



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE GEOLOGIA ECONÔMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**GEOLOGIA E CONTROLE ESTRUTURAL DO DEPÓSITO
CUPRÍFERO CARAÍBA, VALE DO CURAÇÁ, BAHIA, BRASIL**

LUIZ JOSÉ HOMEM D' EL REY SILVA

SALVADOR - BAHIA
DEZEMBRO-1984

Geologia e Controle Estrutural do Depósito Cuprífero Caraíba-
Vale do Curaçá, Bahia, Brasil

por

Luiz José Homem D'El-Rey Silva
Geólogo (Universidade de Brasília)-1971

DISSERTAÇÃO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS

GEOLOGIA

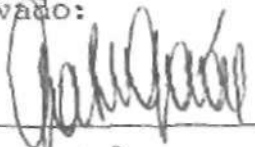
à

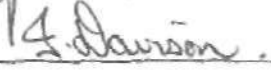
Câmara de Ensino de Pós-Graduação e Pesquisa

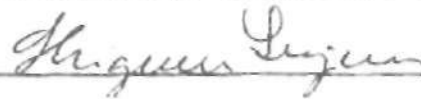
da

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Aprovação:







Comissão Examinadora:

(Dr. Gabriel Edmund Gaál-Orientador)

(Dr. Ian Davison)

(prof. Shiguemi Fujimori)

Data: 20/12/1984

Grau conferido em / /1985

RESUMO

No Vale do Curaçá, situado na parte norte-nordeste do Estado da Bahia, distante cerca de 500 km da Capital, ocorrem cerca de três centenas de corpos máfico/ultramáficos potencialmente portadores de sulfetos de cobre, encerrando uma dezena de depósitos atualmente conhecidos, destacando-se dentre eles a mina Caraíba, a 2ª maior jazida de cobre no País, com cerca de 185 milhões de toneladas de minério a 1% Cu, em média.

Possivelmente entre 2,6 e 2,0 Ga instalou-se na crosta arqueana um sistema 'rift' norte-sul, com cerca de 300 a 400 km de comprimento norte-sul, tendo nele se implantado uma suíte de litologias supracrustais (sedimentos quartzo-feldspáticos, anfibolitos, rochas calcosilicatadas, quartzitos, formação ferrífera) a qual foi deformada e metamorfoseada em três eventos principais, seguidos de pelo menos dois eventos tardios (cisalhamentos e falhas ou dobras abertas) de menor importância na montagem do arcabouço geológico.

Os corpos máfico/ultramáficos, derivados de magma parental toleítico, foram intrudidos pré-tectonicamente como 'sills' diferenciados. A presença de mineralização é função do estágio inicial de diferenciação, sobretudo relacionada com os níveis basais de composição ortopiroxenítica. Os corpos onde predominam tipos gabróticos e gabro-noríticos são normalmente estéreis.

O depósito Caraíba é o maior dos corpos hipersteníticos conhecidos e ocorre associado a uma suíte magnésiana (gastro-noritos, wherlitos, lherzolitos, serpentinitos) não mineralizada (potencialmente níquelífera) sendo que a primeira mostra-se mais jovem do ponto de vista estratigráfico, ainda que ambas sejam pré-tectônicas.

O sistema 'rift' foi fechado com o advento de duas fases iniciais de deformações, as quais geraram movimentos de cavalgamento ('thrusting' e 'underthrusting') supostamente no sentido este para oeste (1ª fase) e de sul para norte (2ª fase) em cada uma das quais foram colocados corpos estratóides de ortognaisses de composição tonalítica e granodiorítica.

A pilha original foi então espessada e submetida a metamorfose

mo anfibolítico alto (M₁) e granulítico (M₂) . Durante F₁/M₁ ocorreram intensos fenômenos de transposição e migmatização, gerando as dobras intrafoliais (D₁) trapeadas ao longo do bandamento metamórfico S₁.

Durante F₂ foram produzidas dobras D₂ apertadas com plano axial E-W a N60°W com mergulho 20°S e eixos horizontalizados.

A consolidação crustal veio com uma terceira fase de deformação, de esforço compressivo E-W muito forte, que gerou dobras apertadas a abertas, com planos axiais verticalizados, xistosidade plano-axial penetrativa regionalmente e eixo de atitude norte-sul com caimento médio de 16 a 20 para sul na região da mina Caraíba. Concomitantemente ocorreu um enxame de intrusões de corpos graníticos potássicos alongados N-S e paralelos com as estruturas regionais, inclusive a intrusão do sienito Itiúba, hoje uma serra com cerca de 00 km norte-sul 10 km este-oeste.

Esta última fase principal se deu em condições de metamorfismo anfibolito alto/localmente granulito, e esteve associada a fortes transposições e migmatização.

Como resultado, o corpo Caraíba é hoje um cogumelo (Fig. 2 de interferência de Ramsay, 1967) resultante da superposição de um sinforme D₃ sobre as dobras D₂ com eixo N60°W. Essa estrutura está posicionada no flanco oeste do grande antifforme D₃ Caraíba, flanco esse que tem direção N20°W e mergulho acentuado (70°) para oeste/sudoeste.

Os sulfetos de cobre foram concentrados nas charneiras das dobras D₂, ao longo de corpos cilíndricos paralelos ao eixo B₂ e à li-
neação L₂¹, originalmente horizontalizados portanto, mas tendo continuidade limitada.

O corpo mineralizado Caraíba apresenta em superfície, na sua parte central, uma seqüência de quatro charneiras de dobras D₂, com eixos B₂ verticalizados pela superposição do sinforme D₃ apertado, o qual tem eixo B₃ caindo em média 16 a 20 para sul, mas que tem caimento abrupto (80°) para norte na parte central, como resultado da acomodação à atitude pós-D₂ e pré-D₃ do corpo mineralizado naquela parte da jazida. O minério está então controlado ao longo de charutos verticalizados descontínuos.

Os teores de cobre se distribuem de forma muito heterogênea horizontal e verticalmente na jazida, como resultado da intensa história evolutiva, implicando em diluição inevitável nas atividades de lavra a céu aberto e subterrânea para os métodos de extração em andamento.

A mina encontra-se em operação de lavra a céu aberto, produção de quatro milhões de toneladas de minério/ano a 0,83% Cu em média e preparação para início de lavra subterrânea (previsão de 1.800.000 toneladas de minério/ano a 1% Cu em média) tendo a infraestrutura global atual vida útil prevista para mais 11 anos.

É proposto modelo geotectônico global para a evolução do Vale do Curaçá, serra de Itiúba, Vale do Jacurici ('Cr-belt') rochas do Grupo Jacobina Inferior e quartzitos da serra de Jacobina, como hipótese de trabalho.

ABSTRACT

The Caraíba deposit, located in the northern part of Bahia State, in the Curaçá river valley, is a chalcopirite/bornite-bearing mafic/ultramafic sill, derived from a tholeiitic magma, which was intruded into a volcanic-sedimentary sequence composed of quartz-feldspar gneisses, leptinites, banded iron formation, calcsilicate rocks and amphibolites.

Probably between 2.6 and 2.0 Ga, that sequence was deposited and submitted to at least three main tectonic-magmatic events. The first two deformational events were thrust-undesthrusting types, producing a crustal thickening by interleaving of the layers and injection of several G_1 and G_2 orthogneissic sheet-like intrusions, tonalitic/trondhjemitic and granodioritic in composition.

Amphibolite and granulite facies metamorphism accompanied the first and second phases, resulting in a mixed pile with a strong metamorphic S_1 foliation with transposed N-S trending D_1 intrafolial folds, followed by $N60^\circ W$ trending tight folds.

After the horizontal tectonic regime a strong E-W compressive stress field resulted in a regional sequence of tight to open D_3 folds with N-S 80 S axial planes and 16° to 20° S plunging regional axes. M_3 metamorphism reached high-amphibolite to locally granulite facies and, together with a strong deformation, created a very strong and penetrative foliation, S_3 , marked by oriented quartz-plagioclase-biotite-hornblende crystals.

Many of syntectonic potassic lens shaped granitic bodies, were intruded during F_3 , including the huge Itiúba syenite, all of them strongly foliated and with a characteristic pink-red colour.

As a result, the Caraiba copper deposit is now a lobate interference pattern (type 2 of Ramsay, 1967) between a D_3 tight synform positioned on the 70° W dipping limb of the major N-S trending D_3 Caraiba antiform, refolding the recumbent tight D_2 folds. The sulphide mineralization is now concentrated along vertical and disrupted rods which marked originally a horizontal $N60^\circ$ W lineation (or B_2).

Because of this poliphase tectonic-metamorphic history with associated strong migmatization, the copper content is very heterogeneously distributed inside the pyroxenitic/noritic host-rocks, adding difficulties to the mining works, mainly the underground operations.

Two later events of shearing are also described and probably one fourth folding fase, but not important for the ore control.

A very hypothetical regional tectonic rift-valley system is proposed for the crustal evolution of the Curaçá region, Itiúba syenite and the Cr-belt on its eastern side, and the Jacobina Group, all of them enclosed between two Archean blocks.

ÍNDICE

RESUMO	i
ABSTRACT	iii
ÍNDICE	v
RELAÇÃO DAS ILUSTRAÇÕES	vii
DEDICATÓRIA E AGRADECIMENTOS	xi
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 - A Área de Estudos	1
1.2 - Objetivos	3
1.3 - Trabalhos Anteriores	6
1.4 - Trabalhos Realizados e Metodologia	11
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	14
2.1 - Introdução	14
2.2 - Unidades Maiores da Geologia Regional	16
2.2.1 - Grupo Jacobina	18
2.2.2 - Blocos Arqueanos e 'Greenstone Belts * Associados ..	19
2.2.3 - Cinturão de Alto Grau do Vale do Curaçá	20
2.2.4 - Coberturas: Canudos, Recôncavo, Calcário Caatinga.	21
2.2.4.1 - Grupo Canudos/Vaza-Barris	21
2.2.4.2 - Bacia do Recôncavo	21
2.2.4.3 - Calcário Caatinga	22
2.3 - Características do Vale do Curaçá	22
2.3.1 - Litologias	22
2.3.1.1 - Seqüência Supracrustal	22
2.3.1.2 - Intrusivas Básicas/Ultrabásicas Mineralizadas.	24
2.3.1.3 - Gnaisses Migmatizados	27
2.3.1.4 - Ortognaisses	27
2.3.1.5 - Corpos Graníticos	28
2.3.2 - Metamorfismo	29
2.3.3 - Estruturas	32
3. GEOLOGIA DO DEPÓSITO CARAÍBA E ARREDORES	36
3.1 - Litologias	36
3.1.1 - Seqüência Supracrustal	36
3.1.2 - Corpos Máficos/Ultramáficos Acamadados	38
3.1.3 - Ortognaisses Tonalíticos	46

3.1.4 - Gnaisses Máficos Bandados	49
3.1.5 - Granitos Sintectônicos a F_3 (G_3)	51
3.1.5.1 - Granodiorito Grosseiro do Bordo Leste (G_{3a}) ..	51
3.1.5.2 - Granito Aplítico Leucocrático (G_{3b})	52
3.1.5.3 - Granito Gnáissico Róseo (G_{3c})	53
3.1.5.4 - Granito Róseo (Latu Sensu) (G_{3d})	54
3.1.6 - Outras Unidades	55
3.1.6.1 - Veios Pegmatóides	55
3.1.6.2 - Diabásio	55
3.1.6.3 - Quartzo de Falha	56
3.2 - Evolução Estrutural e Metamórfica	56
3.2.1 - A Feição Estrutural da Área	56
3.2.2 - Padrões de Interferência	59
3.2.3 - Primeira Fase (F_1) - Dobras D_1	84
3.2.4 - Segunda Fase (F_2)	86
3.2.5 - Terceira Fase (F_3)	89
3.2.6 - Eventos Tardios	92
3.2.6.1 - 4ª Fase (F_4)	92
3.2.6.2 - 5ª Fase - Cisalhamentos	93
3.2.6.3 - Falhas	94
3.2.7 - Mapa Estrutural da Mina Caraíba	95
3.3 - Geocronologia	97
3.4 - O Depósito Caraíba	103
3.4.1 - Mineralização	103
3.4.2 - Forma e Teor	104
3.4.3 - Controle Estrutural da Mineralização	108
4. DISCUSSÃO	111
4.1 - Comparação com Outros Depósitos	111
4.2 - Aspectos Genéticos	113
5. ESPECULAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO CRUSTAL	116
6. SUMARIO DAS CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	123
7. BIBLIOGRAFIA	127
FOTOGRAFIAS	133
CURRICULUM VITAE	157

RELAÇÃO DAS ILUSTRAÇÕES

a) FIGURAS

1 - Localização da área e acessos	2
2 - Disposição das minas a céu aberto e subterrânea	4
3 - Envoltório de Caraíba: facilidades e sub-domínios estruturais	5
4 - O Vale do Curaçá e seu ambiente geológico regional...	18
5 - Croquis: relação boudins anfibolíticos versus ortognaisses	23
6 - Croquis: formação bandamento S_1 no corpo mineralizado.	25
7 - Perfil E-W representativo estrutural regional do vale.	35
8 - Perfil longitudinal caimento eixos B_3	35
9 - Mapa geo-estrutural arredores Mina Caraíba	Anexo
10 - Mapa geo-estrutural mina céu aberto - Caraíba	Anexo
11 - Croquis: relações estruturais em dobra D_3	38
12 - Levantamento geofísico arredores da Mina Caraíba ...	39
13 - Mapa geológico galeria subterrânea Sn-01 (realces de lavra)	43
14 - Croquis: exemplos de contatos rígidos do corpo mineralizado	44
15 - Mapa geológico afloramento do aeroporto	48
16 - Croquis: dobras e interferências na Mina Caraíba ...	50
17 - Croquis: padrão interferência bumerangue	61
18 - Croquis: formação/preservação foliação S_2 (E-W)	63
19 - Croquis: obliteração dos bumerangues por deformação intensa	62
20a - Mapa isoteores banco 440 - Caraíba	65
20b - Mapa isoteores banco 425 - Caraíba	66
20 - Mapa isoteores banco 410 - Caraíba	67

21 - Mapa isoteores banco 395 - Caraíba	68
22 - Seção vertical nº 45 - Mina Caraíba	70
23 - Seção vertical nº 41 - Mina Caraíba	71
24 - Seção vertical nº 38 - Mina Caraíba	72
25 - Seção vertical nº 35 - Mina Caraíba	73
26 - Seção vertical nº 34 - Mina Caraíba	74
27 - Seção vertical nº 33 - Mina Caraíba	75
28 - Seção vertical nº 31 - Mina Caraíba	76
29 - Seção vertical nº 29 - Mina Caraíba	77
30 - Croquis: formação bandamento S_1 e das bengalas	78
31 - Croquis: interferência cisalhamento $F_4 \times F_3$	79
32 - Diagrama de polos de $S_1//S_2$	80
33 - Diagrama de polos de S_3	81
34 - Diagrama de lineações e eixos B_3/B_2	82
35 - Diagrama de polos - cisalhamentos	83
36 - Croquis: obliteração de D_2 por D_3 em superfície	87
37 - Croquis: seção vertical esquemática, R-22	93
38 - Mapa estrutural da Mina Caraíba	96
39 - Croquis: tendência do corpo Caraíba aflorar na parte sul	106
40 - Síntese evolutiva Caraíba, Curaçá e laterais	119
41 - Croquis: bloco diagrama esquemático, Mina Caraíba ...	120
42 - Croquis: mega - brecha crustal/regional	122

b) FOTOGRAFIAS

1 - Mina Caraíba céu aberto vista do sul	134
2 - Mina Caraíba céu aberto visto a leste. Morro Caraíba.	134
3 - Tonalito aeroporto porfiroblástico deformado	135

4 - Tonalito aeroporto/boudins rígidos de anfibolito ...	135
5 - Tonalito aeroporto porfiroblástico deformado. Boudins em posição plano-axial D_3	136
6 - Dobra D_2 , G_2 e G_3 truncando o tonalito aeroporto ...	136
7 - Tonalito aeroporto. Boudin anfibolítico "truncando" foliação $S_1//S_2$ dobrada em D_3	137
8 - Estrutura de boudinagem 'pinch and swell'. Dobra intrafoliai	137
9 - Gnaiss máfico bandado, Mina Caraíba, dobrado	138
10 - Gnaiss máfico bandado, trecho mais félsico. D_3 típica	138
11 - Gnaiss máfico bandado. Dobras D_3 . Transposições Sin- F_3	139
12 - Gnaiss máfico bandado	139
13 - Gnaiss máfico bandado. Padrão de interferência	140
14 - Níveis máficos boudinados durante D_3	140
15 - Granodiorito truncando ortognaiss	141
16 - Estruturas fantasmas. Granito G_3b	141
17 - Granito $G_3b//S_1-S_0$. Boudinagem nas calcosilicatadas. Dobras D_3	141
18 - Granito G_3c . Fantasmas. Xenólito	142
19 - Granito G_3c . Nebulitização. Dobras D_3	142
20 - Granito róseo G_3d . Afloramento típico	143
21 - Migmatito Sin F_1 . Granito G_3d	143
22 - Migmatito. Granitos G_3d	143
23 - Dobras D_1 (bengalas) granito G_3d	144
24 - Detalhe da foto 23. Foliações $S_1/S_2/S_3$	144
25 - Detalhe da foto 23. Foliações $S_1/S_2/S_3$	144
26 - Padrão interferência F_2 x F_3 em gnaiss bandado	145

27 - Padrão interferência $F_2 \times F_3$	145
28 - Padrão interferência $F_2 \times F_3$. Padrão seção vertical Çaraíba	146
29 - Bloco anfibolito rígido em D_3 . Borda de reação	146
30 - Bloco anfibolito rígido em D_3 . Gnaisse migmatítico...	147
31 - Padrão interferência muito deformado?	147
32 - Boudin dobrado D_3 . Padrão inteferência?	148
33 - Padrão interferência $F_2 \times F_3$ típico	148
34 - Padrão interferência $F_2 \times F_3$ típico	148
35 - Foliação S_2 . Detalhe foto n9 27	149
36 - Interferência $F_2 \times F_3$ típica. Granito G_3d	149
37 - Anfibolito + G_2 dobrado em D_3	150
38 - Foliação S_3 em lâmina delgada	150
39 - Dobra D_3 . Foliação S_3 . Cisalhamento Ss	150
40 - Gnaisse bandado + nebulitização. Bandamento Si	151
41 - Ortognaisse G_2 . Nebulitização. Estruturas fantasmas..	151
42 - Borda de reação rica em Opx	152
43 - Biotitas Ss truncando estruturas anteriores	152
44 - Biotitas S_5 , biotitas S_3 , Opx e biotitas	153
45 - Opx + biotitas dobradas em D_3	153
46 - Opx posterior a biotita $Sin F_3$	154
47 - Dobras D_3 . Biotitas S_1 e biotitas S_3 . Cisalhamento Ss .	154
48 - Opx dobrado em D_3	155
49 - Opx ao longo $S_1//S_2$ dobrado D_3	155
50 - Opx sendo consumido por biotita e hornblenda	156
51 - Opx sendo consumido por biotita e hornblenda	156

DEDICATÓRIA

Este trabalho é dedicado à minha esposa Irene e aos meus filhos Manuela, Alexandre e Henrique que suportaram sacrifícios em função da minha vontade de estar sempre aprendendo mais sobre a Geologia.

AGRADECIMENTOS

Pessoas e instituições colaboraram com o autor para que este trabalho se tornasse possível. Pretendo registrar aqui o reconhecimento e gratidão a todos.

Geólogo Gabor Gaál, professor da UFBA-durante a fase acadêmica do mestrado em 1982, pelas sugestões técnicas, pela orientação consciente e operosa dada ao autor, pelas datações geocronológicas (Dr. Kouvo) e inclusive pelo apoio ao autor em viagem de contato (discussões técnicas) à Finlândia em jul/ago-84.

Ao geólogo Emanuel Ferraz Jardim de Sá pelo fornecimento de bibliografias, discussões de campo e de gabinete que contribuíram decisivamente para montagem do arcabouço geral das idéias e da Tese, inclusive com alguns croquis aqui apresentados. Com a revisão minuciosa e criteriosa do texto final da tese, ocasião em que voltou a fazer críticas e sugestões valiosas, completando o trabalho de verdadeiro orientador informal do autor para a tese. A ele são creditados os mais profundos agradecimentos.

Geólogos Jaziel Martins Sá e Michel Legrand, professores da UFRN, pelo valiosíssimo apoio recebido em Natal-RN, quando da descrição das lâminas delgadas, bem como por valiosas discussões de campo que muito orientaram o autor.

Geólogos José Genário de Oliveira e José Acúrcio Canário de Moraes (CMSA) por terem cedido dados do mapeamento de superfície da mina Caraíba e dados de interpretação foto-geológica dos arredores da mina, além das muito importantes discussões técnicas e sugestões apresentadas, sobretudo pelo segundo, completando e enriquecendo o presente trabalho.

Ao geólogo Nilton D. Franke (ex-CMSA, atual British Petroleum) pelas discussões e sugestões, bem como por ter cedido o filme negativo para obtenção das cópias da importante foto nº 28.

Geólogo Juracy Mascarenhas pelas discussões, fornecimento de bibliografia e pelas sugestões apresentadas, durante excursões de campo ao Vale do Curaçá e durante reuniões em Salvador, bem como por ter colocado à disposição do autor os dados de geocronologia recentemente obtidos em trabalho encetado pela Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia.

Geólogo Carlos José Archanjo pelas discussões no campo, pelas orientações e por ter confeccionado lâmina, descrevendo-a e obtendo as fotos 50 e 51 constantes do presente trabalho.

Geólogo Olavi Kouvo, chefe do laboratório de geocronologia do Geological Survey of Finland, pela gentileza de processar amostras de granitos da área do presente, estudo, pelas datações U-Pb realizadas e pelos resultados fornecidos gratuitamente ao autor.

Geólogo Ralph Thorpe, do Geological Survey of Canada, pelas discussões, sugestões e pelos dados de análise isotópica de enxofre das rochas mineralizadas e calco-silicatadas de Caraiba, com resultados gratuitos para o autor, e também pelo esforço em tentar as datações Sm-Nd.

Geólogo Umberto Raimundo Costa, professor da UFBA e Coordenador do Curso de Pós-Graduação em Geologia, pelas orientações e incentivos ao autor.

Aos professores Shiguemi Fujimori e Ian Davison, membros da Comissão Examinadora do presente trabalho, pelas sugestões e, ao segundo, pela minuciosa revisão do texto, permitindo a correção de impropriedades e o esclarecimento de pontos duvidosos.

Geólogo Yociteru Hasui pelas discussões, sugestões e incentivo no início dos trabalhos.

Aos geólogos Wilson Miola e Virdálio de S. Filho (CMSA) pelas importantes contribuições através de discussões do ponto de vista da estrutura do depósito mineral. Também ao geólogo Miola pelo empréstimo de sua máquina fotográfica para obtenção das fotos de cam-

po, o mesmo se dando em relação ao engº José Tarcísio de Menezes (CMSA).

Aos geólogos Washington Luiz Rocha e Hailton de Mello (CMSA) que colaboraram com o autor no tratamento estatístico dos dados de campo (preparação parcial dos diagramas estereográficos).

Geólogo Eduardo Paixão de Sá, geofísico da Caraíba Metais, por ter cedido o mapa integrado contendo a interpretação dos levantamentos geofísicos por ele executados nos arredores da Mina Caraíba (Figura 12).

Ao geólogo João Batista G. Teixeira (DOCEGEO/CVRD) pelo apoio de processar as amostras de granitos no laboratório da CVRD buscando zircões para datações.

Aos colegas geólogos Adelmo Rodrigues da Silva, Francisco José Lima e Silva, José Acúrcio Canário de Moraes, José Genário de Oliveira, Paulo Roberto Carvalho, Paulo Varella, Pérsio Mandetta, Virdálio Senna Filho, Washington Luiz Rocha e Wilson Miola, todos da CMSA, que ao longo dos anos participaram da construção do arcabouço geológico do Vale do Curaçá e que contribuíram com suas críticas e sugestões durante as discussões técnicas normais do trabalho diário.

Ao geólogo Francisco Lima (CMSA) por ter assumido grande parte das funções gerenciais do autor na Mina Caraíba, durante 1982, quando da fase acadêmica do mestrado na UFBA.

À Caraíba Metais S/A - Indústria & Comércio, nas pessoas do seu então Presidente, engº José Antônio Pereira Valente e então Diretor Industrial, engº João Manoel de Carvalho Neto que possibilitaram a realização da fase acadêmica no Curso de Pós-Graduação em Geologia da UFBA, no decorrer de 1982, bem como nas pessoas do atual Presidente, advogado Raimundo Brito e atual Diretor de Mineração, engº Ernesto Cláudio Drehmer, que mantiveram a política de apoio para que o autor pudesse concluir seus trabalhos.

1. INTRODUÇÃO

1.1 - A AREA DE ESTUDOS

O rio Curaçá corre por cerca de 120 km de sul para norte, na região norte-nordeste do Estado da Bahia, atravessando a caatinga semi-árida em direção ao rio São Francisco, do qual o afluente intermitente da margem direita, em meio a terreno peneplanizado muito suavemente ondulado, já próximo à borda norte do craton do São Francisco.

A monotonia da topografia plana do vale é quebrada pela presença imponente dos sienitos da serra de Itiúba, que se estende por cerca de 200 km no sentido norte-sul. Mais a oeste, já bem mais distantes, podem ser vistos os contrafortes de quartzitos da serra de Jacobina, a qual também tem orientação meridiana.

O Vale do Curaçá é conhecido pelas suas mineralizações de - bre, associadas a rochas básicas/ultrabásicas, que perfazem cerca de três centenas de corpos potencialmente mineralizados, sem contudo apresentarem níquel ou zinco/chumbo associados.

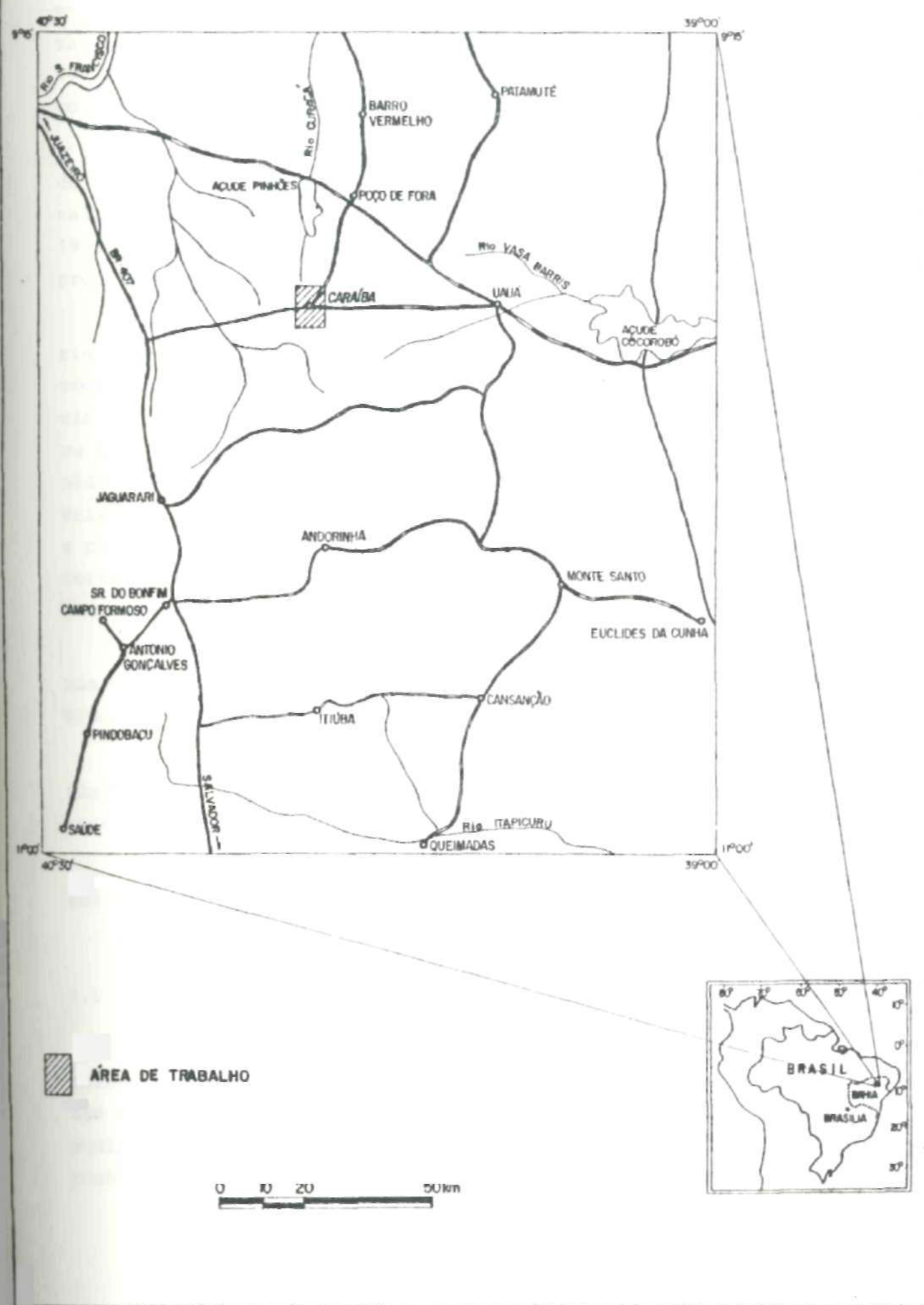
Dentre esses, algumas poucas dezenas se destacam como mais importantes, incluindo a segunda maior jazida de cobre do Brasil, Caraíba, atualmente a maior jazida em plena operação de lavra a céu aberto e em implantação para lavra subterrânea em 1985/1986.

Surubim, Angico, Terra do Sal, Suçuarana, Bota Sela, Arapuã, Gêmeos, são exemplos de outros depósitos do vale, bem menores que Caraíba. Todos juntos conferem ao distrito cuprífero um potencial de reservas superior a 200 milhões de toneladas de minério com teores médios oscilando entre 0,6 a 1,0% de cobre.

A mina Caraíba (coordenadas 39°53' longitude oeste e 09°49' latitude sul) pode ser alcançada por estrada asfaltada, distando cerca de 480 km da capital do Estado, Salvador; cerca de 125 km das cidades de Juazeiro e Petrolina, na margem do rio São Francisco e cerca de 107 km da cidade de Senhor do Bonfim. Está localizada no município de Jaguarari, de cuja sede dista cerca de 92 km também por estrada asfaltada (Fig. 1). A mina é também servida por aeroporto de pista de terra para aeronaves de pequeno/médio portes, no extremo norte da área do presente trabalho.

Desde o início do século, mas principalmente a partir da dé-

FIGURA 1 : MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA OBJETO DO PRESENTE ESTUDO, MOSTRANDO OS PRINCIPAIS ACESSOS RODOVIÁRIOS EM RELAÇÃO ÀS PRINCIPAIS CIDADES DA REGIÃO.



cada de 40, Caraíba vem sendo alvo de pesquisas geológicas que visaram aprofundar o conhecimento do corpo e o aumento das reservas, tendo sido executadas pelo Departamento Nacional de Produção Mineral, pela Caraíba Metais na fase Pignatary (pré-1974) pela DOCEGEO (1974 a 1978) e atualmente pela Caraíba Metais como empresa do Banco Nacional de Desenvolvimento Econômico e Social (BNDES).

As reservas de minério evoluíram de um patamar inicial (DNPM) de cerca de 40 milhões de toneladas, para cerca de 70 milhões de toneladas (média de 1% Cu e 'cut-off' de 0,45% Cu) pela DOCEGEO, em 1978, para os valores atualmente conhecidos, obtidos com a pesquisa própria da CMSA.

O depósito contém cerca de 149 milhões de toneladas de minério de cobre, assim distribuídos: a) 68 milhões de toneladas com teor médio de 0,86% na mina a céu aberto, situada entre a superfície (cota +455m) e o nível +170 metros acima do nível do mar, para um teor de corte de 0,30% Cu; b) 72 milhões de toneladas, com teor médio de 1,21% Cu na mina subterrânea, que se estende entre os níveis +170 e -500m abaixo do nível do mar, teor de corte 0,60% Cu; e c) 9 milhões de toneladas, com teor médio de 1,70% Cu e teor de corte de 0,6% Cu, situadas na parte norte do corpo mineral, pertencentes à DOCEGEO.

Na Figura 2 é mostrada a disposição relativa entre as duas minas da Caraíba Metais em seção geológica vertical central do corpo mineralizado.

A área de estudos do presente trabalho constitui-se em um retângulo com 10 km de comprimento norte-sul e 7 km de largura este-oeste, tendo a mina Caraíba localizada bem ao centro.

Na Figura 3 são mostradas as principais facilidades existentes na área industrial do Projeto Mina Caraíba.

1.2 - OBJETIVOS

Tendo sido definido e implantado o projeto de mineração em Caraíba (a partir de 1977) sem que se conhecesse bem os condicionantes da mineralização, sempre se constituiu em grande preocupação da equipe de geólogos da empresa Caraíba Metais S/A (CMSA), definir e conhecer bem a geologia do depósito como um todo, visando melhor

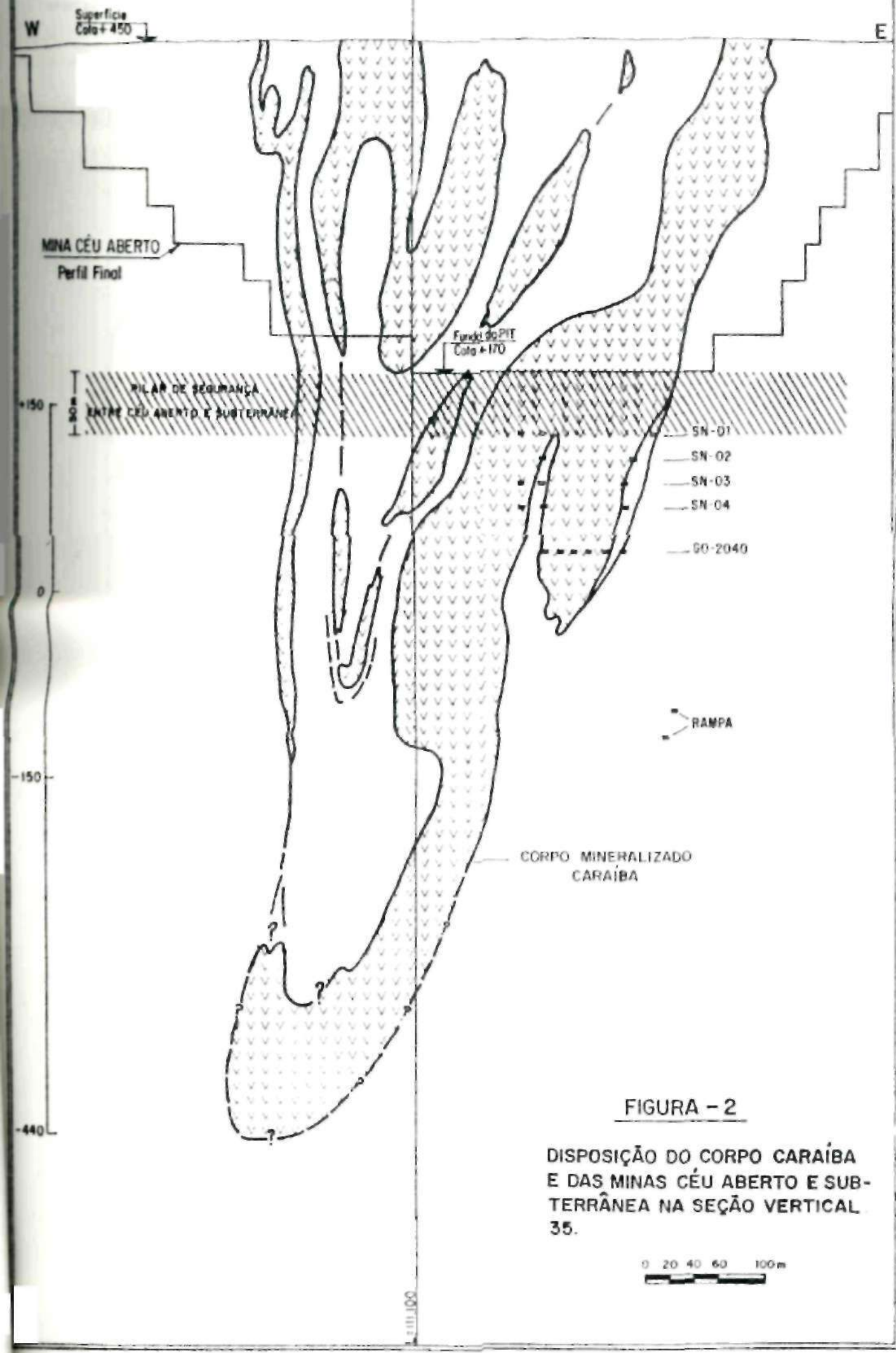
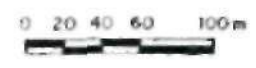
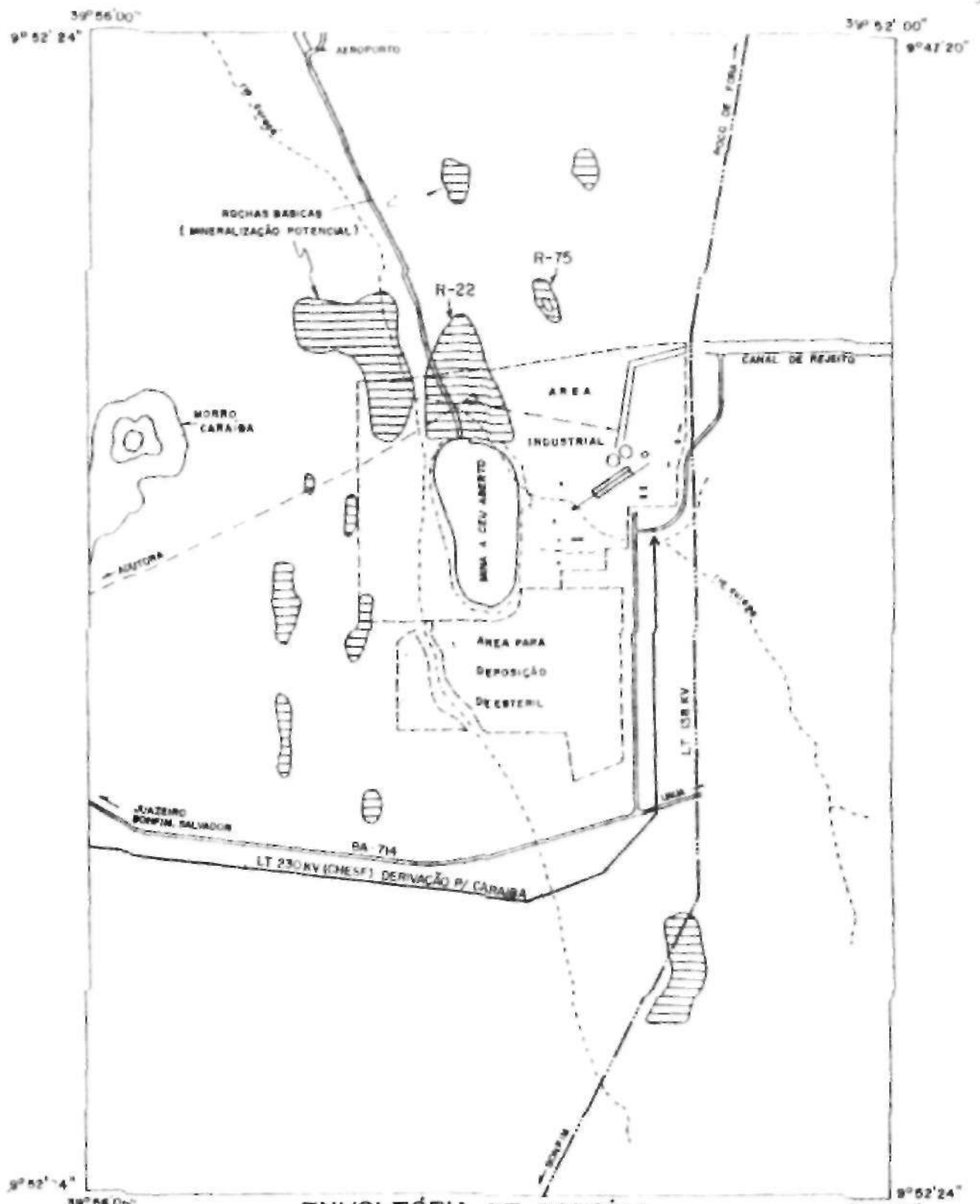


FIGURA - 2

DISPOSIÇÃO DO CORPO CARAÍBA E DAS MINAS CÉU ABERTO E SUBTERRÂNEA NA SEÇÃO VERTICAL 35.



0:11.100



ENVOLTÓRIA DE CARAÍBA
 ÁREA DO PRESENTE TRABALHO MOSTRANDO AS PRINCIPAIS INSTALAÇÕES AUXILIARES DO PROJETO MINEIRO.



FIGURA-3

poder orientar a lavra, muito especialmente a mineração subterrânea. Assim, ao longo dos últimos 6 a 7 anos, uma série de trabalhos de cunho interno (alguns publicados) foram executados pelos geólogos da CMSA, em cooperação com equipes da DOCEGEO, professores de geologia de universidades nacionais e do exterior, consultores diversos, nacionais e estrangeiros, com aquela finalidade.

O presente trabalho tem como primeira finalidade descrever e caracterizar os principais eventos da história geológica da mina Caraíba e arredores imediatos, com ênfase na evolução estrutural do depósito, visando também definir o controle da mineralização cuprífera.

1.3 - TRABALHOS ANTERIORES

Os trabalhos geológicos de maior vulto surgiram a partir dos anos 1940, seja do ponto de vista prospectivo seja do ponto de vista científico. Os trabalhos de cunho regional se iniciaram nos anos 60.

Mello Jr. e Pouchain (1962) citam que a descoberta da jazida Caraíba se deu em 1874, sendo relatado o fato por Oliveira Bulhões. Esses mesmos autores publicaram os primeiros dados confiáveis sobre as reservas de minério da mina Caraíba obtidos pelo DNPM na década de 40.

Leinz (1948) e Schneider (1951-1957) concluíram pela origem magmática e ígnea intrusiva para o depósito Caraíba, respectivamente a partir de estudos de temperatura da formação das paragêneses sulfetadas e estudos metalográficos. Tais conclusões foram confirmadas por trabalhos posteriores de outros autores.

Barbosa et alii (1970) estabeleceram a primeira divisão estratigráfica da região, concebendo o Grupo Caraíba, constituído por migmatitos com paleossomas anfíbolíticos, leptinitos, calco-silicatadas, granitos e tonalitos, considerando os corpos mineralizados como magmáticos associados às intrusões piroxeníticas.

Ladeira e Brockes Jr. (1969) elevaram a Supergrupo Caraíba o conjunto litológico estudado em 1964 por Barbosa, dividindo-o em dois subgrupos: Rio Curaçá (basal) e Tanque Novo (superposto). Quanto à suite máfica/ultramáfica mineralizada, estabeleceram origem ígnea relacionada ao magmatismo dos estágios iniciais da subsidên-

cia geosinclinal.

Delgado e Souza (1975-1976) voltam ao Grupo Caraíba de Barbosa et alii (1970) mas adotando subdivisões de caráter litológico para as seqüências Tanque Novo e Curaçá. A caracterização das seqüências as diferencia em grupos de rochas gnáissicas supracrustais (Tanque Novo) e rochas gnáissicas charnoquíticas, granulitos e migmatitos (Curaçá).

Quanto à origem dos depósitos mineralizados em cobre admitiram duas hipóteses: sedimentos ferromagnesianos puros e impuros ou sucessivos derrames vulcânicos submarinos de natureza básica/ultrabásica inter-estratificados com a seqüência sedimentar primitiva.

Os mesmos autores descreveram de maneira simplificada a evolução estrutural da região do Curaçá, estabelecendo o anticlinório do rio Curaçá com eixo submeridiano e caimento duplo de eixo, para sul na região da Caraíba e para norte na região de Barro Vermelho, na parte norte do Vale. Não descrevem as fases iniciais de deformação, no entanto.

Figueiredo (1976) estudando as rochas da região de Poço de Fora do ponto de vista geoquímico, estabeleceu uma origem vulcânica para os corpos mineralizados, admitindo ainda que amigmatização intensa no Vale se deu antes da granulitização. Esse autor correlacionou a seqüência Tanque Novo com o Grupo Jacobina, a partir de critérios litológicos.

Inda e Barbosa (1978) assumiram idade Proterozóico Inferior para a seqüência Tanque Novo e idade Arqueana para o embasamento gnáissico Rio Curaçá.

Lindenmayer (1980a, b) passa a agrupar as litologias locais em Domínios I, II e III, englobando respectivamente:

- I - gnaisses bandados de cor cinza, composição granodiorítica/tonalítica e quartzo monzodiorítica/diorítica, portadores de hiperstênio em muitos locais, contendo intercalações gabróicas (Curaçá);
- II - gnaisses quartzo-feldspáticos, leptinitos, gnaisses aluminosos, anfibolitos, quartzitos ferríferos e rochas calcosilicatadas, de caráter supracrustal (Tanque Novo);
- III - gnaisses migmatíticos de composições variáveis, de tonalíti-

cas a graníticas, originadas de migmatização das rochas dos Domínios I e II.

Aquela autora assume uma posição basal para o Domínio I seguida do Domínio II, ambos de idade Arqueana, quando foram metamorfizados ao fácies granulito, admitindo que a migmatização do conjunto, formando o Domínio III, teria se dado no Proterozóico Inferior, durante o ciclo Transamazônico, em fácies anfibolito alto. Tais relações não estão bem caracterizadas do ponto de vista geocronológico.

Admite ainda que os corpos mineralizados são ígneos, intrudidos como sills diferenciados (originados de magma basáltico toleítico) que ascenderam e se colocaram internamente à seqüência Tanque Novo, em estágio anterior às deformações que afetaram a área.

Afinal admite que as intrusivas mineralizadas assimilaram enxofre das rochas calcossilicatadas rochas grafitosas e de sedimentos antigos portadores de anidrita e que este foi um fator importante para a formação dos depósitos minerais, chegando a posicionar as rochas como guia prospectivo regional para cobre.

Os trabalhos de Lindemayer foram os primeiros a apresentar dados químicos e petrológicos confirmando a origem orto-magmática dos corpos mineralizados, além de descrever com propriedade as fases metamórficas principais que afetaram a região. No entanto, o empilhamento stratigráfico nele proposto, não foi confirmado pelos trabalhos mais detalhados posteriores, inclusive a presente tese.

Mandetta (1982) estudou a mina Caraíba do ponto de vista petrológico e concluiu sobre a mesma origem ígnea intrusiva do corpo mineralizado, admitindo-o como um sill originalmente estratificado, com bandas composicionais de ultramáfica (hiperstenito) na base, seguido de zona interbandada de hiperstenitos e noritos, por sua vez capeada por zona gabro-noritica. O autor descreve ainda uma zona de contato, constituída de biotítitos, entre o corpo mineralizado e as encaixantes.

Para Mandetta o sill apresenta 3 ciclos magmáticos bem definidos, com posição de topo e base em alguns furos de sonda e perfis de campo, mas admite igualmente que na maioria dos locais, ao menos ao nível de conhecimentos atuais, essas feições originais estão obliterados pelas deformações sucessivas. No entanto o trabalho de

Mandetta ficou restrito ao campo das idéias iniciais aplicadas em uma parte localizada da jazida. Carece de maior aprofundamento para comprovação ou constatação.

Ainda Mandetta chega a estabelecer a separação de 2 tipos de magmas presentes no corpo Caraíba: o toleítico, mineralizado em bre, e uma magma magnesiano em geral não mineralizado, que ocorre no bordo oeste da mina, baseado em alguns dados químicos e em observações de campo.

Hasui (1979a, b, 1980) trabalhando em consultoria para a Caraíba Metais S/A, começou por estabelecer uma primeira fase de dobramentos (dobras intrafoliais e isoclinais, recumbentes, com eixos sub-meridianos) acompanhada de intensa transposição, razão pela qual tais dobras hoje se fazem representar por ápices centimétricos e decimétricos dispersos intrafolialmente.

Estabeleceu ainda uma segunda fase de dobramentos, coaxial com a primeira, mas representada por dobras abertas e fechadas, de dimensões decimétricas e decamétricas sucedendo-se em trens de dobras hectométricas a quilométricas.

Afinal admitia a existência de uma terceira fase, com dobras de eixo E-W abertas, suaves, na região de Surubim cerca de 35 km a norte da Caraíba) e que os corpos mineralizados são pré-tectônicos.

Lindemayer (1980 a,b) aborda de maneira sucinta a existência de três fases de deformação, na mesma linha de Hasui tendo descrito de campo, entre F_1 e F_3 , as figuras de interferência do tipo padrão "domos e bacias" (tipo 1, Ramsay, 1967) na região de, Surubim/Poço de Fora.

Hasui et alii (1982) definiram 3 fases de deformação na região entre Surubim e Caraíba, sendo a 1ª relacionada à formação do bandejamento metamórfico regional, representada por dobras intrafoliais de eixo aproximadamente N-S, plano axial horizontalizado; a 2ª representada por dobras apertadas, com eixo N-S e plano axial verticalizado, correspondendo à fase regional principal e a 3ª, menos proeminente, representada por dobras suaves, com eixo E-W, plano axial vertical, especialmente na região de Surubim. Admitiram ainda a existência de 2 fases anteriores, não bem definidas, sendo uma delas com eixo E-W mas de caráter local.

Naqueles trabalhos os autores associam o anticlinário do Cura-

çá (Delgado e Souza, 1981) à segunda fase de deformação, F_2 .

Jardim de Sá et alii (1982) apresentaram o mais completo trabalho até hoje realizado do ponto de vista estrutural-metamórfico no Vale do Curaçá, envolvendo principalmente a região do depósito do Surubim.

Para aqueles autores as rochas supracrustais constituem a seqüência mais antiga da região e hoje formam pacote de gnaisses bandados associados com intrusões máfica/ultramáficas e de ortognaisses tonalítico/granodioríticos.

Sucederam-se a deformação D_3 e as intrusões de granitos G_3 (granitosos gnáissicos e augen gnaisses) agora já em fase anfibolito, seguindo-se afinal os eventos tardios.

Reconheceram cinco fases de deformação, todas com dobramentos associados, e estabeleceram uma seqüência estratigráfica com base nos eventos impressos nos diversos tipos litológicos, especialmente nas rochas granitóides, admitindo igualmente que os corpos mineralizados se intrudiram pré-tectonicamente.

O trabalho daqueles autores teve o mérito de fornecer elementos de campo diagnósticos de uma fase de dobramentos E-W que afetou o bandejamento metamórfico regional (1^a fase) antes do advento da 3^a fase que formou as dobras regionalmente reconstituíveis, com 'trend' N-S. Acresceram ainda uma 4^a fase de dobramentos com as mesmas características geométricas da 3^a fase, com base na observação das dobras abertas a suaves, de eixo N-S, plano axial verticalizado, da região central do perfil Poço de Fora - Pinhões (ver figuras 1 e 8). Essa 4^a fase seria correspondente ao anticlinório do Curaçá (Delgado e Souza, 1981).

Na área do presente trabalho essa 4^a fase não é evidenciada no campo e o autor prefere manter a opinião do trabalho de Hasui et alii (1982) segundo o qual as dobras abertas são da mesma fase 3 de 2^a dim de Sá, porém impressas sobre rochas preservadas da maior presença de fluidos metamórficos e migmatizantes, estando pois em estado menos plástico. Por essa razão, tais dobras abertas existem apenas localizadas na região central do vale, próxima a Surubim.

Gaál (1982 a,b) também trabalhando em consultoria para a Caraiíba Metais S/A, descreveu as fases de deformação dos trabalhos anteriormente citados, mas se deteve em aceitar como bem caracteri-

zadas 3 fases de deformação excluindo a segunda fase, E-W, e a quarta de Jardim de Sá et alii (1982).

Introduziu o conceito de que o falhamento de Itiúba pode ter sido originado pela reativação de antigas fraturas profundas que, atingindo a base da crosta, permitiram a ascensão dos magmas mineralizados em cobre, os quais, por dobramentos isoclinais recumbentes (tectónica horizontal) das primeiras fases, "viajaram" de este para oeste, se posicionando ao longo do cinturão atual.

Os autores citados anteriormente foram unânimes em considerar o terreno de alto grau do Vale do rio Curaçá com idade Arqueana, retrabalhado durante o Transamazônico (1.8 a 2.2 G.a.) a partir dos dados existentes na bibliografia.

O presente trabalho, pela oportunidade que o autor teve de acesso a um grande número de dados de campo, possibilitado pela lavra da mina Caraíba, vem preencher uma importante lacuna deixada pelos trabalhos anteriores, qual seja a de tratar o problema estrutural do Vale do Curaçá com o nível de detalhe desejado e no âmago de um corpo mineralizado, podendo comprovar ou não as observações regionais de outros autores no interior da jazida.

Ainda assim continuam a existir problemas que requerem tratamento mais aprofundado, tanto no campo da geologia estrutural como da petrologia, metamorfismo e geocronologia, conforme será abordado no capítulo das conclusões, ao final deste trabalho.

1.4 - TRABALHOS REALIZADOS E METODOLOGIA

Foi mapeada (escala 1:10.000) uma área de 10 x 7 km de superfície, tendo a mina Caraíba ao centro (Fig. 3) através de cerca de 130 km de picadas orientadas E-W, espaçadas entre si 500 metros, piqueteadas de 100 em 100 metros ou 50 em 50 metros.

Alguns afloramentos mais importantes foram mapeados com prancheta alidade, em escalas de detalhe (1:100 ou 1:200), constando um deles do presente trabalho: o afloramento do aeroporto, considerado chave.

O mapa da área envoltória da mina Caraíba foi afinal obtido com o plote dos dados de campo (atitudes, contatos, naturezas litológicas, outras estruturas) e com auxílio de interpretação fotogeol

lógica em aerofotos na escala 1:40.000, em face à relativa escassez de afloramentos, sobretudo das rochas básicas e supracrustais. Da interpretação por fotografias foram evidenciadas também as principais estruturas lineares da área, correspondentes a falhas e fraturas tardias.

O mapeamento da mina a céu aberto em Caraíba foi feito a partir dos perfis expostos (15 metros de altura, em rocha fresca) das três primeiras bancadas já lavradas (níveis 440, 425 e 410) e pelo mapeamento, após cada desmonte de lavra, da parte central do banco 395 norte, obtendo-se o perfil da nova frente bem como o mapa da superfície da bancada em operação na época (1983).

Os dados estruturais dos perfis dos três bancos superiores foram projetados (eixos, dobras, falhas, etc.) e extrapolados nas respectivas superfícies sendo então feita a interpretação global. O resultado final é o mapa geológico-estrutural em três dimensões, até uma profundidade de 60 metros da superfície, constituído por partes em perfil e partes em superfície (escala 1:1.000). O mapa apresentado está na escala 1:2.000 por razões práticas.

Foram mapeados igualmente cerca de 600 metros de galerias subterrâneas que penetram em pontos e níveis diferentes o flanco leste do corpo mineralizado partindo de gnaisses de lapa e atravessando os contatos de lapa e capa. De tais mapeamentos (escala 1:100) foram obtidos dados que comprovam as observações de superfície, especialmente no que tange ao comportamento do corpo máfico/ultramáfico mineralizado durante a terceira fase de dobramentos, responsável pela verticalização das estruturas anteriores.

Dos trabalhos de mapeamento foram obtidas amostras de mão, quase sempre orientadas e muitas provenientes de zonas de charneiras de dobramentos, a partir das quais foram confeccionadas cerca de 60 lâminas delgadas, orientadas em sua maioria.

As lâminas foram estudadas e descritas do ponto de vista mineralógico e metamórfico/estrutural em dois períodos específicos intensivos (ao todo 15 dias) no laboratório da UFRN, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, com ajuda de professores daquela entidade interessados no campo de estudos do Vale do Curaçá.

Os dados de campo (atitudes, eixos, lineações, planos) foram afinal tratados em estereograma de Wulff e Schmidt-Lambert, tendo sido a área mapeada dividida nos três subdomínios estruturais da Fi-

gura 3.

Duas amostras de granitos de composições diferentes e controladas do ponto de vista estrutural foram coletadas e enviadas ao Laboratório da CVRD no Km-14, em Belo Horizonte-MG, para cominuição e separação dos zircões, os quais foram enviados à Finlândia (Geological Survey) para datações U-Pb.

Uma suite completa de amostras das rochas que constituem o corpo máfico/ultramáfico mineralizado em cobre, bem como amostras das rochas calcosilicatadas de Caraíba, foram enviadas ao Geological Survey of Canada para datações pelo método Sm-Nd e para estudos de isótopos de enxofre. Esses últimos puderam se tornar realidade e os resultados são discutidos nesta dissertação, mas as datações não foram possíveis.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 - INTRODUÇÃO

Ao adentrar no Vale do Rio Curaçá, o geólogo observador se depara com região muito plana, horizontalizada, tendo como destaques no relevo os contrafortes da serra de Itiúba (a leste) e alguns picos e cristas que ocorrem paralelizados e muito separados entre si e que se sobressaem por vezes dezenas de metros de altura acima do nível do Vale, pontificando entre elas uma elevação maior, o morro Caraíba, bem próximo da mina, a oeste.

