido pela observação da sua cor imediatamente após o congelamento: fluidos com NaCl- CaCl_2 ($\pm \text{MgCl}_2$) têm uma coloração marrom clara característica (a razão é desconhecida), enquanto fluidos com NaCl-KCl são incolores (Shepherd et al., 1985).

4.6- Apresentação dos Dados Microtermométricos dos Velos da Sequência Bahia

4.6.1- Inclusões Bifásicas (LV)

Nas inclusões bifásicas em que foi possível a observação da fusão inicial, as temperaturas medidas se concentram em valores menores que -40°C (figura 32.a). Como já discutido, essa depressão na temperatura eutética (em relação ao sistema NaCl- H_2O) sugere a presença de cátions bivalentes na

solução (Ca^{++} e, talvez, Mg^{++}). Temperaturas inferiores a -58°C (eutético mínimo do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{MgCl}_2$ segundo Luzhnaya e Vereshtchetina, 1946) também foram registradas e, nesse caso, seria necessário considerar a presença de outros elementos além de Ca e Mg, sendo possível a participação de Fe^{+3} (Durak et al., 1983).

Apesar dessas considerações, os dados aqui apresentados serão tratados dentro do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$, sistema aquoso padrão ao qual a maioria dos fluidos salinos são referidos, já que sistemas mais complexos ainda carecem de dados experimentais completos.

A formação do hidrato (provavelmente hidrohalita) nem sempre pode ser observada devido ao pequeno tamanho e baixa qualidade ótica das inclusões. Entretanto, nos poucos casos em que a temperatura de fusão do hidrato foi medida, há uma concentração marcante entre -30 e -20°C (figura 32.b). Também aqui, temperaturas de fusão do hidrato de NaCl menores que $-2,3^{\circ}\text{C}$ requerem a existência de outros cátions além do Na^{+} , como Ca^{++} e/ou Mg^{++} na inclusão (Konnerup-Madsen, 1979).

Para três inclusões aparentemente bifásicas em que a fusão do hidrato se dá em temperaturas acima da temperatura de fusão do gelo, suspeita-se da presença de um sólido de saturação de halita, cujas dimensões escapam ao limite de resolução do microscópio ou, então, de comportamento metaestável dessas inclusões.

As temperaturas de fusão do gelo variam no

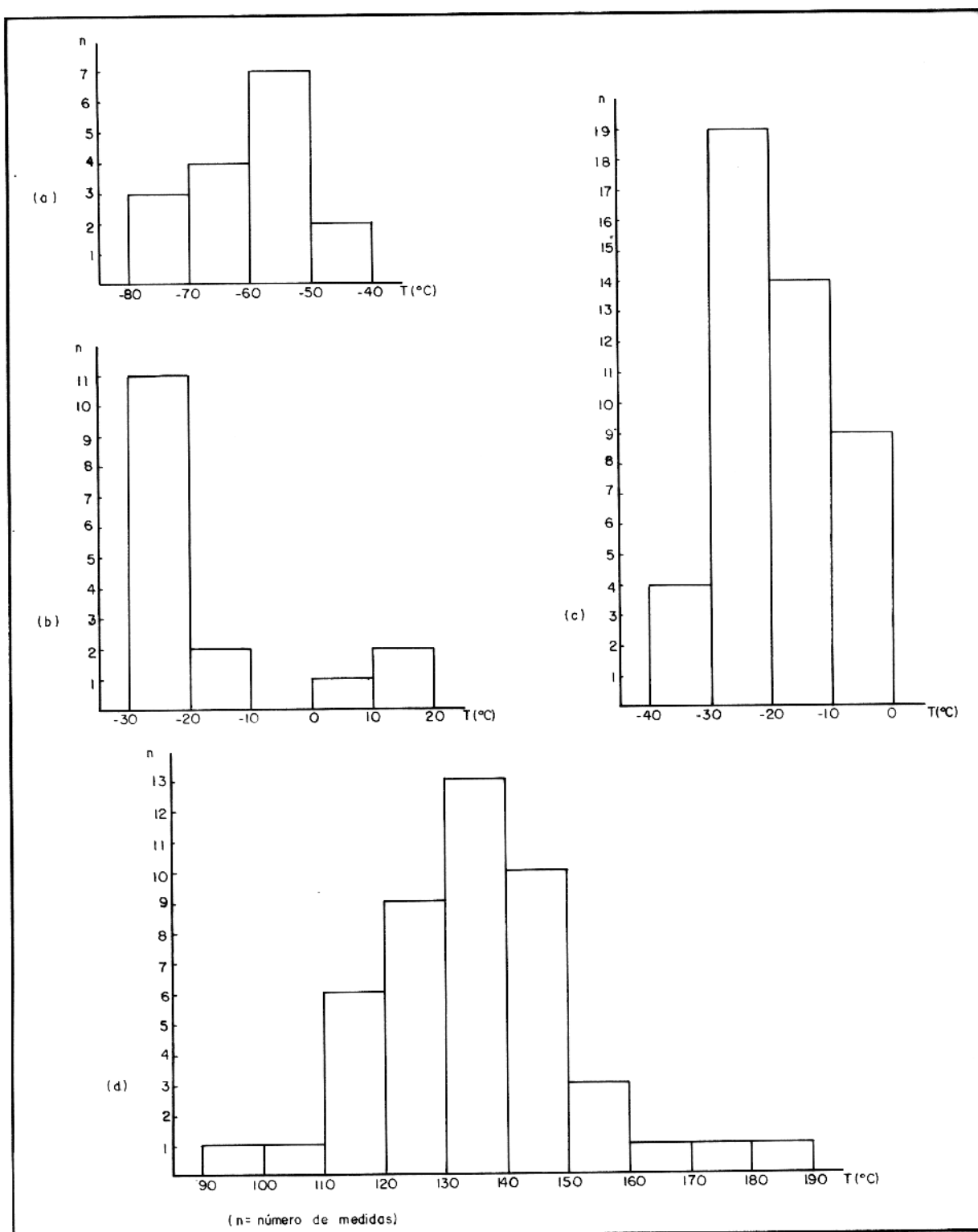


Figura 32 - Histogramas mostrando a freqüência de distribuição de: (a) temperatura eutética; (b) temperatura de fusão do hidrato; (c) temperatura de fusão do gelo e (d) temperatura de homogeneização na fase líquida, para inclusões bifásicas aquosas em quartzo dos veios hidrotermais da Seqüência Bahia.

intervalo de -40 a 0°C (figura 32.c). Esses valores correspondem a salinidades variando de aproximadamente 2 a 26% de equivalentes de NaCl em peso (um valor mais realista seria entre 10 e 25% equiv. de NaCl em peso).

Nas poucas ocasiões em que se têm as temperaturas de fusão do hidrato e do gelo (para a mesma inclusão), pode-se calcular a salinidade total em termos de equivalentes em peso de NaCl e CaCl_2 representando-se os valores das temperaturas de fusão no diagrama ternário $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ (ver figura 30). A diferença entre a salinidade assim calculada e aquela expressa em porcentagem de equivalentes em peso de NaCl não ultrapassa 1,44% do conteúdo total de sal nas inclusões (Anexo 1).

As temperaturas de homogeneização são consideradas como temperaturas mínimas de aprisionamento das inclusões e a sua variação é mostrada na figura 32.d, com a maior concentração em torno de 110 a 150°C . Quando plotadas no diagrama temperatura de homogeneização x salinidade (figura 33), as inclusões bifásicas mostram valores de densidade entre $1,0$ e $1,12\text{g/cm}^3$ aproximadamente. Algumas inclusões com densidades entre $0,9$ e $<1,0\text{g/cm}^3$ são consideradas como resultado de estrangulamento.

Um diagrama relacionando diretamente o grau de preenchimento (F = volume da fase líquida/volume total da inclusão) e a densidade total do fluido em função da concentração do sal é mostrado na figura 34. Considerando-se um valor médio de $F = 0,9$ e a salinidade variando entre 10 e 25% equivalentes de NaCl em peso, a densidade obtida através desse

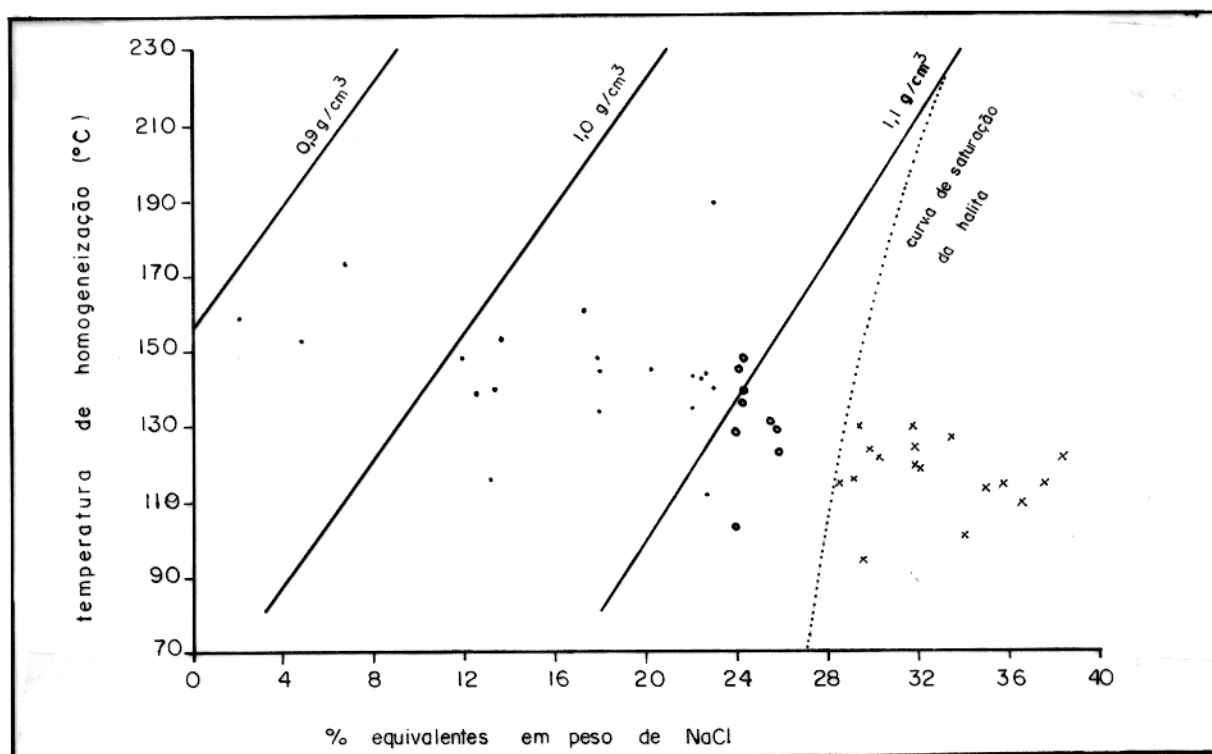


Figura 33 - Diagrama Temperatura de homogeneização x Salinidade para inclusões em quartzo dos veios hidrotermais da Seqüência Bahia (. = inclusões bifásicas; o = inclusões bifásicas com Tfg entre $-20,8$ e $-26,3^{\circ}\text{C}$ e salinidade aproximada; + = inclusões multifásicas). Isócoras e curva de saturação da halita de Haas, 1970.

diagrama varia entre $0,96$ e $1,07\text{g/cm}^3$, portanto em acordo com os valores obtidos pelo método anteriormente descrito.

4.6.2- Inclusões Multifásicas (LVS)

Essas inclusões apresentam temperaturas eutéticas inferiores a -40°C (figura 35.a), e as considerações feitas para as inclusões bifásicas são válidas também nesse caso. Por via de regra, apenas um cristal de halita está presente e durante os testes de congelamento nem sempre se pode observar a formação do hidrato de NaCl, a hidrohalita.

