MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL

CONVÊNIO DNPM — CPRM

PROJETO BRUMADO - CAETITÉ

RELATÓRIO FINAL 1ª FASE

VOLUME I

TEXTO

Luiz Carlos de Moraes
Adriano Alberto M. Martins
Antônio Rabelo Sampaio
Claudio Antonio A. Gil
Edgard L. de Andrade Filho
João Batista A. Arcanjo
Raif C. da Cunha Lima
Roberto Campelo de Melo
Rui B. D'Araujo e Oliveira
Rui de São Francisco X. Margalho

CPRM
SUREMI
SEDGTF
ARQUIVO TÉCNICO
Relatório n.º 1051
N.º de Volumes: 9 V.: 1 - S
I/99

CPRM

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE SALVADOR

1980

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL

CONVÊNIO DNPM — CPRM

PROJETO BRUMADO – CAETITÉ

Supervisão Técnica	*Hélio Canejo da Silva Cunha* *Luiz Peixoto de Siqueira*
Chefe do Projeto	*Luiz Carlos de Moraes*
Equipe Executora	*Adriano Alberto M. Martins* *Antônio Robelo Sampaio* *Claudio Antonio A. Gil* *Edgard L. de Andrade Filho* *João Batista A. Arcanjo* *Raif C. da Cunha Lima* *Roberto Campelo de Melo* *Rui B. D'Araujo e Oliveira* *Rui de São Francisco X. Margalho*
Colaboração Especial	*A. J. Pedreira* *I. M. Delgado*

CPRM

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE SALVADOR

1980

PROJETO BRUMADO — CAETITÉ

GEOLOGIA

ÍNDICE DOS VOLUMES

VOLUME I TEXTO — Anexos I a III ; Mapas : Geológico Integrado , Tectônico e Metalogenético .

VOLUME II MAPAS GEOLÓGICOS — ESCALA 1 : 100.000 Anexos IV a XII.

VOLUME III MAPAS DE CAMINHAMENTO E AMOSTRAGEM ESCALA 1 : 50.000 Anexos XIII a XXXII .

VOLUME IV FICHAS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS Siglas : AR , CG , CL e JB .

VOLUME V FICHAS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS Siglas : MM , RB , RC e RX .

VOLUME VI FICHAS DE ANÁLISES PETROGRÁFICAS Siglas : AR , CG e CL .

VOLUME VII FICHAS DE ANÁLISES PETROGRÁFICAS Siglas : JB , LM e MM .

VOLUME VIII FICHAS DE ANÁLISES PETROGRÁFICAS Siglas : RB , RC e RX .

VOLUME IX ANÁLISES DIVERSAS : Identificação mineralógica (Raio X), Calcografia , Determinação quantitativa para óxidos , Absorção atômica e Espectrografia padrão 30 elementos.

CPRM

APRESENTAÇÃO

O presente relatório refere-se as atividades desenvolvidas durante a 1ª etapa do Projeto Brumado-Caetité, executado pelo convênio DNPM-CPRM. Aqui são reportados os resultados oriundos do mapeamento geológico básico ao nível de informação da escala 1:100.000, os quais foram subsidiados por dados de análises petrográficas, calcográficas e de óxidos.

Os mapas geológicos são apresentados em nove folhas que obedecem ao padrão internacional do corte ao milionésimo para a escala 1:100.000, sendo que os mapas de caminhamento e amostragem são apresentados em folhas na escala de 1:50.000, dentro do mesmo esquema padronizado do corte internacional, tendo em vista a necessidade que houve de ser empreendida uma maior densificação na amostragem de determinadas áreas julgadas de maior interesse.

Em virtude da extensão da área do Projeto, consta também do presente relatório um mapa geológico integrado na escala 1:200.000, o qual sintetiza todas as informações geológicas constantes das folhas na escala 1:100.000.

Objetivando fornecer dados geológicos úteis a futuros empreendimentos de pesquisa mineral, aqui também são apresentados os mapas integrados na mesma escala da estrutura e da metalogenia da área, este último construido à partir da avaliação preliminar dos recursos minerais registrados durante o mapeamento básico e integrado com as informações do cadastramento mineral da Secretaria de Minas do Estado da Bahia.

SUMÁRIO

1. RESUMO 1

2. ABSTRACT 4

3. INTRODUÇÃO 6

3.1 Histórico 6

3.2 Objetivos 7

3.3 Localização e Acesso 7

3.4 Aspectos Sócio Econômicos 8

3.5 Metodologia 8

3.6 Dados Físicos de Produção 16

3.7 Trabalhos Anteriores 16

4. CLIMA, VEGETAÇÃO E HIDROGRAFIA 38

4.1 Clima 38

4.2 Vegetação 41

4.3 Hidrografia 42

5. GEOMORFOLOGIA 44

5.1 Superfícies de Aplainamento 44

5.2 Relevo de Serras Altas 47

5.3 Relevo de Serras Baixas 48

5.4 Relevo Colinoso 49

5.5 Relevo de Cristas Residuais 49

5.6 Planície de Inundação 49

6. ESTRATIGRAFIA 51

6.1 Complexo Migmático-Plutônico 56

6.1.1 Migmatitos Heterogêneos (metatexitos)..... 60

6.1.2 Granitoides e Migmatitos com Estrutura "Homophanous" (diatexitos) 62

Granitoides 62

Diatexitos 79

6.2 Complexo Brumado-Urandi 84
6.2.1 Biotita-Hornblenda Gnaisse 95
6.2.2 Gnaisses Metassomáticos com Estrutura Porfiroblástica 113
6.2.3 Anfibolitos, Metabasitos e Metagabros 118
6.2.4 Xistos Cataclástico-Diaftoréticos e Filonitos 132
6.2.5 Metaultramáficas-Metaultrabásicas 144
6.2.6 Rochas Calcossilicáticas 163
6.2.7 Rochas Carbonáticas 168
6.2.8 Rochas Ferruginosas Bandadas 171
6.2.9 Rochas Quartzíticas 179
6.2.10 Metavulcânicas 185
6.3 Complexo Granolítico 188
6.4 Granitos Intrusivos 210
6.5 Super Grupo Espinhaço 216
6.5.1 Domínio Geotectônico da Serra do Espinhaço 228
6.5.1.1 Rochas com Aspecto Textural Xistoso a Filítico 235
6.5.1.2 Rochas Quartzíticas 248
6.5.1.3 Rochas Ferruginosas ("itabiritos") 256
6.5.1.4 Metabasitos-Metagabros 260
6.5.2 Domínio Geotectônico da Chapada Diamantina 263
6.5.2.1 Grupo Rio dos Remédios 264
6.5.2.2 Grupo Paraguaçu 268
6.5.2.3 Grupo Chapada Diamantina (Lavras)-Formação Tombador 273

6.6 Intrusivas Básicas (diques) 275
6.7 Super Grupo São Francisco
Grupo Una 276
6.7.1 Formação Bebedouro 276
6.7.2 Formação Salitre 277
6.8 Unidades Cenozoicas 281
6.8.1 Depósitos Terciário-Quaternários 281
6.8.2 Depósitos Quaternários 283
7. PETROQUÍMICA/PETROGÊNESE
7.1 Complexo Migmático-Plutônico 284
7.1.1 Petroquímica 284
7.1.2 Petrogênese 288
7.2 Complexo Brumado-Urandi 295
7.2.1 Petroquímica 295
7.2.1.1 Biotita-Hornblenda Gnaisse 295
7.2.1.2 Metabasitos, Metaultrabasitos e Metamorfitos Associados 299
7.2.2 Petrogênese 327
7.3 Complexo Granolítico 334
7.4 Super Grupo Espinhaço 335
7.4.1 Domínio da Serra do Espinhaço 335
7.4.1.1 Petroquímica 335
7.4.1.2 Petrogênese 343
7.4.2 Domínio da Chapada Diamantina 348
7.4.2.1 Grupo Rio dos Remédios 348
7.4.2.2 Grupo Paraguaçu 349
8. GEOLOGIA ESTRUTURAL 350

8.1 Avaliação de Diagramas de Foliações e Juntas dos Domínios Estruturalmente Homogêneos 350

8.2 Avaliação dos Diagramas de Frequência de Falhas 393

9. GEOLOGIA HISTÓRICA 400

10. GEOLOGIA ECONÔMICA 411

10.1 Minerais Metálicos 411

Metais Preciosos

10.1.1 Ouro 411

10.1.2 Prata 415

Ferro e Metais Ferrosos

10.1.3 Ferro 416

10.1.4 Manganês 419

10.1.5 Níquel 425

10.1.6 Scheelita 426

Metais Não Ferrosos

10.1.7 Cobre 426

10.1.8 Estanho 427

Metais Energéticos

10.1.9 Urânio 428

10.2 Minerais Não Metálicos

Refratários, Abrasivos, Isolantes, Corretivos e outros usos

10.2.1 Mármores Calci-Dolomíticos e Magnesíferos 430

10.2.2 Talco 434

10.2.3 Vermiculita 435

10.2.4 Asbesto 436
10.2.5 Granada 437
10.2.6 Cristal de Rocha 438
10.2.7 Muscovita-Fluorita-Cianita 438
10.2.8 Argilas e Solos Carbonáticos 439

Pedras Preciosas e Semi-Preciosas

10.2.9 Ametista 440
10.2.10 Lazulita 441
10.2.11 Esmeralda 441
10.2.12 Andaluzita-Turmalina 442

Materiais de Construção

10.2.13 Granitos-Quartzitos-Rochas Ferruginosas 442

11. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES 443

12. BIBLIOGRAFIA 455

ANEXOS

ANEXO nº I - Mapa Geológico Integrado na escala 1:200.000

ANEXO nº II - Mapa Estrutural Integrado na escala 1:200.000

ANEXO nº III - Mapa de Integração de Dados Geológicos e Metalogenéticos na escala 1:200.000

CPRM

1. RESUMO

O Projeto Brumado-Caetité, executado pelo convênio DNPM/CPRM, objetivou o mapeamento geológico básico e uma avaliação preliminar dos recursos minerais, ao nível de informação da escala 1:100.000, de uma área de 13.850 km^2 situada no centro-sul do Estado da Bahia, Brasil. Engloba importantes regiões dos municípios de Brumado, Caetité, Guanambi, Caculé, Urandi e Licínio de Almeida.

Executando-se as coberturas terciário-quaternárias, a área apresenta uma evolução eminentemente pré-cambriana, desde o Arqueano até o Pré-Cambriano Superior.

Para os complexos Migmático-Plutônico, Brumado-Urandi e Granolítico, considerados de idade arqueana, ficou caracterizado um padrão comum de evolução estrutural em estágio permóvel. O modelo evolucional aqui proposto é baseado nas idéias de Salop (1977) para os terrenos arqueanos do hemisfério norte, com algumas modificações dentro da concepção de evolução crustal traçada por Glikson (1972), como também alicerçada em novas experiências vividas pelos autores.

O Super Grupo Espinhaço, considerado no Estado da Bahia como uma entidade geotectônica do Proterozóico Médio, de natureza supracrustal, ensiálica, acha-se representado, no domínio da serra homônima, por litotipos vulcanogênicos e clásticos, cuja idade de formação acredita-se ainda não estar bem definida, especificadamente para a sequência de caráter vulcânico. Sendo a configuração atual deste domínio caracterizado por marcante linearidade, herdada da policiclicidade de eventos de deformação, os litotipos ai presentes acham-se afetados por eventos cataclásticos, em grande parte obliterados por diaftorese e cristaloblastese sucessivas em -

fases hidrotermais.

Ainda como representantes do Ciclo Espinhaço e fazendo parte do mesmo super grupo, foram considerados os grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu e Chapada Diamantina (Lavras), cuja fase final foi caracterizada pelas manifestações magmáticas hipoabissais de caráter básico.

O Super Grupo São Francisco, com área de exposição limitada a região de Ituaçu, acha-se representado pelas assembléias litológicas do Ciclo Brasiliano, instalado à partir de 1,1 b.a. e cujos efeitos perduraram até aproximadamente 500 m.a..

Primeiros rejuvenescimentos dos terrenos granolíticos pelo Ciclo Guriense (2,6 - 2,8 b.a.) e novos episódios de deformação e granitização pelos ciclos subsequentes, levaram indistintamente os litotipos da área a um processo de homogeneização isotópica nos ciclos Trans-Amazônico (1,8-2,6 b.a.), Uruaçuano ou Espinhaço (1,8-1,1 b.a.) e Brasiliano (0,65 - 1,1 b.a.), com maior probabilidade de criptometamorfismo pelo Ciclo Brasiliano, notadamente ao longo de zonas susceptíveis a maiores retrabalhamentos tectônicos.

A região é portadora de expressivas mineralizações de magnesita e talco no município de Brumado, manganês nas regiões de Urandi, Caetité, Licínio de Almeida e Jacaraci e urânio no município de Caetité. Diagnosticou-se também outras áreas ricas em carbonatos (mármores calci-dolomíticos e magnesíferos) nas regiões de Ibitira, Cristalândia, Ubiraçaba, Caetité e São Timóteo, além de outras ocorrências e indícios prospectáveis para ouro, prata, cobre, estanho, scheelita, níquel, ferro, talco, vermiculita, cristal de rocha, cianita, argila, solos carbonáticos e pedreiras para construção,

não obstante outras ocorrências de pedras preciosas e semi-preciosas como ametista, esmeralda, lazulita, andaluzita e turmalina.

2. ABSTRACT

The Brumado-Caetité Project performed under DNPM/CPRM contract, had as objective the basic geologic mapping and a preliminary evaluation of the mineral resources in the 1:100.000 scale of information, of a 13,850 sq. km area in the southern part of the Bahia, Brazil. The area comprises important parts of Brumado, Caetité, Guanambi, Caculé, Urandi e Licinio de Almeida.

With the exception of the Tertiary-Quaternary covers, the area presents a mainly Precambrian geologic evolution from Archaean to the Upper Precambrian.

A common strutural evolutive pattern in permobile regime, was characterized to the Archaean rocks of the Migmatic-Plutonic Assemblage, and the Brumado-Urandi and Granolitic complexes. The proposed evolutive model, is based on Salop's (1977) ideas to the Archaean terranes of the northern hemisphere, with some changes within the crustal evolution pattern conceived by Glikson (1972), as well as in new ideas experienced by the authors.

The Espinhaço Super Group, considered in the State of Bahia as a geotectonic entity of the Medium Proterozoic, of supracrustal, ensialic nature, is represented, in the homonimous mountain domain, by volcanogenic and clastic lithotypes, whose formation age is believed to be not yet well defined, specifically for the sequence of volcanic character. Being the actual configuration of this domain characterized by remarkable linearity, inherited of the policyclinicity of deformation events, the existing lithotypes are affected by cataclastic events, in great part erased by suc -

cessive diaftoresis and crystalloblastesis in hidrotermal phases.

Also as representative of the Espinhaço Cycle and being part of the same super group, were considered the Rio dos Remédios, Paraguaçu and Chapada Diamantina (Lavras) - groups, whose final phase was characterized by the hypoabissal magmatic manifestations of basic character.

The São Francisco Super Group, with the exposition area limited to the Ituaçu region, is represented by the Brasiliano Cycle lithological assemblages, settled from 1,1 b.y. whose effects remained since approximately 500 m.y..

Early rejuvenation the granolitic terranes by the Guriense cycle (2,6 - 2,8 b.y.) and new deformation and granitization episodes in the latter ones, homogenized isotopically, without distinction, the lithologies of the area in the Trans-Amazonico (1,8 - 2,6 b.y.), Uruaçuano (1,8 - 1,1 b.y.) and Brasiliano (0,65 - 1,1 b.y.) cycles. There is a higher probability of cryptometamorphism by the Brasiliano cycle along the zones more susceptible to tectonic reworking.

The area shows expressive magnesite and talc mineralization in Brumado, manganese in Urandi, Caetité, Licínio de Almeida and Jacaraci and uranium in Caetité regions. There were found also other carbonate rich areas (calc-dolomitic and magnesium marbles) in Ibitira, Cristalândia, Caetité and S. Timóteo, besides other occurrences of, and prospective indication to gold, silver, copper, tin, scheelite, nickel, iron, talc, vermiculite, rock crystal, kyanite, clays, carbonatic soils and building stones. There are several other occurrences and indications of precious and semi-precious stones as amethyst, emerald, lazulite, andaluzite and tourmaline.

3. INTRODUÇÃO

3.1 Histórico

O Departamento Nacional da Produção Mineral, calcado no Convênio celebrado em maio de 1975 com a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), e após ter inicialmente submetido a apreciação, em fevereiro de 1978, o plano de detalhamento com estimativa orçamentária, e posteriormente, em abril do mesmo ano, a programação complementar traçada pela SUREMI, resolveu de comum acordo autorizar, em agosto do mesmo ano, a execução do Projeto Brumado-Caetité, oficializada através da Solicitação de Serviços 072/78.

O projeto foi previsto para ser desenvolvido em duas etapas: a primeira, abrangeria as fases de documentação bibliográfica, fotointerpretação geológica com fotografias na escala 1:60.000 e trabalhos de mapeamento sistemático na escala 1:100.000; a segunda, objetivaria o detalhamento e avaliação geo-econômica de áreas julgadas prioritárias durante a 1ª Etapa, isto com auxílio de fotos aéreas na escala de 1:25.000, do recente levantamento aerofotogramétrico executado pela PROSPEC, utilizando-se também de técnicas indiretas de prospecção, onde estariam incluidas as técnicas geoquímicas de sedimento de corrente, concentrado de batéia e análise de solo residual. Nesta 2ª Etapa estava previsto também a realização de 10 datações geocronológicas nas principais unidades litológicas da área.

O projeto teve o seu centro de custo encerrado em setembro de 1980, ocasião em que foi encaminhado ao DEGEO a minuta do volume I - Texto, para apreciação e compatibilização. Em fevereiro de 1981, o DEGEO remeteu a SUREG/SA o volume devidamente compatibilizado para novamente ser o mesmo rea

valiado para posterior encaminhamento ao DNPM.

3.2 Objetivos

Os objetivos a que se propunha atingir o projeto foram traçados em duas etapas: a primeira, fruto do presente relatório, objetivou concluir o mapeamento geológico de nove folhas na escala 1:100.000, com ênfase especial para a caracterização litológica, estrutural e geo-econômica dos principais compartimentos geotectônicos, aliado a definição das relações espaço-temporal e estratigráfica entre os mesmos; a segunda, a ser posteriormente desenvolvida, objetivará fornecer maiores subsídios geológicos para futuros empreendimentos de pesquisa mineral, já que está previsto o emprego de técnicas diretas e indiretas de prospecção, onde acham-se incluidas o detalhamento geológico em escala 1:25.000 e geoquímica de sedimento de corrente, concentrado de bateia e de solo residual.

3.3 Localização e Acesso

O projeto acha-se localizado na região centro-sul do Estado da Bahia, abrangendo uma área de aproximadamente 13.850 km^2 (Fig. 1 e 2).

O acesso rodoviário principal à área é feito por via asfáltica da BR-116 que interliga Salvador a Vitória da Conquista (aprox. 500 km). Dai até Brumado (aprox. 150 km), o percurso é feito pela BA-144, atualmente em pavimentação. Internamente, a principal via que corta em toda extensão E-W a área do Projeto, é a estrada de terra (BA-030), que interliga as cidades de Brumado, Caetité e Guanambí, numa extensão de aproximadamente 150 km.

3.4 Aspectos Sócio-Econômico

Os municípios de maior densidade populacional são, em ordem de grandeza, Brumado e Caetité, e secundariamente, Caculé. Brumado é a cidade de maior estruturação sócio-econômica, sendo detentora do melhor sistema médico-hospitalar e educacional. Com respeito a estruturação de serviços bancários, correios, telégrafos e telecomunicação, todas elas possuem um razoável sistema de atendimento.

No que diz respeito ao setor econômico, merece citação as atividades minerárias desenvolvidas pela Magnesita S/A (lavra de magnesita no município de Brumado) e pela Mineração Urandi S/A (lavra de manganês nos municípios de Urandi, Licínio de Almeida e Jacaraci). Recentemente foi descoberta pela Nuclebrás importante jazida de urânio no município de Caetité, o que em futuro próximo trará grandes benefícios a região.

Outras atividades do setor econômico são desenvolvidas na região, porém em caráter, quase sempre, de subsistência, como é o caso da lavoura de algodão, cana de açúcar, milho, arroz e outros. Também em pequena escala são desenvolvidas atividades de agro-pecuária e de pequenos criatórios de caprinos, ovinos e suinos. Apenas na região de Guanambi existe uma maior infra-estrutura para o desenvolvimento da agropecuária e agricultura. Neste último setor da economia merece citação a estação experimental da CODEVASF na região de Ceraíma, a sudeste de Guanambi.

3.5 Metodologia

As atividades do Projeto foram desenvolvidas em

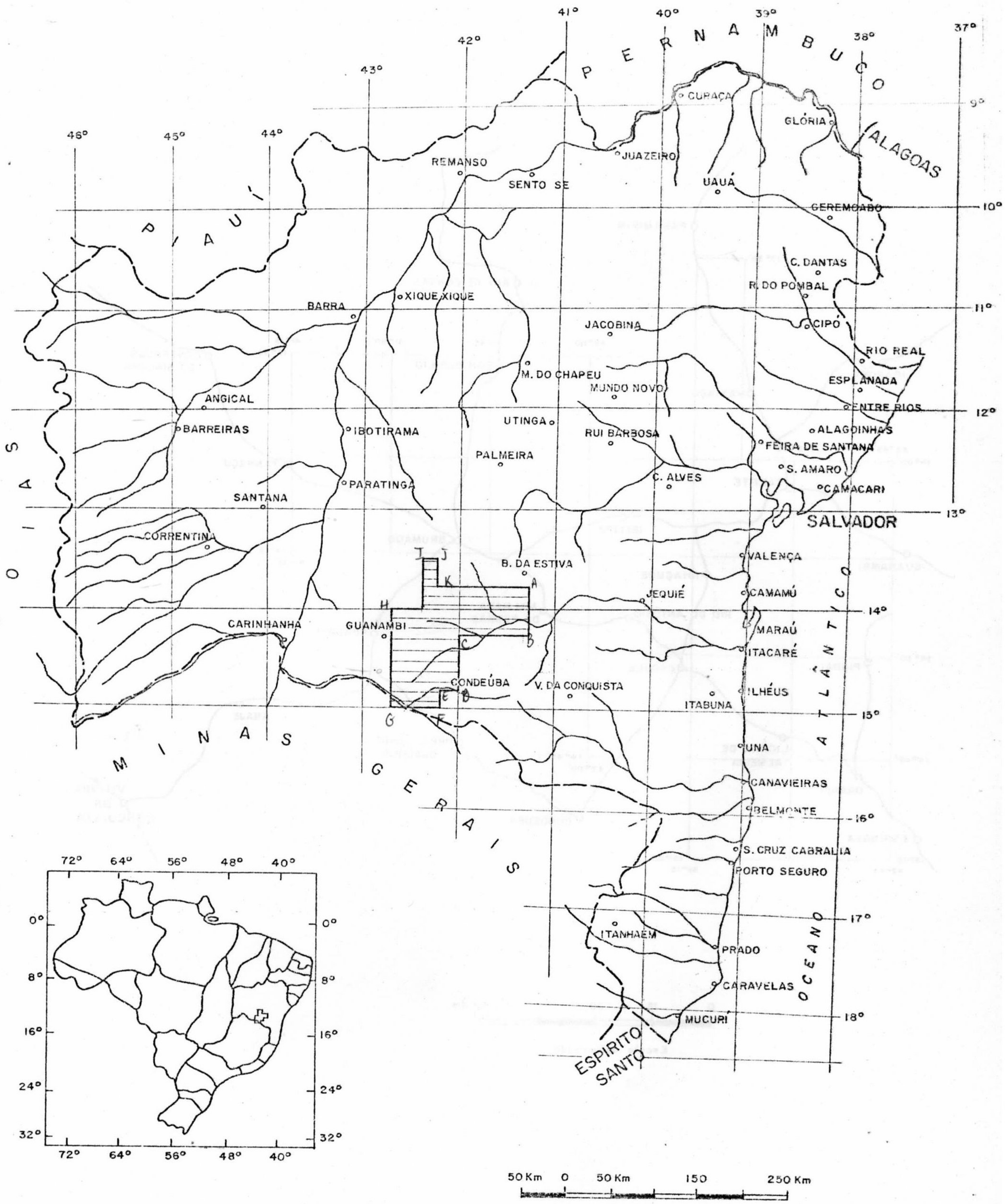
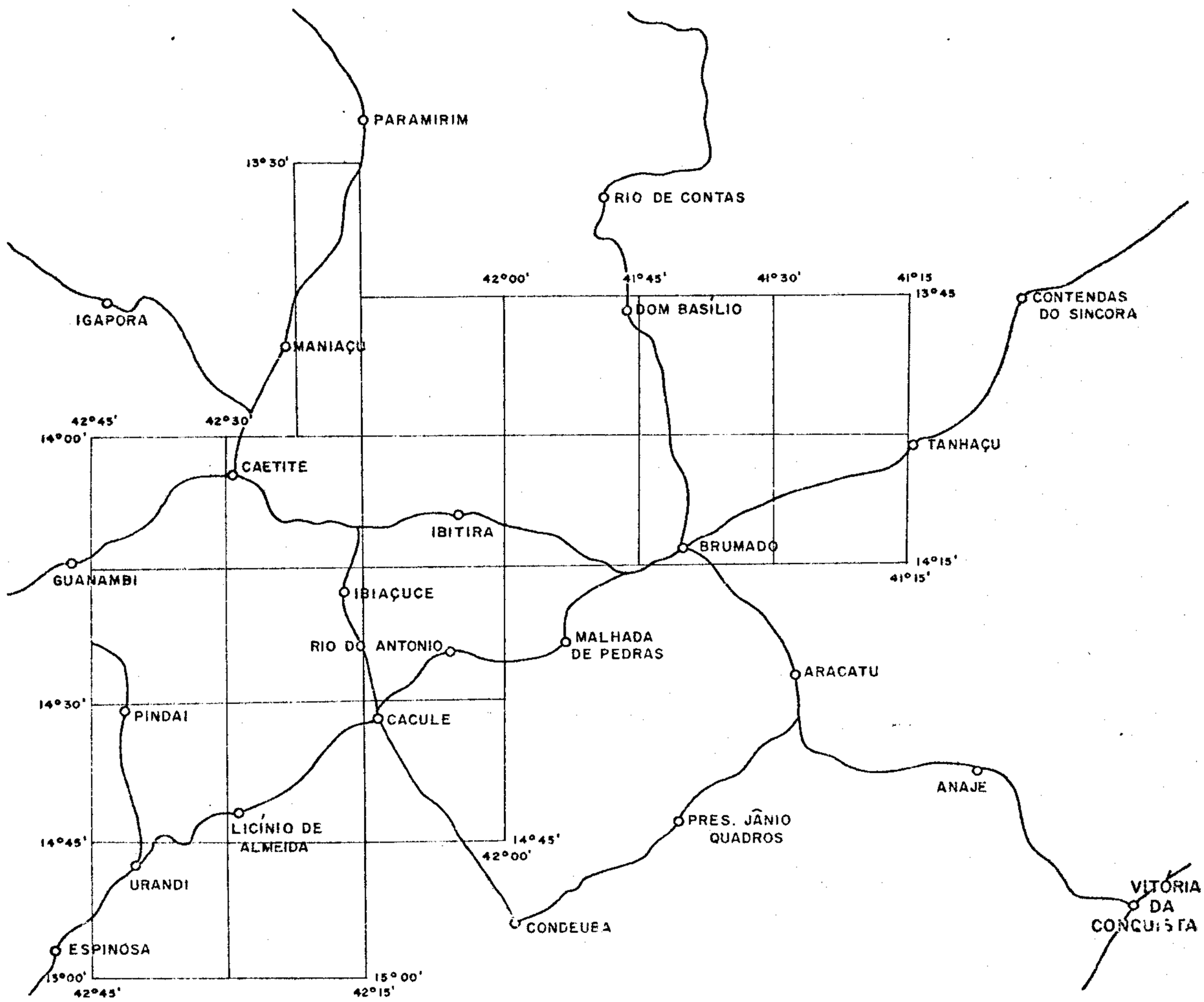
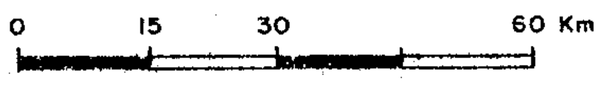


Figura 1 - Situação da Área do Projeto no Estado da Bahia

CPRM





Escala aproximada

Figura 2 – Situação da área do Projeto em relação aos municípios circunvizinhos

2 fases: a primeira, consistiu na organização da documentação bibliográfica e posterior análise. Paralelamente, desenvolveram se estudos de fotointerpretação geológica com utilização de fotos aéreas nas escalas 1:60.000 e 1:108.000 (Fig. 3), com auxílio de imagens de radar e satélite, na escala 1:250.000 . Esta fase culminou com o encaminhamento ao DNPM do relatório preliminar, dele constando três folhas fotointerpretadas e integradas na escala 1:100.000. A segunda fase consistiu no desenvolvimento da Etapa de Campo I, que abrangeu o mapeamento geológico sistemático com informações ao nível de 1:100.000, sendo subsidiado por dados de análises petrográficas, espec - trográficas, calcográficas, químicas de óxido e absorção atômica.

Convém frisar que, durante os trabalhos de mapeamento de determinadas áreas, tornou-se conveniente a utilização de fotografias aéreas na escala 1:25.000 (Fig. 3), do levantamento executado pela PROSPEC. O uso dessas fotos tornou-se indispensável, tendo em vista que o material fotográfico 1:60.000, que cobre a maior parte da área, é bastante antigo (10 a 15 anos).

Para os trabalhos de campo, utilizou-se da sistemática de atuação por folha de 15' x 15' (Fig. 4), sendo a seguinte a distribuição das folhas entre os geólogos executores do mapeamento básico:

Folhas de Vereda do Cais, Maniaçu, São Timóteo e Santa Luzia- Antônio Rabelo Sampaio.

Folhas de Iguatemi, Ubiraçaba e Ibitira - João Batista Alves Arcanjo

Folhas de Boa Sentença e Correias - Raif Cesar da Cunha Lima

Folha de Ituaçú e Cristalândia - Rui Bani D'Araujo

Folha de Jurema e Rio do Antonio - Adriano A.M. Martins

Folhas de Paiol e Brejinho - Rui S.F. Xavier Margalho e Edgard Lázaro de A. Filho

Folhas de Pajeú do Vento e Guirapá - Cláudio Antônio A. Gil

Folhas de Licínio de Almeida, Urandi e Jacaraci - Roberto Campelo de Melo.

O projeto foi chefiado pelo geólogo Luiz Carlos de Moraes e foi supervisionado pelos geólogos Hélio Canejo da Silva Cunha (DEGEO) e Luiz Peixoto Siqueira (DIVGEO/SUREG/SA).

Para os trabalhos de campo, utilizou-se de bases cartográficas ampliadas para a escala 1:50.000 das folhas originais 1:100.000 do IBGE, SUDENE e PROSPEC (Fig. 5). As bases cartográficas das folhas 1:50.000, que foram utilizadas para a confecção dos mapas de caminhamento e amostragem, assim como as bases cartográficas das folhas 1:100.000, que foram utilizadas para a confecção dos mapas geológicos, foram desenhadas no CECAR - Centro de Cartografia da CPRM.

Os estudos petrográficos foram realizados na UFBa, sob a coordenação da profª Maria Alba Farias Tanner de Oliveira e também no SECLAB/SUREG/SA, sob a coordenação do geólogo Geraldo Vianney V. Souza. Os estudos de espectrografia, calcografia, química de óxidos, absorção atômica e identificação mineral por raios X, foram realizados no LAMIN-CPRM.