Aproximando-se da caatinga de avião ele começa a distinguir que há feições diferenciadas, como lagoas secas representadas por clareiras de cor cinza escura, em geral de dimensões hectométricas, raramente quilométricas; uma rede de drenagem intermitente (que permanece seca a maior parte do ano) formando padrão dentrítico e constituída por riachos relativamente curtos e estreitos que convergem para uma drenagem central que corre de sul para norte: o rio Curaçá. E que, mesmo em época seca, é possível distinguir-se as drenagens, quer pelos areiais brancos quer pelas matas ciliares incipientes mas sempre presentes.

Chamam ainda a atenção do geólogo grandes afloramentos de rochas em forma elipsoidal achatada, alinhadas na direção norte-sul, em cores claras (em geral amarela ou amarela acinzentada, por vezes cinza clara) com comprimentos variando de decamétricos a até quilométricos e larguras bem menores, comparativamente. Tais afloramentos formam então grandes lajes ao nível solo, como pedaços de calcário na caatinga.

Destacam-se também inúmeros vergões de rocha de cor rosa ou avermelhada, sobressaindo-se no máximo uma dezena de metros da superfície, alinhados na direção geral norte-sul, bem mais compridos do que largos.

O geólogo, já no solo, percebe afinal que a região não é muito rica em afloramentos, tem solo pouco espesso e está coberta em sua maior parte por material rochoso rolado. Mas observa em alguns pequenos e baixos cortes das estradas e nas escavações laterais às mesmas, bem como ao longo dos riachos, afloramentos de rocha alterada, muitas vezes com aspecto de cobertura de solo, onde se destacam contrastantes cores claras (branco leitosa, em geral) e cores

escuras (cinza, marrom escuro e até preta).

Observando em detalhe os tipos litológicos o geólogo aprende logo que, quase invariavelmente:

- a) a serra de Itiúba é constituída por sienitos e que as cristas alinhadas SW-NE e o Morro Caraíba são constituídos por massas volumosas de quartzo leitoso preenchendo zonas de falha;
- b) as lajes abauladas ao nível do solo são de rochas de aspecto bandado (gnaisses bandados ou migmatitos) ou rochas granitóides foliadas, de composição tonalítica a granodiorítica, contendo enclaves (lentes, boudins, diques?) de rocha básica cinza esverdeada, verde ou mesmo preta. E que o conjunto todo é quase sempre cortado por corpos graníticos, de cor vermelha rósea e rosa amarelada, orientados submeridianamente, sendo todo o conjunto cortado por diques pegmatóides ácidos tardios;
- c) os vergões de cor vermelha-rósea ou rosa amarelada, constituem-se em massas homogêneas de granito aplítico muito rico em potássio, em corpos alongados segundo norte-sul, com xistosidade preeminente ao longo da dimensão maior; e
- d) as rochas alteradas ao longo dos cortes de estrada e riachos, são rochas de caráter supracrustal, como gnaisses quartzo-feldspáticos, lentes de anfibolitos, leptinitos, formação ferrífera (rara) e calcosilicatadas.

Associa as lagoas secas ao solo massapê, típico de alteração das rochas básicas, embora não seja esta uma regra geral, já que algumas lagoas ocorrem sobre granitos ou gnaisses arrasados.

Observando os arredores da mina Caraíba, o geólogo perceberá a este/sudeste uma grande proliferação de granitos grosseiros de cor branca, branca amarelada, até acinzentada, em corpos quilométricos na direção norte-sul; predominância de corpos graníticos vermelho-róseos nas partes sul, sudoeste e oeste da mina, indo até noroeste; predominância de corpos básicos na região central, tendo a mina como ponto de partida, com alguns corpos menores a sul; ocorrência de lajes de rochas tonalíticas e gnaisses bandados por toda a área, sem uma localização preferencial, apenas mais concentrados na região centro-leste e centro-norte. Afinal, que as rochas supracrustais pouco afloram e podem ocorrer em toda a área, mas se concentram fortemente na metade oeste da mesma. E que em torno do mor-

ro Caraíba predomina coluvião de quartzo rolado cobrindo vasta extensão do canto noroeste da área.

Ao fim de mais algumas observações terá concluído que muitos eventos tectônicos e magmáticos se passaram durante a formação dessa parte da crosta e que a geologia local, embora muito complicada, demonstra uma certa seqüência nesses eventos, tornando possível a reconstituição bastante aproximada da sua história.

No presente trabalho o autor pretendo detalhar o conhecimento sobre a evolução estrutural desta importante parte do Vale do Rio Curaçá, com ênfase no depósito cuprífero da Caraíba.

2.2 - UNIDADES MAIORES DA GEOLOGIA REGIONAL

No mapa da Figura 4 são mostradas as unidades maiores da geologia regional da parte centro-norte do craton do São Francisco, Estado da Bahia.

O vale do Curaçá constitui-se em terreno de alto grau metamórfico, polideformado, de idade supostamente Arqueana a Proterozóica Inferior, como movimentação tectônica até os tempos Transamazônicos, formando um cinturão alongado na direção norte-sul, estendendo-se provavelmente desde a região a sul de Riacho Seco, nas margens do rio São Francisco, a norte, até o sul da serra de Itiúba, passando através de toda sua vertente oeste.

Pelo conhecimento da geologia regional (Figueiredo, 1980; Inda e Barbosa, 1978; Mascarenhas et alii, 1975; Couto et alii, 1976; Seixas et alii, 1980, etc.) os metasedimentos do vale do Curaçá podem ser especulativamente correlacionados aos do Grupo Jacobina Inferior (Griffon, 1967) de modo que o contexto geológico do vale do Curaçá pode ser entendido como uma faixa de orientação meridiana entre os sienitos de Itiúba e quartzitos da Serra de Jacobina.

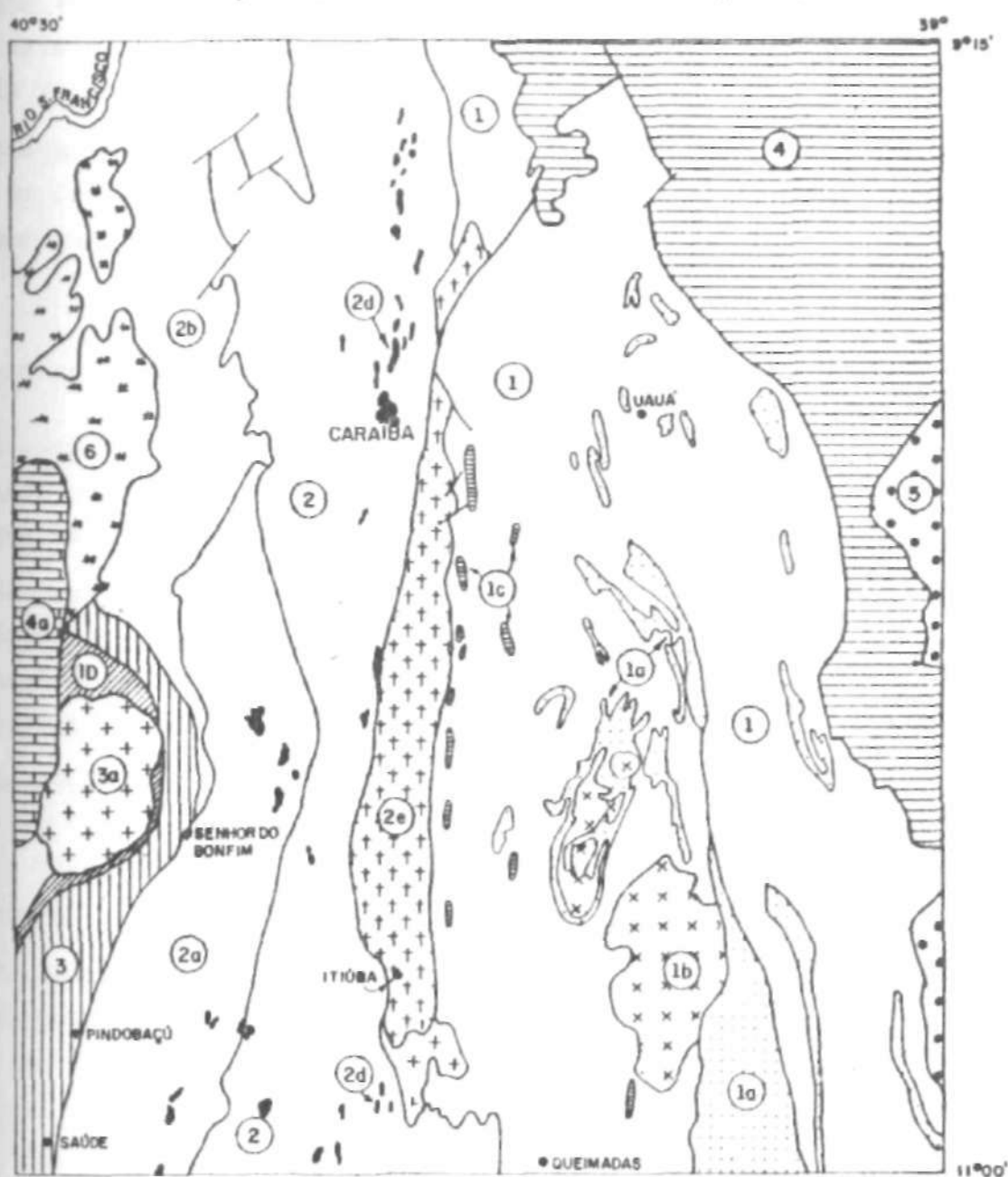
Essa faixa se prolonga para sul-sudoeste da serra de Itiúba e é possível que possa ter comprimento total não inferior a 300 km, indo até a região de Itaberaba.

Embora evidentemente essas conexões se constituam em hipótese que carece de confirmação, através de um trabalho global especificamente voltado para tal fim, parece razoável admitir-se que a área da Figura 4 é representada por um terreno mais antigo, de ida-

Figura 4 : O VALE DO RIO CURAÇÁ E SEU AMBIENTE
GEOLÓGICO REGIONAL

17

(Simplificado e modificado de Mascarenhas et alii
1975, Inda e Barbosa 1978 e Seixas et alii, 1980)

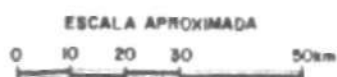


CONVENÇÕES

① **ARQUEANO**: GNAISSES E MIGMATITOS COM ENCLAVES DE SUPRACRUSTAIS E TERRENOS / GREENSTONE BELTS (1a), GRANITOS ASSOCIADOS (1b) E CORPOS ULTRABÁSICOS CROMITÍFEROS DE MEDRADO (1c), (1d) -ULTRAMÁFICA CROMITÍFERA DE CAMPO FORMOSO. - ②, (2a), (2b) **ARQ./PROTER. INFERIOR**: GNAISSES TONALÍTICOS, MIGMATITOS, GRANULITOS, E SUPRACRUSTAIS, INDIFERENCIADOS, COM CORPOS BÁSICOS/ULTRABÁSICOS MINERALIZADOS A Cu(Ni) DO CURAÇÁ (2d); (2e) SIENITO ITIÚBA.

- ③ **PROTEROZÓICO INFERIOR**: GRUPO JACOBINA. (3a) GRANITO DE CAMPO FORMOSO. - ④ **PROTEROZÓICO SUPERIOR**: GRUPO CANUDOS E (4a) GRUPO BAMBUÍ.

⑤ **MESOZÓICO**: BACIA SEDIMENTAR DO RECÔNCAVO. ⑥ **QUATERNÁRIO**: CALCÁREO/CAATINGA.



1 / 1 500.000

de Arqueana, contendo faixas de rochas formadas ou retrabalhadas no Proterozóico Inferior (Transamazônico) e coberta por sedimentos plataformais (Grupo Jacobina Superior, Proterozóico Inferior) e sedimentos mais recentes do Grupo Canudos (Proterozóico Superior) e da bacia de Tucano, Paleozóica/Mesozóica.

Assim, as unidades maiores da geologia regional onde se situa o vale do Curaçá e a mina Caraíba, de oeste para leste (Figura 4) podem ser sumarizadas como nos tópicos seguintes.

2.2.1 - Grupo Jacobina

A serra de Jacobina propriamente dita é constituída por metasedimentos de origem clástica, representados por metaconglomerados e ortoquartzitos com marcas de ondas e estratificação cruzada.

Na base dos conglomerados estão encerrados os depósitos auríferos de Canavieiras e outras tantas ocorrências de ouro ao longo da extensão norte-sul da serra, em ambiente geneticamente correlato ao Witwatersrand, na África do Sul.

Sobrepõem-se uma seqüência vulcano-clástica representada por quartzitos feldspáticos, filitos e xistos aluminosos, ocupando a vertente leste da serra. O conjunto todo encerra ainda corpos anfíbolíticos e 'sills' e diques de serpentinitos.

Praticamente toda a serra tem direção geral norte-sul e mergulho acentuado das camadas para este, como variações locais por efeitos de falhamentos, intrusões graníticas ou mesmo possíveis dobramentos.

A leste da grande muralha da serra, em região de topografia bem mais baixa e relativamente aplainada, ocorrem os metasedimentos que constituem o chamado Grupo Jacobina Inferior (Griffon, 1967) e que foram englobados como Complexo Metamórfico-Migmatítico do Proterozóico Inferior por Mascarenhas et alii (1975).

No mapa modificado da Figura 4 o conjunto está englobado em 2a, o qual faz conexão a norte com as rochas Tanque Novo do vale do Curaçá.

O Grupo Jacobina Inferior pode ser dividido em duas suites lito definidas por:

- a) uma seqüência de caráter supracrustal metamorfisada e r a alto grau: migmatitos (diatexitos e metatexitos) com níveis individualizados de quartzo-xistos, quartzitos, filitos, itabiritos, leptinitos, gnaisses quartzo-feldspáticos, rochas calco-silicatadas e contendo intrusões de rochas básicas/ultrabásicas também metamorfisadas, incluindo piroxenitos, serpentinitos e anfibolitos, alguns deles com ocorrências de sulfetos;
- b) metatexitos e gnaisses com biotita e hornblenda, com estruturas nebulíticas e estromatíticas, exibindo núcleos de granulitos e algumas intercalações de anfibolitos, quartzitos e rocha calco-silicatadas. Ocupa a porção a oeste da serra de Itiúba (2) tendo também orientação geral norte-sul.

O Grupo Jacobina Inferior como um todo carece de trabalho de geologia estrutural, à luz da moderna técnica de análise estrutural, que permita estabelecer a cronoestratigrafia relativa entre as unidades dentro das seqüências litológicas descritas, como tem sido feito para o vale do Curaçá (Jardim de Sá et alii, 1982).

Ainda assim é razoável admitir-se como hipótese que a seqüência supracrustal (a) é correlata de Tanque Novo e que a seqüência descrita em (b) pode corresponder, após um trabalho de detalhamento, ao que Lindenmayer (1980 a,b) chamou de Domínios I e III e ao que Jardim de Sá et alii (1982) individualizou como terrenos de domínios de intrusões $G_1 + G_2$. e de intrusões G_3 representadas por gnaisses graníticos e augen gnaisses.

2.2.2 - Blocos Arqueanos e 'Greenstone Belts' Associados

Tanto os terrenos mais distanciados de Caraíba a leste da Serra de Itiúba, como alguns pontos a sul da serra de Jacobina, apresentam idades Rb-Sr arqueanas (Mascarenhas, 1984) especialmente todo o bloco que se estende de Uauá até Cansanção, Queimadas e dirigindo-se até Serrinha, mais a sul.

Essa região engloba ainda o 'greenstone belt' do Itapicuru (Mascarenhas, 1979) e o Grupo Uauá-Capim, vulcano-sedimentar, além de outras ocorrências semelhantes (1ª na Figura 4). Encerra também os muitos corpos serpentiniticos mineralizados em cromo (Pedrinhas, Medrado, Ipueiras, etc.) representados por (1c) na Figura 4.

Regionalmente a unidade 1 do mapa da Figura 4 compreende principalmente rochas de alto grau metamórfico: gnaisses de composição granodiorítica/granítica e migmatitos heterogêneos (metatexitos) com lentes de quartzitos associadas. Núcleos de migmatitos mais homogêneas (diatexitos) ocorrem localizados.

O conjunto encerra ainda seqüências supracrustais (calco-silicatadas, formação ferrífera, etc.) em trechos localizados, como na região do Serrote São Gonçalo, não destacadas na Figura 4.

Intrudem o conjunto, mas especialmente relacionados aos terrenos vulcano-sedimentares, corpos granitóides tonalíticos e granodioríticos, destacando-se o corpo de Nordestina (1b) na figura 4.

O gnaisse do domo do Ambrósio tem idade U-Pb de 2,9 Ga, conforme Teixeira (1984). Gnaisses de alto grau da região de Uauá e tonalitos do Capim apresentam idades Rb-Sr Arqueanas (Brito Neves et alii, 1980; Mascarenhas, 1984).

A sul da Serra de Jacobina, na região de Largo-Mundo Novo (fora da Figura 4), também foi identificada idade Rb-Sr maior que 2.700 G.a. em gnaisses migmatíticos (Mascarenhas, 1984; Brito Neves et alii, 1980).

2.2.3 - Cinturão de Alto Grau do Vale do Curaçá

É constituído por rochas gnáissico-migmatíticas metamorfizadas ao fácies granulito e posteriormente o fácies de graus inferiores (Lindenmayer, 1980; Jardim de Sá et alii, 1982) derivadas de intensa mobilidade tectônica sobre uma seqüência supracrustal, a qual foi intrudida por um enxame de corpos básicos/ultrabásicos potencialmente mineralizados a cobre.

Durante os eventos tectono-metamórficos ocorreram intrusões e corpos granitóides tonalíticos/granodioríticos, nas fases iniciais de espessamento crustal, os quais constituem hoje os ortognaisses G_1 e G_2 de Jardim de Sá et alii (1982) também granulitizados. Nas fases finais do ciclo tectônico o terreno foi invadido por enxame de corpos graníticos de cor vermelha-rósea incluindo o sienito Itiúba denominado 2e na Figura 4.

2.2.4 - COBERTURAS: CANUDOS, RECÔNCAVO, CALCÁRIO CAATINGA

Completando o panorama geológico regional da área da Figura 4 existem ainda conjuntos de sedimentos bem mais jovens que as rochas do Vale do Curaçá.

2.2.4.1 - Grupo Canudos/Vaza-Barris

De idade Proterozóica Superior, esse grupo domina o canto nordeste da área da Figura 4, sendo constituído por espesso pacote de metasedimentos deformados no Ciclo Brasileiro (Inda e Barbosa, 1978) repousando discordantemente sobre o embasamento gnáissico - migmatítico do Arqueano-Proterozóico Inferior.

Litologicamente é constituído, da base para o topo, por metarenitos e filitos, localmente metagrauvas e mármorees que são sucedidos, através de zona de contato arcossiana, por mármorees intercalados com sericita-xistos e filitos. No topo da coluna ocorrem clásticos grosseiros: metagrauvas, metarenitos com intercalações de filitos e metasiltitos (Inda e Barbosa, 1978) .

Na parte norte do Vale do Curaçá o Grupo Canudos ocorre - -brindo o Grupo Caraíba (Barbosa et alii, 1970) sendo representado por calcários metamórficos na base e micaxistos quartzo - feldspáticos no topo (DNPM-CPRM, 1981) .

Na parte oeste da Serra de Jacobina ocorrem os equivalentes metasedimentos do Grupo Bambuí (4a) .

2.2.4.2 - Bacia do Recôncavo

Representada em pequena porção na faixa extremo leste da área da Figura 4, a bacia do Recôncavo é constituída por sedimentos Paleozóicos e Mesozóicos que preencheram o graben aberto no embasamento siálico Pré-Cambriano, quando da fase de rifteamento que deu origem à formação do Oceano Atlântico e a conseqüente separação dos continentes africano e americano do sul, sendo extremamente importante pelos lençóis petrolíferos alí existentes.

Os sedimentos oriundos do preenchimento de súbita depressão aberta no embasamento representam hoje uma seqüência de conglomerata-

dos, arenitos e folhelhos com algumas intercalações de siltitos e raros calcários (Inda e Barbosa, 1978) .

2.2.4.3 - Calcário Caatinga

Originado da desintegração físico-química dos metasedimentos carbonáticos do Grupo Bambuí, a oeste da serra de Jacobina, e depositado a partir das inundações fluviais na planície da região a sul de Juazeiro, o calcário Caatinga é constituído por mistura de sedimentos carbonáticos e material terrígeno, apresentando localmente lentes de mármore (Inda e Barbosa, 1978) de idade quaternária. No mapa da Figura 4 está representado pelo número 6.

2.3 - CARACTERÍSTICAS DO VALE DO CURAÇÁ

O esboço geral, aqui delineado para estabelecer o sítio geológico no qual se encerra a mina Caraíba, é baseado nos trabalhos anteriores publicados por diversos autores mas, tendo em vista o maior grau de atualização, à luz dos conhecimentos atuais de evolução crustal no Arqueano-Proterozóico Inferior, os trabalhos de Lindemayer (1980), Jardim de Sá et alii (1982), Hasui et alii (1982), Gaál (1982) e Paixão de Sá e Reinhard (1984) foram utilizados em maior intensidade, especialmente o de Jardim de Sá et alii (1982) que estabeleceram o empilhamento estratigráfico tentativo que mais se coaduna com a evolução geológica desse tipo de terreno geológico, tendo como base as evidências estruturais.

2.3.1 - Litologias

2.3.1.1 - Seqüência Supracrustal

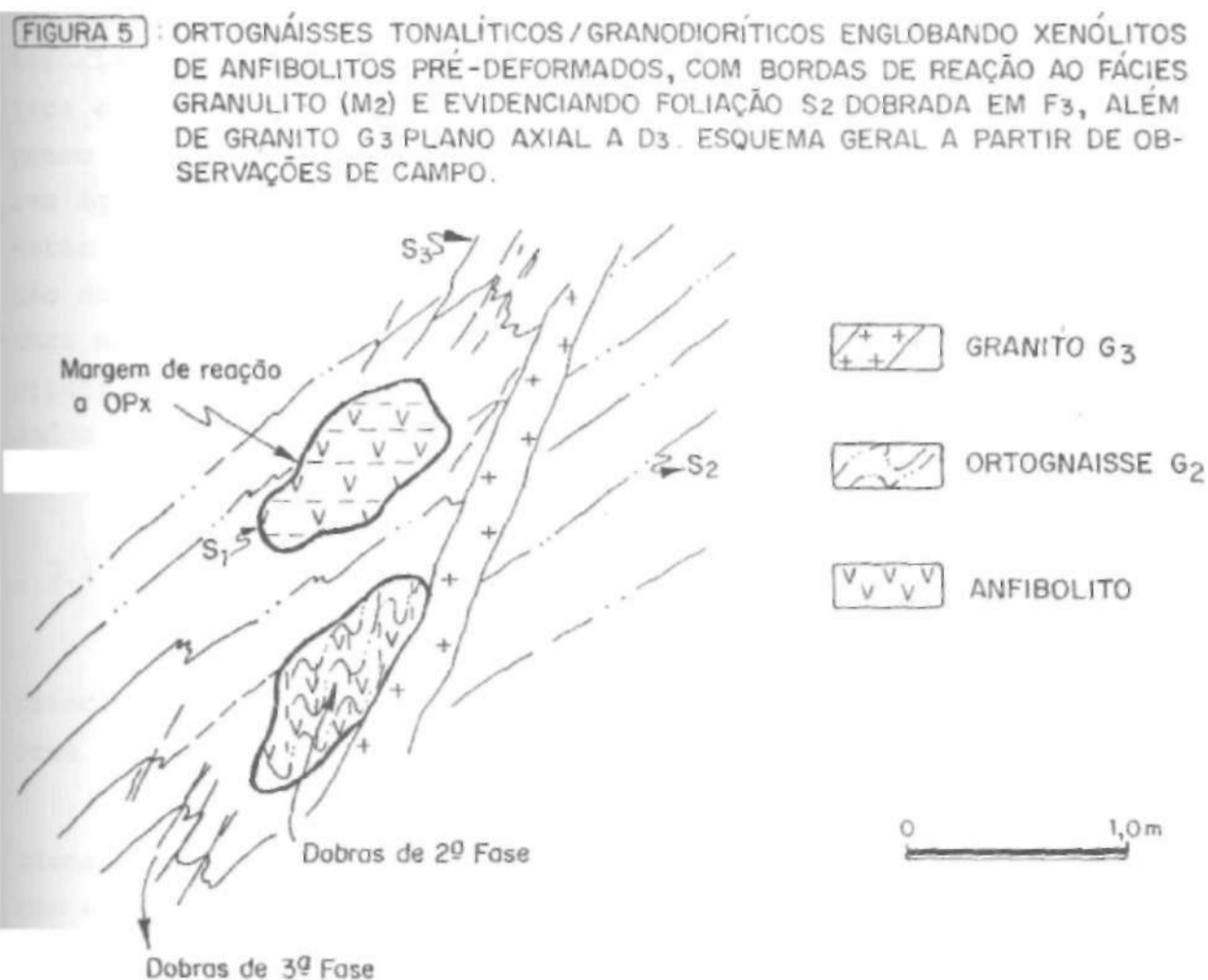
É constituída por gnaisses quartzo-feldspático e leptinitos (granatíferos e/ou grafitosos) gnaisses derivados de sedimentos aluminosos hoje portadores de cordierita, silimanita e granada, lentes de anfibolitos (espessuras variando desde decímetros até decâmetros) , quartzitos, formação ferrífera fácies óxido e rochas calcosilicatadas. Constituem-se nas rochas mais antigas na região, reconhecidas também como xenólitos, algumas vezes pré-deformados, englo-

bados em ortognaisses mais jovens.

O bandejamento metamórfico de escala centimétrica, paralelo aos contatos dos níveis quartzo-feldspáticos, leptinitos e lentes de anfibolitos, é uma característica marcante e é reconhecido como resultado da superposição da 1ª fase de deformação ao acamamento original ($S_1//S_0$).

Os leptinitos são constituídos por quartzo e feldspatos. Os gnaisses quartzo-feldspáticos por quartzo, feldspatos e máficos, em geral biotita, hornblenda e algum hiperstênio. São rochas de cor clara, branca a rosa ou cinza claro. A textura é em geral média, por vezes grosseira.

Os anfibolitos são bandeados, constituídos por hornblenda, plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, biotita e quartzo. Constituem-se em importantes marcadores estruturais, tendo em vista que o bandejamento interno, S_1 , que caracteristicamente encerram é usado como diagnóstico para identificar diferentes gerações de foliação nos ortognaisses G_1 e G_2 que normalmente englobam xenólitos dos anfibolitos (ver Fig. 5).



Os quartzitos e formação ferrífera são lentes e camadas descontínuas, de espessura em geral métrica e são constituídos por quartzo e magnetita.

As rochas calcosilicatadas são basicamente representadas por diopsiditos maciços, de grã média a grosseira, cor cinza verde, estando associadas por vezes com olivina mármores constituídos por olivina, calcita, anidrita, microclínio e flogopita.

Os corpos de calcosilicatadas e formação ferrífera, bem como as lentes de anfibolito, ocorrem em geral como fragmentos rompidos em meio à massa gnáissica quartzo-feldspática, em escala de afloramento e de mapa, como resultado da intensa boudinagem originada sobretudo durante F_1 e F_3 .

As lentes desses corpos, plotadas em mapa, chegam a evidenciar horizontes estratigráficos localizados mas, não sendo contínuos, dado à intensa transposição de camadas, não se prestam para interpretações mais aprofundadas.

Jardim de Sá et alii (1982) descrevem os migmatitos e gnaisses bandados como as litologias mais antigas da área de Poço de Fora, considerando que em muitos locais o bandamento formado por intercalação de níveis félsicos de composição granodiorítica/tonalítica com níveis dioríticos, gabróticos ou anfibolíticos é muito espesso para ter sido originado por diferenciação metamórfica. Sugerem aqueles autores que os diferentes níveis em alguns casos podem estar representando uma feição primária, ocasionada pela intercalação de níveis de grauvacas/basalto ou dacitos/basaltos ou ainda rochas máficas com lâminas granitóides intercaladas durante a primeira de deformação. E que essa observação está em acordo com os dados geoquímicos de Figueiredo (1980).

2.3.1.2 - Intrusivas Básicas/Ultrabásicas Mineralizadas

São corpos de rochas pretas a verde escuras, de três tipos principais: compostos por piroxenitos e noritos, por noritos e gabros e por corpos gabróticos.

As mineralizações de cobre principais estão fortemente relacionadas aos corpos piroxeníticos, como é o caso de Caraíba, Surubim e outros. Os corpos de composição norítica-gabróticos são estes.

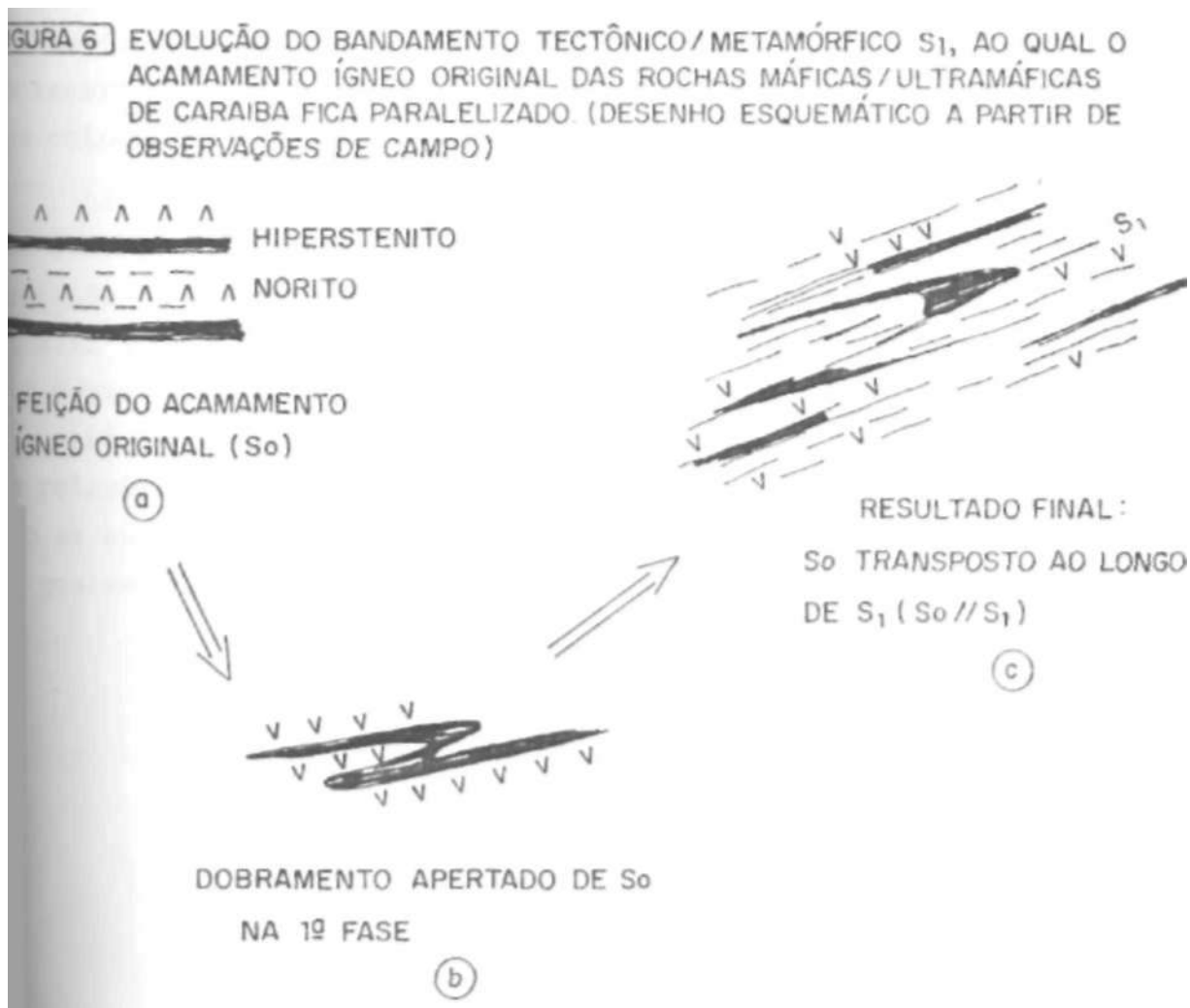
Ocorrem como corpos tabulares intercalados na foliação geral $S_0//S_1$ das rochas gnáissicas, estirados no sentido norte-sul, embora alguns ocorram em forma amebóide e formas sigmoidais, como o caso Caraíba, evidenciando terem sofrido dobramentos superpostos.

São corpos diferenciados com relictos de acamamento ígneo original e apresentam bandamento interno, por vezes bem marcado pela orientação plano-paralela dos cristais de plagioclásio e máficos, bandamento este que é dobrado pelas fases posteriores o que evidencia terem os corpos se intrudido pré-tectonicamente.

Há ainda um bandamento formado por intercalações de níveis de piroxenitos e de norito, formando a rocha chamada melanorito, na qual se pode observar o rígido controle litológico da mineralização, com os sulfetos de cobre fortemente associados aos níveis piroxeníticos e mais fracamente aos noríticos.

Os níveis são centimétricos a métricos, quase sempre descontínuos e irregulares, mas por vezes o bandamento tem constância e continuidade, ocasião em que pode sugerir bandamento ígneo original, como descrito por Mandetta (1982) e Lindenmayer (1982).

Na Figura 6 a seguir é ilustrado processo tectônico de obliteração da feição ígnea original e formação do bandamento tãomum nos melanoritos de Caraíba (ver também Figura 14b).



O bandamento assim descrito pode ser diagnosticado por vezes em escala de bancada de lavra (15 metros de altura) e 6 feição fundamental para definição e mapeamento da estruturação interna do corpo mineralizado. Quando não visível no local, por ação da poeira da lavra, o uso de um pouco de água é muito útil para realçar afeição.

Normalmente o contato dos corpos máficos/ultramáficos com as encaixantes é brusco, algumas vezes marcado por zona de biotitito. Localmente, a nível do detalhe de lavra, aparecem feições de graduação, por tectonismo, como se verá adiante na geologia da mina.

A mineralização disseminada é basicamente de calcopirita e bornita, quase sempre equivalendo-se em percentual.

Os corpos máficos/ultramáficos raramente afloram. Normalmente se denunciam pelo solo cinza escuro e preto, argiloso (massapê) ou por 'boulders' decimétricos e submétricos desagregados dos corpos originais. O mapeamento desses blocos permite reconstituir com boa aproximação a forma dos corpos.

O corpo de Terra do Sal, cerca de 30 km a norte da Caraíba, é um dos poucos que se apresenta aflorante e nele Archanjo (1981) (In Jardim de Sá et alii, 1982) descreveu zonação macroscópica hiperstenito-gabronorito-gabro, em escala de afloramento, semelhante às zonações de Mandetta (1982) para a Caraíba, tratando-se pois de feição ígnea original, a qual por estar com 'facing' estratigráfico invertido sugere que o corpo foi tectonicamente invertido após sua colocação e antes da fase F_3 .

Lindenmayer (1980a) chama atenção para as lentes gabróicas que ocorrem encaixadas quase sempre nos ortognaisses tonalíticos, tentando fazer paralelo com os diques básicos descritos por Coward et alii (1970), Watson (1973) e Francis (1973) na Escócia e Groelândia e que foram usados como marcadores estratigráficos. Tal relação não está bem definida no Vale do Curaçá, no entanto. Ao contrário, as relações de campo indicam que as rochas mais antigas no Curaçá são as supracrustais (Jardim de Sá et alii, 1982; Gaál, 1982) e não os gnaisses tonalíticos como admite aquela autora.

2.3.1.3 - Gnaisses Migmatizados

Em geral são rochas de aspecto bandado grosseiro, onde se destacam os níveis básicos (anfíbolíticos, noríticos, principalmente os primeiros) entremeados pelos mobilizados neossomáticos félsicos constituídos por microclínio, quartzo, plagioclásio, granada.

Pelas relações de campo, essa magmatização mais acentuada se processou nas primeiras fases de deformação, de regime tectônico horizontalizante, uma vez que xenólitos dos migmatitos são encontrados deformados (S1) e englobados nos ortognaisses G₁ e G₂, os quais por sua vez apresentam-se foliados e deformados em eventos posteriores, fato também descrito por Jardim de Sá et alii (1982).

Lindenmayer (1980a) estabeleceu que a migmatização se deu no fácies anfíbolito alto, a partir da constatação das paragêneses típicas microclínio-quartzo-biotita-plagioclásio e microclínio-ortoclásio-quartzo-biotita-hiperstênio-plagioclásio.

2.3.1.4 - Ortognaisses

De composição tonalítica/granodiorítica, tais rochas afloram em grandes lajes e fazem parte do Domínio I de Lindenmayer (1980a, b) o qual estaria em posição basal na estratigrafia local. Posteriormente, Jardim de Sá et alii (1982) mostraram que essas rochas são intrusivas em rochas supracrustais e gnaisses bandados, bem como nos corpos máfico/ultramáficos, sendo portanto granitóides relacionados com as fases subseqüentes de deformação, nomeando-as G1 e G2 de acordo com a fase de deformação em que teriam se intrudido.

Essa linha de raciocínio permitiu aos mesmos autores estabelecer a estratigrafia relativa das litologias do Vale do Curaçá e que já foi aqui discutida.

São rochas de cor cinza clara a cinza amarelada, com bandeamento metamórfico milimétrico a centimétrico que pode ser contínuo em escala métrica. Em alguns locais o bandeamento é difuso. Composicionalmente tratam-se de gnaisses a biotita-hornblenda, biotita-clinopiroxênio e biotita-hiperstênio.

Em muitos afloramentos os ortognaisses exibem nítido caráter porfirítico (cristais de plagioclásio) que denunciam juntamente com outras relações de campo, a origem intrusiva dessas rochas. Os

megacristais ocorrem deformados (achatados e alongados) contribuindo, juntamente com a diferenciação de bandas máficas-félsicas, para imprimir foliação à rocha, a qual foi dobrada em fases posteriores de deformação.

É o que se evidencia claramente nos afloramentos dos ortognaisses G_1 e G_2 do norte da área do presente estudo, em especial no afloramento do aeroporto, conforme documentado nas fotos 3, 4, 5 e 7, afloramento este considerado chave na área aqui relatada.

Os ortognaisses são muito importantes também por permitirem estabelecer a seqüência de eventos metamórficos impressos nos afloramentos. Comumente englobam xenólitos de anfibolitos e, gnaisses bandados pré-deformados nos corpos G_2 , bem como lentes (diques?) garróicas (Lindenmayer, 1980 a, b).

Tais corpos máficos costumam apresentar bordas centimétricas ricas em ortopiroxênio, que circunda os fragmentos e boudins gerados pelo estiramento durante o dobramento, enquanto o centro dos mesmos é rico em hornblenda. Tal relação, ilustrada na Figura 5, é diagnóstica de um metamorfismo granulítico superimposto a um metamorfismo prévio anfibolito alto, o que foi estabelecido por Jardim de Sá et alii (1982).

2.3.1.5 - Corpos Graníticos

Os corpos intrusivos de composição granítica propriamente dita ocorrem dispersos por todo o vale, cortando as rochas e estruturas anteriores e estando associados à fase regional de dobramentos verticalizantes, sendo sintectônicos à mesma, colocados em posição plano-axial às dobras. São corpos alongados N-S, fortemente foliados.

Essa fase de granitização, em geral muito rica em potássio, ao que tudo indica pelos dados geocronológicos da literatura, se deu no Transamazônico e foi a última regionalmente importante como evento que contribuiu marcadamente para a construção da crosta no Vale do Curaçá. O sienito Itiúba é crono-correlato a esses corpos.

A família é representada por rochas de composição quartzo e monzo-dioritos (plagioclásio, microclínio, quartzo, biotita, hornblenda, apatita e zircão), granodioritos (microclínio, ortoclásio, quartzo, plagioclásio, biotita, além de apatita e zircão) e grani-

tos potássicos de cor vermelha-rósea (microclínio, ortoclásio, plagioclásio, quartzo, biotita, magnetita, apatita e zircão).

É granodiorítica a composição do grande e alongado corpo de augen gnaisse intrusivo, situado a leste/sudeste da área do presente estudo (Lindenmayer, 1980a).

A parte leste da área em foco neste trabalho é dominada por corpos intrusivos de cor branca leitosa, igualmente plano-axiais à mesma fase dos granitos róseos, sendo mais antigos em relação a estes últimos e correspondem ao que Lindenmayer (1980) mapeou como leptinitos, pela sua composição e característica cor branca, mas essas rochas guardam nítida relação intrusiva com as demais que lhes precederam na história da região.

Cortando todas as litologias anteriores existem ainda os diques pegmatóides grosseiros ácidos provavelmente relacionados a fases de deformação rúptil tardias ao ciclo tectono-magmático principal.

Por último, correspondendo a processos de reativação durante o Mesozóico, ocorrem os corpos de diabásio em diques estreitos e alongados colocados ao longo do sistema nordeste preferencial de fraturamento. Tais diques ocorrem em todo o Vale do Curaçá.

2.3.2 - Metamorfismo

Há unanimidade entre os autores quanto à natureza granulítica dos terrenos do Vale do Curaçá mas, do ponto de vista regional, cobrindo todo o vale e relacionando o metamorfismo com a deformação conjugada, ainda está para ser feito trabalho geológico que trate do assunto.

Lindenmayer (1980 a,b) e Jardim de Sá et alii (1982) foram os que mais profundamente falaram sobre o assunto, se bem que o trabalhos últimos relaciona bem as fases de metamorfismo e deformação, embora em área restrita do vale como um todo.

Dos conhecimentos atuais, o terreno do Vale do Curaçá começou a ser deformado já em fácies anfíbolito alto durante a primeira fase do regime horizontalizante do espessamento *c r u s t a l*, sendo em seguida submetido a metamorfismo granulítico durante a segunda fase a partir da qual a pilha de rochas já era bem mais espessa.

Após o empilhamento sobreveio o dobramento que verticalizou as litologias e a ele o metamorfismo associado é nitidamente do fácies anfíbolito alto, podendo mesmo atingir localmente o fácies granulito.

Os eventos tardios de tectônica rúptil ou mesmo dobramentos bem abertos estão associados a fácies xisto-verde e até mais baixo (Jardim de Sá et alii, 1982).

A dúvida ainda existente é quanto ao metamorfismo M1 (associado à deformação D1): se anfíbolítico ou se granulítico. No entanto, alguns fatos podem ser arrolados como favoráveis ao metamorfismo anfíbolítico na primeira fase.

Lindenmayer (1980a) estudou exaustivamente as paragêneses das diferentes litologias e concluiu que:

- a) as rochas calcossilicatadas têm paragêneses que tanto podem pertencer ao fácies anfíbolito como granulito? que as demais rochas supracrustais têm paragêneses iniciais granulíticas;
- b) os gnaisses migmatíticos se formaram sob condições anfíbolito alto, posteriormente foram submetidos ao fácies granulito e retro-metamorfisados ao fácies anfíbolito, a partir de reações de substituição do hiperstênio pela biotita; e
- c) as rochas do que ela chamou Domínio I, supostamente basal, foram formadas sob condições granulíticas, a partir das paragêneses, com
 - quartzo, plagioclásio, hiperstênio, biotita
 - microclínio, quartzo, plagioclásio, hiperstênio, biotita
 - clinopiroxênio, biotita, plagioclásio, quartzo, microclínio
 - clino, ortopiroxênio, biotita, plagioclásio, quartzo, microclínio.
 - clinopiroxênio, hornblenda (verde amarronzada), biotita, plagioclásio, quartzo, microclínio.

Atualmente, a partir do trabalho de Jardim de Sá et alii (1982), é sabido que os migmatitos se formaram nas fases D₁ e D₂ e que os gnaisses que Lindenmayer (1980a) englobou no Domínio I são na verdade ortognaisses intrusivos na seqüência supracrustal migmatizada. Os equivalentes ortognaisses G₁ e G₂ de Jardim de Sá et alii (1982)

são rochas que, pelo seu tempo de colocação sin-F1 ou pós-F1 foram portanto submetidas ao metamorfismo M2, de fácies granulito.

Jardim de Sá et alii (1982) descreveram os xenólitos de corpos básicos, com núcleo anfibolítico e borda de reação centimétrica rica em hiperstênio, englobados em tonalitos com hiperstênio (G₂) mostrando tratar-se de uma reação de desidratação sobre uma rocha anterior de fácies anfibolito.

Além do mais aqueles autores identificaram restritos de biotita e hornblenda prévias inclusos em cristais de hiperstênio formados no evento D₂.

Do presente trabalho foram obtidos alguns resultados na região envoltória na mina Caraíba que confirmam a seqüência proposta para M1 e M2, conforme se verá adiante.

De qualquer sorte, aqueles autores admitem que o metamorfismo M2 não alcançou localmente o fácies granulito, como na região de Suçuarana, a sul da área da Caraíba.

Sumarizando, o terreno do Vale do Curaçá esteve submetido a severas condições de temperatura e pressão (Figueiredo (1980) estabeleceu temperaturas da ordem de 800° e pressões da ordem de 3 a 4 kb) partindo de um metamorfismo inicial anfibolito alto e gradando progressivamente para o fácies granulito durante a 2ª fase de deformação. Em seguida, durante a 3ª fase, houve a retromorfose ao grau anfibolito alto, mas que localmente pode ainda ter coexistido com o fácies granulito, como se mostra no presente trabalho, mais adiante.

Os eventos deformacionais tardios à 3ª fase continuaram se dando em regime retrogressivo e o metamorfismo chegou ao fácies xisto-verde (Lindenmayer, 1980 e Jardim de Sá et alii 1982) e mesmo ao fácies prehnita-pumpelita (Jardim de Sá et alii, 1982).

Esse tipo de evolução metamórfica é típica dos terrenos de alto grau do Arqueano/Proterozóico Inferior e o fato do pico do metamorfismo ter sido atingido antes da fase tectônica de dobramentos verticais, ainda nas fases de tectônica horizontal, foi também postulado para a evolução do 'Shaw Batholith', no 'Pilbara block', oeste da Austrália (Bettenay et alii, 1981).

Também para os terrenos de alto grau da Groelândia ficou estabelecido que o metamorfismo M1 foi anfibolítico e que M2 foi gra-

nulítico e essa seqüência foi explicada por Bridgewater et alii (1974) em função de que durante a primeira fase de deformação, de regime horizontalizante, a intrusão de corpos granitóides e a temperatura desses corpos conduziu o metamorfismo ao fácies anfibolito na presença de muitos fluidos. Com a fase seguinte houve considerável espessamento crustal e, estando a pilha litológica submetida a altas temperaturas por tempo considerável, sofreu desidratação gradativa, atingindo-se o fácies granulito.

2.3.3 - Estruturas

Apesar da necessidade de realização de um mapeamento geo-estrutural profundo, abrangendo toda a região das litologias (2), (2a) e (2b) da Figura 4, é possível descrever-se a estrutura do Vale do Curaçá a partir das fases abaixo:

Fase 1 - Representada pela deformação das rochas supracrustais, lentes anfibolíticas, corpos máfico/ultramáficos intrusivos, tendo-lhes imprimido bandejamento metamórfico. Admite-se que resultou em dobramentos isoclinais muito apertados, recumbentes, com intensa transposição de flancos, em regime de tectônica de empurrões de muito baixo ângulo. Suposto eixo N-S ou submeridiano. Metamorfismo anfibolítico, intensa migmatização associada e intrusão de corpos tonalíticos, os quais se transformaram posteriormente ortognaisses G_1 .

Fase 2 - Dobras isoclinais apertadas, de caráter invertido a recumbente, cujos eixos foram N-S (alguns autores) ou E-W (outros) associadas a metamorfismo de fácies granulito que criou as auréolas de reação com ortopiroxênio em torno dos xenólitos anfibolíticos englobados nos ortognaisses. Intrusões de corpos granitóides tonalíticos/granodioríticos G_2 . Representa o 2º estágio de espessamento crustal.

Fase 3 - Correspondente à fase regional de verticalização das foliações horizontalizadas, através de dobramentos apertados a suaves, com planos axiais subverticalizados e forte xistossidade plano-axial penetrativa em todo o Vale, com atitude próxima de N-S e mergulho acentuado (70° a 80°) para

oeste. As dobras D_3 variam de amplitude métrica a quilométrica. Os eixos têm caimento para sul na região de Surubim-Caraíba-Suçuarana, apresentando caimento para norte na região de Barro Vermelho e daí para norte, correspondendo ao duplo caimento diagnosticado regionalmente pela CPRM (Delgado e Souza, 1976, 1977) quando se estabeleceu o denominado anticlinório do Curaçá. A deformação foi acompanhada por intensa colocação de corpos graníticos potássicos, inclusive sienito Itiúba. O metamorfismo associado foi regionalmente anfíbolito mas atingiu, em certos locais, o grau anfíbolito alto/granulito como na região de Riacho da Vaca (Jardim de Sá et alii, 1982), e em Caraíba, conforme discutido no presente capítulo.

Na região de Surubim/Terra do Sal, ao longo da BR-265, bem como dentre as rochas supracrustais migmatizadas, as dobras D_3 apresentam-se bem abertas a suaves, como resultado da resposta mais rúptil do pacote menos rico em fluidos metamórficos, estando a xistosidade plano-axial representada por clivagem de fratura (Hasui et alii, 1982).

Fase 4 - Já na fase de franco soerguimento do terreno foram imprimidas dobras D_4 , bem abertas, de amplitude da ordem de 1 a 10 metros, em especial na região de Surubim/Poço de Fora, com eixos $N70^\circ W$ horizontalizados e planos axiais subverticalizados.

Característico naquela região é o padrão de interferência domos e bacias (tipo 1 de Ramsay, (1967)) resultante de superposição das dobras D_4 às D_3 nas rochas supracrustais. S_4 é clivagem de fratura não penetrativa regionalmente. A deformação se deu associada ao fácies metamórfico xisto verde a prehnita-pumpelita (Jardim de Sá et alii, 1982).

Fase 5 - Representada pela tectônica rígida que originou falhamentos e fraturamentos em dois sistemas, preferencialmente NW. O sistema NE foi reativado durante o Mesozóico e deu-se a colocação dos corpos de diabásio que cortam todas as litologias anteriores.

O perfil apresentado na Figura 7, modificado de Paixão de Sá

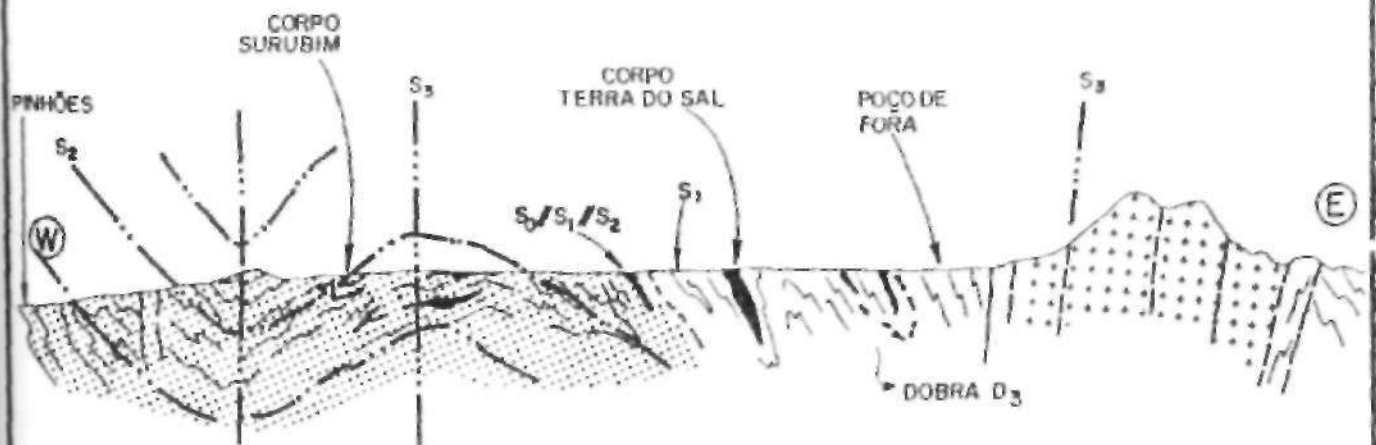
e Reinhardt (1984) ilustra a estrutura no perfil da BR-235, que liga Uauá a Juazeiro de este para oeste (ver Fig. 1).

O antiforme da Fase 3 da Figura 7 (região do corpo Surubim) corresponde ao mesmo antiforme em cujo flanco oeste se encaixa a mina Caraíba e faz parte do nomeado anticlinório Curaçá (Delgado e Souza, 1984). Gaál (1982) interpretou a variação regional do caimentados eixos de D_3 , regionalmente, e a Figura 8 ilustra essa variação, dando idéia de um perfil esquemático norte-sul representando tão somente as linhas estruturais da 3ª fase de deformação.

FIGURA-7

PERFIL LITO-ESTRUTURAL ESQUEMATICO AO LONGO DA BR-235 ENTRE POÇO DE FORA E PINHÕES. VALE DO CURAÇA-BA. (Modificado de Palção de Sá e Reinhardt, 1984)

35



-  SIENITO ITIUBA
-  ORTOGNAÍSSES (SEQ. INFRACRUSTAL)
-  MÁFICAS / ULTRAMÁFICAS
-  SEQÜÊNCIA SUPRACRUSTAL

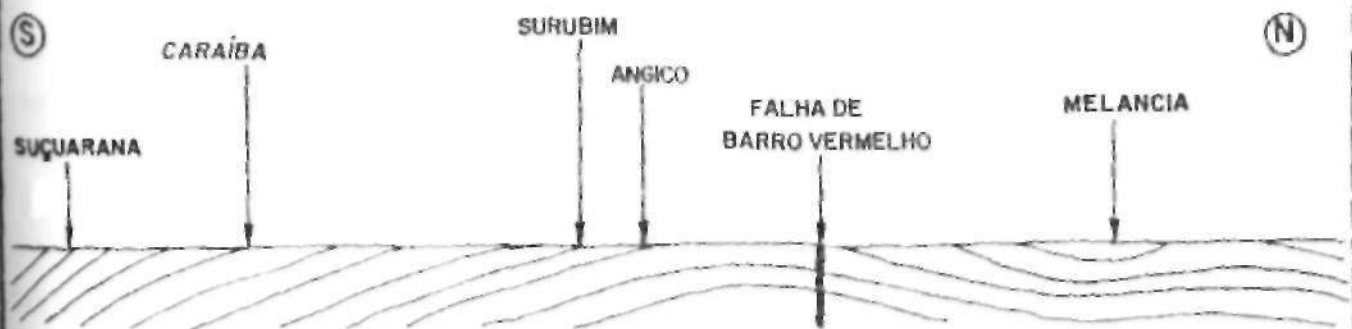


FIGURA-8

PERFIL LONGITUDINAL ESTRUTURAL AO LONGO DO VALE DO CURAÇA MOSTRANDO O CAIMENTO DOS EIXOS DA 3ª FASE DE / DOBRAMENTOS (Anticlinório Curuçá) (Segundo Delgado e Souza, 1976/77 e Gáal, 1982)



3. GEOLOGIA DO DEPÓSITO CARAÍBA E ARREDORES

3.1 - LITOLOGIAS

Nas Figuras 9 e 10 (ver encarte anexo) são apresentados respectivamente os mapas geoestruturais dos arredores da mina e da cava a céu aberto em Caraíba, com o resultado dos mapeamentos de campo realizados pelo autor.

3.1.1 - Sequência Supracrustal

As rochas mais antigas do vale ocorrem na área em questão (Fig. 9) ocupando toda a sua metade oeste, embora afloramentos das mesmas ocorram isolados em leitos de drenagens e escavações localizadas na porção este da área.

A sequência é constituída pelos tipos litológicos já descritos anteriormente neste trabalho: gnaisses quartzo-feldspático com lentes intercaladas de anfibolitos, leptinitos, rochas calcosilicatadas, formação ferrífera bandada (muito rara na área) e seus termos derivados, os migmatitos e gnaisses bandados.

Estão quase sempre alteradas e sua área de ocorrência se caracteriza por extenso peneplano coberto por blocos decimétricos rolados de gnaisses quartzo-feldspático, anfibolitos, por vezes de calcosilicatadas.

Na mina propriamente dita essas rochas ocupam a porção meio-oeste, por toda a parede oeste do banco 440, onde exibem bandamento composicional bem definido e contínuo, formado pelas intercalações de leitos de espessura decimétrica a métrica de quartzo feldspático, raros leptinitos e quartzitos com níveis de anfibolitos alterados. Níveis de calcosilicatada muito alteradas, de espessura métrica, ocorrem localizadamente no canto noroeste do banco 440.

Nos perfis da parte sul e sudoeste das bancadas 440 e 425 (Fig. 10) podem ser identificados boudins de calcosilicatada em meio ao biotita-gnaisses bandado, evidenciando serem aquelas rochas pertencentes à sequência supracrustal.

As rochas calcosilicatadas são de importância especial por estarem em íntima relação de contato com o corpo mineralizado. São constituídas por diopsiditos e olivina mármores à base de diopsí-

dio, plagioclásio, olivina, calcita, anidrita, microclínio, flogopita, hornblenda, quartzo e esfeno, principalmente. Pirrotita é sulfeto comumente associado, fracamente disseminado.

Ocorrem aflorando na parte norte do depósito (alvo R-22, pertencente à DOCEGEO) tendo sido mapeadas através de trincheiras e furos de sonda e por alguns afloramentos de superfície, pela equipe DOCEGEO, dobradas em sinforme D₃ com caimento para sul (ver mapa da Fig. 9 no encarte).