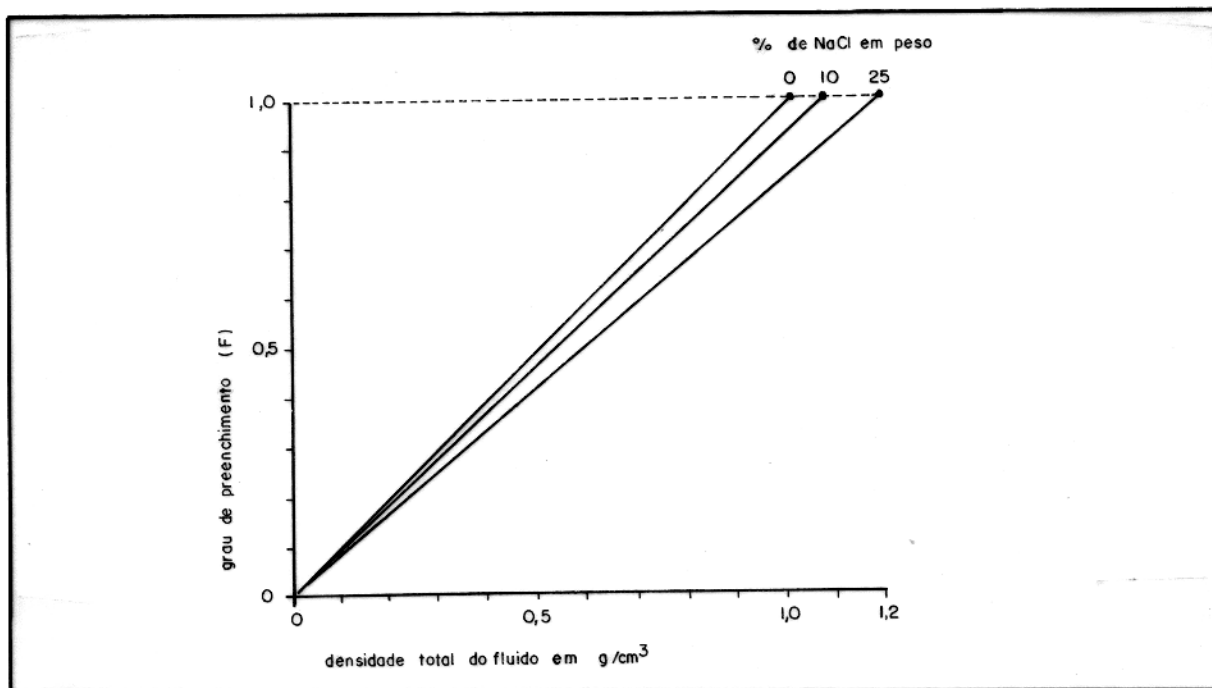


Figura 34- Relação entre o grau de preenchimento (F) a 25°C e a densidade total do conteúdo das inclusões para diferentes soluções de NaCl, segundo Shepherd et al. (1985).

A temperatura de homogeneização da bolha de vapor varia de 90 a 150°C (figura 35.b) e sempre antecede a dissolução do cristal de halita.

Durante o aquecimento, o desaparecimento da halita se dá em temperaturas muito diferentes, num intervalo de +117 a +366°C (figura 35.c), que corresponde a salinidades entre 28 e 42,5% de equiv. de NaCl em peso. Valores superiores de salinidade foram encontrados em inclusões com duas ou mais fases sólidas. Se essas inclusões não sofreram mudanças pós-formacionais, essas temperaturas correspondem também às temperaturas mínimas de formação.

Esporadicamente pode-se observar a inconsistência entre tamanhos (proporção volumétrica) e formas da fase sólida presente em inclusões relativamente agrupadas. Isso pode sugerir que essas fases (que não se dissolvem quando submetidas a altas temperaturas) não são de saturação, mas acidentais (epigenéticas); ou seja, esses sólidos já estavam presentes na solução e foram acidentalmente aprisionados na inclusão, ou ainda, essas inclusões podem ser originárias de um processo de estrangulamento. Nesses casos os dados podem apresentar erros grosseiros.

4.7- Discussão dos Dados Microtermométricos

A distribuição das inclusões - as bifásicas associadas principalmente a microfraturas intracristalinas e ainda, às vezes, em campos relativamente isolados, enquanto aquelas com sólidos localizadas em fraturas mais tardias e em campos mais próximos à borda dos cristais de quartzo - sugere uma cronologia relativa para elas, as bifásicas sendo as mais precoces.

Um importante fenômeno de estrangulamento parece estar associado às inclusões bifásicas e é evidenciado pela presença de inclusões com terminações ou ligações em "capilares" e também por regiões onde as inclusões adquirem formas muito regulares, com tendência a cristais negativos. Na maioria dos casos, esse processo parece ter tido lugar antes da nucleação da

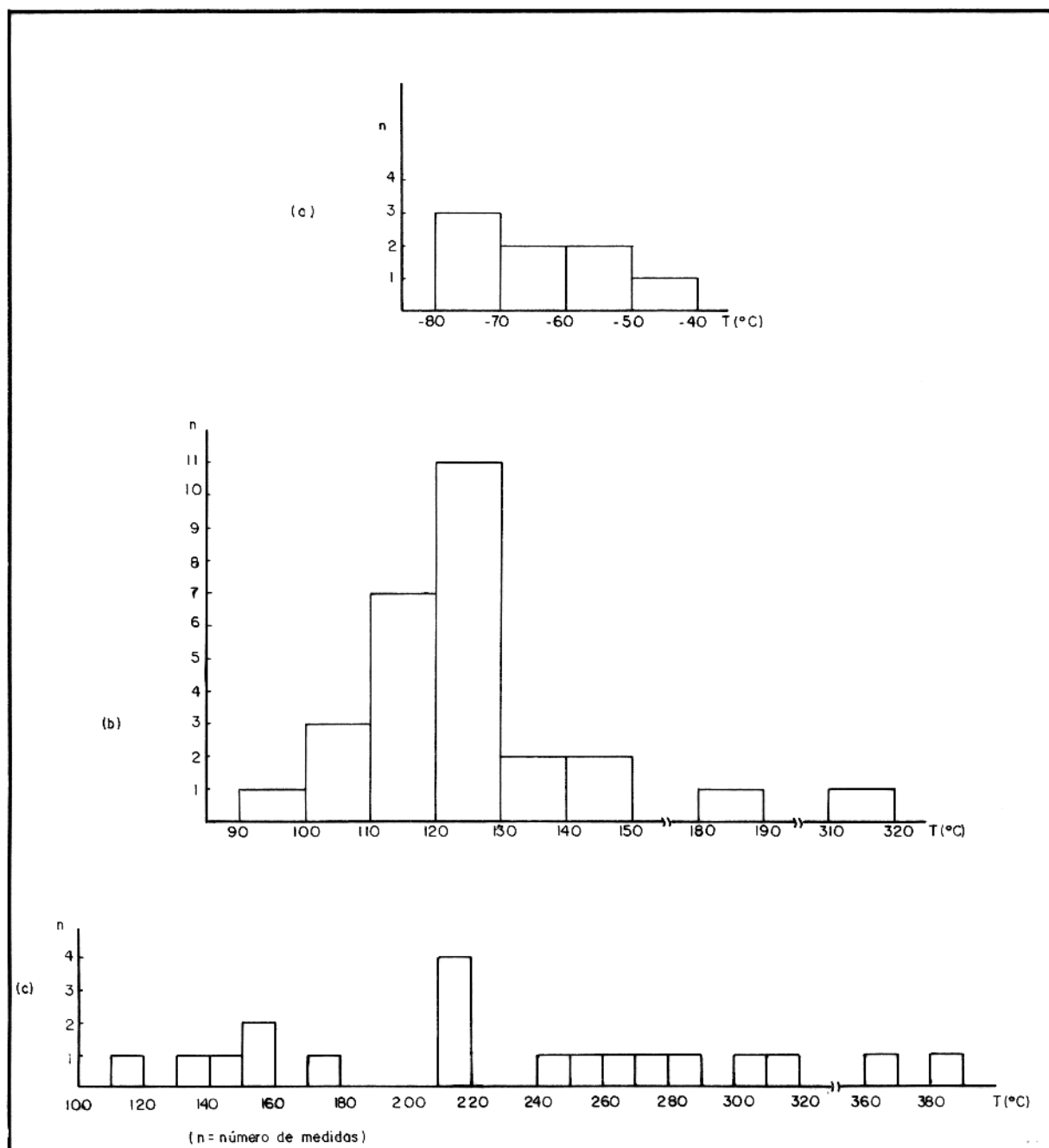


Figura 35 - Histogramas mostrando a freqüência de distribuição das temperaturas: (a) eutéticas; (b) de homogeneização das fases fluidas (L-V), e (c) de dissolução da fase sólida ou de homogeneização total, obtidas em inclusões multifásicas presentes em cristais de quartzo dos veios hidrotermais da Seqüência Bahia.

bolha de vapor, uma vez que as razões volume da fase vapor/volume total são muito constantes. Assim, não deve ter havido introdução de erros nos resultados.

Localmente as inclusões com sólidos mostram evidências de terem sofrido estrangulamento. Essas inclusões foram evitadas durante a análise microtermométrica e são caracterizadas por uma grande diferença nas razões volume da fase sólida/volume total e volume da fase vapor/volume total (ver figura 26).

As inclusões bifásicas mostram uma correlação negativa entre temperaturas de homogeneização e salinidade total (ver figura 33), sugerindo que variações químicas e de temperatura existiram dentro do sistema mineralizante.

Diferentes valores de temperatura e salinidade em inclusões dentro de amostras individuais evidenciam uma significativa variação dos dois parâmetros durante um curto espaço de tempo. Segundo Samson e Russel (1987), embora o estrangulamento seja uma explicação alternativa possível para as variações de temperatura, o concomitante espalhamento na salinidade suporta uma mudança no caráter do fluido. Essa mudança, representada pelo aumento da salinidade com o abaixamento da temperatura, poderia significar a mistura de pelo menos dois tipos de fluidos com salinidades contrastantes. A dissolução de camadas de evaporitos não pode ser invocada para produzir as salinidades presentes já que não se tem evidências da presença de tais rochas na seqüência local.

Para Samson e Russel (1987), que obtiveram uma correlação semelhante em inclusões fluidas de depósitos minerais na Irlanda, uma outra hipótese seria a de mistura de um fluido ácido de alta temperatura, carregando metais base e enxofre, com um fluido alcalino de baixa temperatura (rico em sulfato). Essa mistura poderia explicar a precipitação de: (1) sulfetos de metal base devido ao aumento no pH e resfriamento; (2) quartzo, devido ao resfriamento e (3) carbonatos, devido ao aumento do pH e, possivelmente, da atividade do $\text{CO}_3^{=}$.

A alteração hidrotermal das rochas da Sequência Bahia faz supor uma extensiva circulação de fluidos aquosos, suposição esta apoiada na variação relativamente pequena de temperaturas de homogeneização para fluidos com densidades variáveis (Konnerup-Madsen, 1977 e 1979). Entretanto, os dados obtidos a partir das inclusões fluidas não permitem uma conclusão definitiva sobre a sua origem. Como a microtermometria fornece somente estimativas da salinidade total dos fluidos aprisionados, determinações específicas dos íons presentes (e especialmente da razão atômica desse íons) são necessárias para um melhor entendimento da sua origem.

5-PETROQUÍMICA

Os principais objetivos com a obtenção dos dados químicos foram:

- a) caracterizar quimicamente a unidade vulcanossedimentar e compará-la a seqüências antigas já definidas em outras partes do mundo;
- b) inferir a ambiência geotectônica em que a Seqüência Bahia se formou;
- c) na falta de critérios de campo mais claros, testar uma possível correlação da Seqüência Bahia com o Grupo Grão-Pará; e
- d) avaliar perdas e ganhos relativos de componentes maiores provocados pelo metamorfismo hidrotermal que atingiu as rochas da unidade vulcanossedimentar.

Das rochas que compõem a Seqüência Bahia, três tipos foram analisados quimicamente: metabásicas, metapiroclásticas e metassedimentares. Como já ressaltado anteriormente, essas rochas estão por via de regra alteradas, de modo que uma caracterização petroquímica com base nos elementos maiores, sujeitos a grande mobilidade em ambiente hidrotermal, tornou-se inviável, sobretudo no caso das rochas metabásicas. A caracterização dos outros dois tipos foi menos problemática, tendo em vista o menor grau de reatividade de suas assembléias mineralógicas ao hidrotermalismo. Por outro lado, apoiado nos

teores de elementos traços, aceitos como relativamente imóveis, pôde-se aplicar diagramas discriminantes e, através deles, situar melhor as rochas metabásicas no contexto geotectônico.

Os resultados analíticos das rochas da Seqüência Bahia são apresentados de forma incompleta: os valores para sílica referem-se apenas a quatro amostras de metarritmitos. Em virtude disso, não foram feitos testes de precisão e de acurácia para avaliação de possíveis erros analíticos. Apesar de incompletos, a comparação com os resultados de Ferreira Fe (1985) mostra que a confiabilidade dos dados obtidos é plenamente satisfatória.