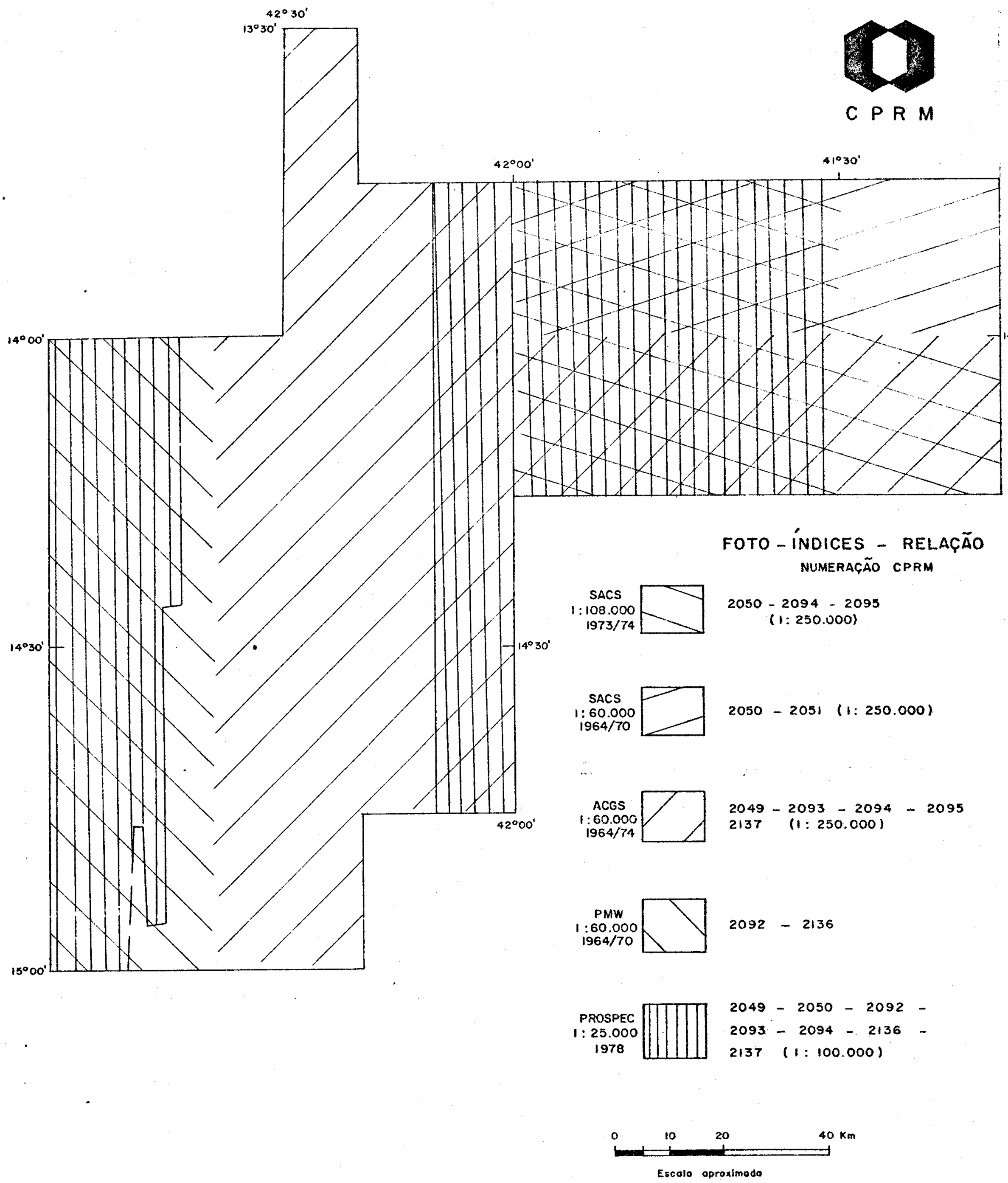
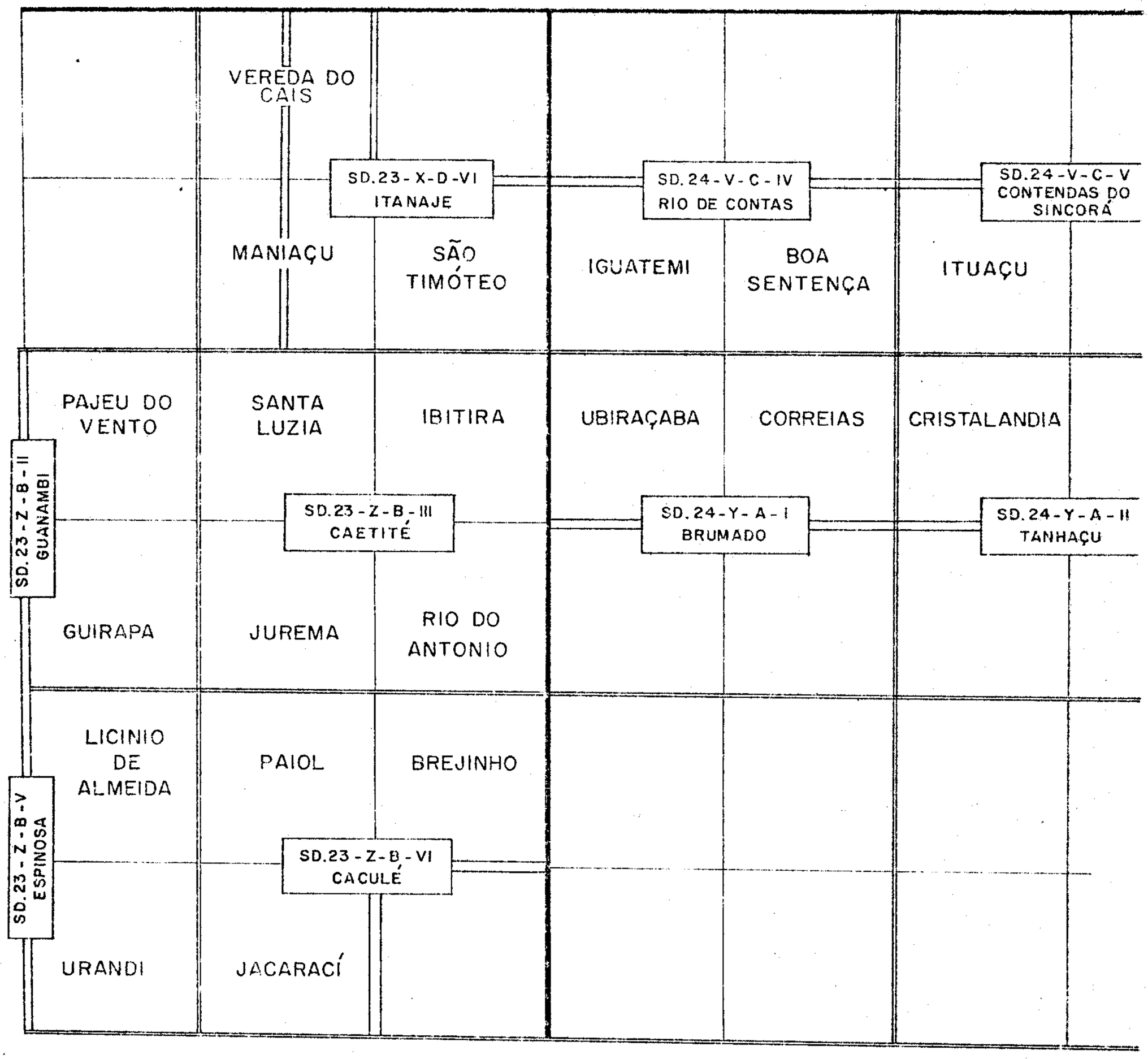


Figura 3 - Recobrimento Aerofotogramétrico



Corte das folhas 1: 100.000 com denominação na parte central

Corte das folhas 1: 50.000 com toponímia no centro

Limites da área do projeto

0 12 24 48 Km

Escala aproximada

Figura 4 Corte Cartográfico e Relação Nominal das Folhas 1: 100.000 e 1: 50.000

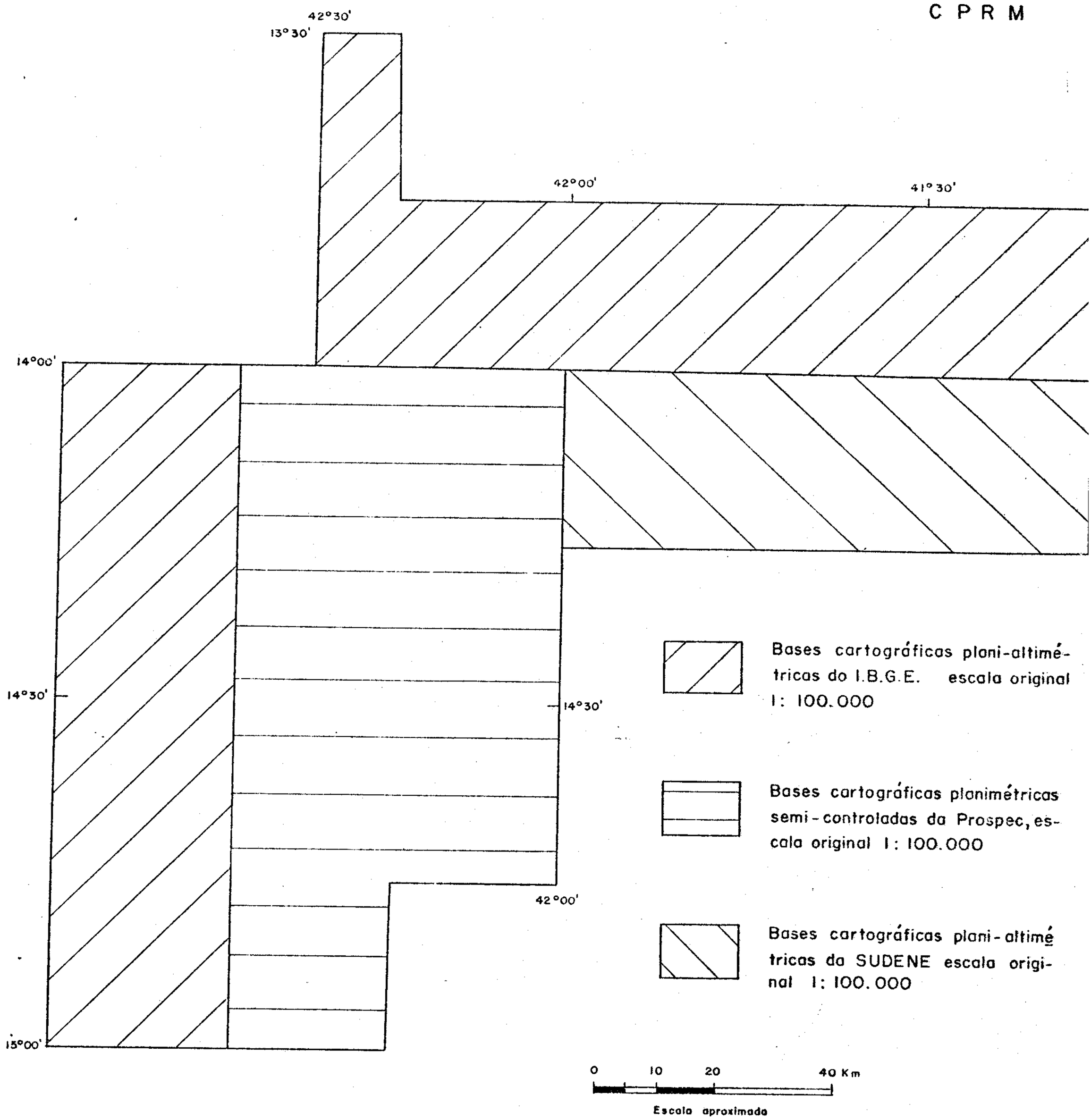


Figura 5 - Cartografia Utilizada

3.6 Dados Físicos de Produção

Os dados físicos de produção são mostrados no quadro abaixo:

ATIVIDADES	TOTAL REALIZ.	ÍNDICE DE PRODUT. Projeto	Padrão	TOTAL DE DETERMINAÇÕES
Aflor. Descrito	2826	laf/5 km^2	laf/3,2km^2	-
Amostras coletadas	1939	lam/7 km^2	-	-
Análises Petrográficas	722	152/folha lan/19km^2	188/folha lan/16km^2	-
Espectrografia padrão 30	317	-	-	9510
Análises de Óxidos-Rocha	66	-	-	732
Análises p/ Ab. Atômica	16	-	-	16
Análises de Óxidos-Minério	5	-	-	30
Ident.Mineral p/ Raios X	4	-	-	-
Análises Calcográficas	1	-	-	-

3.7 Trabalhos Anteriores

Sendo a área do projeto um elo de ligação entre os Estados da Bahia e Minas Gerais, diversos autores de renome têm emitido as mais variadas opiniões geológicas. Devido grande parte desses trabalhos terem sido realizados no Estado de Minas Gerais, principalmente no que diz respeito a assuntos relativos ao que se considera como "Pré-Espinhaço", e por se

rem os mesmos, palco de muitas discussões e controvérsias, achou-se conveniente, principalmente devido ao volumoso acervo de publicações, enfocar apenas as opiniões mais recentes e aquelas oriundas de trabalhos básicos e de compilação bibliográfica, pois representam estes uma síntese da evolução dos conhecimentos geológicos.

Segundo o Mapa Geológico do Estado da Bahia (SME, 1978) na área ocorrem os seguintes agrupamentos cronoestratigráficos:

a) rochas arqueanas representadas por terrenos migmáticos e granolíticos (3,0 - 2,6 b.a.).

b) complexos de rochas metamórficas, associações vulcano-sedimentares e rochas magmáticas do Trans-Amazônico (2,6 - 1,8 b.a.), dai fazendo parte o denominado Complexo Ibitira-Brumado e granitos diversos.

c) sequência vulcano-sedimentar do Ciclo Espinhaço (1,8 - 1,1 b.a.) representada pelo Super Grupo Espinhaço.

d) sequências sedimentares do Ciclo Brasiliano (1,1 - 0,57 b.a.), destas fazendo parte as litologias do Super Grupo São Francisco.

e) cobertura cenozóica.

De acordo com Pedreira et alii, 1975 (Projeto Bahia) as litologias arqueanas da região centro-leste do Estado da Bahia estão incluídas dentro do que se considera como "Associação Pré-Espinhaço", desta fazendo parte o Complexo - Metamórfico Migmatítico, o Complexo Metamórfico e o Complexo Granulítico. As litologias do Complexo Metamórfico - Migmatítico constituem o substrato do Complexo Metamórfico, sendo este representado pelas faixas dobradas de origem vulcano-sedi

mentar, com grau de metamorfismo compatível com o facies xis - to verde, dele fazendo parte os então denominados Complexos Serrinha, Jacobina, Contendas-Mirante e Brumado. Para esses autores, o Complexo Metamórfico-Migmatítico representa a região cratônica (3.000 m.a.), onde se depositaram as sequências pertencentes ao Complexo Metamórfico, um tipo de deposição em margens de núcleos siálicos, em uma região alongada e tectônica - mente controlada.

Posteriormente, Mascarenhas, 1976, correlaciona algumas faixas dobradas do leste do Estado da Bahia (incluindo as litologias do Complexo Brumado) como estruturas do tipo - "greenstone belts" (segundo a definição de Anhaeusser, 1969) .

Em época equivalente, (Mascarenhas et alii, 1976), utilizando as informações dos relatórios finais dos projetos - Bahia, Bahia II e Sul da Bahia, chegaram as seguintes conclusões:

a) definição de uma região cratônica pré-Guriense (< 2.700 m.a.), constituída pelos seguintes elementos: protocra - tons (Jequié, Aracatu, Medina, Serrinha, Gavião-Riachão-Ipacaetá); áreas gnáissico-migmatíticas com faixas metassedimentares; e "greenstone belts" (Fig. 6).

b) formação do Complexo Jequié (aprox. 2.700 m.a.), originado através da granulitização do protocraton Jequié durante o Ciclo Guriense. Para a formação deste complexo, os autores advogam um processo análogo ao que ocorre atualmente nas margens continentais ativas através da atuação de uma placa oceânica.

c) formação de um "mobile-belt" (2.700 - 2.000 m.a.) compreendendo a faixa de rochas granulíticas da faixa costeira, onde novamente eles admitem para sua formação um

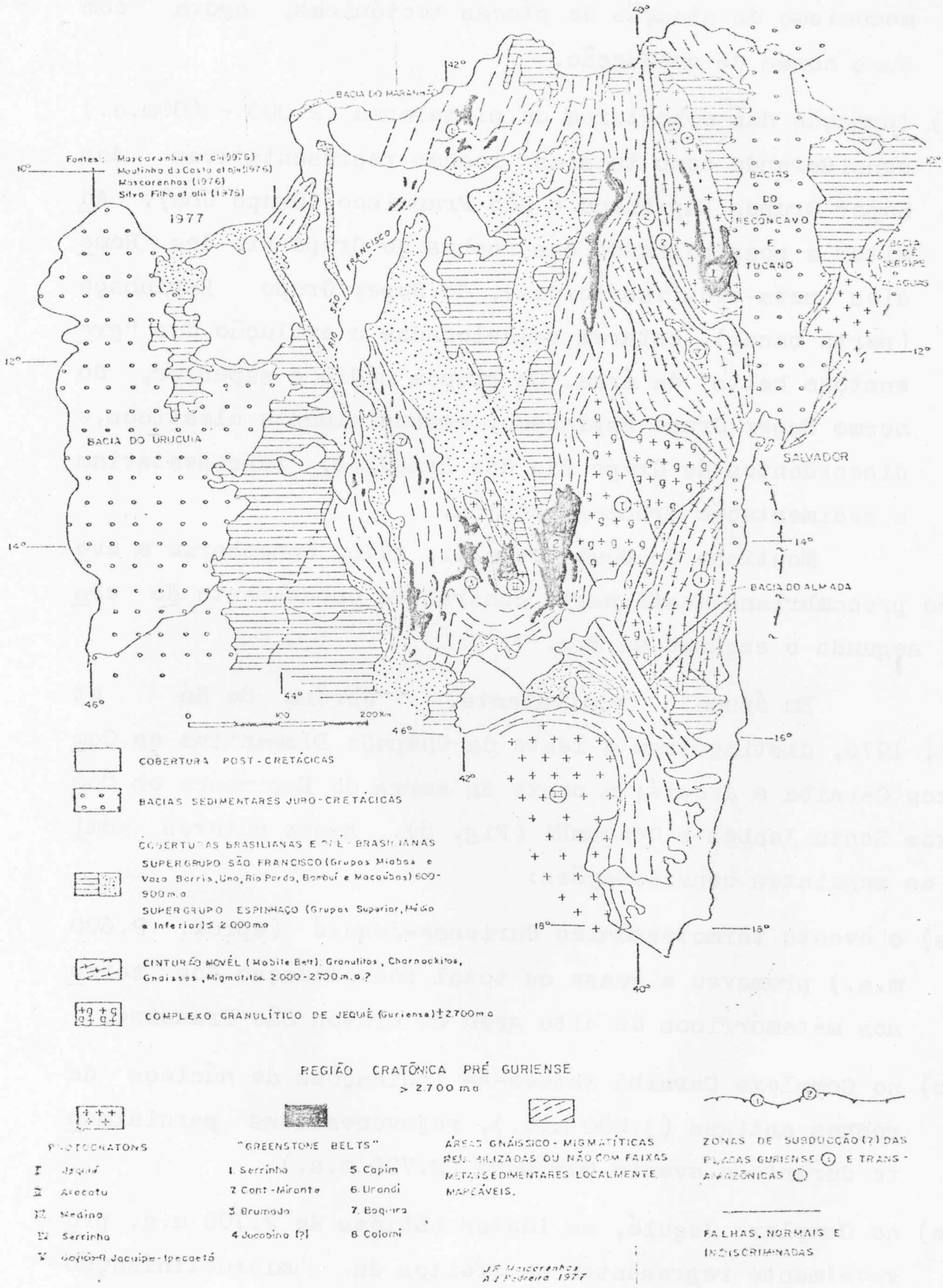


Figura 6 : Esboço geotectônico da parte central do Craton do São Francisco

mecanismo de atuação de placas tectônicas, agora com duas zonas de subducção.

d) formação das coberturas de plataforma (2.000 - 600m.a.) considerando como tais as rochas representativas dos Super Grupos Espinhaço e São Francisco (Grupo Una). Admitem a possibilidade das rochas do Grupo Rio dos Remédios (meta-efusivas ácidas), do Super Grupo Espinhaço (parte basal), estarem relacionadas a evolução dos "greenstone belts" da área. Os grupos médio e superior, do mesmo Super Grupo Espinhaço, essencialmente clásticos, e discordantes do Grupo Rio dos Remédios, representariam a sedimentação Trans-Amazônica.

Moutinho da Costa et alii, 1976, conceberam a evolução precambriana desta parte central do embasamento do craton, segundo o esquema da Fig. 7.

Em época equivalente, Jardim de Sá et alii, 1976, distinguiram a leste da Chapada Diamantina os Complexos Caraiba e Jequié; a oeste da serra do Espinhaço os Complexos Santa Isabel e Guanambi (Fig. 8). Esses autores admitem as seguintes considerações:

a) o evento termotectônico Guriense-Jequié (aprox. 2.600 m.a.) promoveu a quase ou total consolidação dos terrenos metamórficos de alto grau do Craton São Francisco.

b) no Complexo Caraiba obteve-se indicações de núcleos de rochas antigas (3.000 m.a.), rejuvenescidas parcialmente durante o evento Guriense (2.700 m.a.).

c) no Complexo Jequié, as idades obtidas de 2.700 m.a. provavelmente representam os efeitos da microclinização e/ou superposição de metamorfismo em facies anfibolito

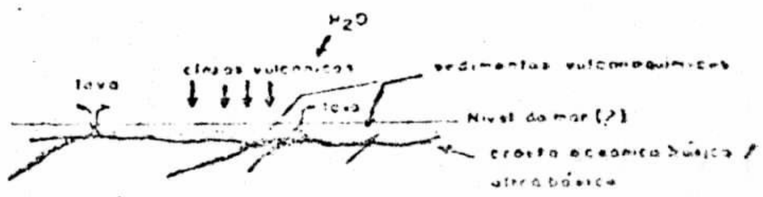
FORMAÇÃO DO PRE-ESPINHAÇO II

Crosta oceânica (básica-ultrabásica)

Formação de arco de ilhas, intenso vulcanismo básico (e ofiolitos), intrusões ultrabásicas e serpentinização

Sedimentação vulcanoquímica dominante acompanhada de derrames basálticos e deposição menor de cinzas e piroclastos

Deposição de chert, dolomito, formação ferrífera (pró-itabiritos) sedimentos sílico-carbonatados e carbonatados de Mn.



FORMAÇÃO DO PRE-ESPINHAÇO I

Longo período de deformação, intrusão e metamorfismo

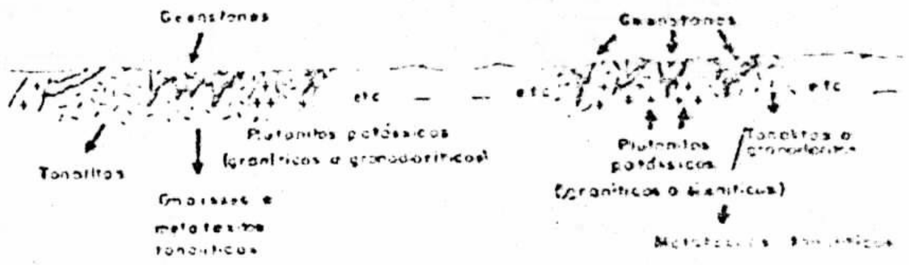
migmatização e intexis

Emplacement de metatexitos e diatexitos tonalíticos

FINAL DO PERÍODO PRÉ-ESPINHAÇO

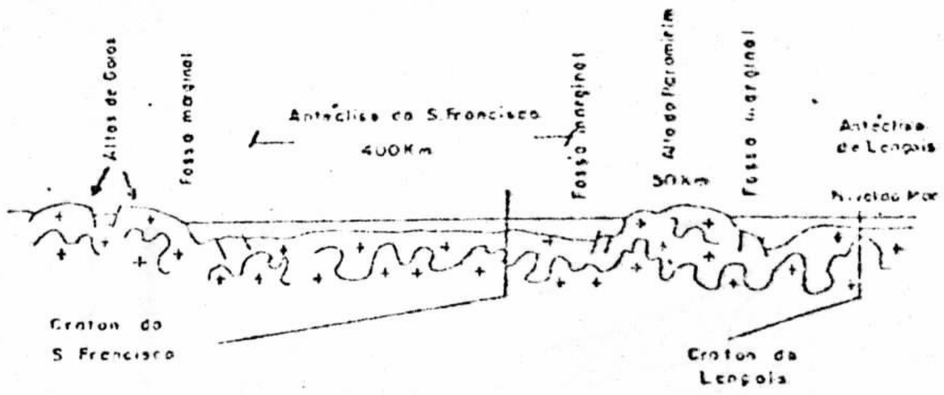
1- Estruturação completa dos "greenstone belts" "Emplacement" final de plutonitos potássicos

2- Crosta largamente sializada (plutonitos e migmatitos)



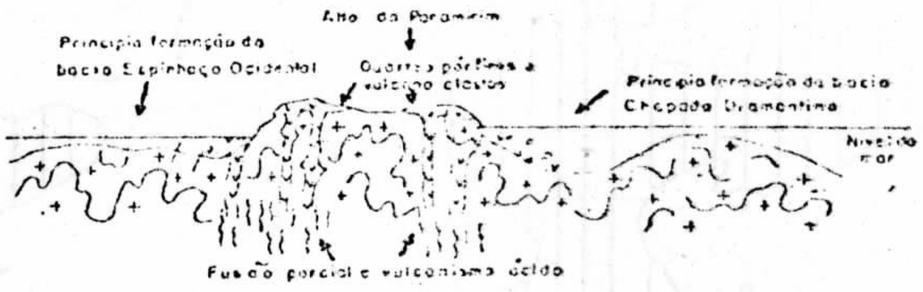
INICIO DO PERÍODO ESPINHAÇO

1- Individualização da Anteclise do São Francisco de Altos estruturais Goiás e de calhas marginais de sedimentação



FORMAÇÃO DO GRUPO ESPINHAÇO INFERIOR

Início da individualização das bacias de sedimentação



DEFORMAÇÃO DO ESPINHAÇO INFERIOR

Remodelamento das bacias e erosão

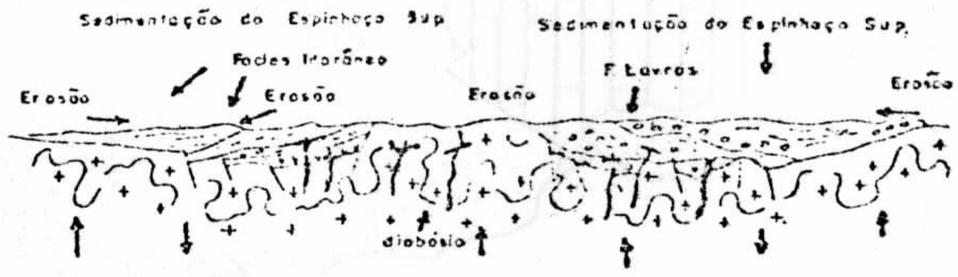
Sedimentação do Grupo Espinhaço Médio

DEFORMAÇÃO DO ESPINHAÇO MÉDIO

Intrusão de rochas básicas

Erosão

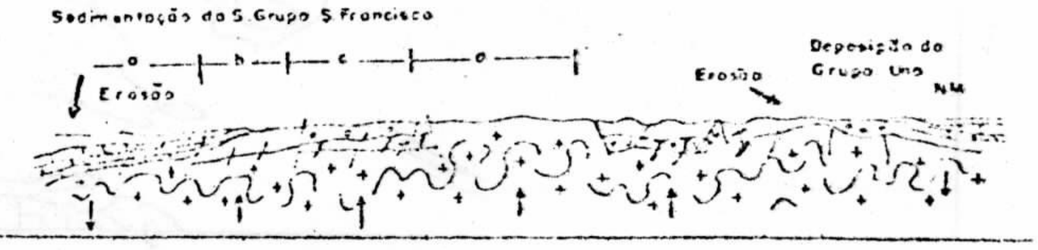
Sedimentação do Grupo Espinhaço Superior



DEFORMAÇÃO ESPINHAÇO SUPERIOR

Erosão e individualização final das bacias

Formação do Supergrupo São Francisco e Grupo Uno



DISTÂNCIAS MÁXIMAS E MÍNIMAS OCUPADAS ATUALMENTE PELAS UNIDADES (LAOS EIXOS DAS BACIAS)

a) Supergrupo São Francisco	500 a 300	Km
b) Espinhaço Superior	100 a 1	Km
c) Espinhaço Médio e Inferior	100 a 2	Km
d) Alto do Paramirim	60 a 2	Km

AS VARIAÇÕES SÃO DEVIDAS UMA COMBINAÇÃO DE FATORES

Controle Paleogeográfico

Erosão

Dobramento

CF DA COSTA, L.A.M et alii (1975)

Figura 7 : Evolução geológica da parte central do Craton do São Francisco, segundo Moutinho da Costa et alii, 1976.

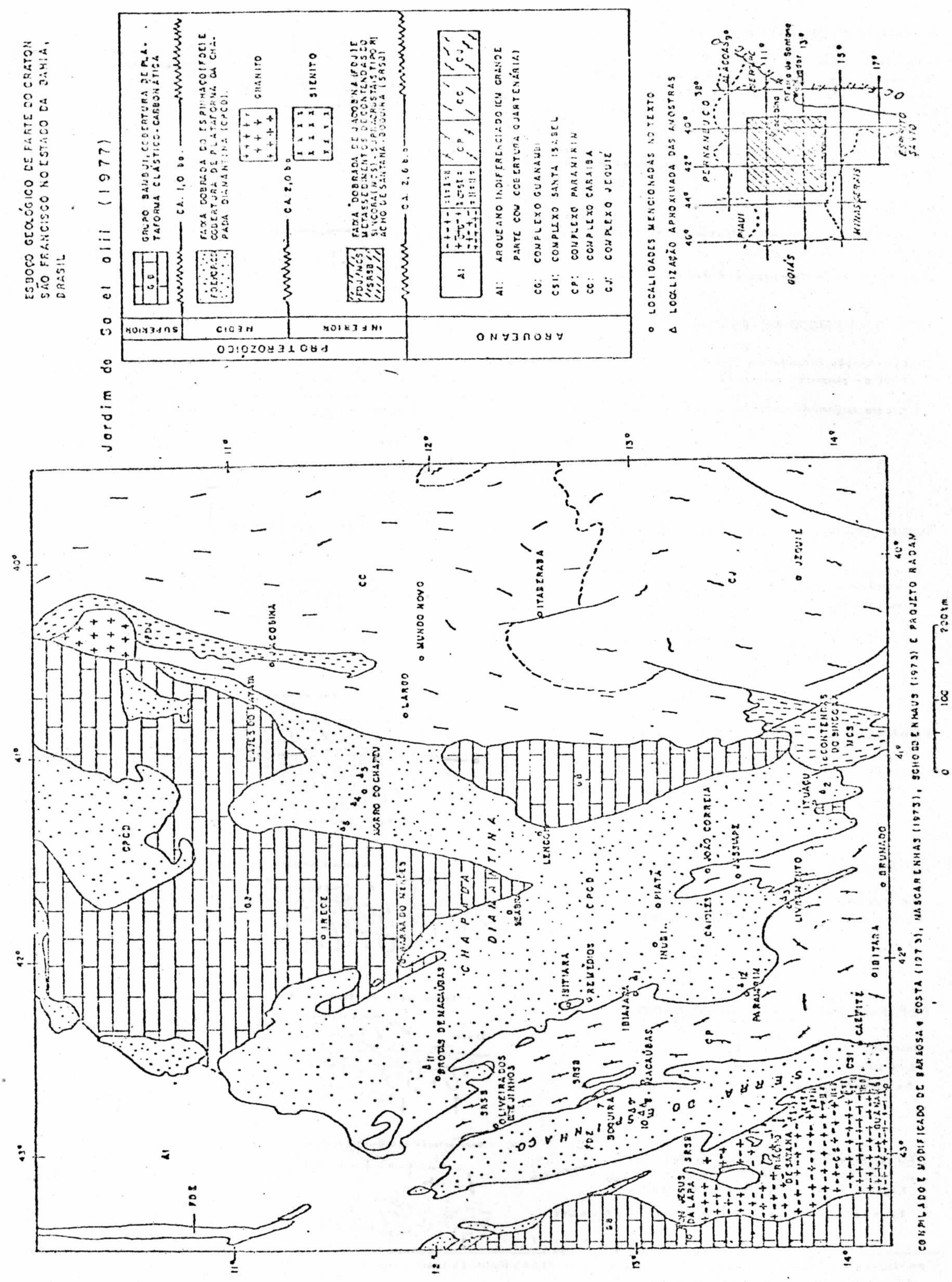


Figura 8 : Esboço geológico da parte do Craton São Francisco, no Estado da Bahia, segundo Jardim de Sá et alii, 1977.