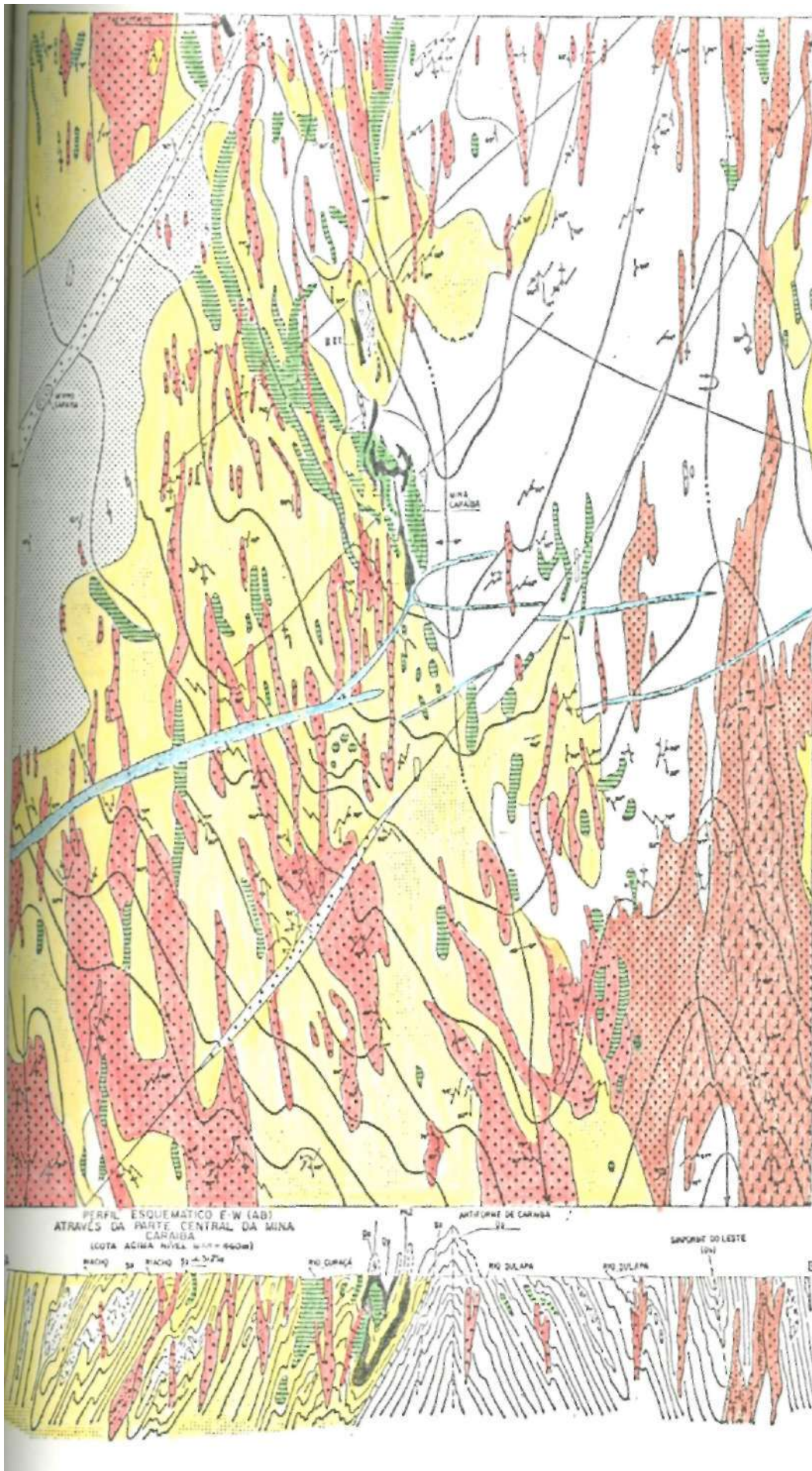
Na mina Caraíba essas rochas praticamente não afloram na superfície ou nas primeiras bancadas, além dos pontos já descritos, mas formam em profundidade um extenso pacote que se põe em contato rígido com o corpo mineralizado, tanto na base como no topo deste, sugerindo que a intrusão mineralizada se deu invadindo a unidade, calcosilicatada, ao menos na porção centro-norte da jazida (conexão com R-22).

Na região de contato com o corpo mineralizado as calcosilicatadas costumam estar mineralizadas a calcopirita (mais raramente a bornita) tanto na forma disseminada grosseira como através de fraturas ou transposições preenchidas por sulfetos, em filmes centimétricos, o que indica mobilização dos sulfetos metálicos, a partir da zona mineralizada original para as calcosilicatadas.

Em alguns afloramentos de rocha pouco alterada a sequência supracrustal é representada por níveis, blocos ou boudins de anfíbolo (maior parte) ou calcosilicatadas (minoría) fazendo parte do paleossoma de migmatitos ou também de gnaisses bandados. Conforme se ilustra na foto nº 8, é comum que os termos litológicos mais competentes ocorram boudinados e essa boudinagem se deu preferencialmente nas fases 1 e 3 de deformação regional. A foto nº 8 ilustra tipo característico de estrutura 'pinch and swell'.

Os afloramentos de rochas migmatíticas ocorrem por toda a área, em lajes de dimensões decamétricas, mas se concentram mais no bordo este, onde ainda assim são esparsos, razão pela qual foram englobados na sequência de ortognaisses.

Somente com os dados de campo obtidos nos afloramentos das rochas supracrustais e correlatas, pela sua relativa escassez, não seria possível obter-se os resultados apresentados nos mapas das Figuras 9 e 10.



LITOLOGIAS E SEQUÊNCIA DE EVENTOS

- COBERTURA QUATERNÁRIA
- ZONAS DE FALHA
- DABASO
- GRANITOS G30 (SIN-TECTÔNICOS A F3)
- GRANITOS G36 (SIN-TECTÔNICOS A F3)
- GRANITOS G38 (SIN-TECTÔNICOS A F3)
- GRANITOS G3A CLEDO A SIN-TECTÔNICOS A F3
- GNAISSES MIGMATITICOS E ORTOGNAISSSES (S1 F1)
- PIRÓXENOS E MORTOS DE MINERALIZAÇÕES
- CORPO INTRUSIVOS MÁFICOS/ULTRÁMÁFICOS
- DESEMISSÃO BANGASA VIA CANAL SEDIMENTAR

SÍMBOLOS ESTRUTURAIS

- FALHAS E FRATURAS
- FOLIAÇÃO S1/F2
- FOLIAÇÃO S2
- EDO D3/LINHAÇÕES L3
- ANTIFORME D3 COM SENTIDO DE CAMBIO DO EMO E MURALHO DOS FLANCOS
- SINFORME D3 INVERTIDO COM SENTIDO DE MURALHO DOS FLANCOS E CAMBIO DO EMO
- FOLIAÇÃO S1/F2 DOBRADA EM ZONA DE CHARNEIRA DE D3
- FOLIAÇÃO S2 REDOBRADA DO CORPO CARAÍBA (NO PERFIL)

FIGURA 9

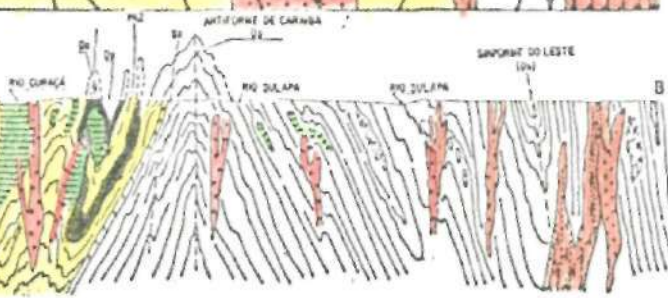
MAPA GEOLÓGICO ARREDORES MINA CARAÍBA VALE DO CURUÇÁ-BA

DESENHADA POR ELIZABETH HENRIQUE DE ALMEIDA SILVA CREA 1782/9-1978



Declinação magnética em 1958
de 42° ANUALMENTE

PERFIL ESQUEMÁTICO E-W (AB)
ATRAVÉS DA PARTE CENTRAL DA MINA
CARAÍBA
(COTA ACIMA NÍVEL DO MAR = 600m)
RACHO S1 RACHO S2 S3 S4



MAPA GEOLÓGICO DA MINA CARAÍBA

MINA CÉU ABERTO
BANCADAS 440-425-410-395

REGULADA POR LEI Nº 2074 DE 1954 (SÚM. 10.000)

EM 1977/0-12 R.

1:50.000

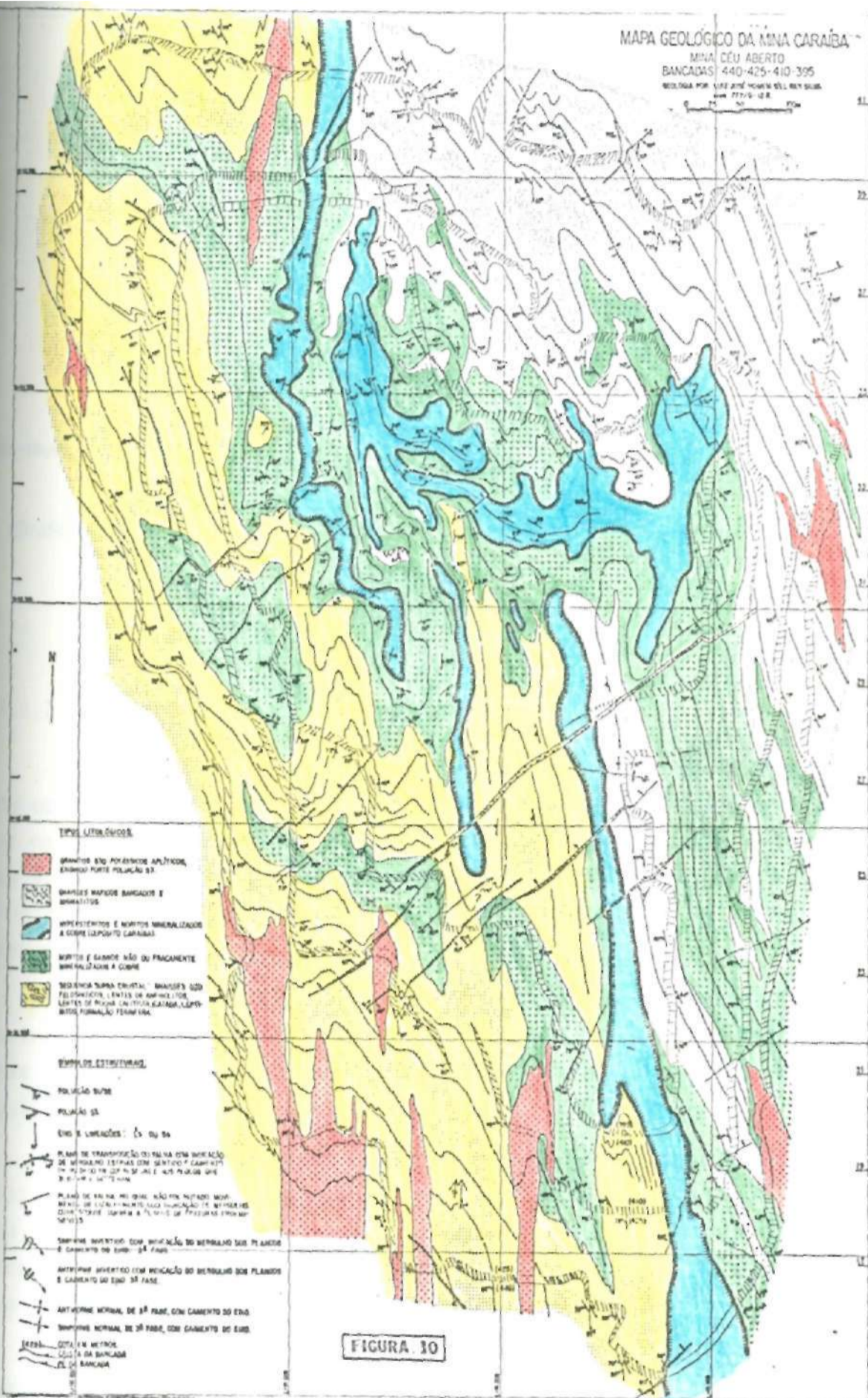
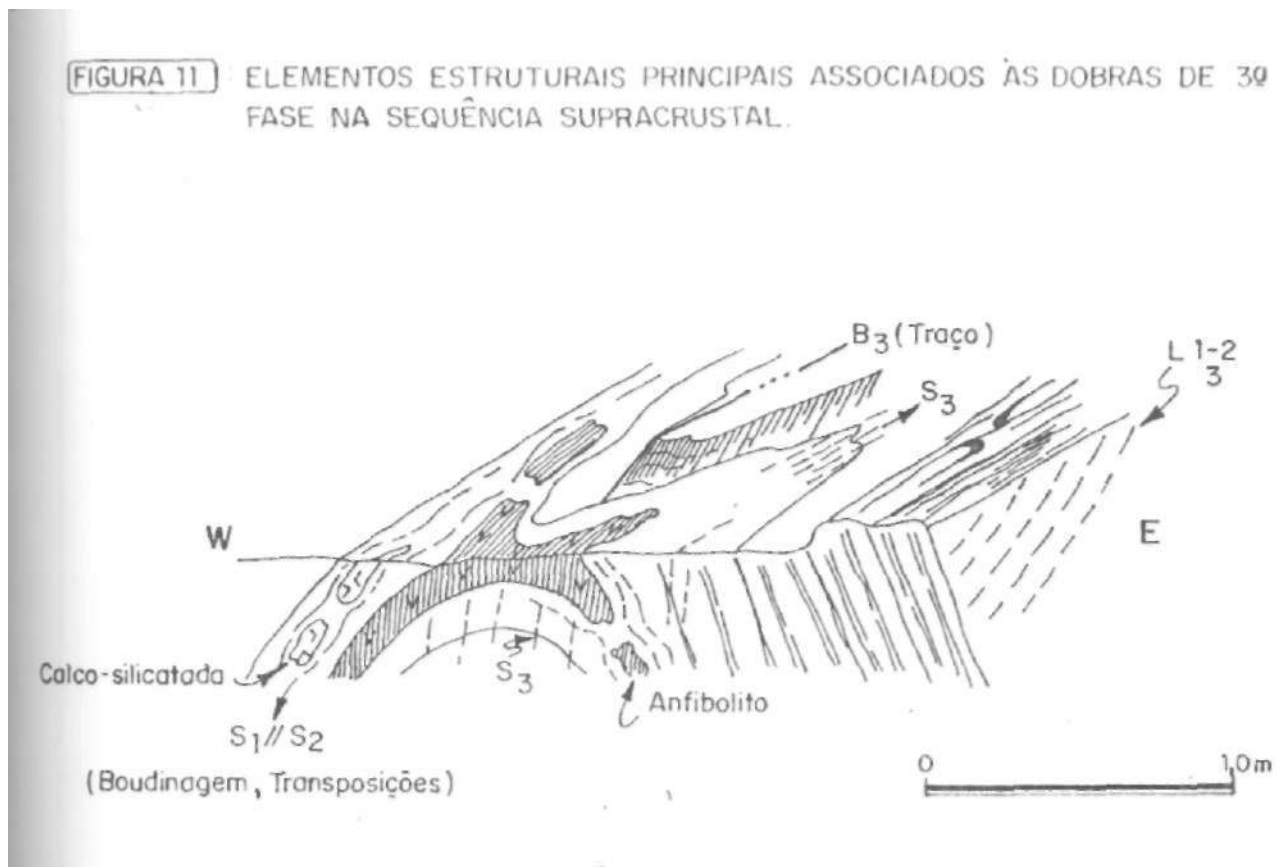


FIGURA 10

FIGURA 11 ELEMENTOS ESTRUTURAIS PRINCIPAIS ASSOCIADOS ÀS DOBRAS DE 3ª FASE NA SEQUÊNCIA SUPRACRUSTAL.



3.1.2 - Corpos Máficos-Ultramáficos Acamadados

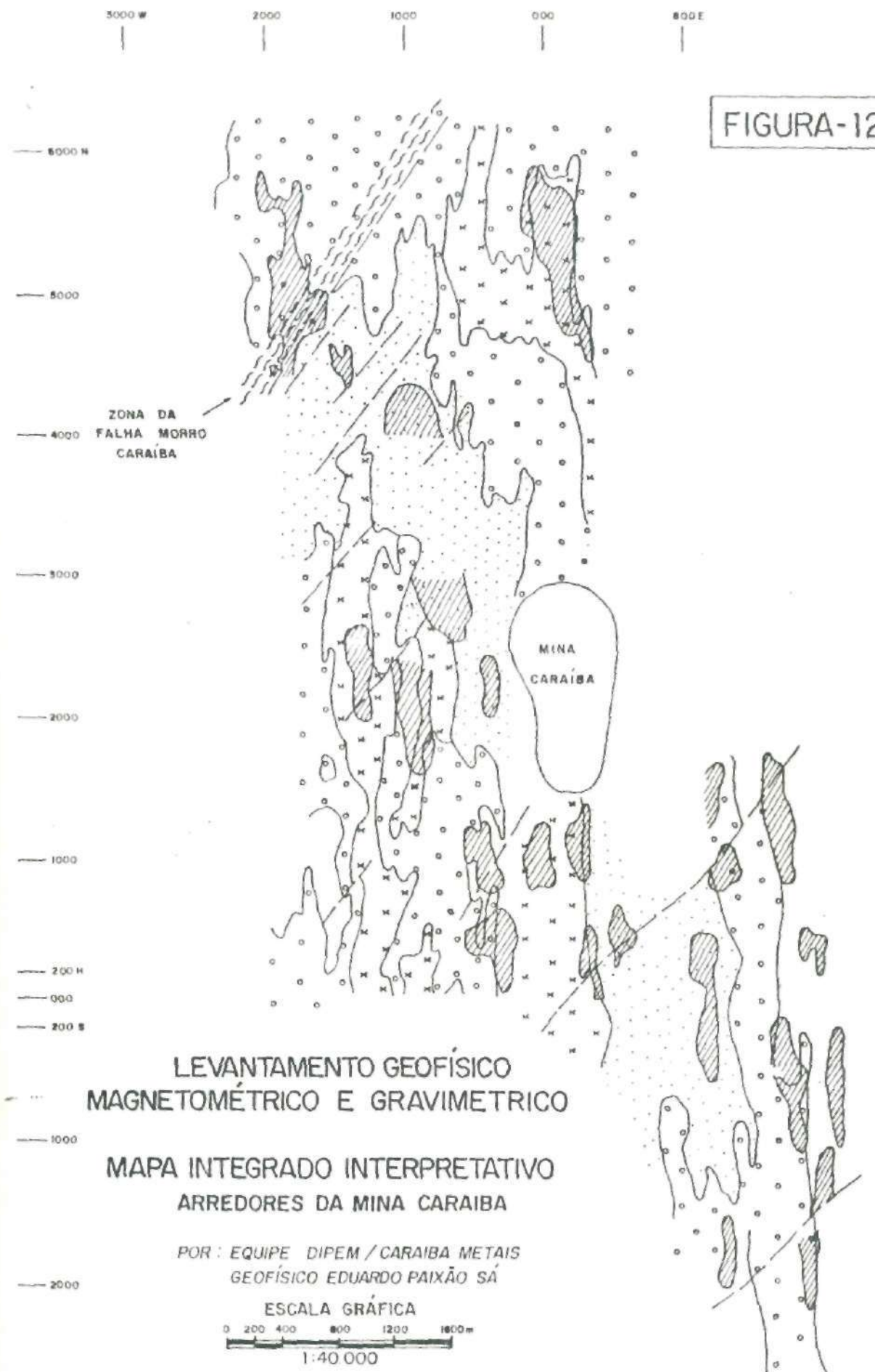
Intrudidos na sequência supracrustal ocorrem algumas centenas de corpos máficos-ultramáficos estratificados (Lindenmayer, 1980a, b) os quais são potencialmente portadores de mineralização cuprífera sulfetada, destacando-se o próprio depósito Caraíba e os dos alvos R-22 e R-75, da DOCEGEO, a norte e nordeste da mina Caraíba, respectivamente (Fig. 3).

Os corpos foram cartografados através de afloramentos e por meio de interpretação fotogeológica (manchas escuras bem destacadas nas fotos) e consubstanciada pelo levantamento geofísico executado pelos geólogos de exploração mineral da CMSA.

Na Figura 12 é mostrado o mapa integrado interpretativo a partir dos levantamentos geofísicos executados em torno da mina Caraíba, o qual corrobora plenamente a disposição dos corpos máficos/ultramáficos ao longo do 'trend' de dobramentos da 3ª fase mostrado no mapa geológico (Fig. 9).

São corpos diferenciados em geral de composição norítica / gabronorítica, anortosítica com pequenas porções piroxeníticas (opx) à exceção do corpo Caraíba, o qual é essencialmente formado por hi-

FIGURA-12



- DOMÍNIO I
- DOMÍNIO II
- DOMÍNIO III
- ANOMALIA GRAVIMÉTRICA

- I - VALORES MAGNÉTICOS ELEVADOS (ROCHAS INFRACRUSTAIS)
- II - VALORES MAGNÉTICOS BAIXOS (ROCHAS SUPRACRUSTAIS)
- III - VALORES MAGNÉTICOS INTERMEDIÁRIOS (SUPRACRUSTAL ?)

perstenito e noritos na parte mineralizada (mapa da Figura 10).

Destaque especial deve ser dado para o corpo básico do oeste da mina Caraíba, em contato com os hiperstenitos mineralizados, que se prolonga para noroeste, acompanhando a foliação S1//S2. Esse corpo é olivínico em sua composição, além das partes piroxeníticas e gabro-noríticas, conforme se pode atestar nos afloramentos contínuos existentes ao longo das picadas (blocos soltos autóctones).

No mapeamento das picadas foi possível acompanhar lente de espessura métrica de composição olivina-piroxenítica, serpentinizada, na parte central do corpo básico a noroeste de Caraíba. Igualmente, Franke (in: Ferreira et alii, 1978) mapeou lente de 300 mN-S e 30 m E-W em meio ao corpo básico/ultrabásico imediatamente a oeste da mina Caraíba (mapa da Figura 9). Esses corpos a olivina não são representados no mapa por razões de escala e simplificação.

Mandetta (1982) chamou essa suite do bordo oeste-noroeste de associação ultramáfica com olivina, tendo descrito tipos litológicos como dunitos, olivina píroxenitos, gabros, gabronoritos e piroxenitos, websteritos portadores de grafita e granada.

Postulou ainda que a suite com olivina se constituía em corpo reparado da suite máfica/ultramáfica mineralizada em cobre de Caraíba, tendo-a definido como proveniente de um magma magnesiano diferente do magma toleítico (Lindenmayer, 1980 a,b) que deu origem aos corpos mineralizados.

Lindenmayer et alii (1984) também reconheceu que os corpos com olivina (wherlitos e lherzolitos) parecem truncar as máficas/ultramáficas mineralizadas no oeste de Caraíba.

O corpo mineralizado de Caraíba é representado por hiperstenitos, noritos e melanoritos (interbandeamento de piroxenito e noritos) e apresenta um trend discordante das encaixantes e das básicas/ultrabásicas conforme mapeado no bordo oeste-nordeste da cava a céu aberto e além dela.

Os hiperstenitos são constituído:; por hiporstênio (até 90%), biotita marron avermelhada, hornblonda o plagioclásio (andesina-labradorita). Apatita e zircão são acessórios. Os metálicos principais são magnetita, calcopírita, bornita, algumas calcosina, muito pouca ilmenita. São rochas de cor marrom escura a preta, de grã-grosseira subcentimétrica, estrutura maciça, raramente permitindo

a identificação de foliação macroscopicamente.

Os noritos são cinzentos e cinza-esverdeados, de textura média milimétrica, constituídos por hiperstênio (5 a 65%), biotita (5 a 30%), hornblenda, plagioclásio (An 35-65, de 30 a 80%) algum quartzo (= 1% a 10%) com apatita e zircão como acessórios.

Os que fazem parte da suite mineralizada têm grã mais grosseira (1 a 2 mm) que os não mineralizados, destacando-se bem os cristais de hiperstênio cor de caramelo. Os minerais metálicos são magnetita, ilmenita (muito pouca) e os sulfetos de cobre.

Podem ter estrutura maciça mas frequentemente exibem bandamento metamórfico (opx e pl) milimétrico a subcentimétrico ou foliação de biotita (S3).

Os gabro-noritos são constituídos por clinopiroxênios (5 a 35%), hiperstênio (2 a 25%), hornblenda (2 a 20%), biotita (1 a 12%), plagioclásio (An₃₅₋₆₅ : 25 a 30%), algum quartzo (~ 5%), além de apatita e zircão como acessórios. São raramente portadores de teores de cobre superiores a 0,20% Cu e apresentam magnetita e sulfetos esparsamente disseminados, principalmente pirrotita e alguma calcopirita. Guardam as mesmas características estruturais dos noritos e têm cor tendendo mais para o verde acinzentado.

Os hiperstenitos e noritos mineralizados formam freqüentemente uma unidade única, com termos intermediários (melanoritos) e seus contatos com as encaixantes são quase sempre bruscos, muitas vezes marcados por zonas de cisalhamento onde se transformam em biotititos de espessura por vezes decamétrica, mas em geral métrica.

A passagem para os noritos e gabro-noritos não mineralizados é gradacional, como pôde ser visto em inúmeros casos nas frentes de-lavra a céu aberto.

Quando em contato com os gnaisses máfico bandados por vezes o fazem através de faixas de largura subdecamétrica onde lâminas centimétricas/decimétricas do piroxenito e norito ocorrem intercaladas aos níveis félsicos formando uma rocha bandada que deve estar representando a migmatização do bordo das básicas/ultrabásicas. Tal bandamento o ocorre dobrado na 3ª fase, sendo portanto anterior a ela. Padrões de interferência de duas fases de dobramentos posteriores mostram que esse bandamento é sin - F1.

No mapeamento das frentes a céu aberto e das galerias subter-

râneas ficou evidenciado que durante a 3ª fase de deformação os corpos mineralizados tiveram comportamento acentuadamente rígido em comparação com as demais litologias. Essas ocorrem dobradas intensamente próximas ao contato mais que quando afastadas dele, tendo sido comprimidas contra a massa de rocha competente.

No mapa da Figura 13 é mostrado um trecho de galerias subterrâneas de acesso ao corpo onde se evidencia a relação descrita acima. É comum que na região próxima ao contato com o corpo mineralizado ocorram muitas transposições plano-axiais aos dobramentos D_3 , que são marcadas por planos de translação, planos esses que são paralelos a S_3 . No próprio mapa da Figura 13 é intensa a presença desses planos.

Igualmente no mapa da mina a céu aberto (Fig. 10) foram mapeados alguns desses planos, marcados normalmente por zonas de cisalhamento com biotita, mas podem ocorrer preenchidos por material metasomático potássico e frequentemente exibem estrias de deslizamento as quais reconstroem, quase sempre, a orientação do eixo B_3 mas podem não fazê-lo (ver mapa da Fig. 10 no encarte).

Em outras ocasiões as rochas encaixantes gnáissicas têm sua foliação S_1/S_2 dobrada em D_3 indo de encontro ao contato com o corpo mineralizado em relação de truncamento. Na Figura 14a é ilustrado um desses contatos tal como observado no perfil da banda 425 NE na cava da mina Caraíba.

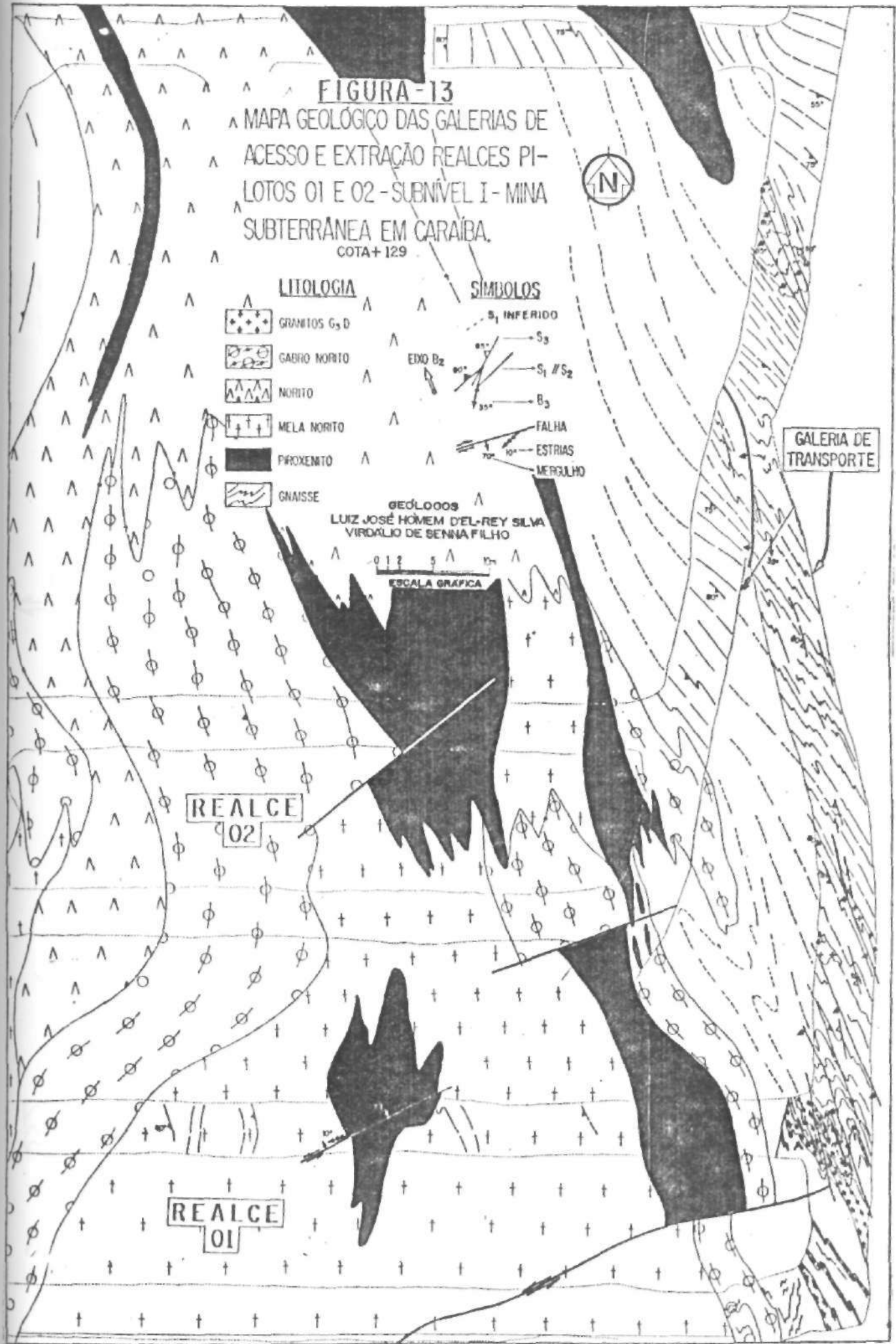
Igualmente no afloramento do aeroporto foi observada e mapeada a mesma relação, desta vez envolvendo os blocos (xenólitos) de anfibólitos e a foliação S_1/S_2 do ortognaisse tonalítico G_1 , conforme se pode ver na foto nº 7.

As rochas noríticas e gabro-noríticas fazem contato gradacional com os gnaisse máficos bandados, e essa passagem se dá primeiro pelo surgimento de bandas centimétricas de composição quartzo + plagioclásio, dando origem a um gnaisse de cor cinza como a da foto 9 onde ainda predominam os níveis máficos. Em seguida os níveis félsicos começam a predominar sobre os máficos e a rocha adquire o aspecto das fotos 10 e 11.

Nos perfis das bancadas de lavra é comum que os piroxenitos e noritos mineralizados passem gradativamente para noritos/gabro-noritos estéreis constituintes do 'sill' diferenciado (o mapa da Fig. 13 ilustra bem essa passagem) em ambos os lados, e daí para os gnais-

FIGURA-13

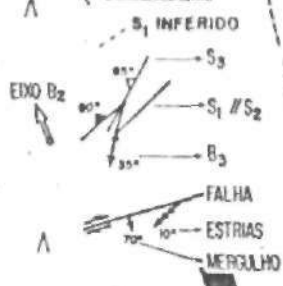
MAPA GEOLÓGICO DAS GALERIAS DE ACESSO E EXTRAÇÃO REALCES PILOTOS 01 E 02 - SUBNÍVEL I - MINA SUBTERRÂNEA EM CARAÍBA. COTA + 129



LITOLOGIA

- ▲ GRANITOS G₃ D
- ◻ GABRO NORITO
- ▲▲▲ NORITO
- ††† MELA NORITO
- PIROXENTO
- ▨ GNAISSE

SIMBOLOS



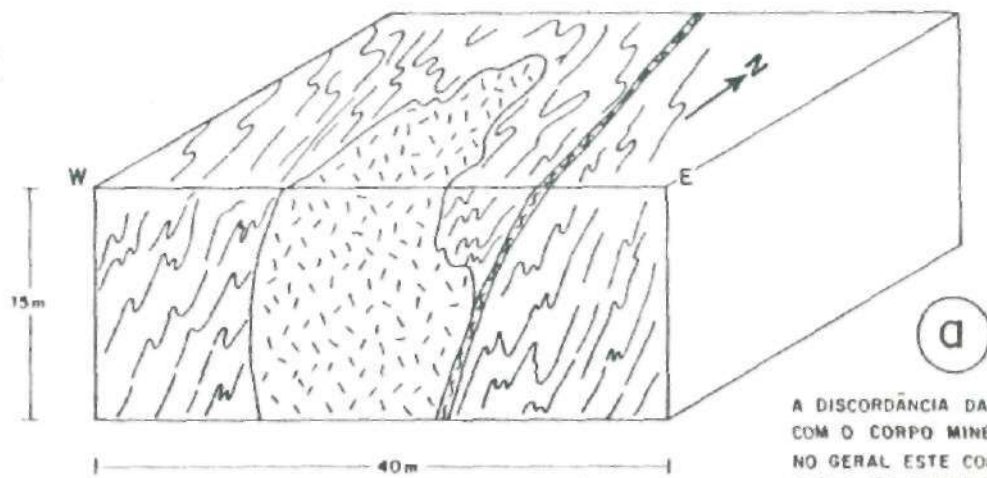
GEOLOGOS
LUIZ JOSÉ HOMEM D'EL-REY SILVA
VIRGALIO DE SENNA FILHO

ESCALA GRÁFICA

REALCE 02

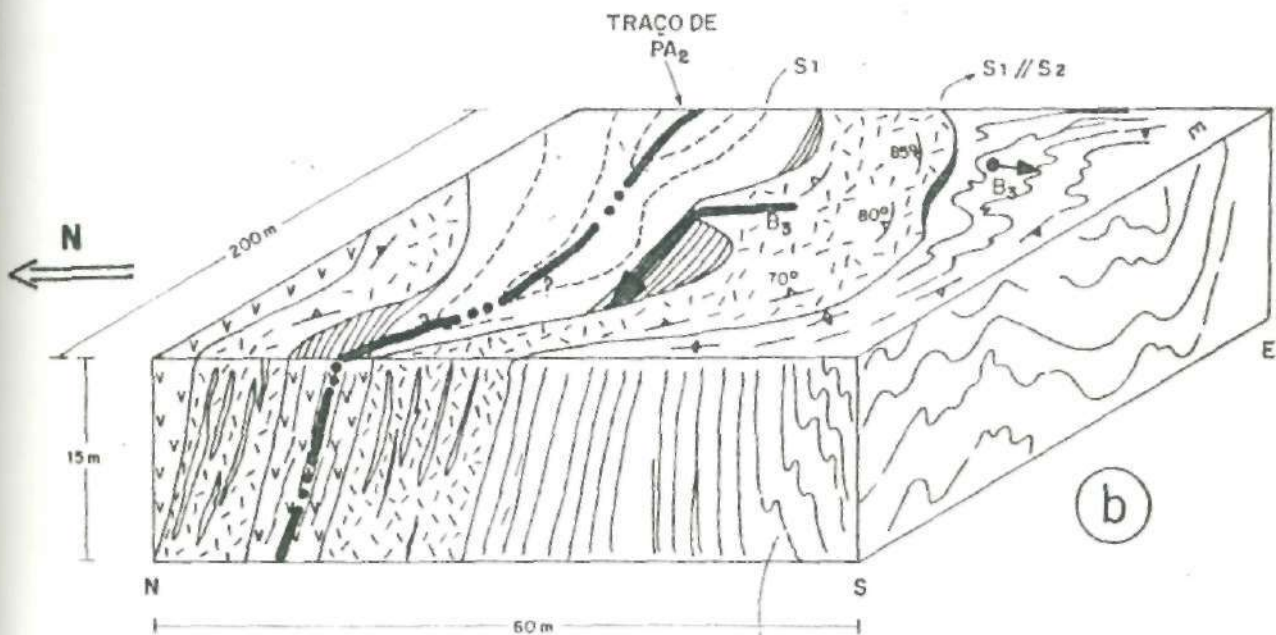
REALCE 01

GALERIA DE TRANSPORTE



BANCADA 425
CANTO NE

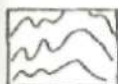
A DISCORDÂNCIA DA FOLIAÇÃO S_1/S_2 COM O CORPO MINERALIZADO É LOCAL. NO GERAL ESTE CONTROLA AS ATITUDES E OS DOBRAMENTOS NAS ENCAIXANTES MAIS PLÁSTICAS. (VER OUTRO EXEMPLO NA FOTO Nº 7)



BANCADA 395
(PIT NORTE)

BLOCO DIAGRAMA, NA PARTE CENTRAL DO CORPO MINERALIZADO, PASSANDO PELO LADO LESTE DA RAMPA DE ACESSO À BANCADA.

DOBRAS DE 3ª FASE APARECENDO EM PERFIL NA PAREDE N-S



GNAÍSSSES MÁFICOS
BANDADOS



ROCHAS BÁSICAS
NORITÓIDES



CONJUNTO MINERALIZADO
(PIROXENITOS E NORITOS
INTERBANDADOS)

FIGURA 14 - EXEMPLOS DE CONTATOS QUE ILUSTRAM O COMPORTAMENTO RÍGIDO DO CORPO MINERALIZADO CARAÍBA DURANTE A 3ª FASE DE DOBRAMENTOS.

ses máficos bandados. Ou que o contato seja direto com os gnaisses.

Por vezes consegue-se individualizar uma sequência litológica com sentido base-topo de um acamamento ígneo original: piroxenitos e noritos mineralizados (ou simplesmente os melanoritos) passando aos noritos/gabro-noritos e daí para os gnaisses máfico-bandados.

O nível de detalhe do trabalho não distingue os tipos, mas é provável que existam gnaisses máficos bandados pertencentes ao tipo da diferenciação e outros que sejam produto de migmatização das bordas do corpo mineralizado durante as 1ª e 2ª fases de deformação, sobretudo na primeira.

Lindenmayer (1980a) faz referências a texturas de cumulus (reliquias) nos hiperstenitos e Mandetta (1982) descreve o corpo Caraíba como formado por três ciclos de magmatismo e representados, da base para o topo, por piroxenitos, melanoritos, noritos, gabro-noritos e biotitos, a partir de exames detalhados em furos de sondagem e perfis de detalhes nas bancadas. Entretanto, as observações de campo indicam que os biotitos são produto de cisalhamento das rochas máficas/ultramáficas.

Embora existam essas feições, o grau elevado de perturbação tectonometamórfica, obliterou em grande parte a sequência ígnea original, a qual por si só já devia conter descontinuidade congênitas, de modo que não foi possível, até o grau de aprofundamento dos trabalhos atuais, reconstituir e acompanhar o acamamento ígneo original (So) por todo o corpo dobrado.

O fato é que ao longo do corpo mineralizado os níveis piroxeníticos mais ricos em cobre ocorrem de forma descontínua, rompidos, formando bolsões circundados por níveis de melanorito ou mesmo por noritos mineralizados, mais raramente gabro-noritos e noritos esteireis. É o que ficou patentemente evidenciado, além das muitas observações de campo, pela distribuição das zonas mineralizadas nos mapas das Figuras 10 e 13.

Na parte sul do corpo mineralizado, no interior da cava a céu aberto, ocorre uma unidade distinta de piroxenitos de grã-grosseira (= 0,5 cm) em contato com os piroxenitos mineralizados, formando lente que se estende mais para sul e foi detectada em trincheiras cerca de 100 metros fora do limite atual do mapa da Figura 10.

Esse corpo exhibe mineralização mais fraca que o piroxenito mi-

neralizado e a passagem entre ambos é gradacional, conforme diagnosticou Mandetta (1982) a partir de estudo de seções delgadas do contato atravessado por furo de sonda.

No mapa da Figura 10 ambos foram considerados como uma litologia única.

3.1.3 - Ortognaisses Tonalíticos

A metade leste da área envoltória da Caraíba é dominada, à exceção dos corpos graníticos do sudeste, por afloramentos em forma de lajes de rochas gnáissicas de composição tonalítica a granodiorítica. Podem ocorrer no entanto por toda a área mapeada, mas de forma esparsa e isolada.

Essas rochas estão por vezes acompanhadas por afloramentos de gnaisses bandados, mesmo na porção este da área, como imediatamente a sudeste do restaurante C da área industrial de Caraíba, mas como os afloramentos de ambos os tipos não chegam a formar alinhamentos mapeáveis, a parte leste da área da Figura 9 foi mapeada genericamente como constituída por ortognaisses G_1 e G_2 , que predominam sobre as demais litologias.

Têm cor cinza clara/cinza amarelada e estrutura bandada, a qual pode ser bem definida por alternância de níveis de composição mineralógicas distintas, ou conspícua/nebulítica e essa variação pode ser observada em um mesmo afloramento. Frequentemente são de textura augen, o que denuncia sua origem ígnea, além dos xenólitos e contatos intrusivos.

Os tonalitos são constituídos por plagioclásio-andesina (50 a 85%), quartzo (5 a 35%), hiperstênio (1 a 20%), microclínio (0 a 5%), clinopiroxênio (0 a 10%), hornblenda (2 a 18%), biotita (1 a 5%), além de opacos granada, apatita e zircão como acessórios.

Os granodioritos são compostos por plagioclásio-andesina (30 a 70%), quartzo (5 a 30%), microclínio (0 a 30%), biotita (5 a 30%), clinopiroxênio (0 a 8%), hornblenda (0 a 8%) além de granada, opacos (magnetita), apatita e zircão.

O hiperstênio pode ser visto macroscopicamente nos afloramentos, mas por vezes não, sendo diagnosticado após busca detalhada

corpos básicos, parecendo marcar a zona de passagem para os gnáisses leptiníticos da seqüência supracrustal.

De fato, essa relação ocorre e o contato entre os gnáisses máfico-bandados e os supracrustais é nitidamente gradacional, no campo, a nível de observação macroscópica dos afloramentos.

Do ponto de vista estrutural se constituem os gnáisses máficos-bandados em importante elemento fornecedor de dados como eixos de dobras D_3 , lineações, xistosidade $S1//S3$, pois, sendo rochas plásticas, em comparação com os piroxenitos e corpos básicos, sofreram intenso dobramento durante a 3ª fase de deformação, conforme se ilustra nas fotos 10, 11 e 13.

3.1.5 - Granitos Sintectônicos a F_3 (G_3)

Aqui estão englobados os diversos corpos graníticos identificados nos arredores de Caraíba os quais, pelas suas relações de campo, se denunciam como corpos que se colocaram sintectonicamente à fase de dobramento de caráter verticalizante ('up-right folding phase').

Essa fase foi acompanhada por intensa mobilização de fluidos potássicos, a julgar pela composição da grande maioria dos corpos graníticos que lhes são associados.

Os granitos G_3 estão identificados no mapa da Figura 9 por G_{3a} , G_{3b} , G_{3c} e G_{3d} . Do ponto de vista estrutural, o mapa geológico dos arredores de Caraíba (Fig. 9) corresponde à fotografia de um grande antifórme, com dobras de 2ª ordem associadas tendo os corpos graníticos G_3 colocados fazendo o papel de minerais que se desenvolvem plano-axialmente, formando a xistosidade sintectônica em uma dobra em escala de afloramento ou de amostra de mão.

3.1.5.1 - Granodiorito Grosseiro do Bordo Leste (G_{3a})

Essa rocha ocorre como um corpo alongado norte-sul desde a região a sul de Santa Rosa de Lima, em contato com o Sienito Itiúba (Mascarenhas et alii, 1975) até o paralelo de Caraíba, ocupando faixa na parte sudeste da área de estudo.

Macroscopicamente tem aspecto grosseiro representado por me-

nas seções delgadas.

Os afloramentos principais dessas rochas encontra-se na parte norte da área envoltória de Caraíba, destacando-se o afloramento do aeroporto (Fig. 15).

Como são rochas muito resistentes à erosão, seus afloramentos se constituem em importante fonte de informações para a reconstituição da história tectonometamórfica, contribuindo sobremaneira para a reconstituição do 'trend' de dobramentos da 3ª fase, através de identificação de padrões S, Z, M e W que denunciam a posição em que se encontram os mesmos em relação à estrutura regional.

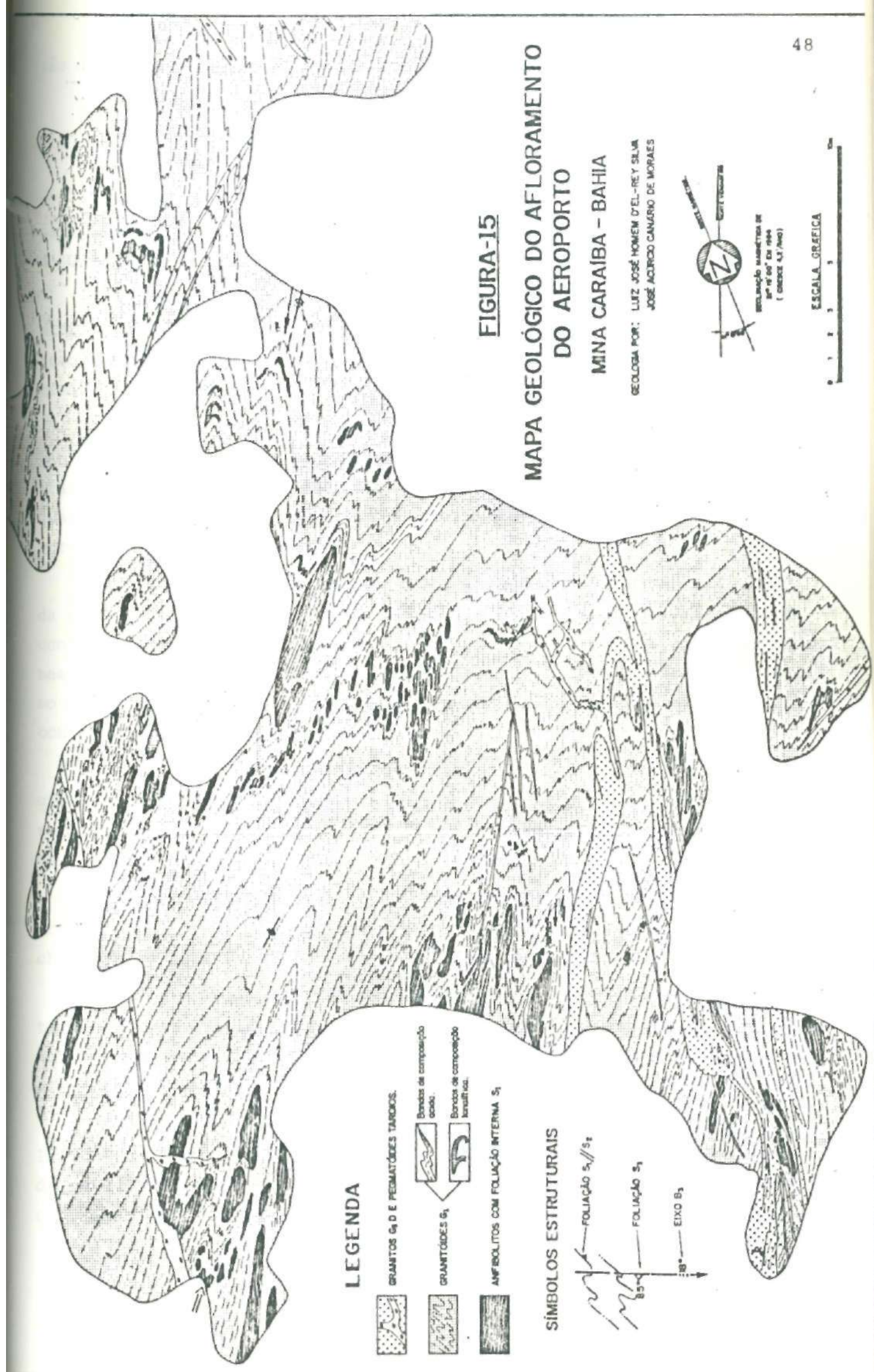
É comum que os ortognaisses exibam, inclusas, lentes de rochas de composição gabrótica, hornblenda gabrótica ou gabronorítica, as quais foram consideradas como possíveis diques por Lindenmayer (1980 a,b) .

Na foto 14 são ilustrados dois desses níveis, rompidos e dobrados em zonas de charneira D_3 que subordinam todo o augen ortognaisse deformado durante as fases iniciais e dobrado em D_3 . Ver também fotos 4 e 7.

Do mapeamento de campo não foi possível individualizar os corpos associados à fase 1 de deformação (G_1) dos que se intrudiram na fase 2 (G_2) mas, pelo fato de que o bandeamento metamórfico dessas rochas apresenta-se por vezes deformado em duas fases posteriores, como é o caso do afloramento do aeroporto, é possível dizer-se que se trata de um ortognaisse G_1 , pois que o bandeamento redobrado em D_2 e D_3 pode ter sido impresso sintectonicamente à primeira fase.

As intrusões de corpos granitóides de composição tonalítica/trondhjemítica a granodiorítica, associadas às fases deformacionais de regime tectônico horizontalizante ('thrust' , empurrões, 'nappes', dobramentos isoclinais recumbentes) é uma das características básicas da história geológica de construção da crosta no Arqueano/Proterozóico Inferior em diversos terrenos de alto grau.

Pela posição chave na história geológica da região, sendo sintectônico à primeira fase da deformação, o tonalito do afloramento do aeroporto foi mapeado em detalhe, com prancheta e alidade, em escala 1.100, sendo o resultado apresentado no mapa da Figura 15. Amostra da rocha foi coletada e submetida a datação pelo método U-Pb nos laboratórios do Geological Survey of Finland. Os resultados se



LEGENDA

- GRANITOS G₁ E PEGMATITES TARDIAS.
- GRANITOIDES G₁.
- AMPHIBOLITOS COM FOLIAÇÃO INTERNA S₁.
- Granitoides G₂ (composição G₂a₁).
- Granitoides G₂ (composição G₂a₂).

SÍMBOLOS ESTRUTURAIS

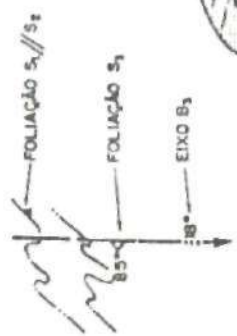
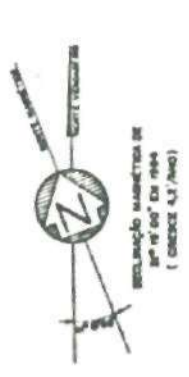


FIGURA-15
MAPA GEOLÓGICO DO AFLORAMENTO
DO AEROPORTO
MINA CARAÍBA - BAHIA

GEÓLOGA POR: LUIZ JOSÉ HOMEM D'EL-REY SILVA
 JOSÉ AQUIROO CANÁRIO DE MORAES



ESCALA GRÁFICA

rão discutidos adiante, no item sobre geocronologia.

3.1.4 - Gnaisses Máficos Bandados

O termo foi empregado pela primeira vez por Mandetta (1982) para descrever o que ele chamou de envoltória do corpo mineraliza do Caraíba.

Tratam-se de rochas peculiares que ocorrem restritas às proximidades dos corpos máficos/ultramáficos, tendo sido formadas por ação dos mobilizados tonalíticos invadindo as bordas dos corpos noritóides durante as primeiras fases de deformação.

O resultado é a formação de um gnaisse com bandamento muito bem definido pela alternância de níveis de cor branca amarelada a branca acinzentada, com níveis de cor cinza a cinza esverdeada, os quais podem ser centimétricas, decimétricos e até métricos em espessura (fotos 10 e 11).

Na foto 12 a banda máfica apresenta-se já definida e intrudida pelo material félsico, o qual adquiriu bandeamento metamórfico contemporâneo à primeira fase, pois que poucos metros adiante, no mesmo afloramento (bancada de lavra da mina a céu aberto) esse mesmo bandamento apresenta-se redobrado nas fases segunda e terceira, conforme se ilustra esquematicamente na Figura 16.

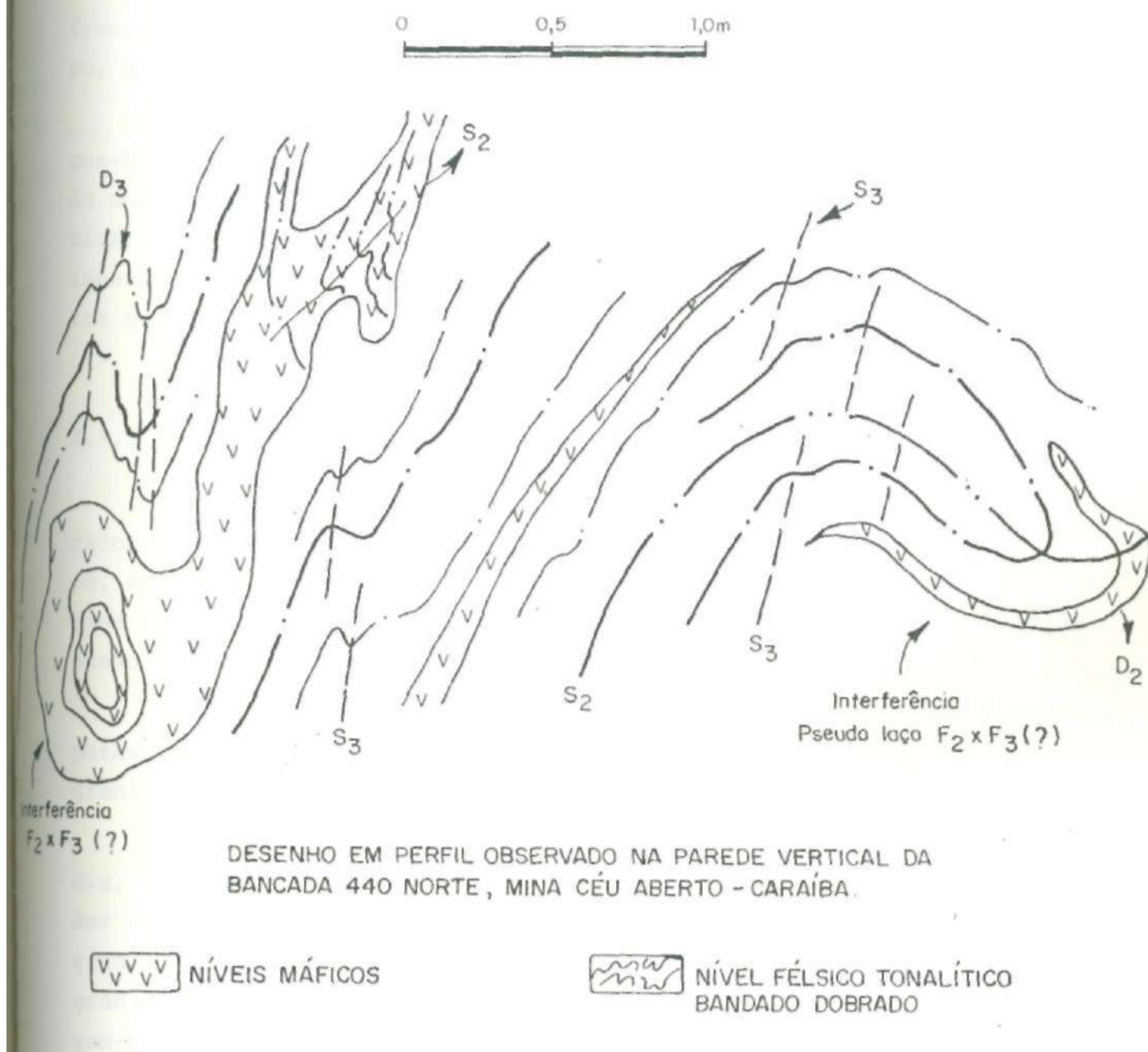
De um modo geral as partes félsicas são constituídas por plagioclásio (oligoclásio-andesina) quartzo, microclínio, biotita, piroxênio (hiperstênio, clinopiroxênio) e hornblenda, zircão e apatita, além de opacos, são acessórios comuns.

As bandas de níveis escuros são de composição diorítica, gabro-norítica, norítica ou mesmo piroxenítica mineralizada, se a rocha está em contato com o corpo portador de cobre.

Na foto 12 identifica-se que as partes félsicas dos gnaisses também ocorrem bandadas e que esse bandamento é difuso, descontínuo. No entanto, a rocha como um todo tem bandamento altamente persistente por toda a altura de uma bancada (15 metros).

Os gnaisses máficos-bandados estão representados no mapa geológico da mina Caraíba (Fig. 10) na metade leste do mesmo, ocupando posição de lapa em relação ao corpo mineralizado. No entanto, ocorrem subordinadamente no bordo oeste e foram globados na unida-

FIGURA 16) : RELAÇÕES ESTRUTURAIS DENUNCIANDO A IDADE ($S_1 - F_1$) DE COLOCAÇÃO DOS TONALITOS NOS GNÁISSES MÁFICO-BANDADOS NA MINA CARAÍBA.



de supracrustal.