5.1- Metodologia

As análises químicas passíveis de realização, foram feitas nos laboratórios do Departamento de Geoquímica e Petrologia da UFPA, com exceção dos elementos terras-raras, cujos teores foram determinados pela GEOSOL. Foram utilizadas as seguintes técnicas:

- Al_2O_3 , Fe_2O_3 (total), CaO , Na_2O , K_2O , MgO , MnO , Cu , Ni , Zn e Co - espectrofotometria de absorção atômica, usando-se abertura ácida (ácido fluorídrico/ácido perclórico);
- Rb , Sr , Y , Zr e Nb - espectroscopia de fluorescência de raios-X;
- SiO_2 - via úmida com determinação gravimétrica;
- TiO_2 e P_2O_5 - via úmida com determinação colorimétrica;

- La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Lu - espectrometria de plasma (ICP).

5.2- Rochas Metabásicas

A tabela 3 apresenta os dados analíticos dos metabasaltos da Seqüência Bahia. Embora não se tenham dúvidas de que se tratem de rochas basálticas -assim indicam a mineralogia primária remanescente e as feições texturais-, as análises químicas confirmam apenas parcialmente, como era de se esperar, essa classificação.

Ainda que algumas amostras revelem resultados bem compatíveis com rochas basálticas, eles não devem refletir a composição original dessas rochas, explicando-se as concentrações dos elementos mais móveis (Ca, Na, K, Mg) pela precipitação de minerais de alteração, a exemplo de tremolita-actinolita, calcita, albita, sericita e clorita, às expensas sobretudo da destruição da labradorita e pigeonita.

Por outro lado, estudos petrogenéticos e petroquímicos em rochas vulcânicas básicas têm proposto métodos de classificação que possam ser aplicados mesmo em material alterado. Muitos dos diagramas daí resultantes têm por base a concentração de elementos traços, em especial aqueles de mobilidade extremamente baixa, e têm servido não só para classificar essas rochas como também para apontar tendências de

% peso	ART-1	ART-2	ART-3	ART-4	ART-5	ART-6
Al_2O_3	13,03	14,40	14,17	15,35	14,17	17,95
$Fe_2O_3(t)$	15,81	13,83	16,03	15,92	17,22	7,38
CaO	0,82	7,30	7,10	4,90	6,10	1,89
Na_2O	8,46	2,08	1,68	4,07	2,06	0,53
K_2O	2,16	1,39	1,96	0,23	2,51	9,25
MgO	3,56	4,33	3,56	3,56	3,75	1,33
MnO	0,08	0,31	0,31	0,15	0,28	0,05
TiO_2	1,34	0,60	0,73	0,82	1,36	0,54
P_2O_5	0,52	0,19	0,19	0,18	0,45	0,22
ppm						
Cu	57	371	228	457	900	200
Ni	23	192	130	161	123	107
Zn	26	199	60	63	172	6
Co	192	125	76	115	105	76
Rb	5	49	77	18	98	446
Sr	46	63	88	44	71	144
Y	23	17	23	21	46	17
Zr	192	46	65	48	224	184
Nb	11	6	8	6	9	11

Tabela 3 - Dados analíticos das rochas metabásicas da Sequência Bahia.

ocorrência de determinados tipos em ambientes geotectônicos específicos. Nesse particular, embora inicialmente testados para ambientes mais jovens, a sua aplicabilidade tem-se estendido também aos mais antigos, nos quais a presença de rochas muito alteradas é uma situação comum.

Para os basaltos Bahia, apenas o diagrama TiO_2 x Zr/P_2O_5 de Winchester e Floyd (1976) definiu uma tendência preferencial. Este diagrama é reproduzido na figura 36 e indica uma natureza toleítica (sub-alcalina) para essas rochas.

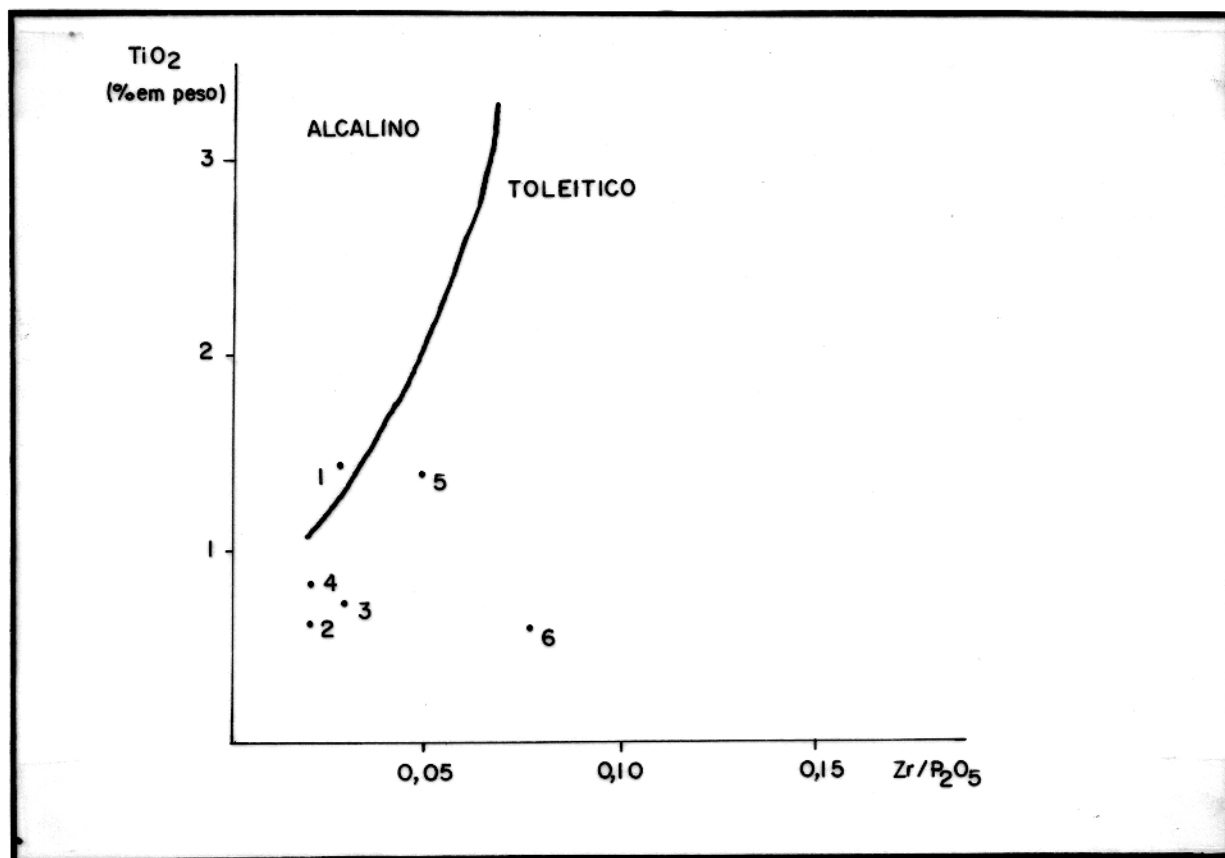


Figura 36 - Diagrama TiO_2 x Zr/P_2O_5 para as rochas metabásicas da Seqüência Bahia. Divisão dos campos segundo Winchester e Floyd (1976)

O caráter teleftico é confirmado pela razão Y/Nb (Pearce e Cann, 1973) e pelo conteúdo em Al_2O_3 (Irvine e Baragar, 1971).

Os diagramas ternários Ti-Zr-Y (Pearce e Cann, 1973) e Nb-Zr-Y (Meschede, 1986), por sua vez, não definem nenhum "trend" para os basaltos da área Bahia, talvez pela relativa mobilidade do Y durante a alteração hidrotermal.

Muitos estudos envolvendo a análise de elementos terras-raras (ETR) em rochas vulcânicas básicas têm sido feitos por se considerar que esses elementos são muito pouco móveis durante alteração hidrotermal e metamorfismo (p.e.: O'Nions e Pankhurst, 1974; Condie et al., 1977). Por outro lado, trabalhos mais recentes sugerem uma significativa mobilidade das terras-raras durante a circulação de fluidos hidrotermais (p.e.: Martin et al., 1978; Alderton et al., 1980; Mitropoulos, 1982) e estudos experimentais mostram que essa mobilidade está intimamente ligada a altas razões água/rocha e à presença de ânions complexantes eficientes (carbonato, fluoreto, fosfato) na solução (Shaw, 1978; Giuliani et al., 1987).

A análise dos ETR em onze amostras de basaltos da Sequência Bahia demonstrou que o padrão de abundância desses elementos sofre mudanças marcantes apenas quando a alteração da rocha é acentuada. A tabela 4 mostra o resultado das análises para terras-raras. A normalização foi feita em relação ao condrito médio recomendado por Henderson (1984).

A variação razoavelmente pequena da razão $(La/Yb)_{cn}$ nas amostras da área Bahia (1,8 a 5,2, não se computando as

	ART-1		ART-2		ART-3		ART-4		ART-5		ART-6		ART-7	
	ppm	cn	ppm	cn	ppm	cn	ppm	cn	ppm	cn	ppm	cn	ppm	cn
La	14,8	47,7	4,3	13,9	5,7	18,4	15,4	49,6	19,8	63,8	196,2	632,9	17,5	56,4
Ce	26,2	32,4	8,4	10,4	11,1	13,7	22,7	28,1	39,2	48,5	255,9	316,7	31,3	38,7
Nd	14,4	24,0	6,6	11,0	7,6	12,7	11,6	19,3	23,0	38,3	68,5	114,2	18,9	31,5
Sm	3,3	16,9	1,6	8,2	2,1	10,8	3,1	15,9	6,0	30,8	11,2	57,4	4,9	25,1
Eu	1,0	13,6	0,78	10,6	1,1	15,0	1,6	21,8	1,8	24,5	5,5	74,8	2,0	27,2
Gd	3,6	13,9	2,2	8,5	2,9	11,2	3,5	13,5	6,3	24,3	8,3	32,0	5,4	20,8
Dy	3,1	9,6	2,5	7,8	3,5	10,9	3,9	12,1	6,3	19,6	4,6	14,3	6,5	20,2
Ho	0,62	8,6	0,51	7,1	0,74	10,3	0,77	10,7	1,3	18,1	0,83	11,5	1,3	18,1
Er	2,0	9,5	1,7	8,1	2,2	10,5	2,3	10,9	3,9	18,6	2,0	9,5	4,1	19,5
Yb	2,1	10,0	1,5	7,2	2,0	9,6	2,0	9,6	3,6	17,2	1,6	7,6	3,7	17,7
Lu	0,36	11,2	0,22	6,8	0,28	8,7	0,26	8,1	0,48	14,9	0,24	7,4	0,47	14,6
	ART-8		ART-9		ART-10		ART-11		GP-1		GP-2		Condrito medio	
	ppm	cn	ppm	cn	ppm	cn	ppm	cn	ppm	cn	ppm	cn	ppm	
La	44,1	142,2	5,2	16,8	10,5	33,9	5,2	16,8	12,9	41,6	14,1	45,5	0,310	
Ce	73,0	90,3	11,2	13,9	16,8	20,8	9,0	11,1	23,3	28,8	25,7	31,8	0,808	
Nd	30,9	51,5	8,8	14,7	10,3	17,2	6,9	11,5	12,7	21,2	13,1	21,8	0,600	
Sm	5,9	30,2	2,4	12,3	2,8	14,3	1,9	9,7	3,0	15,4	3,1	15,9	0,195	
Eu	1,7	23,1	1,0	13,6	1,3	17,7	1,0	13,6	0,96	13,1	1,0	13,6	0,0735	
Gd	4,6	17,8	2,9	11,2	3,3	12,7	2,8	10,8	3,0	11,6	3,2	12,3	0,259	
Dy	3,4	10,5	3,2	9,9	3,5	10,9	5,2	16,1	3,4	10,5	3,4	10,5	0,322	
Ho	0,69	9,6	0,69	9,6	0,71	9,9	1,2	16,7	0,71	9,9	0,71	9,9	0,0718	
Er	2,2	10,5	2,1	10,0	2,1	10,0	4,8	22,8	2,2	10,5	2,2	10,5	0,210	
Yb	2,5	12,0	1,9	9,1	1,9	9,1	6,0	28,7	2,1	10,0	1,9	9,1	0,209	
Lu	0,4	12,4	0,27	8,4	0,29	9,0	0,82	25,5	0,28	8,7	0,27	8,4	0,0322	

Tabela 4 - Abundância dos elementos terras-raras em rochas metabásicas da Seqüência Bahia. Valores em ppm e normalizados ao condrito médio (cn) recomendado por Henderson (1984).

amostras anômalas) é um bom indicativo de que as terras-raras tiveram uma mobilidade bem limitada durante a alteração (Henderson, 1984).