(incluindo migmatização) em granulitos mais antigos (3.000 m.a.).

d) o Complexo Santa Isabel, em vista da abundância de rochas metabásicas e ultrabásicas parece representar uma zona de raiz de antigo "greenstone belt" metamorfisado em facies granulito ao final do Arqueano (aprox. 2.600 m.a.).

e) o Complexo Paramirim, adjacente, (e talvez, também o Complexo Guanambi), representariam um nível profundo de granitos dômicos com poucos remanescentes supra-crustais, metamorfisados e intrudidos por granitos potássicos no evento 2.600 m.a..

f) o Ciclo Trans-Amazônico (evento tectonotermal de 2.000 m.a.) regenerou e reativou faixas e partes do embasamento siálico arqueano, onde a feição mais característica parece ser a faixa dobrada Jacobina-Contendas do Sincorá, cujos sedimentos e vulcânicas teriam se acumulado numa calha intra-cratônica N-S).

g) o intervalo de 1.300 m.a. a 1.900 m.a. engloba eventos sin e pós-tectônicos relacionados a evolução da Chapada Diamantina e Espinhaço. O embasamento lateral do Espinhaço e em especial o Complexo Paramirim foram rejuvenescidos inclusive com magmatismo granítico.

Segundo Inda e Barbosa, 1978, o Estado da Bahia dispunha de aproximadamente 450 determinações radiométricas até o ano de 1978, o que fornece uma média de 1/1250 km^2, sem haver uma distribuição uniforme de amostragem.

Diversos autores como Cordani, Jardim de Sá e outros, acham-se envolvidos na coordenação dos dados geocronoló

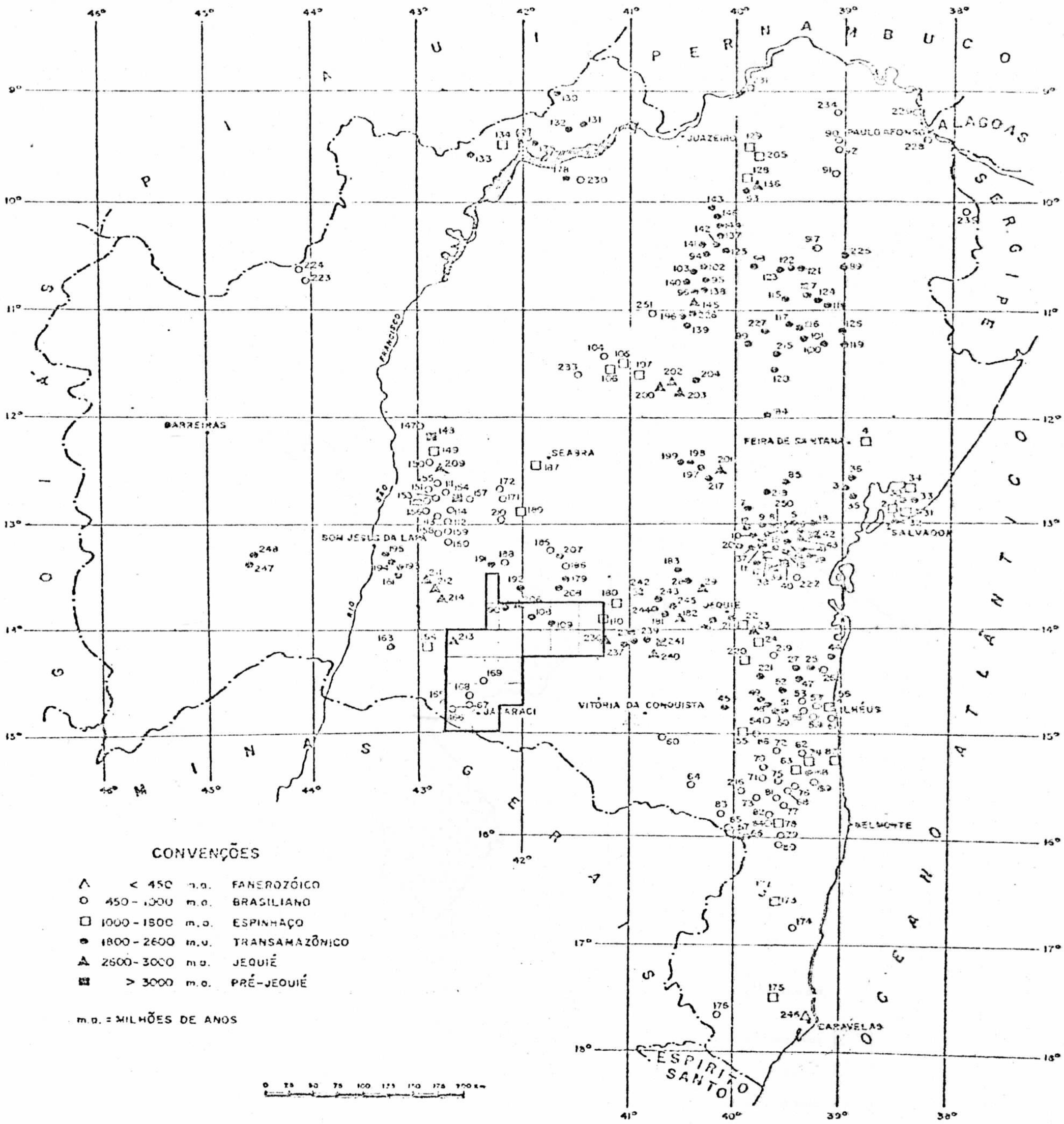
gicos do Estado, e à partir dos trabalhos emitidos por esses autores, chegou-se a uma série de conclusões a respeito da evolução dos grandes compartimentos geotectônicos do Estado da Bahia.

Para que se possa vislumbrar, e ao mesmo tempo avaliar o conteudo de informações geológicas emitidas não somente pelos autores atrás referenciados, como também por muitos outros, e onde quase sempre as informações geocronológicas pesam bastante na formulação dos conceitos, anexou-se a seguir as figuras 9, 10, 11 e 12 (extraidas da Publicação Especial nº 3 da SBG, Núcleo da Bahia, 1978). A fig. 11 mostra a distribuição dos pontos de amostragem geocronológica no Estado da Bahia, com simbologia adequada para os diversos ciclos orogênicos. A fig. 12 já é um mapa interpretativo das áreas de influência dos diversos ciclos orogenéticos. Por sua vez, as fig. 13 e 14 mostram, respectivamente, os resultados analíticos K/Ar e Rb/Sr.

Desses elementos, as seguintes informações foram extraidas:

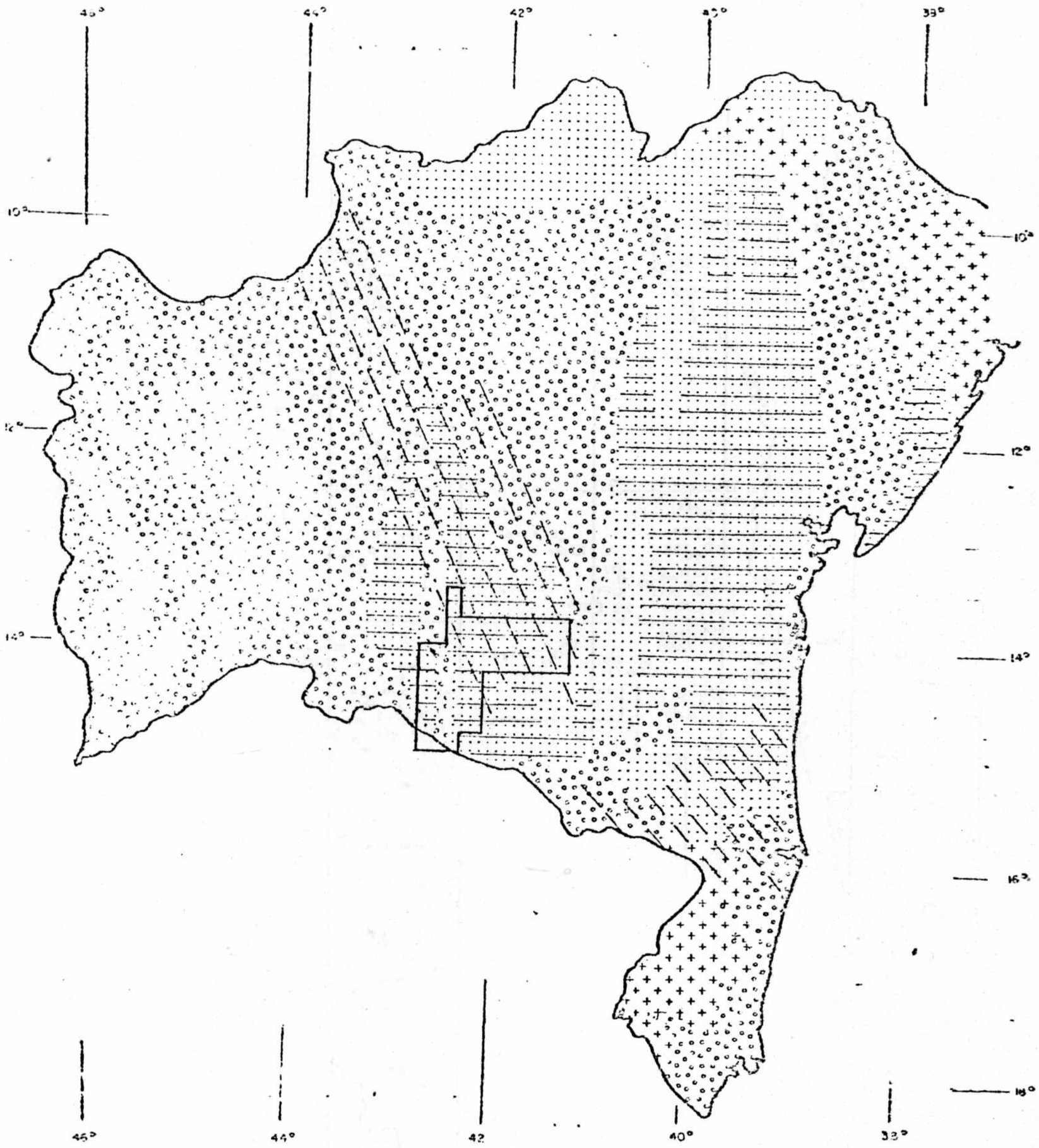
a) a existência de dados superiores a 3.000 m.a. (Guianenses) em três regiões da Bahia: Mutuipe, Boquira e Brumado. No entanto, os dados para as regiões de Boquira (3.020 m.a. e 3.150 m.a. - K/Ar) e Brumado (3.700 m.a.- Rb/Sr) são refutados, o primeiro, por ser um metabasito com possível excesso de argônio, e o segundo, por ter sido utilizado tremolita, que possui um baixo teor em potássio.

b) as litologias afetadas pelo evento Jequié, geralmente correspondentes a faciologia metamórfica granulítica, possuem uma idade média em torno de 2.700 m.a.. Quase



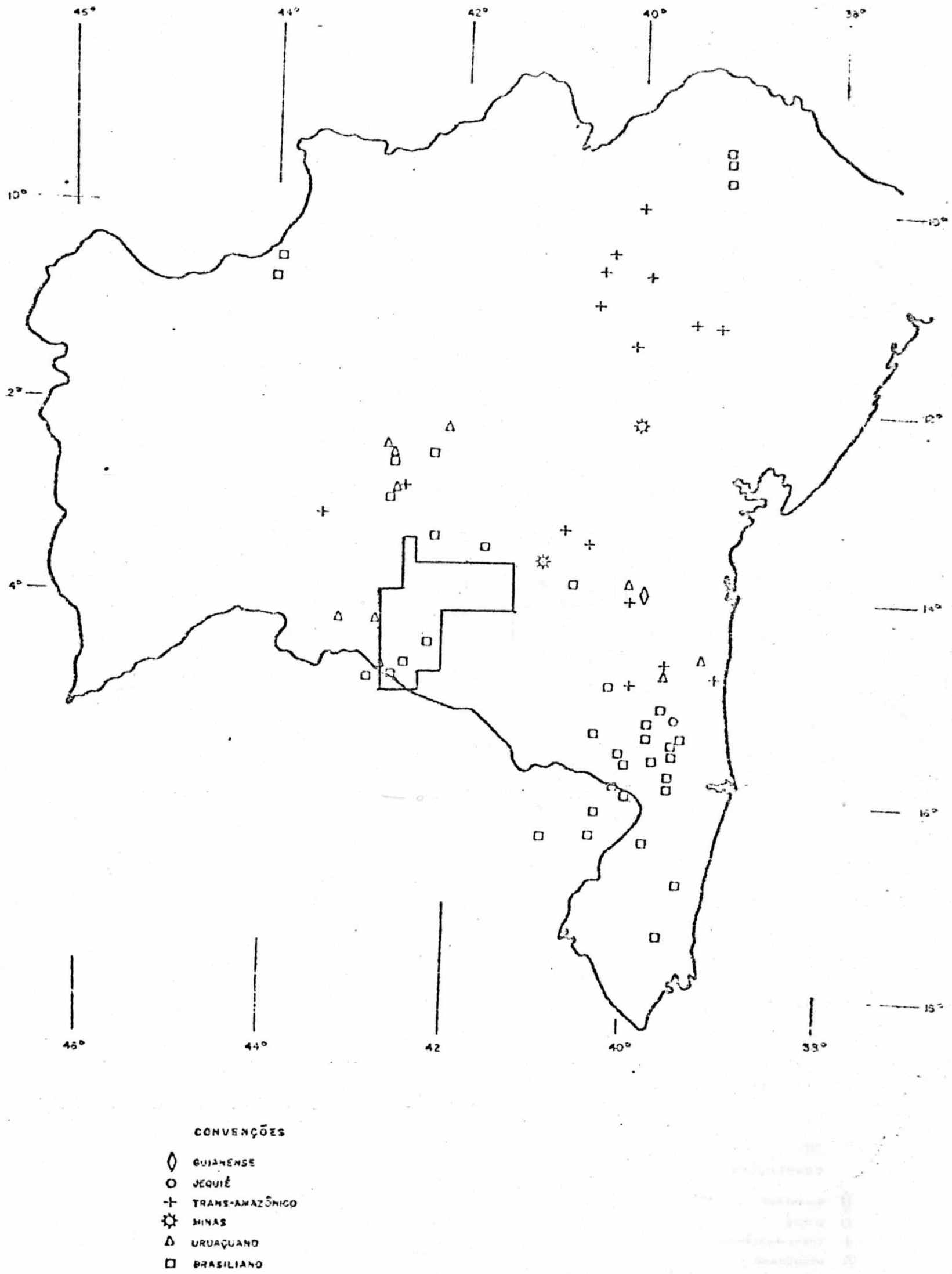
(Ilustração preparada por J. Barbosa e S. Nascimento)

Figura 9 : Localização dos pontos com determinações geocronológicas no Estado da Bahia



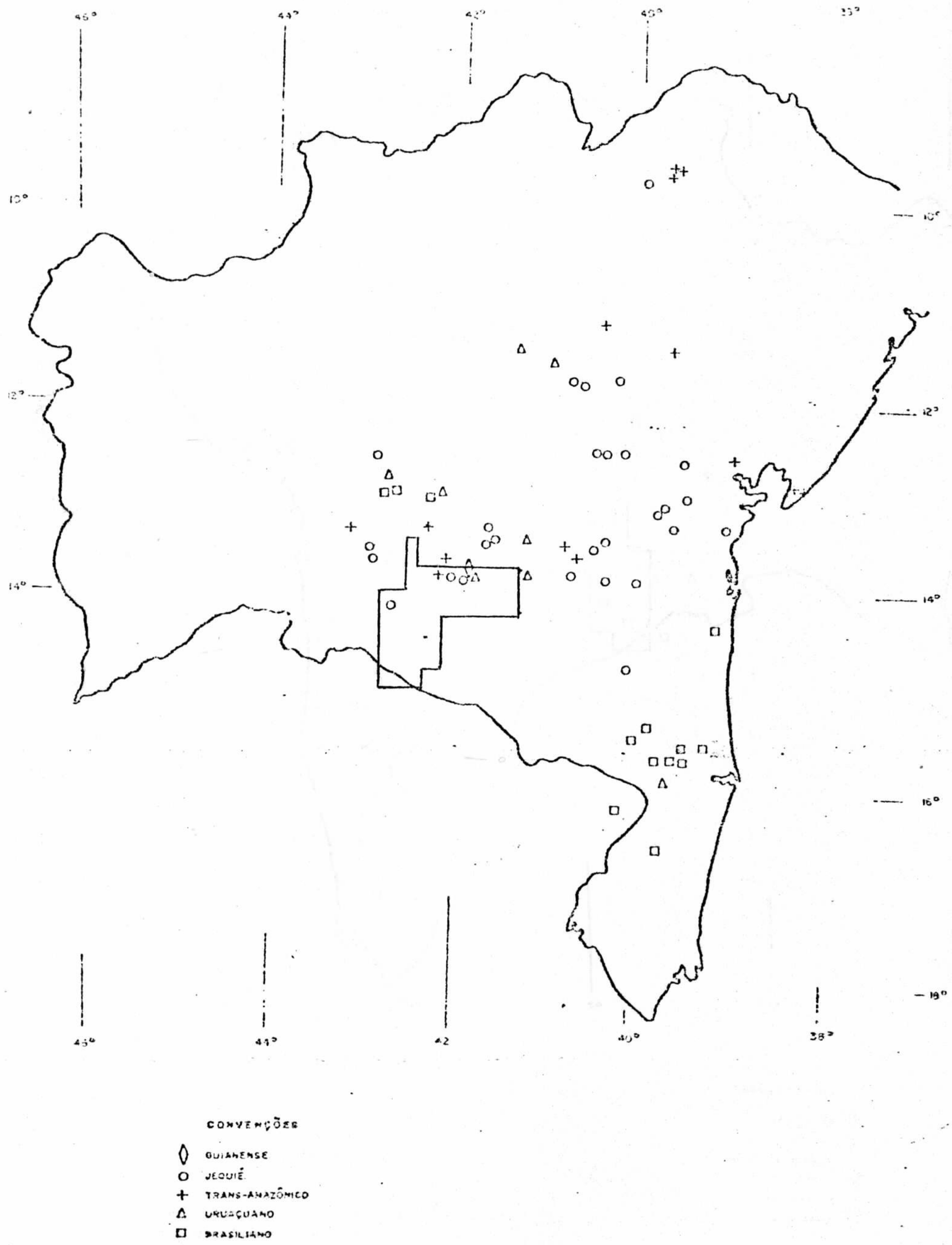
(Compilado de P.E. nº3, SME, CPM, SBG – Núcleo da Bahia, 1978)

Figura 10 : Esboço das províncias geocronológicas da Bahia



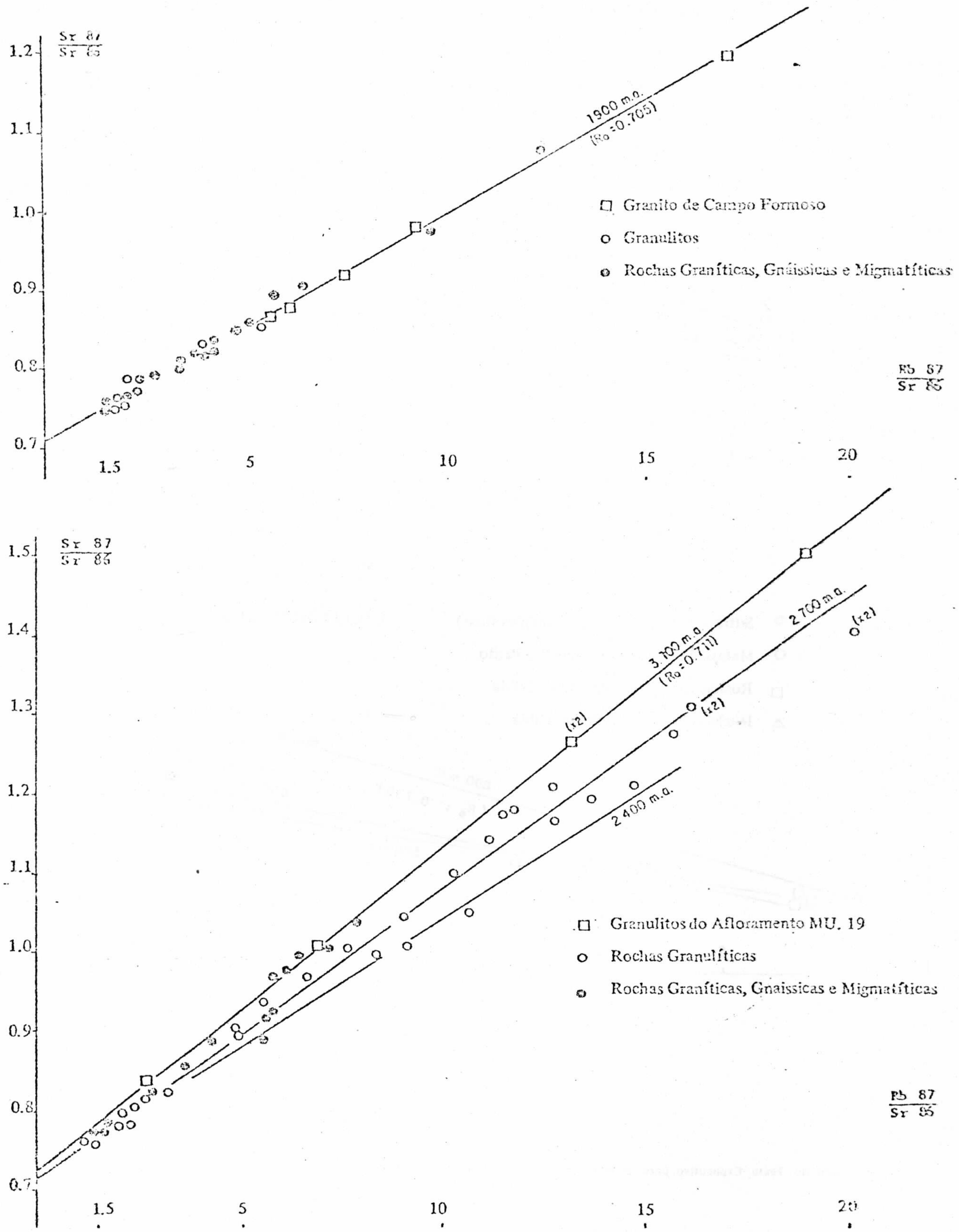
(Compilado da P.E. nº3, SME, CPM, SBG – Núcleo da Bahia, 1978)

Figura II : Resultados analíticos K/Ar



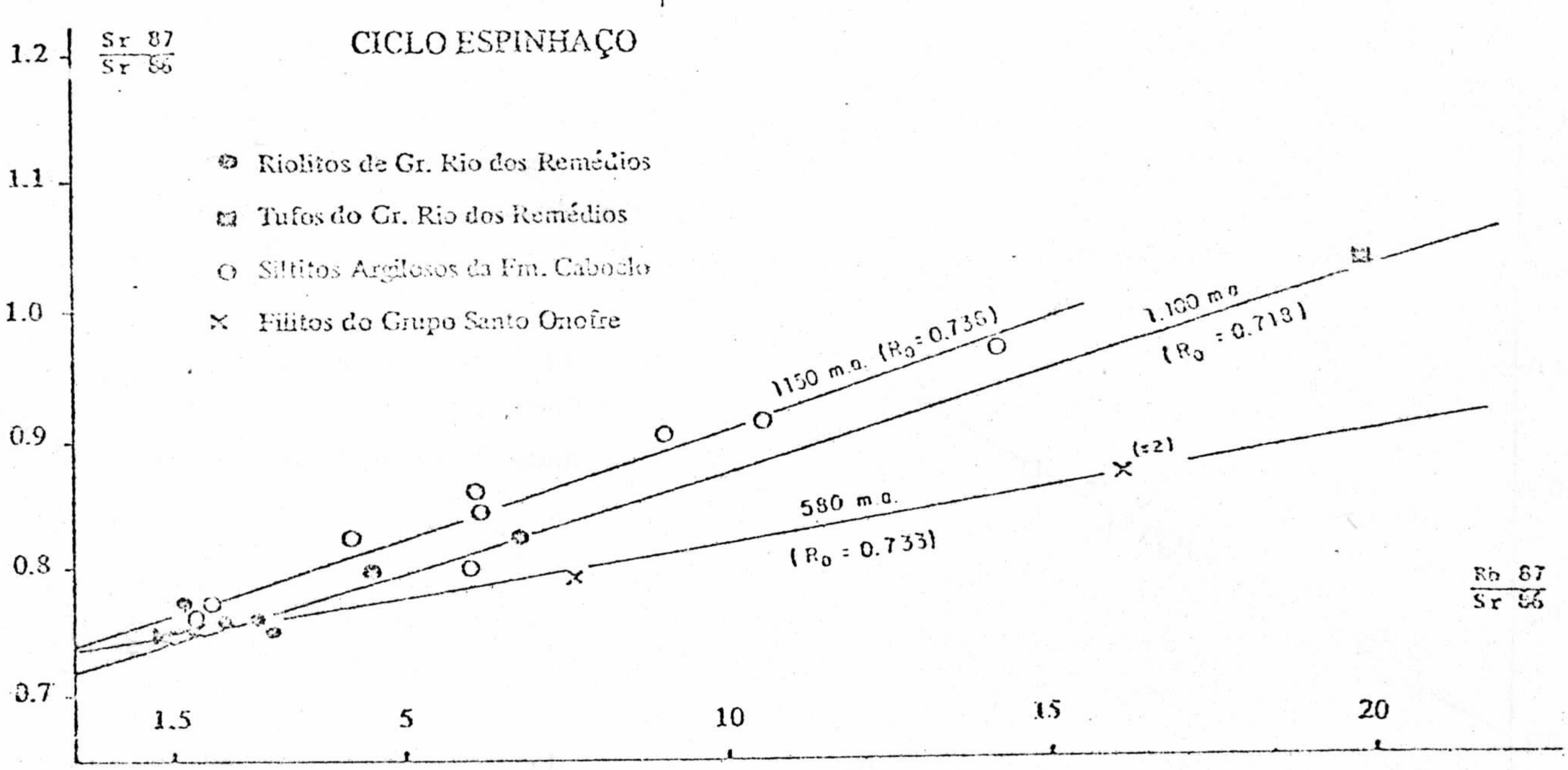
(Compilado do R.E. nº3, SME, CPM, SBG – Núcleo da Bahia, 1978)

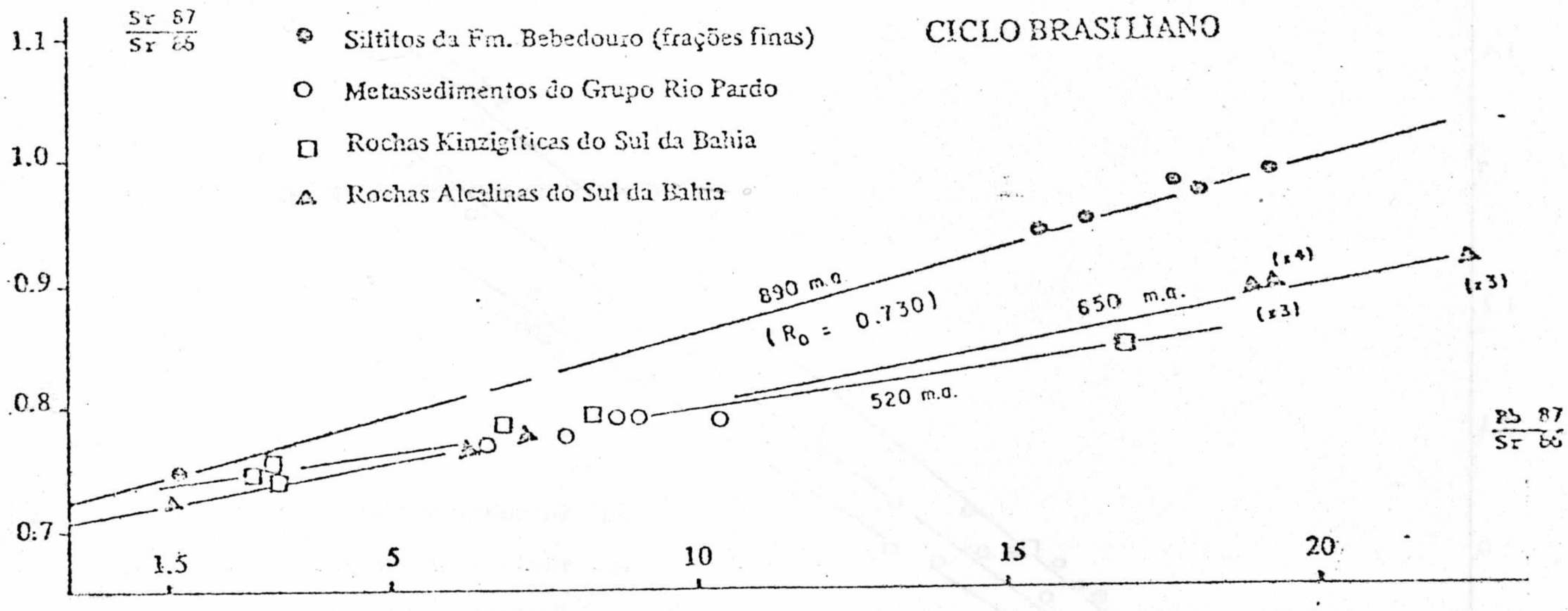
Figura 12 : Resultados analíticos Rb/Sr



(Compilado do Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000, SME, 1978)

Figura 13 : Diagramas isocrônicos rochas dos ciclos Transamazônico, Jequié e anteriores





(Compilado do Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000, SME, 1978)

Figura 14 : Diagramas isocrônicos para rochas dos ciclos Brasiliano e Espinhaço

toda a totalidade da zona orogênica Jequié foi afetada pela orogênese Trans-Amazônica (2.000 m.a.). Admite-se, portanto, em analogia com a metodologia de separação de províncias tectônicas adotada pelos canadenses, que não existe Província Jequié, mas sim uma única Província Trans-Amazônica, onde se encontram rochas formadas em ciclos anteriores. Este comportamento é refletido no diagrama isocrônico da Fig. 13, onde observa-se algumas amostras de rochas granulíticas próximas da isócrona de referência de 2.400 m.a., e seus resultados tem sido interpretados ora relativos a eventos tectono-magmáticos tardios do próprio Ciclo Jequié, ora como valores mistos, decorrentes da sobreposição pelo Ciclo Trans-Amazônico.

c) datações radiométricas em terrenos comprovadamente caracterizados como "greenstone belts", como é o caso do Complexo Serrinha (Pedreira et alii, 1975 e Pedreira e Mascarenhas, 1976/77), acusam idades K/Ar Trans-Amazônicas.

d) tem-se admitido que as rochas vinculadas aos Complexos Jacobina, Contendas-Mirante e Brumado (Pedreira et alii, op.cit.), tenham se formado durante o evento Trans Amazônico. De igual maneira, fragmentos esparsos como aqueles que ocorrem em Licínio de Almeida, Urandi, Riacho de Santana, Xique-Xique e Remanso, teriam se formado em mesma época, ligado a orogênese Trans-Amazônica.

e) após a estabilização da orogênese Trans-Amazônica, esta parte do Craton São Francisco tornou-se estável, não havendo o desenvolvimento de zonas orogênicas do Ciclo Minas-Uruaçuano. Apenas um trecho que vai desde Vitória

da Conquista até Buritirama (faixa NW-SE) foi palco de atividades para-plataformais com reativações durante o Brasiliano (Fig. 10). As demais regiões permaneceram como plataforma estável. As feições mais expressivas desenvolvidas durante o Ciclo Uruaçuano (também chamado Ciclo Espinhaço) são aquelas ligadas à formação das ~~litologias~~ rochas vinculadas ao Super Grupo Espinhaço. Dados isocrônicos das rochas geradas no Ciclo Espinhaço são mostrados na Fig. 14, onde verifica-se isócrona de 580 m.a. para rochas filíticas do Super Grupo Espinhaço Superior (Moutinho da Costa et alii, 1976) e isócronas de 1.100 e 1.500 m.a. para, respectivamente, riolitos do Grupo Rio dos Remédios (Espinhaço inferior) e siltitos da Formação Caboclo (Espinhaço Superior do domínio da Chapada). Essas idades são consideradas como de rejuvenescimento devido a influência da principal fase de dobramento e metamorfismo. O único dado indicativo da atuação do Ciclo Uruaçuano na geração dessas rochas é aquele ligado às datações de U-Pb efetuadas em zircões de metariolitos da localidade de Conceição do Mato Dentro, no Estado de Minas Gerais, considerados como correlatos do Grupo Rio dos Remédios no Estado da Bahia.

f) o início do Ciclo Brasiliano é marcado pela deposição do Super Grupo São Francisco, em época pouco posterior a 1.200 m.a., como mostram as isócronas para siltitos da Formação Bebedouro, base deste Super Grupo (Fig. 14). O ciclo Brasiliano afetou intensamente a zona orogênica Espinhaço, produzindo novas deformações, como mostra claramente a isócrona de 580 m.a. para rochas filíticas do Super Grupo Espinhaço Superior (representado pelo Grupo Santo Onofre).