Mandetta (1982) já havia descrito a complexa variedade de gnaisses existentes na mina Caraíba: os gnaisses máficos-bandados, os gnaisses da sequência supracrustal e os níveis félsicos, de composição granodiorítica que possuem foliação metamórfica conspícua.

Descreveu também a relação de contato entre eles, quase sempre obliterada por processos de granitização mas parecendo significar que os gnaisses félsicos representam termos mais distantes dos

corpos básicos, parecendo marcar a zona de passagem para os gnáisses leptiníticos da sequência supracrustal.

De fato, essa relação ocorre e o contato entre os gnáisses máfico-bandados e os supracrustais é nitidamente gradacional, no campo, a nível de observação macroscópica dos afloramentos.

Do ponto de vista estrutural se constituem os gnáisses máficos-bandados em importante elemento fornecedor de dados como eixos de dobras D_3 , lineações, xistosidade $S1//S3$, pois, sendo rochas plásticas, em comparação com os piroxenitos e corpos básicos, sofreram intenso dobramento durante a 3ª fase de deformação, conforme se ilustra nas fotos 10, 11 e 13.

3.1.5 - Granitos Sintectônicos a F3 (G_3)

Aqui estão englobados os diversos corpos graníticos identificados nos arredores de Caraíba os quais, pelas suas relações de campo, se denunciam como corpos que se colocaram sintectonicamente à fase de dobramento de caráter verticalizante ('up-right folding phase').

Essa fase foi acompanhada por intensa mobilização de fluidos potássicos, a julgar pela composição da grande maioria dos corpos graníticos que lhes são associados.

Os granitos G_3 estão identificados no mapa da Figura 9 por G_{3a} , G_{3b} , G_{3c} e G_{3d} . Do ponto de vista estrutural, o mapa geológico dos arredores de Caraíba (Fig. 9) corresponde à fotografia de um grande antifforme, com dobras de 2ª ordem associadas tendo os corpos graníticos G_3 colocados fazendo o papel de minerais que se desenvolvem plano-axialmente, formando a xistosidade sintectônica em uma dobra em escala de afloramento ou de amostra de mão.

3.1.5.1 - Granodiorito Grosseiro do Bordo Leste (G_{3a})

Essa rocha ocorre como um corpo alongado norte-sul desde a região a sul de Santa Rosa de Lima, em contato com o Sienito Itiúba (Mascarenhas et alii, 1975) até o paralelo de Caraíba, ocupando faixa na parte sudeste da área de estudo.

Macroscopicamente tem aspecto grosseiro representado por me-

gacristais (1 a 5 cm) de microclínio e plagioclásio que se dispõem alongadas segundo a direção norte-sul, constituindo a foliação S3. Além desses, a rocha exhibe nódulos centimétricos de cinza esverdeado alongado na foliação geral, e que consiste de granada alterada para clorita. Aglomerados idênticos, de granada fresca, também acompanham a foliação, atribuindo à rocha, em alguns locais, aspecto mosqueado.

Não raramente apresentam xenólitos de migmatitos e gnaisses bandados, os quais exibem dobramentos de fase 3 e denunciam o estilo Z, S, M ou W. Tais xenólitos ocorrem 'in situ', pois que por vezes o 'trend' de dobramentos internos se reconstitui em estruturas fantasmas no granodiorito.

Na foto nº 15 é mostrado contato intrusivo desse corpo granitóide com tonalito G₁ bem foliado.

3.1.5.2 - Granito Aplítico teucocrático (G_{3b})

Ainda ao longo de todo o terço longitudinal leste da área predominam rochas de cor branca leitosa, as quais se apresentam ora como nebulitização dos gnaisses pré-existentes ora como corpos estratóides de granitos brancos leitosos nitidamente intrusivos e plano-axiais às dobras de 3^a fase.

Na foto 16 é ilustrado um afloramento de rocha gnáissica tonalítica dobrada em padrão S tendo sua foliação nebulitizada pelo material quartzo-feldspático e o conjunto todo está invadido pelo granitóide G_{3b} plano-axial às dobras D₃.

Os corpos G_{3b} do mapa da Figura 9 correspondem à conexão dos afloramentos de granito latu-sensu, nitidamente intrusivos, aplíticos, que ocorrem igualmente em serrotes ligeiramente acima do nível do solo, alongados N-S, frequentemente foliados (S3) por orientação acentuada dos cristais de quartzo e feldspato.

Na foto 17 são mostrados outros corpos G_{3b} truncado a foliação S1//S2 dos migmatitos, plano-axialmente às dobras D₃.

Localmente podem ser vistas essas rochas intrudindo o granodiorito grosseiro G_{3a}, razão porque foram admitidas como posteriores ao mesmo.

Os granitos róseos G_{3d} são raros no bordo oeste da área mas

por vezes ocorrem e localmente se pode observar que são intrusivos nos granitos G_3b . Em adição, como os corpos G_3c e G_3d estão em íntima associação no campo, foram ambos considerados como posteriores a G_3b , embora relacionados ao mesmo evento deformacional.

3.1.5.3 - Granito Gnaissico Róseo (G_3c)

Na parte sul e sudeste da área da Figura 9, em área limitada a leste do eixo do grande antifforme e a sul da cava da Caraíba, ocorrem em profusão grandes afloramentos de rochas graníticas de cor rosa amarelada a amarela, mapeados como G_3c pelo que se descreve a seguir. Também a norte e noroeste da área elas ocorrem, mas em quantidade bem menor.

Constituem-se em um dos mais importantes tipos litológicos da região do ponto de vista de reconstituição do 'trend'¹ de dobramentos da 3ª fase, pelo fato de os granitos gnaisses róseos serem na verdade rochas pré-F3 que foram invadidas por fluidos potássicos, adquirindo a cor vermelha-rósea típica mas mantendo praticamente as mesmas características estruturais.

São inúmeros os exemplos de afloramentos dessas rochas onde restos dos gnaisses bandados, ou tonalitos, ou básicas, ocorrem isolados, como xenólitos em meio à massa potassificante, mas tanto as estruturas internas nos xenólitos como a foliação fantasma na parte granitizante reconstituem o 'trend' de dobras D_3 .

A foto 18 ilustra um desses exemplos típicos. Foi tirada em afloramento de dimensões decamétricas, o qual foi mapeado com prancheta e alidade, em detalhe conveniente, durante a fase inicial dos trabalhos de campo, quando se buscava demonstrar que as encaixantes foram invadidas passivamente, e que os xenólitos não sofreram rotação, de modo que as estruturas internas aos mesmos seriam úteis para indicar o 'trend' de D_3 .

No mapeamento das bancadas de lavra da mina Caraíba foi identificada a prova maior da assertiva; no canto sudoeste da bancada 440 (ver Figura 10), foi localizado grande corpo potássico tendo estruturas fantasmas com total continuidade para os gnaisses adjacentes, muito dobrados. O perfil tem mais de 100 metros de extensão oeste-leste e está indicado no mapa geológico da mina Caraíba.

Em outras ocasiões, também frequentes, essas rochas são identificadas como verdadeiros nebulitos, onde se pode dignosticar os dobramentos prévios, como na foto 19.

Em quase 100% dos casos os granitos gnáissicos apresentam acentuada e penetrativa foliação S3 denunciada pela orientação plano-paralela de cristais de quartzo, feldspato e biotita.

A invasão do líquido granitizante potássico foi de tal forma passiva que em fotografia aérea os maiores afloramentos dessas rochas podem ocorrer alinhados, na parte centro sul da área, como manchas claras com orientação N20°W, ao longo da foliação regional S1//S2. O material granitizante tem grã média e pode ser identificado como constituído por microclínio e quartzo, predominantemente. Granada pode ocorrer ocasionalmente em cristais arredondados, milimétricos, ao longo da foliação S3 ou disseminada.

São inúmeros os afloramentos em que essas rochas ocorrem truncadas pelos granitos G_{3d}, nitidamente posteriores.

3.1.5.4 - Granito Róseo (Latu Sensu) (G_{3d})

Constituem-se nos granitos potássicos do Vale do Curaçá que afloram de forma típica em morrotes alongados N-S, com sua cor característica rosa, vermelha rósea, rosa amarelada, como se vê na foto 20.

São rochas aplíticas, quase sempre com foliação bem pronunciada e marcada pela orientação dos minerais quartzo, feldspato e biotita ao longo da foliação plano-axial S3. Não exibem estruturas fantasmas, sendo homogêneas sob esse ponto de vista, razão pela qual foram individualizadas dos corpos G_{3c} no mapa da Figura 9.

Ocorrem por toda a área mas predominam sobremaneira a sul, sudoeste, oeste e norte/noroeste da mesma. No interior da cava da mina Caraíba são mais frequentes a sul e sudoeste, em corpos com até 100 metros de largura aflorante. No interior do corpo mineralizado podem ser individualizados alguns poucos exemplares, quase sempre de espessura métrica e poucos extensos.

Esses granitos ocorrem ainda em quase todos os afloramentos da área (e do vale) como corpos de largura sub a métrica, compridos, tabulares, intrudidos em todas as rochas anteriores, como se

ilustra nas fotos 6, 21, 22 e 23.

Composicionalmente apresentam microclínio (15 a 50%), ortoclásio (2 a 10%), plagioclásio (oligoclásio: 20 a 50%), quartzo (10 a 45%) e biotita (1 a 10%) tendo como acessórios magnetita, apatita e zircão, com textura em geral granolepidoblástica.

Os granitos G₃ (c,d) se constituem no último evento magmático importante associado ao ciclo tectônico de formação (retrabalhamento?) da crosta no Proterozóico Inferior na região no Vale do Curaçá.

Pelas relações de idades e pelo caráter potássico, o sienito Itiúba é admitido como cogenético aos mesmos.

Os planos de falha de direção meridiana, bem como as transposições de 3ª fase, costumam estar preenchidas por material granítico potássico, destacando-se as espessas zonas de falhas do bordo leste da mina Caraíba, como mostrado nas seções verticais do corpo mineralizado.

3.1.6 - Outras Unidades

Já resultantes dos eventos tardios e mesmo bem posteriores, existem ainda a destacar, na área de estudo, as litologias a seguir.

3.1.6.1 - Veios Pegmatoides

Em geral de espessura decimétrica, por vezes métrica, em corpos tabulares muito compridos, irregulares, os veios pegmatóides são em geral constituídos por grandes cristais de microclínio, quartzo e plagioclásio.

Cortam todas as litologias anteriores em direções variadas, por vezes associadas a planos preferenciais de fraturas e mesmo plano-axiais aos dobramentos D₃.

No mapa do afloramento do aeroporto (Fig. 15) alguns exemplares foram individualizados.

3.1.6.2 - Diabásio

Um extenso dique de diabásio (direção quase este-oeste) intru-

de todas as litologias na parte centro-sul da área e por toda a sua extensão oeste-este, passando imediatamente ao sul da mina Caraíba e ramificando-se em corpos menores na parte centro-oeste da área.

Barbosa (1976) in Ferreira et alii (1978) referiu-se a essas rochas como de idade Cretácea (aproximadamente 73 milhões de anos).

3.1.6.3 - Quartzo de Falha

Os veios de quartzo leitoso merecem destaque pela ocorrência da zona de falha do morro Caraíba, que se estende do extremo oeste até o aeroporto, no norte da área, com direção NE.

A zona de falha está preenchida pelo quartzo leitoso o qual, por ser muito resistente à erosão, conseguiu manter de pé as cristas alongadas e de cor branca que cortam o Vale na direção geral SW-NE.

Da desintegração física do quartzo formou-se extensa cobertura de coluvião nas vertentes do morro Caraíba, contribuindo para obliterar os afloramentos de rochas antigas em boa parte do quadrante noroeste da área do presente estudo.

Zonas menores de falha, igualmente preenchidas por veio de quartzo e paralelas à do morro Caraíba, ocorrem na parte centro-sul da área e a oeste, embora não formem cristas elevadas acima do solo.

3.2 - EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E METAMÓRFICA

3.-2.1 - A Feição Estrutural da Área

Nos mapas geológicos das Figuras 9 e 10 estão representadas as linhas estruturais ou 'form lines' que destacam o efeito da 3ª fase de dobramentos, que tem caráter regional e que obliterou as feições das fases anteriores, não permitindo a reconstituição destas em mapa.

Na área em torno da Caraíba a região a leste é caracterizada por intenso estiramento das rochas, onde a foliação S1 ocorre verticalizada e quase sempre muito retilínea, com mergulhos fortes

(80°) para leste, predominantemente, mas também para oeste. Mas existem afloramentos de rochas bem dobradas, inclusive belos exemplares de dobras M e W de amplitude métrica que reconstituem trends decamétricos de dobramentos D_3 .

Pelos dados de campo foi possível inferir-se um sinforme muito apertado, a cuja zona axial estão relacionados os grandes corpos granitóides que ali predominam.

Toda a faixa leste foi considerada então como sub-domínio estrutural I, conforme se mostra na Figura 16a.

As partes centro-sul e sudoeste da área mapeada se caracterizam, além dos grandes afloramentos de granitos G_3 (c,d) por exibirem frequentemente a foliação regional S1 com mergulhos fortes (60° a 80°) para oeste nos flancos das dobras D_3 , mas são também frequentes os mergulhos mais suavizados, correspondendo a afloramentos próximos às zonas de charneira, ocasião em que a foliação regional tem direção WNW, ENE e até mesmo E-W.

As dobras observadas nos afloramentos, pelo seu estilo, permitem a reconstituição do amplo antifforme Caraíba, parte do anticlinório Curaçá. Foi então considerada como sub-domínio estrutural II (Fig. 16a).

O sinforme do sub-domínio I é na verdade uma dobra de 2ª ordem associada ao grande antifforme regional que estrutura a área do presente estudo, em cujo flanco oeste se encontra encaixada a mina Caraíba.

A parte a norte e noroeste da mina Caraíba, limitada a sul do 'open pit', foi considerada como sub-domínio III. São poucas as informações estruturais provenientes daquela região: relativa escassez de afloramentos, muita movimentação de terra pela atividade mineira e cobertura coluvionar proveniente do morro Caraíba.

Entretanto a foliação regional tem nítido trend geral de N-S a N20 W e, pela bem caracterizada estrutura da mina Caraíba (Fig. 10) é possível estabelecer-se a continuação do flanco oeste do grande antifforme Caraíba naquela região.

A nomenclatura e simbologia aqui adotadas seguem o estabelecido em Turner e Weiss (1963). Por exemplo:

PA₃ - plano axial das dobras de 3ª fase

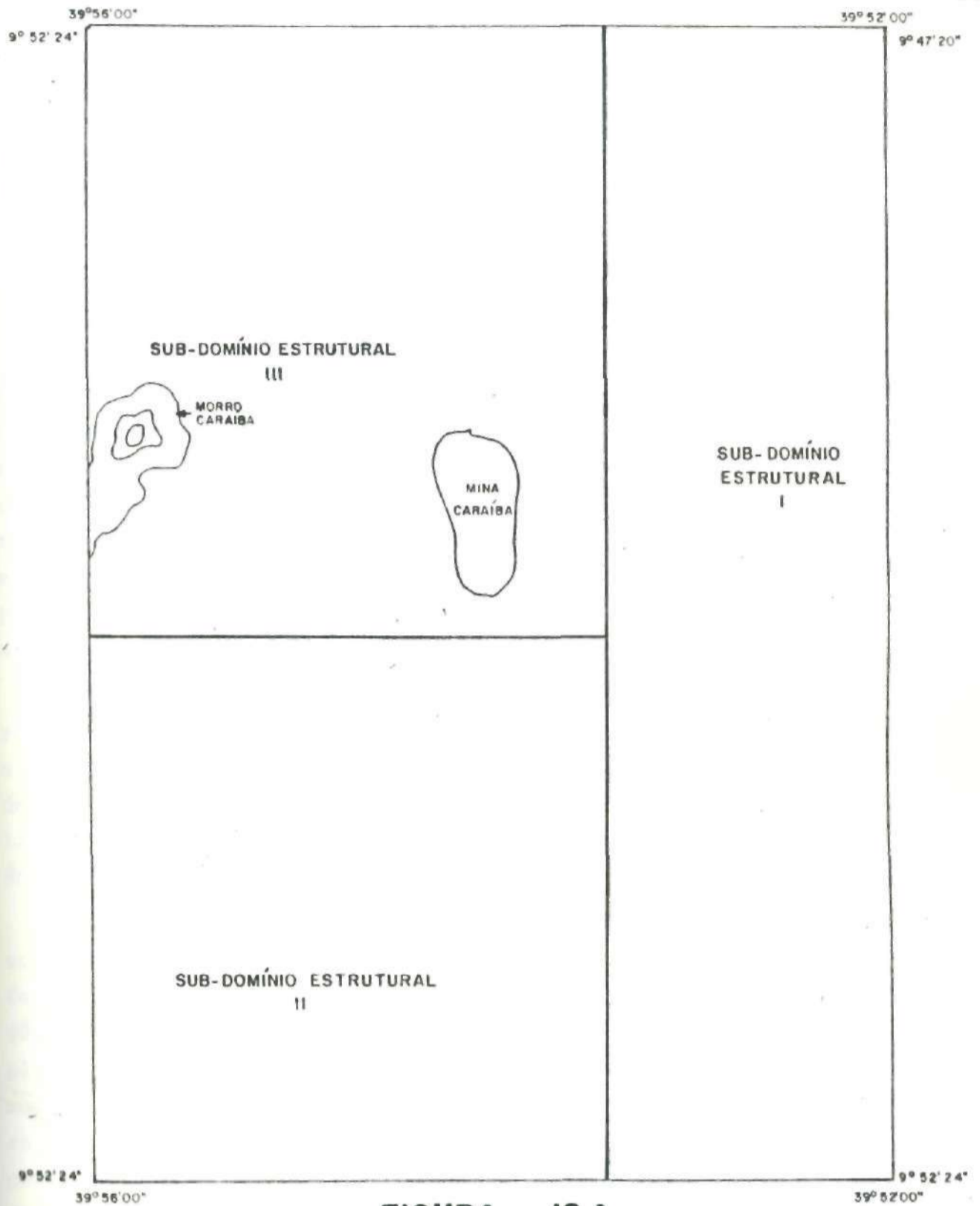


FIGURA 16 A

**ÁREA ENVOLTÓRIA DE CARAÍBA
E SUB-DOMÍNIOS ESTRUTURAIS ADOTADOS**

- SUB-DOMÍNIO I** = ZONA DE INTENSO ESTIRAMENTO E PREDOMÍNIO DE GRANITOS G_3 DE 1ª E 2ª GERAÇÃO, MERGULHOS FORTES.
- SUB-DOMÍNIO II** = ÁREA DE DOBRAMENTOS D_3 ABERTOS, PREDOMÍNIO DE ROCHAS SUPRACRUSTAIS E GRANITOS G_3 DE 3ª GERAÇÃO. MERGULHOS VARIAM DE FRACOS A FORTES.
- SUB-DOMÍNIO III** = ÁREA DE PREDOMÍNIO DE ROCHAS BÁSICAS, DOBRAMENTOS / MEDIANOS DE 3ª FASE, ENGLOBALANDO A MINA CARAÍBA.



L_2^1 - lineação mineral de 2ª fase impressa sobre o bandamento ou feição S

S_0, S_1, S_2 - bandamento original (sedimentar ou ígneo) bandamento ou foliação de 1ª fase, de 2ª fase, etc.

3.2.2 - Padrões de Interferência

Os padrões de interferência entre diferentes fases de deformação são importantes feições que se deve buscar encontrar nos terrenos polideformados por dobramentos superpostos, com o intuito de se obter subsídios que possibilitem o estudo, a análise e a definição do campo de esforços que gerou cada uma, bem como as características geométricas das dobras resultantes. Envolvendo um depósito mineral em lavra, como Caraíba, a busca é mais importante ainda, por permitir o equacionamento do problema do controle estrutural da mineralização.

Ramsay (1967) estabeleceu os já clássicos padrões de interferência entre fases superpostas, os quais permitem ao geólogo discernir sobre as direções de cada fase de deformação, mesmo na ausência de outros dados importantes, como por exemplo, diante da impossibilidade de se medir o eixo das dobras, como é comum nos afloramentos do Vale do Curaçá e da área de estudos.

Thiessen e Means (1980) acrescentaram importantes parâmetros ao trabalho de Ramsay (1967) estabelecendo que uma figura de interferência pode ser gerada por um grande leque de pares de deformações, com eixos que variam muito entre si, desde 0° até 90°, simplesmente em função do plano de corte. E para que sejam evitados erros na interpretação das fases de deformação a partir de uma figura de interferência, aqueles autores sugerem que sejam levados em conta três ângulos entre os eixos, ao invés dos dois, alfa e beta de Ramsay (1967).

O terceiro ângulo, gama, adotado por Thiessen e Means (1980) é o ângulo formado pelo eixo da primeira fase (f_1) e pelo polo do plano axial da 2ª fase. Chegaram a demonstrar a demonstrar, inclusive, que diante da impossibilidade de se dispor da medida dos três ângulos é preferível usar os ângulos beta (Ramsay, 1967) e gama (Thiessen e Means, 1980) ao invés de alfa e beta de Ramsay, 1967, evitando-se assim, duplicidade de interpretação dos dados.

No entanto, os padrões de interferência não foram usados isoladamente no presente trabalho, como se fossem a única evidência do que se demonstra em relação às fases de deformação que afetaram a área da mina Caraíba. Na verdade eles fazem parte de um conjunto de evidências que levam às conclusões estabelecidas no presente trabalho. Portanto são válidas as observações e conclusões tiradas a partir das figuras de interferência observadas.

Em áreas onde predominam os padrões tipo laço ('look pattern', nº 3 de Ramsay) mesmo que não se disponha de informações sobre as fases primeiras, é possível ao geólogo estabelecer que elas podem ter sido co-axiais, mas podem também ter tido eixos ortogonais conforme Thiessen e Means (1980).

Já diante do predomínio de padrões bumerangue (tipo 2 de Ramsay) é possível admitir-se que antes da fase que obliterou as anteriores houve uma fase com eixo algo transversal a esta e com plano-axial ortogonal ao da última fase.

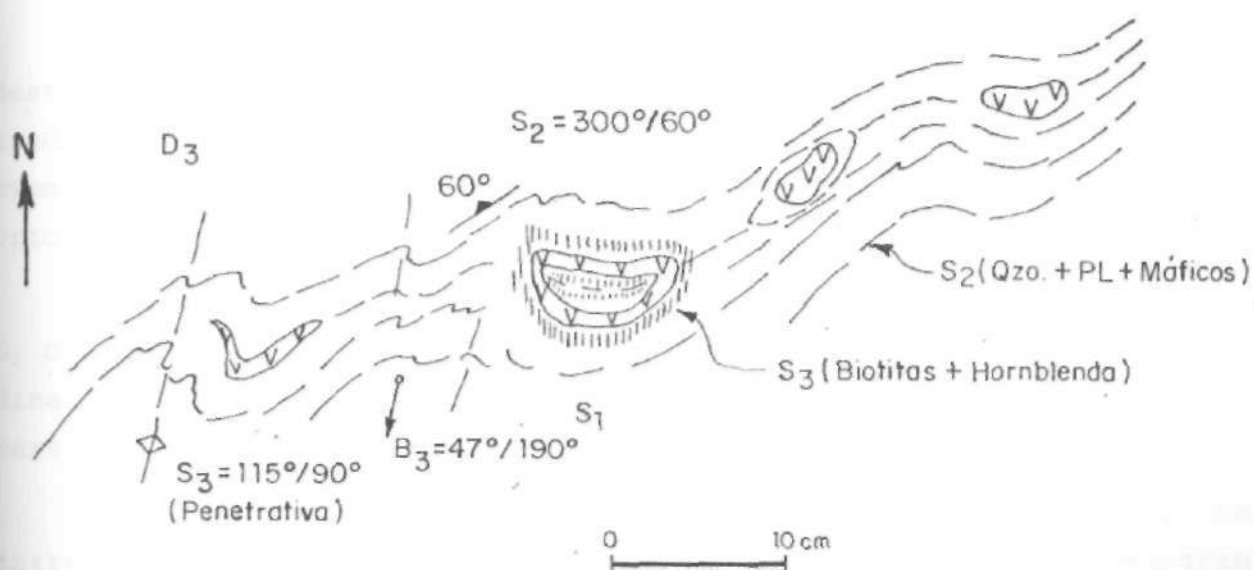
Em terrenos de alto grau é comum que as feições iniciais estejam muito obliteradas (transposições, migmatização, redobramentos, novas transposições, intrusões, etc.) e quase sempre se dispõe apenas de poucos exemplares diagnósticos da interferência entre as fases. Na maioria dos casos os exemplares encontrados não são completos ou 100% típicos e conduzem a dupla interpretação, dando margem ao surgimento de especulações de longo alcance a partir de poucos dados.

O Vale do Curaçá não foge a essa regra. Dada à divergência de interpretação de alguns afloramentos surgiram as diferentes correntes que postulam de um lado, uma fase E-W anterior à fase regional (33) liderada por Jardim de Sá et alii (1982) e, de outro lado, a coaxilidade entre as fases, a qual é defendida por Hasui et alii (1982) e Gaál (1982) dentre outros.

Na área do presente estudo estão bem representados os padrões de interferência do tipo bumerangue e cogumelo ('lobate pattern' de Ramsay, 1967) entre F2 e F3, em especial nos afloramentos com dobras D₃ bem abertas, com eixo suave, típicas de zonas de charneiras, como é descrito a seguir.

Afloramento de ortognaisses situado na parte norte exhibe o padrão da Figura 17 dada a seguir.

FIGURA 17 : PADRÃO DE INTERFERÊNCIA BUMERANGUE OBSERVADO ENTRE AS FASES DE DEFORMAÇÃO ($F_2 \times F_3$). O AFLORAMENTO ENCONTRA-SE ENCAIXADO EM ZONA DE CHARNEIRA DE DOBRA D_3 MAIOR. NÃO FOI POSSIVEL MEDIR B_2 .



Nas fotos 26, 27, 28, 33 e 34, são mostrados padrões de interferência bumerangue ou cogumelo, a maioria dos exemplos sendo bem característicos. São derivados da interferência $F_2 \times F_3$ visto que afetam ambas o bandejamento metamórfico $S_1//S_0$. A forte xistosidade N-S penetrativa, visível nas fotos, é diagnóstica da fase F_3 .

Como as dobras D_3 têm eixos estatisticamente caindo para sul, as dobras D_2 têm que ter eixos ortogonais ou algo ortogonais a B_3 . Como PA3 é muito bem demonstrado tendo atitude N-S sub-verticalizada, para que se formem as estruturas bumerangue-cogumelo é necessário que PA2 tenha sido sub-horizantalizado, ou inclinado de baixo ângulo, também algo ortogonal ao PA3.

Fortes evidências da existência de dobras pré F_3 com eixo E-W ou NW-SE foram obtidas tanto em campo como no próprio mapa da mina Caraíba.

Nas fotos 24 e 25 são apresentados detalhes das dobras tipo bengala, de 1ª fase, da foto maior 23. Em ambas, pode ser vista, pelo alto detalhe das fotos, a existência de foliação de minerais máficos (biotitas, hornblendas) com orientação N60°W, foliação esta que está crenulada por S_3 e é mais jovem que o nível máfico dobrado em D_1 , tendo sido obliterada nas partes félsicas da rocha por superposição da forte xistosidade regional S_3 .

Na Figura 18 a seguir é ilustrada a formação e preservação desta xistosidade, importante elemento diagnóstico, a qual é encontrada na maioria dos níveis máficos das rochas bandadas, como por exemplo nos níveis máficos englobados e dobrados juntamente com o ortognaisse G_1 do afloramento do aeroporto (Fig. 15).

Outra evidência fundamental é mostrada na foto 36 onde a dobra D_2 ocorre em perfil N-S redobrada por D_3 . D_2 apresenta eixo latitudinal, sub-horizantalizado, enquanto D_3 é N-S com caimento suave para sul.

A dificuldade de se reconhecer os padrões de interferência em terrenos de alto grau metamórfico está muito relacionada com a grande quantidade dos mobilizados félsicos, os quais podem obliterar parcial ou totalmente as figuras (ver foto 28) como também pela intensidade da deformação posterior superimposta. É o que se busca ilustrar na Figura 19.

FIGURA 19: OBLITERAÇÃO DE FIGURAS BUMERANGUE POR DOBRAS D_3 MUITO APERTADAS.

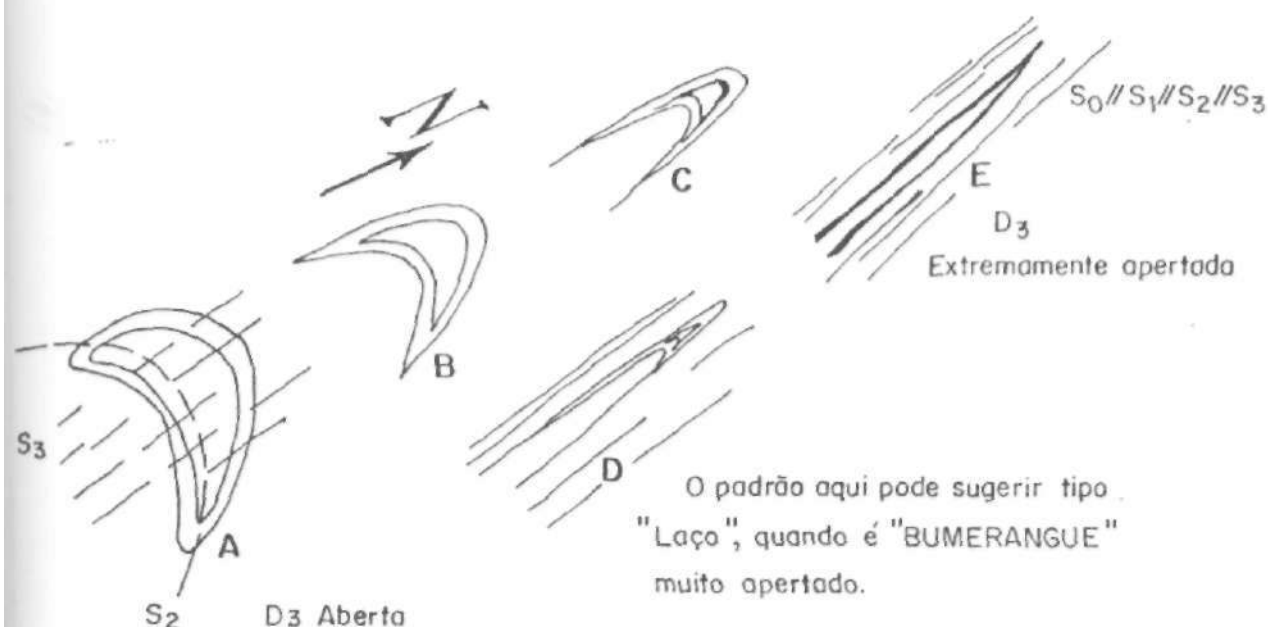
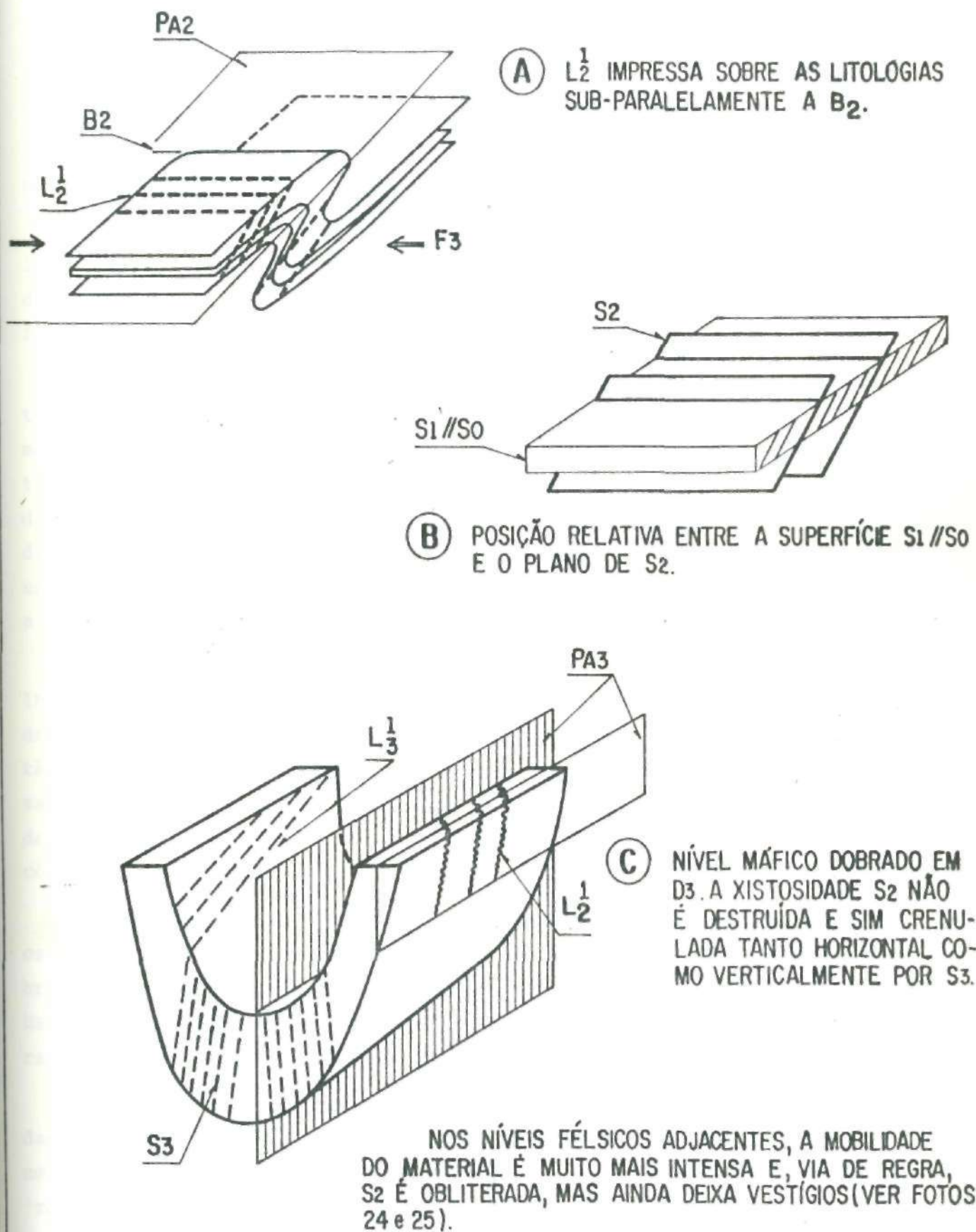


FIGURA 18 FORMAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA FOLIAÇÃO S2.



Dessa forma, as figuras serão mais freqüentes e mais representativas em afloramentos localizados em zonas de charneira bem aberta de D_3 , como é o caso muito especial do afloramentos do restaurante.

A foto 31 mostra um exemplo de possível bumerangue quase totalmente obliterado por D_3 muito apertada. A foto 32 mostra exemplo em D_3 aberto, embora a figura possa ser algo duvidosa.

Não obstante as evidências apresentadas, há ainda um fato de primeira importância: a mina Caraíba.

Por se constituir em massa de rochas máficas/ultramáficas, relativamente incólumes às migmatizações e mobilizações e por ter sido mapeada em detalhe de lavra, os resultados obtidos são provas fortes do que evidenciam.

Os mapas de isoteores das Figuras 20a, 20b, 20 e 21 se constituem em importante prova para demonstrar a relação entre os dobramentos de 2ª e 3ª fases. Na lavra, a perfuração para desmonte é feita em malha de 7x9 metros e do pó de perfuração de cada furo é obtida uma amostra representativa de toda a altura da bancada. O teor de cobre de cada amostra permite que se faça a seleção pré-desmonte entre as partes mineralizadas das não mineralizadas, orientando-se a lavra a partir daí.

Resulta, então, que o mapa de cada bancada possui alguns milhares de amostras, com posição no campo controlada por teodolito de alta resolução. A construção dos mapas de isoteores é algo então de grande precisão e, como é notória a associação da mineralização com piroxenitos e noritos, os resultados ali mostrados são de grande importância para o estudo dos dobramentos que afetaram o corpo mineralizado.

A análise das Figuras 20a, 20b, 20 e 21 mostra claramente que os sulfetos de cobre (e suas rochas hospedeiras clássicas) estão dobrados em uma segunda fase redobrada por uma terceira. D_2 afeta o bandamento metamórfico dos piroxenitos e noritos descrito na Figura 6 e conforme ilustrado na Figura 14b.

A superposição dos mapas de isoteores mostra outro ponto fundamental: as zonas ricas em minério se dispõem concentradas em charneiras de D_2 e formam no espaço corpos cilindróides, verdadeiros 'rods' que ficaram verticalizados após as deformações que se seguiram (D_3).

MAPA DE ISOTEORES DE COBRE BANCO 440 (CÉU ABERTO) MINA CARAÍBA-BAHIA

0 50 100 200m

N





N=112.500

N=112.300

N=112.100

FIGURA-20-A

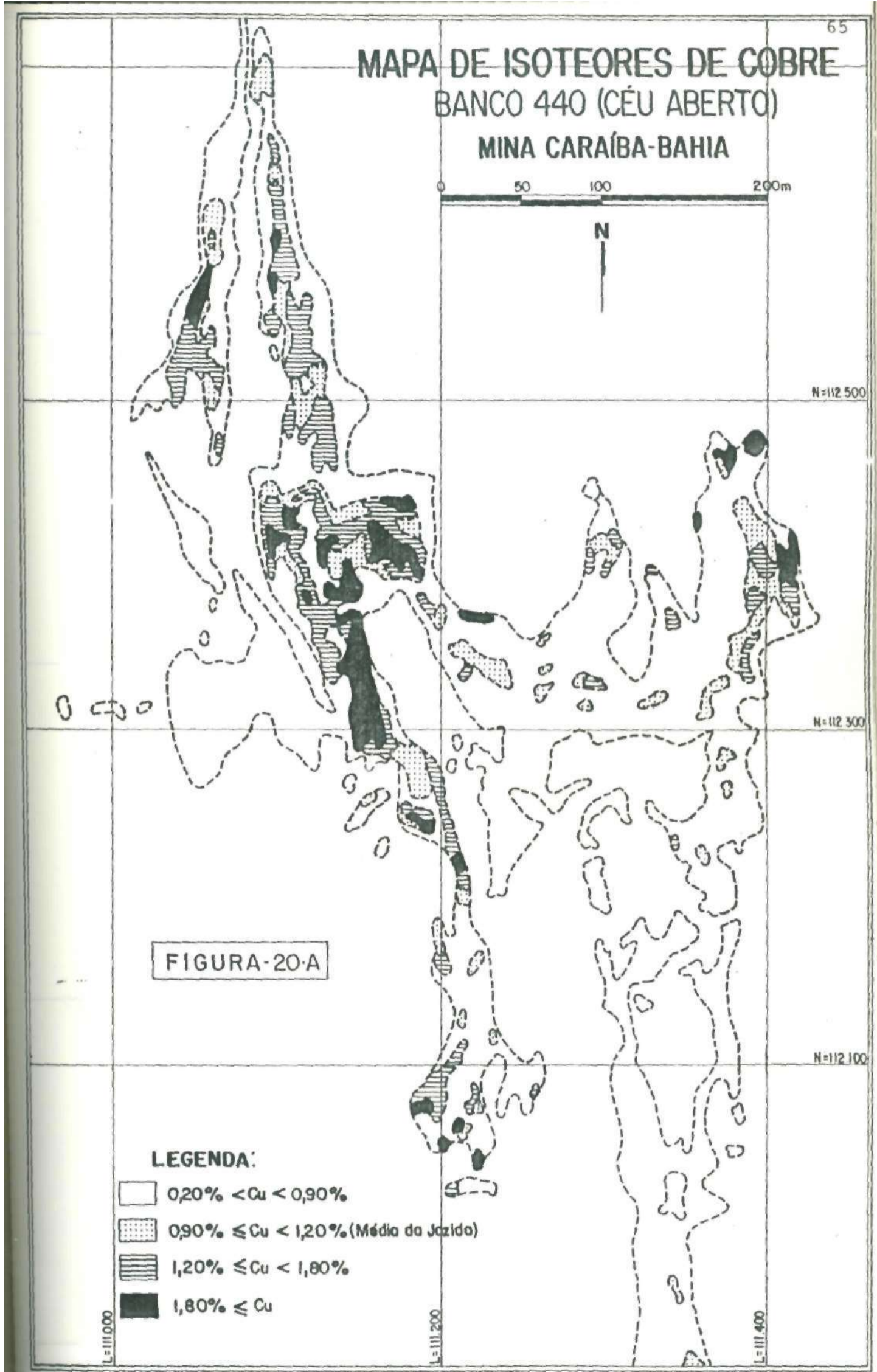
LEGENDA:

-  0,20% < Cu < 0,90%
-  0,90% ≤ Cu < 1,20% (Média da Jazida)
-  1,20% ≤ Cu < 1,80%
-  1,80% ≤ Cu

L=111.000

L=111.200

L=111.400



MAPA DE ISOTEORES DE COBRE BANCO 425 (CÉU ABERTO) MINA CARAÍBA-BAHIA

0 50 100 200m



N=112.500

N=112.300

N=111.900

L=111.000





L=111.200

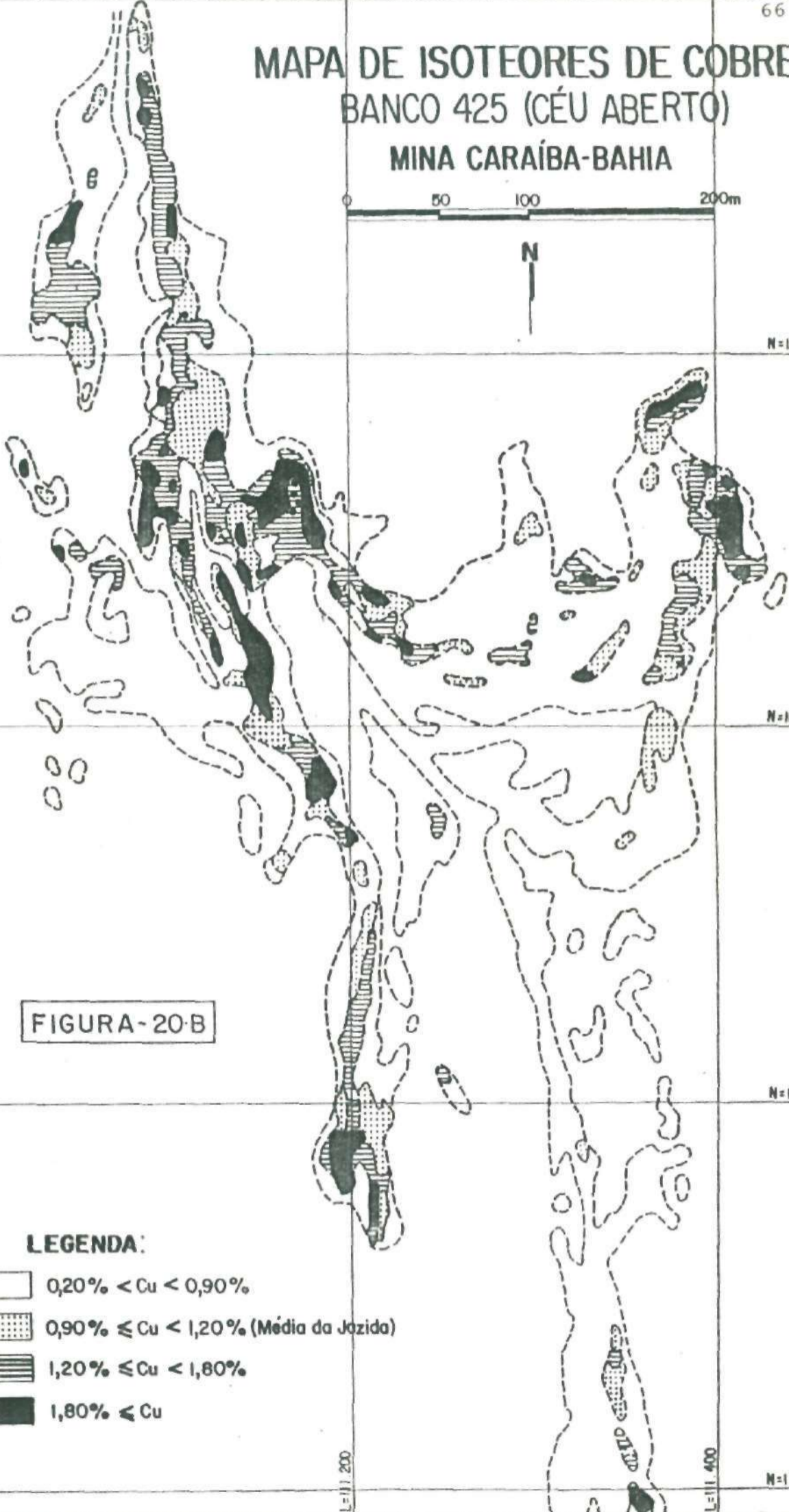
L=111.400

N=111.900

FIGURA-20-B

LEGENDA:

-  0,20% < Cu < 0,90%
-  0,90% ≤ Cu < 1,20% (Média da jazida)
-  1,20% ≤ Cu < 1,80%
-  1,80% ≤ Cu



MAPA DE ISOTEORES DE COBRE BANCO 410 (CÉU ABERTO) MINA CARAÍBA-BAHIA

0 50 100 200m

N

N=112.500

N=112.300

N=112.100

N=111.900





L=111.000

L=111.200

L=111.400

FIGURA-20

LEGENDA:

-  0,20% < Cu < 0,90%
-  0,90% ≤ Cu < 1,20% (Média da Jazida)
-  1,20% ≤ Cu < 1,80%
-  1,80% ≤ Cu

N=112.700

MAPA DE ISOTÉORES DE COBRE

BANCO 395 (CÉU ABERTO)

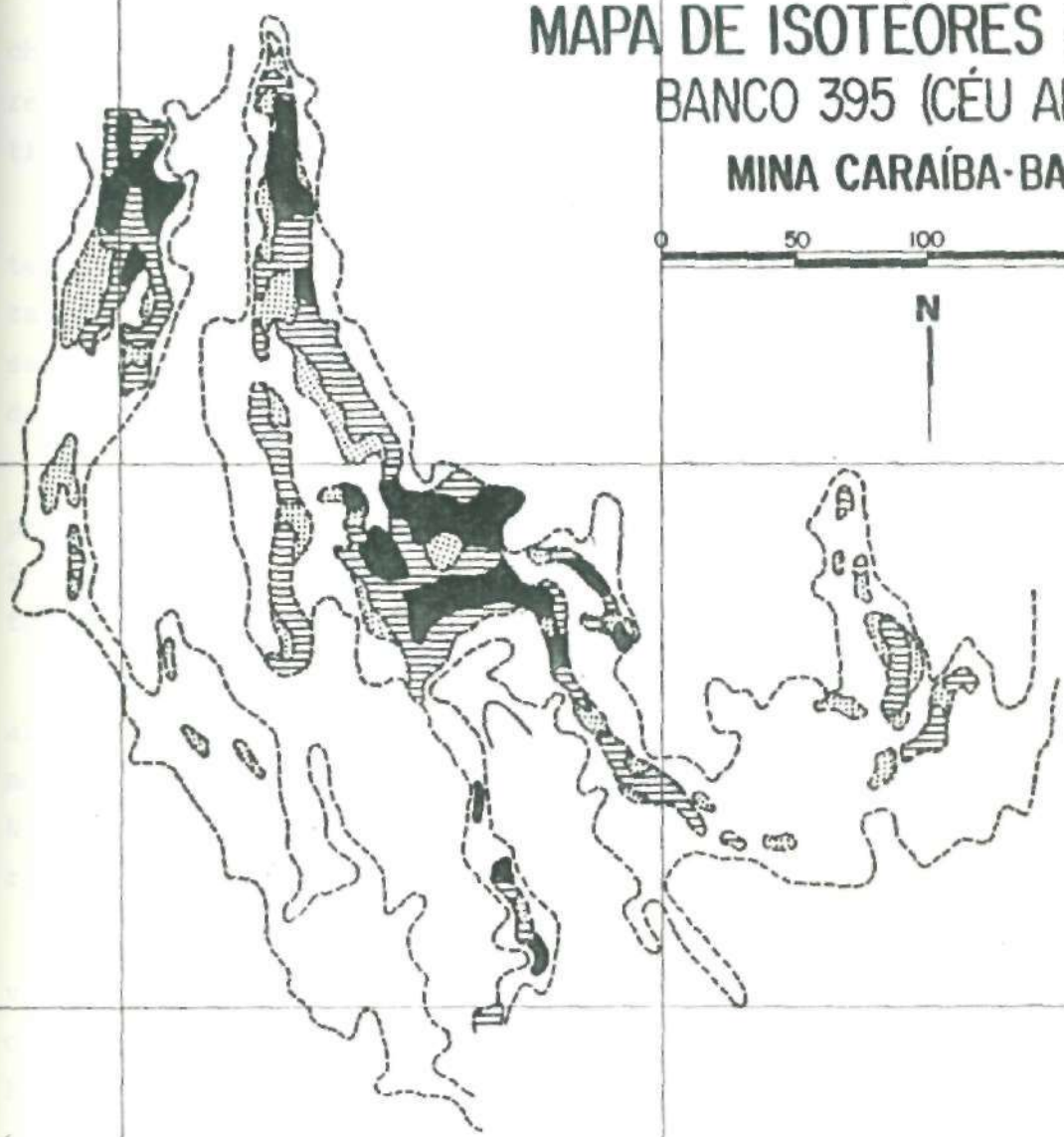
MINA CARAÍBA-BAHIA

0 50 100 200m

N

N=112.500

N=112.300



LEGENDA:





-  0,30% < Cu < 0,90%
-  0,90% ≤ Cu < 1,20% (Média da Jazida)
-  1,20% ≤ Cu < 1,80%
-  1,80% ≤ Cu

FIGURA-21

N=112.100

L=111.000

L=111.200

L=111.400

Mostram também que as zonas de diferentes teores correspondem, afinal, à camada sulfetada original que foi rompida (boudinada), durante o estiramento acentuado que se passou durante as três fases principais de deformação.

O mapa geológico da mina Caraíba (Fig. 10) mostra que as rochas mineralizadas estão dobradas de modo que o padrão de interferência $D_2 \times D_3$ é um típico cogumelo, ou padrão lobado, representativo das mesmas relações do padrão bumerangue (Ramsay, 1967).

As seções verticais das Figuras 22 a 29 foram obtidas por interpretação espacial dos trechos de noritos e piroxenitos mineralizados (únicos guias razoavelmente confiáveis que se dispõe para essas reconstituições) atravessados por quase 100 mil metros de sondagens rotativas a diamante.

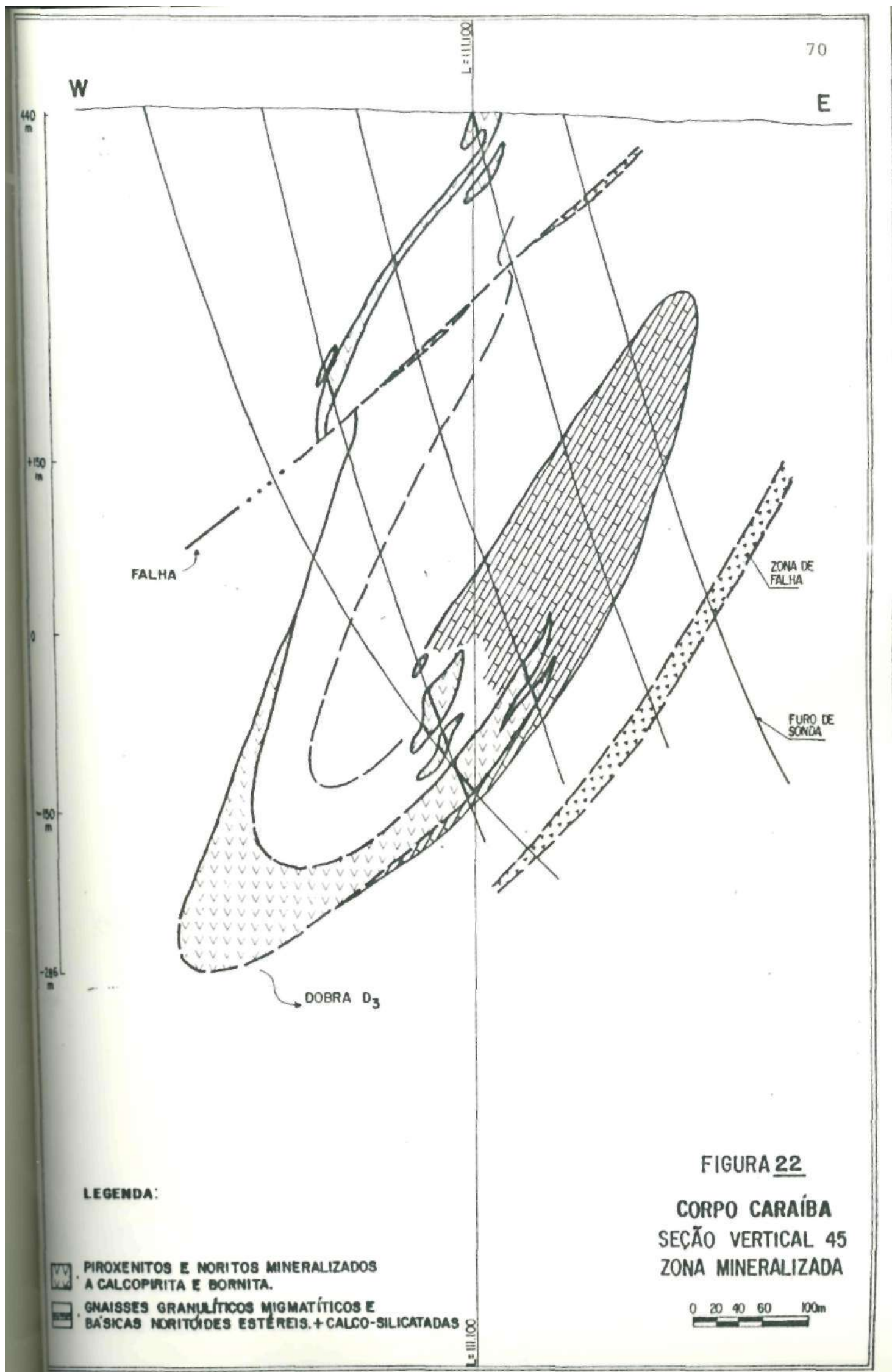
Especificamente as seções das Figuras 25 e 26 representam a parte central do corpo e configuram situação semelhante à da foto 28, a qual reconstitui bumerangue típico, embora em seção horizontal (piso de afloramento).

O sinforme central (D_3) da zona mineralizada tem eixo caindo abruptamente para norte (cerca de 70 a 80°) uma vez que os flancos mergulham abruptamente para NW e NE, como se ilustra na Figura 14b. No entanto, é sabido que o eixo B_3 tem caimento regional suave para sul.

Essa variação de caimento do eixo B_3 é também um demonstrativo de que dobras anteriores (com vergência para norte e eixo E-W ou NW-SE) foram redobradas em torno do plano N-S verticalizado. Na Figura 40 c,d é ilustrado como o eixo B_3 pode variar da forma como o faz em Caraíba, na zona central do corpo mineralizado: a atitude do eixo é controlada pela existência prévia do plano $S_1//S_0$ com mergulho suave para sul e quando o mergulho do plano $S_1//S_0$ se torna verticalizado, o eixo B_3 passa por posição horizontal e chega a ter caimento abrupto para norte.

Não foram encontrados padrões do tipo laço que possam ser considerados típicos em nenhum afloramento. Na foto 13 está representado um exemplar de interpretação confusa. Em sendo do tipo laço seria das fases F_2 e F_3 , pois ambas afetam o bandamento metamórfico. No entanto parece mais uma figura bumerangue achatada e estirada.