Com três exceções, as amostras analisadas apresentam padrões fracionados de abundância, com enriquecimento relativo das terras-raras leves e ausência de anomalias negativas de Eu (figura 37), numa configuração semelhante à encontrada para rochas vulcânicas cálcio-alcálinas nos "greenstone-belts" Bulawayo e Que-Que, na Rodésia (Hawkesworth e O'Nions, 1977).

Quando comparada às variações encontradas para ambientes tectônicos bem definidos (tabela 5), a média das

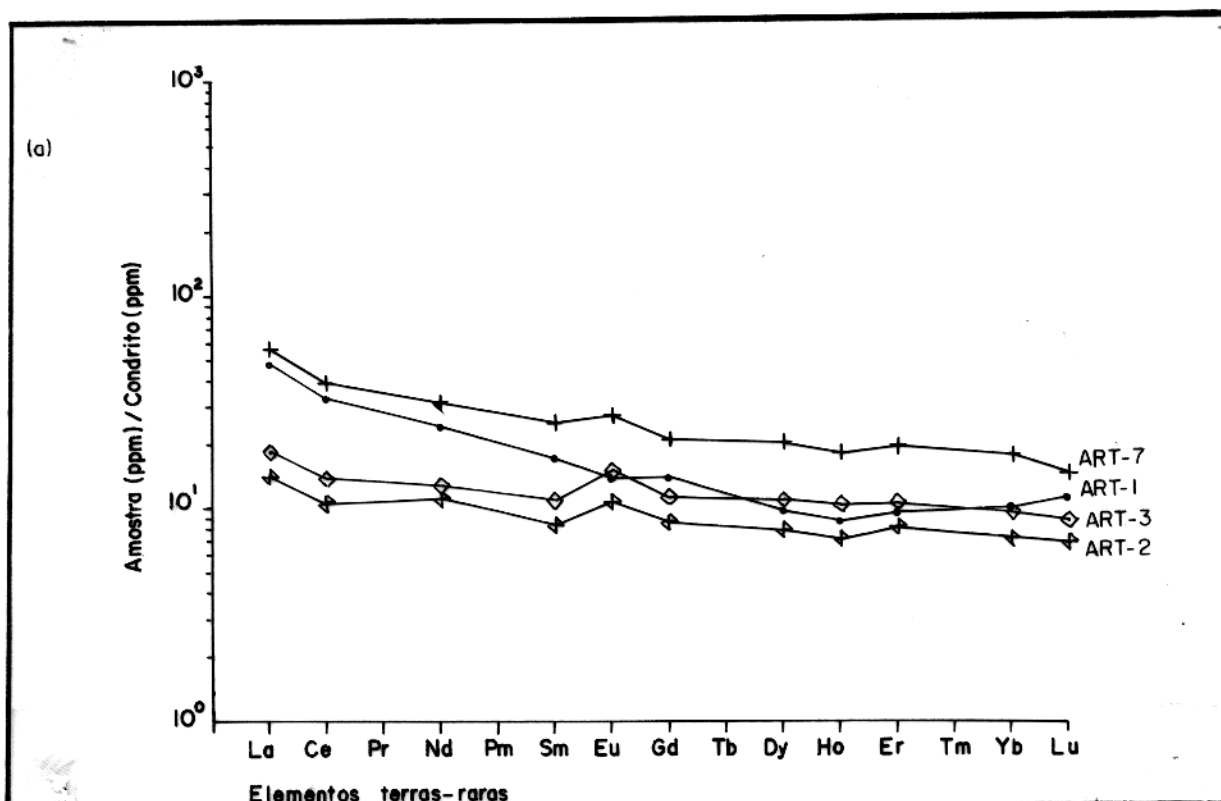


Figura 37 - (ver página seguinte para explicação).

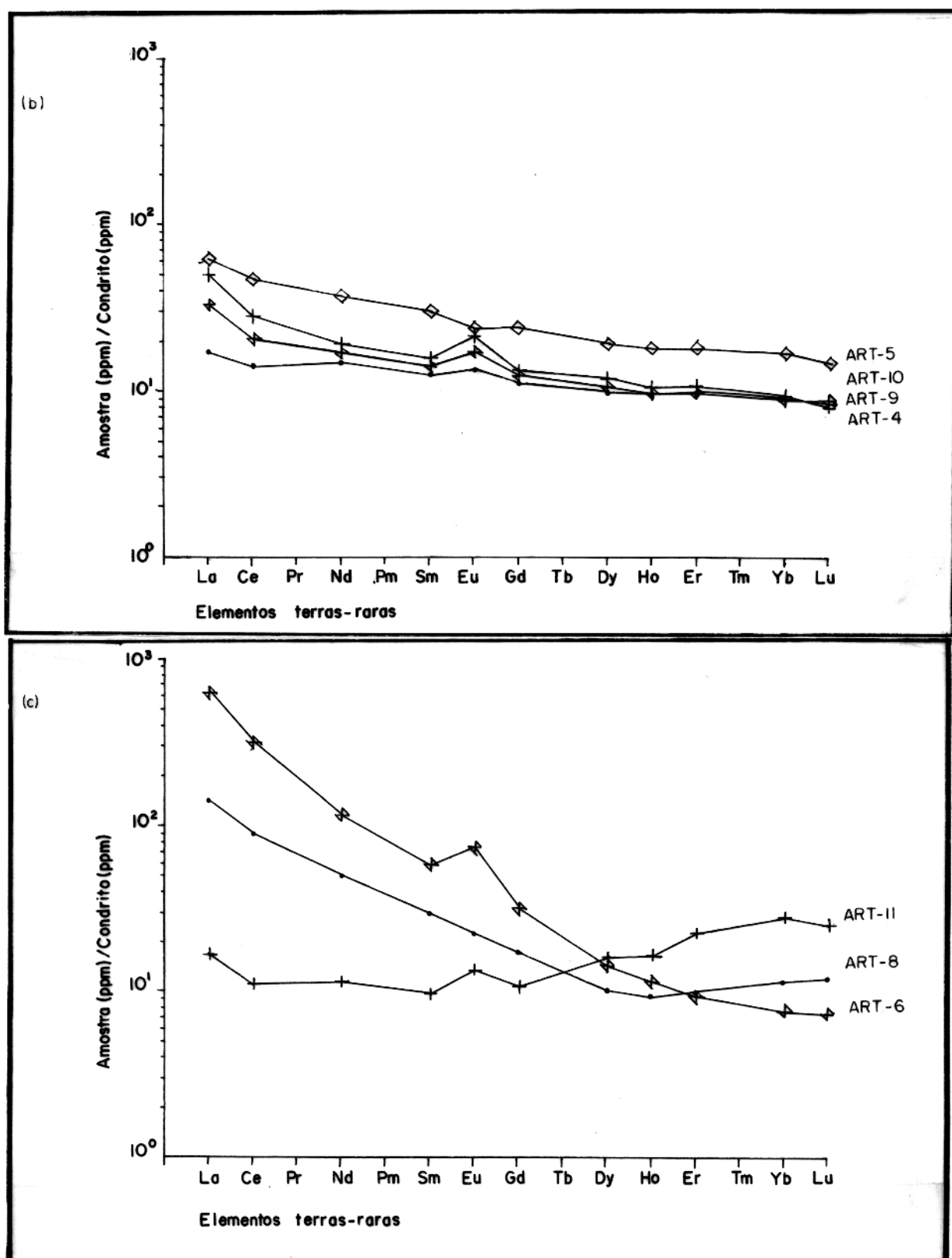


Figura 37 - Padrões de abundância dos elementos terras-raras nas rochas metabásicas da Sequência Bahia. A separação em (a) e (b) é devida à proximidade dos padrões apresentados; (c) representa as amostras anômalas.

concentrações dos elementos terras-raras relaciona as rochas Bahia aos toleitos arqueanos de "greenstone-belts" (Condie e Harrison, 1976; Condie, 1976) ou às atuais cálcio-alcalinas de arcos de ilha (Jakes e White, 1972; Pearce, 1982) ou, ainda, aos toleitos de ilhas oceânicas (Frey et al., 1968; Condie, 1976).

Os padrões anômalos estão representados na figura 37c e refletem a maior intensidade de alteração dessas rochas, fato confirmado pelo estudo petrográfico.

A amostra ART-8 está intensamente sericitizada e cloritizada e, uma vez que a sericita tende a concentrar as terras-raras, é provável que o padrão observado já não tenha mais nenhuma relação com o material original (Henderson, 1984).

As anomalias apresentadas pelas amostras ART-8 e ART-11, além de estarem relacionadas à alteração sofrida (cloritização na primeira; epidotização, sericitização e fraca preservação dos piroxênios na ART-11), também podem ser atribuídas a algum processo que tenha envolvido movimentação de fluidos e transferência local de elementos, num mecanismo de compensação a volume constante (já que a textura ainda está preservada).

A exemplo de muitos depósitos de sulfetos arqueanos, também na Seqüência Bahia o tipo mais comum de alteração hidrotermal é a cloritização. Sericitização e albitização também são importantes.

Quando se observam os dados químicos tanto para

	A	B	C	D	E	F	G
La	11,6	9,7	12,0	7,2	17,4	15,6	13,5
Ce	20,9	22,0	25,0	15,0	35,4	30,3	24,5
Nd	12,6	18,8	--	--	20,4	15,7	12,9
Sm	3,3	5,2	3,6	2,5	6,4	4,3	3,0
Eu	1,3	2,1	1,1	1,3	1,5	0,8	1,0
Gd	3,8	6,2	--	--	5,6	3,4	3,1
Dy	4,1	--	--	--	6,3	3,6	3,4
Ho	0,86	0,8	--	--	1,4	0,78	0,71
Er	2,5	2,8	--	--	3,7	2,3	2,2
Yb	2,3	2,3	2,4	2,3	3,4	2,0	2,0
Lu	0,33	0,35	0,4	0,37	0,5	0,3	0,27
La/Yb	5,0	4,3	5,0	3,3	5,1	7,8	6,7

- A - Seqüência Bahia, este trabalho (média feita sem as amostras alteradas);
 B - Toleítos de ilhas oceânicas, Frey et al.(1968);
 C - Toleítos arqueanos, Condie (1976);
 D - Toleítos arqueanos, Condie e Harrison (1976);
 E - Seqüência Bahia, Dardenne et al.(1987);
 F - Grupo Grão-Pará, Dardenne et al.(1987);
 G - Grupo Grão-Pará, este trabalho.

Tabela 5 - Comparação de composições médias de elementos terras-raras em rochas básicas.

elementos maiores quanto para traços, alguns elementos chamam a atenção pelos desvios apresentados em relação aos valores médios esperados (tabela 6). Tratando especificamente com os elementos maiores, os desvios mais marcantes são mostrados por Ca, Na e K, seguidos de Mg, Fe e Al, refletindo a relação direta que existe entre a mobilidade desses elementos e a alteração hidrotermal. De modo geral, houve ganho relativo de K_2O , Na_2O e Fe_2O_3 (total) - representado mineralogicamente pelo enriquecimento em sericita, plagioclásio sódico (albita) e clorita - e perda relativa de CaO e MgO , representada pela substituição do plagioclásio cálcico e do anfibólio (que já ocorria em substituição ao piroxênio).

Exemplos mais extremos de alteração são oferecidos pelas amostras ART-1 e ART-6 (ver tabela 3). No primeiro caso, a substituição do plagioclásio cálcico pelo sódico e dos anfibólios por clorita explica o alto valor de Na_2O e a quantidade extremamente baixa de CaO . Na amostra ART-6, a predominância de clorita e sericita seria a responsável pela elevação nos teores de Al_2O_3 e K_2O e conseqüente redução (já que esses minerais substituem o anfibólio e o plagioclásio) na abundância de Fe_2O_3 (total), CaO e Na_2O .

Também fica clara, a partir dos dados apresentados nas tabelas 5 e 6, a grande semelhança química entre a Seqüência Bahia e o Grupo Grão-Pará, o que serviria, junto com os dados já existentes, para reforçar a correlação entre essas duas unidades.