Wernick e Almeida, 1979, redefinem os limites do Craton São Francisco e organizam os grandes compartimentos tectônicos segundo o esquema da Fig. 15. Vê-se, por esse esquema, que a área do projeto situa-se em quase sua totalidade dentro desta região cratônica, em terrenos do Pré-Cambriano - médio e inferior. Pelo esquema da Fig. 16, ainda dos mesmos autores, essa região cratônica é denominada "Craton São Francisco", sendo aí distinguidos diversos segmentos do tipo "greenstone belts", dos quais fazem parte os segmentos de Urandi e Brumado. Esses autores põem dúvidas, no entanto, sobre a autenticidade desses terrenos, devido a insuficiência de dados geológicos; admitem, no entanto, amplas correlações dos mesmos, conforme mostra claramente o esquema da última figura citada.

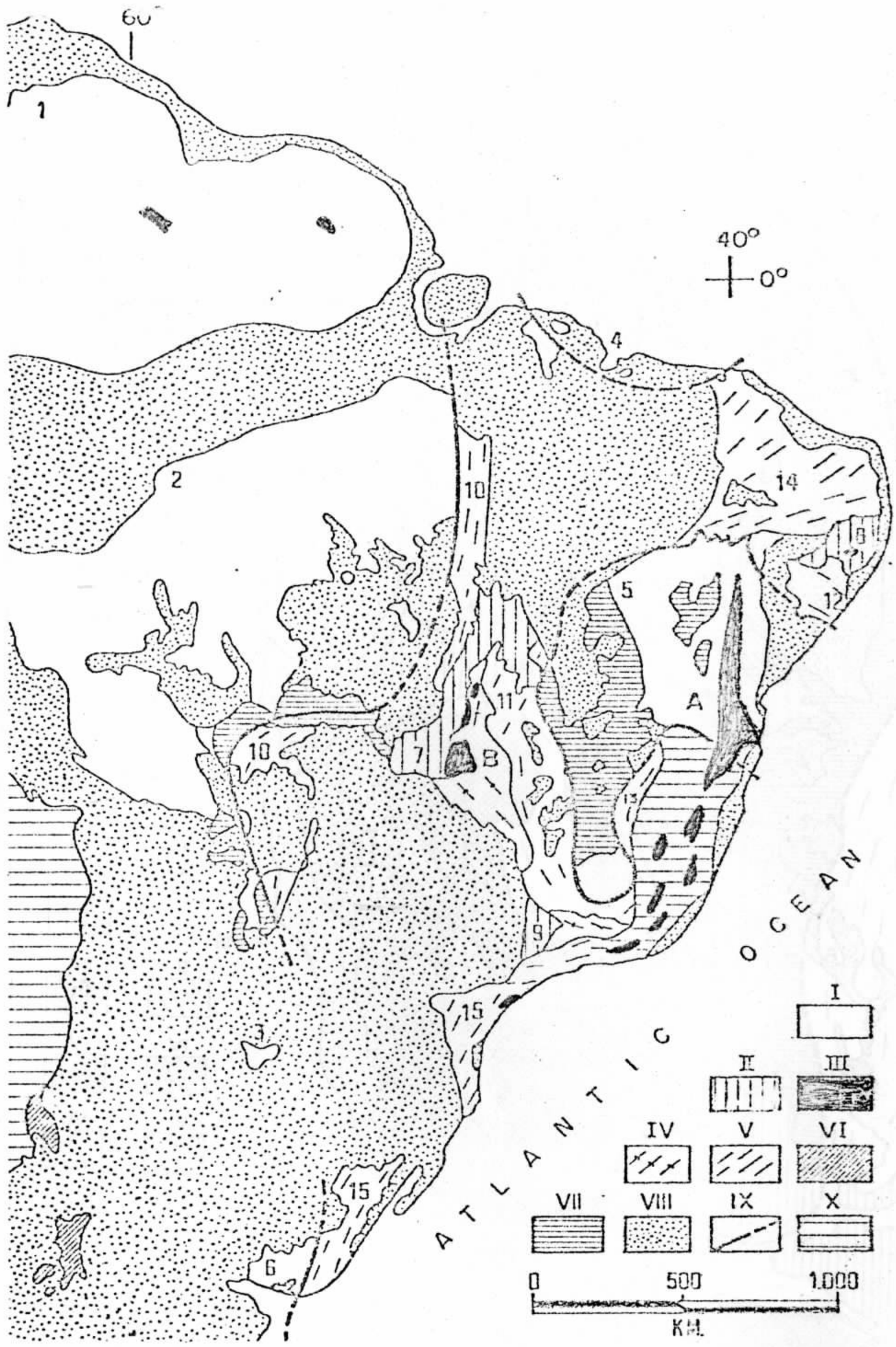
Mais recentemente, uma série de trabalhos têm sido realizados notadamente no Estado de Minas Gerais, e as conclusões mais importantes citamos a seguir:

Scholl e Fogaça (1979) admitem, para a região de Diamantina, a seguinte subdivisão litoestratigráfica para as rochas Pré-Cambrianas que compõem a Serra do Espinhaço: uma unidade mais antiga - Super Grupo Pré-Rio das Velhas, consistindo de rochas graníticas e migmáticas, de idade arqueana. Sobreposto, acha-se o Super Grupo Rio das Velhas, com idades radiométricas muito próximas a 2,5 b.a., o qual é constituído de xistos verdes na base (Grupo Nova Lima) e quartzo-mica xistos e quartzitos na porção superior (Grupo Maquiné). A unidade mais nova é representada pelo Super Grupo Espinhaço, subdividido em seis formações. Admitem esses autores que a unidade basal deste último super grupo, apresenta um nível com conotação magmática (filitos hematíticos), com características de metavulcanito ácido, e chegam mesmo a afirmar a possibilidade

desse nível constituir a rocha matriz dos diamantes encontrados nos conglomerados da Formação Sopa-Brumadinho (base do Super Grupo Espinhaço). Ainda para esses autores, o nome Super Grupo Espinhaço foi dado para as sequências predominantemente quartzíticas que constituem a cordilheira homônima, em substituição à denominação Super Grupo Minas, por Pflug (1965) e definida no Quadrilátero Ferrífero por Dorr et alii (1959), mas admitem os critérios de interdigitação e correlação entre esses dois super grupos. A conceituação desses autores está de acordo com aquela adotada por Schobbenhaus et alii (1978), que colocam esses dois super grupos no mesmo horizonte geocronológico, ou seja 1.800 m.a.. Com relação a idade desta unidade mais nova, Pflug e School (1975, p. 292) admitem, de acordo com as informações radiométricas (Hertz, 1970), um limite inferior de 2.700 m.a. e um superior de 1.350 m.a. (considerando o Super Grupo Minas). O próprio Scholl (1979), reanalizando as datações radiométricas existentes, admite que a idade de sedimentação desta unidade oscila entre 2.500 a 1.800 m.a..

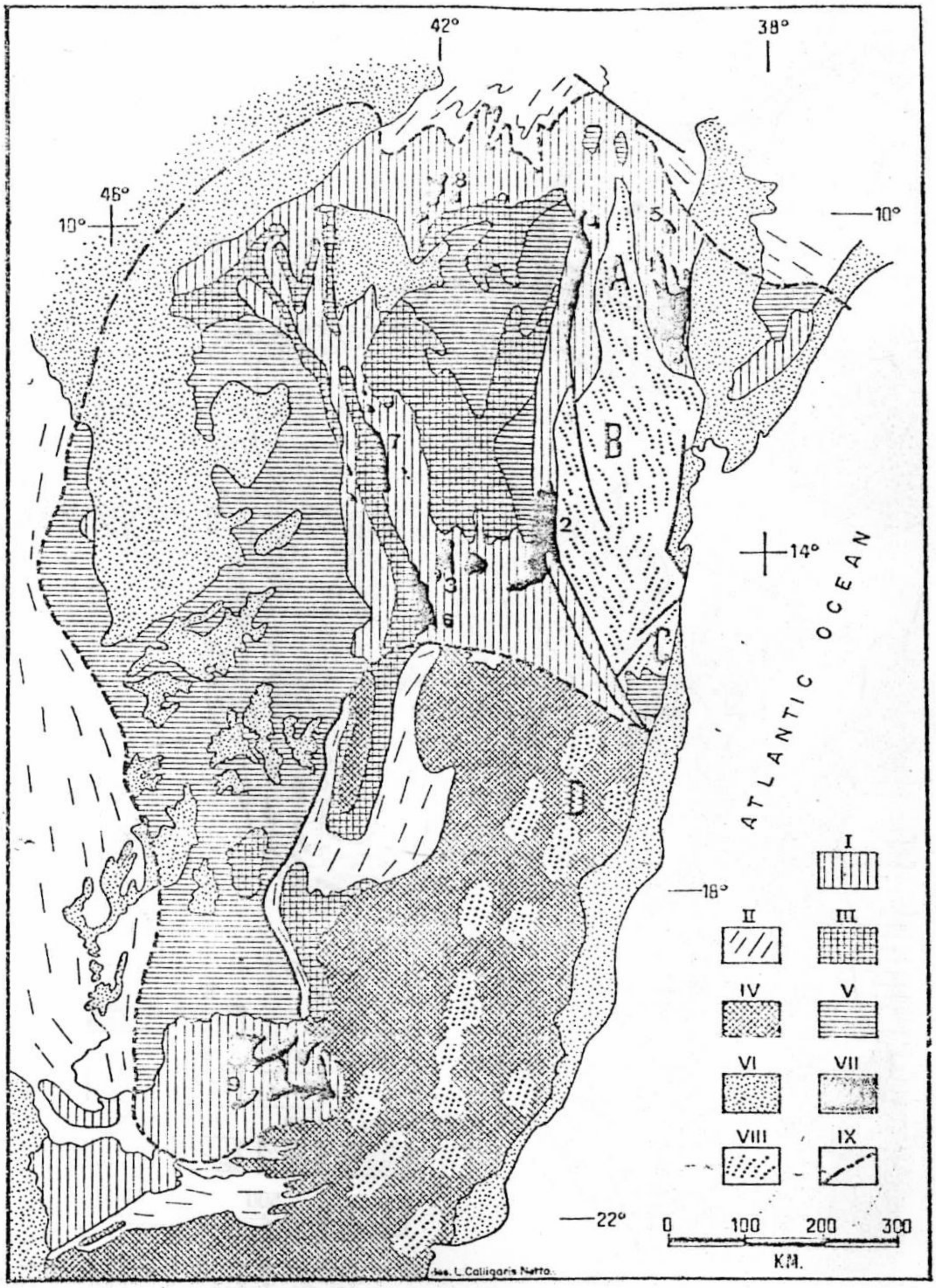
Pelas considerações expostas no parágrafo precedente, vemos que se admite uma ampla variação na idade de sedimentação dos super grupos Minas e Espinhaço (provavelmente correlatos) numa faixa oscilável entre 2.700 m.a. a 1.350 m.a..

Borges et alii (1979) admitem que as litologias do Super Grupo Minas na região de Guanhães-Minas Gerais, que para Pflug (1965) representa um facies eugeossinclinal da sedimentação Minas, sofreram duas fases de metamorfismo: a primeira, atingiu o facies granulito, perfeitamente diagnosticado em rochas carbonáticas, quartzíticas, itabiritos e gnaisses. A segunda fase de metamorfismo foi acompanhada de metassomatose alcalina com hidratação das paragêneses anidras ante



I, Cratons: Guayana (*1*), Guaporé (*2*), Eastern Paraguay (*3*), São Luiz (*4*), São Francisco (*5*) and Rio de La Plata Craton (*6*). *II*, Major Massifs: Central Goias (*7*), Pernambuco-Alagoas (*8*) and Guaxupé Massif (*9*). *III*, Granulitic rocks: Atlantic (*A*) and Goias Granulite Belt (*B*). *IV*, Uruaçu Fold Belt. *V*, Fold belts and fold regions of the Brazilian Cycle: Paraguay-Araguaya (*10*), Brasilia (*11*), Sergipano (*12*) and Araçuai Fold Belt (*13*); Northeastern (*14*) and Southeastern Folded Region (*15*). *VI*, Sierra Pampeanas Massifs. *VII*, Sedimentary cover of the Brazilian Cycle. *VIII*, Phanerozoic sedimentary and volcano-sedimentary cover. *IX*, Craton limits. *X*, Older basement partly remobilized during the Brazilian Cycle.

Figura 15 : Esboço geotectônico da parte oriental da América do Sul, segundo Wernick e Almeida, 1979.



The Atlantic Granulite Belt and the São Francisco Craton.
I, Middle and Early Precambrian areas. *II*, Late Precambrian fold-belts. *III*, Espinhaço Fold Belt and related cover on the Diamantina Plateau. *IV*, Older basement, partly remobilized during the Brazilian Cycle. *V*, Sedimentary cover of the Brazilian Cycle. *VI*, Phanerozoic sedimentary cover. *VII*, Greenstone belts: Serrinhas (*1*), Contendas-Mirante (*2*), Brumado (*3*), Jacobina (*4*), Capim (*5*), Urandi (*6*), Boquira (*7*), Colomi (*8*) and Rio das Velhas (*9*). *VIII*, The Atlantic Granulite Belt: Caraibas (*1*), Jequié (*B*) and Salvador Complex (*C*); minor occurrences in older areas partly remobilized during the Brazilian Cycle (*D*). *IX*, Limits of the São Francisco Craton.

Figura 16 – O cinturão granulítico Atlântico e o Craton São Francisco, segundo Wernick e Almeida, 1979.

riores, que contribuiu para a geração de migmatitos e rochas graníticas.

Hoppe (1980) admite uma discordância na região de Costa Sena (MG) separando as rochas proterozoicas do Super Grupo Espinhaço (2.500 - 1.600 m.a.) daquelas representativas do embasamento arqueano (Super Grupo Pré-Minas), composto de uma unidade granítica mais antiga e uma unidade de xistos mais jovem (tipo: greenstone belt). Admite o autor que durante o proterozoico (1.400 a 1.100 m.a.), as rochas do Super Grupo Pré-Minas foram alteradas por metamorfismo retrógado, enquanto aquelas do Super Grupo Espinhaço ficaram sujeitas a um progressivo metamorfismo regional dinamotermal. Considerando suas paragêneses minerais, esses dois super grupos possuem metamorfismo de baixo grau. Admite ainda o autor que durante o Ciclo Brasiliano (700 - 450 m.a.) as rochas do Super Grupo Espinhaço ficaram submetidas a um termometamorfismo, responsável pela compressão E-W e recristalização de grãos de quartzo, assim como novo crescimento das micas.

Recentemente, Gervásio (inédito), em trabalho de grupo desenvolvido pelo Projeto Porteirinha-Monte Azul, admite uma ampla conotação vulcanogênica para as rochas "filíticas, quartzo-filíticas e quartzíticas" que ocorrem amplamente pelo domínio do lineamento Espinhaço (Serra do Espinhaço) e na região a oriente deste, nas adjacências dos rios Vacaria e Itacambiruçu, inclusive em domínio da Formação Macaubas. Considerando a associação dessa sequência vulcanogênica de caráter ácido, com prováveis derrames de caráter ultrabásico (portadores de textura "spinifex"), o autor chega mesmo a sugerir a possibilidade da referida província se constituir futuramente num "greenstone belt".

4. CLIMA, VEGETAÇÃO E HIDROGRAFIA

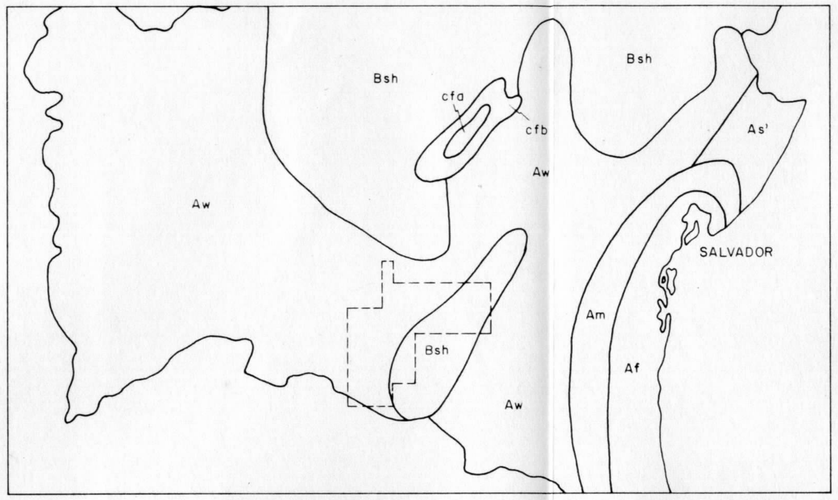
4.1 Clima

A Fig. 17 fornece três modelos de organização climática da parte central do Estado da Bahia, de acordo com as informações compiladas do Atlas Climatológico do Estado (CEPLAB-SEPLANTEC, 1978). A classificação de Koppen é a mais conhecida do Brasil e se baseia essencialmente na medida da intensidade de precipitação e da temperatura e nas características das estações. Segundo Koppen, a área do projeto abrange duas divisões climáticas: AW, que cobre uma maior extensão por todo o ocidente da área, e se caracteriza por um clima tropical quente e úmido, com precipitações superiores a 750 mm anuais, e com duas estações: seca, de maio a outubro e chuvosa, de novembro a abril; Bsh, que cobre uma parte da extremidade oriental da área (Brumado, Ituaçu, Tanhaçu), caracterizando-se por clima semi-árido, quente, com precipitações inferiores a 730mm anuais, e em alguns setores, inferiores a 500 mm. As chuvas caem igualmente no período de novembro a abril.

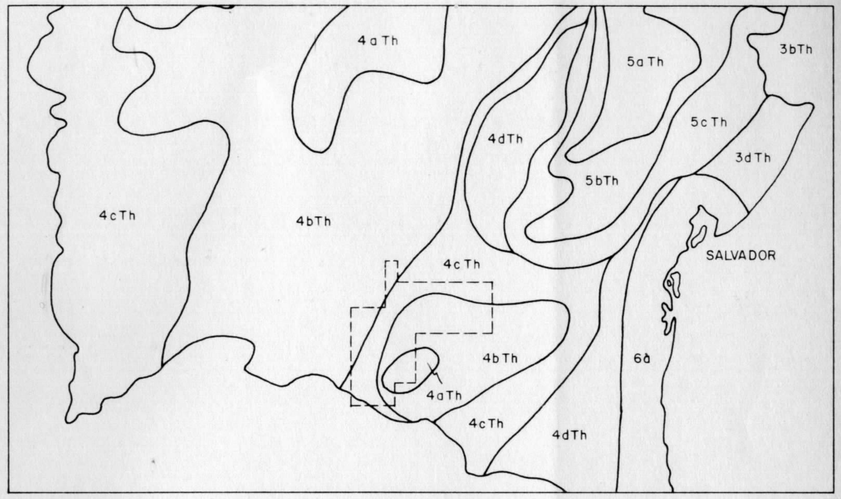
A classificação de Gaussen aproxima-se da idéia de "ritmo", quando abandona as médias anuais (utilizadas por Koppen), e considera as variações de temperatura e precipitações no decorrer do ano, através das médias mensais. Segundo Gaussen, a área do projeto abrange quatro divisões: 4bTh, que cobre toda a porção sudeste da área (Brumado, Ibitira, Caculé, etc.), e uma pequena porção da extremidade noroeste (arredores de Guanambi), estando incluida na região Xeroquimênica , sub-região Termoxeroquimênica, caracterizada por possuir clima tropical, com um período de seca de 5 a 6 meses no inverno; 4cTh, zonada mais para o centro da primeira, ocorre em terrenos dos municípios de Caetité, Urandi, Tanhaçu e Livramento

CPRM

A Tipos Climáticos (segundo Köppen)



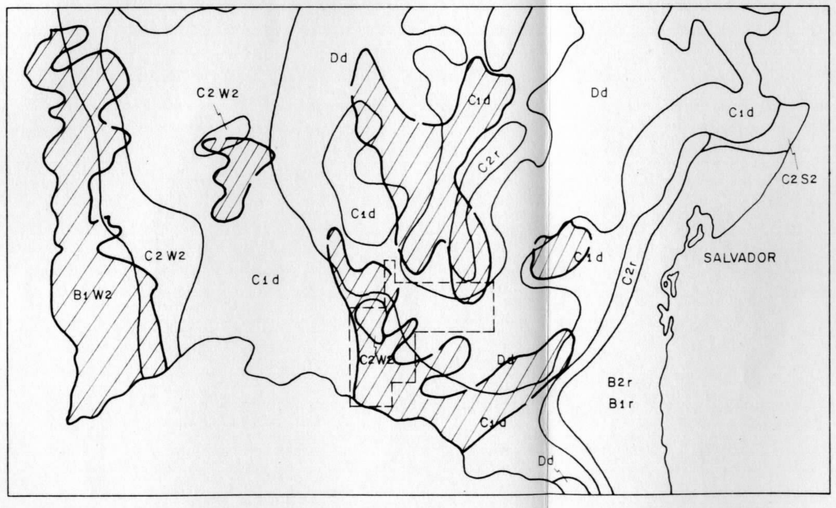
C Regiões Bio-climáticas (sgundo Gaussen)



0 150 300 450 Km

Escala dos mapas

B Tipos Climáticos (segundo Thornthwaite)



Legendas

A

QUENTES E ÚMIDOS

- Af — Sem estação seca
- Am — Estação seca compensada pelos totais anuais elevados
- As' — Estação seca no verão.
- Aw — Estação seca no inverno

MESOTÉRMICOS

- Cfa — Verões quentes sem estação seca
- Cfb — Verões frescos sem estação seca

SEMI-ÁRIDO QUENTE

- Bsh — Semi-árido quente

B

CLIMAS ÚMIDOS

- B2r-B1r — Úmido, c/pequena ou nenhuma deficiência hídrica
- C2r — Úmido, sub-úmido c/pequena ou nenhuma deficiência hídrica
- B1W2 — Úmido c/grande deficiência no Inverno
- C2W2 — Úmido sub-úmido c/grande def. no Inverno
- C2S2 — Úmido sub-úmido c/grande def. no Verão

CLIMAS SECOS

- C1d — Seco, sub-úmido
- Dd — Semi árido

Limite de áreas mesotérmicas

C

SECA VERÃO

- 3bTh — Xerotérica – Termo mediterrânea - c/5 a 6 meses secos.
- 3dTh — Xerotérica – Sub-mediterrânea - c/1 a 2 meses secos.

SECA NO INVERNO

- 4aTh — Xeroquimênica – Termo-xeroquimênica - c/7 a 8 meses secos.
- 4bTh — Idem, c/5 a 6 meses secos
- 4cTh — Idem, c/3 a 4 meses secos
- 4dTh — Xeroquimênica – Sub-termoxérica c/1 a 2 meses secos.

C/2 EST. SECAS

- 5aTh — Bixérica - Termobixérica c/7 a 8 meses secos
- 5bTh — Idem, c/5 a 6 meses secos
- 5cTh — Idem, c/3 a 4 meses secos

EQUAT.

- 6a — Termoxérica – Eutermoxérica, sem meses secos

Figura 17 - Regiões e tipos climáticos

do Brumado, estando incluida na mesma região e sub-região discutida anteriormente, mas com a característica de possuir um período de seca menos longo no inverno (3 a 4 meses); finalmente, 4aTh, ocupa pequena porção da extremidade sudeste da área, estando incluída na mesma região e sub-região climáticas, com a característica de possuir um período muito longo de seca no inverno (7 a 8 meses).

A classificação de Thornthwaite é semelhante a de Koppen, em seu caráter quantitativo, diferindo porque ele introduziu, em vez dos valores absolutos da temperatura e da pluviosidade, os valores da eficiência da temperatura e da umidade. Segundo este autor, a área do projeto abrange três tipos climáticos: Cld, pela extremidade sudoeste da área (Urandi-Caculé-Guanambi), pertencendo a um clima seco, sub-úmido, com pequeno ou nenhum excesso de água. As temperaturas são mesotérmicas e o índice hídrico varia de 0 a -20; C2W2, abrange pequena área nos arredores de Caetité, sendo caracterizado por um tipo de clima úmido/sub-úmido, mesotérmico, com grande deficiência no inverno. O índice hídrico varia de +20 a 0; finalmente, o tipo Dd, abrangendo toda a parte oriental da área (Brumado-Ituaçu-Tanhaçu), sendo caracterizado por um clima seco, semi-árido. O índice hídrico varia de +20 a -40.

4.2 Vegetação

A vegetação é uma função do clima reinante. De acordo com o Mapa Fitogeográfico do Estado da Bahia, CARDOSO DA SILVA et alii (1967), ocorrem dois distintos tipos de vegetação natural na área do projeto: a noroeste da área (Caetité S. Timóteo-Ibitira-Caculé), onde predominam climas úmidos e sub-úmidos, a vegetação é do tipo cerrado, densa e contínua, de natureza semi-agreste e porte médio. A sudeste da área(Bru

mado, Ituaçu, Tanhaçu, Urandi, etc), onde o clima varia para tipos semi-áridos, a vegetação é do tipo caatinga de tabuleiro, condicionando o aparecimento de uma flora essencialmente agreste.

A pedologia da área também é controlada não somente pelo clima, mas também pela litologia. A noroeste da área (Caetité-Ibitira-Caculé-Urandi), o manto de alteração rochosa é muito espesso, sendo melhor desenvolvido em litologias de natureza ferro-magnesianas (rochas básicas e granolitos), que fornecem solos lateríticos, argilosos e areno-argilosos, grumosos, coloração ocre. Em terrenos onde predominam rochas cisalhadas de natureza dominantemente básica, com grau de sericitização elevado, ocorre um solo síltico-argiloso, pouco coeso e pulverulento, originando uma poeira muito fina (zona da serra do Espinhaço e trechos de sua borda oriental e ocidental). Mais para leste, onde o clima varia para tipos semi-áridos (leste de Ibitira, Brumado, Ituaçu, Tanhaçu, etc.), o solo tem o seu perfil menos desenvolvido, originando diversos tipos de natureza areno-argilosa (terrenos de migmatitos, granitos), e outros esparsamente lateríticos (mistura de litologias ácidas e básicas).

4.3 Hidrografia

A quase totalidade da área do projeto co-participa da bacia hidrográfica do rio de Contas. Apenas a área situada pelo extremo ocidental pertence a bacia de drenagem do rio São Francisco. A serra do Espinhaço constitui o grande divisor de águas dessas duas grandes bacias hidrográficas.

O rio de Contas nasce na serra homônima, onde o seu curso inicial, na direção N-S, é controlado pela estrutu-

tura. Nas imediações de Brumado, desvia o seu trajeto na direção W-E, sendo daí por diante o seu curso controlado pelo declive natural do terreno em direção ao oceano. Os seus principais afluentes são os rios Brumado, Rio do Antonio e São João, configurando um modelo geral do tipo pinado.

Com relação a bacia do rio São Francisco, merece citação os sub-afluentes representados pelo rio Carnaiba de Dentro, que drena a região circunvizinha a Guanambi e rio Verde, que drena a região próxima a Urandi. Esses rios são represados em seus cursos e formam os açudes de Ceraima, a SE de Guanambi, e Estreito, em Espinosa.

Com relação ao regime de fluxo, os afluentes principais possuem uma grande variação e os sub-afluentes podem, em determinadas épocas do ano, ter o seu fluxo interrompido. A maior ou menor variação neste regime é uma função do índice pluviométrico anual para a região situada na área de influência da bacia de drenagem.

5. GEOMORFOLOGIA

Do ponto de vista geomorfológico, a área caracteriza-se por apresentar diversos aspectos paisagísticos, cujo modelado foi condicionado pela atuação conjugada de diversos fatores dinâmicos, atuando no tempo sobre componentes estáticos, formados pelos grandes arcabouços lito-estruturais. As variações climáticas sasonais, atuantes desde o Terciário Inferior, condicionaram o surgimento de componentes de degradação do relevo, modelando-o em formas mais diversas, mutáveis no tempo e no espaço, e cujos principais testemunhos de sua atuação são refletidos nas superfícies de erosão relacionadas aos ciclos Sul-Americano (Terciário Inferior), Soledade (Terciário Médio-Superior) e Velhas (Terciário Superior).

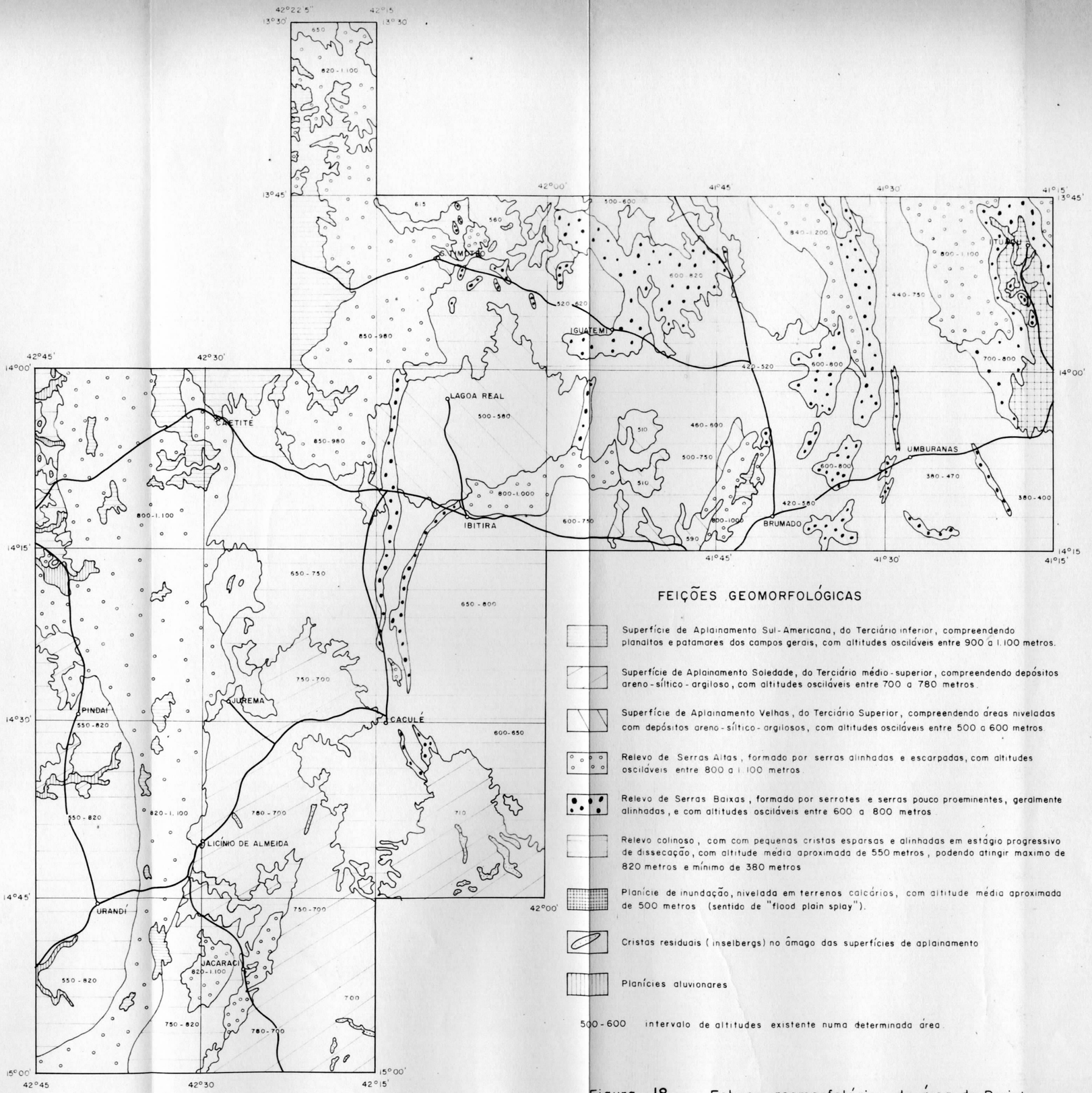
As feições mais importantes estão representadas pelas superfícies de aplainamento, relevo de serras altas, relevo de serras baixas, relevo colinoso, relevo de cristas residuais (inselbergs), planícies de inundação e aluvionares (Fig. 18).