A existência de fases co-axiais $F_1 \times F_3$ é demonstrada da me-



W

E

L=III.100

40 m

150 m

0

50 m

-285 m

FALHA

ZONA DE FALHA

FURO DE Sonda

DOBRA D₃

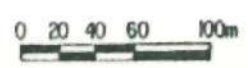
LEGENDA:

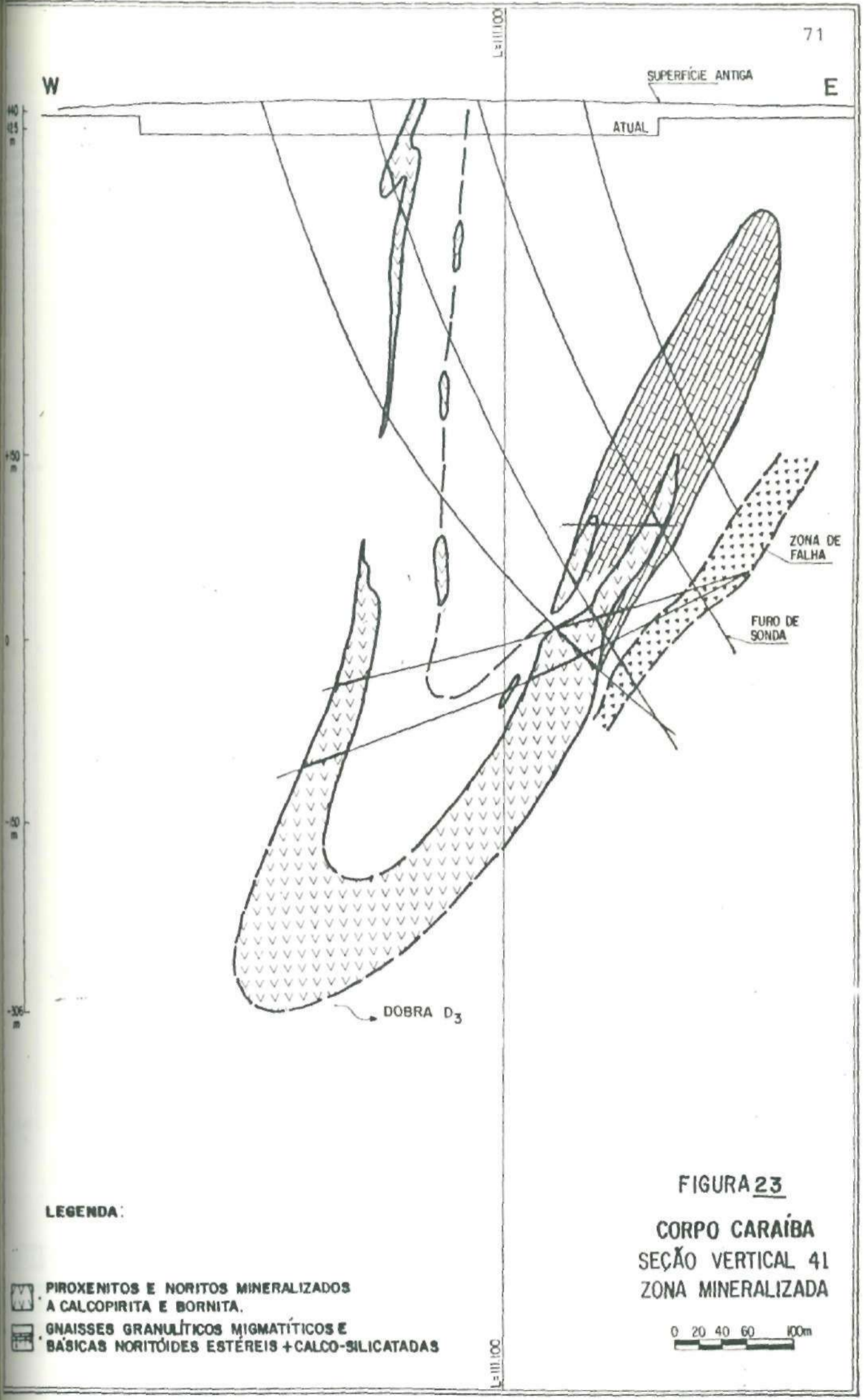
-  PIROXENITOS E NORITOS MINERALIZADOS A CALCOPIRITA E BORNITA.
-  GNAISSES GRANULÍTICOS MIGMATÍTICOS E BÁSICAS NORITÓIDES ESTÉREIS.+ CALCO-SILICATADAS

L=III.100

FIGURA 22

CORPO CARAÍBA
SEÇÃO VERTICAL 45
ZONA MINERALIZADA

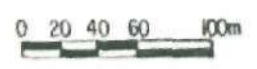




LEGENDA:

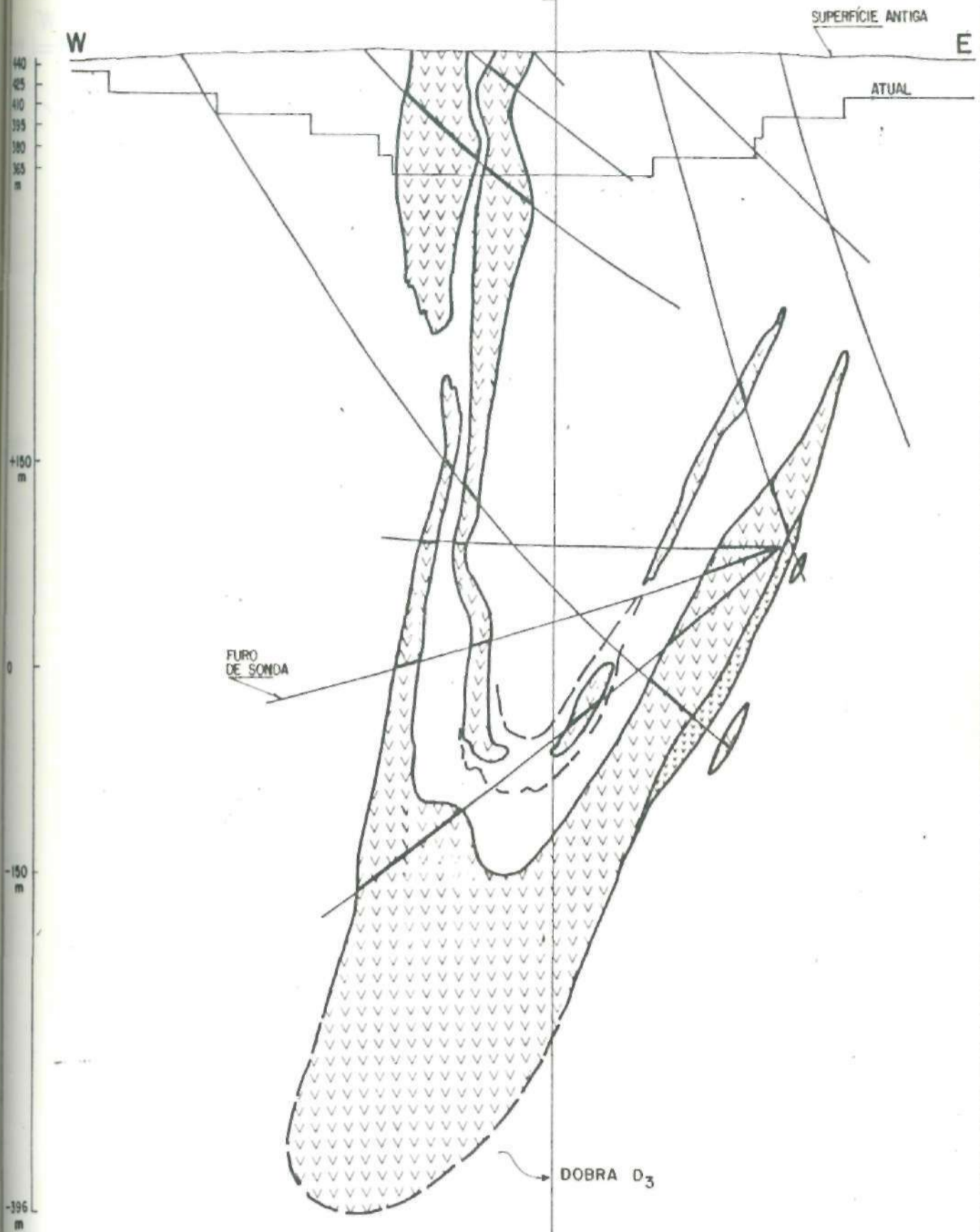
- PIROXENITOS E NORITOS MINERALIZADOS A CALCOPIRITA E BORNITA.
- GNAISSES GRANULÍTICOS MIGMATÍTICOS E BÁSICAS NORITÓIDES ESTÉREIS + CALCO-SILICATADAS

FIGURA 23
CORPO CARAÍBA
SEÇÃO VERTICAL 41
ZONA MINERALIZADA



L=1:111.100

L=1:111.100



LEGENDA:




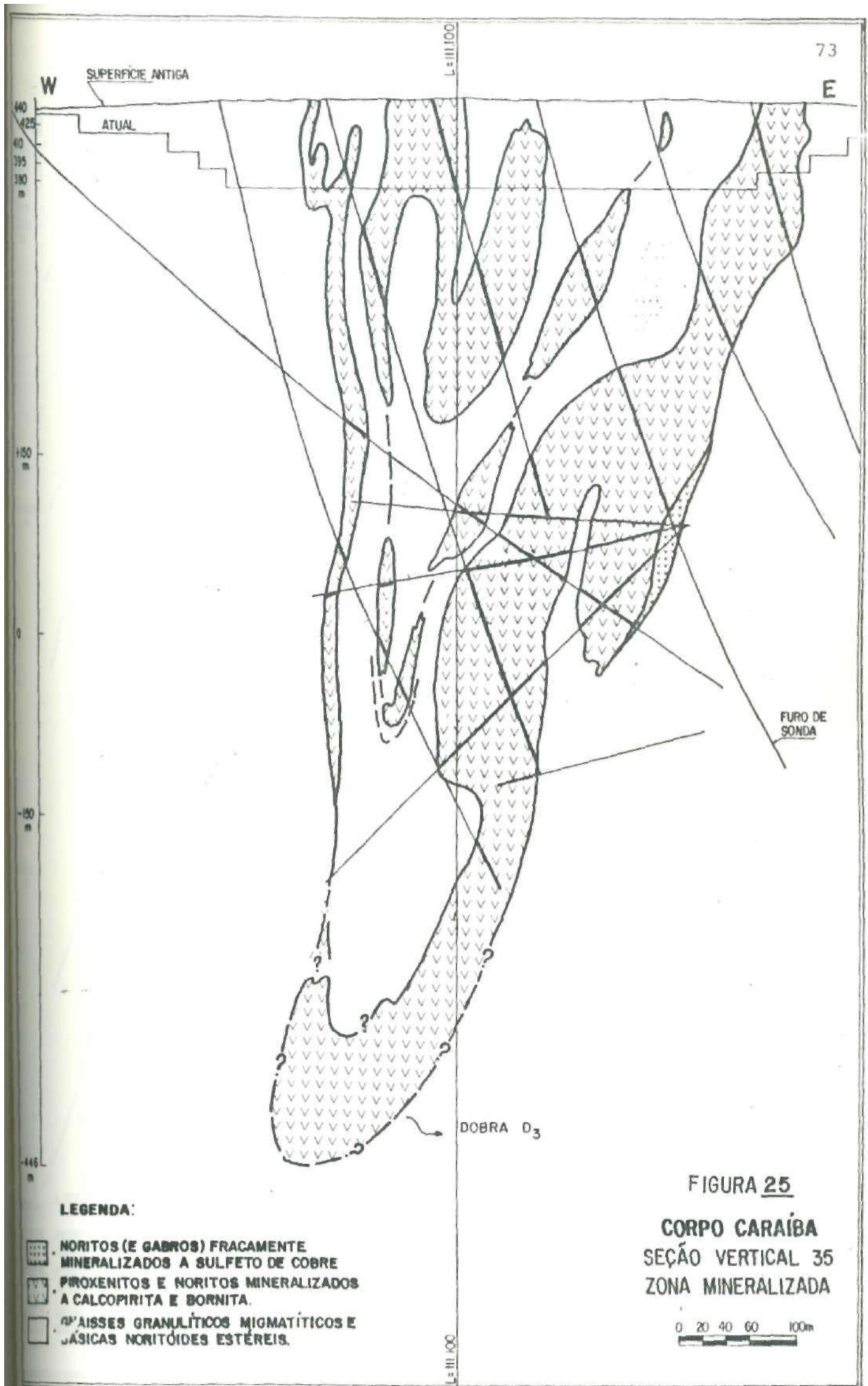
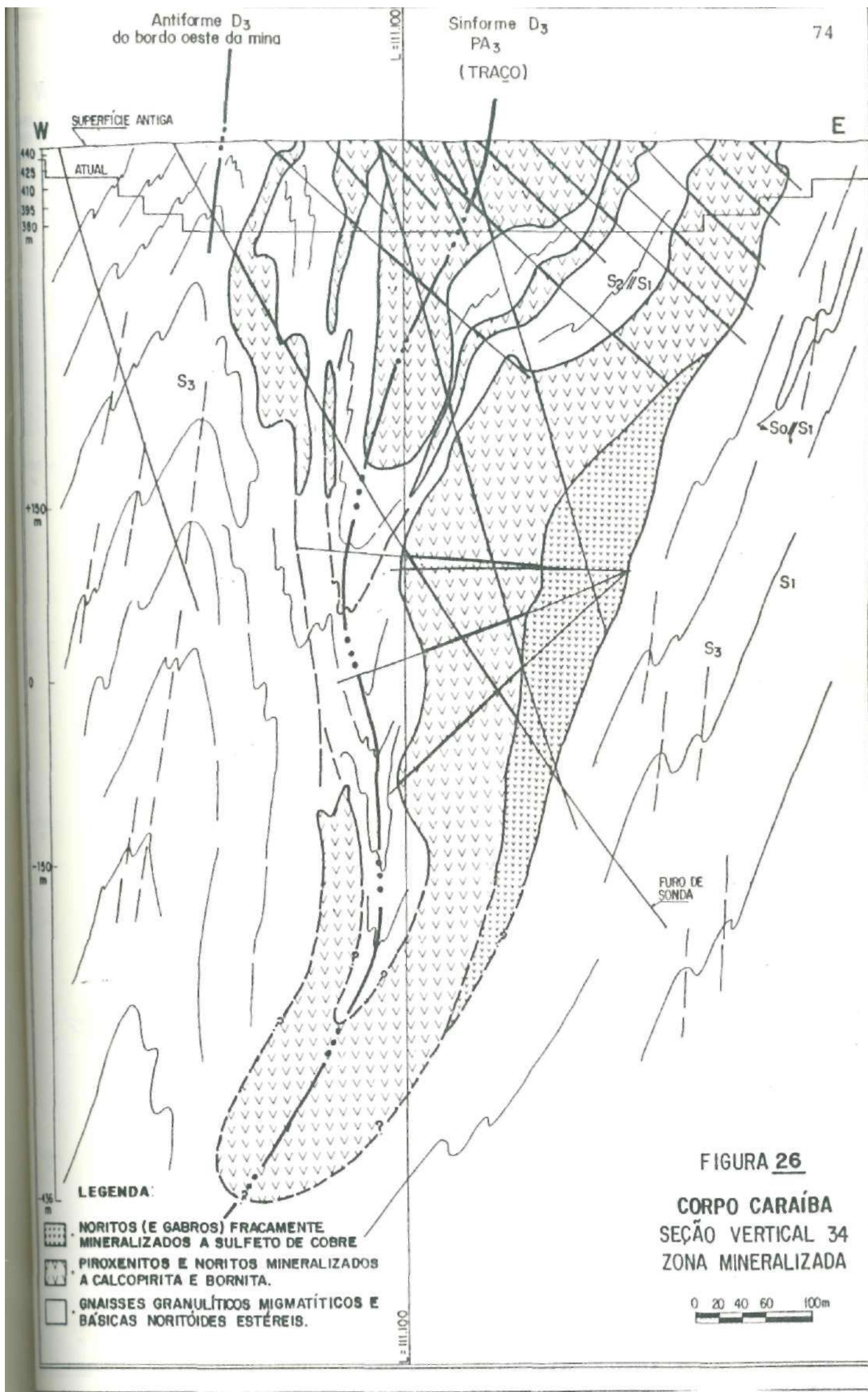
-  NORITOS (E GABROS) FRACAMENTE MINERALIZADOS A SULFETO DE COBRE.
-  PIROXENITOS E NORITOS MINERALIZADOS A CALCOPIRITA E BORNITA.
-  GNAISSES GRANULÍTICOS MIGMATÍTICOS E BÁSICAS NORITÓIDES ESTÉREIS.

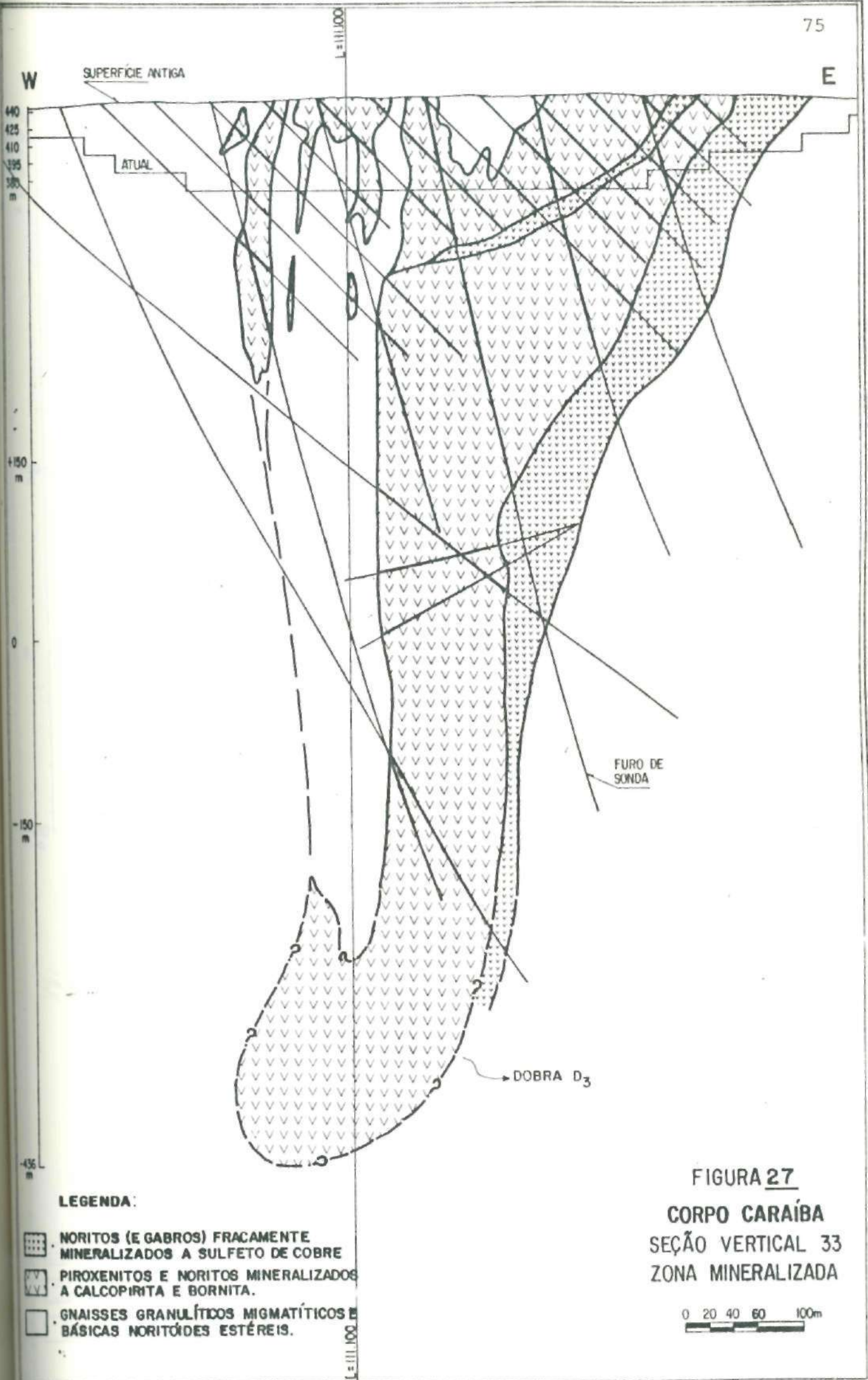
FIGURA 24

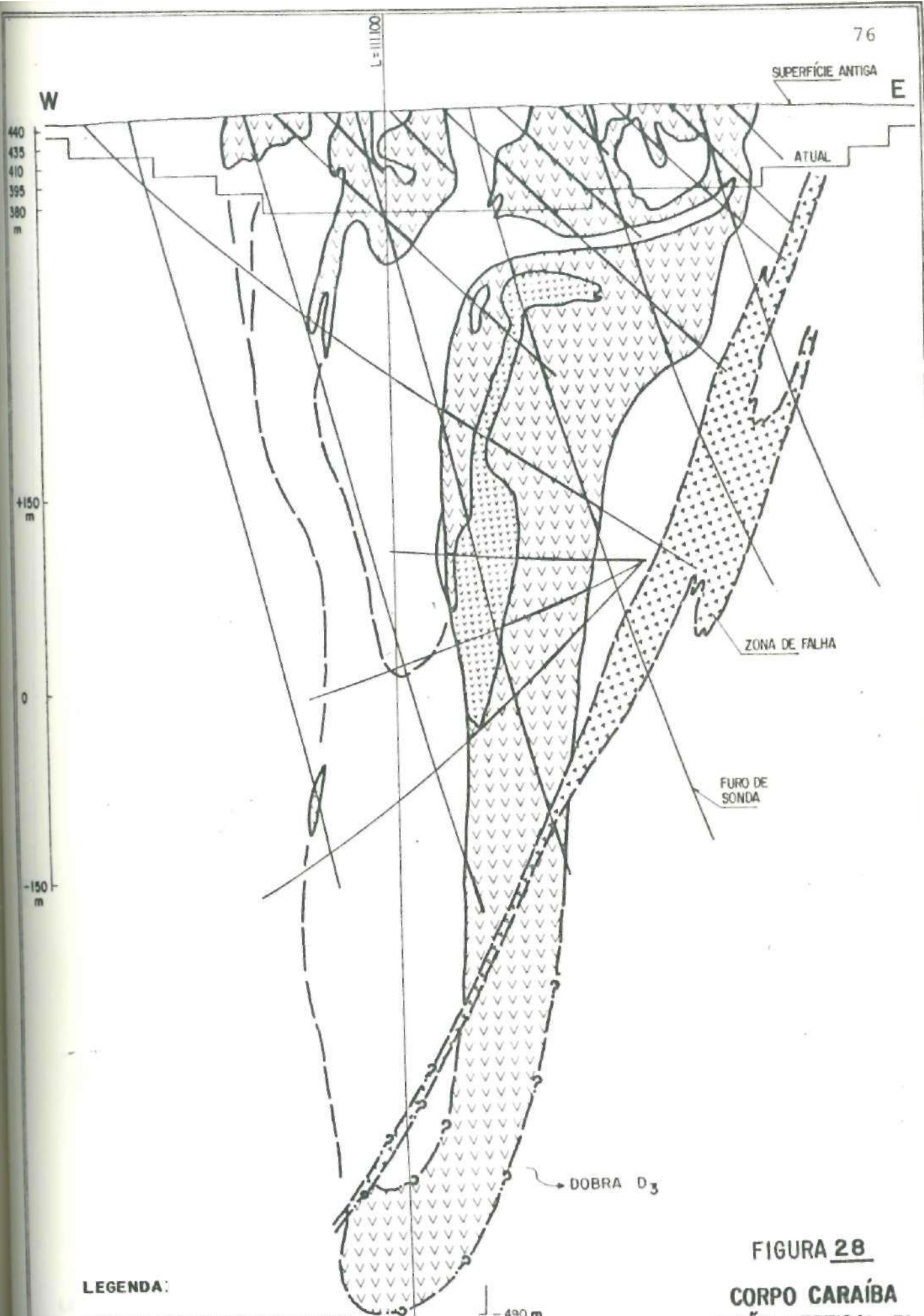
CORPO CARAÍBA
SEÇÃO VERTICAL 38
ZONA MINERALIZADA

0 20 40 60 100m









LEGENDA:




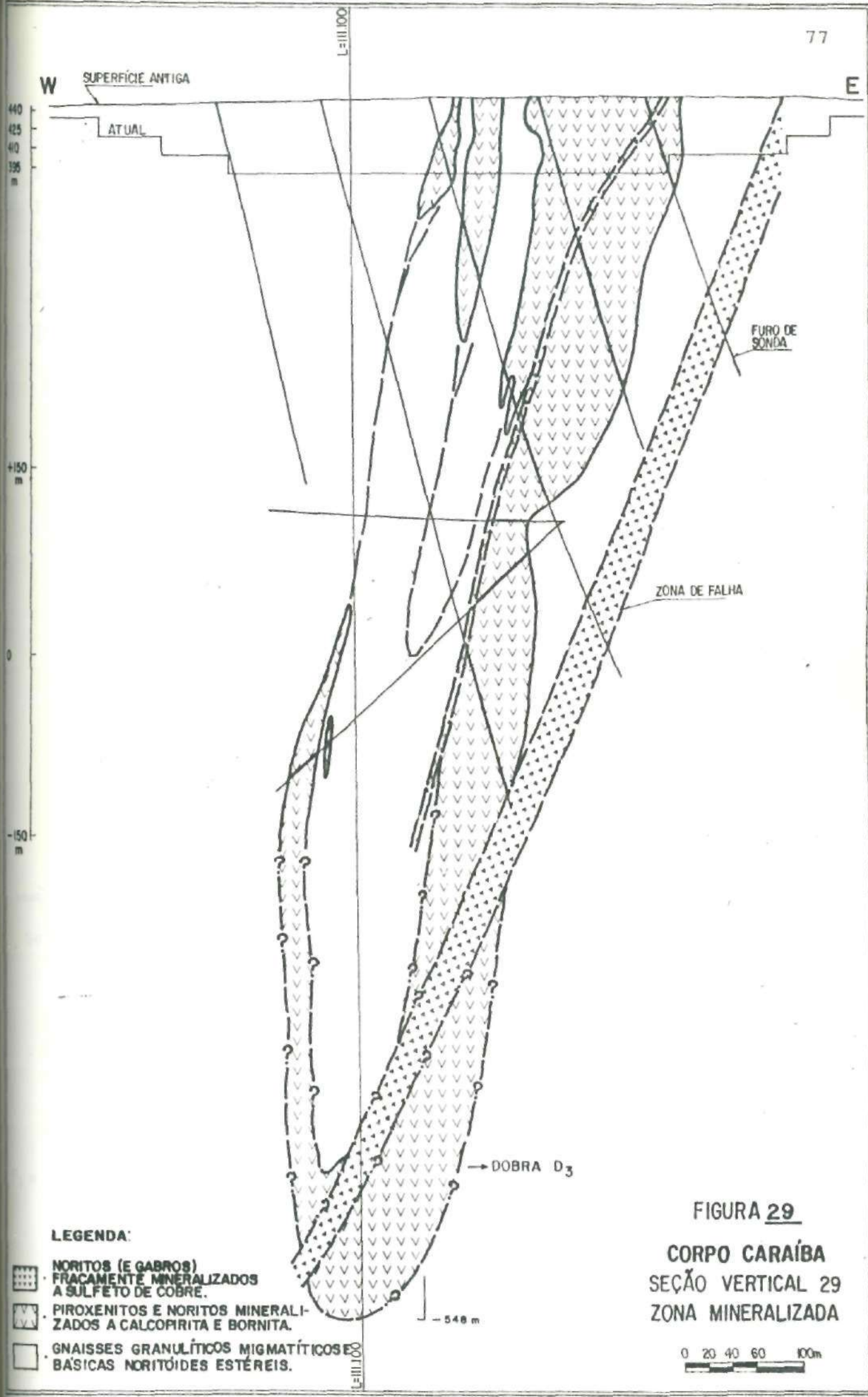
-  NORITOS (E GABROS) FRACAMENTE MINERALIZADOS A SULFETO DE COBRE.
-  PIROXENITOS E NORITOS MINERALIZADOS A CALCOPIRITA E BORNITA.
-  GNAISSES GRANULÍTICOS MIGMATÍTICOS E BÁSICAS NORITÓIDES ESTÉREIS.

FIGURA 28

CORPO CARAÍBA
SEÇÃO VERTICAL 31
ZONA MINERALIZADA





lhor maneira a partir das dobras tipo bengala, conforme se ilustra nos exemplos das fotos 8 e 23. São dobras de 1ª fase que têm bandeamento metamórfico disposto plano-axialmente, associadas a intenso processo de transposição e migmatização, ficando preservadas apenas as charneiras rompidas dos níveis máficos, como se ilustra na Figura 30. Na Figura 31 ilustra-se novamente o bandeamento metamórfico deformado duas vezes.

FIGURA 30: PROCESSO DE FORMAÇÃO DA FOLIAÇÃO S_1 E DAS DOBRAS BENGALAS, POR DEFORMAÇÃO PROGRESSIVA DE PLANOS ORIGINAIS DE ACAMAMENTO. AO FINAL DO PROCESSO (e) NA MÁXIMA DEFORMAÇÃO, ESTARÃO FORMADOS OS BOUDINS E AS BÊNGALAS DOS NÍVEIS MAIS RESISTENTES. OS NÍVEIS FÉLSICOS ORIGINAIS PASSAM A SE CONFUNDIR COM OS MOBILIZADOS NEOSOMÁTICOS. EM (f) O CONJUNTO É DOBRADO COAXIALMENTE.

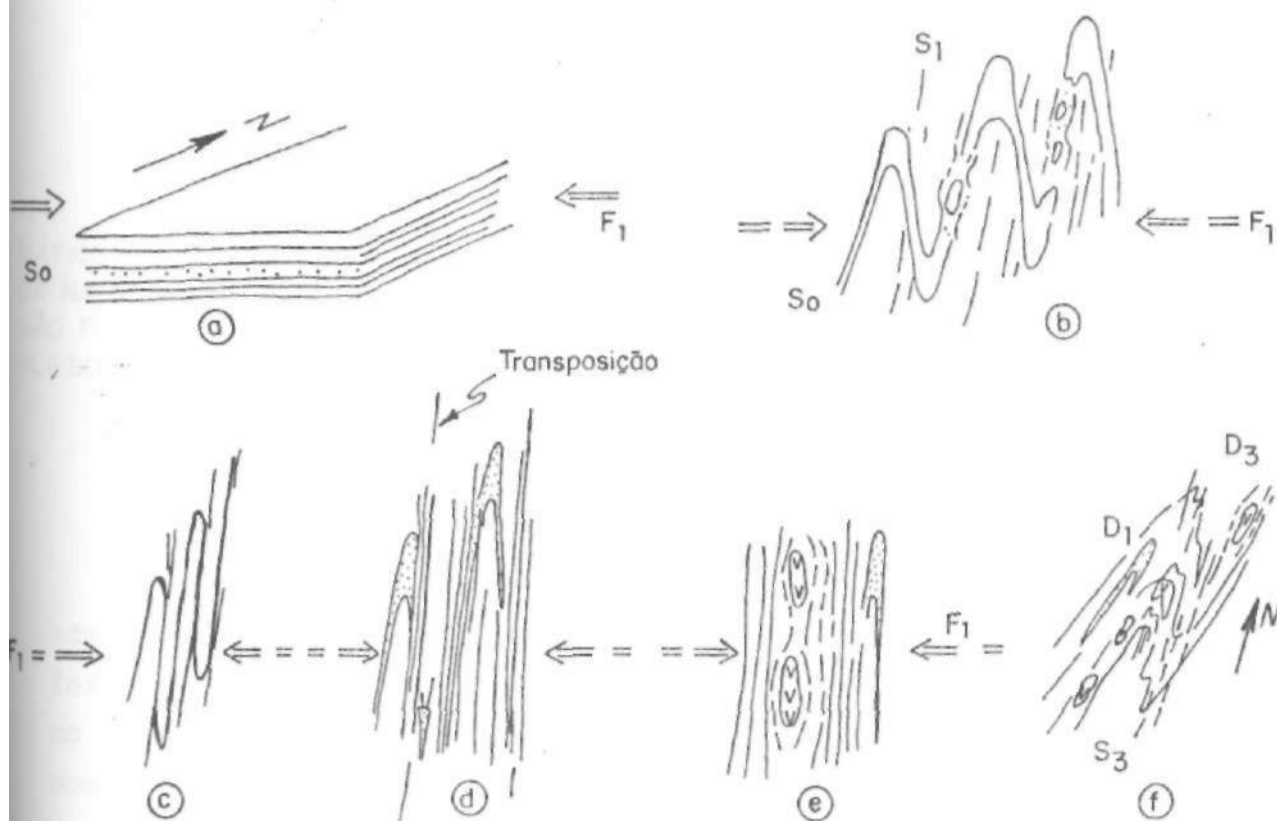
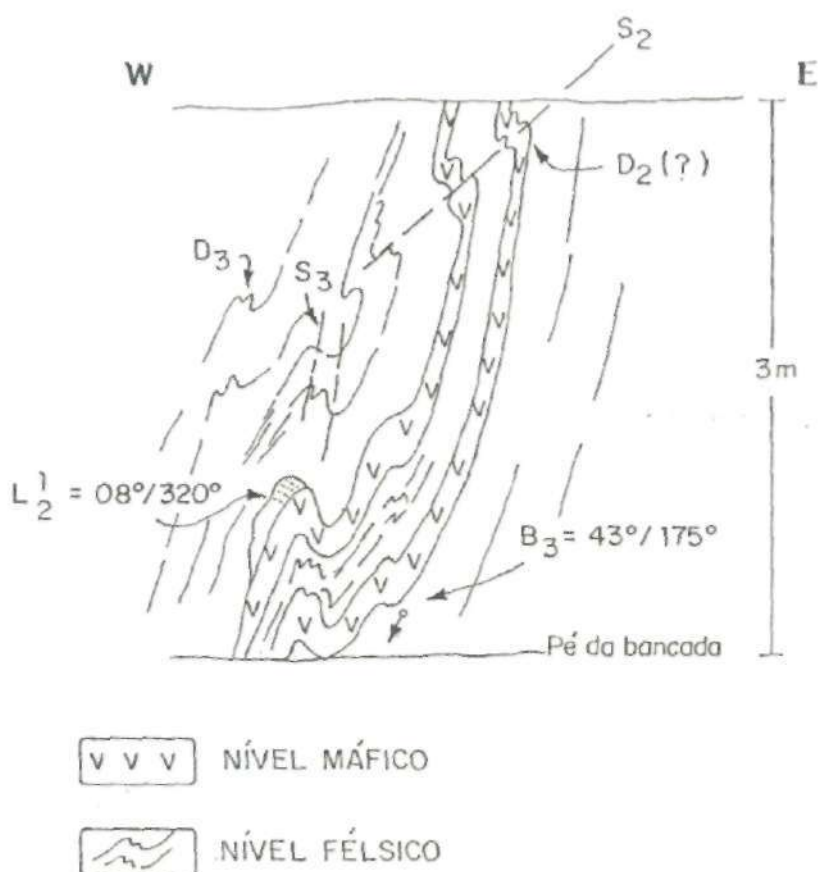


FIGURA 31 : DOBRAMENTO DO BANDEAMENTO S_1 EM DOIS EVENTOS: PROVÁVEL DOBRA D_2 E DOBRA D_3 TÍPICA.



DOBRAS D_3 OBSERVADAS NO PERFIL DA BANCADA 440 NORTE, NO GNÁISSE MÁFICO-BANDADO. L_2^1 É LINEAÇÃO MINERAL (BIOTITA E HORNBLENDA) OBSERVADA NA CHARNEIRA DA DOBRA, NO NÍVEL MÁFICO. B_3 É MUITO BEM DEFINIDO. S_2 NÃO FOI OBSERVADA: É APENAS SUGERIDA. S_3 É MUITO BEM DEFINIDA (QUARTZO, PLAGIOCLÁSIO E BIOTITAS ORIENTADOS).

Embora não se possa afirmar com segurança, parece razoável admitir-se, pelas evidências de campo (não definitivas) que D_1 e D_3 foram geradas co-axialmente, o que implica dizer que D_1 tinha pia no axial sub-horizontalizado e eixo sub-meridiano, já que é demonstrado que D_3 tem eixo N-S e plano axial N-S sub-verticalizado (ver Figuras 32 e 33).

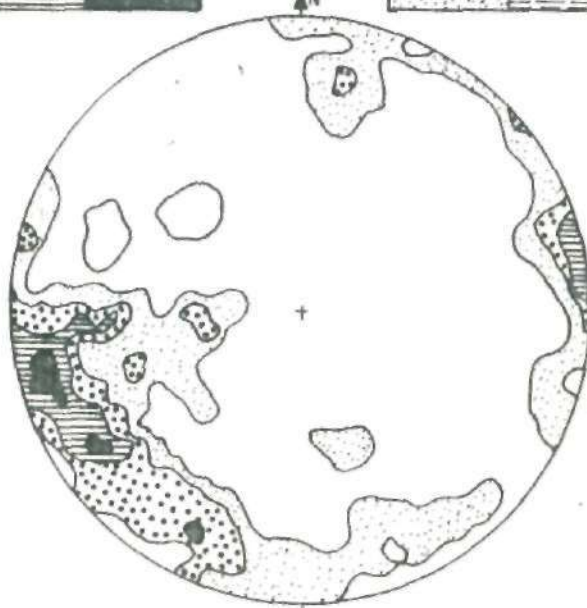
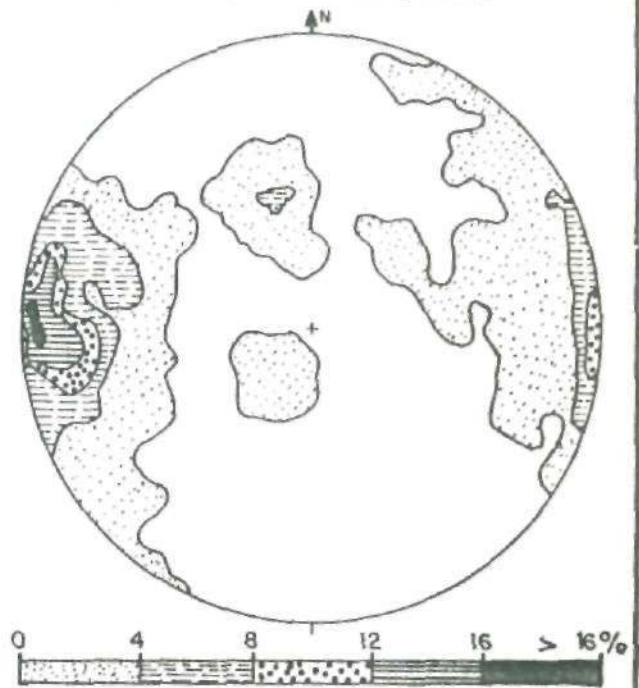
FIGURA 32

DIAGRAMA DE POLOS DE $S_1//S_2$
(HEMISFÉRIO INFERIOR, REDE SCHIMIDT)

MINA CARAÍBA (393)



SUB-DOMÍNIO I (106)



CORPO MINERALIZADO
NA MINA (56)

SUB-DOMÍNIO II
(88)



SUB-DOMÍNIO III
(55)

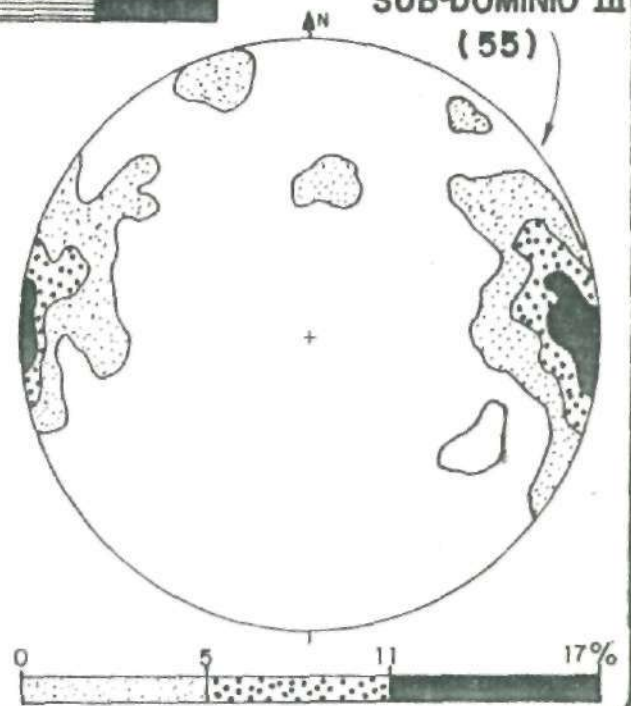
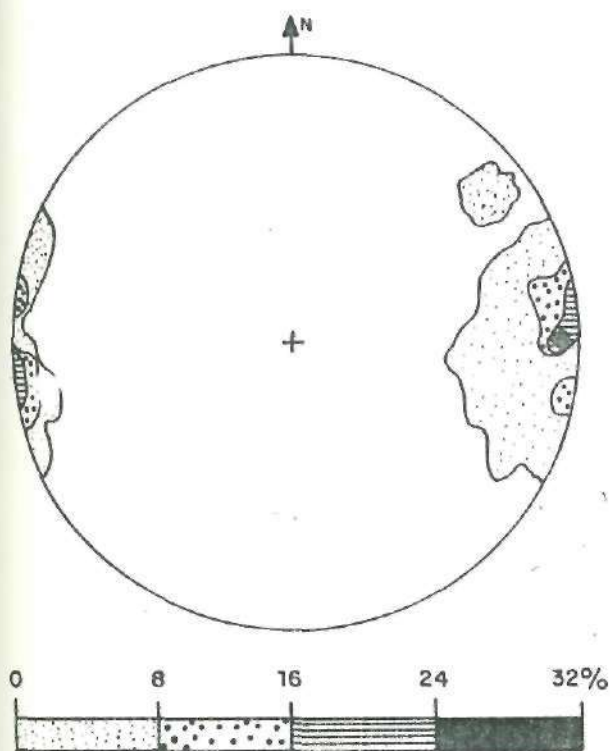


FIGURA 33

DIAGRAMA DE POLOS DE S_3
(HEMISFÉRIO INFERIOR, REDE SCHIMDT)

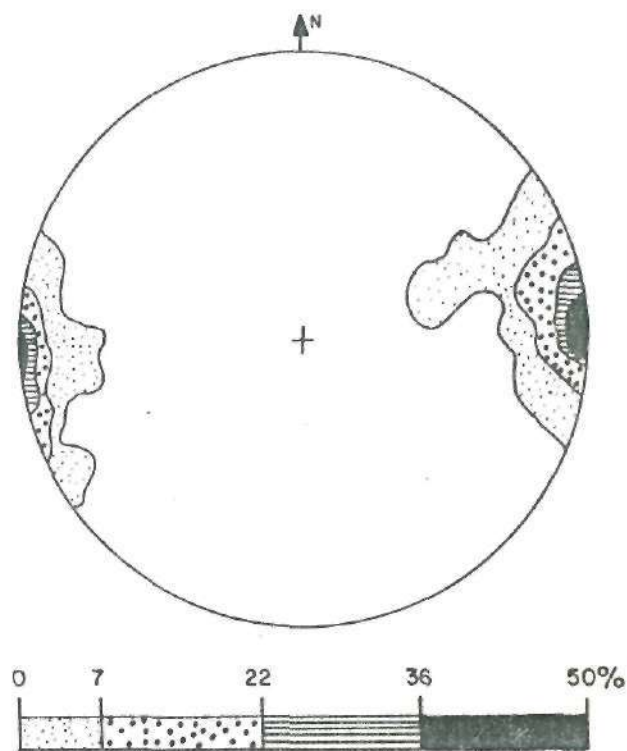
MINA CARAÍBA

49 MEDIDAS



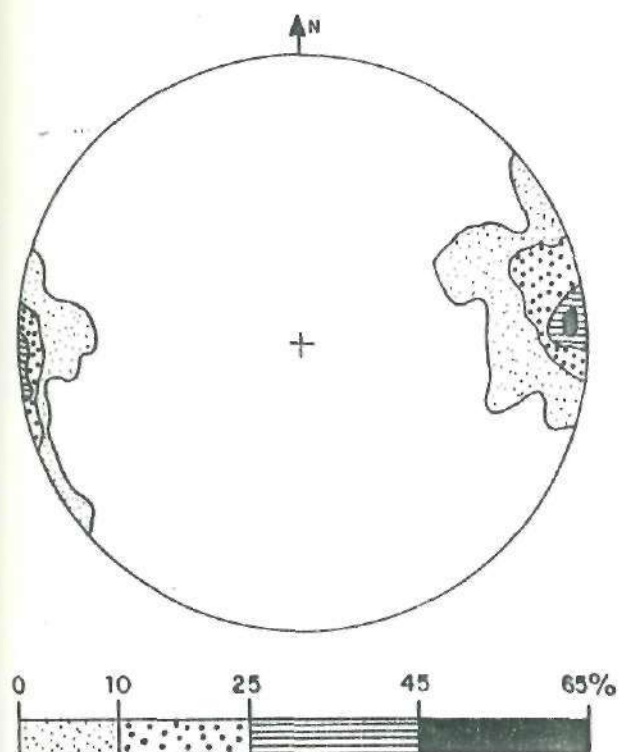
SUB-DOMÍNIO I

69 MEDIDAS



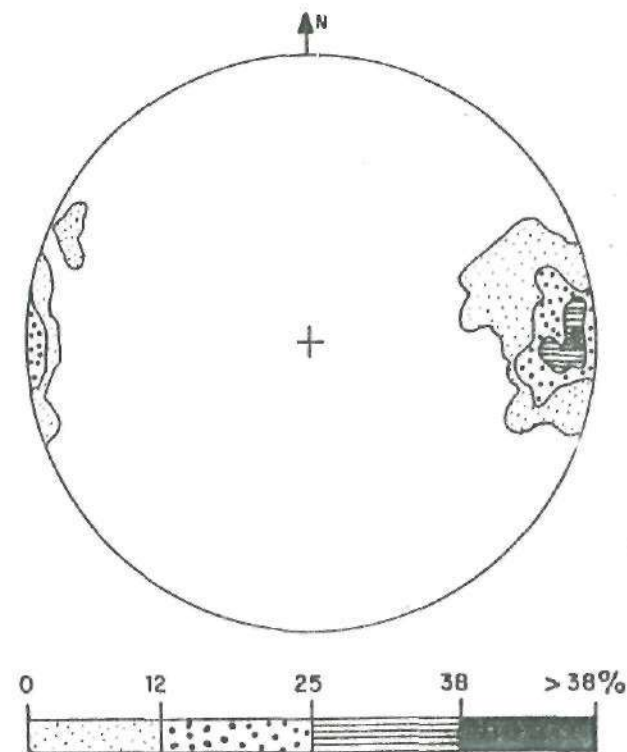
SUB-DOMÍNIO II

56 MEDIDAS



SUB-DOMÍNIO III

24 MEDIDAS



PLOTE DOS EIXOS E LINEAÇÕES
(HEMISFÉRIO INFERIOR, REDE WULFF)

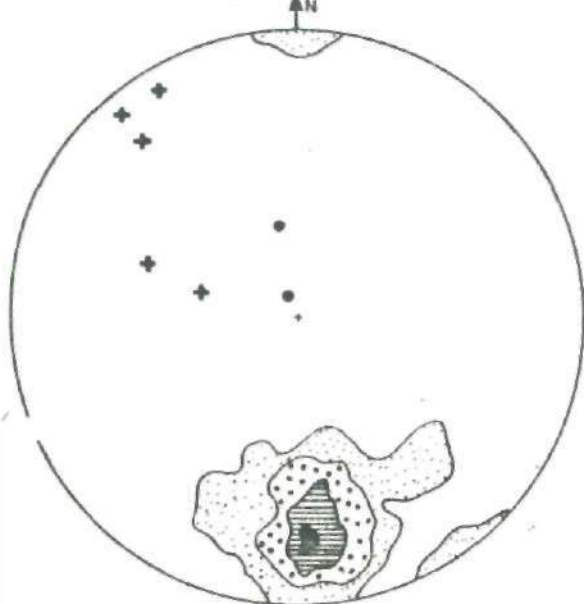
$B_3 = L_3^1 = \bullet$ E $B_2 = L_2^1 = +$

$\beta_3 =$ EIXO ESTATÍSTICO

MINA CARAÍBA

$B_3 = \bullet = 2$

$B_2 = + = 5$



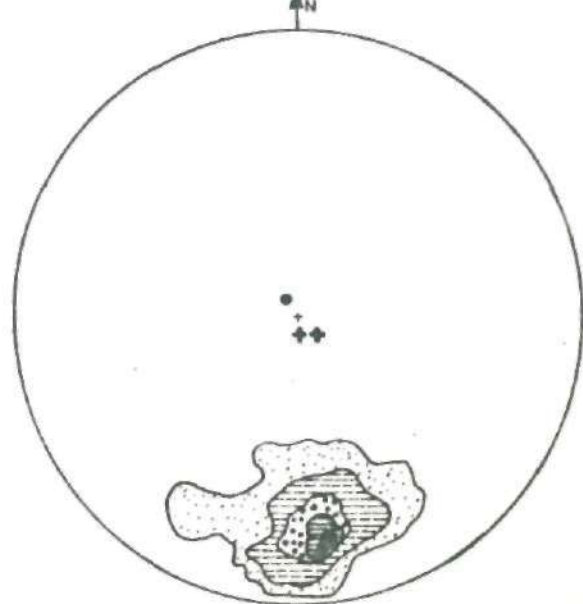
$\beta_3 = 16^\circ/180^\circ$
29 MEDIDAS



SUB-DOMÍNIO I

$B_3 = \bullet = 1$

$B_2 = + = 2$



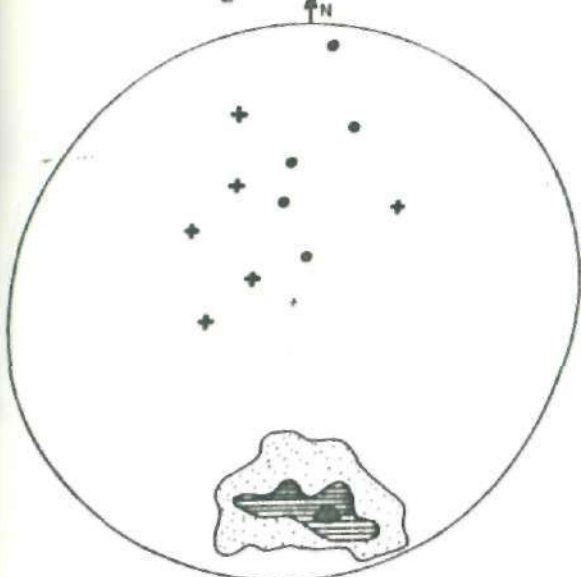
$\beta_3 = 16^\circ/174^\circ$
21 MEDIDAS



SUB-DOMÍNIO II

$B_3 = \bullet = 5$

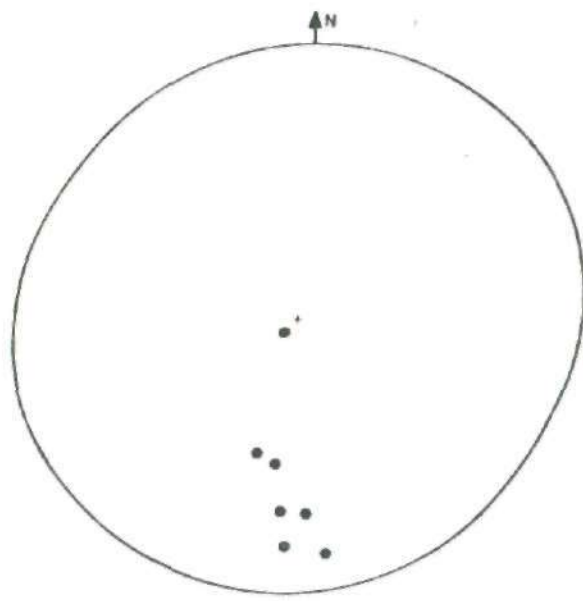
$B_2 = + = 6$



$\beta_3 = 18^\circ/169^\circ$
10 MEDIDAS



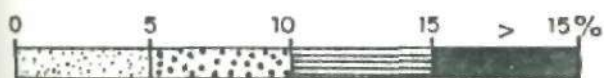
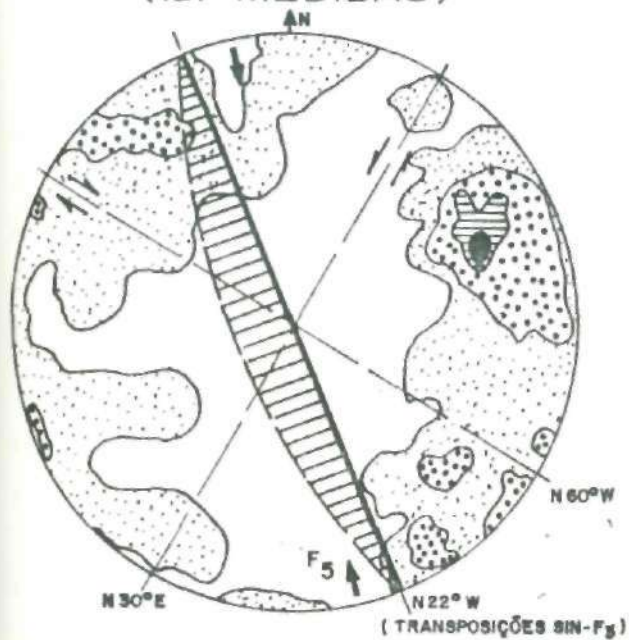
SUB-DOMÍNIO III



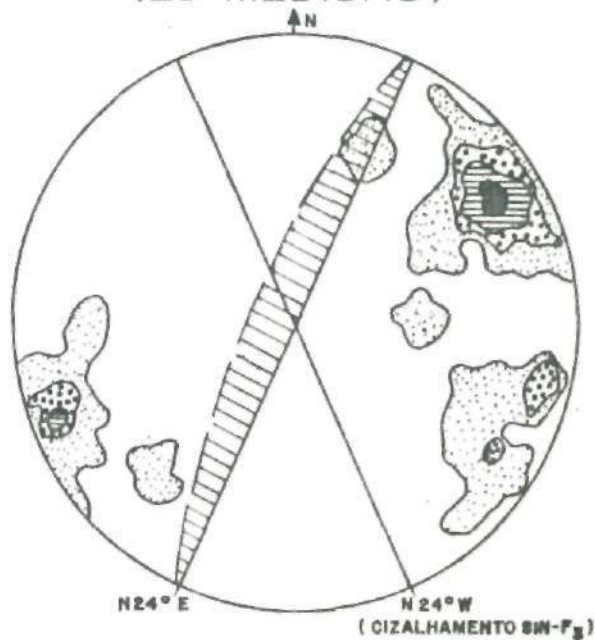
$B_3 = \bullet = 7$ MEDIDAS

DIAGRAMA DE POLOS DOS PLANOS DE CIZALHAMENTO (HEMISFÉRIO INFERIOR, REDE WULFF)

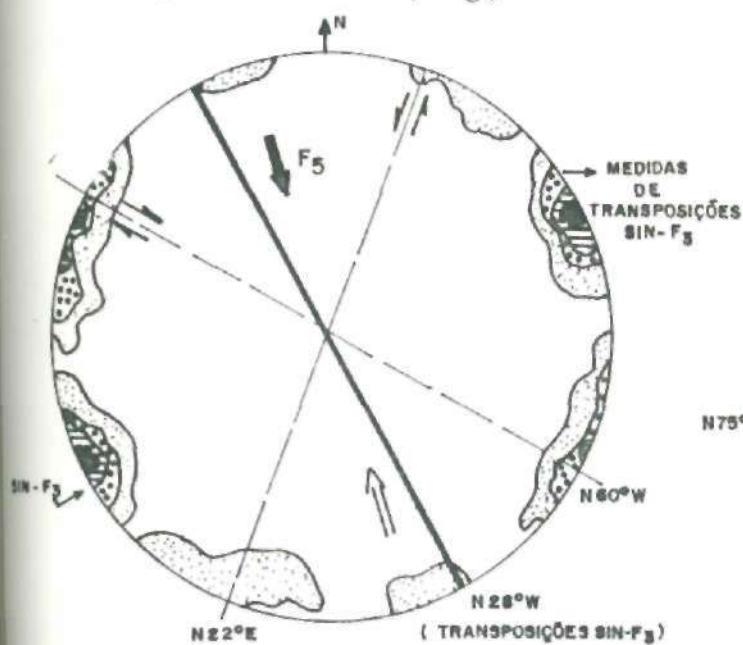
MINA CÉU ABERTO CARAÍBA (101 MEDIDAS)



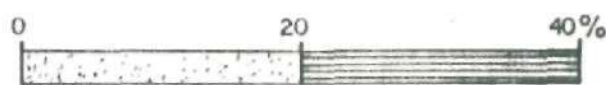
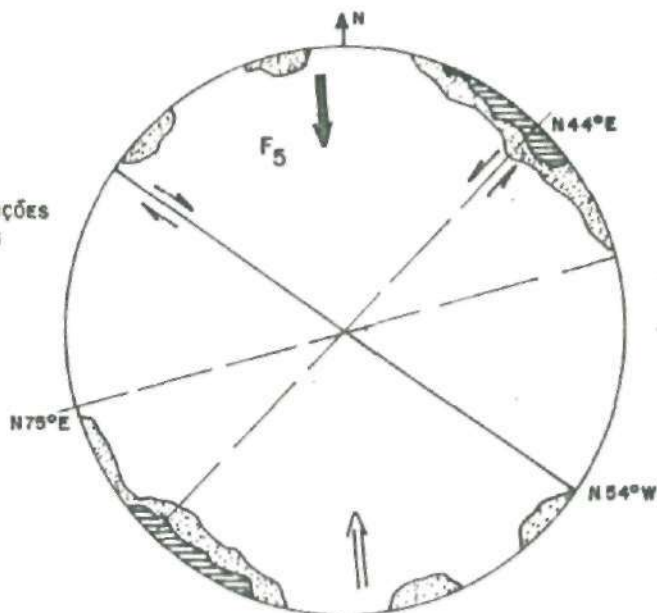
MINA SUBTERRÂNEA CARAÍBA (28 MEDIDAS)



SUB-DOMÍNIO I (13 MEDIDAS SIN-F₃) (11 MEDIDAS SIN-F₅)



SUB-DOMÍNIO II (6 MEDIDAS)



3.2.3 - Primeira Fase (F_1) - Dobras D_1

Dobras D_1 são relativamente comuns no Vale do Curaçá mas nem tanto na área da mina Caraíba e arredores. A foliação S_1 , paralelizada a S_0 , formando um bandamento mineral muito bem definido, é penetrativa em toda a região e ocorre deformada nas fases posteriores.

No entanto, aqui e ali são vistas outras evidências de forte deformação pré- F_2 que se deu associada à intensa mobilização de fundidos félsicos e ao rompimento dos níveis máficos resistentes, como a boudinagem dos níveis máficos, dos anfibolitos e rochas básicas bem como das calcosilicatadas, em escala de afloramento e de mapa (ver Figura 30 e fotos 8 e 23).