	A	B	C	D	E	F	G
SiO ₂	55,3	50,0	57,4	57,4	48,3	53,7	49,0
Al ₂ O ₃	14,8	14,9	17,7	15,6	13,5	13,7	14,8
Fe ₂ O ₃ *	14,4	12,1	--	--	--	--	--
CaO	4,7	9,4	7,4	6,1	7,2	6,5	9,7
Na ₂ O	3,1	2,1	3,4	4,2	1,8	3,0	2,1
K ₂ O	2,9	0,3	1,2	0,4	1,5	2,6	0,2
MgO	3,3	6,3	3,4	3,4	5,4	5,9	6,4
MnO	0,2	--	--	--	0,3	0,4	0,2
TiO ₂	0,9	1,0	0,6	1,2	1,2	0,7	1,1
P ₂ O ₅	0,3	--	--	0,4	0,1	0,1	--

- A - Seqüência Bahia, este trabalho;
 B - Toleítos arqueanos, Condie (1976);
 C - Toleítos cálcio-alcalinos modernos, Jakes e Gill (1970);
 D - Toleítos de arcos de ilhas modernos, Jakes e Gill (1970);
 E - Seqüência Bahia, Ferreira Fd (1985);
 F - Grupo Grão-Pará, Dardenne et al. (1987);
 G - Basaltos cálcio-alcalinos arqueanos, Glikson (1971).

Tabela 6 - Composição média de rochas básicas.

5.3- Rochas Metassedimentares

Foram analisadas quatro amostras de metarritmitos. Os resultados analíticos são mostrados na tabela 7 e a composição química média é comparada com a média para sedimentos com predomínio da fração silte na tabela 8.

%peso	ART-12	ART-13	ART-14	ART-15
SiO ₂	59,75	70,75	56,55	62,29
Al ₂ O ₃	17,54	7,08	18,21	16,87
Fe ₂ O ₃ (t)	13,76	18,15	12,51	14,48
CaO	0,15	0,62	3,0	0,23
Na ₂ O	0,09	0,16	0,09	0,4
K ₂ O	3,86	0,14	4,14	2,86
MgO	0,62	1,01	1,06	0,79
MnO	0,08	0,13	0,08	0,08
ppm				
Cu	2772	17758	1289	12793
Ni	1136	11136	990	826
Zn	226	184	172	142
Co	134	115	153	105
Rb	99	4	99	53
Sr	20	6	22	14
Y	14	10	17	14
Zr	149	49	148	163
Nb	7	8	7	8

Tabela 7 - Dados analíticos dos metarritmitos da Sequência Bahia.

Os valores mais elevados de Fe (quando comparados à média das rochas sedimentares) podem ser atribuídos à grande participação de clorita e de sulfetos e óxidos de ferro. MgO, CaO, Na₂O e K₂O também sofreram variações relativas devido ao hidrotermalismo, os três primeiros sendo lixiviados e o último, adicionado, o que se explica pela presença de sericita e clorita como minerais predominantes além do quartzo.

A principal feição química destas rochas é o alto teor em Cu, bem acima das demais rochas da sequência e também de Ni (embora aqui a diferença não seja tão acentuada).

	(a)	(b)
SiO ₂	62,3	61,3
Al ₂ O ₃	14,9	13,3
Fe ₂ O ₃ (t)	14,7	3,9
CaO	1,0	5,1
Na ₂ O	0,18	1,3
K ₂ O	2,75	2,3
MgO	0,87	3,3

Tabela 8 - Composição química média dos metarritmitos da área Bahia (a) comparada com a média para sedimentos na fração silte (b) estabelecida por Pettijohn (1975).

5.4- Rochas Metapiroclásticas

Estas rochas apresentam uma grande variação química (tabela 9) que deve refletir diferentes graus do processo de alteração, além, é claro, de mostrar que existe diversidade composicional entre os vários tipos de metapiroclásticas.

Não existem diferenças marcantes no quimismo dos elementos maiores entre metapiroclásticas e metassedimentos, o que já era esperado como consequência de sua semelhança mineralógica.

% peso	ART-16	ART-17	ART-18	ART-19	ART-20	ART-21
Al_2O_3	14,17	17,0	14,64	24,23	11,9	21,01
Fe_2O_3 (t)	13,83	13,12	24,66	5,94	8,79	8,55
CaO	6,39	0,16	0,41	0,06	0,17	0,21
Na_2O	3,79	0,11	0,11	0,35	0,13	1,27
K_2O	1,69	2,85	0,0	4,79	1,69	3,29
MgO	2,02	1,64	4,61	0,77	0,59	1,54
MnO	0,23	0,06	0,19	0,02	0,05	0,04
ppm						
Cu	157	3069	914	1294	328	142
Ni	46	92	123	76	38	100
Zn	69	44	71	12	0	10
Co	134	48	115	48	38	48
Rb	39	59	5	134	38	78
Sr	97	8	6	57	11	31
Y	25	11	4	61	9	17
Zr	131	176	86	329	152	141
Nb	7	6	8	20	6	8

Tabela 9 - Dados analíticos para rochas metapiroclásticas da Sequência Bahia.

% peso	ART-22	ART-23	ART-24	ART-25	ART-26	ART-27
Al_2O_3	7,93	8,5	10,01	11,33	11,64	10,96
$Fe_2O_3(t)$	14,3	4,18	17,11	18,85	28,96	23,83
CaO	10,18	0,02	0,1	0,1	0,17	3,09
Na_2O	0,03	0,09	0,03	0,03	0,03	0,01
K_2O	0,0	1,5	0,16	0,97	0,31	0,0
MgO	6,06	0,94	1,02	1,18	2,05	11,97
MnO	0,77	0,02	0,13	0,09	0,15	0,13
ppm						
Cu	1294	57	2943	14117	5060	2014
Ni	61	30	69	61	123	61
Zn	16	2	18	31	53	15
Co	86	57	48	57	153	96
Rb	3	40	14	27	12	8
Sr	33	6	7	6	6	8
Y	25	1	12	10	15	14
Zr	56	87	125	135	111	8
Nb	6	6	6	8	8	8

Tabela 9 - (continuação).

6- MODELO METALOGENÉTICO

O estilo de mineralização da área Bahia não se enquadra em nenhum modelo clássico de deposição de sulfetos comumente encontrados em seqüências vulcanossedimentares antigas, como a estudada neste trabalho. Tampouco essa mineralização gerou ocorrências cupríferas de dimensões e valor comparáveis às jazidas de Salobo e Pojuca que lhe são próximas, ficando o seu possível aproveitamento por conta do ouro concentrado no manto de enriquecimento supergênico.

Uma explicação para sua origem pode ser visualizada através de um modelo relativamente simples em que fluidos hidrotermais, percolando zonas densamente fraturadas, provocaram intensa alteração e venulação nas rochas com as quais interagiram. Esse evento hidrotermal precipitou os sulfetos de Cu-Fe como disseminações nas rochas alteradas, em lentes ou leitos finos de caráter estratiforme nas formações ferríferas e nos metarritmitos, e em veios, estes últimos sendo a forma dominante e mais característica de ocorrência da mineralização.

Como o evento tectono-metamórfico Transamazônico não se manifestou na área Bahia - a seqüência vulcanossedimentar, que hospeda os sulfetos, não mostra sinais de dobramentos e só apresenta metamorfismo hidrotermal-, admite-se que o fraturamento que deu origem aos veios seja relacionado à colocação dos corpos graníticos existentes nas circunvizinhanças. Essas intrusões são, pela semelhança

petrológica e proximidade geográfica, possivelmente ligados aos granitos pós-orogênicos tipo Serra dos Carajás, com idades em torno de 1,8b.a. Embora não atingidos pelos furos de sondagens na área Bahia, mesmo a profundidades de 600m, esses corpos ocorrem a distâncias relativamente pequenas, como, por exemplo, na estrada Pojuca-Bahia e nas áreas Salobo e Pojuca.

A dissipação de energia termal dessas intrusões leva inevitavelmente à formação de celas convectivas que põem em circulação os fluidos armazenados nas rochas encaixantes e mesmo aqueles oriundos da cristalização do magma. Em decorrência dessa transferência de calor, há um expressivo aumento do grau geotérmico até a apreciáveis distâncias da anomalia termal, dependendo, é óbvio, de seu tamanho, temperatura e permeabilidade das rochas, dentre outros fatores.

Pela sua localização em relação aos corpos graníticos, a área em estudo teria sido atingida por isothermas de valores médios e as soluções aquosas a elas associadas teriam percorrido rochas de unidades mais antigas, antes de penetrarem nas fraturas abertas na Seqüência Bahia. Nesse percurso, essas soluções devem ter remobilizado sulfetos de depósitos anteriormente formados (p.e. Salobo e Pojuca), enriquecendo-se em espécies de enxofre e cobre, este passível de também ser retirado das rochas que vinham sendo percoladas e alteradas. A figura 38 esquematiza o modelo e seqüencia os principais eventos.

Com base nas inclusões fluidas estudadas,

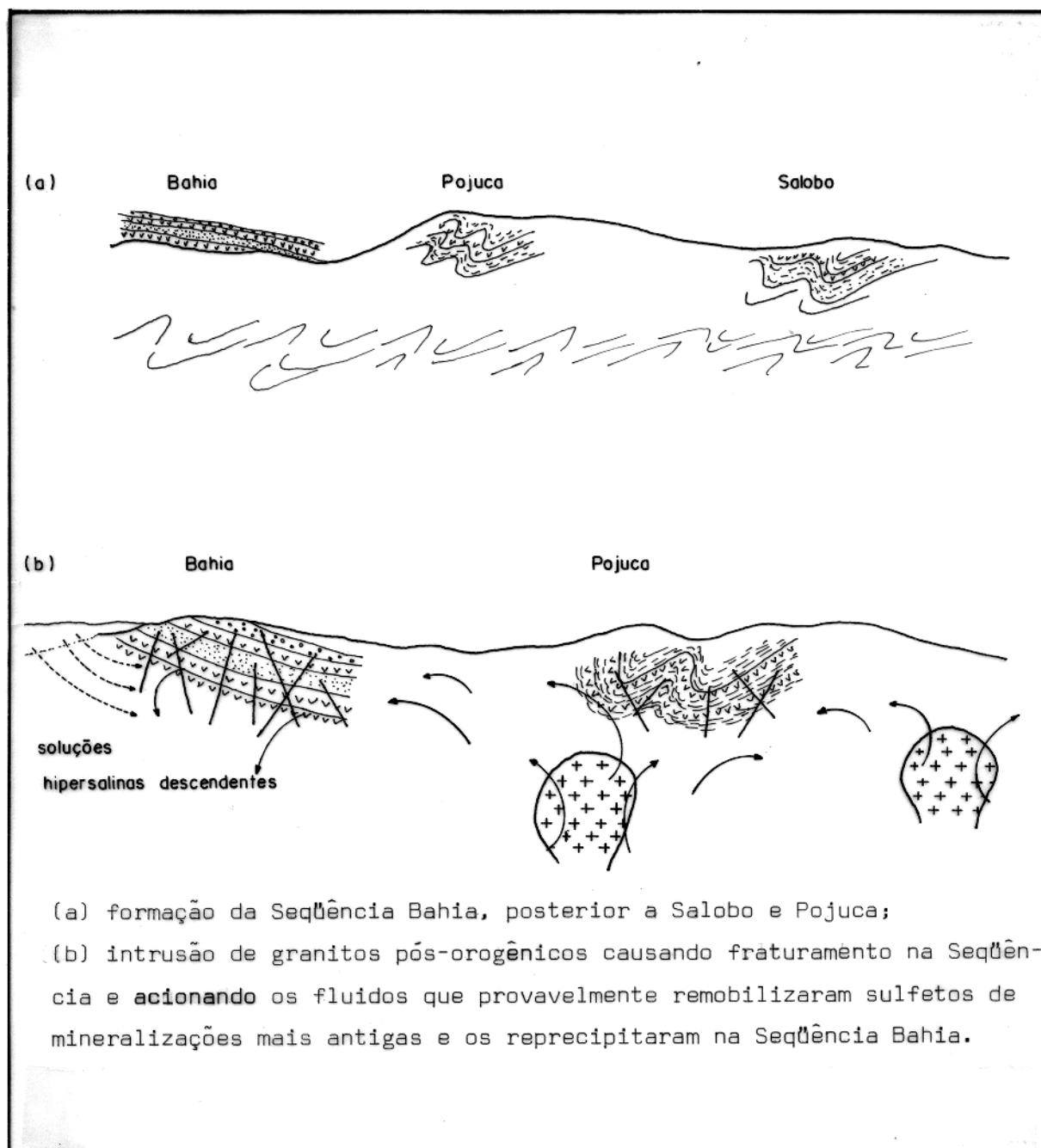


Figura 38 - Modelo esquemático mostrando a provável origem para a mineralização da área Bahia.

definiram-se algumas características das soluções formadoras dos veios, as quais se revelaram ricas em cloretos de Na e de Ca, e com temperaturas inferiores a 200°C. Esses dados ajustam-se ao modelo proposto, que pressupõe ter a área Bahia sido influenciada por celas hidrotermais já relativamente distanciadas da fonte termal e, portanto, com temperaturas amenizadas, bem como terem sido as soluções suficientemente reativas para destruir os minerais primários das rochas máficas (labradorita e pigeonita) e, em consequência, se enriquecerem em cálcio.