5.1 Superfícies de Aplainamento

Do ponto de vista da morfogênese, a atuação dos processos de formação do relevo se processou em fases erosivas, cujas evidências retrocedem ao Terciário inferior. Estas superfícies de aplainamento, dissecadas em vários ciclos, são representadas pelos diversos níveis, que segundo King (1956), são os seguintes:

a) Superfície de aplainamento Sul-Americana (ou Eógena, de Tricart & Silva, 1968), do Terciário Inferior, compreendendo planaltos e patamares dos campos gerais, cujas al

CPRM



FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS

Superfície de Aplainamento Sul-Americana, do Terciário inferior, compreendendo planaltos e patamares dos campos gerais, com altitudes oscilláveis entre 900 a 1.100 metros.

Superfície de Aplainamento Soledade, do Terciário médio-superior, compreendendo depósitos areno-siltico-argiloso, com altitudes oscilláveis entre 700 a 780 metros.

Superfície de Aplainamento Velhas, do Terciário Superior, compreendendo áreas niveladas com depósitos areno-siltico-argilosos, com altitudes oscilláveis entre 500 a 600 metros.

Relevo de Serras Altas, formado por serras alinhadas e escarpadas, com altitudes oscilláveis entre 800 a 1.100 metros.

Relevo de Serras Baixas, formado por serrotes e serras pouco proeminentes, geralmente alinhadas, e com altitudes oscilláveis entre 600 a 800 metros.

Relevo colinoso, com com pequenas cristas esparsas e alinhadas em estágio progressivo de dissecação, com altitude média aproximada de 550 metros, podendo atingir maximo de 820 metros e mínimo de 380 metros.

Planície de inundação, nivelada em terrenos calcários, com altitude média aproximada de 500 metros (sentido de "flood plain splay").

Cristas residuais (inselbergs) no âmago das superfícies de aplainamento.

Planícies aluvionares.

500-600 intervalo de altitudes existente numa determinada área.

ESCALA APROXIMADA

1 : 650.000

Figura 18 - Esboço geomorfológico da área do Projeto

titudes oscilam entre 900 a 1.100 metros. Apresenta-se modelada na configuração morfológica da serra do Espinhaço, em terrenos quartzíticos e xistosos, como também pelo oriente desta, em terrenos de granitóides e granolitos, e bem mais para leste, nas serras das Éguas e de Ibitira, em terrenos metamórficos e parcialmente carbonatados. Vê-se, pela simples inspeção da Fig. 18, que esta superfície modelou-se em terrenos litologicamente diferentes, possuindo uma ampla distribuição supercial.

b) Superfície de Aplainamento Soledade, assim denominada em analogia ao ciclo de erosão modelador de igual nome (Meunier, 1961). Apresenta ampla área de distribuição pela extremidade sudeste da área do projeto, a oeste e sul de Caculé, modelada em terrenos granitoides arqueanos, com grau de isotropismo elevado, sendo caracterizada por extensas coberturas areno-argilosas, pouco lateritizadas, e com altitude média aproximada de 700 metros, apresentando um ligeiro caimento para nordeste.

c) Superfície de Aplainamento Velhas, assim denominada em analogia ao ciclo erosivo modelador também de igual nome (King, op. cit.), também intitulada de Neógena por Tricart e Silva (op. cit.). Apresenta ampla distribuição superficial para leste da área do projeto, nivelada no relevo colinoso e dissecado pelos afluentes da bacia hidrográfica do Rio de Contas, sendo caracterizada por extensas áreas de coberturas argilo-síltica-arenosas, fracamente lateritizadas, com altitude média por volta de 550 metros, e com caimento suave para leste.

5.2 Relevo de Serras Altas

Este tipo de relevo é representado na área pelas

configurações geomórficas das serras do Espinhaço e Jurema, a ocidente, e pelas serras de Ibitira, das Éguas e de Rio de Contas, a oriente. São feições geomórficas proeminentes, moldadas em diferentes domínios litológicos, como quartzitos e milonito xistos (serra do Espinhaço), granitoides e granolitos (serra da Jurema), rochas metamórficas variadas, compreendendo predominantemente tipos básico-ultrabásicos, em associação com rochas calco-silicatadas, carbonatadas e quartzo-ferruginosas (serras de Ibitira e das Éguas) e metassedimentos - diversos do domínio da Chapada Diamantina (serra do Rio de Contas). A variação na componente litologia geralmente é refletida nas formas aguçadas ou profundas do relevo. As formas de escarpas abruptas, topos aplainados e "canyons" são características deste tipo de relevo pseudo-apalachiano.

5.3 Relevo de Serras Baixas

Compreende serras e serrotes de médio a pequeno porte, que formam cinturões comumente descontínuos, porém norteando sempre direções preferenciais. Este tipo de relevo é na maioria das vezes controlado pela componente estrutural(falhas transcorrentes), sofrendo menor influência da componente litologia. Pode,em algumas vezes,realçar um determinado nível litológico, mas sempre vinculado a um controle estrutural.Processos hidrotermais de preenchimento de fraturas abertas - (quartzo de veio), assim como a atuação de outros ligados a períodos paleo-climáticos, podem contribuir para a formação de crostas silicosas e silexíticas, que em muitos locais aparecem na morfologia sustentando pequenas cristas de rochas ultrabásicas. As altitudes são moderadas, oscilando entre 600 a 800 metros.

5.4 Relevo Colinoso

Estende-se a oriente e ocidente do grande divisor de águas representado pela serra do Espinhaço. A dissecação do relevo se faz progressivamente à partir do divisor para as baixadas das bacias hidrográficas do rio de Contas, a oriente, e do rio São Francisco, a ocidente. Caracteriza-se por formas de relevo ondulado, em sua maior extensão desprovido de orientação (tipo "meia laranja"), podendo adquirir, localmente, um padrão levemente orientado. Desenvolve-se sobre terrenos do Complexo Migmático-Plutônico e sobre os metamorfitos do Complexo Brumado-Urandi, atingindo altitudes variáveis que oscilam desde 350 metros na baixada do rio de Contas, até 800 metros, próximo a serra do Espinhaço.

5.5 Relevo de Cristas Residuais

As cristas residuais ("inselbergs") quebram a monotonia do relevo aplainado das superfícies de erosão, pelo fato de aparecerem ora isoladas, ora formando um pequeno rosário de serrotes. Funcionam como resistatos aos processos de erosão diferencial, pois os sucessivos ciclos erosivos que atuaram desde o Terciário não foram suficientemente enérgicos a ponto de desgastá-las, sendo portanto, os testemunhos dos processos de degradação do relevo. Ocorrem notadamente na extremidade sudeste da área, ao sul de Caculé, no meio da superfície aplainada Soledade, que possui altitude média aproximada de 700 metros. Subordinadamente, ocorrem alguns "inselbergs" no âmago da superfície Velhas, a leste de São Timóteo.

5.6 Planície de Inundação

Na região de Ituaçu, extremidade nordeste da área,

a rede de drenagem que desce das escarpas de serras da extremidade sul da Chapada Diamantina modelou, sob a influência do tipo litológico presente (calcário do Grupo Una), um anfiteatro de erosão, atualmente em estágio de entulhamento progressivo, devido a corrida de leques aluvionares que descem das escarpas de serras e recobrem em grande parte o relevo calcário, deixando apenas transparecer algumas mesetas. Este tipo de planície (sentido de "flood plain splay") acha-se situada 150 metros acima da planície tipicamente aluvial do rio de Contas.

Também a oeste da serra do Espinhaço, o entulhamento progressivo dos contrafortes de serras promove a corrida de leques detríticos aluvionares, que se espalham pelas baixadas, nivelando-as. Depósitos desse tipo são observados a oeste da serra do Espinhaço, ao longo das drenagens que convergem para a baixada de Guanambi, que na dependência do regime de fluxo, é periodicamente inundada e preenchida de sedimentos inconsolidados.

6. ESTRATIGRAFIA

No atual estágio do conhecimento geológico sobre o Estado da Bahia, ainda é questionável a problemática que envolve terrenos arqueanos, tanto do ponto de vista genético, como no que diz respeito ao relacionamento estratigráfico-estrutural e a ordenação geocronológica dos diversos compartimentos geotectônicos que os representam. Esta dificuldade é refletida pelo elevado estágio de alteração retrometamórfica das grandes unidades envolvidas, quase sempre afetadas por eventos policíclicos de deformação, que não só funcionam como os agentes responsáveis pela forte transposição paralela, como também pela modificação textural e mineralógica, devido às mudanças no campo de estabilidade das paragêneses originais.

A coluna aqui proposta (Tab. 1) reflete a dificuldade encontrada na ordenação vertical das unidades. Os dados geocronológicos existentes, em sua maior parte, não acusam a idade de formação, mas sim e quase sempre diagnosticam fases policiclicas deformantes que se impuseram em épocas posteriores, com uma tendência de homogeneização isotópica para o último evento tectonotermal. Em vista disso, diversos parâmetros precisaram ser considerados para a caracterização crono-estratigráfica dos diversos compartimentos, citando-se como os mais importantes os seguintes: o relacionamento entre os mesmos, o padrão geotectônico peculiar a cada compartimento, as modificações causadas pela tectônica, principalmente no tocante as mudanças texturais e mineralógicas e o comportamento químico das unidades litológicas envolvidas.

São a seguir expostas algumas considerações que se admitem para a coluna enfocada:

a) os complexos Migmático-Plutônico e Brumado-Urandi possuem um padrão comum de evolução estrutural, refletido pela organização geotectônica do conjunto, que parece ser o resultado de um desenvolvimento em estágio permóvel da crosta arqueana. Os contatos são geralmente transicionais e quase sempre afetados por zonas cisalhantes de natureza transcorrente. Muito embora os poucos dados radiométricos acusarem idades Trans-Amazônicas para o Complexo Brumado-Urandi, acredita-se que essas idades não estejam refletindo a época de formação, mas sim rejuvenescimentos por ciclos tectonotermais posteriores. Com relação ao Complexo Migmático-Plutônico, existem referências de idades arqueanas para rochas graníticas - situadas nas imediações de Aracatu e Brumado (3.100m.a. Rb-Sr), assim como evidências de vigorosa re-homogeneização isotópica (a nível de rocha total, sistema Rb-Sr) no ciclo Trans-Amazônico (1.800 - 2.600 m.a.). Existem também evidências radiométricas de rejuvenescimento isotópico do ciclo Brasiliano (sistema K-Ar) em rochas graníticas e migmatíticas do segmento de Ibitira (486 $\pm$ 12 e 646 $\pm$ 16 m.a., respectivamente).

b) as rochas granolíticas, enquadradas dentro do complexo de igual nome foram, por questão de sistemática descritiva, desvinculada do Complexo Migmático-Plutônico e discutidas em capítulo separado. São, no entanto, rochas formadas sob condições plutônicas e geradas provavelmente no Arqueano. Postula-se, neste trabalho, que o principal evento granolitizante esteja ainda ligado a um estágio permóvel da crosta arqueana, isto sob a influência da elevação do fluxo térmico em domínios tensionais

Era	Idade de formação	Idade de rejuvenescimento	Espessura média em metros	Formação	Domínio da Chapada Diamantina	Domínio da Serra do Espinhaço	Idade de formação	Idade de rejuvenescimento
CENOZÓICO	PALEOC – HOLOCENO <0.065 b.a	—	COBERTURAS DETRÍTICAS E ALUVIONARES				PALEOC – HOLOCENO < 0.065 b.a.	—
PRÉ-CAMBRIANO	PROT. SUP. 1.000 m.a	NÃO EXISTEM DADOS	250	FORMAÇÃO SALITRE	GRUPO UNA	SUPER GRUPO SÃO FRANCISCO	PROT. SUP. 1.000 m.a.	NÃO EXISTEM DADOS
			100	FORMAÇÃO BEBEDOURO				
	PROT. MÉDIO 1.2 b.a	—	INTRUSIVAS BÁSICAS (T)				PROT. MÉDIO 1.2 b.a	—
	NÃO EXISTEM DADOS RADIOMÉTRICOS ADMITE-SE PROT. MED. (CÍCLO ESPINHAÇO – 1.7 – 1.8 b.a)	PROTEROZÓICO MÉDIO CÍCLO ESPINHAÇO (URUAÇUANO) – 1.150 m.a.	700	FORMAÇÃO TOMBADOR pЄt	GRUPO CHAPADA DIAMANTINA (LAVRAS)	SUPER GRUPO ESPINHAÇO	NÃO EXISTEM DADOS RADIOMÉTRICOS ADMITE-SE PROT. MED. CICLO ESPINHAÇO – 1.7 – 1.8 ba	PROTEROZÓICO SUPERIOR CICLO BRASILIANO — 580 m.a. (AROX.)
			540	pmar	GRUPO PARAGUAÇU			
			660	pfl				
			550	pqt4, pqt3				
			850	cg, pqt2				
			105	pqt1				
			90	st, pcg				
			200	rrqt, rr	GRUPO RIO DOS REMÉDIOS			
	PROT. INF. CÍCLO TRANS – AMAZ. (1.9-2.0 b.a)	NÃO EXISTEM DADOS	GRANITOS INTRUSIVOS (γ)				PROT. INF. CÍCLO TRANS – AMAZ. (1.9-2.0 b.a)	NÃO EXISTEM DADOS
	ARQUEANO ?	CÍCLO JEQUIÉ (2.7 b.a) TRANS.-AMAZ. (1.9 b.a)	COMPLEXO GRANOLÍTICO				ARQUEANO ?	CÍCLO JEQUIÉ (2.7 b.a) TRANS.-AMAZ. (1.9 b.a)
	ARQUEANO > 3.000 m.a	CÍCLO TRANS-AMAZ. (1.8-2.1 b.a) CÍCLO BRASILIANO (450-650 m.a)	COMPLEXO MIGMÁTICO PLUTÔNICO		COMPLEXO BRUMADO-URANDI		ARQUEANO ? NÃO EXISTEM DADOS GEOC.	Admite-se rejuvenesc. pelos cíclos Trans-Amazônico e Brasiliano.

Tabela 1 – Coluna cronoestratigráfica da área do projeto

transcorrentes (*) durante a movimentação dos paleo-núcleos. As idades atualmente disponíveis (2.680 m.a.- Rb Sr) representam provavelmente idades de rejuvenescimento pelo ciclo tectonotermal Guriense, muito embora na concepção de Jardim de Sá, et alii (1976), esse valor é reflexo da influência do ciclo Trans-Amazônico.

c) investigações de campo associadas a dados petrográficos e químicos, conduziram a admitir que dentro do lineamento Espinhaço existem, em íntima associação, rochas vulcânicas xistificadas e alteradas hidrotermalmente com quartzitos, todo o conjunto afetado por ciclos tectônicos polifásicos (na área, são referenciadas apenas idades do Ciclo Brasiliano, mas fora desta, os dados radiométricos oscilam entre 2.000 - 1.300 m.a.). Para algumas rochas quartzíticas, admite-se sua correlação com sedimentos clásticos proterozoicos, e para as metavulcânicas uma correlação com os litofacies do Complexo Brumado-Urandi. Levando-se em consideração uma maior dominância de litotipos provavelmente correlatos àqueles

---

(*) emprega-se neste relatório os termos "transcorrência","movimentos transcorrentes" com duas conotações: a primeira, é ligada a movimentos tangenciais intensos que ocorreram durante a movimentação dos paleo-núcleos, ainda em estágio permóvel; a segunda é usada no sentido mais corriqueiro de grandes movimentos tangenciais de placas litosféricas rígidas. Esses movimentos atuaram em épocas distintas, às vezes com superposição. A distinção entre os mesmos se faz no texto.

que ocorrem nos segmentos de Urandi e Licínio de Almeida, considerados por Moutinho da Costa et alii (1976) como vinculados a Associação Pré-Espinhaço, e na impossibilidade de proceder uma criteriosa separação de tecto - facies pré-Espinhaço de outros considerados como de idade proterozoica, achou-se, por conveniências outras, preservar a denominação de SUPER GRUPO ESPINHAÇO para a referida sequência, inclusive mantendo a sua mesma posição cronoestratigráfica no Proterozóico Médio, muito embora se façam as restrições devidas no capítulo concernente a sua descrição.

d) existem substanciais evidências de manifestações graníticas de caráter intrusivo na região a leste de Brumado. Admite-se que esta granitização esteja ligada ao ciclo Trans-Amazônico.

e) a implantação do ciclo Uruaçuano foi marcada pela sedimentação de caráter paraplataformal das unidades que atualmente ocorrem nos domínios geotectônicos da Chapada Diamantina e Serra do Espinhaço, cuja idade de formação está entre 1.400 - 1.700 m.a.

f) as manifestações intrusivas de caráter básico afetaram amplamente as unidades da área, inclusive as rochas do domínio geotectônico da Chapada Diamantina, sendo sua idade de colocação na fase terminal do evento Uruaçuano (1.100 - 1.200 m.a.).

g) o ciclo Brasiliano é caracterizado pela sedimentação das unidades que compõem o então conhecido Super Grupo São Francisco, representando na área pelas rochas do Grupo Una, cujo início do ciclo de sedimentação é atribuido a 1.100 m.a. e a de metamorfismo incipiente a 600

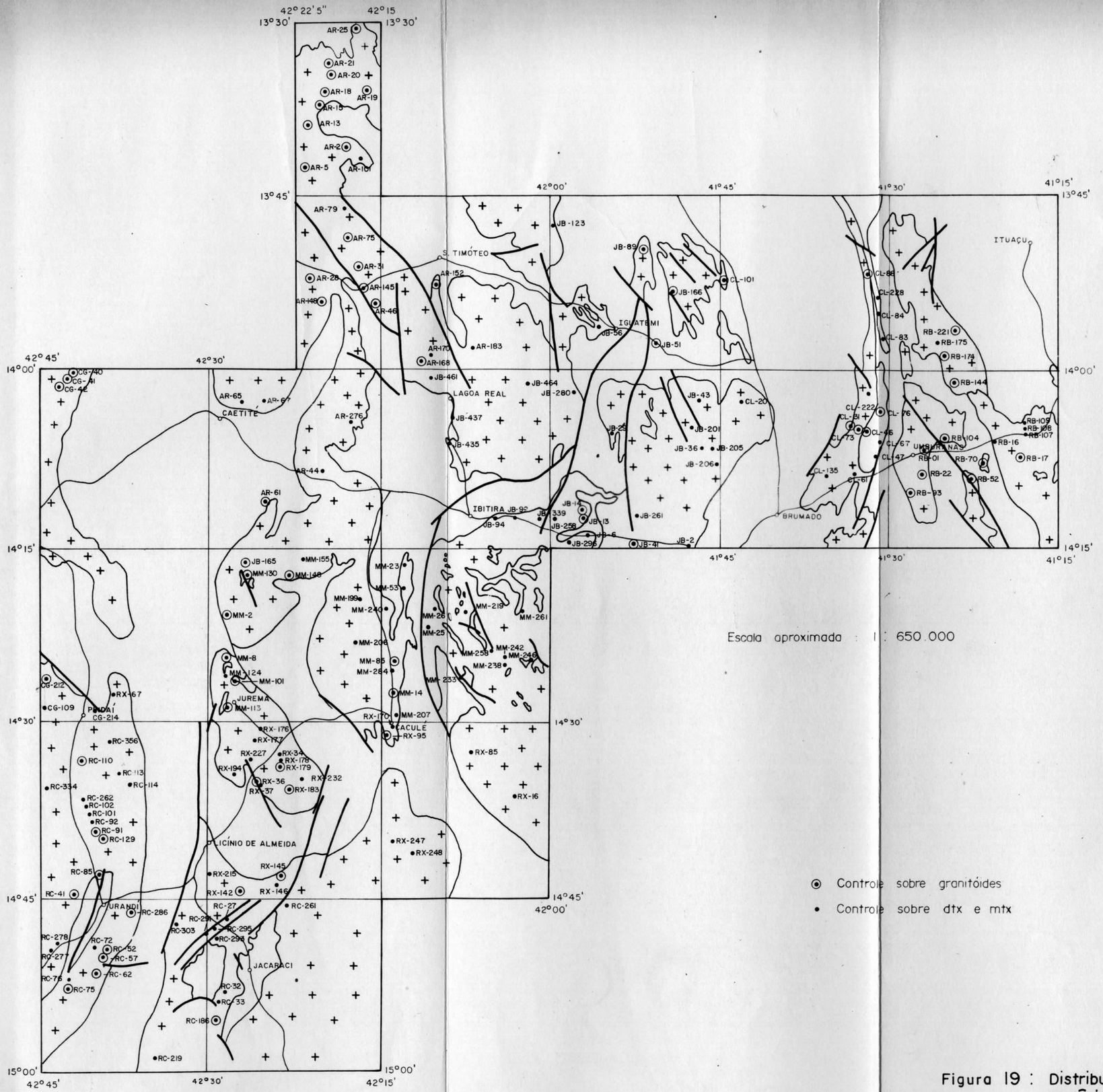
m.a..

h) a litoestratigrafia foi feita apenas para os grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu, Chapada Diamantina (Lavras) e Una. Como para os complexos Migmático-Plutônico, Brumado-Urandi e Granolítico e Super Grupo Espinhaço, não foi possível proceder uma ordenação litoestratigráfica, então preferiu-se dar a coluna um caráter puramente cronoestratigráfico.

6.1 Complexo Migmático-Plutônico

Englobou-se no Complexo Migmático-Plutônico aquelas rochas formadas em condições de grande profundidade, num campo de temperatura e pressão tal, capaz de gerar processos-anatéticos, parautóctonos, intrusivos, metassomáticos e granolitizantes. Por uma questão de sistemática, as rochas do Complexo Granolítico não foram situadas dentro do Complexo Migmático-Plutônico, devido ao fato delas possuirem uma suite composicional muito vasta, o que mereceu sua individualização - dentro de um complexo distinto, com características petrogenéticas peculiares.

O Complexo Migmático-Plutônico abrange mais da metade da extensão superficial da área do Projeto (55%), ou seja, uma área equivalente a 7.640 km^2 (Fig. 19). O seu modo de ocorrência é como núcleos ovalados ora com dimensões batolíticas, como os que ocorrem em Tanhaçu, Ibitira-Caculé-Rio do Antonio, Irundiara-Mortugaba, Pindaí, Guanambi e Maniaçu; ora apresentam dimensões menores, como os que ocorrem em Jurema e Tamboril. Esses núcleos são sempre circunscritos pelas rochas do Complexo Brumado-Urandi, num padrão organizacional bem ca



Escala aproximada : 1 : 650.000

⊙ Controle sobre granitóides

• Controle sobre dtx e mtx

Figura 19 : Distribuição superficial do Complexo Migmático Plutônico e pontos analisados

racterístico da estruturação arqueana.

Os contatos entre esses núcleos e as rochas do Complexo Brumado-Urandi são em sua maior parte cisalhados, de natureza transcorrente. Às vezes o cisalhamento é tão intenso, de modo a transformar a periferia dos núcleos em verdadeiros biotita gnaisses cataclásticos, ou mesmo biotita xistos cataclásticos, confundíveis, às vezes, em aspecto macroscópico, com aqueles do Complexo Brumado-Urandi.

As rochas do Complexo Migmático-Plutônico apresentam uma ampla suite composicional. Tomando-se como parâmetro o aspecto macro-estrutural, pode-se distinguir dois agrupamentos distintos: um de aspecto isotrópico a semi-isotrópico, enquadrado na terminologia genérica de GRANITOIDES; e outro, com estruturas migmáticas "homophanous" e heterogêneas foi individualizado em planta como, respectivamente, diatexitos e metatexitos. O termo "homophanous" está de acordo com o empregado por Sederholm (1923), para denotar não apenas a natureza homogênea dessa rocha, como também, simultâneamente, sua estrutura maciça. O critério utilizado para a distinção dos granitoides dos migmatitos "homophanous" foi o seguinte: quando a suite "homophanous" abrange larga extensão superficial, sem mostrar relíquias estruturais migmáticas, foi enquadrada como - granitoide; quando, no entanto, em associação com a suite "homophanous" conseguiu-se observar estruturas migmáticas apre - sentando avançado estágio de mobilidade mecânica (nebulítica e "schlieren"), passou-se esta a ser individualizada como diatexitos.

A planta da Fig. 20 mostra, simplificadamente, a distribuição das grandes unidades litológicas que ocorrem na área, numa tentativa de mostrar o arcabouço tectônico global

e o relacionamento espacial entre estas macro-unidades.

6.1.1 Migmatitos heterogêneos (metatexitos)

Enquadrou-se como migmatitos heterogêneos aqueles onde a fração paleossomática é perfeitamente distinta da fração neossomática. Nesta categoria situam-se os metatexitos.

Essas rochas foram individualizadas, em planta, nas regiões a sudoeste de Itaquarai, leste de Brumado e na extremidade sudeste da área mapeada. Na região a sudoeste de Itaquaraí, a distribuição dos metatexitos é periférica em relação ao domo migmático de Rio do Antônio. Mais para sudeste, na região de Samambaia, com contatos não muito bem observáveis, ocorrem granitoides gnaissificados (gn-gr), bastante deformados e permeados de material pegmatoide.

As relações de campo parecem indicar que as estruturas migmáticas ai presentes foram geradas simultâneamente com a deformação. Observou-se sensível acomodação da foliação dos metatexitos com as faixas de metabasitos e metaultrabasitos do Complexo Brumado-Urandi, na região a sudoeste de Itaquarí.

De um modo geral, essas rochas apresentam comumente estruturas migmáticas do tipo estromática ("lit par lit")e dobrada ("folded"), bastante deformadas em zonas cisalhantes. Tudo indica que essa deformação efetuou-se em um estágio semiplástico da rocha (numa época de permobilidade da crosta), o que é realçado pelo padrão de deformação das faixas paleossomáticas e neossomáticas, num estilo transcorrente, com espessamento das charneiras e adelgaçamento dos limbos, eixos semiverticalizados. O caráter plástico da deformação é realçado pela formação de dobramento ptigmático no material neossomático.

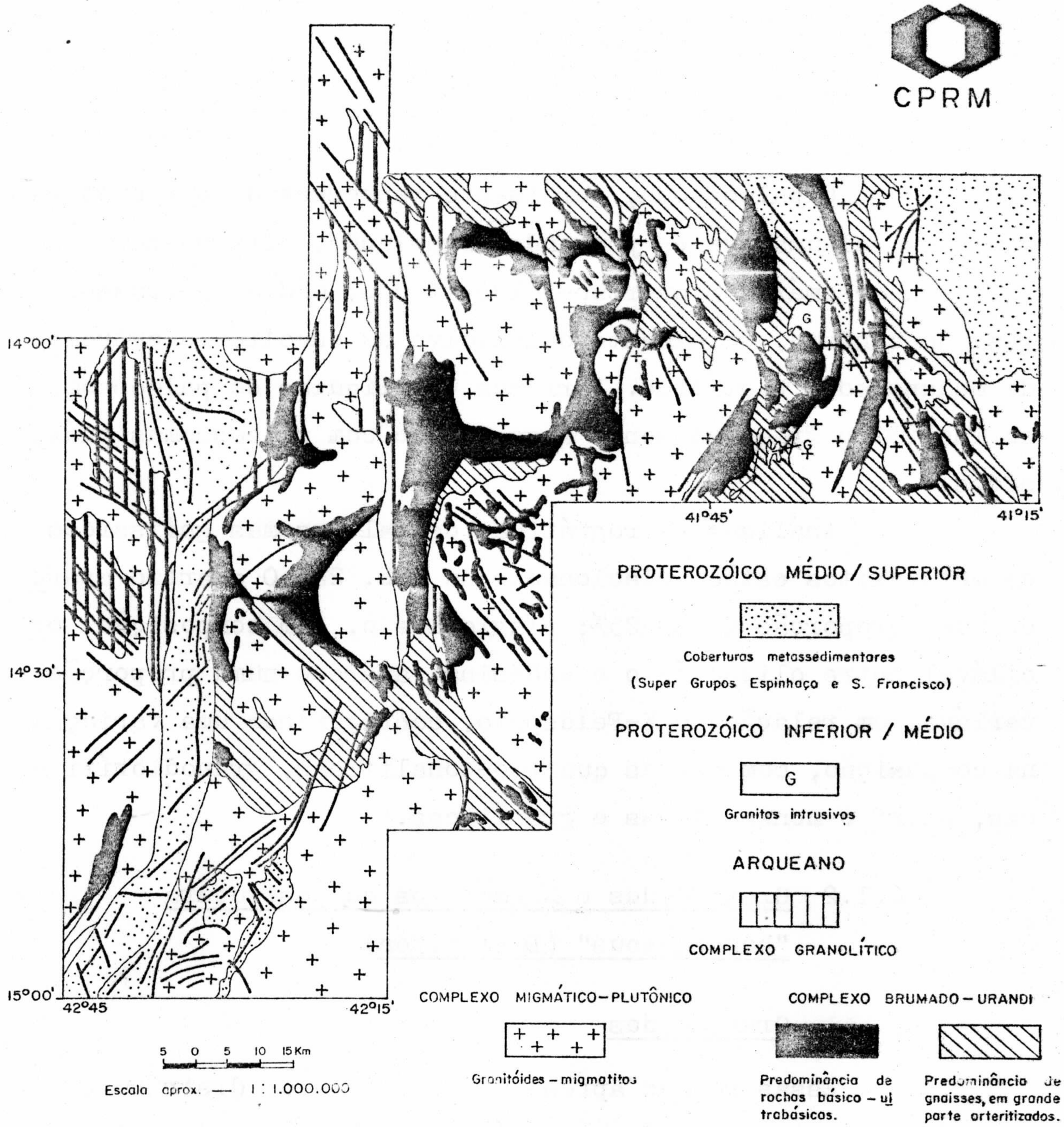


FIGURA 20 — Mapa Geológico simplificado da área do Projeto.

O paleossoma, geralmente representado por biotita gnaisses, algumas vezes portando hornblenda, alterna-se com faixas neossomáticas quartzo-feldspáticas, médias e grosseiras. No contato, geralmente desenvolve um envoltório estreito de melanossoma biotítico. Farrapos e relíquias de paleossoma anfibolítico frequentemente associam-se com paleossomas gnáissicos.