Não se pode falar com precisão sobre a escala das dobras D_1 , mas dobras bengalas ocorrem nos afloramentos quase sempre com comprimento variando entre 10 e 100 cm, com largura da ordem de 5-15 cm. Corpos de rocha básica mostram em foto aérea e em mapa formato de bengala, com comprimento da ordem de 200-300 metros.

Os xenólitos pré-deformados de anfibolitos e gnaisses bandados englobados em ortognaisses, estes, por sua vez, deformados em dois eventos principais posteriores, como é comum acontecer (afloramento do aeroporto, por exemplo) são também evidências de uma primeira fase de deformação.

O bandamento S_1 é representado, nas rochas supracrustais e nos gnaisses em geral, pela alternância de níveis félsicos centimétricos a decimétricos em espessura, de composição incluindo quartzo, plagioclásio e K-feldspato, todos muito estirados (quartzo discóides), níveis esses que se alternam com níveis centimétricos a decimétricos de composição rica em hornblenda, plagioclásio, biotitas, clino e orto-piroxênios.

Lâminas delgadas obtidas de charneiras de dobras D_3 que afetam o bandamento interno dos anfibolitos (aeroporto e afloramento da Figura 17) mostraram cristais de hornblenda inclusos em cristais de clinopiroxênio, sendo que estes ocorrem corroídos por hornblendas mais novas, em posição plano-axial, de cor verde amarronzada.

A foliação interna dos xenólitos anfibolíticos, quando observada em detalhe de lâmina, é representada na verdade por um bandamento metamórfico de espessura subcentimétrica definido pela alternância de níveis ricos em hornblenda e plagioclásio com níveis ri-

cos em ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio, podendo o primeiro estar ausente. Os cristais se dispõem alinhados ao longo da foliação S_1 .

Tal bandamento pode ser explicado pela desidratação preferencial da rocha, quando da passagem de uma paragênese anfibolítica inicial da 1ª fase para o fácies granulítico, através dos planos de fraqueza associados à xistosidade plano axial da primeira fase de deformação.

Amostras coletadas em tais rochas permitiram a obtenção de lâminas da borda de reação centimétrica que envolve os núcleos anfibolíticos e as mesmas evidenciam que existem hornblendas verdes mais antigas que cristais de ortopiroxênio (foto 45) e que estes predominam fortemente na borda de reação.

Tal fato foi descrito originalmente por Archanjo (1981) e Jardim de Sá et alii (1982) para a região de poço de Fora, constituindo-se em forte evidência de que o metamorfismo associado à primeira fase de deformação foi do fácies anfibolítico.

Lindenmayer (1980a) já havia estabelecido essa relação em face às paragêneses que descreveu nas diversas litologias e em face de, à primeira fase, ter estado associada a intensa migmatização, o que se dá normalmente na presença de abundante fluidos, como atestam os afloramentos, compatíveis com as condições de pressão e temperatura do fácies anfibolito.

Xenólitos de núcleos anfibolíticos foliados exibindo a mesma borda de reação, também são encontrados no interior das rochas máficas/ultramáficas mineralizadas de Caraíba.

Os movimentos tectônicos do regime horizontal associadas às primeiras fases de deformação são capazes de gerarem dobras isoclinais muito apertadas, com planos axiais horizontalizados (recumbentes) as quais são acompanhadas por intensa transposição de camadas, por mobilizados félsicos intrafoliais gerando intensa migmatização e pela colocação de granitóides tonalíticos que se intrudem como corpos estratiformes acompanhando os planos de movimentação tectônica (Windley, 1977; Bridgwater et alii, 1974; Park, 1981 e muitos outros).

Numa tentativa especulativa de explicar a disposição dos cinturões de cromo e cobre que margeiam respectivamente a leste e oeste a serra de Itiúba, é admitido por hipótese que os movimentos de

cavalgamento se deram de leste para oeste, tendo as dobras D_1 , então, eixo N-S horizontalizado. É o que se busca ilustrar na Figura 40b.

À fase F_1 ocorreram associadas as intrusões de corpos granitoides de composição tonalítica, os quais foram responsáveis em parte pela formação dos gnaisses máfico-bandedados de Caraíba e pelos corpos típicos, como o ortognaisse G_1 do aeroporto.

O bandejamento $S_1//S_0$ ocorre em geral com direção N15 -20 W, quase sempre com mergulhos abruptos para oeste ou leste, mas pode ocorrer orientado transversalmente e, nessas ocasiões, o mergulho é quase sempre suave, por se tratarem de zonas de charneira das dobras de 3ª fase. É o que se comprova com o tratamento estatístico das atitudes, na Figura 32.

3.2.4 - Segunda Fase (F_2)

Correspondendo ao 29 e último estágio de espessamento crustal, a área em estudos foi afetada por uma 2ª fase de movimentos tipo 'nappes' e 'thrust', desta vez resultantes de esforços tangenciais dirigidos de sul para norte.

A coluna litológica foi movimentada então ao longo de planos este-oeste ou NW-SE, com mergulho suave para sul ou SW.

As dobras D_2 resultantes foram pois do tipo apertadas, invertidas, com plano axial E-W ou NW-SE mergulhando para sul ou sudoeste (Figuras 18 e 40c). >

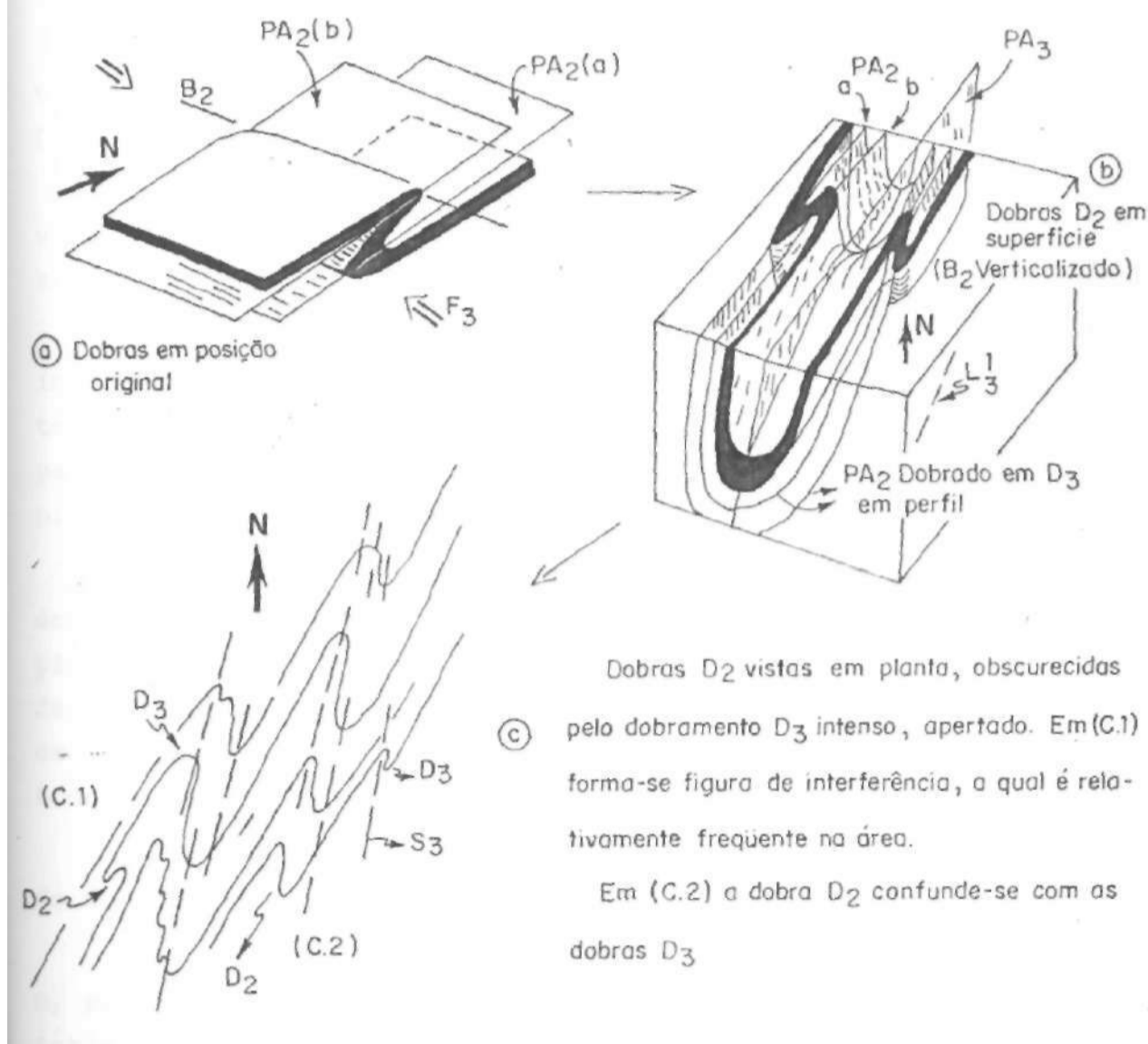
Os melhores exemplos da área estão no próprio mapa da mina Caraíba (Fig. 10). Pelo espessamento apical mostrado nas zonas de charneira, em comparação com o adelgaçamento dos flancos (Fig. 10), as dobras D_2 podem ser classificadas como da classe 2 ou mesmo classe 3 de Ramsay (1967).

As dobras D_2 não são muito comumente vistas, sendo denunciada sua existência (abstraindo-se a mina Caraíba) a partir das figuras de interferência já descritas com as dobras de fase 3, essas muito comuns. As dobras D_2 no mapa da mina Caraíba (Fig. 10) e mapa estrutural (Fig. 38) apresentam amplitudes aproximadas da ordem de 100 metros. Os exemplares de afloramento são quase sempre de dimensões decimétricos.

Como as dobras D_3 são muito apertadas, resulta que as dobras D_2 , que deveriam ser representadas em superfície, pela inversão do eixo horizontalizado para a posição vertical, estão normalmente muito apertadas e obliteradas pelos mobilizados félsicos e pelo estirramento intensivo associado a F_3 . É o que se ilustra na Figura 36.

Pelas evidências já descritas e citadas, à 2ª fase de deformação esteve associado o metamorfismo granulítico o qual, por seu caráter desidratante, não favorece o estabelecimento de uma xistosidade plano-axial que seja tão proeminente como as xistosidades associada às fases F_1 e F_3 , de grau anfibolítico.

FIGURA 36: MODIFICAÇÃO DA GEOMETRIA ORIGINAL DAS DOBRAS D_2 APÓS D_3 .



Como nos afloramentos do tipo lajedado é difícil a observação do eixo, perde-se um importante elemento diagnóstico entre D_2 e D_3 :

os eixos verticalizados tendendo a direções transversais a N-S, são fortes indicadores de dobras D_2 . Embora B_3 possa ocorrer também verticalizado, é de se esperar que o fato se dê mais localmente.

B_2 pode também ocorrer horizontalizado, mas com direção este-oeste ou NW-SE, especialmente em locais de dobras D_3 bem abertas, ocasião em que os bumeranges e cogumelos permitirão a medida de B_2 . É o que ocorre nas fotos 34 e 36.

A xistosidade S_2 é feição bem definida no terreno mas precisa ser procurada cuidadosamente nos afloramentos, os quais mostram à primeira vista, via de regra, três feições básicas proeminentes: o bandamento $S_1//S_0$, as dobras D_3 e acentuada foliação N-S penetrativa em todo o vale: S_3 .

Buscando-se nos níveis máficos, é freqüente encontrar-se registrada a foliação S_2 , com direções E-W ou N60 - 50 W, quase sempre está obliterada por S_3 . >

Nas fotos 24 e 25 está demonstrado igualmente que S_2 era transversal inclusive aos níveis félsicos, sendo posterior a $S_1//S_0$ e anterior a S_3 muito forte.

A deformação F_2 , a julgar pelos exemplos de S_2 encontrados, imprimiram sobre os plano anteriores uma foliação fina, bem diferente de um bandamento metamórfico, representada pela orientação plano paralela de minerais máficos como biotitas e hornblendas marrons e piroxênios.

Na foto 44 é mostrada a foliação S_2 constituída por cristais de biotita e ortopiroxênio orientados e truncados pelas 'biotitas plano-axiais à 3ª fase. A foto 45 mostra cristais de hornblenda verde inclusos em ortopiroxênios. Esses por sua vez ocorrem dobrados em D_3 juntamente com biotitas de 2ª geração (biotitas Sin- F_2) sendo todos truncados pelas biotitas Sin- F_3 .

A foto 48 ilustra biotitas e piroxênios (orto) da 2ª fase sendo dobrados por D_3 e truncados por biotitas plano-axiais a estas.

Do afloramento do restaurante foi coletada amostra de mão com D_2 redobrada em D_3 , da qual foi feita lâmina delgada orientada. As fotos 50 e 51 foram obtidas da lâmina e ilustram relações entre ortopiroxênio, hornblenda e biotita.

L_2 é lineação mineral nem sempre bem pronunciada mas que pode ser observada em alguns afloramentos da mina e dos arredores: é

constituída por máficos (biotita e hornblenda).

As dobras D_2 desempenham papel fundamental no controle da mineralização cuprífera, conforme é demonstrado nas Figuras 20a, 20b, 20 e 21. É evidente a concentração do material sulfetado nas charneiras de D_2 , formando os charutos de minério na vertical. Como o corpo mineralizado sofreu boudinage durante F_1 e F_2 e foi redobrado em F_3 , o corpo Caraíba está hoje constituído por aglomerados de sulfetos que se interrompem tanto na vertical como na horizontal, de modo a tornar a distribuição do teor muito heterogênea no corpo da jazida.

À 2ª fase de deformação estão associados diversos corpos granitóides de composição granodiorítica até tonalítica, os quais intrudiram as rochas anteriores, adquiriram foliação S_2 e foram dobrados no evento F_3 (ver foto 37, por exemplo).

3.2.5 - Terceira Fase (F_3)

Trata-se da deformação mais proeminente no Vale do Curaçá, estruturando os sistemas de dobras decamétricas, hectométricos e quilométricos, os quais podem ser reconstituídos através de mapeamento, desde que sejam seguidos os critérios aqui descritos:

- a) observação das estruturas fantasmas das rochas nebulíticas (G_{3c} , principalmente;
- b) observação da presença forte da foliação plano-axial característica; e/ou
- c) observação do eixo, que tem direção meridiana e caimento muito suave para o sul, embora localmente possa estar verticalizado ou mesmo caindo para norte (ver Figura 34).

As dobras D_3 variam muito em amplitude. Podem ser observadas em escala de lâmina delgada (ver fotos 38 e 47, por exemplo) em escala de afloramento, com amplitudes de decímetro a metro (ver mapa da Figura 15 e foto 36, por exemplo) ou em escala de mapa, onde apresentam amplitudes que variam de dezenas, centenas de metros ou mesmo atingindo o quilômetro. No mapa da Figura 9 o grande antiforame Caraíba tem amplitude da ordem de 8 quilômetro.

A 3ª fase é oriunda da atuação de esforço compressivo leste-

oeste que resultou na formação de dobras com plano-axial verticalizado, correspondendo à fase verticalizante que normalmente se sucede aos regimes tectônicos de 'nappes' das primeiras fases nos terrenos de alto grau do Arqueano/Proterozóico Inferior (Windley, 1977).

Essa mudança de regime tectônico para vertical, entre as primeiras fases e as fases posteriores, é explicada pelo espessamento da crosta na 1ª e 2ª fases.

As dobras D_3 são extremamente comuns nos afloramentos, são da classe 1C (Ramsay, 1967) normalmente apertadas, com flancos verticalizados (ver diagrama de poios $S_1//S_2$ na Figura 32) mas podem ocorrer abertas a suaves, especialmente nas zonas de charneiras das dobras maiores (foto 37) e afetam todas as estruturas anteriores.

A xistosidade S_3 é constituída por orientação planar dos minerais quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda, identificando metamorfismo do fácies anfíbolito alto. Tem altitude geral norte-sul e mergulho vertical ou muito forte ($80^\circ - 85^\circ$) para oeste, como se demonstra no diagrama de poios da Figura 33.

A interferência das dobras D_3 com as anteriores é do tipo laço com as bengalas D_1 e do tipo bumerangue/cogumelo com D_2 , conforme já descrito e caracterizado.

Em algumas amostras/lâminas é possível observar-se que o metamorfismo M_3 atingiu localmente o fácies granulito

Moacyr Marinho e Jardim de Sá (comunicação pessoal) diagnosticaram metamorfismo granulítico no sienito Itiúba ($Sin-F_3$) na parte leste da serra do mesmo nome, tanto em campo como em seções delgadas.

Outras fortes características da 3ª fase de deformação:

- a) os planos de transposição associados às dobras mais apertadas. São verdadeiras falhas dúcteis paralelizadas ao bandamento S_1 nos flancos estirados de D_3 (ver foto 11) e são muito comuns na mina Caraíba, em especial próximas ao contato com o corpo mineralizado (ver mapa geológico da Figura 13). O diagrama de polos de transposição $Sin-F_3$ na Figura 35 demonstra a direção desses planos: N25 W, paralela ao trend geral de S_1 na área; e
- b) o exame de intrusões graníticas de caráter potássico, em posição plano-axial às dobras D_3 .

No afloramento do aeroporto (Fig. 15) foi diagnosticado que as rochas máficas (anfíbolitos) se portaram de forma algo rígida durante a 3ª fase de deformação. Os muitos boudins mapeados se dispõem em níveis distintos e em conjunto reconstituem as dobras D_3 . No entanto, cada boudin isoladamente se comporta como uma massa rígida que foi rotacionada para a posição plano axial de D_3 enquanto a massa tonalítica circundante, bem mais plástica, se dobrava e se acomodava aos contornos dos boudins (ver também fotos 5, 7 e 30).

O mesmo tipo de relação dúctil-rígido foi identificado no contato do corpo mineralizado de Caraíba, conforme já se demonstrou nas Figuras 14a e 14b e no mapa da galeria subterrânea (Fig. 13).

Observando-se agora a disposição dos corpos máficos/ultramáficos no mapa geológico (Fig. 10) dos arredores de Caraíba e os corpos anômalos gravimétricos do mapa geofísico da Figura 12, os quais representam as rochas básicas, verifica-se que os mesmos isoladamente se dispõem plano-axialmente às dobras D_3 regionais mas, em conjunto, se alinham segundo o trend geral $N50 W$, reconstituindo os níveis de rocha máfica/ultramáficas antes de serem afetados pelo dobramento D_3 .

Tal relação é a mesma do afloramento do aeroporto e permite estabelecer, por dedução, o eixo das dobras D_2 . Não seriam exatamente leste-oeste mas provavelmente tenham sido orientação original compatível com o trend acima descrito. Assim, tanto para PA_2 como para B_2 é admitida uma atitude de ordem $N60^\circ W$, o primeiro mergulhando algo como 20° para SW e o segundo tendo caimento nulo.

A xistosidade S_2 mostrada nas fotos 24 e 25 tem direção geral $N60^\circ W$ compatível com o estabelecido, comprovando então as atitudes de PA_2 e B_2 .

O esforço F_3 deve ter sido muito acentuado a julgar pelo fechamento das dobras D_3 que afetaram o corpo mineralizado (ver seções verticais das Figuras 22 a 29). Em se tratando de massa considerável de rochas competentes, é fácil entender-se porque as rochas gnáissicas encaixantes, bem mais plásticas, foram tão intensamente dobradas e transpostas próximo ao corpo (Fig. 13).

D_3 afeta as rochas mineralizadas de modo a formar o coração mais rico da mina Caraíba e de modo a verticalizar os charutos de minério rico antes horizontalizados.

3.2.6 - Eventos Tardios

Os eventos tectono-magmáticos descritos anteriormente são os principais construtores do arcabouço geológico da crosta na região do Vale do Curaçá. São suficientes também para o conhecimento do controle dos corpos mineralizados e da mineralização cuprífera, ao menos na região de Caraíba.

Entretanto, após F_3 ainda ocorreram provavelmente dois outros eventos tectônicos de menor expressão na área em questão, os quais não modificam substancialmente a geometria dos corpos mineralizados nem das rochas da região.

3.2.6.1 - 4ª Fase (F_4)

Jardim de Sá et alii (1982) descreveram uma 4ª fase de dobras com $PA_4 = N-S$, verticalizado, na região de Surubim - Poço de Fora, a qual apertou mais as dobras D_3 e teria dobrado os granitos G_3 .

Na região de Suçuarana, cerca de 20 km a sul da Caraíba, os mesmos autores identificaram os granitos róseos (G_{3d}) dobrados em D_4 .

O autor não conseguiu identificar tais dobras na área do presente estudo mas é possível que elas existam. No entanto, o efeito das mesmas na área de Caraíba não parece ter sido outro que não o de apertar mais as dobras D_3 .

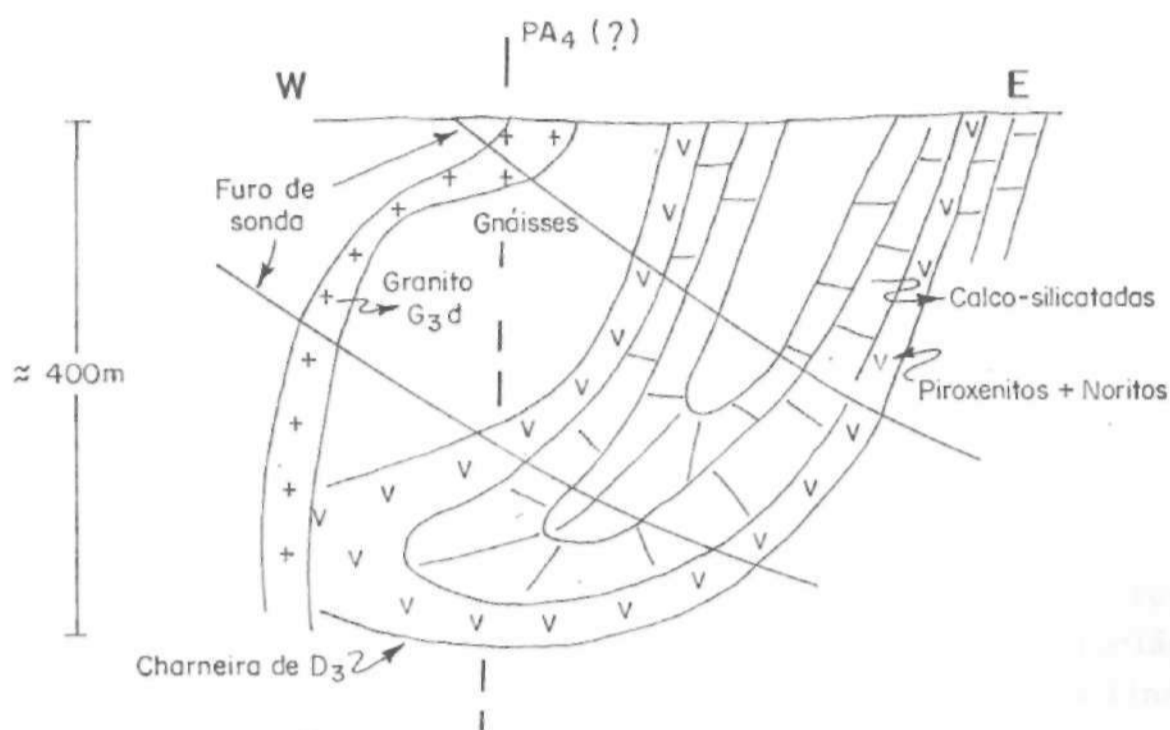
A charneira de D_3 no corpo Caraíba (sinforme principal) apresenta-se algo fletida para oeste em profundidade (ver seções verticais das Figuras 22 a 29). Especialmente na parte norte do depósito (Fig. 22) e no R-22 (DOCEGEO) essa inflexão toma aspecto mais importante.

Lindenmayer (1980a) apresenta as seções geológicas transversais do alvo R-22 nas quais os granitos G_{3d} aparecem dobrados e as rochas mineralizadas também, a partir de interpretação de sondagens. A Figura 37 ilustra esquematicamente a situação descrita, embora não tenha sido apontada por aquela autora. Seria um efeito do dobramento D_4 ?

F_4 pode também ser admitido na região como sendo efeito de de formação progressiva a F_3 , já que guarda as mesmas características,

não sendo necessariamente uma outra fase de deformação bem separada no tempo.

FIGURA 37 : SEÇÃO VERTICAL ESQUEMÁTICA DO R-22 (Continuação norte do corpo Caraíba) MOSTRANDO O POSSÍVEL DOBRAMENTO D_4 AFETANDO A CHARNEIRA DE D_3 EM PROFUNDIDADE. (Modificado de Lindemayer, 1980 - a)



3.2.6.2 - 5ª Fase - Cisalhamentos

Nos diagramas da Figura 35 é mostrado um par de planos preferenciais de cisalhamentos que afetaram a região, os quais foram englobados como fazendo parte de um conjugado relacionado com esforço compressivo N-s ou ligeiramente NW-SE.

Não foi identificado, no campo, o par atuando conjuntamente em um mesmo afloramento, no entanto.

O esforço N-S ou $N15^{\circ}W-S75^{\circ}E$ indicado como F_5 no diagrama da Figura 35, gerou cisalhamento correspondente ao esforço que gerou as obras de eixo E-W ou $N70^{\circ}W$ tardias, descritas na região de Surubim - Poço de Fora por Lindemayer (1980a), Hasui et alii (1982) e Jardim de Sá et alii (1982). Naquela região as dobras D_4 , abertas e suaves, imprimem sobre as dobras D_3 o padrão domos e bacias (tipo 1 de Ramsay, 1967).

Nas seções verticais de Caraíba (Figuras 22 a 29) algumas interpretações de testemunhos de sondagem tornam-se possíveis ao imaginar o efeito de cisalhamento semelhante, com mergulho variando de 50° a 70° para SW.

Ao longo dos planos de S_5 houve crescimento de biotitas (ver fotos 43 e 44) o que indica que os cisalhamentos se processaram ainda sob severas condições metamórficas. Na foto 39 é possível observar-se o cisalhamento com direção 25°E truncando zona de charneira de dobra D_3 . Ao longo do plano de cisalhamento nota-se o crescimento de ortopiroxênio, fato que também foi observado em lâmina do mesmo local (piroxênios crescendo às expensas das biotitas Sin-Fs).

Os cisalhamentos de F_5 , em especial o componente N25°E, são muito frequentes na mina Caraíba.

Afinal, F_4 e F_5 não estão bem caracterizadas como fases independentes. Pelas condições metamórficas associadas, é possível que os cisalhamentos que formam o par F_5 sejam na verdade feições Sin- F_3 ou relacionadas ao estágio final de atuação do esforço F_3 .

Nas lâminas, foi por fim observado que fraturas de direção latitudinal estão associadas à saussuritização dos plagioclásios e crescimento de cloritas. É possível então que os eventos finais, já no fácies xisto verde, tenham possibilitado a reativação de planos de Fr_5 , imprimindo-lhes paragênese de mais baixo grau.

3.2.6-3 - Falhas

Além dos planos de transposição Sin- F_3 e dos cisalhamentos já descritos, a área em estudo foi também submetida a falhamentos tardios, como de resto todo o Vale do Curaçá.

O vale é cortado por dois sistemas principais: um de direção N40° - 60°E e outro N40° - 50°W. Do primeiro sistema é destacável a própria falha do morro Caraíba e a falha que corta o corpo Caraíba em sua parte centro-sul, deslocando-o por poucos metros no sentido sinistral. No mapa geológico da mina Caraíba (Fig. 10), a falha é bem representada. Tem mergulho de ordem de 75° - 80°NW, sendo do tipo normal.

Próximo ao contato de lapa do corpo mineralizado (cerca de 50 metros deste) existe uma zona de falha, em Caraíba, preenchida por

material metassomático potássico e era parte por granitos G₃d róseos. A falha tem direção N-S a N10°W e mergulha para oeste, algo como 60°-70°, acompanhando o corpo em quase toda a sua extensão N-S dentro do limite da mina.

Nas seções verticais da mina, Figuras 22 a 29, a falha está representada no bordo leste do corpo mineralizado, podendo ser visto que trunca o corpo na altura da seção 31 (Fig. 28).

A zona de falha tem espessura média da ordem de 40 metros e nos contatos com a encaixante é visível o desenvolvimento de zona de milonitização de espessura centimétrica, rica em clorita.

Dada à natureza do material que preenche a zona de falha e da da à sua atitude, algo paralela aos planos de transposição Sin-F₃, é possível que essa falha seja na verdade um grande plano de transposição relacionada à 3ª fase de deformação, e que foi preenchido por material potássico contemporâneo aos granitos Sin-F₃.

Posteriormente a zona. teria sido reativada já no fácies xisto verde, gerando os filmes cloríticos nos contatos milonitizados.

3.2.7 - Mapa Estrutural da Mina Caraíba

Estabelecidas as fases de deformação que realmente estruturaram o corpo Caraíba, isto é, a 1ª, 2ª e 3ª fases, foi possível ao autor voltar-se para os dados de isoteores (Figuras 20a, 20b, 20 e 21) e pensar a respeito da configuração final do mapa estrutural da mina.

A análise do mapa geológico da Figura 10 por si só já é demonstrativa da existência de uma figura de interferência tipo cogumelo entre F₂ e F₃, não bastassem as muitas evidências de campo apresentadas comprovando o fato. A conexão entre os dois flancos mais a oeste (Fig. 20) é algo também sugerido. A comprovação é obtida com a análise do mapa de isoteores do banco 425 (Fig. 20b) onde se pode observar que realmente existe a conexão.

Do conjunto de dados apresentados nos mapas das Figuras 20a até 21, do mapa geológico da Figura 10 e das seções verticais das Figuras 22 a 29, aflora a conclusão apresentada no mapa estrutural simplificado da mina Caraíba mostrado na Figura 38, do qual foram abstraídos os eventos tardios.

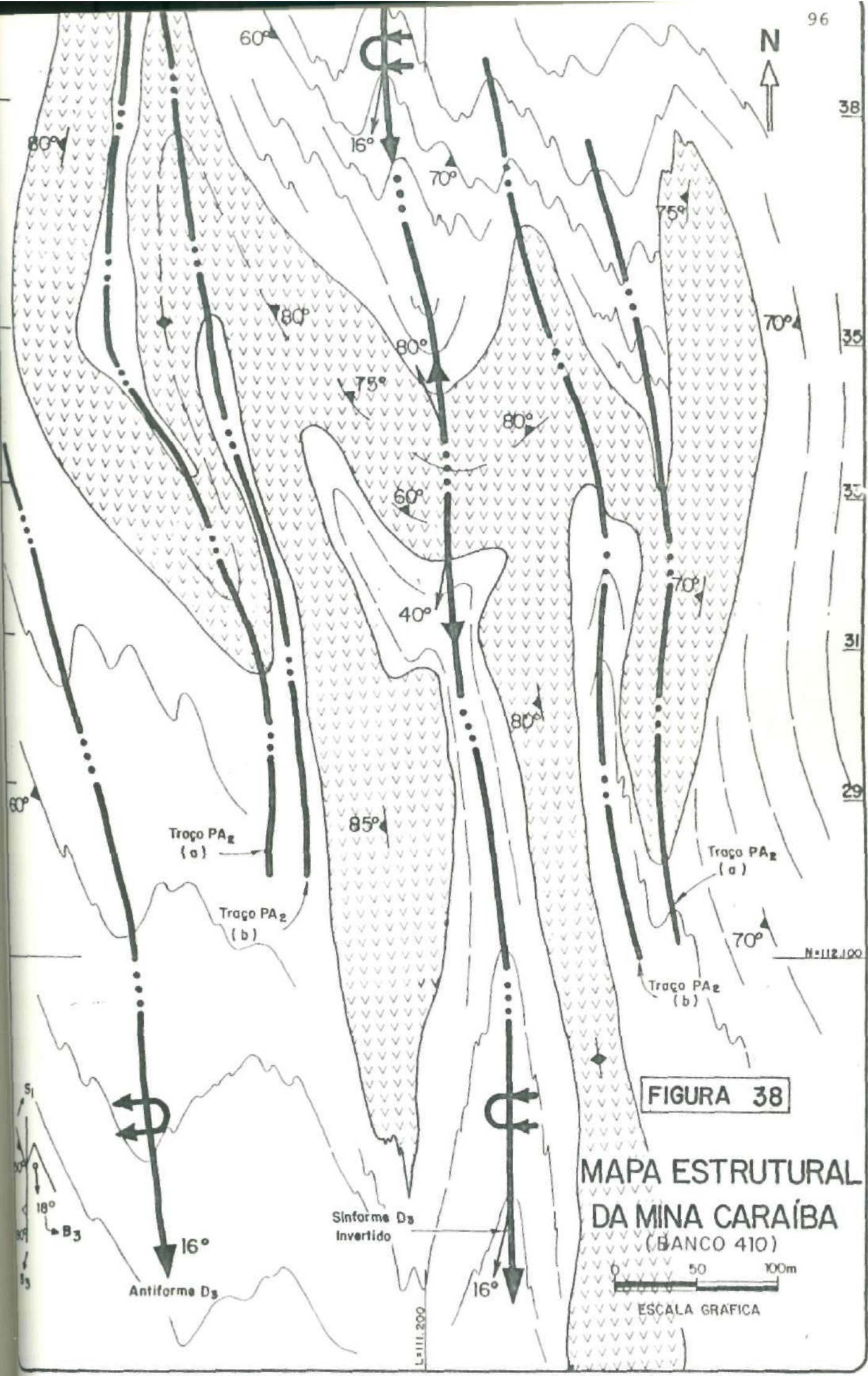


FIGURA 38

MAPA ESTRUTURAL DA MINA CARAÍBA (BANCO 410)

ESCALA GRAFICA

0 50 100m

N=112.100

L=111.200

Na Figura 36 é ilustrado, em (a) e (b) como se chega à configuração estrutural do mapa da Figura 38 por superposição de um sinforme D_3 sobre dobras D_2 .

Sobre o mapa de isóteores do banco 410 foi então construído o mapa estrutural da Figura 38, acrescentando-se os dados obtidos com o mapeamento da mina: trend de $s_1//s_0$, atitudes, dobras D_3 , eixos, etc.

3.3 - GEOCRONOLOGIA

A região norte-nordeste do Estado da Bahia é referida historicamente, na literatura geológica, como um terreno de idade arqueana que apresenta idades transamazônicas resultantes de um rejuvenescimento isotópico sobretudo impresso no relógio Rb-Sr.

De fato, é relativamente grande o número de datações Rb-Sr resistentes para a região representada no mapa da Figura 4, acrescidas de alguns dados K-Ar (Brito Neves et alii, 1980) dando conta da existência de núcleos com idades mais antigas, em torno de 3,0 Ga, circundadas por áreas mais ou menos lineares (faixas) de idades variando entre 2,3 Ga a 1,8 Ga.

Lindenmayer (1980a) apresenta uma isócrona Rb-Sr transamazônica ($T=2.250 \pm 50$ ma, $R_o = 0,704$) bem definida para as rochas graníticas e gnaisses leptiníticos (supracrustais) do vale e uma isócrona Arqueana ($T=2.850 \pm 200$ m.a., $R_o = 0,702$) que a própria autora reconhece não estar definida, "em granulitos e charnoquitos de Caraíba".

Idades arqueanas Rb-Sr de gnaisses e migmatitos foram descritas por Brito Neves et alii (1980) para a região de Largo-Mundo Novo-Santa Rosa de Lima ($T=3.100 \pm 72$ m.a., $R_o = 0,702 \pm 0,002$) a qual foi interpretada como representativa da idade das rochas que teriam origem direta do manto, sendo primárias, portanto.

Deve ser destacado, no entanto, que Largo e Mundo Novo são localidades situadas a sul da Serra de Jacobina (fora da área da Figura 4) e Santa Rosa de Lima está localizada próxima a Caraíba, cerca de 25 km a sul desta. São portanto localidades muito distantes para uma correlação desta natureza.

Mascarenhas (comunicação pessoal), vem obtendo idades Rb-Sr arqueanas para a mesma faixa a leste de Itiúba (amostras de rocha total) sobretudo para as regiões de:

a) nordeste de Sta. Luz (canto SE da Figura 4):

$$T = 2.596 \pm 272 \text{ m.a.}, \quad Ro = 0,7084 \pm 0,0041$$

b) amostra de gnaisse localizada a oeste do açude de Cocorobó (região de Uauá, Figura 4)

$$T = 3.016 \pm 109 \text{ m.a.}, \quad Ro = 0,7036 \pm 0,0011$$

c) região entre Poço de Fora e Uauá (Figura 4): amostra de gnaisse

$$T = 3.012 \pm 179 \text{ m.a.}, \quad Ro = 0,7091 \pm 0,00297$$

d) nordeste de Riacho Seco - Ibó (extremo norte do Vale do Curaçá, NE do mesmo) em amostras de gnaisse

$$T = 2.921 \pm 103 \text{ m.a.} \quad Ro = 0,7045 \pm 0,0054$$

Teixeira (1984) obteve datação obteve datação U-Pb em zircões do domo gnáissico do Ambrósio ('greenstone belt' de Araci) em laboratório da Finlândia, com resultado da ordem de 2.900 m.a., como idade mínima.

Especificamente para o Vale do Curaçá as idades Rb-Sr existentes são transamazônicas, à exceção da isócrona de Lindenmayer (1980a) já citada e de uma isócrona de Brito Neves et alii (1980) para a região de Santa Rosa (migmatitos)

$$T = 2.550 \pm 200 \text{ m.a.}, \quad Ro = 0,705 \pm 0,002$$

Mascarenhas (comunicação pessoal) dispõe das seguintes isócronas de Rb-Sr, rocha total, para o Vale do Curaçá:

a) amostras de gnaisse tonalítico a 5 km a norte de Caraíba

$$T = 2.141 \pm 78 \text{ m.a.}, \quad Ro = 0,7051 \pm 0,0012$$

b) amostras de gnaisse a 6 km a sul de Poço de Fora

$$T = 2.199 \pm 42 \text{ m.a.}, \quad Ro = 0,7064 \pm 0,0011$$

c) gnaisses bandados da região a oeste de Poço de Fora (caminho de Pinhões)

$$T = 2.153 \pm 53 \text{ m.a.}, \quad Ro = 0,7040 \pm 0,0002$$

d) região a sul de Andorinha (centro sul da serra de Itiúba)

$$T = 2.072 \pm 34 \text{ m.a.}, \quad Ro = 0,7043 \pm 0,0008$$

O sienito de Itiuba foi objeto de datagao K-Ar em hornblenda (Cordani et alii, 1969, in Brito Neves et alii, 1980) com resultado da ordem de 2.250 ± 110 m.a., mas tambem foi datado pelo metodo Rb-Sr em minerals (biotita, hornblenda, feldspato) com resultado da ordem de 1.900 m.a. (Bartels et alii, 1977, in Brito Neves et alii, 1980).

As amostras do granitoide tonalitico G_1 do afloramento do aeroporto (Fig. 15) e do granito rosco G_3d que aflora muito bem dentro da mina Caraiba, no canto sudoeste do banco 440 (ver mapa da Fig. 10), foram datadas (pelo metodo U-Pb em zircões) na Finlandia no Laboratorio de Geocronologia do Geological Survey of Finland.

Os resultados sao de 2,2 Ga e 2,15 Ga, respectivamente, para o G_1 e G_3d . No entanto, em ambas as amostras foram localizadas duas populacoes de zircoes, uma constituída de minerals euedricos e outra de minerals arredondados, retrabalhados aparentemente, ou seja, possivel material detrítico.

Os corpos máficos/ultramáficos do vale foram datados pelo método K-Ar (biotitas) por Figueiredo (citado em Figueiredo, 1981), obtendo-se:

- 1.956 \pm 0,08 m.a. para Caraiba, e
- 2.125 \pm 0,08 m.a. para Surubim.

Thorpe (comunicagao pessoal) datou tres amostras de bornita da mina Caraiba pelo metodo Pb-Pb (206-204, 207-204 e 208-204 Pb) e obteve resultados oscilando entre 1.800 m.a. e 2.020 m.a., os quais ele proprio acredita serem menores que a idade absoluta de formagao das rochas piroxeniticas.

O proprio Thorpe enfatiza, no entanto, que mesmo assim, não ha como sugerir uma idade arqueana para o Vale do Curaga, uma vez que tambem vem analisando os isotopos pesados de enxofre nas calcossilicatadas de Caraiba e os resultados que colheu até agora indicam tratar-se de conteúdo de S₃₄ muito elevado em comparagao com rochas semelhantes arqueanas da Australia e da Africa do Sul, sendo mais sugestivos, portanto, de rochas de idade proterozoica inferior.

Duas idades Rb-Sr obtidas por Thorpe (comunicagao pessoal), em biotitas do corpo mineralizado de Caraiba indicaram idade da ordem do 2.000 m.a. A datagao pode indicar a idade de formagao de S_3 .

A parte a leste do Vale do Curaga, envolvendo as unidades (2a)

do mapa da Figura 4, Grupo Jacobina Inferior, bem como os granitos que intrudem os sedimentos plataformais da serra propriamente dita tambem foram datados e os resultados contribuem para a configuração do arcabouço geral.

Os granitos de Campo Formoso e Jaguarari fazem parte de isocrona Rb-Sr bem definida (Brito Neves et alii, 1980):

$$T = 1.960 \pm 16 \text{ m.a.}, \quad R_o = 0,708 \pm 0,0015$$

Os migmatitos da região de Quice (Grupo Jacobina Inferior) tambem foram identificados (Brito Neves et alii, 1980) como de idade transamazonica mais antiga que 2.000 m.a., enquanto que os quartzitos com cianita do mesmo grupo apresentam isocrona Rb-Sr (Brito Neves et alii, 1980).

$$T = 2.300 \pm 60 \text{ m.a.}, \quad R_o = 0,7066 \pm 0,0017$$

Ha um problema basico com as datagoes Rb-Sr ate agora realizadas no Estado da Bahia: normalmente são obtidas de amostras sem controle estrutural regional adequado, uma vez que nao existe ainda tal trabalho no ambito maior, identificando e separando seqüências metassedimentares, migmatitos, ortognaisses, etc., bem como relacionando-as aos eventos tectonicos, de modo a que se estabeleça uma coluna stratigráfica adequada.

Todavia, em que pesem certos constrangimentos, como razões iniciais Sr_{87}/Sr_{86} nao compatíveis em algumas amostras, e certo que a região do Vale do Curaga, o sienito de Itiuba e provavelmente sua borda leste mais imediata, bem como as rochas do Grupo Jacobina Inferior, a oeste do vale, apresentam idades Rb-Sr oscilando entre 2,0 Ga e 2,6 Ga.

A datagao dos granitos de Campo Formoso e Jaguarari estabelece tambem que os quartzitos de Jacobina sao mais velhos que 2.0 Ga e, como estao sobrepostos a rochas de 2.6 Ga (gnaisse de Senhor do Bonfim) esta deve ser a idade máxima daqueles sedimentos plataformais.

As idades U-Pb obtidas com o presente trabalho apresentam, por sua vez, outro tipo de problema: estao muito proximas entre si, praticamente iguais, para rochas de fases tectonicas bem distintas (F_1 e F_2). Era de se esperar que a idade do G_1 fosse algo maior que a do G_3 . Alem do mais, duas populagoes de zircoes indicam que a rocha pode ser resultado de retrabalhamento de material crustal ante-

rior, de modo que a idade U/Pb pode não refletir a idade absoluta de formação de terreno, mas apenas da rocha datada.

Kuipjer (1979) elaborou profundo trabalho geocronológico à base de datações U-Pb e Rb-Sr, bem concatenado com o adequado suporte geológico de campo, abrangendo a região da Galícia Ocidental (noroeste da Espanha) .

A área em questão se constitui em terreno metassedimentar com contribuição de diversos corpos graníticos, de idade paleozóica, além de vários complexos de rochas catazonais.

O terreno todo foi submetido a deformação e metamorfismo em polifases: M_1 (granulito) no Paleozóico Inferior, M_2 (anfíbolito-granulito) , M_3 (anfíbolito) e M_4 (xisto verde) já durante o Mesozóico, em período que se estendeu de 600 a 280 m.a. passados (Orogenia Hesperiana).

Aquele autor tece algumas considerações sobre os cuidados que devem ser tomados em relação às datações U-Pb. As razões $U_2 3_5 / Pb_2 0 6$ podem ser afetadas por eventos muito comuns durante uma orogenia, metamorfismo, mesmo em fácies de baixo grau, migmatização e até mesmo o aquecimento do terreno, sem metamorfismo associado, por ação do fluxo térmico correlato à implantação do sistema rift que formou a bacia sedimentar daquela parte da Espanha. Até mesmo a alteração das rochas pode causar perda do urânio dos zircões em tempos relativamente recentes.

Discute ainda a interseção superior do diagrama discordia-concordia para datações U-Pb em zircões, concluindo que a idade pode representar o tempo de reaquecimento metamórfico de zircões detriticos, não refletindo pois, necessariamente, a idade absoluta de formação dos sedimentos.

Moorbath e Taylor (1984?), diante do mesmo tipo de problema com datações Rb-Sr e U-Pb, chegam a sugerir que a idade absoluta do terreno seja buscada por meio de datação Sm-Nd em vulcânicas intercaladas nas seqüências vulcanossedimentares do Precambriano.

Diante do exposto, devem ser consideradas como preliminares as idades U-Pb obtidas na Finlândia para os granitos G_1 e G_3d da mina Caraíba e arredores. Por outro lado, pelo grande número de dados Rb-Sr, pelos dados U-Pb disponíveis e pelas análises dos isótopos de enxofre obtidas por Thorpe, não há como estabelecer-se de imediato uma idade arqueana típica para o terreno do Vale do Curaçá.

O conjunto de dados disponíveis é mais sugestivo de uma evolução entre 2.600 m.a. e 2.000 m.a. para o Vale do Curaçá, Grupo Jacobina Inferior e serra de Jacobina, bem como Itiúba e área imediatamente a leste.

As idades transamazônicas obtidas (2.000 ± 200 m.a.) tanto por Rb-Sr como por U-Pb, devem ser interpretadas então como refletoras da história metamórfica e arredores, oscilou entre grau anfibolito alto e granulito, de M₁ a M₃.

Os terrenos arqueanos típicos estariam representados mais a leste de Itiúba, na faixa que liga Arací, Santa Luz, Nordestina, Uauá, Capim, bem como a oeste/sul da serra de Jacobina.

Há, porém, alguns outros pontos a discutir. Moorbath e Taylor (1984?) citam exemplos de rochas vulcânicas ácidas que foram datadas pelo método Rb-Sr como tendo idade da ordem de 2.290 ± 170 m.a. mas que estão cortadas por tonalito intrusivo datado por Rb-Sr em 2.520 ± 160 m.a. , o que vem evidenciar que o sistema Rb-Sr da rocha mais antiga foi de alguma forma aberto em algum ponto da evolução do terreno, no 'greenstone belt Chibougamon', Quebec, Canadá.

Os autores citam outros exemplos semelhantes da África do Sul e concluem que os relógios U-Pb e Rb-Sr podem ser perturbados por ação do metamorfismo de baixo grau, alteração hidrotermal ou metasomatismo, resultando em pontos discordantes nas isócronas ou idades estranhamente baixas.

Jardim de Sá (comunicação pessoal) cita que na região de Uauá ocorre o mesmo fato, onde ortognaisses tonalíticos apresentam idades Rb-Sr mais antigas que as idades transamazônicas das rochas que são intrudidas pelos mesmos.

Seriam as idades Rb-Sr e U-Pb transamazônicas do Vale do Curaçá e faixas limítrofes, a leste e oeste, mero reflexo do tempo em que a temperatura do terreno desceu ao nível do fechamento dos relógios U-Pb e Rb-Sr? Será que o período de tempo em que essas rochas permaneceram aquecidas, veio desde o Arqueano até $2,0 \pm 0,2$ Ga, como sugere Jardim de Sá?

O limite superior da idade Jacobina é bem marcada pelas datações dos granitos de Campo Formoso e Jaguarari, isto é, da ordem de 2,0 Ga. E os quartzitos da serra de Jacobina estão deformados em uma fase tardia com características semelhantes da 3^a fase que

atuou no Vale do Curaçá e Caraíba, conforme foi descrita no presente trabalho.

As idades Rb-Sr e U-Pb dos granitos G_3 sintectônicos a F_3 são da ordem de 2,0 a 2,3 Ga. A sugestão de Figueiredo (1981) de que o graben onde teria se formado Jacobina seria correlato ao sistema de falhamento por onde se colocou Itiúba, nesse contexto, tem até suporte geocronológico.

Por outro lado, como admite Gaál (1982), a falha de Itiúba pode ser rejuvenescimento de geofratura mais antiga e, nesse caso, já que o limite das idades ainda é pequeno e já que o período decorrido entre as mesmas não parece ser superior a 500 m.a., é possível também que o terreno do sítio geológico da mina Caraíba, Vale do Curaçá, Grupo Jacobina Inferior e Grupo Jacobina seja parte de um mesmo sistema orogenético de idade oscilante entre o fim do Arqueano e o Transamazônico.

No entanto, não é escopo do presente trabalho resolver esses problemas. Somente após criterioso mapeamento regional, identificando as unidades crono-estratigráficas, a partir do trabalho geo-estrutural profundo e obtendo-se datações de amostras bem caracterizadas no campo pelos métodos Rb-Sr, U-Pb e Sm-Nd, é que se poderá estabelecer criteriosamente as relações. Até lá tudo se passa no terreno das suposições.

As amostras das rochas máficas/ultramáficas de Caraíba e arredores que o autor coletou e enviou ao Canadá para datação Sm-Nd não puderam ser trabalhadas, mas é possível que para futuro relativamente próximo os resultados estejam disponíveis e lancem mais luz sobre o problema.

3.4 - O DEPÓSITO CARAÍBA

3.4.1 - Mineralização

Além de chamar a atenção o fato do cinturão cupríforo do Vale do Curaçá ocorrer a oeste da serra de Itiúba, enquanto a leste existem os depósitos cromitíferos do Vale do Jacurici, chama também a atenção dos geólogos o fato de Caraíba, Surubim e outros depósitos possuírem uma razão Cu/Ni muito elevada, sem similar em terrenos polideformados antigos.

A mineralização em Caraíba é basicamente constituída por calcopirita e bornita que ocorrem disseminadas em porções quase idênticas na massa piroxenítica/norítica. Além desses sulfetos de cobre ocorre ainda a magnetita, em direta correlação com os primeiros: quanto mais rico o minério, mais magnetítico ele é. Pirrotita também existe em associação com o minério, igualmente disseminada.

Calcosina, covelita, cubanita e esfelerita ocorreu muito secundariamente, sem controle conhecido na jazida e em proporções desprezíveis. Sulfetos de níquel como pentlandita, violarita e millerita também são muito raros. O teor médio de níquel no depósito é muito baixo: cerca de 0,3% no concentrado a 34% de cobre, isto é, 1/34 de 0,3%, no minério.

Pirita é relativamente rara e ocorre mais nas rochas calcossilicatadas, juntamente com a pirrotita e calcopirita.

Apesar de disseminada no seu contexto geral, a mineralização se dispõe às vezes de forma algo maciça e pode ocorrer também preenchendo fraturas, embora os sulfetos não tenham viajado muito para fora dos limites do corpo mineralizado. No contato com as rochas calcossilicatadas é comum a concentração dos sulfetos em zonas de fratura, calcopirita sendo mais freqüente que bornita.

3.4.2 - Forma e Teor

Desde os tempos de pesquisa geológica da DOCEGEO (1974-1978), contratada pela CMSA para definir o corpo Caraíba, ficou caracterizada a forma do Corpo Caraíba como tendo uma parte central com grande concentração de rochas mineralizadas, a partir da qual se dispõem três terminações tabulares: uma a noroeste, dirigindo-se para norte indo formar o alvo R-22, e outras duas a sudeste formando a parte sul de Caraíba, hoje evidenciando um sinforme D₃.

A zona central algo ovalada se dispunha, desde a época do mapa DOCEGEO (1978), no sentido leste-oeste com dimensões da ordem de 500 m, por cerca do 200 metros norte-sul. As partes tabulares eram orientadas norte-sul, com dimensões de:

- a) as partes sudeste do corpo têm cerca de 600 metros de comprimento N-S e espessura média da ordem de 50 metros; e
- b) a parte noroeste, indo em direção ao alvo R-22, com comprimento

de mais de 1 km e espessura da ordem de 20 a 30 metros.

No relatório da pesquisa (1978) a DOCEGEO apresenta fotografia da maquete em acrílico que foi montada com as seções horizontais do corpo mineralizado daquela época. Desde então chamaram a atenção do autor as terminações verticais da massa mineralizada na parte central.

No presente trabalho, com a apresentação dos mapas de isoteores das Figuras 20a, 20b, 20 e 21, pode-se demonstrar que elas existem realmente e que representam os eixos verticalizados da fase 2 de dobramentos por ação posterior da 3ª fase.

Com a execução da lavra, a forma do corpo foi crescentemente detalhada, de modo que no presente trabalho, pelos muitos dados apresentados, pode-se definir melhor a forma real e o seu significado geo-estrutural.

A parte central da mina corresponde ao centro do cogumelo (ver Fig. 40f) que foi erodido por superfície horizontal ao nível de onde os eixos de F_3 se invertem, de caimento sul para caimento norte. As dobras de F_2 e F_3 estão igualmente demonstradas pelos diversos mapas apresentados.

Pelas seções verticais da parte sul (ver Fig. 29) pode-se ver que as partes tabulares que continuam para sul são, na verdade, os flancos do sinforme D_3 . O flanco oeste do sinforme, da seção 29 para sul, vai ficando cada vez mais estreito, rompido, de modo que a cerca de 270 metros a sul, na altura da seção vertical 23 (não apresentada na tese) praticamente só existe o flanco leste.

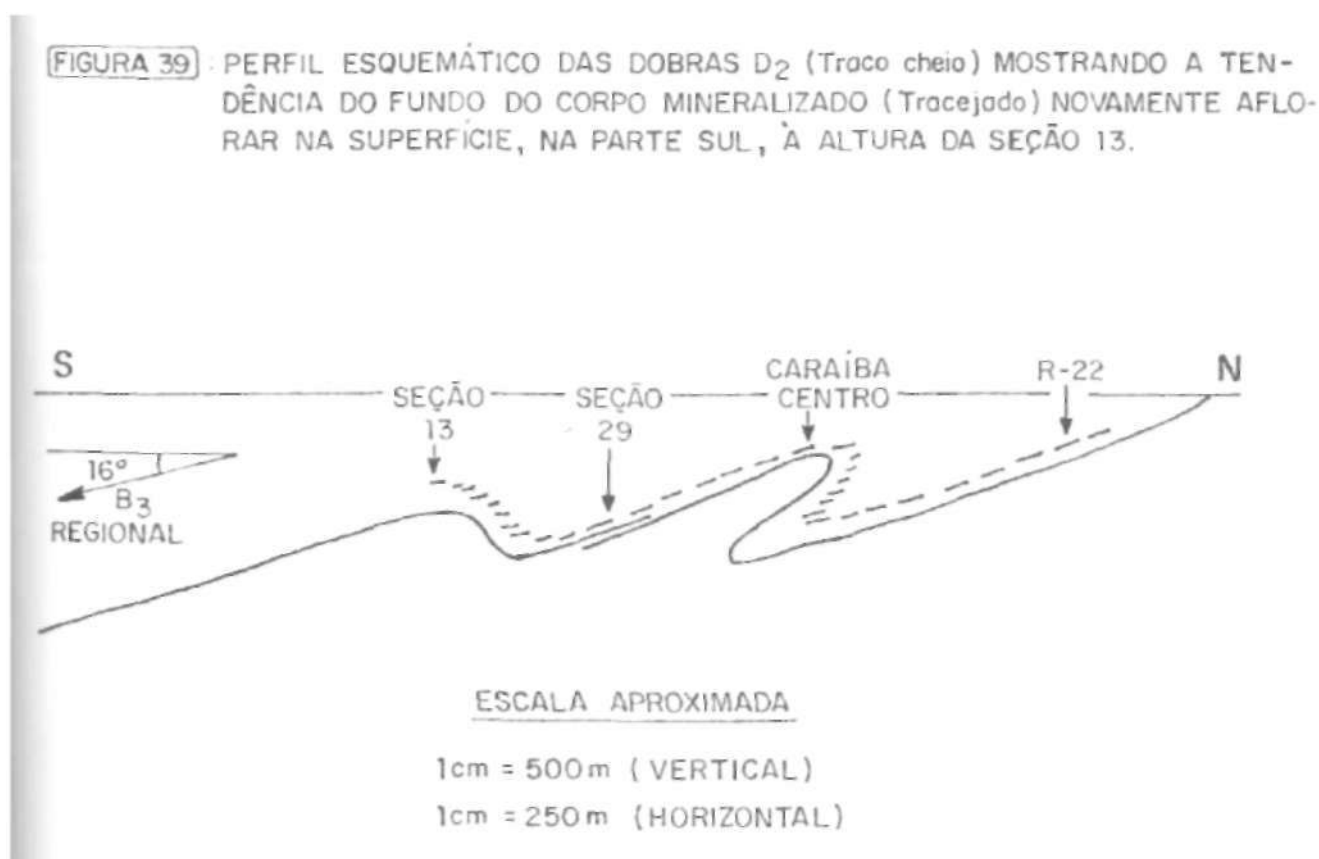
A charneira do sinforme D_3 (seções de Figuras 28, 29 e para sul desta) poderia existir abaixo das sondagens realizadas nas seções verticais 23, 21, 19, 17, 15 e 13, todas a sul da seção 29, mas o que se conhece até agora é o flanco leste do sinforme, interrompido, sem o correspondente flanco oeste.