A composição mineralógica média dos veios registra quantidades em torno de 55% de quartzo, 25% de minerais opacos e os outros 20% divididos entre clorita, albita e calcita, havendo veios em que a calcopirita sozinha participa com cerca de 75% do volume total. No que tange exclusivamente às assembléias de opacos, destacam-se quatro fases principais cujas variações de abundância são as seguintes:

calcopirita: 70 a 100%

pirita: 25 a 40%

magnetita: 5 a 15%

hematita: 3 a 8%

Além delas, aparecem, em diminutas quantidades e em um número bem reduzido de veios, bornita e covelita como produtos de alteração da própria calcopirita. Fica clara a predominância dos sulfetos sobre os óxidos e da calcopirita sobre a pirita, as razões entre estas variando de 1.5 a 4.0 quando ambas coexistem. Da mesma forma, em participando da mesma

assembléia, as razões magnetita/hematita variam de 1.0 a 3.0.

Esses dados, combinados com aqueles apresentados na tabela 1, permitem concluir que:

- a) apenas 75% dos velos têm minerais opacos; destes, 53% não têm pirita, alguns dos quais contendo somente calcopirita como opaco;
- b) pelo menos 70% dos velos não têm óxidos;
- c) velos com óxidos não excluem sulfetos e
- d) um máximo de 30% dos velos têm óxidos e sulfetos.

Ademais, observa-se que em nenhum dos velos aquelas quatro fases coexistem.

Deduz-se, então, tratar-se de um sistema rico em SiO_2 , Na_2O , CaO , CO_2 , $\text{FeO}(t)$, Cu , S , Cl e H_2O , com variações nas atividades de O_2 e H_2S que ora permitiram a formação de sulfetos ora a coexistência de óxidos e sulfetos. Da seqüência paragenética esboçada na figura 20, conclui-se que o sistema, inicialmente, apresentava valores para a fugacidade de O_2 que permitiram o equilíbrio entre hematita e magnetita com maiores tendências, entretanto, ao campo de estabilidade desta última, bem como razões $a_{\text{O}_2} / a_{\text{H}_2\text{S}}$ que permitiram, sobretudo, a precipitação de pirita.

A medida que houve maior aporte de Cu e aumento da $a_{\text{H}_2\text{S}}$ em relação à a_{O_2} , a precipitação de calcopirita foi favorecida em relação aos óxidos e à própria pirita, para o que também muito contribuiu a faixa de temperaturas reinantes entre 150°C e 200°C .

A provável evolução do sistema é mostrada na figura 39, que foi construída para uma temperatura de 200°C e $\log a_{\text{H}_2\text{S}} = -3,0$. As soluções deviam ter uma composição inicial em termos de $a_{\text{Fe}^{++}}/a_{\text{H}^{+}}$ e $a_{\text{Cu}^{+}}/a_{\text{H}^{+}}$ próxima à linha que separa os campos de estabilidade da magnetita e pirita, e acima da linha de saturação da pirrotita - não presente no sistema. Com a progressiva queda da acidez decorrente da perda de íons de hidrogênio, que iam sendo consumidos pelo processo de alteração, e com o aumento das concentrações de cobre, as soluções deslocaram-se para o campo da calcopirita, precipitando-a.

Localmente, condições favoreceram o equilíbrio com a bornita, que passou a substituir a calcopirita. Mais tarde, o sistema deve ter passado por uma fase de oxidação, causada provavelmente pela entrada de águas meteóricas, o que favoreceu a precipitação da covelita como produto de alteração dos sulfetos de cobre já formados.

Os resultados obtidos para os minerais de ganga também são bastante consistentes com os dados de inclusões fluidas e com outras características do sistema. Ainda que os minerais predominantes sejam quartzo, clorita e calcita, outras fases são também importantes pelas informações que fornecem quanto às mudanças ocorridas nos veios (ver figura 20).

Essas modificações, aliadas ao tipo de alteração sofrido pelas rochas da seqüência vulcanossedimentar permitem que conclusões adicionais a respeito da evolução do sistema hidrotermal sejam adiantadas:

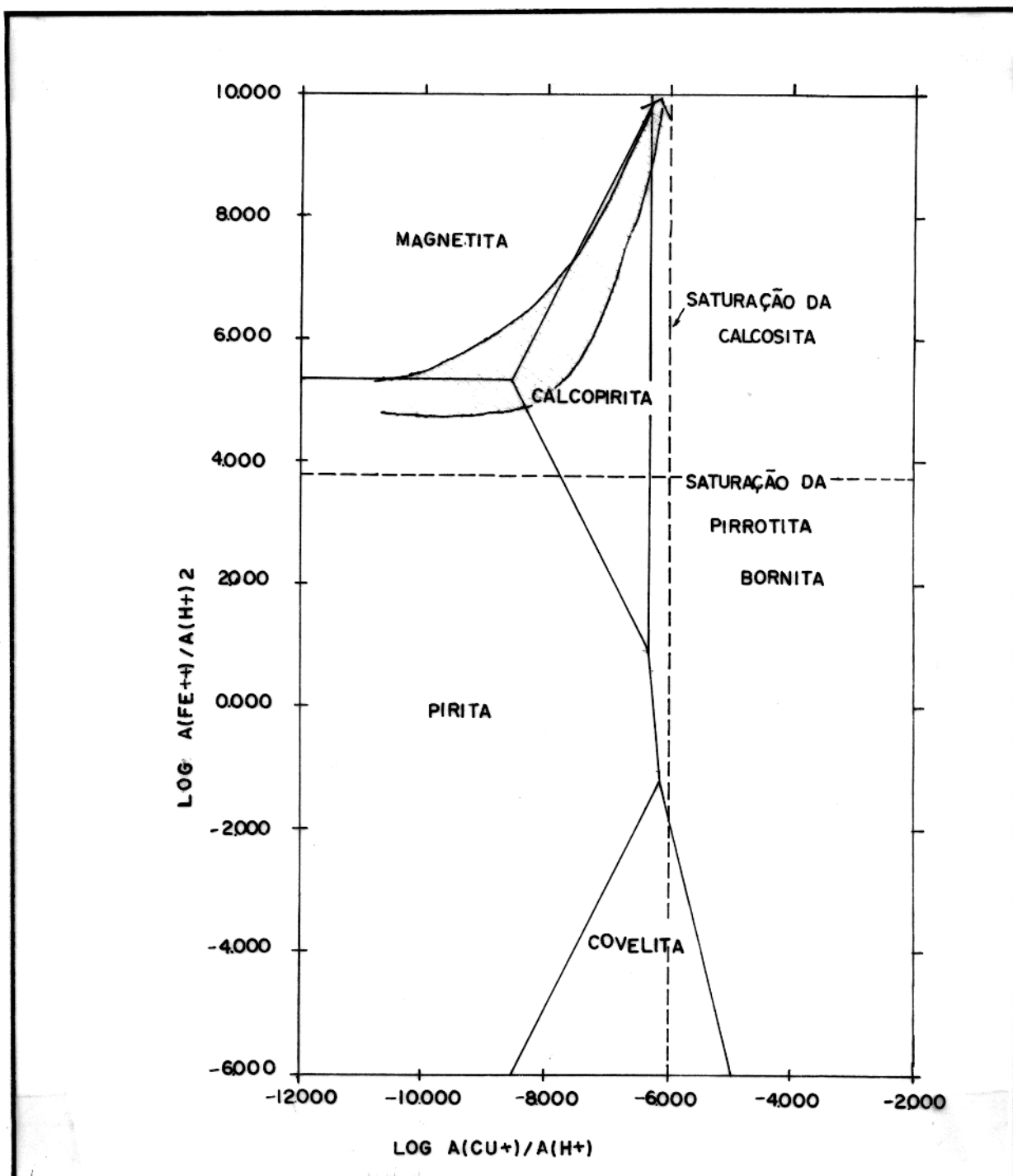


Figura 39 - Diagrama atividade x atividade para o sistema HCL-H₂O-Cu₂S-FeS-H₂S-H₂SO₄ a 200°C e $\log a_{\text{H}_2\text{S}} = -3,0$, de Helgeson et al.(1969), mostrando a provável evolução do sistema hidrotermal Bahia.

- 1.) o sistema foi inicialmente rico em Na e Fe, como atesta a presença de albita e clorita nos veios, e a substituição do plagioclásio cálcico pelo sódico nas rochas básicas;
- 2.) o enriquecimento em Ca (já caracterizado nas inclusões fluidas) é marcado pelo aparecimento praticamente simultâneo de calcita e epidoto nos veios e pela substituição dos piroxênios originais por anfibólios do tipo tremolita-actinolita nas rochas básicas;
- 3.) houve um enriquecimento relativo em K, registrado pela sericitização do plagioclásio sódico tanto nos veios quanto nas rochas da seqüência;
- 4.) a presença de sílica durante praticamente toda a evolução do sistema é marcada pela predominância absoluta do quartzo nos veios e pela silicificação das rochas básicas;
- 5.) o pH da solução aumentou: inicialmente ácido, alterando as rochas da seqüência, se tornou gradativamente mais alcalino propiciando a precipitação dos sulfetos de Cu-Fe e dos carbonatos.

Embora a presença do Cl na solução seja mostrada pelos dados das inclusões fluidas e necessária para o transporte dos metais, a sua fonte ainda permanece desconhecida. Uma opção seria a participação da água do mar retida nos poros das rochas da Seqüência Bahia quando da deposição.

A variação de temperatura e salinidade em inclusões de amostras individuais indica mistura de fluidos. Nesse caso,

duas hipóteses podem ser levantadas: a) águas superficiais hipersalinas descendentes, talvez ligadas a um mar antigo; b) mistura com água subterrânea - fato comum na evolução de um sistema hidrotermal - causando aumento da acidez e conseqüente aumento na reatividade da solução, dando-lhe mais poder de destruir as rochas e incorporar elementos que aumentariam a sua salinidade.

7-CONCLUSÕES

Com base no que foi discutido nos capítulos anteriores, as seguintes conclusões podem ser adiantadas:

A.) da seqüência

- a Seqüência Bahia tem caráter essencialmente vulcanossedimentar, sendo dominada por rochas metavulcânicas básicas, além de metapiroclásticas e metassedimentares;
- a colocação subaquática da unidade é manifestada pelas formações ferríferas bandadas (com alto teor em voláteis e elementos metálicos);
- ainda que estruturas tectônicas penetrativas não existam, feições associadas a falhamentos são muito freqüentes (em micro e mesoescala);
- feições semelhantes àquelas tipicamente associadas a cisalhamento simples ou microdobras abertas e assimétricas podem ser localmente observadas em escala microscópica;
- as rochas da seqüência aparentemente não foram submetidas a metamorfismo regional, mas se apresentam profundamente alteradas por hidrotermalismo;
- apesar da intensidade da alteração hidrotermal, há uma notável preservação das texturas ígneas e sedimentares primárias;

- a similaridade química tanto para elementos maiores quanto para as terras-raras favorece a hipótese de correlação da seqüência vulcanossedimentar Bahia com o Grupo Grão-Pará;

B.) da alteração

- a alteração foi causada pela percolação de fluidos hidrotermais e está expressa nas modificações da mineralogia e quimismo das rochas e na intensa venulação da seqüência;

- a atividade hidrotermal provocou uma mobilização generalizada de elementos químicos: houve ganho relativo de K, Na e Fe e perda relativa de Ca e Mg nas rochas da seqüência;

- nas rochas básicas, os elementos terras-raras não mostram modificação significativa durante o evento hidrotermal, só havendo variações de padrão importantes nos casos mais extremos de alteração;

- mineralogicamente a alteração é caracterizada pela presença de clorita, sericita, albita, tremolita-actinolita, epidoto, quartzo, calcita, titanita e escapolita;

- quartzo + clorita + calcita + calcopirita + pirita ($\pm$ albita) é a principal associação mineralógica dos veios hidrotermais que cortam a seqüência;

- a mineralização cuprífera que ocorre na área está intimamente ligada à -e é controlada por ela - intensidade do processo hidrotermal e pode se manifestar associada aos veios, disseminada nas rochas da unidade ou em leitos de caráter

estratiforme nas formações ferríferas e nos metarritmitos;

- nos velos, principal forma de ocorrência, o mineral de minério dominante é a calcopirita, ocorrendo subordinadamente pirita, bornita, covelita, magnetita e hematita;

C.) dos fluidos hidrotermais

- acredita-se que as soluções hidrotermais que atingiram a área Bahia sejam relacionadas aos corpos graníticos pós-orogênicos que se localizam nas proximidades;

- os dados das inclusões fluidas bifásicas sugerem ter havido mistura com fluidos mais salinos e de temperaturas mais baixas, cuja origem permanece ainda obscura;

- essas soluções foram inicialmente enriquecidas em Fe e Na e, à medida que temperatura baixava e o sistema evoluía, houve enriquecimento em Cu e Ca, além de K;

- a solução deve ter tido um pH inicialmente ácido, que permitiu a alteração das rochas da seqüência; com o progresso da alteração ele se tornou cada vez mais alcalino;

- a seqüência de alteração dos sulfetos de Cu e Fe nos velos (pirita→calcopirita→bornita→covelita) sugere que o sistema evoluiu para condições mais oxidantes, com os estágios finais tendo a provável participação de águas meteóricas.

8- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALDERTON, D.H.M.; PEARCE, J.A.; POTTS, P.J. - 1980 - Rare-earth mobility during granite alteration: evidence from southwest England. *Earth Plan. Sci. Lett.*, Amsterdam, v.4: 149-165.
- AMARAL, G. - 1984 - Geologia pré-cambriana da região amazônica. Tese de livre-docência, USP. 212p.
- BARBOSA, O.; RAMOS, J. R. A.; GOMES, F. A.; HEMBOLD, R. - 1986 - Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. *Monog. Div. Geol. Min. / DNPM*, nº 19, 95p.
- BARD, J. P. - 1980 - Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Paris, Masson. 192p.
- 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.*, São Paulo, v.3:215-242.
- BERNARDELLI, A. L.; BEISIEGEL, V. R. - 1978 - Geologia econômica da Jazida de Manganês do Azul. In: *Anais do XXX Cong. Bras. Geol.*, Recife, SBG, v.4 : 1431-1444.
- BODNAR, R.J. e STERNER, S.M. - 1985 - Synthetic fluid inclusions in natural quartz II. Application to PVT studies. *Geoch. Cosmoch. Acta*, Oxford, v.49, p.1855-1859.
- BONHOMME, M. G.; GORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; MACEDO, M. H. F.; THOMAZ FILHO, A. - 1982 - Radiochronological age

- and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. Precambrian Research, Amsterdam, v.18 : 103-118.
- BORISENKO, A. S. - 1977 - Study of the salt composition of solutions of gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. Geologiya i Geofizika, Novosibirsk, v.18 (8): 18-27.
- CLYNNE, M. A. e POTTER, R. W. II - 1977 - Freezing point depression of synthetic brines. Geol. Soc. Amer., Abstracts with programs, Boulder, 9: 930.
- CONDIE, K.C. - 1976 - Trace-element geochemistry of archean greenstone belts. Earth Sci. Rev., Amsterdam, v.12: 393-417.
- CONDIE, K.C. e HARRISON, N.M. - 1976 - Geochemistry of the archean Bulawayan Group, Midlands greenstone belt, Rhodesia. Precamb. Research, Amsterdam, v.3: 253-271.
- CONDIE, K.C.; VILJOEN, M.J.; KABLE, E.J.D. - 1977 - Effects of alteration on elements distributions in archaean tholeiites from the Barberton greenstone belt, South Africa. Contr. Miner. Petrol., Berlin, v.64 : 75-89.
- COOK, E. - 1965 - Stratigraphy of Tertiary volcanic rocks in eastern Nevada. Nev. Bur. Mines, (s.l.), Rept. 11: 66p.
- CORDANI, U. G.; TASSINARI, C. G. C.; KAWASHITA, K. - 1984 - A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. Ciências da Terra (SBG), Salvador, 9 : 6-11.
- CORDEIRO, A. A. G. e SAUERESSIG, R. - 1980 - Serra das

- Andorinhas: geologia e principais ocorrências de ouro. In: Anais do XXXI Cong. Bras. Geologia, Camboriú, SC. SBG. Bol. nº 2: Resumos e breves comunicações, p.344.
- CRAIG, J. R.; VAUGHAN, D. J. - 1981 - Ore microscopy and ore petrography. New York, John Wiley, 408p.
- CRAWFORD, M. L. - 1981 - Fluid inclusions in metamorphic rocks - low and medium grade. In: L. S. Hollister and M. L. Crawford (eds.), Short Course in fluid inclusions: applications to petrology. Min. Assoc. Canada, Toronto, v.8: 157-181.
- CRAWFORD, M. L.; KRAUS, D. W. e HOLLISTER, L. S. - 1979a - Petrologic and fluid inclusion study of calc-silicate rocks, Prince Rupert, British Columbia. Am. Jour. Sci., New Haven, 279: 1135-1159.
- CRAWFORD, M. L.; FILLER, J. e WOOD, C. - 1979b - Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. Bull. Mineral., Paris, v.102: 562-568.
- CUNHA, B. C. G.; SANTOS, D. B.; PRADO, P. - 1984 - Contribuição ao estudo da estratigrafia da região dos Gradados, com ênfase no Grupo Rio Fresco. In: Anais do XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, SBG, v. 2 : 873-885.
- CVRD/CMM - 1972 - Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: Anais do XXVI Cong. Bras. Geol., Res.Comun., Belém, SBG, p. 78-80.
- DARDENNE, M. A.; FERREIRA Fº, C. F.; MEIRELLES, M. R. - 1987 -

The role of the shoshonitic and calc-alkaline suites in tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. Final meeting of the working group: Precambrian evolution of the Amazonian Region. Project 204, IUGS-UNESCO. Carajás, Pará, Brazil; p.40-50.

DIETRICH, R. V. e SKINNER, A. - 1979 - Rocks and rocks minerals. New York, John Wiley & Sons, Inc. 319p.

DOCEGEO - 1984 - Relatório de pesquisa do Projeto Cobre Carajás -Pojuca. Belém, v. 1.

DOCEGEO - 1988 - Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. Anexo aos Anais do XXXV Cong. Bras. Geologia, Belém. CVRD/SBG, p. 11-56.

DOCEGEO - 1988a - Área Igarapé Bahia: relatório final de pesquisa. Belém, vol.1, 42p.

DURAK, B.; PAGEL, M.; POTY, B. - 1983 - Températures et salinités des fluides au cours des silifications d'une formation gréseuse surmontant un gisement d'uranium du socle: l'exemple des grés de Kombolgie (Australie). C. R. Acad. Sc. Paris, Paris, T.296, Série 11, p. 571-574.

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: Anais do XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, SBG, v. 8 : 3658-3668.

- FERREIRA Fd, C. F. - 1985 - Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia - Província Mineral de Carajás - PA. Tese de mestrado, UnB. 112p.
- FERREIRA Fd, C. F. e DANNI, J. G. M. - 1985 - Petrologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia - Carajás. In: Anais do II Simp. Geol. Amazônia, Belém, SBG - Núcleo Norte, v.3: 34-47.
- FIGUEIRAS, A. J. M.; VILLAS, R. N. N. - 1984 - Estudo petrológico e sedimentológico da Seqüência Clástica (pós-Grupo Grão-Pará) da Serra dos Carajás, estado do Pará. In: Anais do XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, v. 2 : 823-846.
- FONSECA, L. R.; RIGON, J. C.; GONÇALEZ, R. - 1984 - Descoberta de cobre na Formação Rio Fresco, Igarapé Bahia, Serra dos Carajás - PA. In: Anais do Symposium Amazônico, Manaus. MME/DNPM. v. 2 : 355-357.
- FREY, F.A.; HASKIN, M.A.; POETZ, J.A.; HASKIN, L. - 1968 - Rare earth abundances in some basic rocks. Jour. Geophys. Res., Washington, v.73: 6085-6098.
- FUJIKAWA, K. - 1985 - Inclusões fluidas: métodos usuais de estudo e aplicações. Contribuições à geologia e petrologia. SBG, Núcleo de Minas Gerais. Vol. especial, p. 29-44.
- GAMA Jr., T.; MACAMBIRA, J. B.; KOTSCHOUBEY, B. - 1982 - Contribuição à litoestratigrafia da região da Serra das Andorinhas, sudeste do Pará. In: Anais do I Simp. Geol.

Amazônia, Belém, SBG - Núcleo Norte. v. 1 : 111-127.

GIBBS, A. K.; WIRTH, K. R.; HIRATA, W. K.; OLSZEWSKI Jr., W. J.
- 1986 - Age and composition of the Grão Pará Group
Volcanics, Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 16
(2) : 201-211.

GIULIANI, G.; CHEILLETZ, A.; MECHICHE, M. - 1987 - Behaviour of
REE during thermal metamorphism and hydrothermal
infiltration associated with skarn and vein-type tungsten
ore bodies in Central Morocco. Chem. Geol., Amsterdam, v.64:
279-294.

GLIKSON, A.Y. - 1971 - Primitive archaean element distribution
patterns: chemical evidence and geotectonic significance.
Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam, v.12: 309-320.

GOMES, G. B.; CORDANI, U. G.; BASEI, M. A. S. - 1975 -
Radiometric ages from the Serra dos Carajás area northern
Brazil. Geol. Soc. Am. Bull., Boulder, v.86 (7) : 939-942.

HAAS, J. L. - 1970 - An equation for the density of vapor-
saturated NaCl-H₂O solution from 75 to 325°C. Am. Jour. Sci.
New Haven, v. 269: 389-493.

HAWKESWORTH, C.J. e O'NIONS, R.K. - 1977 - The petrogenesis of
some archaean volcanic rocks from southern Africa. Jour.
Petrol., Oxford, v.18(3): 487-520.

HELGESON, H.C.; BROWN, T.H.; LEEPER, R.H. - 1969 - Handbook of
theoretical activity diagrams depicting chemical equilibria

- in geologic systems involving an aqueous phase at one atm and 0° to 300°C. California, Freeman, Cooper & Co. 253p.
- HENDERSON, P. (ed.) - 1984 - Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 510p. (Developments in geochemistry, v.2).
- HIRATA, W. K.; RIGON, J. C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A. A. C.; MEIRELES, E. M. - 1982 - Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: Atas do I Simp. Geol. Amazônia, Belém, SBG - Núcleo Norte, v. 1 : 100-110.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, B. F. - 1978 - An outline of structural geology. New York, John Wiley. 571p.
- HOLLISTER, L. S. e CRAWFORD, M. L. (eds.) - 1981 - Short course in fluid inclusions : applications to petrology. Min. Assoc. Canada, Toronto, 304 p. (Short Course Handbook, v.8).
- HUANG, W. T. - 1982 - Petrology. New York, McGraw-Hill Book Company. 480p.
- HUTCHINSON, R. W. - 1979 - Report on DOCEGEO Cooper Projects MM1, Salobo and Regional Geological Relationship, Pará, Brazil. In: rel.int., DOCEGEO, Belém. 17p.
- IRVINE, T. N. e BARAGAR, W. R. A. - 1971 - A guide to the geochemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, Ottawa, v.8: 523 - 544.
- JAKES, P. E GILL, J. - 1970 - Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam, v.9: 17 - 28.

- JAKES, P. e WHITE, A.J.R. - 1972 - Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Am. Bull., Boulder, v.83: 29-40.
- KNUP, P. E. - 1971 - Reconhecimento geológico na região dos rios Itacalúnas e Tocantins, estado do Pará. In: Anais do XXV Cong. Bras. Geol., Res. Comun., São Paulo, p. 61-62.
- KONNERUP-MADSEN, J. - 1977 - Composition and microthermometry of fluid inclusions in the Kleivan granite, south Norway. Amer. Jour. Sci., New Haven, v.277 (6): 873-896.
- KONNERUP-MADSEN, J. - 1979 - Fluid inclusions in quartz from deep-seated granitic intrusions, south Norway. Lithos, Oslo, v.12 (1): 13-23.
- LEMOS, V. P. - 1981 - Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão-Pará. Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N5, Serra dos Carajás. Tese de mestrado. Belém, NCGG/UFPA. 97p.
- 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., São Paulo, v.13 : 165-177.
- LIANDRAT, E. - 1972 - Reconhecimento ao longo dos rios Itacalúnas e Parauapebas, Município de Marabá, Estado do Pará. Rev. Bras. Geog., Rio de Janeiro, v.34 (1): 165-184.