Análises petrográficas de paleossomas gnáissicos de metatexitos estão relacionadas na Tab. 2a. O quartzo aparece numa proporção de 20-25%; plagioclásio, com composição oscilável entre oligoclásio e andesina, aparece numa proporção variável em relação ao K-Feldspato, configurando uma variação na composição, com suites quartzo-tonalíticas, granodioríticas, quartzo-monzoníticas e graníticas.

6.1.2 Granitoides e Migmatitos com estrutura "homophanous" (Diatexitos)

Granitoides

Essas rochas apresentam a sua maior distribuição superficial no canto sudeste da área do projeto, na região de Irundiara-Mortugaba, achando-se em grande parte encobertas pelos depósitos detríticos relacionados ao ciclo de erosão Soledade. A oeste da serra do Espinhaço ocorrem também corpos granitoides associados com diatexitos; esses corpos granitoides adquirem maior representatividade para norte, na região de Guanambi, já fora da área. Também na região situada a leste de Maniaçu e Caetité, os granitoides são bem caracterizados pela sua textura pseudo-oftálmica. Mais para o oriente da área, notadamente na região de Iguatemi, como também na região de Umburanas, Cristalândia e leste da serra do Rio de Contas,

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	FELDSPATO	PLAG.	MICAS	ACES.	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
METATEXITOS	CL-29	25	35	OLIG. (27)	10	HORNB.(2) OP. (1)	-	BIOTITA GNAISSE PETROMATICO	BRUMADO
	CL-61	25	43	AND. (20)	BIOT. (12)	OP. (1) ZIRC. (TR)	-	BIOTITA GNAISSE	BRUMADO
	JB-36	25	MICR. ≤ OLIG. (66)		BIOTITA (8)	ZIRC. OP. 1 AP.	-	BIOTITA GNAISSE	UBIRAÇABA
	JB-43	23	MICR. < OLIG. (70)		BIOTITA (7)	ESP. OP. (TR) ZIRC.	-	BIOTITA GNAISSE	UBIRAÇABA
	JB-206	25	49	OLIG. 20	BIOTITA 5	OP. ZIRC.(1) AP.	-	BIOTITA GNAISSE	UBIRAÇABA
	RB-16	23	45	AND. 15	HORNB.	EP. (1) OP. (1)	-	HORNBLENDA-BIOT.-GNAISSE	CRISTALÂNDIA
	RB-101	20	28	OLIG. 31	BIOTITA 15	OP. (1) EP. (2)	TITAN.(2) EP. (2)	BIOTITA GNAISSE	CRISTALÂNDIA
	RB-107	20	50	AND. 30	MAG.	-	-	GNAISSE	CRISTALÂNDIA
	RB-108	20	15	AND. 57	BIOT. (7)	OP. (1) AP. (TR)	-	BIOTITA GNAISSE	CRISTALÂNDIA
	RB-109	25	10	AND. 28	BIOT. 2	ZIRC.(TR)	MATRIZ(35)	MICROC. GNAISSE	CRISTALÂNDIA

Tabela 2a - TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS GRANITÓIDES DO COMPLEXO MIGMÁTICO-PLUTÔNICO.

os granitoides são bem expressivos, muitos deles possuindo - faixas ainda não granitizadas de segmentos anfibolíticos, principalmente observados no corpo de Iguatemi, e subordinadamente, naquéles que ocorrem em Umburanas-Cristalândia.

Em aspecto macroscópico, essas rochas apresentam com coloração cinza a cinza-rosada, granulometria fina a média, localmente grossa a pegmatítica. Podem apresentar estrutura isotrópica a semi-isotrópica (região de Irundiara-Mortugaba, Iguatemi, Umburanas, Cristalândia), mas podem também apresentar estrutura "augen" (região vizinha a Guanambi, E-NE de Caetité e leste de Brumado). Em muitos locais, os granitoides adquirem estrutura gnáissica, devido a atuação de esforços cisalhantes. Isto se verifica notadamente na periferia dos corpos, ou naquelas zonas afetadas por falhas cisalhantes de natureza transcorrente, merecendo destaque o bordo ocidental da faixa Caculé-Ibiassucê-oeste de São Timóteo e a grande faixa NW-SE, que se projeta desde Aracatu (já ao sul da área mapeada) e baliza Cristalândia e o bordo oriental da extremidade - sul da serra do Rio de Contas.

Em zonas altamente deformadas por cisalhamento, como é o caso da região a noroeste de Jacaraci, os granitoides encontram-se transmutados em verdadeiros quartzo-sericita xistos cataclásticos e miloníticos, muitos deles crenulados e com abundantes segregações de "boudins" quartzosos.

De acordo com o mineral máfico preponderante, constatou-se dois tipos de rochas granitoides: um tipo biotítico e o outro, portando biotita e hornblenda. Os granitoides com biotita e hornblenda têm a sua maior representação superficial no trecho que margeia o lado oriental da serra do Espinhaço, ocorrendo desde a Faz. Barra do Cedro (20 km ao norte de

Jurema) e se projetando para norte, além de Vereda do Cais. Apresentam, notadamente no trecho entre Ramondão e Caetité, uma estrutura migmática do tipo pseudo-oftálmica, um tipo de estrutura "augen" onde os olhos não apenas são constituidos de puro feldspato, mas de um agregado de diversos minerais. Neste caso, os olhos são constituídos de quartzo e feldspatos exibindo uma fábrica aplo-granítica ou pegmatoide, os quais acham-se relacionados a veios ou "schierens" de material neossomático pegmatoide que ocorre nas vizinhanças. Em muitos locais observou-se uma certa desorganização na orientação dos "augens", porém noutros, a rocha apresenta uma marcante orientação dos olhos, com pronunciado realce da estrutura gnáissica devido a deformação.

A FOTO 1 exibe o campo macroscópico dessa estrutura ptigmática pseudo-oftálmica.

Esta rocha apresenta evidências de metatexia onde os "augens" foram formados pela injeção de líquido metatético de composição quartzo-K-feldspato-plagioclásio. Como evidências petrográficas das condições anatéticas tem-se: duas gerações de plagioclásios, identificadas em microscopia pelo aspecto zonado dos grãos de plagioclásios, com o núcleo bastante alterado em sericita (muscovita) e incluindo poiquiliticamente hornblenda e biotita (geração mais velha) e a periferia, de granulometria menor, exibindo contatos retos e geminação albita (geração mais nova). Por outro lado, os contatos de refusão (interpenetrantes) da microclina em relação ao quartzo e plagioclásio reforçam as condições de geração anatética dessas rochas. Posteriormente, esses granitoides foram submetidos a eventos cataclásticos que realçaram as estruturas de fluxo. Mais para norte de Caetité e seguindo o mesmo

"trend" em direção de Vereda do Cais, estes mesmos granitóides adquirem progressivamente uma estrutura mais cataclástica, e em diversos locais acham-se contaminados por uma frente alcali-potássica-silicosa, que oblitera as feições originais pela cristalização de largos cristais euhédricos de microclina, conforme mostra a FOTO 2.

Estes granitoides exibem em certos locais uma textura granoblástica poligonizada (AR-101, 18, 145, 168, 162, 276, 65), que associado a presença do anfibólio ferro-hastingsita (identificado pela petrógrafa Celina Marcheto em diversas amostras a nordeste de Caetité, de acordo com fichas petrográficas do Projeto Letos), situa estas rochas próximo ao interfacies anfibolito-granulito, ou mesmo no facies granulito. Neste caso, a ausência do mineral índice poderia ser explicado por eventos de retrometamorfismo devido a influência da granitização.

Outros granitoides hornblêndicos e de composição oscilável entre quartzo-monzonitica a monzonítica, ocorrem na região ao norte de Urandi, acompanhando o bordo ocidental da serra do Espinhaço, como também na região adjacente a Guanambi. A sua estrutura macroscópica é quase sempre homogênea, deixando-se observar em alguns pontos uma leve orientação, ou mesmo um padrão difuso, algo nebulítico. A granulometria varia de fanerítica média no trecho a leste da estrada Urandi - Pindai, a porfiroide grossa, na região adjacente a Guanambi, devido a presença de grãos euhedrais e subhedrais de K-feldspato de caráter metassomático.

É digno de nota o evento de metassomatismo alcali potássico-silicoso que afetou a área, principalmente naqueles trechos mais atingidos por eventos cataclásticos, onde a per-

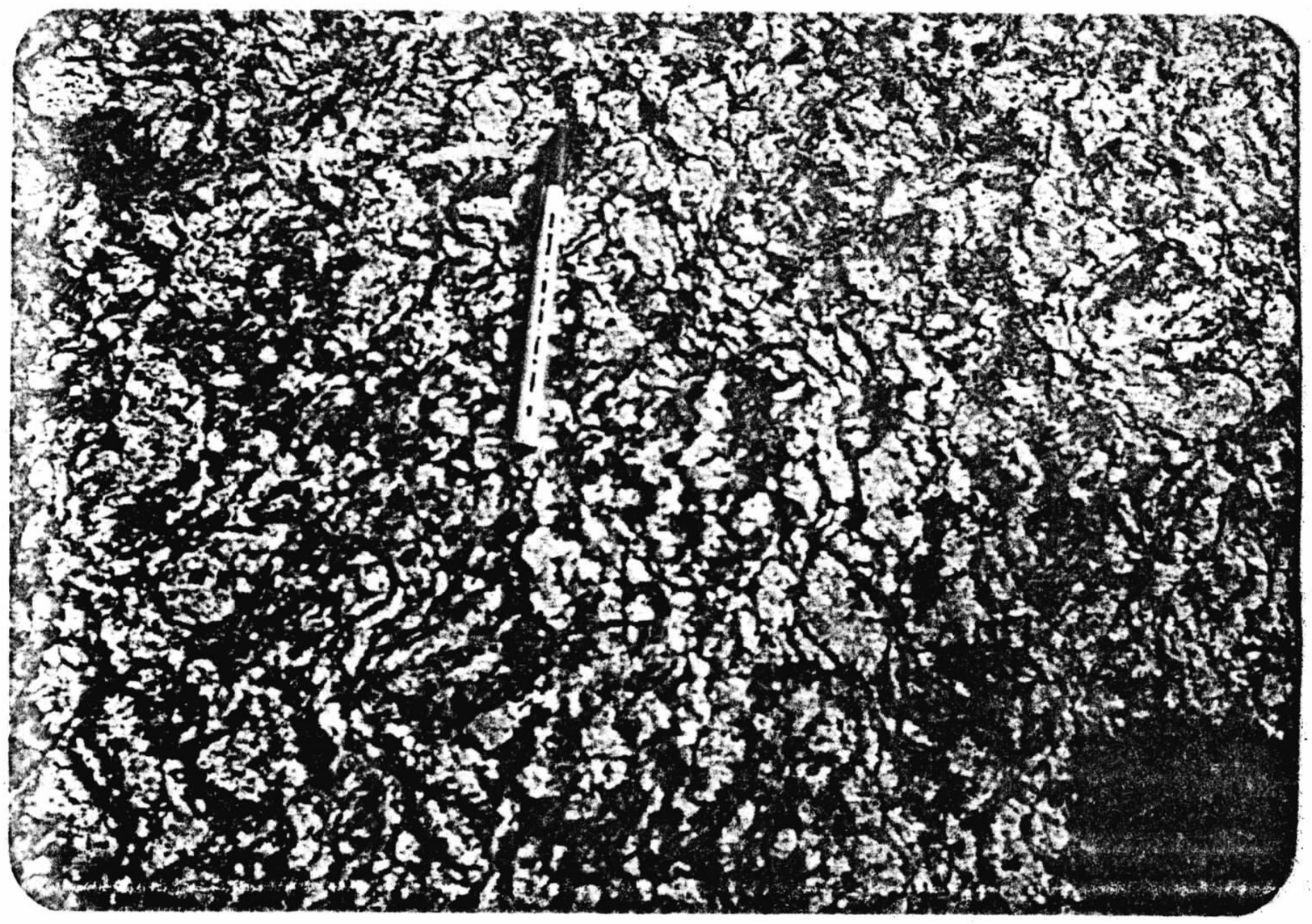


FOTO 1 - LM - 18 - Folha de Caetité - Estrada Caetité-Ibitira. Granitóide com estrutura pseudo-oftálmica, mostrando um padrão meio desordenado dos olhos mistos de quartzo-feldspatos. Sua origem é anatética e na sua composição inclui microclina, andesina, hornblenda e como acessórios: biotita, esfeno, zircão e apatita.

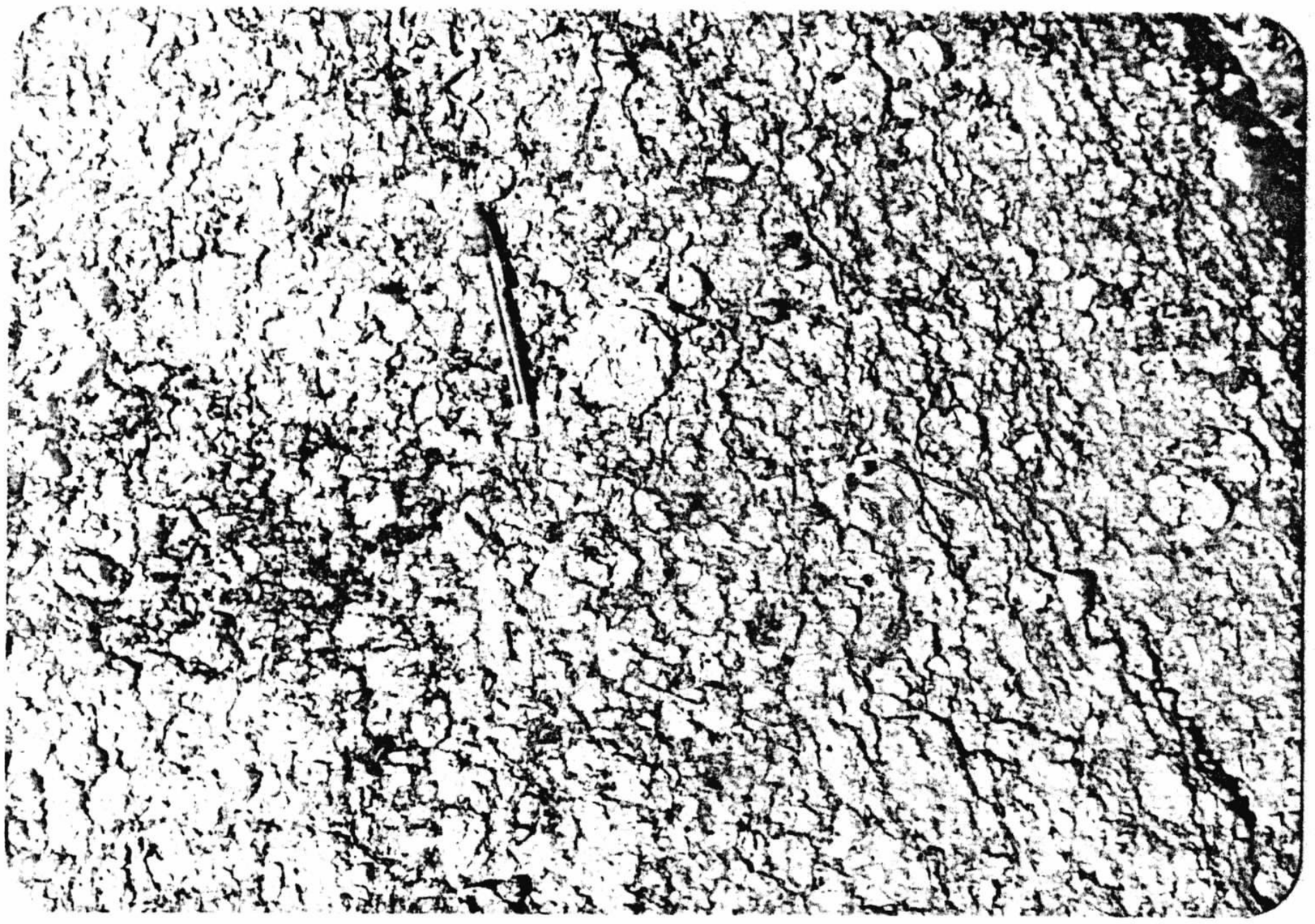


FOTO 2 - AR - 168 - (Folha de Itanajé) - 6 km a sudeste de Tamboril - Granitoide hornblêndico, mostrando evidentes sinais de orientação cataclástica, parcialmente obliterada por metassomatose potássica. A textura é granoblástica poligonizada.

meabilidade aumenta. Digno de menção são os pórfiros sienitoides que ocorrem a noroeste de Urandi, tipicamente formados - por substituição metassomática do plagioclásio pela microclina (FOTO 3).

Admite-se que o processo que conduziu a sienitização da rocha seja o seguinte: como a microclina possui na sua estrutura molecular maior percentual em sílica, o resultado - final é uma redução do percentual de quartzo da rocha origi - nal como consequência do processo de substituição metassomática do plagioclásio pela microclina. Outros corpos sieníticos de igual natureza ocorrem em diversos outros locais como seguem: ao norte de Pindaí, nas circunvizinhanças do açude de Caraíma, representando a terminação sudeste dos granitoides metassomáticos que ocorrem em Guanambi; este corpo apresenta - seus bordos granolitizados, porém ainda persistem características metassomáticas superimpostas ao evento granolitizante ; também a 7 km a NE de Caetité, no percurso para a Faz. Santa Bárbara (AR-67), ocorrem corpos sienitoides metassomáticos, em parte granolitizados (granoblastitos).

Diversos outros corpos granitoides foram identificados, porém merecem destaque pela sua extensão superficial , aqueles corpos que ocorrem a nordeste de Iguatemi, leste de Brumado e na região de Umburanas-Cristalândia. Os que ocorrem a nordeste de Iguatemi são bem expressivos e o seu caráter metamórfico é bem revelado em microscopia. Diversos pontos de controle (JB-89, 166,51 e CL-101) apresentam características microscópicas que afastam a possibilidade de tratar-se de corpos magmáticos, citando-se como as mais palpáveis a interpenetrabilidade dos contatos entre quartzo e feldspato, indicando que deve ter ocorrido refusão e cristalização de mobilizados quartzo-K-feldspáticos; além da presença de gotas de

quartzo inclusas na microclina ou no plagioclásio (An > 32) aliado às feições metassomáticas do plagioclásio substituido - pela microclina. A este e noroeste de Iguatemi ocorrem alguns corpos granitoides de dimensões pequenas (máxima de 5x2,5 km) associados a terrenos migmáticos. Esses corpos granitoides - (JB-54,59) mostram características similares aqueles granitoides que ocorrem a nordeste de Iguatemi, e apesar das observações de campo confirmarem algumas relações de contato indicativas de corpos intrusivos, esses granitoides parecem ter uma certa consanguineidade com os migmatitos com os quais acham - se associados. Como a separação do campo anatético do campo parautóctono é muito sutil, pode ser que tenha ocorrido movimentação do fundido palingenético internamente à massa migmática parcialmente fundida, quando na ascenção diapírica do domo migmático. Outros fenômenos granitizantes com relações discutíveis de contato ocorrem em terrenos migmáticos a NE de Ibitira (FOTO 4), ai observando-se uma certa difusão na parede leste do granitoide com os migmatitos, assim como relictos do migmatito no interior da massa granitoide.

Os corpos granitoides que ocorrem a nordeste de Brumado tem uma postura levemente encurvada, com convexidade voltada para o oriente. Estendem-se desde um pouco a norte da linha férrea que interliga Brumado a Tanhaçu, onde são representados pela serra do Paracatu, com extensão para norte por mais de 45 km, margeando o bordo oriental da serra do Rio de Contas. Apresentam uma estrutura pseudo-oftálmica, contendo - "augens" de K-feldspato e plagioclásio (andesina com An > 38) imersos numa matriz afanítica e bastante deformada por cataclase. A composição varia desde quartzo-diorítica (CL-46) e granodiorítica (CL-73) a granítica (CL-31), toda a suite portando plagioclásio da basicidade média (andesina com An entre 35

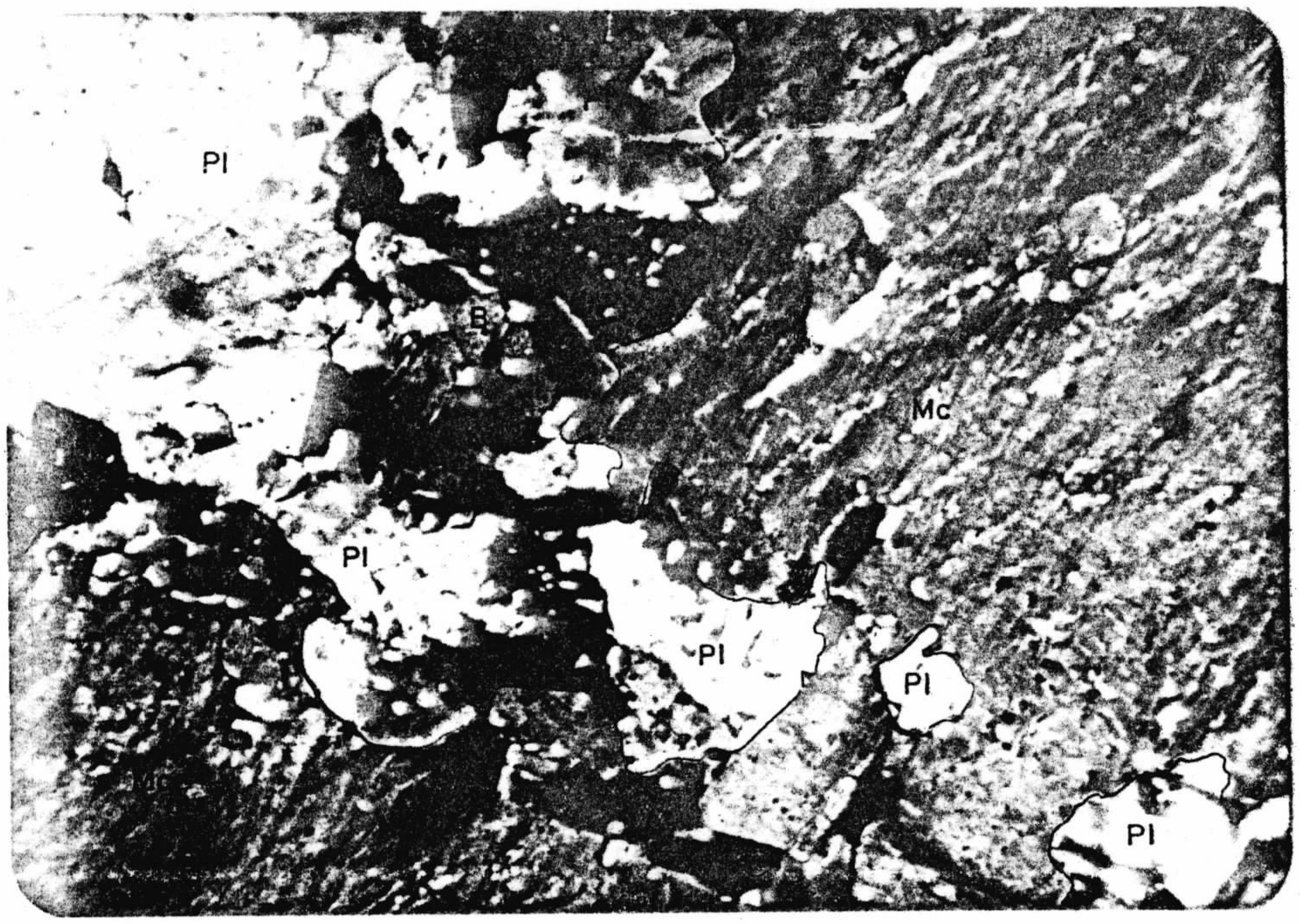


FOTO 3 - (Folha de Espinosa) - RC-334 - 17 km a noroeste de Urandí (Faz. Lajeado) - Fotomicrografia NX (12,5 x 2,5) de rocha sienitoide mostrando substituição me - tassomática de plagioclásio (pl) pela microclina(Mc). Vê-se também placas de biotita (B) inclusas no pla - gioclásio.

FOTO 4 - JB - 351 - Folha de Caetité - Nordeste de Ibitira, nas proximidades da Faz.Floresta - Corpo granitoide parautóctono associado a terrenos migmáticos. Nota-se contatos interpenetrantes pela parede oeste, com dobramentos de arraste. Na parede leste, o contato é difuso, aparecendo ainda relíquias deformadas e rotacionadas do migmatito no seio do granitoide.

a 38%), e apresentando relevantes sinais de deformação cata - clástica, conforme mostra a FOTO 5.

Em contato leste com este corpo e com larga área de distribuição na região de Umburanas e Cristalândia, ocor - rem outros corpos granitoides, em certos trechos bastante de formados por cisalhamentos transcorrentes em fase rígida que afetam a área na direção NW-SE. Esses corpos revelaram em mi croscopia serem de origem metamórfica (anatexia com metassoma tismo potássico superimposto). Diversos pontos de controle - (RB-93,22,01,04,52,70,144,174,221 e CL-222,84 e 228) mostra - ram que a suite varia ampla e regularmente desde quartzo-dio- rítica a granítica, possuindo característica macroscópicas de granitoides metamórficos(anatéticos a parautóctonos), bastan- te similares àqueles que ocorrem a nordeste de Iguatemi, já discutidos.

Os corpos granitoides acham-se bastante deforma - dos por eventos cataclásticos, cujos planos cisalhantes faci- litaram a permeação de soluções alcali-potássica-silicosas , que metassomatizaram em larga extensão esses granitoides, mu dando a sua composição original. Exemplo disto ocorre a SSE de Umburanas, uns 5 km logo após a travessia do rio Brumado (RB-93). Ai a rocha tem uma composição granodiorítica, com o plagioclásio do tipo andesínico (An=33%) e cujo K-Feldspato - em grande parte é proveniente de metassomatismo alcali-potás- sico-silicoso. A interpenetrabilidade dos contatos entre quar tzo-microclina, microclina-plagioclásio, afastam a hipótese - de granito magmático intrusivo. A rocha original foi provavel mente uma rocha de composição tonalítica que foi granitizada durante a cataclase.

Evidências dessa intensa deformação de natureza transcorrente (fase rígida) é vista na FOTO 6 (RB-27), tirada a leste de Umburanas, 1,7 km antes da bifurcação para Suçuarana (Faz. Algodão). Aí observa-se sistemas de falhas mais antigas (N-S/35W), com movimentos dextrógiros (deslocam veios pegmatíticos), sendo deslocados por sistemas de falhas mais jovens (N30W/60SW), com movimentação levógira. Intenso metassomatismo potássico acompanha o "trend" mais jovem de falhamentos transcorrentes.

Também na FOTO 7 da mesma localidade observa-se detalhes desse intenso metassomatismo potássico, vendo-se a distribuição de porfiroblastos euhédricos de microclina seguindo aproximadamente o "trend" N30W, ao longo do qual também são vistos relictos esfarrapados de natureza hipermicácea e anfibolítica.

Outra evidência do intenso tectonismo de natureza transcorrente (fase rígida) que afetou em grande escala a área trabalhada, pode ser visualizado na FOTO 8, tirada sobre granitoide relacionado a terrenos migmáticos. Observa-se claramente a forma em "S" dos planos de foliação, indicando movimentação sinextral.

Do ponto de vista petrográfico, estas rochas apresentam uma ampla variação na sua composição mineralógica.

As tabs 3 a-d relacionam variedades petrográficas de rochas granitoides. Observa-se, pela rápida inspeção da tabela, uma variedade muito grande de tipos composicionalmente diferentes. Convém salientar que, muito embora a maior parte das rochas tenha sido classificada como gnaisse, este termo é puramente estrutural, sem conotação genética. O termo granitoide, apesar do seu maior emprego em classificações de

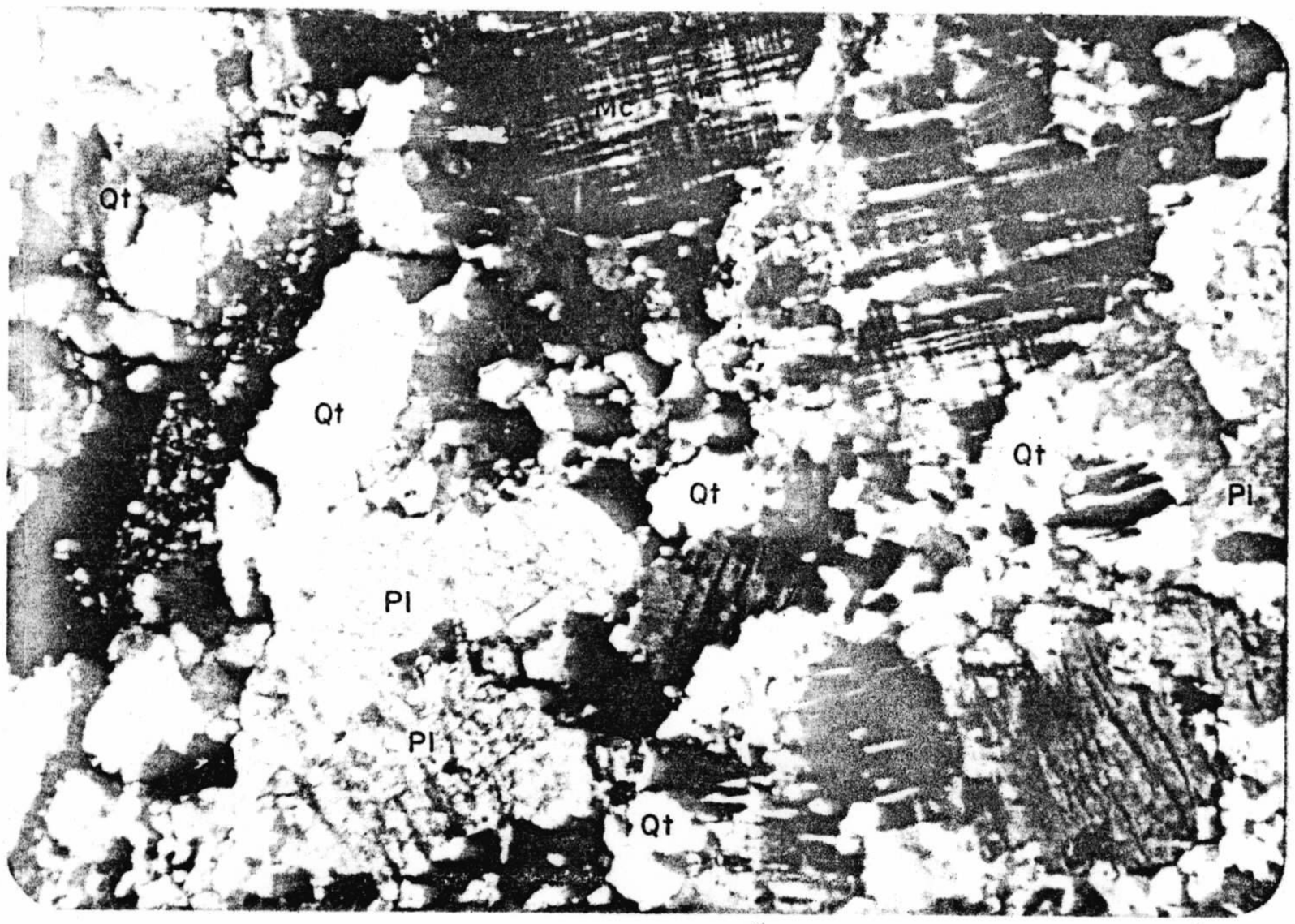


FOTO 5 - CL - 31 - serra do Paracatu (Folha de Brumado) - Fotomicrografia de "augen" granitóide cataclástico - (pcgn) mostrando fenoclastos de microclina (Mc), plagioclásio (Pl) e quartzo (Qt) imersos numa matriz afanítica micro quebrada de quartzo e sericita.

FOTO 6 - RB - 27 - Folha de Tanhaçu - Leste de Umburanas - Mostra relações entre dois sistemas de falhas. O mais antigo (N-S) é deslocado pelo mais jovem (N30W), de natureza transcorrente. Intensa feldspatização acompanha o "trend" mais jovem.