Por outro lado, a tendência da parte extremo-sul do corpo mineralizado se dirigir para a superfície, entre as seções 23 e 13 (não apresentadas na tese) como se a parte profunda do corpo fosse aflorar em direção ao sul pode ser explicada por uma nova zona de dobras D_2 como eixo verticalizado.

Na Figura 40f pode ser visto que atingindo-se essa zona, vindo-se do norte, a tendência é o fundo corpo subir, dada a inversão

do caimento do eixo de B_3 (ver Fig. 40d). No caso, o norte seria a seção 29 (Fig. 29) e, dirigindo-se para sul em direção ao centro de outro cogumelo, a tendência do fundo do corpo mineralizado seria subir, aparecendo cada vez mais perto da superfície.

Essa explicação é bem mais plausível que esperar-se charneira de D_3 , no corpo de minério, trapeada abaixo das sondagens, nas seções finais da parte sul do depósito (ver Figura 39 abaixo).



A parte tabular que aflora na porção noroeste do corpo é, na verdade, o flanco oeste do sinforme das seções 38, 41 e 45 (Figs. 24, 23 e 22, respectivamente, o mesmo sinforme caracterizado por Lindenmayer (1980a) para o R-22 (ver Fig. 37) .

O flanco leste desse sinforme não aflora desde a seção 37 (45 metros a sul da seção 38 da Caraíba) só voltando a fazê-lo já no R-22, a norte do depósito Caraíba e fora do atual manifesto de lava Caraíba, conforme pode ser visto no mapa da mina e R-22, na Figura 10 .

Obviamente o sinforme D_3 reclinado tem caimento de eixo suave para sul entre R-22 e a seção 37 de Caraíba. O caimento de B_3 nessa parte norte (R-22) já havia sido caracterizado por Lindenmayer (1980a) .

O teor do minério é algo extremamente heterogêneo em sua distribuição espacial na jazida, embora esteja agora melhor explicada a forma do corpo e a razão de ser dessa heterogeneidade.

Nos mapas de isoteores das Figuras 20a, 20b, 20 e 21, os quais retratam a realidade da distribuição dos teores e forma do corpo, pode ser visto que é muito pequena a continuidade lateral, longitudinal e vertical dos diferentes níveis de teores, embora exista alguma.

As tonelagens e teores médios já foram citados no item 1.1 mas deve ser dito ainda que a Caraíba apresenta o teor médio mais elevado dos depósitos conhecidos do vale: enquanto tem aproximadamente 1% Cu em média, os outros oscilam entre 0,6 e 0,8% Cu.

O teor médio da reserva geológica da mina subterrânea (1.21% Cu) é mais alto que a da céu aberto (0,88% Cu) por razões tais como:

- a) o 'cut-off' adotado foi de 0,60% Cu e 0,30% Cu, respectivamente;
- b) a amostragem dos furos de sonda da céu aberto foi feita a intervalos de 2 metros de comprimento, durante a pesquisa (1974-1978) enquanto os furos da subterrânea, já realizados pela equipe de geólogos da CMSA, foram amostrados em intervalos de metro em metro;
- c) pelo fato do teor aumentar em profundidade por concentração dos sulfetos na charneira do sinforme D₃, na qual será operada a mina subterrânea. Vale dizer que em parte se comprova este fato da zona central da jazida, também dobrada em D₃, como se mostra nas Figuras 20a, 20b, 20 e 21.

Além dos conteúdos de cobre e níquel (aproximadamente 100:1) estão também presentes os subprodutos:

Ouro: 0,80 g/tonelada de concentrado a 34% Cu;

Prata: 33,0 g/tonelada de concentrado a 34% Cu, além de selênio e telúrico.

O ouro ocorre associado ao telureto de níquel (melonita) que também contém traços de platina, mas também pode ocorrer como solução sólida intersticial na calcopirita. A prata ocorre associada à esfalerita; vanádio à cromita e magnetita (Valarelli, 1980).

3.4.3 - Controle Estrutural da Mineralização

Os diversos processos tectônicos e metamórficos que atuaram sobre o corpo Caraíba são os responsáveis por tão heterogênea distribuição de teor e que tanto dificulta as operações de lavra, exigindo seletividade a céu aberto e dificultando até mesmo a locação precisa das aberturas para a lavra subterrânea.

O primeiro controle a que atende a mineralização de Caraíba é o litológico. Os sulfetos de cobre estão fortemente relacionados às rochas piroxeníticas e noríticas interbandadas com piroxenitos (melanoritos), quase fortemente magnetíticas, traduzindo forte associação ao conteúdo em ortopiroxênios.

O teor de cobre tende a diminuir com o aumento do conteúdo em plagioclásio e clinopiroxênio: os noritos, gabro-noritos e gabros são normalmente mais pobres em cobre.

A 2ª deformação trouxe o controle mais acentuado da mineralização: os sulfetos migraram para as zonas de charneira das dobras D_2 e se posicionaram segundo a zona de sombra de pressão, formando corpos cilindróides descontínuos (charutos ou 'rods') originalmente alinhados E-W ou $N60^\circ W$ paralelizados ao eixo B_2 e à lineação L_2^1 .

Mesmo nos flancos de D_2 o minério tendeu a se concentrar ao longo de L_2^1 conforme se deduz da superposição dos mapas de isoteores (Figuras 20a, 20b, 20 e 21).

Com o advento de F_3 o corpo foi dobrado em sinforme e é fácil demonstrar-se que os níveis mineralizados foram afetados, tendo os sulfetos se deslocado em menor escala para a zona de charneira D_3 , se comparado à "corrida" para as charneiras de D_2 .

A superposição de F_3 sobre F_2 fez com que os charutos de minério (como o próprio eixo B_2) se posicionassem verticalmente, ou com caimento subverticalizado, para norte ou noroeste.

Pelo nível de detalhe que a lavra subterrânea requer das seções horizontais, há uma dificuldade importante na interpretação espacial: os furos de sonda estão desviados e, por mais que estejam controlados no espaço, sempre ocorrerão distorções entre o que foi sondado e o que foi projetado para o plano de referência mais próximo.

Como o corpo está boudinado, tanto em superfície como na ver-

tical, e como o boudin não avisa até onde vai se estender ou quando irá se interromper bruscamente, haverá sempre o risco de que uma lente desenhada, a partir da projeção de um dado de sondagem (dado real no espaço) para o plano de referência, não corresponda à realidade.

Os boudins existem em variados tamanhos: desde a faixa decimétrica estendendo-se até a casa dos 100, 200 metros de comprimento na horizontal. A largura é sempre bem menor, cerca de 1/5 a 1/10 do comprimento, em média. Na vertical eles também variam na mesma faixa de valores que na horizontal.

Semelhante heterogeneidade na distribuição do minério dentro das rochas mineralizadas demonstra bem porque, mesmo após o fechamento da malha de sondagem subterrânea de 90 metros entre as seções para os 45 metros atuais, ainda ocorram desencontros entre o interpretado e o encontrado na realidade das galerias.

Mesmo que a malha seja reduzida para 22,5 metros entre as seções de sondagem as distorções ainda existirão, embora bem menores. A solução é, após adequar melhor as seções horizontais à forma dobrada das Figuras 20a, 20b, 20, 21 e 38 e após a locação das aberturas de lavra (realces), submeter aquelas mais duvidosas a sondagens localizadas, dirigidas para o detalhamento de cada uma.

Tais sondagens serão mais necessárias na parte nordeste do corpo, onde as duas charneiras de D_2 ocorrem rompidas e os flancos estão localmente apertados entre si. Tal região está limitada no mapa da Figura 20 pelas coordenadas 112.300 e 112.400 norte e por 111.300 a 111.400 leste.

Para os flancos estirados de D_2 a melhor maneira de se posicionar os realces para lavra subterrânea é ao longo da foliação $S_1//S_0$, isto é, na direção submeridiana em planta, e acompanhando o mergulho do corpo, em perfil. O comprimento de cada realce fica limitado pelo comprimento das bolsas mais ricas de minério, isto é, dos boudins de piroxenito e melanorito. A altura de cada realce dependerá da extensão vertical de cada boudin ou bolsão mais rico.

Já na parte central do cogumelo Caraíba os realces de lavra estarão melhores posicionados na direção este-oeste, também ao longo de $S_1//S_0$ mas, onde o corpo de minério for bastante espesso, poderão ser também norte-sul.

O conjunto de dados disponíveis e mais sugestivo de uma evolução entre 2.600 m.a. e 2.000 m.a. para o Vale do Curaga, Grupo Jacobina Inferior e serra de Jacobina, bem como Itiuba e área imediatamente a leste.

As idades transamazônicas obtidas (2.000 ± 200 m.a.) tanto por Rb-Sr como por U-Pb, devem ser interpretadas então como refletoras da história metamórfica e arredores, oscilou entre grau anfibolito alto e granulito, de M_1 a M_3 .

Os terrenos arqueanos típicos estariam representados mais a leste de Itiuba, na faixa que liga Araci, Santa Luz, Nordestina, Uauá, Capim, bem como a oeste/sul da serra de Jacobina.

Há, porém, alguns outros pontos a discutir. Moorbath e Taylor (1984?) citam exemplos de rochas vulcânicas ácidas que foram datadas pelo método Rb-Sr como tendo idade da ordem de 2.290 ± 170 m.a. mas que estão cortadas por tonalito intrusivo datado por Rb-Sr em 2.520 ± 160 m.a., o que vem evidenciar que o sistema Rb-Sr da rocha mais antiga foi de alguma forma aberto em algum ponto da evolução do terreno, no 'greenstone belt Chibougamon', Quebec, Canadá.

Os autores citam outros exemplos semelhantes da África do Sul e concluem que os relógios U-Pb e Rb-Sr podem ser perturbados por ação do metamorfismo de baixo grau, alteração hidrotermal ou metasomatismo, resultando em pontos discordantes nas isocronas ou idades estranhamente baixas.

Jardim de Sá (comunicação pessoal) cita que na região de Uauá ocorre o mesmo fato, onde ortogneisses tonalíticos apresentam idades Rb-Sr mais antigas que as idades transamazônicas das rochas que são intrudidas pelos mesmos.

Seriam as idades Rb-Sr e U-Pb transamazônicas do Vale do Curaga e faixas limítrofes, a leste e oeste, mero reflexo do tempo em que a temperatura do terreno desceu ao nível do fechamento dos relógios U-Pb e Rb-Sr? Será que o período de tempo em que essas rochas permaneceram aquecidas, veio desde o Arqueano até $2,0 \pm 0,2$ Ga, como sugere Jardim de Sá?

O limite superior da idade Jacobina é bem marcada pelas datações dos granitos de Campo Formoso e Jaguarari, isto é, da ordem de 2,0 Ga. E os quartzitos da serra de Jacobina estão deformados em uma fase tardia com características semelhantes da 3ª fase que

atuou no Vale do Curaçá e Caraíba, conforme foi descrita no presente trabalho.

As idades Rb-Sr e U-Pb dos granitos G_3 sintectônicos a F_3 são da ordem de 2,0 a 2,3 Ga. A sugestão de Figueiredo (1981) de que o graben onde teria se formado Jacobina seria correlato ao sistema de falhamento por onde se colocou Itiúba, nesse contexto, tem até suporte geocronológico.

Por outro lado, como admite Gaal (1982), a falha de Itiúba pode ser rejuvenescimento de geofratura mais antiga e, nesse caso, já que o limite das idades ainda é pequeno e já que o período decorrido entre as mesmas não parece ser superior a 500 m.a., é possível também que o terreno do sítio geológico da mina Caraíba, Vale do Curaçá, Grupo Jacobina Inferior e Grupo Jacobina seja parte de um mesmo sistema orogenético de idade oscilante entre o fim do Arqueano e o Transamazônico.

No entanto, não é escopo do presente trabalho resolver esses problemas. Somente após criterioso mapeamento regional, identificando as unidades crono-estratigráficas, a partir do trabalho geo-estrutural profundo e obtendo-se datagens de amostras bem caracterizadas no campo pelos métodos Rb-Sr, U-Pb e Sm-Nd, e que se poderá estabelecer criteriosamente as relações. Até lá tudo se passa no terreno das suposições.

As amostras das rochas máficas/ultramáficas de Caraíba e arredores que o autor coletou e enviou ao Canadá para datagem Sm-Nd não puderam ser trabalhadas, mas é possível que para futuro relativamente próximo os resultados estejam disponíveis e lancem mais luz sobre o problema.

3.4 - O DEPOSITO CARAIBA

3.4.1 - Mineralizagao

Além de chamar a atenção o fato do cinturão cuprífero do Vale do Curaçá ocorrer a oeste da serra de Itiúba, enquanto a leste existem os depósitos cromitíferos do Vale do Jacurici, chama também a atenção dos geólogos o fato de Caraíba, Surubim e outros depósitos possuírem uma razão Cu/Ni muito elevada, sem similar em terrenos polideformados antigos.

A mineralizagao em Caraiba e basicamente constituída por calcopirita e bornita que ocorrem disseminadas em porgoes quase idênticas na massa piroxenltica/norítica. Além desses sulfetos de cobre ocorre ainda a magnetita, em direta correlagao com os primeiros: quanto mais rico o minerio, mais magnetítico ele é. Pirrotita também existe em associagao com o minerio, igualmente disseminada.

Calcosina, covclita, cubanita e esfelerita ocorreu muito secundariamente, sem controle conhecido na jazida e em proporgoes desprezíveis. Sulfetos de niquel como pentlandita, violarita e millerita também sao muito raros. O teor medio de niquel no deposito é muito baixo: cerca de 0,3% no concentrado a 34% de cobre, isto e, 1/34 de 0,3%, no minério.

Pirita e relativamente rara e ocorre mais nas rochas calcossilicatadas, juntamente com a pirrotita e calcopirita;

Apesar de disseminada no seu contexto geral, a mineralizagao se dispoe as vezes de forma algo maciça e pode ocorrer também preenchendo fraturas, embora os sulfetos não tenham viajado muito para fora dos limites do corpo mineralizado. No contato com as rochas calcossilicatadas é comum a concentragao dos sulfetos em zonas de fratura, calcopirita sendo mais freqiente que bornita.

3.4.2 - Forma e Teor

Desde os tempos de pesquisa geologica da DOCEGEO (1974-1978), contratada pela CMSA para definir o corpo Caralba, ficou caracterizada a forma do Corpo Caraíba como tendo uma parte central com grande concentragao de rochas mineralizadas, a partir da qual se dispoem tres terminagoes tabulares: uma a noroeste, dirigindo-se para norte indo formar o alvo R-22, e outras duas a sudeste formando a parte sul de Caraíba, hoje evidenciando um sinforme D₃.

A zona central algo ovalada se dispunha, desde a epoca do mapa DOCEGEO (1978), no sentido leste-oeste com dimensoes da ordem de 500 m, por cerca do 200 metros norte-sul. As partes tabulares eram orientadas norte-sul, com dimensoes de:

- a) as partes sudeste do corpo tem cerca de 600 metros de comprimento N-S e espessura media da ordem de 50 metros; e
- b) a parte noroeste, indo em diregao ao alvo R-22, com comprimento

de mais de 1 km e espessura da ordem de 20 a 30 metros.

No relatório da pesquisa (1978) a DOCEGEO apresenta fotografia da maquete em acrílico que foi montada com as seções horizontais do corpo mineralizado daquela época. Desde então chamaram a atenção do autor as terminações verticais da massa mineralizada na parte central.

No presente trabalho, com a apresentação dos mapas de isóteores das Figuras 20a, 20b, 20 e 21, pode-se demonstrar que elas existem realmente e que representam os eixos verticalizados da fase 2 de dobramentos por ação posterior da 3ª fase.

Com a execução da lavra, a forma do corpo foi crescentemente detalhada, de modo que no presente trabalho, pelos muitos dados apresentados, pode-se definir melhor a forma real e o seu significado geo-estrutural.

A parte central da mina corresponde ao centro do cogumelo (ver Fig. 40f) que foi erodido por superfície horizontal ao nível de onde os eixos de F_3 se invertem, de caimento sul para caimento norte. As dobras de F_2 e F_3 estão igualmente demonstradas pelos diversos mapas apresentados.

Pelas seções verticais da parte sul (ver Fig. 29) pode-se ver que as partes tabulares que continuam para sul são, na verdade, os flancos do sinforme D_3 . O flanco oeste do sinforme, da seção 29 para sul, vai ficando cada vez mais estreito, rompido, de modo que a cerca de 270 metros a sul, na altura da seção vertical 23 (não apresentada na tese) praticamente só existe o flanco leste.

A charneira do sinforme D_3 (seções de Figuras 28, 29 e para sul desta) poderia existir abaixo das sondagens realizadas nas seções verticais 23, 21, 19, 17, 15 e 13, todas a sul da seção 29, mas o que se conhece até agora é o flanco leste do sinforme, interrompido, sem o correspondente flanco oeste.

Por outro lado, a tendência da parte extremo-sul do corpo mineralizado se dirigir para a superfície, entre as seções 23 e 13 (não apresentadas na tese) como se a parte profunda do corpo fosse aflorar em direção ao sul pode ser explicada por uma nova zona de dobras D_2 como eixo verticalizado.

Na Figura 40f pode ser visto que atingindo-se essa zona, vindo-se do norte, a tendência é o fundo do corpo subir, dada a inversão

do caimento do eixo de B_3 (ver Fig. 40d). No caso, o norte seria a segao 29 (Fig. 29) e, dirigindo-se para sul em direcao ao centro de outro cogumelo, a tendencia do fundo do corpo mineralizado seria subir, aparecendo cada vez mais perto da superficie.

Essa explicacao é bem mais plausivel que esperar-se charneira de D_3 , no corpo de minério, trapeada abaixo das sondagens, nas secoes finais da parte sul do deposito (ver Figura 39 abaixo).

FIGURA 39: PERFIL ESQUEMÁTICO DAS DOBRAS D_2 (Traco cheio) MOSTRANDO A TENDÊNCIA DO FUNDO DO CORPO MINERALIZADO (Tracejado) NOVAMENTE AFLO-
RAR NA SUPERFÍCIE, NA PARTE SUL, À ALTURA DA SEÇÃO 13.



A parte tabular que aflora na porgao noroeste do corpo e, na verdade, o flanco oeste do sinforme das segoes 38, 41 e 45 (Figs. 24, 23 e 22, respectivamente, o mesmo sinforme caracterizado por Lindenmayer (1980a) para o R-22 (ver Fig. 37).

O flanco leste desse sinforme nao aflora desde a seção 37 (45 metros a sul da segao 38 da Caraíba) so voltando a faze-lo já no R-22, a norte do deposito Caraíba e fora do atual manifesto de lava Caraiba, conforme pode ser visto no mapa da mina e R-22, na Figura 10.

Obviamente o sinforme D_3 reclinado tem caimento de eixo suave para sul entre R-22 e a segao 37 de Caraiba. O caimento de B_3 nessa parte norte (R-22) já havia sido caracterizado por Lindenmayer (1980a).

O teor do minério é algo extremamente heterogêneo em sua distribuição espacial na jazida, embora esteja agora melhor explicada a forma do corpo e a razão de ser dessa heterogeneidade.

Nos mapas de isoteores das Figuras 20a, 20b, 20 e 21, os quais retratam a realidade da distribuição dos teores e forma do corpo, pode ser visto que é muito pequena a continuidade lateral, longitudinal e vertical dos diferentes níveis de teores, embora exista alguma.

As tonelagens e teores médios já foram citados no item 1.1 mas deve ser dito ainda que a Caraíba apresenta o teor médio mais elevado dos depósitos conhecidos do vale: enquanto tem aproximadamente 1% Cu em média, os outros oscilam entre 0,6 e 0,8% Cu.

O teor médio da reserva geológica da mina subterrânea (1,21% Cu) é mais alto que a da céu aberto (0,88% Cu) por razões tais como:

- a) o 'cut-off' adotado foi de 0,60% Cu e 0,30% Cu, respectivamente;
- b) a amostragem dos furos de sonda da céu aberto foi feita a intervalos de 2 metros de comprimento, durante a pesquisa (1974-1978) enquanto os furos da subterrânea, já realizados pela equipe de geólogos da CMSA, foram amostrados em intervalos de metro em metro;
- c) pelo fato do teor aumentar em profundidade por concentração dos sulfetos na charneira do sinforme D₃, na qual será operada a mina subterrânea. Vale dizer que em parte se comprova este fato da zona central da jazida, também dobrada em D₃, como se mostra nas Figuras 20a, 20b, 20 e 21.

Alem dos conteúdos de cobre e níquel (aproximadamente 100:1) estão também presentes os subprodutos:

Ouro: 0,80 g/tonelada de concentrado a 34% Cu;

Prata: 33,0 g/tonelada de concentrado a 34% Cu, além de selênio e telúrico.

O ouro ocorre associado ao telureto de níquel (melonita) que também contém traços de platina, mas também pode ocorrer como solução sólida intersticial na calcopirita. A prata ocorre associada a esfalerita; vanádio à cromita e magnetita (Valarelli, 1980).

3.4.3 - Controle Estrutural da M_1 mineralização

Os diversos processos tectônicos e metamórficos que atuaram sobre o corpo Caraíba são os responsáveis por esta heterogênea distribuição de teor e que tanto dificulta as operações de lavra, exigindo seletividade a céu aberto e dificultando até mesmo a localização precisa das aberturas para a lavra subterrânea.

O primeiro controle a que atende a mineralização de Caraíba é o litológico. Os sulfetos de cobre estão fortemente relacionados às rochas piroxeníticas e noríticas interbandadas com piroxenitos (melanoritos), quase fortemente magnetíticas, traduzindo forte associação ao conteúdo em ortopiroxenios.

O teor de cobre tende a diminuir com o aumento do conteúdo em plagioclásio e clinopiroxenio: os noritos, gabro-noritos e gabros são normalmente mais pobres em cobre.

A 2ª deformação trouxe o controle mais acentuado da mineralização: os sulfetos migraram para as zonas de charneira das dobras D_2 e se posicionaram segundo a zona de sombra de pressão, formando corpos cilíndricos descontínuos (charutos ou 'rods') originalmente alinhados E-W ou $N60^\circ W$ paralelizados ao eixo B_2 e à lineação L_2^1 .

Mesmo nos flancos de D_2 o minério tendeu a se concentrar ao longo de L_2^1 , conforme se deduz da superposição dos mapas de isóteores (Figuras 20a, 20b, 20 e 21).

Com o advento de F_3 o corpo foi dobrado em sinforme e é fácil demonstrar-se que os níveis mineralizados foram afetados, tendo os sulfetos se deslocado em menor escala para a zona de charneira D_3 , se comparado a "corrida" para as charneiras de D_2 .

A superposição de F_3 sobre F_2 fez com que os charutos de minério (como o próprio eixo B_2) se posicionassem verticalmente, ou com caimento subverticalizado, para norte ou noroeste.

Pelo nível de detalhe que a lavra subterrânea requer das seções horizontais, há uma dificuldade importante na interpretação espacial: os furos de sonda estão desviados e, por mais que estejam controlados no espaço, sempre ocorrerão distorções entre o que foi sondado e o que foi projetado para o plano de referência mais próximo.

Como o corpo está boudinado, tanto em superfície como na ver-

tical, e como o boudin não avisa até onde vai se estender ou quando irá se interromper bruscamente, haverá sempre o risco de que uma lente desenhada, a partir da projeção de um dado de sondagem (dado real no espaço) para o plano de referência, não corresponda à realidade.

Os boudins existem em variados tamanhos: desde a faixa decimétrica estendendo-se até a casa dos 100, 200 metros de comprimento na horizontal. A largura é sempre bem menor, cerca de 1/5 a 1/10 do comprimento, em média. Na vertical eles também variam na mesma faixa de valores que na horizontal.

Semelhante heterogeneidade na distribuição do minério dentro das rochas mineralizadas demonstra bem porque, mesmo após o fechamento da malha de sondagem subterrânea de 90 metros entre as seções para os 45 metros atuais, ainda ocorram desencontros entre o interpretado e o encontrado na realidade das galerias.

Mesmo que a malha seja reduzida para 22,5 metros entre as seções de sondagem as distorções ainda existirão, embora bem menores. A solução é, após adequar melhor as seções horizontais à forma do brado das Figuras 20a, 20b, 20, 21 e 38 e após a locação das aberturas de lavra (realces), submeter aquelas mais duvidosas a sondagens localizadas, dirigidas para o detalhamento de cada uma.

Tais sondagens serão mais necessárias na parte nordeste do corpo, onde as duas charneiras de D_2 ocorrem rompidas e os flancos estão localmente apertados entre si. Tal região está limitada no mapa da Figura 20 pelas coordenadas 112.300 e 112.400 norte e por 111.300 a 111.400 leste.

Para os flancos estirados de D_2 a melhor maneira de se posicionar os realces para lavra subterrânea e ao longo da foliação $S_1//S_0$, isto é, na direção submeridiana em planta, e acompanhando o mergulho do corpo, em perfil. O comprimento de cada realce fica limitado pelo comprimento das bolsas mais ricas de minério, isto é, dos boudins de piroxenito e melanorito. A altura de cada realce dependerá da extensão vertical de cada boudin ou bolsa mais rica.

Já na parte central do cogumelo Caraíba os realces de lavra estarão melhores posicionados na direção oeste-oeste, também ao longo de $S_1//S_0$ mas, onde o corpo de minério for bastante espesso, poderão ser também norte-sul.

Por fim, nas zonas das charneiras rompidas de D_2 a situação pode se complicar, a ponto de ser inevitável a diluição do teor, - mo já ocorreu com o realce piloto nº 1 (localizado no mapa da Figura 13) . A charneira principal de D_2 localizada a noroeste, entre as coordenadas 112.600 e 112.400 norte e 111.050 e 115,150 leste (ver Fig. 20) , está intacta e parece ser a região que oferecerá menos problemas. Alí se poderá localizar realces longitudinais e transversais .

O bloco diagrama da Figura 41 mostra o corpo Caraíba em três dimensões. O desenho contempla a forma do corpo em superfície e na vertical, ilustrando as dobras principais de 2ª e 3ª fases.

4. DISCUSSAO

4.1 - COMPARACAO COM OUTROS DEPOSITOS

O deposito Caralba apresenta caracteristicas bastante singulares, especialmente quanto ao seu conteudo metalico: cobre ocorre na proporgao de 100:1 em relagao ao niquel, nao contendo cobalto, zinco, chumbo, platina, isto e, nao apresentando nenhuma paragenese metalica comparavel aos depositos classicos de origem magmatica intrusiva ou vulcanica associados a rochas maficas/ultraraaficas.

Dentre os depositos de sulfetos associados a maficas e ultramaficas, Naldrett (1980) consegue individualizar cinco grupos maiores:

- Grupo I - Rochas noriticas. Depositos tipo astroblema. Exemplo unico: Sudbury (Ni, Cu) no Canada.
- Grupo II - Rochas intrusivas equivalentes aos derrames basalticos dos sistemas 'rift'. Exemplos mais importantes: distrito de Noril'sk, na Russia e Duluth Complex, Minesotta, U.S.A.
- Grupo III - Rochas magmaticas relacionadas aos greenstone belts do Arqueano-Proterozoico Inferior. Sao exemplos: a) Intrusoes tolelticas - Campo de Pechenga (Peninsula de Kola, Russia) Lynn Lake (Canada), etc.; b) Lavas Komatiticas - Kambalda (Australia) Thompson, Ungava e Abitibi (Canada).
- Grupo IV - Intrusoes tolelticas associadas a 'mobile belts* do Fanerozoico - Exemplo: deposito de Rona (Noruega).

Em todos os grupos, a excecao do grupo II, a proporgao Ni/Cu e sempre bem mais favoravel ao primeiro (da ordem de 3:1 a 10:1), sendo o cobalto normalmente presente com teor oscilando em torno de 0,2%. Platina e ouro sao outros subprodutos freqientes e importantes.

No caso unico do grupo II, o cobre ocorre em maior quantidade que o niquel. Os depositos de Noril'sk - Talnakh, localizados no extremo-noroeste da plataforma siberiana, formam lentes consistentes de minerio com calcopirita, pentlandita e pirrotita, associados

a magnetita.

A rocha basáltica hospedeira da mineralização ascendeu à crosta através de fraturas profundas associadas a sistema 'rift' continental (aproximadamente 500 km de comprimento) durante o Triássico, posicionando-se entre sedimentos químicos, pelíticos e detriticos, incluindo camadas de carvão e evaporitos (fase lagunar do sistema 'rift').

Dados sobre os isotopos de enxofre mostram que os sulfetos são estranhamente ricos em S_{34} para origem do manto, mas são compatíveis com o enxofre dos evaporitos. A relação Ni/Cu nesses depósitos é da ordem de 1:3 podendo chegar a níveis maiores de cobre (Naldrett, 1980).

Os depósitos cupríferos O'Kiep, na África do Sul, de idade 1.100 m.a. (McIver et alii, 1983, In: Lindenmayer et alii, 1984) apresentam razão Cu/Ni da ordem de 27:1 e estão hospedados em rochas piroxeníticas e noríticas porém pos-tectônicas (Lindenmayer, 1984). A mineralização é constituída basicamente por calcopirita e bornita.

Tais depósitos foram comparados a Caraíba mas as diferenças existentes entre eles, algumas citadas acima, mostram que se tratam de tipos distintos entre si. Inclusive o 'trend' de diferenciação, que é nitidamente telúrico em Caraíba, não é definido em Okiep, parecendo calco-alcalino (Lindenmayer, 1984).

Lindenmayer (1980a) mostrou que os corpos do Vale do Curaçá são derivados de magma telúrico e sugeriu que na formação dos sulfetos houve participação ativa do enxofre presente nas calcosilicatas associadas normalmente aos corpos, como é o caso típico de Caraíba.

Aquela autora preferiu considerar o depósito Caraíba como único, propondo então o "tipo Caraíba" como referência para futuras comparações.

No entanto, os depósitos de Noril'sk apresentam características que se assemelham a Caraíba pelo tipo de hospedeira, ambiente geotectônico, razão Ni/Cu, 'trend' de diferenciação, assimilação de enxofre das encaixantes para formar os sulfetos e pode ser dito que, dentre toda a gama de tipos de depósitos cupríferos, os do Vale do Curaçá podem ser comparados aos do Grupo II de Naldrett (1980) embora a título superficial.

Com Caralba e mais antigo que os depósitos de Noril'sk e Duluth Complex, permanece válida a designação de "tipo Caralba" como fonte de referência e comparação.

4.2 - ASPECTOS GENÉTICOS

Lindenmayer (1980a) evidenciou o caráter e o 'trend' de diferenciação tóleítica das rochas mineralizadas do Vale do Curaga e pelas texturas cumulus relictas que descreveu, bem como associação hiperstenito-magnetita-sulfetos, estabeleceu o modelo de que os depósitos se colocaram em meio à seqüência vulcanosedimentar como sills diferenciados, cristalizados a partir de um magma tóleítico, classificando-os como de segregação magmática a partir da separação de um líquido sulfetado imiscível da massa silicatada.

A mesma autora sugeriu ainda que:

- a) a ausência de diferenciados ultrabásicos ricos em MgO (dunitos, peridotitos) leva a crer que os piroxenitos e noritos são resultantes da cristalização de um magma que já havia sofrido o fracionamento ultrabásico e que os dunitos e peridotitos resultantes já haviam ascendido primeiramente a crosta;
- b) os estágios mais avançados da diferenciação, constituídos por noritos, gabros, gabro-noritos, anortositos já seriam estéreis dada a preferência dos sulfetos pelos níveis basais (piroxenitos e noritos);
- c) a assimilação de enxofre das encaixantes calcossilicatadas teve papel importante para saturação do sistema e formação dos sulfetos de cobre.

Mandetta (1982) mostrou que existem dois tipos de associações máficas/ultramáficas na mina Caraíba; sendo uma de caráter magnesiano, constituída por serpentinitos, gabros e gabro-noritos, estéreis e que predominam no bordo oeste da jazida, e a outra constituída pelos hiperstenitos e noritos + gabro-noritos mineralizados em cobre.

Chamou então a primeira de seqüência ultramáfica/máfica magnesiana e a segunda de seqüência máfica/ultramáfica mineralizada, tendo definido nesta, a partir de estudos petrográficos de detalhe, a polaridade base-topo do acamamento ígneo original pela seqüência

de minerals predominantes: olivina-hiperstenitos na base, hiperstenito, noritos, gabro-noritos e gabros em direcao ao topo.

Thorpe (comunicagao pessoal) estudou quimicamente os minérios calcosilicatadas de Caraíba do ponto de vista de isotopos de enxofre e estabeleceu que:

- a) o enxofre presente nas rochas mineralizadas (nos sulfetos) e de origem magmatica;
- b) o enxofre pesado (S_{34}) das anidritas nao foi diagnosticado na maioria das amostras de minerio;
- c) calcopirita e pirita das calcosilicatadas contêm enxofre pesado e que portanto esse enxofre é mistura dos sulfatos (anidritas) e do enxofre magmatico, demonstrando a relagao de assimilacão que Lindenmayer sugeriu.

No presente trabalho emostrado, do ponto de vista estrutural, que a suite mineralizada tem comportamento algo intrusivo ou discordante em relagao à suite do bordo oeste de Caraíba.

No mapa geologico da mina (Fig. 10), pode ser visto que a suite magnesianana de Mandetta (1982) tem direcao N20 W, acompanhando a foliagao $S_1//S_0$ regional, enquanto o corpo mineralizado está orientado norte-sul, existindo inclusive discordancia de atitudes, em especial na parte centro-noroeste da mina.

O fato demonstra estruturalmente o que preconizara Mandetta (1982) a partir de dados quimicos e petrograficos: as duas suites sao distintas, ainda que possam ser quase contemporâneas.

Como ambas sao pre-tectonicas, o mais provavel é que sejam relacionadas a um mesmo evento magmático, representando estágios de diferenciagao sendo que a suite com olivina fracionou-se primeiro do magma de modo que os corpos com hiperstenio, mineralizados, quando ascenderam e se colocaram o fizeram cortando em algum angulo as rochas encaixantes e a suite que os precederam (ver Figs. 40a e b).

Os tres niveis ou ciclos magmáticos completos de Mandetta (1982) podem ser, na verdade, repctigao das camadas por dobramento e redobrimento ($F_3 \times F_2$). Um furo de sonda que atravessasse a zona central da jazida poderá atravessar seis vezes a mesma camada, se o pacote estiver preservado, sendo que ocorrerão polaridades base-topo normais e invertidos, como se pode deduzir das Figuras 36 e 40f.

Entretanto essa repetição dos níveis piroxeníticos/noríticos mineralizados já está afetando uma foliação $S_1//S_0$, de modo que podem ocorrer outras inversões dentro de um mesmo horizonte dobrado em D_2 e D_3 . O mais razoável, então, será dirigir estudos petrológicos/petrográficos de acordo com o controle estrutural aqui estabelecido, de maneira que se possa melhor interpretar o significado das inversões, repetições de ciclos, etc.

5. ESPECULAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO CRUSTAL

A origem dos esforços tectônicos responsáveis pelo regime de dobramentos associados a grandes 'nappes' e cavalgamentos (regime horizontalizante) , vem sendo objeto de abordagem por geotectonicistas de nome.

Park (1981) efetuou discussão a respeito das teorias vigentes sobre o assunto e concluiu que o modelo de colisão de placas, em zona de subducção convencional (Windley, 1977) e que os modelos 'domos de sal' e deslocamento do manto na base da crosta, apresentam todos uma série de inconvenientes que os tornam improváveis.

Aquele autor concluiu também que sistemas de 'rift-valleys' poderiam explicar melhor a colisão crosta-crosta capaz de gerar os movimentos de baixo ângulo. O empilhamento das camadas após as duas fases clássicas de regimes de cavalgamento explicaria o advento do metamorfismo granulítico pelo aumento da pressão com o peso da luna e com a alta temperatura gerada pelo fluxo de calor circulante na base do sistema 'rift'.

A evolução metamórfica anfibolito-granulito-anfibolito (granulito) - anfibolito (xisto verde) estaria então explicada pelas condições inicialmente crescentes de P e T, nas fases de espessamento crustal e pelo declínio dessas condições, com o advento das fases de deformação responsáveis pelo soerguimento do sistema vulcanosedimentar instalado.

A evolução da crosta no nordeste do Estado da Bahia ainda será objeto de muitos estudos e coleta crescente de dados, sobretudo mapeamento geo-estrutural adequado, estudos isotópicos, cruzamento de métodos geocronológicos, etc, antes de ser esclarecida com base de fundamentação. Nesses estudos, certamente o Vale do Curaçá e os terrenos laterais constantes da Figura 4 desempenharão papel fundamental, pois que ali parece estar encerrado capítulo chave da problemática.

Apesar da insegurança relativa dos dados geocronológicos existentes, o Vale do Curaçá, serra de Itiúba, faixa leste imediata, e os terrenos de Grupo Jacobina Inferior mais os sedimentos plataformais da serra de Jacobina, constituem-se em faixa com idades delimitadas entre 2.0 e 2.6 Ga. encaixada entre dois blocos com idades arqueanas.

Apesar de não estar definido qual seria o embasamento das rochas dessa faixa intermediária, as razões iniciais Sr_{87}/Sr_{86} indicam que as rochas ali existentes já são produto de retrabalhamento de material crustal anterior com razões mais baixas, compatíveis com derivação direta do manto.

Datações Sm-Nd sobre os 'greenstones' de Araci, Capim e sobre as ultramáficas cromitíferas de Campo Formoso (pré-Jacobina) bem como sobre as ultramáficas da faixa intermediária (Curaçá, Jucurici, Jacobina Inferior) serão fundamentais para estabelecer até onde os blocos a leste e oeste, de idades Rb-Sr e U-Pb arqueanos, funcionaram como embasamento da faixa intermediária do Curaçá ou até onde esta se constitui em faixa móvel que retrabalhou rochas mais antigas, já instaladas no Arqueano.

Até onde seriam formadas e trabalhadas no Arqueano, mas tendo o sistema permanecido aquecido, sem deformação importante, de modo a manter abertos os relógios Rb-Sr e U-Pb até o Transamazônico, possibilidade sugerida por Jardim de Sá (comunicação pessoal)?

Outros problemas surgem dentro da própria faixa intermediária: qual a relação geotectônica da serra de Jacobina com o Vale do Curaçá, e mesmo entre o Grupo Jacobina Inferior e o Vale do Curaçá? Por que há um cinturão de cromo a leste de Itiúba e um de cobre a oeste? A própria ligação entre Jacobina e Jacobina Inferior ainda não está definida.

A área do presente trabalho é muito restrita para permitir ao autor afirmar qualquer coisa em relação às questões formuladas. No entanto, como exercício e até mesmo como hipótese de trabalho para estudos regionais mais aprofundados, são tecidas aqui algumas considerações a nível especulativo.

Para uma evolução decorrida no espaço de 600 milhões de anos, admitindo a hipótese até agora mais provável, é mais razoável admitir-se a contemporaneidade entre as supracrustais do Vale do Curaçá, do Grupo Jacobina Inferior e do leste de Itiúba do que admitir que o Curaçá se depositou, se deformou em várias fases, sendo seguido pelo Grupo Jacobina Inferior formando rochas afins que foram também polideformadas.

Em relação aos quartzitos Jacobina, duas são as possibilidades: o graben intracratônico em que se depositaram foi formado pós-Vale do Curaçá e, nesse caso, os sedimentos seriam mais novos que

as seqüências supracrustais, ou o graben está relacionado com a história do Vale, guardando certa contemporaneidade, de modo que os quartzitos Jacobina representariam o fácies plataformal do sistema completo.

Para a primeira situação, Figueiredo (1981) sugere que a fossa Jacobina poderia ser contemporânea à colocação do sienito Itiúba e, assim, os quartzitos teriam se formado e sido deformados por volta de 2,2 e 2,0 Ga., portanto ao fim do período 2,6-2,0 Ga. indicado pelas datações existentes.

Em perfil de campo transversal à serra de Jacobina pode ser visto o que, de oeste para leste, ocorre um aumento no grau metamórfico até os gnaisses de Senhor do Bonfim, os quais apresentam fácies anfibolito médio a alto (Figueiredo, 1981).

É possível, então, que haja uma conexão entre as litologias da serra de Jacobina, Grupo Jacobina Inferior e a pilha vulcanosedimentar do Tanque Novo, variando o grau metamórfico de oeste para leste, em direção ao que pode ser a base da seqüência, granulitizada, que corresponderia ao Vale do Curaçá e região leste de Itiúba.

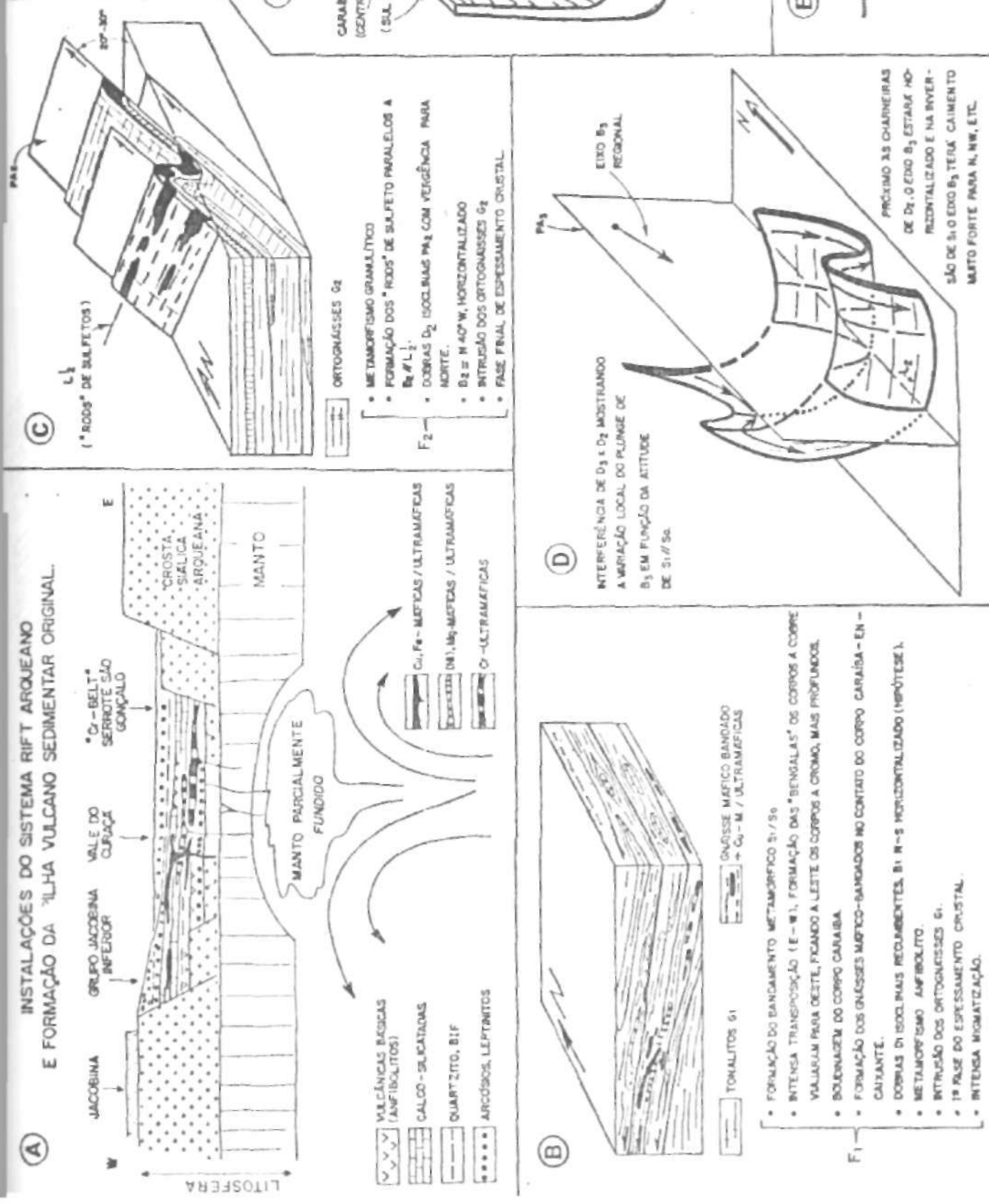
Inda et alii (1976) já haviam diagnosticado a existência de dobras com eixo E-W pretéritas às dobras N-S regionais para a região da quadrícula de Euclides da Cunha, a leste da serra de Itiúba, de modo que estruturalmente as áreas mostrara evolução compatível com a de um compartimento único.

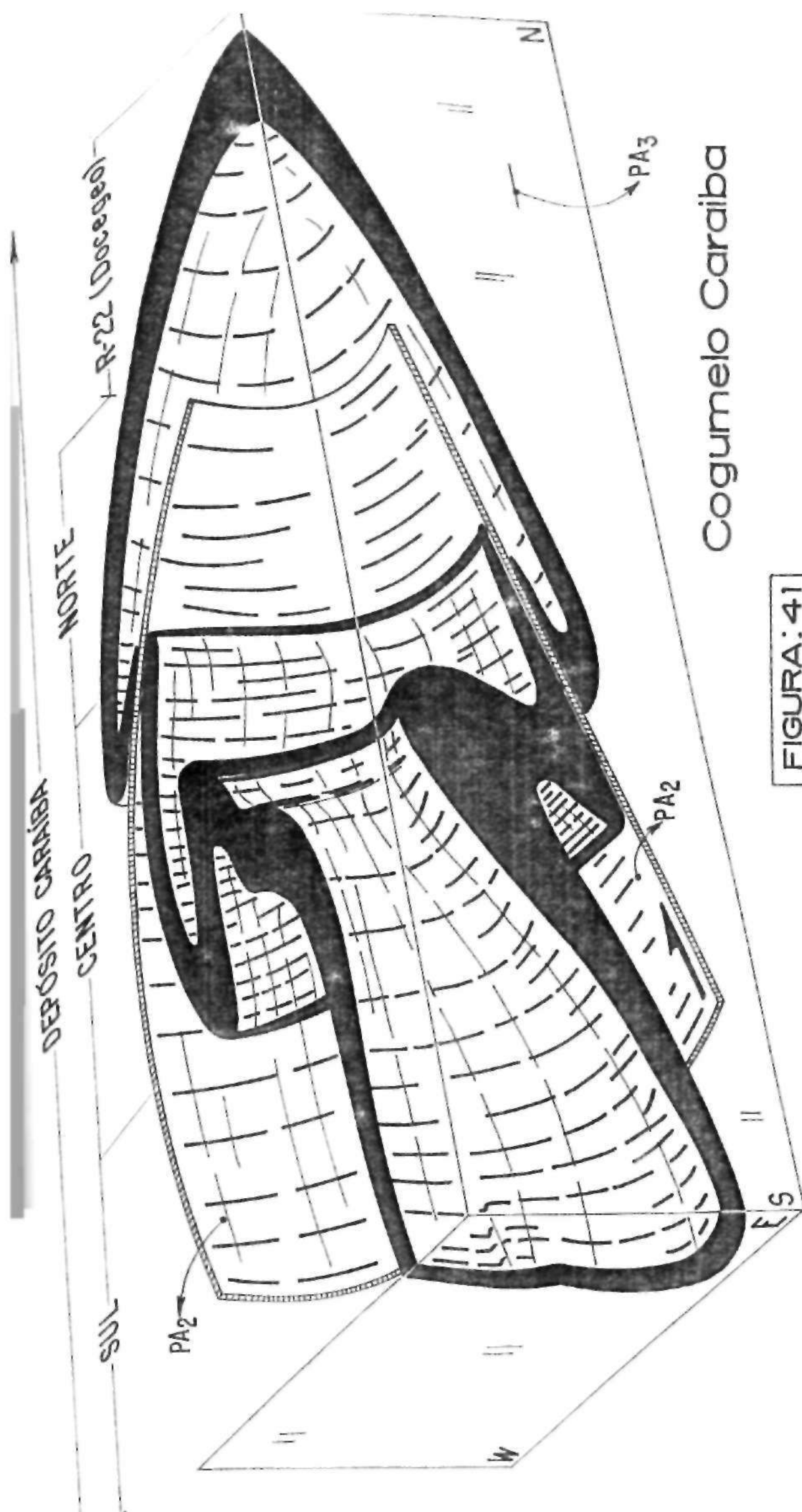
Com base nas relações demonstradas no presente trabalho e: a) faço à disposição dos cinturões de cromo e cobre; b) faço à existência de duas suítes máficas/ultramáficas distintas em Caraíba (Mandetta, 1982, e presente trabalho, do ponto de vista estrutural), o autor se pergunta se os dois cinturões não seriam derivados de um mesmo evento tectono-magmático.

Nesta linha de raciocínio, a Figura 40a sugere que de um magma toleítico inicial houve um fracionamento inicial com formação de dunitos e olivina-piroxenitos, hoje serpentinitos, os quais se intrudiram como sills mineralizados em cromo na base, formando o que é hoje o distrito de Jacurici (Barbosa de Deus, 1982).

Em seguida, teria ocorrido o fracionamento de rochas wherlíticas e lherzolíticas, ricas em Mg, com características de conteúdo metálico mais para níquel que para cobre, embora não se conheçam

FIGURA-40
EVOLUÇÃO ESTRUTURAL - METAMÓRFICA DE CARAIBA E SINTESE HIPOTÉTICA PARA O VALE DO CURAÇÁ E TERRENOS MARGINAIS (Jacobina e Cr-Belt¹)





Cogumelo Caraíba

FIGURA: 41

PERFIL NORTE-SUL ESQUEMÁTICO AO LONGO DE PA₃ DO SIN-
 FORME PRINCIPAL, CONJUGADO COM SEÇÃO HORIZONTAL TAMBÉM ES-
 QUEMÁTICA. O BLOCO REPRESENTA A METADE OESTE DO CORPO CARAÍBA.

ESCALAS APROXIMADAS:
 1 cm = 200m (Vert.)
 1 cm = 100m (Horz.)

depósitos de Ni-Cu na região, as quais se intrudiram também como sills formando a suíte do tipo bordo oeste de Caraíba.

Por fim teria ocorrido a formação dos piroxenitos/noritos e intrusão dos sills mineralizados em Cu do Vale do Curaçá.

As três suítes de rochas teriam se posicionado como sugerido na Fig. 40a, de modo que, com o advento dos movimentos tipo cavalgamento da 1ª e 2ª fases, os níveis superiores (tipo Caraíba) foram mais afastados ainda dos níveis inferiores (tipo Jacurici) viajando através dos planos de 'nappes', primeiro de leste para oeste durante F_1 e depois de sul para norte, durante F_2 .

Os sienitos de Itiúba estariam assim intrudidos de modo a separar as duas suítes mineralizadas e os corpos a níquel-cobre, se existiram, poderiam ter estado localizados nessa região intermediária.

A hipótese, por enquanto altamente especulativa, serve para explicar a intrigante zonalidade entre os dois cinturões que margeiam a serra de Itiúba e pode servir de campo de estudos mais aprofundados que a demonstrem ou a refutem.

Para o modelo hipotético representado na Figura, ficam também abertas as diferentes possibilidades de relação entre os quartzitos da serra de Jacobina e os terrenos vulcanosedimentares do leste.

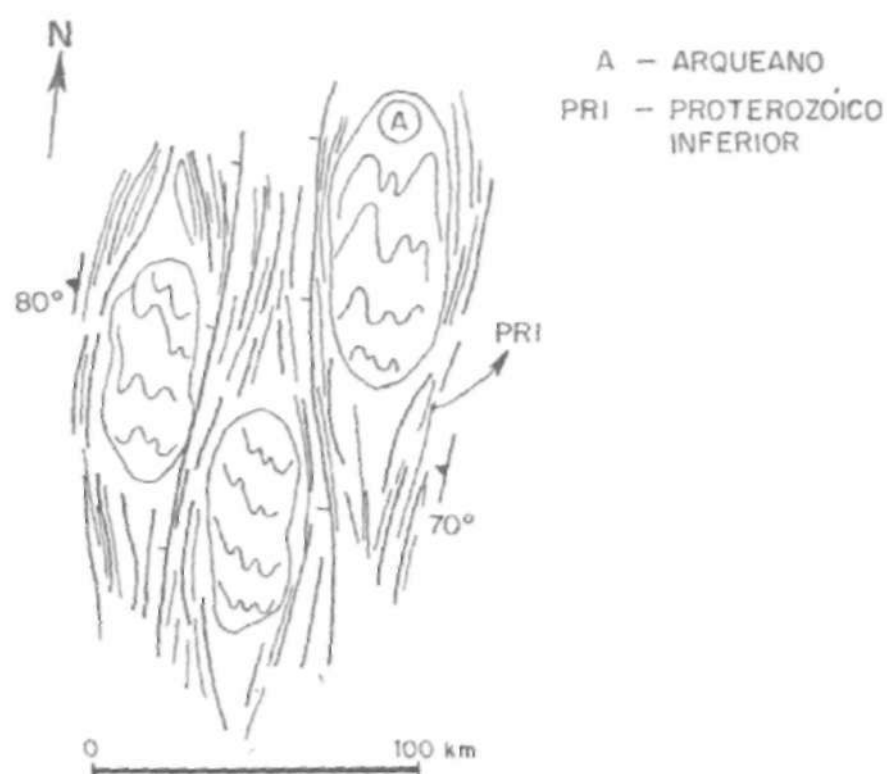
Katz (1982) discute a possibilidade dos blocos arqueanos circundados por cinturões móveis do Proterozóico Inferior, ao longo do Globo, serem representantes de uma estrutura mega-brecha em zona de dimensões continentais.

Mascarenhas (comunicação pessoal) sempre relatou o fato de no Precambriano de alto grau do nordeste da Bahia as rochas se disporem, ora em zonas de intenso estiramento e transposição, verticalizadas, ora em zonas de dobras abertas e mergulhos suaves, o que reproduziria a estrutura proposta por Katz (1982), conforme a Figura 42 (segundo aquele autor).

José Acúrcio . de Moraes (CMSA) também admite essa possibilidade para explicar o estiramento das rochas no bordo leste da área de Caraíba e as dobras abertas da parte central (comunicação pessoal).

Por esse modelo poder-se-ia explicar a existência de uma cros-

FIGURA 42: MEGA ESTRUTURA MILONÍTICA DE DIMENSÕES REGIONAIS



ta arqueana que foi retrabalhada no Proterozóico Inferior, gerando os núcleos mais antigos circundados por faixas mais jovens. Até onde o Vale do Curaçá é parte desse sistema? Até onde as rochas foram formadas, ou foram simplesmente retrabalhadas no Proterozóico Inferior?

Nesse caso, o graben dos quartzitos Jacobina poderia ser explicado como gerado juntamente com o Calhamnto Itiúba (falha do Serrote Souza, de Delgado e Souza, 1976), que seria uma das zonas de rasgamento, como sugere a Figura 42 acima e, como argumentou Figueiredo(1981).

Resta perguntar: no caso, como explicar os cinturões de Cr e Cu alinhados, se eles são pré-tectônicos? Eles deveriam ocorrer em toda parte e não ao longo de uma direção preferencial.

6. SUMÁRIO DAS CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A mina Caraíba e seus arredores constituem-se em terreno vulcanosedimentar, com corpos mineralizados em cobre intrudidos pré-tectonicamente, a qual foi estruturada a partir de três fases principais de deformação, seguidas de eventos tardios não tão importantes na formação do arcabouço da região.

A pilha original era constituída por sedimentos quartzo-feldspáticos, formação ferrífera, calcários, margas e quartzitos, com vulcânicas básicas (anfíbolitos) associadas como lentes descontínuas. Opacote todo foi migmatizado, dobrado, intrudido por granitóides em eventos tectono-magmáticos sucessivos. O embasamento da seqüência não é definido na área de estudos.

A idade de formação e evolução do terreno é ainda objeto de dúvidas, mas os dados disponíveis (Rb-Sr, U-Pb e $S_{3,4}$) indicam que a história se passou entre 2,6 a 2,0 Ga, entre dois blocos de idade arqueana: blocos dos 'greenstones' a leste de Itiúba (Araci, Capim) e bloco a oeste de Jacobina. As razões iniciais Sr_{87} - Sr_{86} indicam que houve retrabalhamento de material crustal anterior.

A 1ª e 2ª fases de deformação se constituíram de movimentos tipos 'nappes' ou cavalgamentos: a 1ª no sentido leste-oeste, através de planos norte-sul, gerando o bandamento metamórfico e dobras com eixo N-S provavelmente horizontalizado, e a 2ª no sentido sul-norte, gerando dobras com eixo N60 -90°W, horizontalizado.

A 3ª fase resultou de acentuado esforço compressivo E-W que gerou dobras apertadas e abertas, com plano axial verticalizado, eixo N-S com caimento suave (16°-20°) para sul, com forte xistosidade plano axial penetrativa em todo o vale, constituída por orientação plano-paralela de cristais de quartzo, plagioclásio, biotitas, hornblendas.

As três formações estiveram associadas a metamorfismo anfíbolito alto, granulito e anfíbolito alto/granulito, respectivamente. Durante as duas primeiras fases ocorreram as intrusões de corpos de rochas granitóides de composição tonalítica a granodiorítica, as quais adquiriram foliação metamórfica e foram deformadas pelos eventos que lhes seguiram. Durante a 3ª fase ocorreram grande número de intrusões graníticas incluindo o sienito Itiúba.

As duas primeiras fases foram responsáveis pela interestrati-

ficação das litologias vulcanosedimentares e intrusivas máfica/ultramáficas e granitóides, espessando a crosta da região. A 3ª fase foi responsável pelo soerguimento e verticalização das rochas. Com as intrusões Sin F_3 deu-se a consolidação da crosta.

Transposições foram fenômenos muito comuns durante fases de dobramentos. As foliações mais proeminentes são $S_1//S_0$ (bandamento metamórfico regional) e S_3 , xistosidade plano axial às dobras D_3 . A foliação S_2 é bem caracterizada e preservada nos níveis máficos e tem orientação E-W ou N-60°W.