- LUZHNAJA, N. P. e VERESHTCHETINA, I. P. - 1946 - Sodium, calcium, magnesium chlorides in aqueous solutions at -57° to +25°C (polythermic solubility). Zhurnal Prikl. Khimii, (s.l.), v.19: 723-733.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, D. H. e LINDENMAYER, Z. G. - 1988 - Geocronologia U-Pb da província mineral de Carajás, Pará: resultados preliminares. In: Anais do VII Cong. Latino-Americano de Geologia, Pré-Cambriano da Amazônia. Belém, Pará. SBG/DNPM. v.1: 339-347.
- MARTIN, R.F.; WHITLEY, J.E.; WOOLLEY, A.R. - 1978 - An investigation of rare-earth mobility: fenitized quartzites, Borralan Complex, N.W. Scotland. Contr. Min. Petrol., Berlin, v.66: 69-73.
- MEDEIROS, H. de - 1987 - Petrologia da porção leste do Maciço Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. Tese de mestrado. Belém, CG/UFPA. 184 p.
- MEDEIROS NETO, F. A. - 1985 - Estudos geológicos, geoquímicos e microtermométricos da jazida de sulfetos de Cu-Zn do corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás. Tese de mestrado. Belém, CG/UFPA. 152p.
- 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: 38ª Reunião anual da SBPG, São Paulo, resumos. p. 676.
- MEIRELES, E. M.; TEIXEIRA, J. T.; LOURENÇO, R. S.; MEDEIROS F2,

- G. A. - 1982 - Geologia, estrutura e mineralização aurífera de Serra Pelada. In: Anais do XXXII Cong. Bras. Geol., Salvador, SBG. v. 3 : 900-911.
- MEIRELES, E. M.; HIRATA, W. K.; AMARAL, A. F.; MEDEIROS Fq, C. A.; GATO, W. C. - 1984 - Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, estado do Pará. In: Anais do XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, v. 5 : 2164-2178.
- MESCHEDE, M. - 1986 - A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol., Amsterdam, v.56: 207-218.
- MEYER, J. D. K.; FARIAS, N. F. - 1980 - O depósito de cobre Salobo 3 Alfa. In: Relatório Interno, DOCEGEO. Belém, 14p.
- MITROPOULOS, P. - 1982 - REE patterns of the metasedimentary rocks of the Land's End granite aureole (southwest England). Chem. Geol., Amsterdam, v.35: 265-280.
- OLSZEWSKI Jr., W. J.; WIRTH, K. R.; GIBBS, A. K. e GAUDETTE, H. E. - 1987 - The age, origin, and tectonics of the Grão-Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. Final meeting of the working group: Precambrian evolution of the Amazonian Region. Project 204, IUGS-UNESCO. Carajás, Pará, Brazil, p.117-119.

- O'NIONS, R.K. e PANKHURST, R.J. - 1974 - Rare-earth element distribution in archaean gneisses and anorthosites, Godthab area, West Greenland. Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam, v.22: 328-338.
- PEARCE, J.A. - 1982 - Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorp (ed.) - Andesites: orogenic andesites and related rocks. New York, John Wiley & Sons. p.525-548.
- PEARCE, J. A. e CANN, J. R. - 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. Earth and Planet. Sci. Lett., Amsterdam, v.19: 290-300.
- PETTIJOHN, F. J. - 1975 - Sedimentary rocks. New York, Harper & Row Publishers, Inc. 628p. (Third edition).
- RAMDOHR, P. - 1980 - The ore minerals and their intergrowths. Oxford, Pergamon. 1205p.
- RAMOS, J. F. F.; MELO, C. F.; SERIQUE, J. S. B.; PEREIRA, J. L.; RODRIGUES, M. D. R.; RODRIGUES, R. M. - 1983 - Mapeamento geológico. In: Projeto Paraopebas, Convênio SUDAM-UFPA-FADESP. 66p.
- RAMOS, J. F. F.; MOURA, C. A. V.; MELO, C. F.; PEREIRA, J. L.; SERIQUE, J. S. B.; RODRIGUES, R. M. - 1984 - Uma discussão sobre seqüências sedimentares tidas como Formação Rio Fresco, sudeste do Pará. In: Anais do XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, SBG. v. 2 : 862-872.

- 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: 66-110.
- ROEDDER, E. - 1984 - Fluid inclusion. Mineral. Soc. Amer., Chelsea, 644p. (Reviews in mineralogy, v.12).
- ROEDDER, E. e SKINNER, B. J.- 1988 - Experimental evidence that fluid inclusions do not leak. Econ. Geol., New Haven, v.83, p. 715-730.
- ROSS, G. S. e SMITH, R. L. - 1981 - Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations, and identification. Geol. Survey Professional Paper, Washington, 366, 81p.
- SAMSON, I. M. e RUSSEL, M. J. - 1987 - Genesis of Silvermines zinc-lead-barite deposit, Ireland: fluid inclusion and stable isotope evidence. Economic Geology, New Haven, v.82(2): 371-394.
- SCHMID, R. - 1981 - Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. Recommendation for the IUGS subcommission on systematics of igneous rocks. Geology, Boulder, v.9: 41-43.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. (coord.) -1984 - Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. MME/DNPM, Brasília. 501p.

- SHAW, D.M. - 1978 - Trace element behaviour during anatexis in the presence of a fluid phase. *Geoch. Cosmoch. Acta*, Oxford, v.42: 933-943.
- SHELLEY, D. - 1985 - Optical mineralogy. Second edition. New York. Elsevier Science Publishing Co. 321p.
- SHEPHERD, T.; RANKIN, A. H.; ALDERTON, D. H. M. - 1985 - A practical guide to fluid inclusion studies. New York, Blackie, Chapman and Hall. 239p.
- SILVA, G. C.; 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 : 1-143.
- SIMPSON, C. - 1986 - Determination of movement sense in mylonites. *Journal of geological education*, Lawrence, v. 34: 246-254.
- SIMPSON, C. e SCHMIDT, S. M. - 1983 - An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, v.94: 1281-1288.
- STERNER, S. M. e BODNAR, R. J.- 1984 - Synthetic fluid inclusions in natural quartz I. Compositional types synthesized and applications to experimental geochemistry. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, Oxford, v.48, p.2659-2688.
- TASSINARI, G. G. C.; HIRATA, W. K.; KAWASHITA, K. - 1982 - Geologic evolution of the Serra dos Carajás, Pará, Brazil.

Rev. Bras. Geoc., São Paulo, v.12 (1-3) : 263-267.

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., Rio de Janeiro, v.48
(288) : 253-258.

TOLBERT, G. E.; TREMAINE, I. W.; MEIGHER, G. C.; GOMES, C. B. -
1971 - The recently discovered Serra dos Carajás iron
deposits, Northern Brazil. Econ. Geol., New Haven, v.66 (7) :
585-594.

UYTENBOGAARDT, W. e BURKE, E. A. J. - 1971 - Tables for
microscopic identification of ore minerals. Second edition.
Amsterdam, Elsevier Publishing Co. 430p.

WEISBROD, A. - 1981 - Inclusions in shallow intrusives. In:
Hollister L. S.; Crawford M.L. (ed): Short course in fluid
inclusions - applications to petrology. Min. Assoc. Canada,
Toronto, v.6: 241-271.

WEISBROD, A. - 1982 - Physical and chemical changes in natural
fluids in hydrothermal processes and mineral deposition,
studied with fluid inclusions. Ber. Bunsenges Phys. Chem,
Weinheim, v.86: 1016-1027.

WEISBROD, A.; POTY, B.; TOURET, J. - 1976 - Les inclusions
fluides en pétrologie-géochimie. Tendances actuelles. Bull.
Miner., Paris, v.99: 140-152.

WINCHESTER, J. A. e FLOYD, P. A. - 1976 - Geochemical magma

type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth and Planet. Sci. Lett., Amsterdam, v.28: 459-469.

WIRTH, K. R.; GIBBS, A. K.; OLSZEWSKI Jr., W. J. - 1986 - U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, v. 16(2) : 195-200.

ANEXO

**DADOS MICROTERMOMÉTRICOS DAS INCLUSÕES FLUIDAS DOS
VEIOS HIDROTERMAIS DA SEQUÊNCIA BAHIA**

I - Inclusões Bifásicas (temperaturas em °C)

	Te	Tfh	Tfg	%peso NaCl	%peso (CaCl +NaCl)		Th
1			-26,2	(25,45)			130,7
2			-27,0	(25,78)			123,1
3			-20,0	22,66			111,5
4			-7,0	10,49			
5			-19,1	22,01			
6	-76,9		-22,0	(23,72)			
7		-18,7	-8,1	11,83			147,9
8		-20,4	-9,6	13,55	1,0	+ 12,22	153,1
9			-23,2	(24,23)			147,3
10		5,6	-23,1	(24,19)			135,6
11	-51,1	-22,1	-9,2	13,10	2,42	+ 10,69	115,7
12			-10,1	14,09			
13		-23,2	-19,1	22,01	8,28	+ 14,72	134,4
14		-23,3	-14,0	17,92	7,28	+ 12,08	133,5
15		-23,5	-16,7	20,19	8,42	+ 13,05	144,7
16			-13,9	17,83			147,6
17	-62,8	-24,8	-19,6	22,38	11,94	+ 11,38	142,7
18	-96,0		-22,8	(24,04)			144,5
19			-20,4	22,94			139,7
20			-2,9	4,79			152,4
21			-26,7	(25,68)			129,7
22			-1,2	2,06			158,4
23			-25,3	(25,08)			
24			-25,1	(25,01)			
25	-54,7		-23,9	(24,52)			
26	-58,7		-23,1	(24,19)			
27	-54,2		-25,3	(25,08)			
28	-49,6	-19,6	-11,1	15,14			
29		-21,8	-9,4	13,33	2,14	+ 11,25	139,4
30	-70,7	-26,9	-8,7	12,53	8,85	+ 5,0	138,4
31	-70,7		-34,9				122,8
32		17,0	-28,9				120,6
33		18,4	-30,1				118,6
34	-55,1	-24,2	-16,6	20,11	9,71	+ 11,42	
35	-48,2	-24,5	-22,5	(23,91)	12,08	+ 13,19	128,1
36			-22,4	(23,88)			102,9
37		-24,5	-19,1	22,01	11,25	+ 11,80	142,9
38			-19,9	22,59			143,5
39	-56,1		-20,4	22,94			189,0
40	-52,0		-23,2	(24,23)			138,9
41			-14,0	17,92			144,0
42			-4,2	6,72			172,7
43			-13,2	17,19			160,7
44	-69,2		-33,9				121,3
45	-69,2		-32,8				110,9
46	-60,4		-14,4	18,27			

(Obs.: valores entre parênteses são aproximados).

II - Inclusões multifásicas (temperaturas em °C)

	Te	Tfg	Tfh	Th	Tds	%peso NaCl
1	-75,9	-52,1		114,2	117,2	28,5
2		-24,9		127,1		
3		-24,9	26,5			
4		-26,5				
5		-19,6	-7,7	314,6	366,2	42,5
6	-49,1	-22,7		128,3		
7		-31,5				
8		-41,2	-34,1	118,1	215,1	32,0
9		-26,8	12,6	119,1	214,1	31,8
10	-53,0	-26,2	15,0	124,1	214,1	31,8
11		-21,1	-7,3	125,1		
12		-19,8	-7,7			
13			-6,9			
14			-10,0			
15		-25,3		136,5		
16	-56,0	-26,4		134,6		
17	-71,6	-39,4	-35,2	94,0	152,9	29,5
18	-66,3	-35,3		118,1		
19	-70,6	-38,1	-34,8	129,6	143,0	29,3
20				113,0	262,6	34,9
21				109,4	289,6	36,5
22				114,3	302,3	37,5
23				114,3	277,2	35,7
24				121,3	173,6	30,2
25				108,4		
26			20,5	121,3	311,8	38,3
27	-61,1	-23,5		129,3	212,8	31,7
28				126,2	244,0	33,4
29				100,5	253,7	34,0
30				186,4	384,9	44,5
31				123,3	157,7	29,8
32				145,0		
33				122,8		
34				115,6	137,5	29,1
35				115,8		

Te = temperatura eutética

Tfh = temperatura de fusão do hidrato

Tfg = temperatura de fusão do gelo

Th = temperatura de homogeneização

Tds = temperatura de dissolução do sólido