FOTO 7 - RB- 27 - Folha de Tanhaçu - Detalhes do evento metassomático onde se vê claramente porfiroblastos euhédricos de microclina, distribuidos irregularmente na massa granitoide, mas mostrando uma tendência de acompanhar o "trend" N30W, direção em que também são vistos relictos esfarrapados de natureza hipermicácea e anfibolítica.

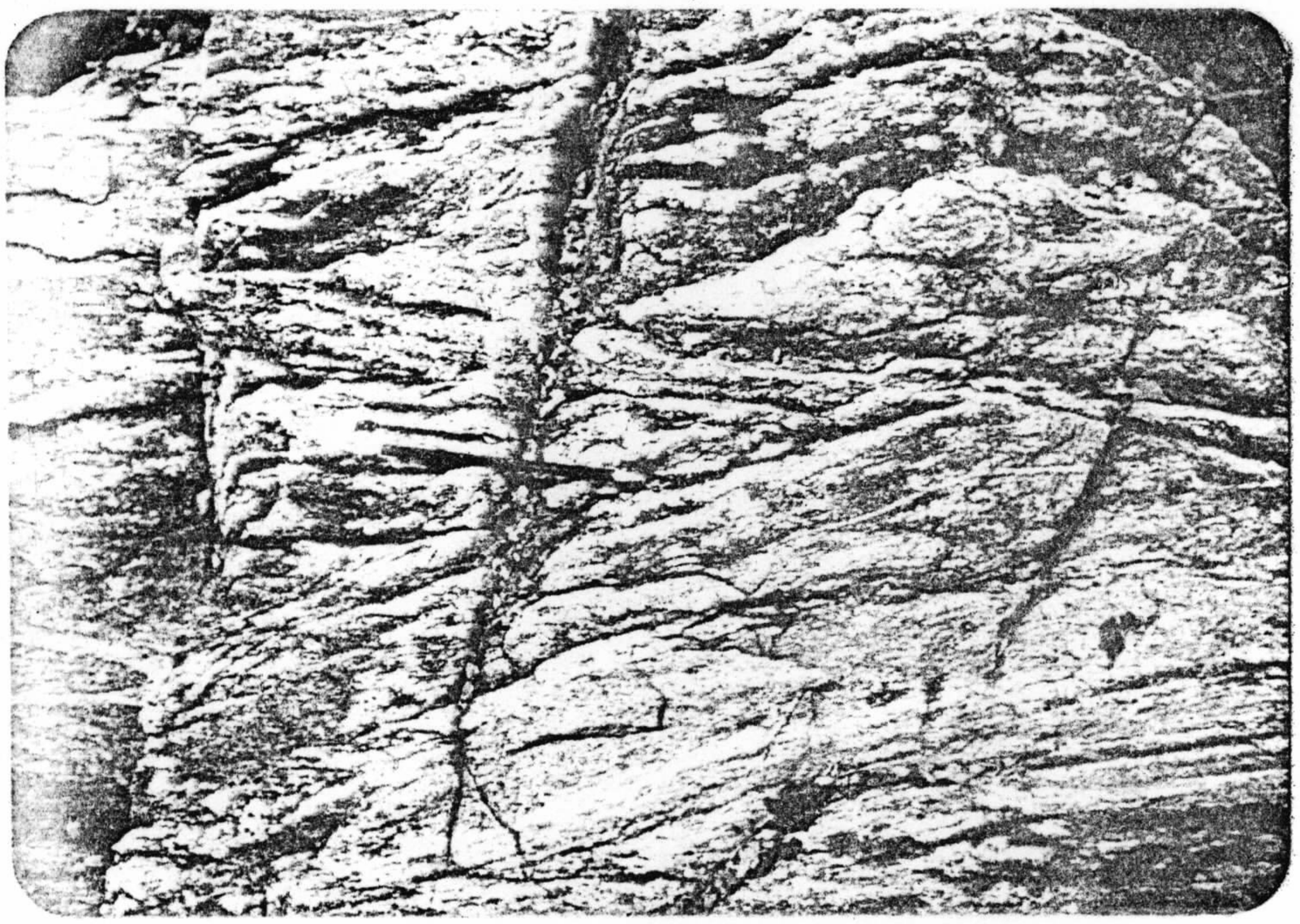


FOTO 8 - RB - 104 - Folha de Tanhaçu (tirada de cima) - Mostra forma em "S" dos planos de foliação cataclástica durante a movimentação transcorrente em fase rígida.

campo, foi usado para algumas rochas quando estas apresentaram evidências de anatexia, como contatos de refusão e tipos especiais de zonação de plagioclásios, em associação com evidências de metassomatismo.

Diatexitos

Os diatexitos, ou seja aquelas rochas com acentuado grau de mobilidade mecânica e, aonde ainda, observam-se estruturas migmáticas móveis (nebulítica e "schlieren" em maior dominância), ocupam grande extensão superficial da área mapeada, formando estruturas dômicas ovaladas, de dimensões variáveis, onde as maiores (50-70 km) são aquelas que ocorrem em Rio do Antônio, Urandi-Pindaí e Tanhaçu (já fora da área), esta última recoberta pelas rochas do domínio da Chapada Diamantina e do Grupo Una. Estruturas ovaladas menores (20-30 km) ocorrem em Lagoa Real e a oeste de Ibiassucê e Caculé.

Macroscopicamente, os diatexitos são rochas com aspecto estrutural tendendo a homogeneidade, coloração cinza médio a escuro, tênue e difusa orientação. Similarmente aos granitoides, distinguiu-se tipos dominantemente biotíticos, podendo conter alguma hornblenda, e outros caracteristicamente a hornblenda, geralmente contendo biotita associada. Este último tipo ocorre na região de Rio do Antonio, onde foi individualizado em planta, e na região de Urandi-Pindaí.

Essas rochas geralmente possuem no seu âmago numerosos restitos de anfibolitos e epi-dioritos, com paredes difusas devido a fenômenos de reabsorção. Geralmente naquelas áreas onde essas rochas contém muitos relictos de rocha básica, elas são portadoras de hornblenda e possuem uma composição intermediária quartzo-tonalítica a granodiorítica, parecendo evidenciar uma certa consanguineidade com os restitos básicos.

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	FELDSPATO	PLAG.	MICAS	ACES.	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
G R A N I T Ó I D E S	AR-2	30	MICR. <<< AND. (62)		BIOT. (5)	ESF. OP. (3) ZIRC.	-	BIOTITA GNAISSE	VEREDA DO CAIS
	AR-5	25	MICR. << AND. (70)		-	BIOT. ESF. (7)	ZIRC. AP (TR)	GNAISSE	VEREDA DO CAIS
	AR-10	25	60	OLIG. (10)	BIOTITA (4)	OP. (1) ZIRC.	-	GNAISSE	VEREDA DO CAIS
	AR-13	25	MICR. >> OLIG. (70)		BIOTITA (4)	OP. ZIRC.(1)	-	GNAISSE	VEREDA DO CAIS
	AR-15	22	MICR. > AND. (65)		BIOTITA (7)	MOSC.(1) AP. (TR)	EP. + (5) ESF.	BIOTITA GNAISSE	VEREDA DO CAIS
	AR-18	25	42	AND. 20	BIOTITA 10	ESF. + (3) OP.	-	BIOTITA GNAISSE	VEREDA DO CAIS
	AR-20A	19	MICR. << AND. (70)		BIOTITA (7)	EP. (1) OP. (TR)	HORNB. (3)	BIOTITA GRANITÓIDE	VEREDA DO CAIS
	AR-20C	2	4	AND. (72)	-	OP. (2) ESF. (2)	GRND.(10) EP. (8)	EP. - GRANADA GNAISSE	VEREDA DO CAIS
	AR-21	34	MICR. < OLIG. (55)		-	BIOTITA	-	GRANITÓIDE	VEREDA DO CAIS
	AR-25	25	40	AND. (19)	BIOTITA 10	EP. (2) OP. (1) ESF. (3)	-	BIOTITA AUGEN GNAISSE	VEREDA DO CAIS
	AR-28	23	50	AND. (10)	BIOTITA (15)	OP. (2) AP. (TR)	-	BIOTITA GNAISSE	MANIAÇÚ
	AR-31	20	50	OLIG. (14)	BIOTITA (10)	OP. (1)	HORNB. + (5) ESF.	BIOTITA GNAISSE	MANIAÇÚ
	AR-51	30	31	OLIG.	BIOT.+ MOSC.	AP. (TR)	-	GRANITÓIDE	CAETITÉ
	AR-75	25	MICR. ≤ OLIG. (67)		BIOT. HORNB. (7)	OP. (1)	-	GRANITÓIDE	MANIAÇÚ
	AR-145	13	25	55	-	ESF. (1) OP. (TR)	HORNB. (6)	HORNBLENDA GNAISSE	MANIAÇÚ
	AR-148	21	MICR. ≥ OLIG. (70)		BIOTITA (8)	OP. (1)	-	BIOTITA GNAISSE	MANIAÇÚ
	AR-162	19	MICR. >> OLIG. (70)		BIOTITA (4)	OP. (1)	HORNB. (6)	HORNBLENDA GRANITÓIDE	S.TIMÓTEO
	CG-40C	20	50	OLIG. (23)	BIOTITA (5)	OP. (2) ZIRC.(TR)	-	GRANITÓIDE	PAJEÚ DO VENTO
	CG-41	12	53	OLIG. (13)	BIOTITA (5)	OP. (1) ESF. (1)	HORNB. (15)	HORNB. GRANT. CATACLASADO	PAJEÚ DO VENTO
	CG-42	25	50	OLIG. (18)	BIOTITA (5)	OP. (2)	-	GRANITÓIDE	PAJEÚ DO VENTO

Tabela 3a – TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS GRANITÓIDES DO COMPLEXO MIGMÁTICO-PLUTÔNICO.

Obs. > maior
>> muito maior
>>> exageradamente maior

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	FELDSPATO	PLAG.	MICAS	ACES.	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
GRANITÓIDES	CG-80A	10	37	OLIG. (8)	BIOTITA (2)	ESF. (3) OP. (4)	HORNB. (34)	HORNBLENDA GRANITÓIDE	GUIRAPÁ
	CL-31	25	40	AND. (24)	BIOTITA (6)	OP. (4)	EP. (1)	BIOTITA AUGEN GNAISSE	BRUMADO
	CL-46	25	-	AND. (64)	BIOTITA (10)	OP. (TR)	-	BIOTITA AUGEN GNAISSE	BRUMADO
	CL-73	13	15	AND. 40	BIOTITA (13)	ESF. (3) OP. (1) AP. (1)	HORNB.(12) EP. (2)	HORNBLENDA-BIOT. GNAISSE	BRUMADO
	CL-88B	25	37	OLIG. (30)	BIOT. (3)	AP. ZIRC.(3) ESF.	OP. (4)	MILONITO GNAISSE	BRUMADO
	CL-222A	13	20	AND. 55	BIOT. + SER. (7)	OP. (4) ZIRC.(1)	-	BIOTITA GNAISSE XISTIFICADO	BRUMADO
	JB-14	25	34	OLIG. 30	BIOTITA 10	OP.(TR) EP. (1)	-	BIOTITA GNAISSE	UBIRAÇABA
	JB-41	23	MICR. AND.	MICR.+ AND. 61	BIOTITA 15	AP. 1	-	BIOTITA GNAISSE CATACLÁSTICO	UBIRAÇABA
	MM-02	25	12	OLIGOAND. (53)	BIOTITA (7)	OP.(TR)	EP. (3)	BIOTITA GNAISSE	JUREMA
	MM-14 A	10	ORTOCL. (48)	AND. (12)	BIOTITA (13)	OP. (1) AP. (1)	HORNB. (15)	BIOTITA-HORNB. GNAISSE	RIO DO ANTÔNIO
	MM-14 B	25	ORTOCL. (43)	AND. 10	BIOTITA (5)	OP. (1) ZIRC.(1)	HORNB. (15)	HORNBLENDA GRANITO	RIO DO ANTÔNIO
	MM-14C	20	ORTOCL. 37	AND. 12	BIOT. (13)	OP. (1) AP. (1)	HORNB. (15)	BIOT.-HORNBLENDA GNAISSE	RIO DO ANTÔNIO
	MM-85A	40	-	OLIG. 50	BIOTITA (10)	AP. (1) OP. (1)	HORNB. (15)	BIOT.-HORNBLENDA GRANUL. RETROM.	RIO DO ANTÔNIO
	MM-101	10	12	AND. (59)	-	OP. (1)	EP. (15) HORNB.(3)	MILONITO GNAISSE	JUREMA
	MM-113	2	20	AND. (56)	-	AP. (1) OP. (2)	EP. (12) HORNB.(8)	HORNBLENDA GNAISSE	JUREMA
	MM-139	30	30	AND. (35)	BIOTITA (5)	OP. (TR)	-	BIOTITA GNAISSE	JUREMA
	MM-148	25	35	(OLIG.) 19	BIOTITA (4)	ESF. (1)	HORNB. (15)	HORNBLENDA GNAISSE	JUREMA
	MM-165	-	40	QTZO.+ OLIGOAN. (49)	BIOTITA (7)	OP. (3) ZIRC.(1)	-	BIOTITA GNAISSE	JUREMA
	RB-17	10	44	AND. 20	-	OP. (1)	EP. (25)	GRANITO EPIDOTIZADO	CRISTALÂNDIA
	RC-27	55	-	-	MOSC. (44)	OP. (1)	-	MOSC. QTZO.-XISTO	URANDI

Tabela 3b — TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS GRANITÓIDES DO COMPLEXO MIGMÁTICO-PLUTÔNICO

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	FELDSPATO	PLAG.	MICAS.	ACES.	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
GRANITÓIDES	RC-41	15	17	AND. (53)	BIOTITA (10)	ESF. (2) OP. (3)	-	BIOTITA	LICÍNIO DE ALMEIDA
	RC-52	20	32	AND. (30)	BIOTITA (12)	EP. (1) OP. (1)	ESFENO (4)	MILONITO GNAISSE	URANDI
	RC-57A	10	35	AND. 18	BIOTITA (12)	ESF. (3) EP. (1) OP. (1)	MATRIZ (20)	MILONITO GNAISSE	URANDI
	RC-57B	15	-	OLIG. (50)	BIOTITA (25)	ESF. (2) AP. (1)	EPIDOTO (7)	EP. - BIOTITA GNAISSE	URANDI
	RC-62A	12	4	AND. 50	BIOTITA (15)	MOSC.+ SER. (3) OP. (1)	EP. (10) ESF. (5)	EP. - BIOTITA GNAISSE	URANDI
	RC-62B	25	15	AND. 53	BIOTITA (5)	OP. (2)	-	BIOTITA GNAISSE	URANDI
	RC-75	20	25	32	BIOT.(5) Mosc.+ SER. (12)	ESF. (3)	EP. (3)	BIOTITA AUGEN GNAISSE	URANDI
	RC-76	40	-	-	BIOTITA (54) MOSC.(5)	OP. (1)	-	MOSC.-BIOTITA XISTO	URANDI
	RC-85	20	30	OLIG. 35	BIOTITA (10)	ESF. (2)	EP. (3)	BIOTITA GNAISSE	LICÍNIO DE ALMEIDA
	RC-91A	20	15	AND. (53)	BIOTITA (10)	ESF. (1) OP. (1)	-	BIOTITA GNAISSE	LICÍNIO DE ALMEIDA
	RC-110	20	30	AND. 28	BIOTITA (8)	OP. (2) ESF. (1) AP. (1)	HORNB. (10)	BIOTITA-HORNB. GRANITÓIDE	LICÍNIO DE ALMEIDA
	RC-129	15	32	AND. 45	BIOTITA (4)	OP. (3) AP. (1)	-	GNAISSE	LICÍNIO DE ALMEIDA
	RC-186	20	40	AND. (28)	BIOT.(5) MOSC.+ SER. (7)	OP. (2)	-	BIOTITA MILONITO GNAISSE	JACARACI
	RC-286	20	-	AND. (60)	BIOTITA (16)	OP. (1)	EP. (3)	BIOTITA MILONITO GNAISSE	URANDI
	RX-95	20	MICR. ≥ PLAG. (62)		BIOTITA (2)	AP. (TR)	HORNB. (15)	HORNB. GRANITÓIDE	PAIOL
	RX-145B	25	55	AND. (5)	BIOT.+ MOSC. (15)	ZIRC.(TR)	-	BIOTITA GNAISSE CATACLÁSTICO	PAIOL
	RX-146	30	5	OLIG. 50	BIOT.+ MOSC. (15)	OP. (TR)	-	BIOTITA MILONITO GNAISSE	PAIOL
	RX-170	20	MICR. ≤ OLIG. (58)		BIOTITA (12)	-	HORNB. (8)	HORNB. BIOTITA GNAISSE	CAGULÈ
	RX-172	QTZO.+ OLIG. (83)	-	-	BIOTITA (15)	TITAN.(1) OP. (TR)	-	BIOTITA GNAISSE	RIO DO ANTÔNIO
	RX-177A	35	MICR. ≪ OLIG. (60)		-	EP.(5) BIOT.(TR)	-	GNAISSE EPIDOTIZADO	PAIOL

Tabela 3c— TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS GRANITÓIDES DO COMPLEXO MIGMÁTICO-PLUTÔNICO

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	FELDS.	PLAG.	MICAS	ACES.	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
G R A N I T Ó I D E S	RX-178	11	60	OLIG. 18	BIOT.(7) MOSC.(2)	TITAN.(1) OP. (TR)	-	BIOTITA GNAISSE	PAIOL
	RX-179	20	MICR. >> OLIG. (65)		BIOTITA 14	-	-	BIOTITA GNAISSE	PAIOL
	RX-183	20	60	OLIGOAN. (13)	BIOTITA (7)	OP. (TR)	-	BIOTITA GNAISSE	PAIOL
	RX-227	72	2	OLIG. (8)	-	TITAN.(2) OP. (1)	EPIDOTO (35)	EPIDOTO QUARTZITO	PAIOL
	RX-232	17	50	23	BIOT.(5) MOSC.(3)	TITAN.(1) OP. (1)	-	BIOTITA GNAISSE	PAIOL
	RX-247	17	45	30	BIOTITA (8)	OP.(TR)	-	BIOTITA GNAISSE	PAIOL
	RX-248	10	30	OLIG. (43)	BIOTITA (10)	TITAN.(2) AP. (1)	EP.(2) HORNB.(2)	BIOTITA GNAISSE	CACULÉ

Tabela 3d — TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS GRANITÓIDES DO COMPLEXO MIGMÁTICO-PLUTÔNICO

As tabs. 4 a.b. relacionam tipos petrográficos de diatexitos. Observa-se novamente aqui que o termo petrográfico gnaisse é puramente estrutural, sem conotação genética. Relações de campo, no entanto, configuram para estas rochas uma certa difusão no padrão da foliação, o que sugere indicar condições anatéticas na sua formação.

Não se descarta aqui a possibilidade dessas massas ovaladas migmáticas ou "homophanous" terem tido um comportamento diapírico na sua evolução. Isto, aliás, é bem evidenciado pelo arcabouço tectônico global e pelos numerosos enclaves das rochas que as circundam. A caracterização no tempo desses eventos diapíricos é muito especulativo, e a maior ou menor distância no deslocamento torna extremamente difícil a separação do campo anatético do magmático.

A seguir são expostas as fotografias (FOTOS 9 a 15) de rochas caracteristicamente arqueanas e que bem retratam a evolução da crosta naquela época.

6.2 Complexo Brumado-Urandi

No Estado da Bahia, segundo as informações de Inda e Barbosa (1978), existem diversos complexos metamórficos (assembléias vulcano-sedimentares), possivelmente correlacionáveis, como são aqueles atualmente reconhecidos como Ibitira-Brumado, Urandi, Licínio de Almeida, Boquira, Riacho de Santana, Colomi, Uauá-Serrinha e Capim. Couto et alii (1978), admitem que os complexos Itapicuru e Saude também se encaixam dentro de uma evolução similar.

Considerando ainda marcantes similaridades litológicas nas regiões de Ibitira, Brumado, Licínio de Almeida e

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	FELDSPATO	PLAG.	MICAS	ACESS.	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
DIATEXITOS	AR-156	25	MICR. AND.	MICR. + AND. (63)	BIOT. (12)	OP. (TR) AP.	–	BIOTITA GNAISSE	S. TIMÓTEO
	AR-170	25	≥ 5	OLIG. (62)	BIOTITA (8)	OP. (TR) AP.	–	BIOTITA GNAISSE	S. TIMÓTEO
	AR-183	20	20	AND. (55)	BIOTITA (5)	OP. (TR) AP.	–	BIOTITA	JUREMA
	CG-214A	20	12	OLIG. (50)	BIOTITA (5)	DIOP. (3) OP.	HORNB. (8) EP. (2)	METATEXITO	GUIRAPÁ
	JB-56	23	50	OLIG. (20)	BIOTITA (7)	OP. (TR) ZIRC.	–	BIOTITA GNAISSE	IGUATEMI
	JB-928	25	OLIG. >> + MICR.	OLIG. + MICR. (65)	BIOTITA (8)	EP. (1) AP. (1)	–	BIOTITA GNAISSE	IBITIRA
	JB-94	28	OLIG. > MICR.	OLIG. + MICR. (60)	BIOTITA (10)	EP. + ESF. (2)	–	BIOTITA GNAISSE	IBITIRA
	JB-123	25	42	OLIGOAN. (20)	BIOTITA (8)	OP. (5) ZIRC. (TR)	–	BIOTITA GNAISSE	IGUATEMI
	JB-217	15	60	OLIG. (20)	BIOTITA (5)	OP. (TR) AP.	–	BIOTITA GNAISSE	UBIRAÇABA
	JB-280	22	AND. = MICR.	AND. + MICR. (75)	BIOTITA (3)	AP. (TR) ZIRC.	–	GNAISSE	UBIRAÇABA
	JB-339	25	AND. >> MICR	AND. + MICR. (65)	BIOTITA (8)	EP. (1) OP. (1)	–	BIOTITA GNAISSE	IBITIRA
	JB-347	22	MICR. >> OLIG.	MICR. + OLIG. (75)	BIOTITA (3)	ZIRC. (TR)	–	GNAISSE	IBITIRA
	JB-364	25	10	AND. (60)	BIOTITA (5)	OP. (TR)	–	BIOTITA GNAISSE	IBITIRA
	JB-461	22	MICR. >> OLIG.	MICR. + OLIG. (65)	BIOTITA (12)	OP. (1)	–	BIOTITA GNAISSE	IBITIRA
	MM-23A	25	10	OLIG. (55)	BIOTITA (9)	OP. (1) MONAZ.	–	BIOTITA GNAISSE	RIO DO ANTÔNIO
	MM-23B	QTZO. + OLIG. (50)	–	–	BIOTITA (25)	OP. (3) ESP. (2)	EP. (20)	EP. BIOT. XISTO	RIO DO ANTÔNIO
	MM-25	20	–	OLIG. (71)	BIOTITA (7)	MICR. + (2) HORNB.	–	QTZO. DIORITO	RIO DO ANTÔNIO
	MM-26	20	5	AND. (50)	BIOTITA (7)	ESF. (1) OP. (TR)	HORNB. (12) EP. (2)	BIOTITA-HORNB. GNAISSE	RIO DO ANTÔNIO
	MM-53	24	MICR. ≥ OLIG.	MICR. + OLIG. (70)	BIOTITA (5)	OP. ZIR. (1)	–	BIOTITA GNAISSE	RIO DO ANTÔNIO
	MM-199	15	OLIG. >> MICR.	OLIG. + MICR. (72)	BIOTITA (10)	TITAN. (2) AP (1) OP (TR)	–	BIOTITA GNAISSE	JUREMA

Tabela 4a – TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS DIATEXITOS DO COMPLEXO MIGMÁTICO-PLUTÔNICO

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	FELDSPATO	PLAG.	MICAS	ACESS.	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
DIATEXITOS	MM-219	30		OLIG. + ALC. FELDS. (63)	BIOTITA (4)	HORNB. (2) OP. (1)	–	GRANITÓIDE	RIO DO ANTÔNIO
	MM-233	16	10	OLIG. (65)	BIOTITA (4)	OP. (1)	MOSC. (4)	GNAISSE	RIO DO ANTÔNIO
	MM-261	30	15	OLIG. (46)	BIOTITA (5)	TITAN. (1) EP. (1)	MOSC. (2)	BIOTITA GRANODIORITO	RIO DO ANTÔNIO
	RC-343	25	–	56	BIOTITA (2)	HORNB. (1) AP. (1)	PERTITA 15	GRANODIORITO	LICÍNIO DE ALMEIDA
	RC-344	18	45	30	BIOTITA (1)	ZIRC. (2) TIT. (TR)	HORNB. (5)	HORNBLENDA-ADAMELITO CATACLÁSTICO	LICÍNIO DE ALMEIDA
	RC-352	15	25	42	BIOTITA (7)	OP. (2) AP. (1)	HORNB. (8)	BIOTITA-HORNBLENDA-GRANODIORITO	LICÍNIO DE ALMEIDA

Tabela 4b – TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS DIATEXITOS DO COMPLEXO MIGMÁTICO-PLUTÔNICO

FOTO 9 - JB - 214 - Folha de Brumado (Faz. Quixaba) - Nota-se nítida estrutura nebulítica em granitóides anatéti - cos.

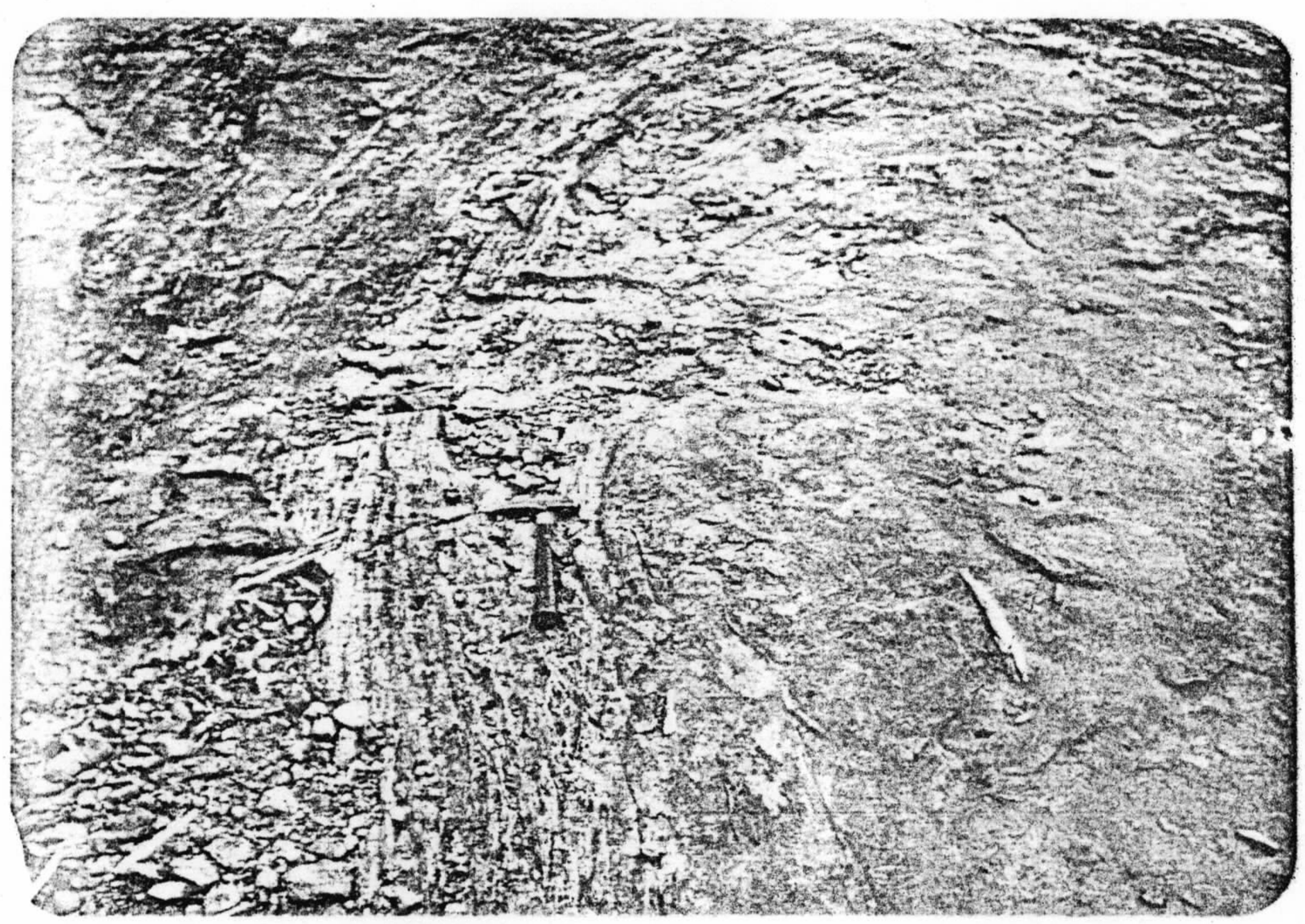


FOTO 10 - JB - 2 - Folha de Brumado - Estrada Brumado-Ibitira. Nota-se estrutura concêntrica em torno de núcleo - granitoide com estrutura migmática nebulítica. A ro cha periférica é foliada cataclasticamente e apre - senta evidências de metassomatose potássica, em e vento posterior.

FOTO 11 - RX - 85 - Sudeste de Caculé (Folha de Caculé) - Mostra estruturas de dobras de arraste em migmatitos - sinmigmáticos que ocorrem a leste da grande faixa transcorrente que afeta o Complexo Brumado-Urandi - entre Ibitira e Caculé.

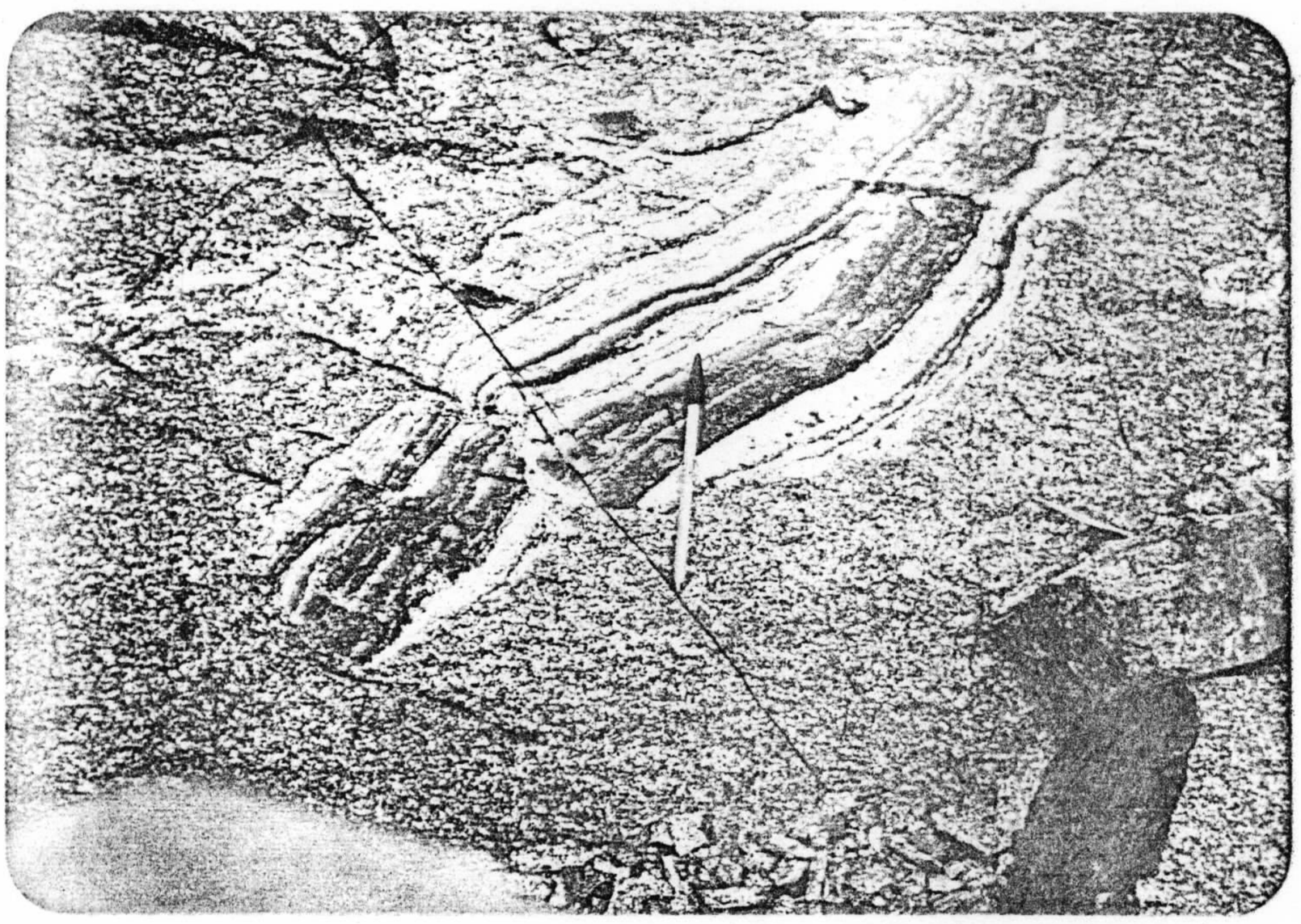


FOTO 12 - CG-214 - Folha de Guanambi - Estrada Pindaí-Pilão . Nota-se fragmentos arteritizados com estrutura gnáissica sendo progressivamente digerido pela rocha granitoide granolitizada. Vê-se claramente que os contatos são transitórios e difusos, o que sugere que esses paleossomas foram arteritizados e progressivamente reabsorvidos durante a fusão anatética de segmentos subsidentes.