A superposição de F_3 sobre F_2 gerou estruturas de interferência tipo bumerangue ou cogumelo (tipo 2, Ramsay, 1967) que são bem percebidas em regiões de dobras D_3 bem abertas (zonas de charneiras D_3) sendo o exemplo maior e mais típico a própria mina Caraíba que, junto com a sua continuação norte, forma um grande cogumelo de dimensões hectométricas/quilométricas.

No centro da mina Caraíba, como resultado de F_3 x F_2 , os eixos B_3 caem abruptamente para N ou Nw. Os eixos B_2 antes horizontalizados foram reposicionados para caimentos verticais ou subverticais para NW, o que é bem caracterizado pelas terminações das dobras D_2 no espaço da jazida.

Do mapeamento de campo é possível reconstituir-se o 'trend' de dobras D_3 sobretudo por causa dos corpos tonalíticos G_1 e G_2 e por causa dos nebulitos G_3 , que são resistentes à erosão e exibem afloramentos com a estrutura preservada.

A estrutura em torno da mina é caracterizada por um amplo antiforme D_3 quilométrico com um sinforme D_3 subordinado na parte leste da área. O corpo Caraíba é um sinforme D_3 apertado, encaixado no flanco oeste do antiforme D_3 regional, próxima à charneira deste, redobrando dobras D_2 pretéritas.

A mineralização, originalmente disseminada em piroxenitos e noritos, foi concentrada nas charneiras de D_2 formando corpos cilíndricos ou charutos horizontalizados, paralelos a $B_2//L_2^1$, descontínuos por ação da boudinagem. Após D_3 os 'rods' da mineralização se posicionaram na vertical, evidenciando os eixos B_2 verticalizados.

Como resultado das boudinagens e dobramentos, o minério tem distribuição muito heterogênea, embora geometricamente bem definida. Isso implica que haverá sempre o risco de diluição dos teores

nos realces de lavra da mina subterrânea, cuja locação precisa será sempre mais difícil nas zonas de charneira rompidas de D_2 . Poderá haver necessidade de sondagens auxiliares para detalhamento pré-lavra em tais locais.

A suite mineralizada é formada por hiperstenitos e noritos (+gabro-noritos algo estéreis) e sua origem é atribuída a sills diferenciados que se intrudiram pré-tectonicamente a F_1 em meio ao pacote vulcanosedimentar em formação.

Por suas características singulares de conteúdo metálico, tipo litológico e ambiente geotectônico, o depósito Caraíba e os corpos cupríferos do Vale do Curaçá podem ser comparados aos depósitos de Noril'sk-Talnaka, associados a basaltos toleíticos de sistema rift continental, de idade Mesozóica, do NE da Rússia. No entanto ainda assim os depósitos do Curaçá devem ser citados como do "tipo Caraíba".

É proposto modelo geotectônico hipotético de ambiente de oceano abortado, 'rift valley system', instalado em crosta siálica arqueana, para formação do terreno do Vale do Curaçá, serra de Itiúba, cinturão do cromo do Vale de Jacurici, Grupo Jacobina Inferior e serra de Jacobina.

O presente trabalho vem de contribuir com importante parcela ao adequado e necessário conhecimento geológico da mina Caraíba, possibilitando que, a partir dos controles estruturais definidos, a lavra da jazida possa ser planejada com maior segurança.

Conquanto os trabalhos realizados tenham alcançado os resultados aqui apresentados, alguns aspectos da geologia do corpo Caraíba, arredores e Vale do Curaçá como um todo requerem estudos mais aprofundados no intuito de se montar um quadro global de conhecimentos sobre essa importante região.

No âmbito regional faz-se necessário mapeamento geológico do Vale do Curaçá com vistas a estender o conhecimento das fases de deformação e a reconstituição do 'trend' de dobramentos, como já foi feito para Caraíba e Surubim/Poço de Fora. Nesse trabalho inclui-se a necessidade de utilização de métodos cruzados de datações geocronológicas, especialmente Rb-Sr, U-Pb e Sm-Nd, que permitam definir a idade real do terreno, as idades dos metamorfismos e das fases de deformação (datação dos granitôides associados) e a idade

absoluta de colocação dos corpos mineralizados.

Trabalhos de petroquímica e petrogênese aprofundados são requeridos sobre as suítes ultramáficas do Curaçá e Jucurici, com vistas a se definir o grau de co-geneticidade entre elas. Em particular se insere também um estudo comparativo sobre as suítes da mina e do seu bordo oeste, visando inclusive definir o potencial destas últimas para níquel.

Na mina Caraíba propriamente dita fazem-se necessários estudos petrogenéticos visando definir as polaridades internas do corpo máfico/ultramáfico com o que se poderá reconstituir o 'trend' das dobras de 1ª fase. Tais estudos deverão ser desenvolvidos em pontos chaves da jazida, seguindo a evolução estrutural aqui apresentada, para que se possa acrescentar novos conhecimentos sobre os eventos estruturais/metamórficos e, eventualmente, até modificá-la.

Será de muita utilidade para o melhor aproveitamento da jazida a realização de estudos que definam a zonalidade calcopirita-bornita: se existe, qual a distribuição geográfica, qual o relacionamento com as fases de deformação, a que controles estruturais/metamórficos obedece a zonalidade, etc.

7. BIBLIOGRAFIA

- ARCHANJO, C.J. (1981). Mapeamento geo-estrutural da região de Surubim-Poço de Fora/BA. Tese de graduação em Geologia pela UFRN, 84 pp.
- BARBOSA, O.; MACHADO, I.F.; WINGE, M.; COELHO, A.L.; BATISTA, M.B.; DYER, R.C.; COSTA, M.J.; CALHEIROS, J.A. e BRAUN, O. (1970). Geologia econômica de parte da região do médio São Francisco, Nordeste do Brasil. Bol. 140, DFPM/DNPM, Rio de Janeiro.
- BARBOSA DE DEUS, P. e VIANA, J.S. (1982). Jacurici Valley Chromite District. Excursão de campo durante o ISAP, Salvador-Bahia, set/1982. Publicação da SME-SBG, volume das excursões, p. 97-114.
- BARTON JR., J.M. (1981). The pattern of Archaean crustal evolution, in Southern Africa as deduced from the evolution of the Limpopo Belt and the Barbeton Granite - Greenstone terrain. Spec. Publis. Geol. Soc. Aust. 7, p. 21-32.
- BETTENAY, L.F.; BICKLE, M.J.; BOULTER, .A.; GROVES, D.I.; MORANT, P.; BLAKE, T.S. and JAMES, B.A. (1981). Evolution of the Shaw Batholith, an Archaean granitoid gneiss dome in the eastern Pilbara block, Western Australia. In: Archaean Geology, Spec. Publis. Geol. Soc. Australia, 7, p. 361-372.
- BRIDGWATER, D.; MCGREGOR, V.; MYERS, J.S. (1974). A horizontal tectonic regime in the Archaean of Greenland and its implications for early crustal thickening. Prec. Research. 1: 179-197.
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G. e TORQUATO, J.R.F. (1980). Evolução geocronológica do Precambriano do Estado da Bahia. Sec. de Minas e Energia. Geologia e Recursos Minerais da Bahia, série textos básicos, volume 3, p. 1-101.
- COLLERSON, .D.; BRIDGWATER, D. (1979). Metamorphic development of early Archaean tonalitic and Trondhjemitic Gneisses, Saglek Area, Labrador, in: F. Baker (ed) Trondhjemitic, dacites and related rocks. Elsevier, p. 205-273.
- COLLERSON, K.D.; KERR, A. and COMPSTON, W. (1981). Geochronology and evolution of late Archaean gneisses in northern Labrador: an example of reworked sialic crust. In Archaean Geology, special publication, 7, Geol. Soc. Australia, p. 205-222.
- COLLERSON, K.D.; KERR, A.; VOCKE, R.D. and HANSON, G.N. (1982).

- Reworking of sialic crust as represented in late Archaean age gneisses, Northern Labrador. In: *Geology*, 10, p. 202-208.
- COUTO, P.A. et alii (1976). Projeto Serra de Jacobina. Geologia e prospecção geoquímica. Relatório 1ª fase. Salvador, CPRM.
- COWARD, - . (1980). Shear zones in the Precambrian crust of Southern Africa. In: *J. Structural Geology*, 2, p. 19-27.
- DELGADO, I. e SOUZA, J.D. (1975). Projeto Cobre Curaçá. Geologia Econômica do Distrito Cuprífero do rio Curaçá - Bahia, Brasil. CPRM/DNPM, 30 vols. Relatório Interno.
- DELGADO, I. e SOUZA, J.D. (1976). Controlou regionais e locais das mineralizações de cobre no Vale do Curaçá-Bahia e suas implicações práticas. XXIX Congr. Bras. Geol., Ouro Preto, 3, p. 59-70.
- DELGADO, I. e SOUZA, J.D. (1981). Cobre no Vale do rio Curaçá, Estado da Bahia. DNPM, Série Geologia, 20. Seção Geologia Econômica nº 3, 212 p.
- D'EL REY SILVA, L.J.H. (1982a). Geocronologia e suas aplicações nos terrenos de alto grau metamórfico do Arqueano e Proterozóico. UFBA, Mestrado em Geologia, Seminário, 42 p.
- D'EL REY SILVA, L.J.H. (1982b). Geologia dos depósitos primários de níquel sulfetado. UFBA, Mestrado em Geologia, Seminário, 46 p.
- FAURE, G. (1977). Principles of Isotope Geology. John Wiley and sons, New York, 464 p.
- FERREIRA, P.F.M. et alii (1978). Relatório Final Projeto Especial Caraíba. Publicação DOCEGEO - Interna, 6 volumes.
- FIGUEIREDO, M.C.H. (1976). Geologia e geoquímica da região de Poço de Fora - Vale do Curaçá/BA. Tese de Mestrado, UFBA, 87 p.
- FIGUEIREDO, M.C.H. (1980). Geochemistry of high-grade metamorphic rocks, northeastern Bahia. Tese PhD Universidade Western Ontario, Canadá, 220 p.
- FIGUEIREDO, M.C.H. (1981). Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau do nordeste da Bahia-Brasil. In: Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos, 49 volume, publicação SME/CPM, p. 1-71.
- FRIPP, R.E.P. (1981). The ancient Sandriver Gneisses, Limpopo mobile belt, South Africa. In: *Archaean Geology, spec, publi. 7, Geol. Soc. Australia*, p. 329-336.

- GAÁL, G. (1982a). Evaluation of exploration methods applied in the Curaçá valley and recommendations for future prospecting of copper and nickel-copper deposits akin to the Caraíba Copper Deposit. Relatório Interno da CMSA, de 30/8/1982, ref. MID-045/82.
- GAÁL, G. (1982b) - Evaluation of Geological, Geophysical and Geochemical Datas of the Curaçá Valley and the Mundo Novo - Uauá - Rio Capim Area. Relatório Interno da CMSA, de 30/12/82, ref. MID 066/82.
- GAÁL, G. (1982c) . Tectonics and structures of the Riacho Seco Area. Relatório Interno à ABPM, em consultoria.
- GAÁL, G. (1982d). Proterozoic tectonic evolution and late Svecokarelian plate deformation of the Central Baltic Shield. Geol. Rundschau 71, p. 158-170.
- GLOVER, J.E. and GROVES, D.I. (1980). Archaean Geology. Second International Symposium Perth, 1980. Geological Society of Australia. 511 p.
- GRIFFON, J.C. (1967) . Apresentação do mapa geológico (1 :100.000) da parte central da Serra de Jacobina-Bahia. XXI Congr. Bras. Geol. Curitiba/PR, Boletim Paranaense Geociências, 76, p. 33-34.
- HASUI, Y. (1979a) . Estruturas nas áreas de Caraíba e Surubim. IPT-São Paulo. Relatório 12.884.
- HASUI, Y. (1979b) . Investigações geológico-estruturais nos Vales do Curaçá e Capim. Relatório interno do IPT-SP, 13.117, de 18/12/79. Consultoria para CMSA.
- HASUI, Y. (1980) . Estruturas geológicas nas áreas de interesse da Caraíba Metais S/A - IPT-SP. Relatório 13.652.
- HASUI, Y.; D'EL REY, L.J.H.; LIMA e SILVA, F.J.; MANDETTA, .; - RAES, J.A.C.; OLIVEIRA, J.G. e MIOLA, W. (1982a). Geology and Copper Mineralization of Curaçá River Valley, Bahia. In: Rev. Bras. Geoc, 12, n°s 1,2,3 - mar-jun-set/1982, anais do ISAP, p. 463-474 .
- HASUI, Y.; D'EL REY, L.J.H. ; LIMA e SILVA, F.J.; MANDETTA, P.; MORAES, J.A.C.; OLIVEIRA, J.G. e MIOLA, W. (1982b) . Copper district of Curaçá River Valley. Excursão de campo ao Valo do Curaçá-BA. Anais do ISAP (Salvador-BA, set/82) , volume das excursões, p. 92-97, publicação SME/SBG/CNPq.

- HAUGHTON, D.R.; ROEDER, P.L. and SKINNER, B.J. (1974). Solubility of sulfur in mafic magmas. *Economic Geology*, 69, p. 451/467.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. and WILLIAMS, P.F. (1976). An outline of structural geology. J. Wiley, 571 p.
- HOPGOOD, A.M. and BOWES, D.R. (). Neosomes of Polyphase agmatites as time - markers in complexly deformed migmatites.
- INDA, H.A.V. et alii (1976). Projeto Rochas Básicas e Ultrabásicas de Euclides da Cunha; relatório final, convênio CPM-PROSPEC.
- INDA, H.A.V. e BARBOSA, J.F. (1978). Mapa Geológico do Estado da Bahia, esc. 1:1.000.000. SME/CPM.
- JARDIM DE SA, E.F.; ARCIANJO, C.J. LEGRAND, J.M. (1982). Structural and metamorphic history of part of the high-grade terrain in the Curaçá Valley, Bahia, Brasil. *Anais do ISAP (Salvador-BA, set/82)* publicação SME-SBG-CNPq, p. 251-262.
- JARDIM DE SÁ, E.F. e HACKSPACHER, P. (1982). Revisão sobre análise estrutural, Parte I. *Revista Ciências da Terra*, 5, p. 24-35.
- KATZ, M.B. (1982). Mobile Belt - Craton Tectonic Relation Ships in Precambrian Gondwanaland: Mega-Analog of Structural features found in shear and mylonite zones? In: *Anais do ISAP, Salvador/BA. Set/82. Publicação SME-SBG-CNPq*, p. 8-14.
- KUIPJER, R.P. (1979). U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of Western Galicia (NW Spain). Tese de Doutorado, Verhandeling nr.5, ZWO Laboratorium Voor Isotopen-Geologic, Amsterdam.
- LADEIRA, E.A. e BROCKES JR., I I . (1969). Geologia das Quadrículas de Poço de Fora, Esfomeado, Tanque Novo e Lajes, Distrito Cuprífero do Rio Curaçá, Bahia, Brasil. Relatório Geosol submetido ao DNPM, 209 p.
- LADEIRA, E.A. e LOCZY, L. (1976). Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica. Editora Edgard Blücher Ltda, 528 p.
- LEINZ, V. (1948). Gênese da Jazida de Cobre de Caraíba/BA. *Eng. Min. Metalurgia*, RJ, 12(72), p. 277-279.
- LINDENMAYER, Z.G. (1980a). Evolução geológica do Vale do Curaçá e dos corpos máfico/ultramáficos mineralizados a cobre. Dissertação de Mestrado, UFBA, 140 p.

- LINDENMAYER, Z.G. (1980b). Geologia dos corpos máfico/ultramáficos mineralizados a cobre da região do vale do alto rio Curaçá. Anais do XXXI Congr. Bras. Geol., 3, p. 1616-1628.
- LINDENMAYER, Z.G. et alii (1984). Projeto Cobre Bahia, Alvará nº 872, DNPM 812.998/73. Relatório Final de Pesquisa da DOCEGEO, inédito, 3 volumes.
- MANDETTA, P. (1982). Aspectos geológicos e petrogenéticos das associações máfico-ultramáficas da região de Caraíba, Vale do Curaçá/BA. UFBA, Tese de Mestrado (em julgamento).
- MANDETTA, P. et alii (1982). Geologia dos depósitos de cobre do Vale do rio Curacá e aspectos do Projeto Cobre - Mina Caraíba, Estado da Bahia. Relatório Interno da Caraíba Metais S/A submetido ao DNPM, nov/1982, 58 p.
- MELLO JR., J.L. e POUCHAIN, E.B. (1962). Relatório sobre a Jazida de Cobre da Caraíba - Estado da Bahia. Bol. 117, DFPM-DNPM, p. 117, Rio de Janeiro.
- MASCARENHAS, J. de F. et alii (1975). Projeto Bahia. Salvador, DNPM/CPRM, folha de Senhor do Bonfim, relatório final.
- MASCARENHAS, J. de F. (1979a). Evolução geotectônica do Precambriano do Estado da Bahia, in: Geol. e Rec. Minerais do Estado da Bahia, Textos básicos, 2, publicação SME/CPM, p. 57-165.
- MASCARENHAS, J. de F. (1979b). Estruturas do tipo Greenstone Belt no leste da Bahia. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, publicação da SME/CPM, Textos básicos, 2, p. 25-53.
- MEHNERT, K.R. (1971). Migmatites and the origin of Granitic rocks. Elsevier, 405 p.
- MOORBATH, S. and TAYLOR, P.N. (1984?). Precambrian geochronology and the geological record. Manuscrito inédito.
- MYERS, J.S. (1978). Formation of banded gneisses by deformation of igneous rocks in Precambrian Research, 6, p. 43-64, Elsevier.
- NALDRETT, A.J, (1980). Nickel sulfide deposits classifications, composition and genesis. Economic Geology, Seventy-fifth anniversary volume.
- PAIXÃO DE SÁ, E. e REINHARDT, M.C. (1984). Aspectos metodológicos da prospecção mineral no Vale do rio Curaçá-Bahia. Trabalho apresentado no Simpósio sobre técnicas exploratórias em Geologia,

era julho/84, Salvador-BA.

- PARK, R.G. (1981). Origin of horizontal structure in high-grade Archaean Geology, Spec. Pub. 7, Geol. Soc. Australia, p. 481-490.
- RAMSAY, J.G. (1967). Folding and fracturing of rocks, McGraw Hill Inc., 568 p.
- SEIXAS, S.R.M. et alii (1980). Projeto Mundo Novo. Relatório de progresso. MME/DNPM/CPRM, Salvador-BA, vol. I, Geologia: Texto e mapas.
- SPRY, A. (1969). Metamorphic Textures. Pergamon Press, 350 p.
- STANTON, R.L. (1972). Ore Petrology. McGraw Hill Inc, 713 p.
- STRANGWAY, D.W., Editor (1980). The Continental Crust and its Mineral Deposits. The Geological Association of Canada Special Paper 20., 805 p.
- STRECKEISEN, A., (1976). To each plutonic rock its proper name. Earth S. Reviews, 12, p. 1-33.
- TEIXEIRA, J.B.G. (1984). Geologia e controles da mineralização aurífera em Fazenda Brasileiro, Serrinha (BA). Dissertação de Mestrado em Geologia, UFBA, 89 p.
- THIESEN, R.L. and MEANS, W.D. (1980). Classification of fold interference patterns: a reexamination. Jour. Struc, Geology, v. 2, p. 311-316, Pergamon Press Ltd., London.
- TURNER, F.J. and WEISS, L.E. (1963). Structural analysis of metamorphic tectonite, McGraw Hill Inc., 545 p.
- VALARELLI, J.V. (1980). Estudo petrográfico e mineralógico por microscopia e microsonda de 2 amostras de minério. Relatório Técnico do IPT/SP. Trabalho de consultoria para a Caraíba Metais S/A (interno) de junho/80, 19 p.
- VOKES, F.M. (1969). A review of the metamorphism of sulfide deposits. Earth Science Reviews, 5, p. 99-143.
- WINDLEY, B.F. (1977). The Evolving Continents. J. Wiley, 385 p.
- WINDLEY, B.F., Ed. (1976). The Early History of the Earth, J. Wiley.
- WINGE, M. e DANNI, J.CM. (1980). Compartimentos geotectônicos pré-Brasilianos entre Cartacá e Bendengó, município de Uauá, Bahia. A.V. XXXI Congr. Bras. Geol., 5, p. 2785-2795.

F O T O G R A F I A S

FOTO 1: Vista panorâmica da mina a céu aberto de Caraíba, de sul para norte. Ao fundo quartzitos da serra de Alguidares (Jacobina).

Bancadas 440, 425, 410 e 395 em operação.

A mina terá 19 bancadas, ao final, quando estiver esgotada: 1.200 metros (N-S) 700 metros (E-W) e 285 metros de profundidade.

FOTO 2: Vista panorâmica mina Caraíba a céu aberto, de este para oeste. Ao fundo o morro Caraíba e as cristas menores, alinhadas, definindo a linha de falha do canto noroeste da área.



FOTO 3: Afloramento aeroporto. Cabo do martelo aponta sul.

Ortognaisse tonalítico porfirítico deformado e dobrado em D_3 , ve-se nível de calcossilicatada dobrado.

No canto superior direito: xenolito de anfibolito foliado S_1-F_1 . Fenocristais do ortognaisse ocorrem achatados ao longo de S_1 nos flancos, paralelizados a S_3 , muito forte.

FOTO 4: Afloramento aeroporto.

Cabo do martelo aponta sul.

Augen gnaisse tonalítico encaixando nível máfico de espessura centimétrica, ambos dobrados em dobras D_3 abertas a fechadas. No nível máfico (gabroico) e possível a observação da foliação S_2 (máficos) relíquia, transversal, no campo. A foto não mostra a feição.

Disposição dos boudins de anfibolito plano-axialmente às dobras.



FOTO 5: Afloramento do aeroporto.
Cabo do martelo = sul.

Xenolitos de anfibolito boudinado, com bandamento interno S_1 . O tonalito intrusivo (G_1) ao se dobrar em D_3 o faz por acomodação a massa rígida, que dispõe plano-axialmente as dobras apertadas.

Dobras D_3 em padrão Z (mão direita).

S_3 é muito forte e penetrativa, paralela ao comprimento do martelo.

FOTO 6: Afloramento do aeroporto.
Ponta seca da bússola = norte verdadeiro.

Dobra de 2ª fase, muito apertada, afetando bandamento metamórfico do tonalito.

A esquerda granito grosseiro G_3 e a direita granito aplítico roseo G_3d , potássico.



FOTO 7: Afloramento aeroporto.
Martelo ao longo de S_3 , cabo aponta o sul.
Observe-se que o boudin anfibolítico deformado tem bandamento norte-sul que 'trunca' o bandamento do tonalito, o qual está dobrado.
No nível mafico centimétrico dobrado pode ser observada, no campo, a foliação S_2 transversal ao mesmo, algo paralela a cabeça do martelo.

FOTO 8: Afloramento no canto sudeste da área.
Martelo paralelo ao bandamento regional S_1 , cabo apontando o sul.
Dobra bengala D_1 e estrutura de boudinagem tipo 'pinch and swell' nos anfibolitos. A rocha é um gnaisse migmatítico.



FOTO 9: Mina Caraíba, céu aberto, bancada de lavra (parede vertical).

Gnaiss máfico bandado rico em trechos máficos (próximo ao contato com rocha básica) dobrado em D_3 .

FOTO 10: Mina Caraíba, céu aberto.

Gnaiss máfico bandado já bem mais enriquecido em níveis félsicos.

Bandamento típico da rocha encaixante do corpo mineralizado. Dobras D_3 abertas em zona de charneira de dobra maior. S_3 e muito forte e penetrativa.



FOTO 11: Mina Caraíba, céu aberto.

Gnaiss máfico bandado rico em bandas félsicas, dobrado em D_3 . Podem ser vistos planos de transposição $Sin-F_3$ em estágios iniciais de desenvolvimento.

FOTO 12: Mina Caraíba. Parede vertical da bancada 440 norte.

Gnaiss máfico bandado, dobrado em D_3 . Mesma figura de interferência que faz parte da figura 16.



FOTO 13: Mina Caraíba, bancada de lavra.

Gnaiss máfico bandado exibindo interferência de dobramentos que afetaram ambos o bandejamento metamórfico. $F_2 \times F_3$.
Pode ser interpretado à 1ª vista como um padrão laço (tipo 3, Ramsay, 1967) mas a interpretação mais plausível é de que seja padrão bumerangue.



FOTO 14: Afloramento no norte da área, próximo ao do aeroporto.

Ortognaisse tonalítico, porfirítico, deformado (fenocristais e longados) e dobrado em D_3 . Níveis maficos de espessura decimétrica (diques?) ocorrem boudinados S_{in-F_3} e dobrados.

Martelo esta em posição plano-axial as dobras D_3 e o cabo aponta o sul.



FOTO 15: Afloramento ao sudeste da area.

Ponta da bussola aponta o norte.

Ortognaisse tonalítico bandado sendo intrudido por granodiorito grosseiro.

Notar contato intrusivo

FOTO 16: Afloramento no sul da area.

Martelo ao longo de S_3 , cabo aponta o sul.

Ortognaisse deformado, nebulitizado.

Estruturas fantasmas permitem diagnosticar bem as dobras padrao S (mão esquerda) com forte xistosidade S_3 e eixo B_3 suave para sul.

Granito G_{3b} (branco, aplítico) foliado intrudiu-se plan axialmente a D_3 .

FOTO 17: Afloramento no leste da area.

Martelo ao longo de $S_1//S_3$, cabo aponta o sul.

Boudinagem nível de calco-silicatada.

Gnaisse migmatítico dobrado em D_3 com granitos G_{3b} intrusivos.



FOTO 18: Afloramento ao sul da área.

Bussola (ponta seca) aponta o norte verdadeiro.

Granito G_3c nebulitizando gnaisse migmatítico quase totalmente. Os xinolitos de gnaisse reconstituem o dobramento D_3 , que pode ser percebido nos fantasmas da rocha nebulitizada.

No canto superior direito: cisalhamento $M25^\circ W$, $SinF_2$.

FOTO 19: Afloramento parte sudoeste da área.

Martelo ao longo de S_3 , cabo aponta o norte.

Nebulito G_3c originado de gnaisse bandado dobrado em D_3 . Foliação plano-axial N-S e muito forte. Padrão de dobras S (mao esquerda). Notar estiramento de flancos.



FOTO 20: Parte central da area.

Afloramento típico de granite- G₃d Vermelho róseo, aplítico, foliado (S₃) exibindo padrao característico de fraturas secas leste-oeste.

FOTO 21: Afloramento do aeroporto.

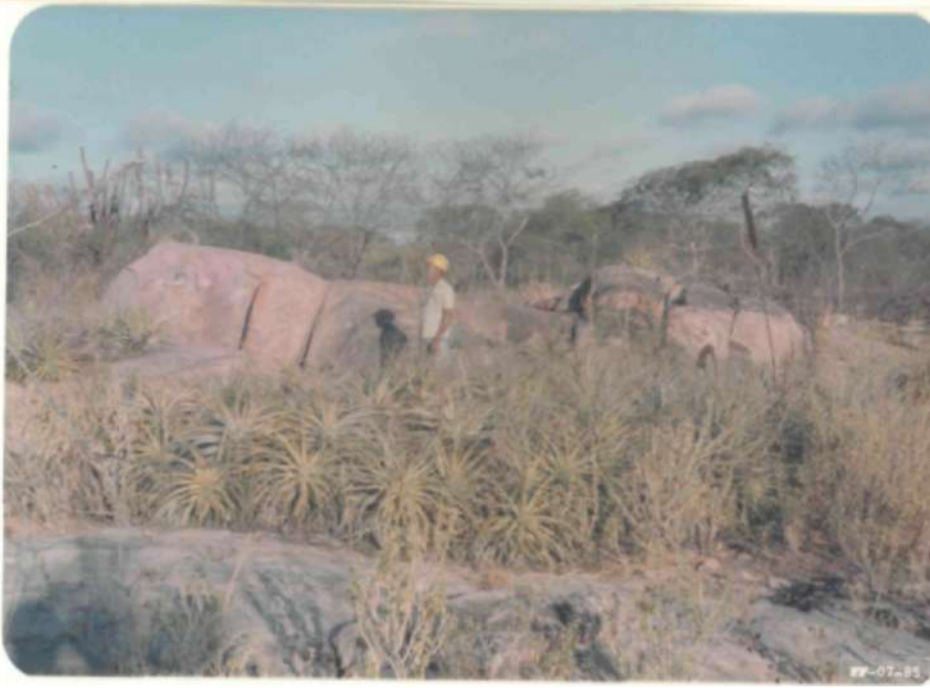
Martelo com cabo apontando sul.

Gnaisse migmatizado cortado por granito G₃d, aplítico, foliado S₃.

FOTO 22: Afloramento do restaurante (300 metros a sudeste do restaurante C - area industrial da mina).

Martelo com cabo apontando o sul. O martelo repousa sobre dois diques de granitos G₃d que cortam o gnaisse bandado migmatizado, dobrado em D₃ aberta, em zona de charneira.

O granito mais escuro e mais jovem que o mais claro, embora sejam ambos G₃d.



143



FOTO 23: Afloramento do restaurante.

Cabo do martelo = sul, repousando sobre granito G_3d amarelado róseo aplítico.

Gnaiss tonalítico bandado exibindo dobras bengalas D_3 . Intrafoliais ao bandamento metamórfico regional $S_1//S_0$.

FOTOS 24 e 25: Afloramento do restaurante.

Detalhe das charneiras das dobras D_3 da foto 23.

Nos níveis máficos destaca-se a foliação S_2 com direção $N60^\circ W$, crenulada, constituída por orientação de biotitas e hornblendas. A foliação dos minerais máficos possui vestígios nos níveis felsícos, apesar da forte obliteração por causa da foliação $S_3//S_1$. S_2 é mais nova que S_1 e é mais velha que S_3 (ver Fig. 18 para outras explicações).

A ponta branca da caneta milimetrada aponta o sul.

Observar na foto da direita o cisalhamento $N20^\circ W$, Sin- F_3 .



FOTO 26: Afloramento a oeste da mina Caraíba.

Martelo ao longo de $S_1//S_3$, cabo apontando o sul.

Figura de interferencia bumerangue entre dobras D_2 e D_3 afetando o bandamento metamórfico $S_1//S_0$ de gnaiss bandado algo nebulitizado.

FOTO 27: Afloramento do restaurante.

Bussola (ponta seca) indica o norte.

Gnaiss bandado com típicos padrões bumerangue de dimensões decimétricas a métricas, entre F_2 e F_3 .

No local podem ser distinguidas as foliações S_3 , muito forte, N-S, e a foliação S_2 , transversal, preservada nos níveis máficos (ver foto de detalhe 35).



FOTO 28: Afloramento na fazenda Riachuelo, cerca de 15 km a norte da mina Caraíba, fora da área de estudos (gentileza do geólogo Nilton D. Franke).

Ortognaisse de composição tonalítica com estruturas fantasmas. Foliação S_3 , paralela a lapiseira e muito forte (qzo, pl, bio) e penetrativa.

As dobras D_3 são apertadas e imprimem sobre os níveis máficos, originalmente transversais, o típico padrão bumerangue cujo lado direito foi parcialmente obliterado. A foto reconstitui a forma do corpo Caraíba em seções verticais. Ver também a Fig. 19.

FOTO 29: Afloramento no canto sudeste da área, o mesmo da Foto 8. Cabo do martelo aponta o sul.

Boudin de anfibólito englobado em massa migmatítica mais felsica. Observar o comportamento rígido da massa rochosa mais competente em comparação com o comportamento plástico dos níveis máficos menos espessos. Aborda de reação rica em ortopiroxênio pode ser percebida margeando o boudin anfibolítico.



FOTO 30: Mesmo afloramento das fotos 8 e 29.

Cabo do martelo aponta o sul.

Gnaisse migmatítico dobrado em D, ilustrando o comportamento rígido das massas mais espessas de anfibolito.

Nos fragmentos máficos maiores de primeiro plano pode ser vista a borda de reação centimétrica que os envolve, a qual é rica em ortopiroxênio (metamorfismo 2 granulítico).

FOTO 31: Afloramento do restaurante.

Ponta branca da caneta aponta o norte.

A foto ilustra figura de interferência muito duvidosa mas que pode ser um bumerangue apertado (ver Fig. 19D).



FOTO 32: Afloramento do restaurante.

Ponta branca da caneta = norte, paralela a foliação S_3 muito forte.

A superposição de dobramento D_3 aberto sobre níveis máficos reproduzindo figura de interferência bumerangue duvidosa.

A rocha é um gnaisse bandado nebulitizado.

FOTO 33: Afloramento do restaurante. Ponta negra da caneta aponta o sul, paralela a foliação S_3 muito forte.

Figura de interferência bumerangue típica entre dobras D_2 e D_3 .

FOTO 34: Afloramento do restaurante. Ponta branca da caneta aponta o norte. Foliação S_3 é penetrativa e bem visível na foto.

Figura de interferência cogumelo típica entre D_2 e D_3 .

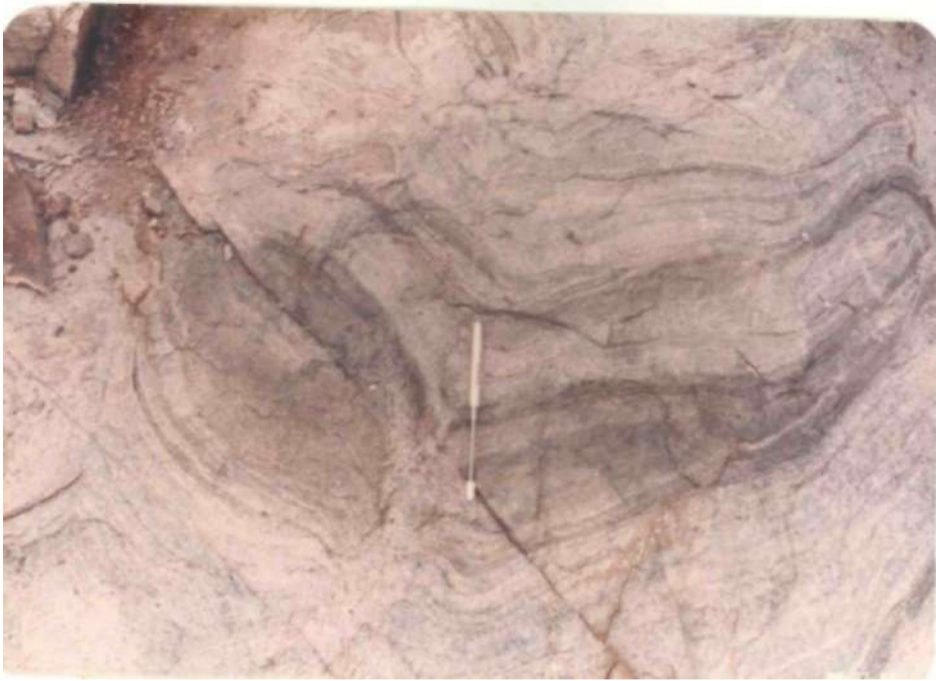


FOTO 35: Detalhe da foto 27 (charneira do canto direito inferior naquela foto). Ponta fina da tampa = norte.

Apesar do foco ter sido dirigido a tampa da caneta (obra do fotografo D'el Rey!) e possível observar-se assim mesmo a existencia de foliacao transversal.

No nível mafico (S_2) e que S_3 e muito forte sobretudo nos níveis felsicos. S_3 e bem oblíqua a charneira de D_2 .

FOTO 36: Afloramento do restaurante. Ponta da caneta aponta o sul. Importante relacao evidenciada: dobras (proximas à caneta) com eixo E-W sub-horizontalizado ocorrendo em perfil N-S, sendo (que as dobras D_3 , relativamente suaves, afetam a foliacao $S_1//S_0$ com trend E-W. O conjunto foi intrudido por granito G_3d piano-axial a D,:

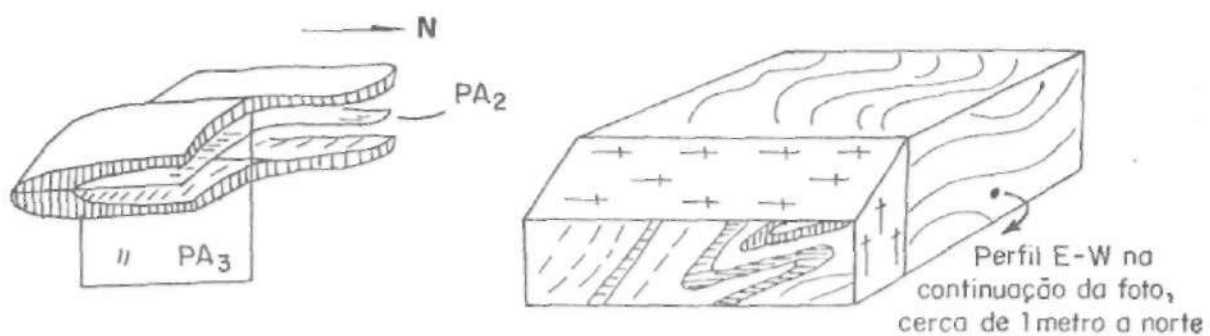




FOTO 37: Afloramento do restaurante.

Ortognaisse G_2 intrudindo gnaisse bandadoe conjunto todo dobrado em D_3 suave com eixo suave para sul. Zona de charneira do grande antiforme Caraíba, cujo traco do plano axial situa-se entre o afloramento e as pilhas de minério oxidado provenientes da lavra a céu aberto (ao fundo).

FOTO 38: Foto do tamanho natural de lamina delgada mostrando zona de charneira de dobras D_3 afetando o bandamento metamórfico de gnaisse bandado.

A xistosidade plano axial e evidenciada pelos cristais estirados de quartzo e plagioclasio e pelos máficos nos níveis quimicamente afins.

FOTO 39: Afloramento do aeroporto. Ponta negra da lapiseira aponta o norte e esta paralela a foliação plano axial S_3 .

Ortognaisse tonalítico dobrado em D_3 . Eixo B_3 com caimento suave para sul. Do local foi coletada amostra para confecção de lâminas delgadas.

No quadrante inferior esquerdo pode ser visto plano de cisalhamento $Sr_5=N30 E$, COM deslocamento sinistral, O qual pode ser interpretado comt uma feição contemporanea com F_3 .

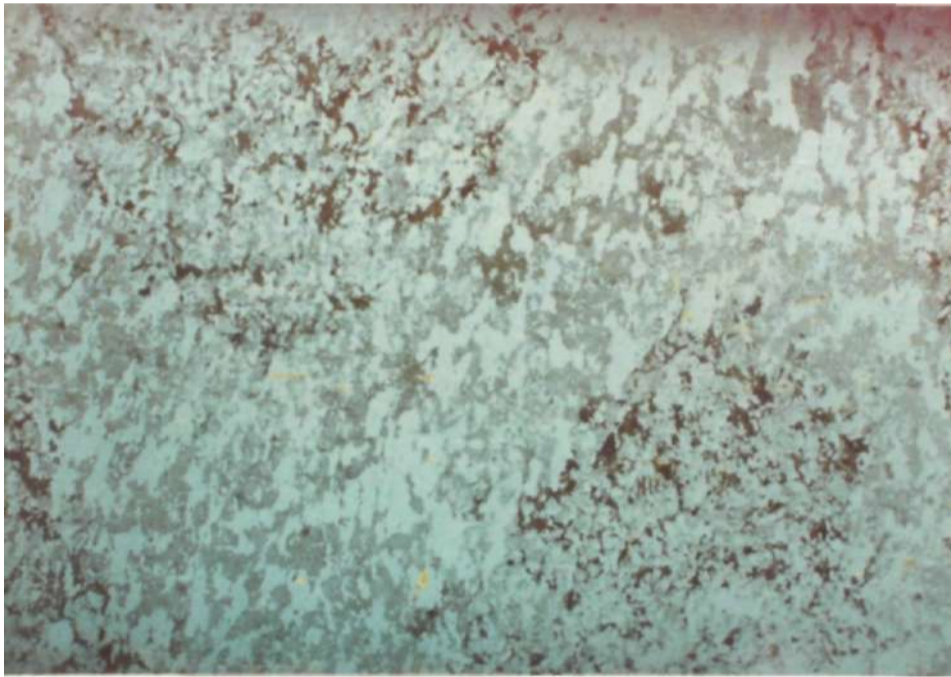


FOTO 40: Afloramento do restaurante.

Cabo do martelo aponta o sul.

Gnaisse bandado migmatítico (feição Sin F_1) invadido por ortognaisse, também foliado (G_2).

O conjunto todo esta dobrado em D_3 , em flanco muito estirado, com transposicao Sin- F_2 associada.

E ilustrado o aspec'co típico do bandamento metamórfico S_1 em rochas migmatizadas do Vale do Curaçá.

FOTO 41: Afloramento do restaurante.

Ortognaisse G_2 nebulitizado dobrado em D_3 , com zona de intenso cisalhamento plano-axial associada.

As estruturas fantasmas mostradas sao típicas das rochas nebulitizadas.





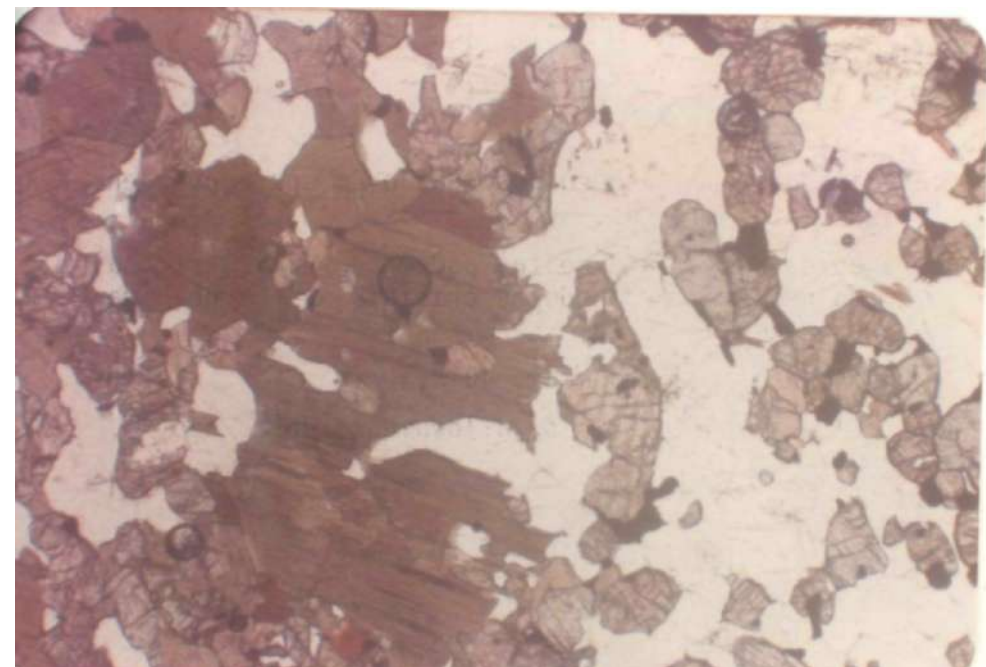
FOTO 43: Plano marcado pelas biotitas Sin F₅ cisalhando as biotitas de 3^a geração (Bi₃). A lâmina provém de nível rico em opx de norito bandado (gnaisse mafico bandado) dobrado em D₃ e o corte foi perpendicular ao eixo (B₃=180°/40°). Nicóis paralelos, aumento de 40 X.

FOTO 42: Lâmina delgada da borda de reação em opx envolvendo núcleos anfibolíticos.

Na borda a opx (a direita) podem ser vistos cristais de ortopiroxênio corroendo os cristais de hornblenda verde amarronzada de 1^a fase.

Nicóis paralelos, aumento 40 X.

Amostra de anfibolito do afloramento do aeroporto.



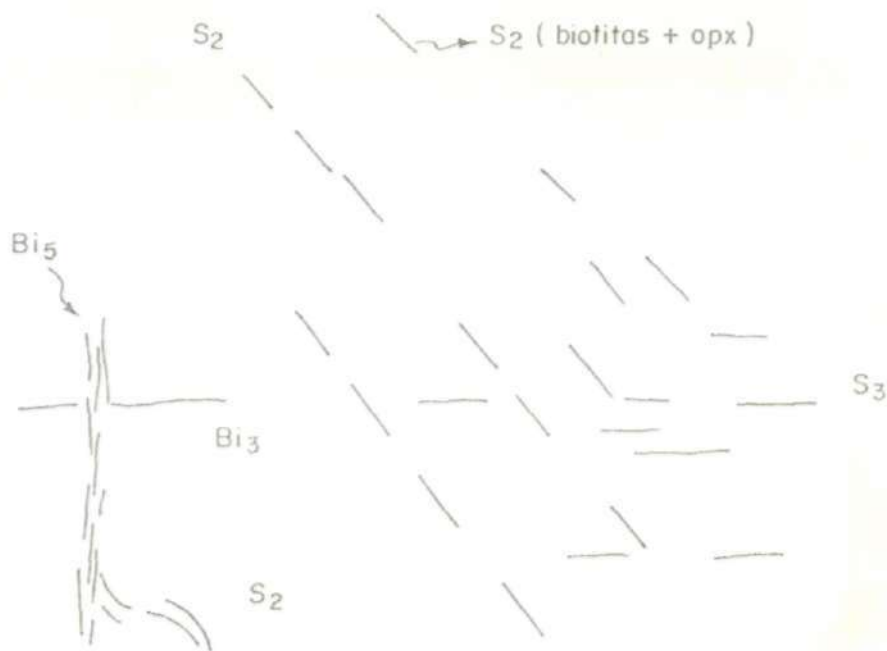


FOTO 44: Lâmina delgada de tonalito G₁ do aeroporto mostrando biotitas Sin-F₃ em máxima extinção sendo truncadas por feixe de biotitas Sin F₅ (cisalhamento) que também afetam à foliação S₂ constituída por biotitas e piroxênios.

Nicóis paralelos, aumento 11 X.

Lamina foi feita perpendicularmente ao eixo de dobra D₃:
B₃ = 18°/190°.

FOTO 45: Lâmina delgada mostrando cristais de biotita e ortopiroxênio (M₂) com inclusões de hornblenda verde (M₁) e dobrados em D₃, truncados por biotita Sin F₃, em máxima extinção.

As hornblendas verdes ocorrem no lado esquerdo da foto, em inclusões arredondadas no opx.



FOTO 47: Lâmina delgada obtida em seção perpendicular a dobra D_3 ($B_3 = 180^\circ/190^\circ$) do tonalito G_1 aorto (mesma amostra das fotos 44 e 46). A amostra foi coletada no local mostrado na foto 39).

Dobras D_3 afetando o bandamento biotitas (Sin F_2) alternadas com quartzo plagioclásio, com quartzo plagioclásio, com desenvolvimento de Bi_3 em posição plano-axial. Nota-se existência de foliação relíquia S_2 constituída por biotitas que truncam as biotitas Sin- F_2 e são truncadas por Bi_3 .

No centro inferior direito novamente o feixe de Bi_3 do cisalhamento tardio que afetou a região (Foto 39). Nicóis paralelos, aumento 11 X.



FOTO 46: Mesma lâmina delgada da foto 44 mostrando em detalhe:

- Biotitas e piroxênios dobrados em D_3 com desenvolvimento de biotitas Sin F_3 .
- Biotitas Sin F_3 , em máxima extinção, ao centro da foto, a qual está sendo substituída parcialmente por ortopiroxênio. O detalhe não mostra bem, mas a Bi_2 é mais nova que cristal de clinopiroxênio (M_2) o qual engloba inclusões de hornblenda verde. Bi_2 pode ser na verdade Tardi F_3 .

Nicóis paralelos, aumento 40 X.

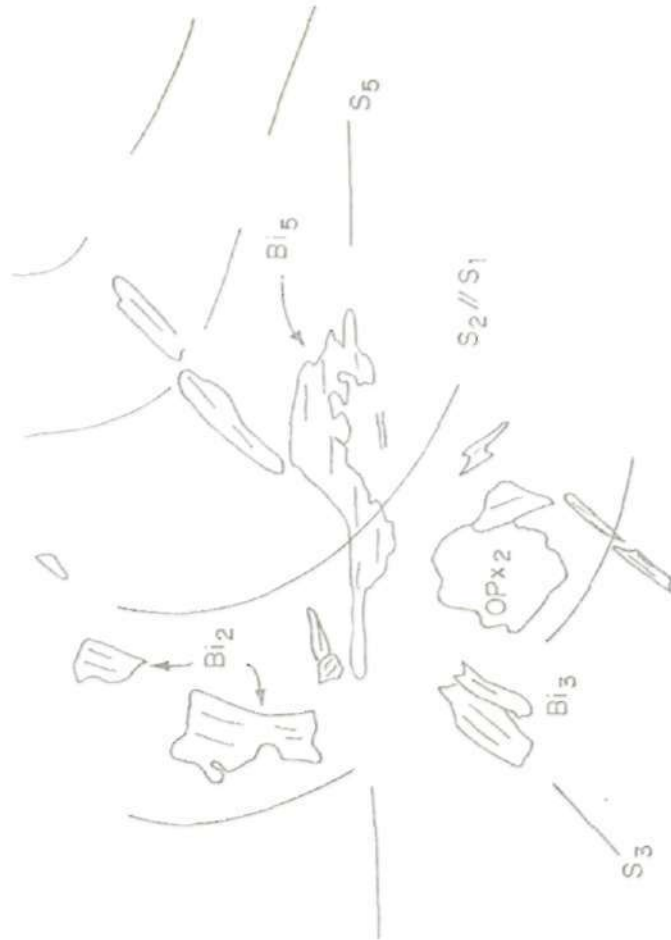




FOTO 48: Nicóis // aumento 40 X.

Ortopiroxênio fraturado em D_3 . No alto da foto biotitas pre F_3 igualmente dobradas.

As biotitas ripiformes maiores, em extinção máxima, são de 3ª geração (Sin F_3).

FOTO 49: Nicóis // aumento 16 X.

Bandamento $S_1//S_2$ próximo a zona de charneira de D_3 (a lâmina engloba a charneira completa) afetando gnaisse bandado.

Os cristais de opx ocorrem alinhados e são truncados por feixe de biotitas plano-axiais Bi_3 .

A lâmina é perpendicular ao eixo do dobramento.

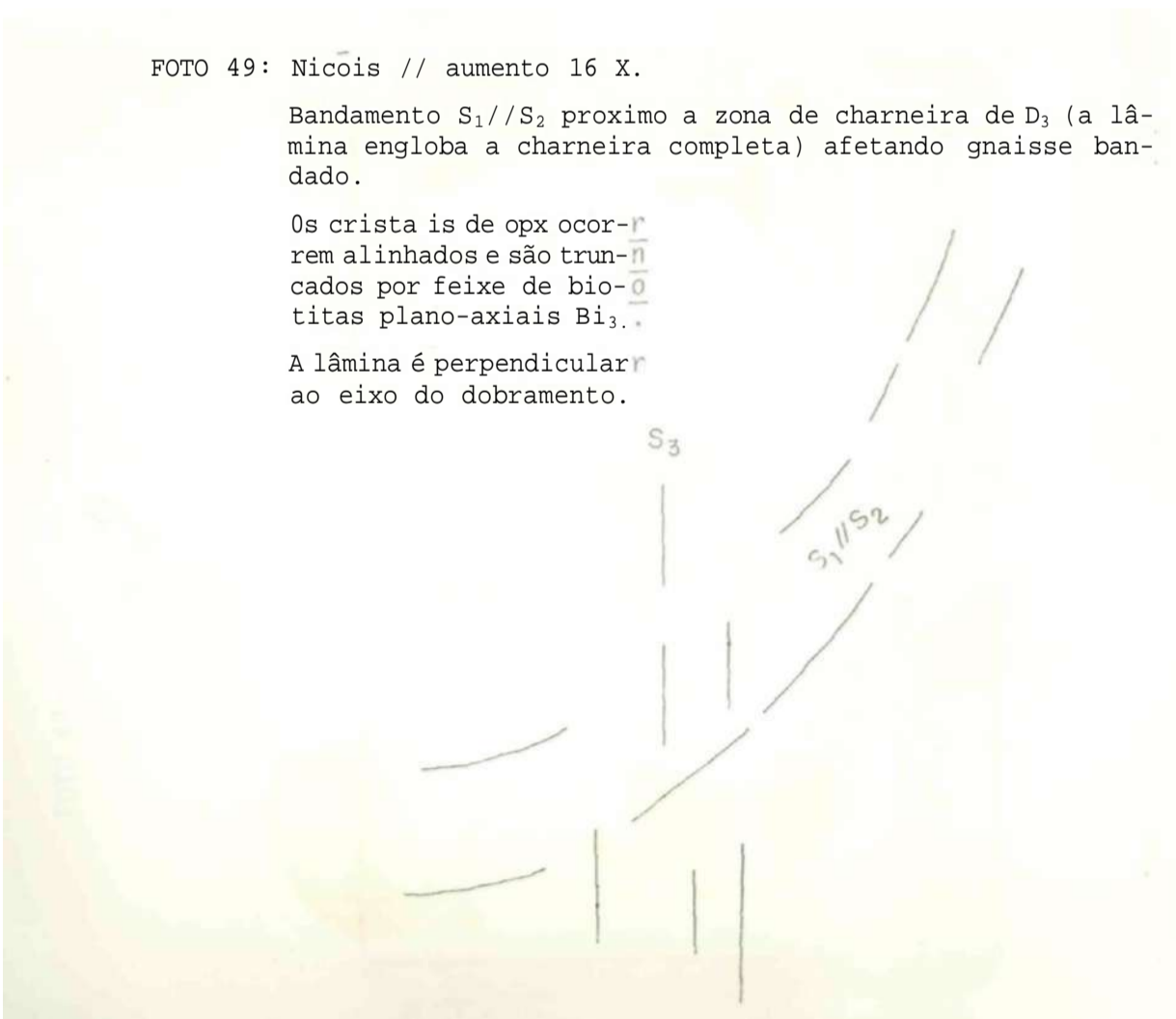




FOTO 50: Nicóis paralelos / aumento 16 X.

Ortopiroxênio sendo transformado em biotita avermelhada e hornblenda verde, transformações metamórficas ocorridas durante a deformação F_3 . Amostra de gnaiss bandado do afloramento do restaurante, cujo bandamento ocorre dobrado em D_2 e D_1 . A lamina encerra a charneira de D_2 e é perpendicular ao eixo B_2 (verticalizado).

FOTO 51: Nicóis paralelos / aumento 40 X.

Substituição parcial do opx pela biotita marrom clara, igualmente uma transformação $Sin-F_3$.



CURRICULUM VITAE

NOME: Luiz Jose Homem D'el Rey Silva

LOCAL DE NASCIMENTO: Itabuna, Bahia, Brasil

ANO DE NASCIMENTO: 1947

EDUCAÇÃO SUPERIOR: Universidade de Brasilia, Brasil
1967-1971, B.C. - Geologia
Universidade de Brasilia, Brasil
1973 - Aperfeigoamento em Elaboragao e
Avaliação de Projetos - CENDE/MP/UnB
Universidade Federal da Bahia, Brasil
1982-1984, M.C. - Geologia

EXPERIÊNCIA PROFISSIONAL: Gerente da Divisão de Pesquisa Mineral
Caraíba Metais S/A
Salvador, Bahia, Brasil
Jan/85 - atual.

Superintendente de Operagoes da Mina Ca
raíba, Jaguarari-Bahia, Brasil
1983-1984.

Gerente Divisão de Geologia de Minas da
Mina Caraiba, Jaguarari-Bahia, Brasil
1977-1983.

Geologo
Itavale Ltda
Belo Horizonte-Minas Gerais, Brasil
1975-1977.

Geologo Chefe de Projeto
CBPM-Cia. Baiana de Pesquisa Mineral
Salvador-Bahia, Brasil
1973-1975.

Geólogo
CVRD
Itabira, Minas Gerais, Brasil
1972-1973

Geologo
Construtora Rabelo
Brasilia, DF, Brasil
1972

PUBLICAÇÕES:

BORBA, R.R.; TORRES, D.D.; MELLO, J.A.R.; GALEÃO, P.A.R.A.; FERREIRA, J.A. e D'EL REY, L.J.H. (1978). A Jazida de Ferro de Periquito, Itabira, Minas Gerais, Brasil. Relatório final de pesquisa, publicação interna CVRD, submetido ao DNPM e aprovado.

- SILVA, A.R.; MANDETTA, P. e D'EL REY, L.J.H. (1978). A Jazida de Cobre Caralba. Roteiro excursão ao Vale do Curaga. XXX Congr. Bras. Geol., Recife-PE.
- HASUI, Y.; D'EL-REY, L.J.H.; MORAES, J.A.G.; MANDETTA, P.; SILVA, F.J.L.; OLIVEIRA, J.G. e MIOLA, W. (1982a). Geology and Copper Mineralization of Curaga River Valley - Bahia. In: Anais do ISAP (Intern. Symp. Archaean Proterozoic Evolution, set/1982, Salvador, Bahia, Brasil). Publicação SME/SBG/CNPq, p. 463-474.
- HASUI, Y.; D'EL-REY, L.J.H.; MORAES, J. A. C.; MANDETTA, P.; SILVA, F.J.L.; OLIVEIRA, J.G. e MIOLA, W. (1982b). Copper District of Curaga River Valley. Roteiro da excursão geológica ao Vale do Curaga e Mina Caraiba, set/1982. ISAP (Intern. Symp. Archaean Proterozoic Evolution, set/1982, Salvador-Bahia, Brasil) volume das excursões, publicação SME/SBG/CNPq, p. 92-97.