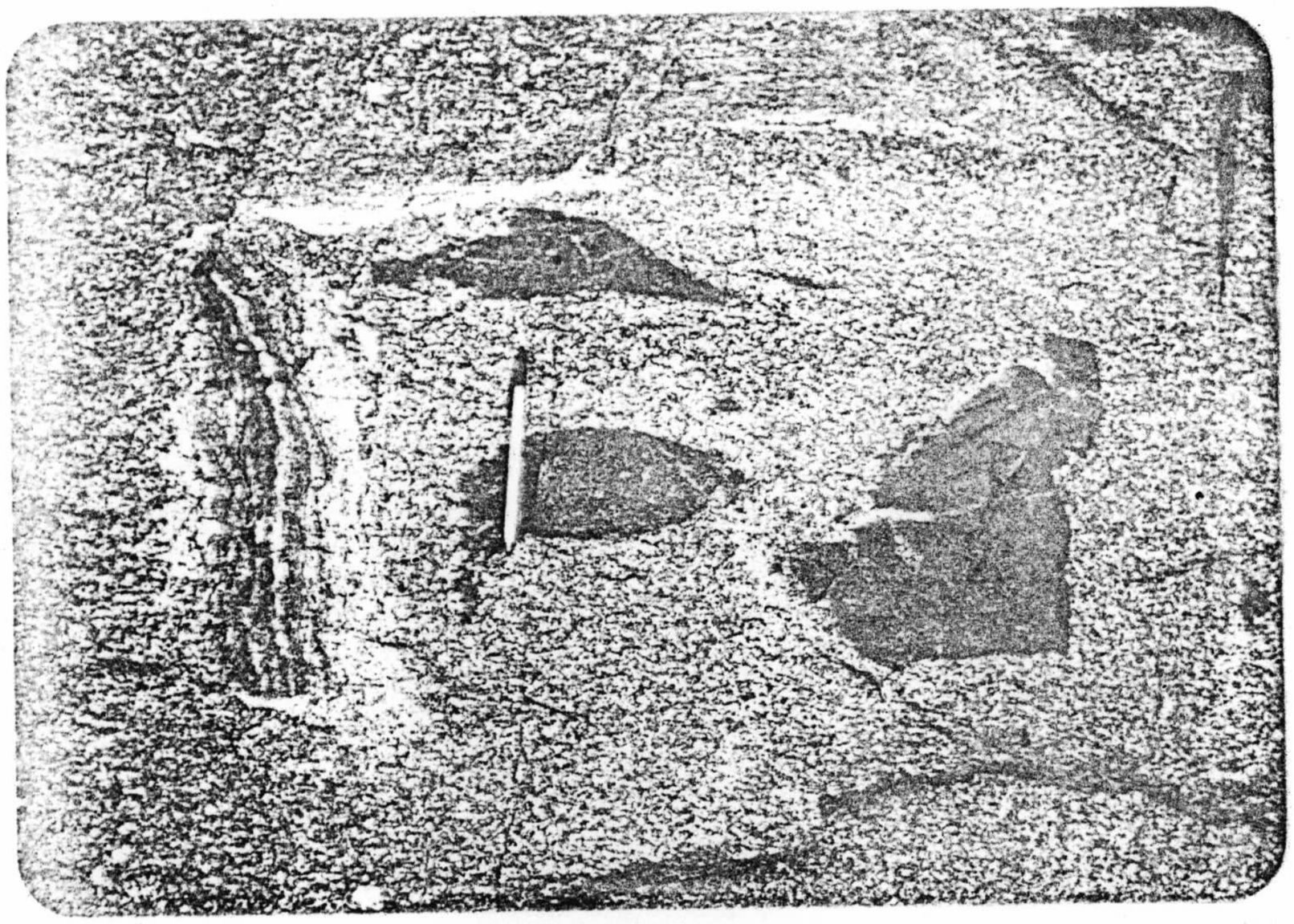


FOTO 13 - CG - 214 - Mesma localização da anterior - Nota-se relictos não granitizados de fragmentos de rocha básica e gnaisses arteríticos no seio de rocha granitóide hornblêndica. Observa-se fenômenos de reabsorção nos contatos.

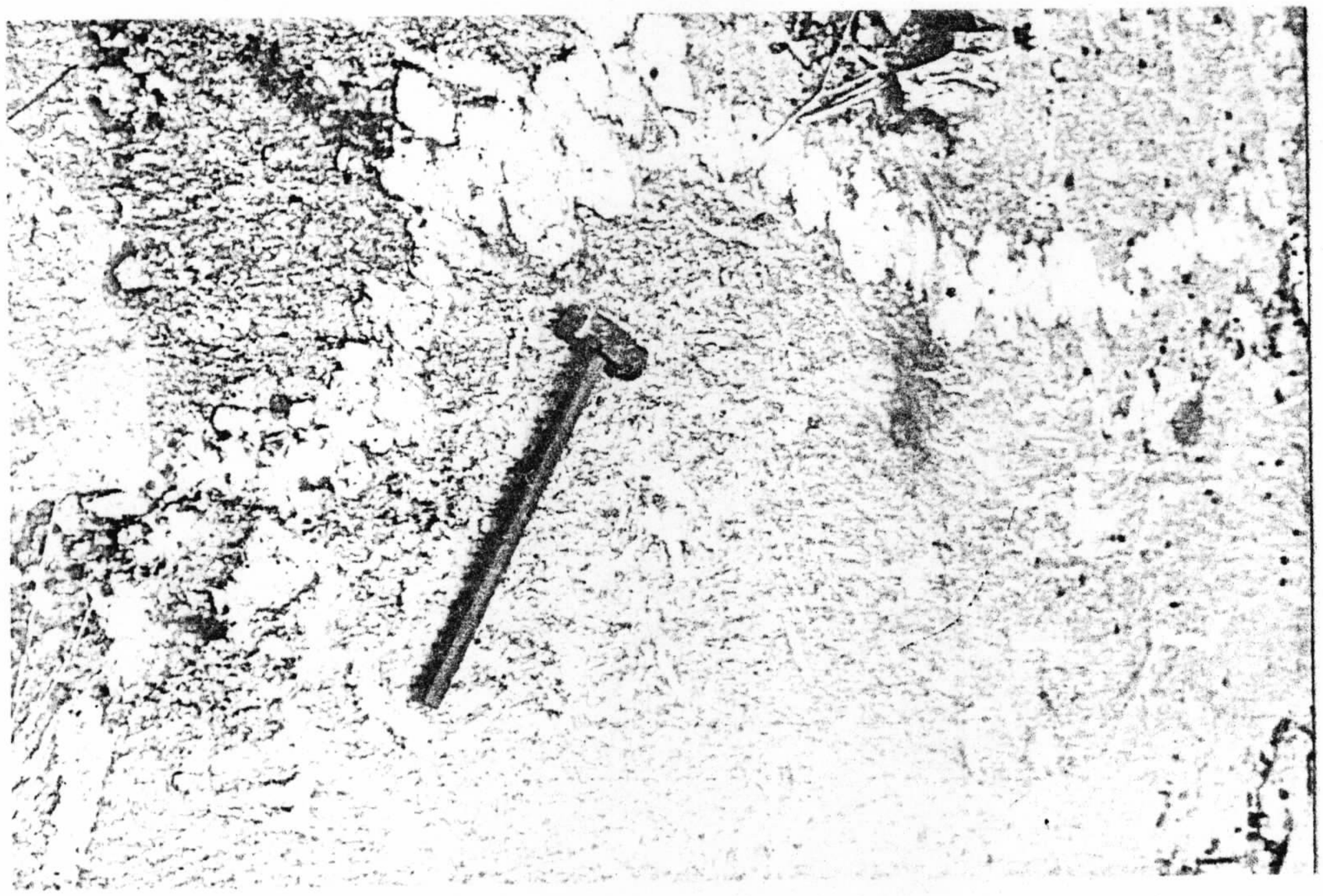


FOTO 14 - RB - 100 - Folha de Tanhaçu - Mostra estrutura pitigmática em migmatitos na região de Ourives.

FOTO 15 - RB - 129 - Folha de Tanhaçu - Mostra estrutura migmática "schlieren" com relictos de fragmentos anfibolíticos.

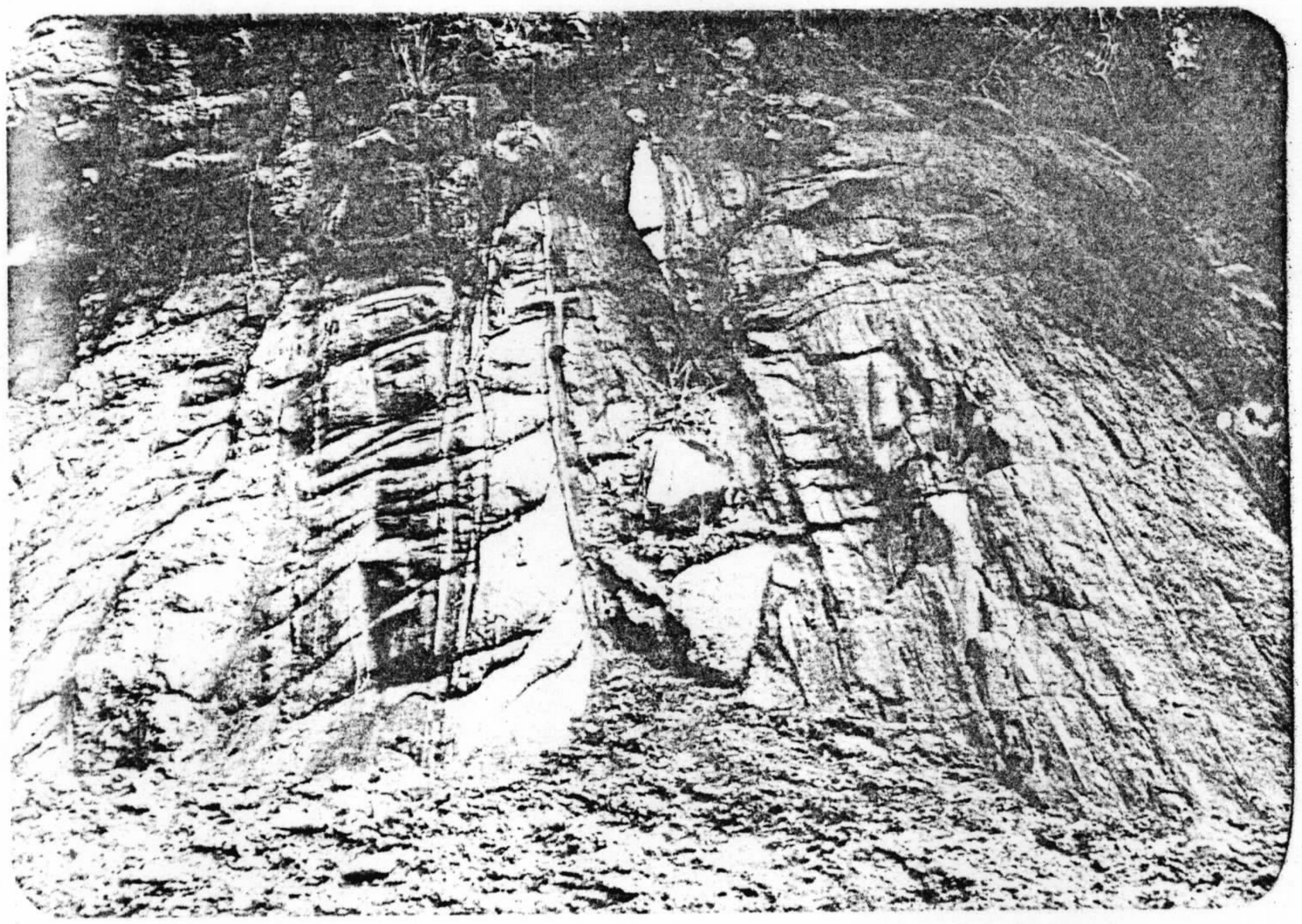


FOTO 16 - CL - 39 - Folha de Brumado - Estrutura bandada em biotita gnaisses arteritizados.

Urandi, em consonância com as observações de Moutinho da Costa et alii (1976), associado ao mesmo padrão geotectônico, adotou-se a terminologia Complexo Brumado-Urandi, em substituição ao correspondente Ibitira-Brumado.

6.2.1 Biotita-Hornblenda Gnaisse

Enfoca-se aqui, em primeiro plano, a unidade de biotita-hornblenda-gnaisse, não com base em critérios litoestratigráficos de ordenação vertical, mas sim porque esta unidade representa uma maior área de distribuição superficial, no seio da qual acham-se preservadas relíquias de segmentos da crosta arqueana ("greenstone"), de grande a pequeno porte, num estágio fraco ou ausente de granitização, com a característica de possuirem, quase sempre, relações muito íntimas de contato com os gnaisses, com os quais posturam-se concordantemente, num padrão bastante realçado pelo paralelismo de suas feições tectono-estratigráficas.

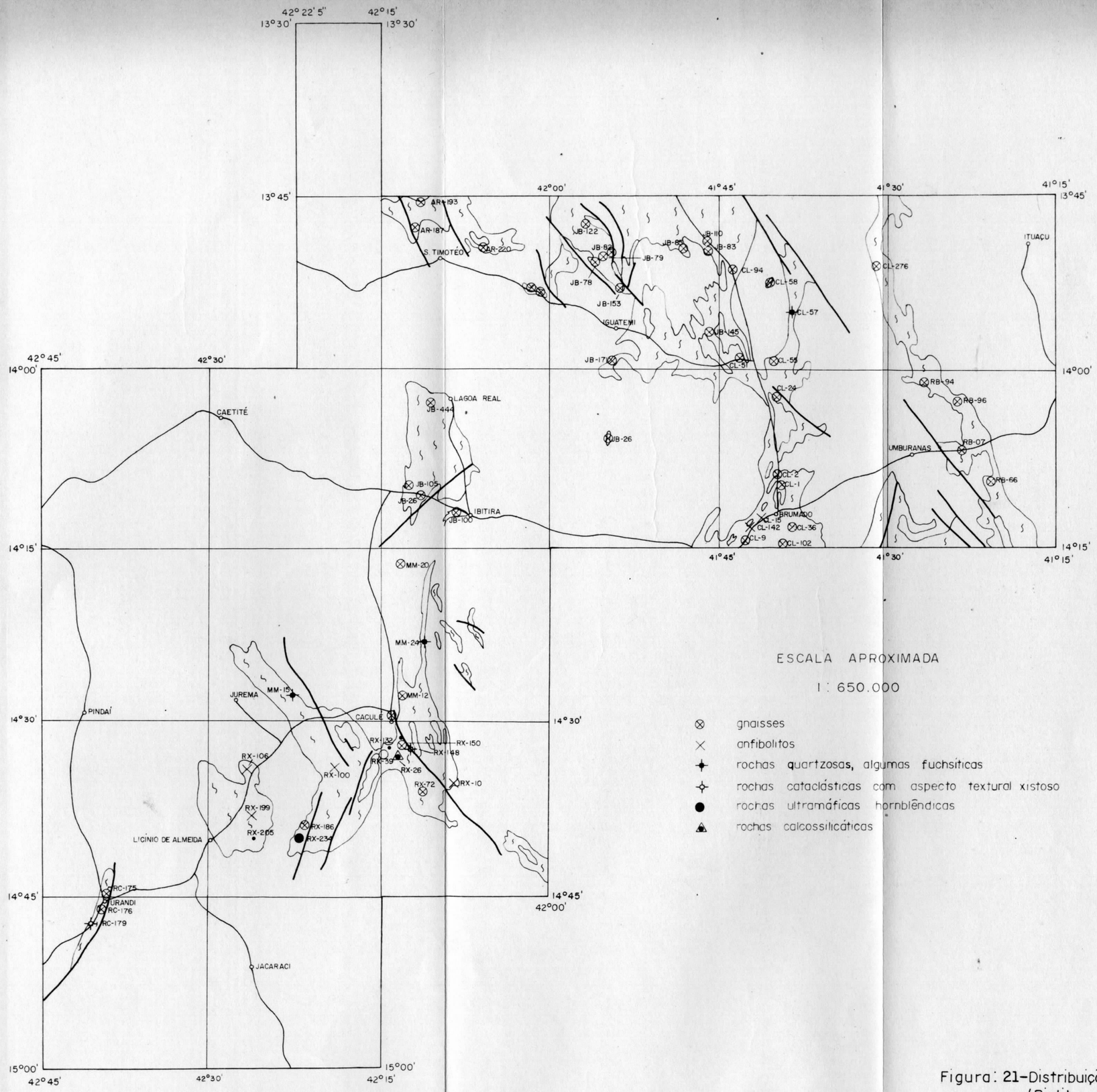
Esta unidade apresenta uma ampla área de distribuição. A Fig. 20 mostra, de uma maneira simplificada, a relação em superfície existente entre os gnaisses e as outras unidades litológicas, ao passo que a Fig. 21 mostra, isoladamente, a sua área de ocorrência superficial, com os respectivos controles analíticos.

Os gnaisses foram considerados, durante os trabalhos de cartografia básica do Estado da Bahia (Mascarenhas et alii, 1976), como pertencentes ao Complexo Metamórfico-Migmatítico, sem individualização em planta. Durante os trabalhos de campo do projeto, conseguiu-se, no entanto, observar que estas rochas guardam uma estruturação muito comum com a sequência vinculada ao Complexo Brumado-Urandi, sugerindo uma

mesma evolução para o conjunto.

Macroscopicamente, essas rochas são representadas por gnaisses bandados, quase sempre arteritizados por faixas quartzo-feldspáticas e com tênues feições migmáticas, granulometria fina a média, leucocráticos e mesocráticos, aumentando o índice de cor quanto menor for a arteritização da rocha. Podem ou não apresentar estrutura cataclástica e comumente contém intercalações, de espessuras variáveis, de níveis anfibolíticos, calcossilicáticos, quartzosos ou quartzíticos, marmóreos e xistosos. Com relação ao comportamento estrutural, quanto menor for o grau de arteritização, mais realçantes se tornam os parâmetros de deformação, com dobramentos assimétricos fechados, localmente isoclinais, com uma marcante frequência de um estilo estrutural de dobras de arraste, em grande parte montadas por mecanismo de rotação. Na região a leste de Brumado e a nordeste de Itaquaraí, esses gnaisses apresentam-se bastante arteritizados e com indícios de migmatização (FOTO 16), porém a SW de Caculé, os mesmos apresentam-se mais finos, com uma maior proporção em minerais ferromagnesianos (biotita e/ou hornblenda) e finamente arteritizado por finas faixas quartzo-feldspáticas concordantes e com estrutura "pinch and swell" (FOTOS 17 e 18). Em muitos locais, a arteritização mostra evidentes sinais de discordância, com veios pegmatíticos cortando obliquamente a foliação. Em outros, como a norte de Itaquaraí e a SW de Caculé, possantes diques graníticos rosados seccionam os gnaisses.

Existem locais onde esses gnaisses mostram palpáveis evidências de terem sido afetados por forte movimentação transcorrente em fase permóvel. Na serra das Éguas, por exemplo, no trecho denominado "Vale do Coité", observou-se promun



ESCALA APROXIMADA

1 : 650.000

- ⊗ gnaisses
- × anfibolitos
- ✦ rochas quartzosas, algumas fuchsíticas
- ✧ rochas cataclásticas com aspecto textural xistoso
- ● rochas ultramáficas hornbléndicas
- ▲ rochas calcossilicáticas

Figura: 21-Distribuição Superficial do Complexo Brumado – Urandi (Biotita - horn. - gnaisses) e pontos analisados.

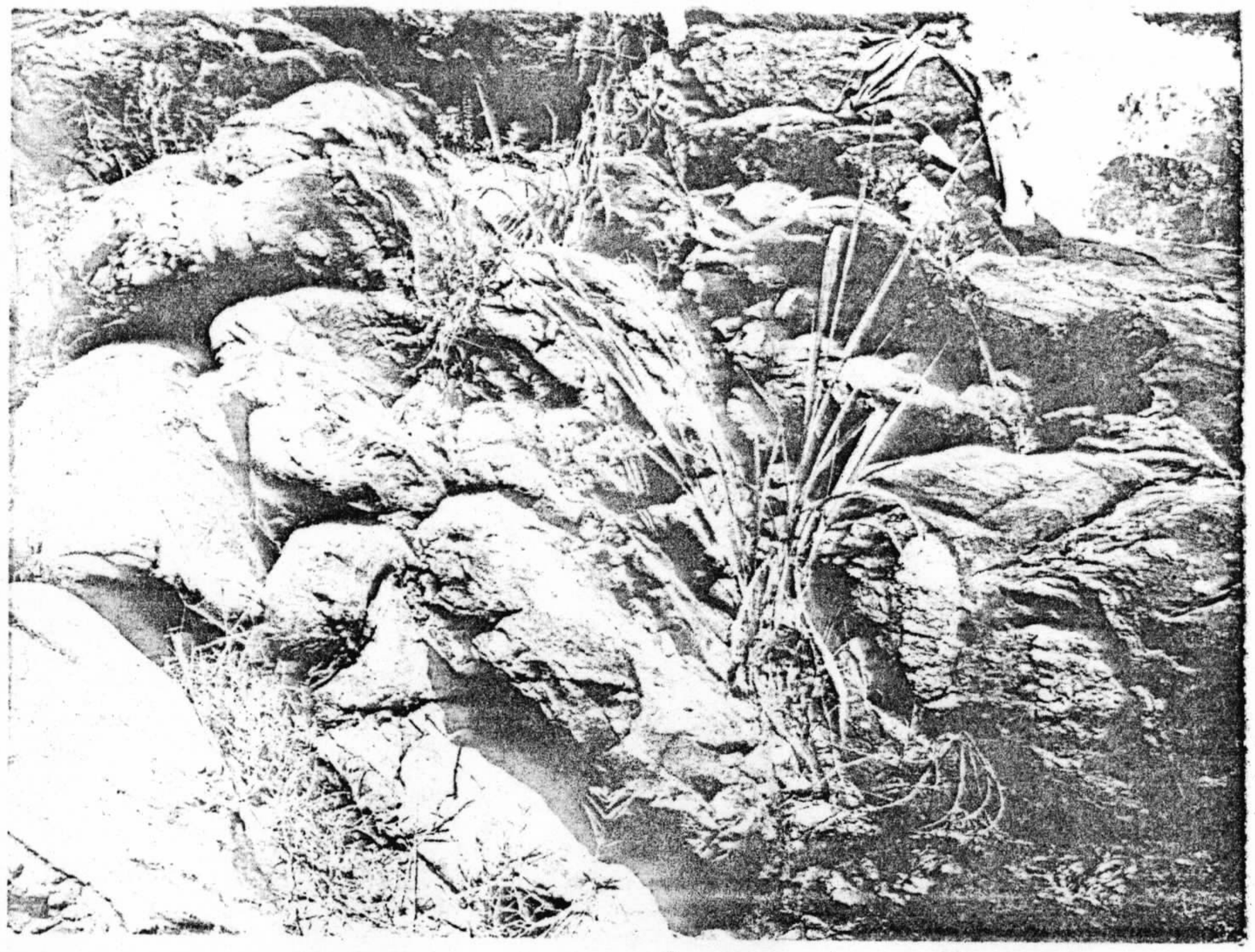


FOTO 17 - RX - 101 - Folha de Caculé - Exposição dos biotita - hornblenda gnaisses mostrando arteritização pegmatítica não muito intensa.

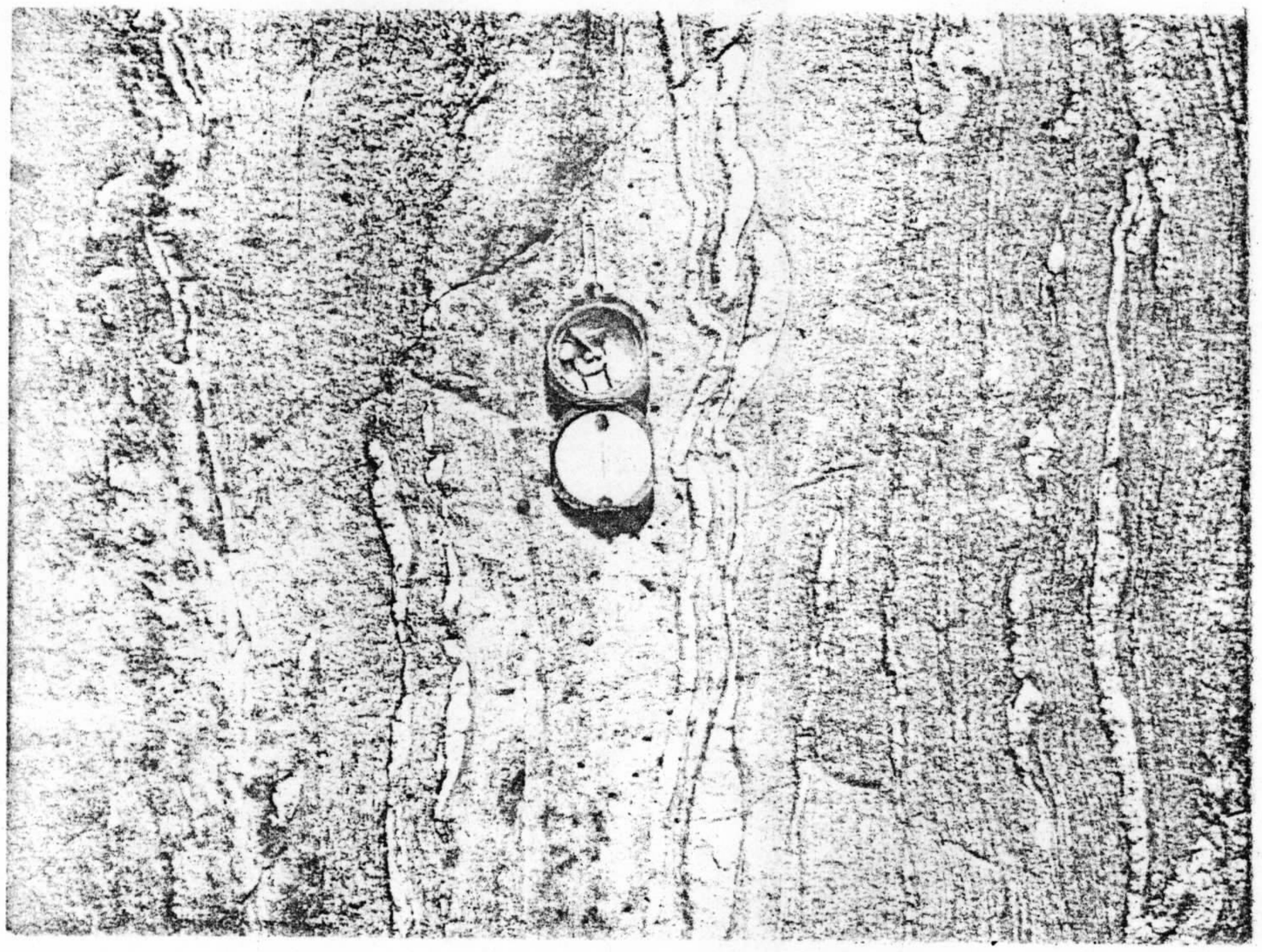


FOTO 18 - RX - 101 - Folha de Caculé - Detalhe da estrutura - bandada em biotita-hornblenda gnaisse. As partes - mais claras são quartzo-feldspáticas e foram provavelmente injetadas durante a granitização da rocha.

ciada movimentação sinextral, com caimento forte (70°/S 25°W) das dobras de arraste. O caráter permóvel é denunciado pela - formação de dobras ptigmáticas no material quartzo-feldspático (FOTO 19). Também na faixa que baliza Ibiassucê-Caculé, os gnaisses mostram-se afetados por movimentação transcorrente - sinextral, com caimento forte dos eixos das dobras de arraste (FOTO 20). Igualmente, ao norte de Itaquarai (Faz. Malhadinha), a pseudo estrutura migmática do tipo dictonítica (em rede) desses gnaisses é causada por um feixe de falhas transcorrentes que movimentam os veios no sentido dextral (FOTO 21). Neste mesmo local, o caráter permóvel do meio é realçado pela formação de dobras ptigmáticas no material quartzo-feldspático, assim como interdigitação nos contatos (FOTO 22).

Apresentam, em microscopia, uma paragênese de grau médio de metamorfismo do facies anfibolito. As tabs. 5a-b-c relacionam tipos petrográficos e composição mineralógica desta unidade. Para melhor visualização da composição mineral, elaborou-se o gráfico da Fig. 22, onde no vértice superior indica-se a quantidade de sílica livre (quartzo); no vértice inferior esquerdo o total de K-feldspato e no vértice inferior direito o total de plagioclásios. Observa-se que a suite composicional varia regularmente desde tipos ricos em plagioclásios (andesinitos, anortositos, quartzo-dioritos e meladioritos), num extremo, até tipos de composição granítica, no outro extremo. Os tipos intermediários aos dois extremos apresentam composição tonalítica, granodiorítica e quartzo-monzonítica. A presença de componentes máficos (biotita+hornblenda +epidoto) é dada na parte superior de cada ponto símbolo do tipo petrográfico. Na parte superior do mesmo ponto símbolo, acha-se representado o percentual de anortita na molécula do plagioclásio. No diagrama indica-se também os "trends" de va-

riação composicional. Observa-se que a composição andesínica do plagioclásio, mesmo nas suites mais ácidas, associado a alta proproção em ferromagnesianos, atribuem a esses gnaisses - uma basicidade média, daí a existência de suites quartzo-tonalíticas, quartzo-dioríticas e mesmo andesiníticas.

Observações de campo, associado a dados analíticos conduziu-nos a admitir, em caráter preliminar e não conclusivo, que as variações composicionais dos gnaisses são uma função do maior ou menor grau de granitização que os mesmos sofreram. Um bom exemplo disto ocorre ao longo da via férrea - que passa em Caculé (RX-01), onde gnaisses calcossilicáticos mostram feições de granitização reveladas pela presença de faixas enriquecidas em microclina dentro da rocha de composição básica calcossilicática (FOTO 23).

Existem outras evidências de campo que mostram biotita-hornblenda gnaisses contendo restos (autólitos) de rocha intermediária, grã fina, fracamente foliada, basicamente constituida de plagioclásios±quartzo e tendo como varietal - hornblenda + augita (RX-229). Os contatos difusos entre esta rocha piroxênica e os gnaisses biotíticos, afastam a possibilidade de corpo intrusivo, vindo a reforçar a hipótese de que os biotita-hornblenda gnaisses são produtos de transformações retrometamórficas de rochas intermediárias a básicas, de composição diorítica e gabroide, ou mesmo anortosítica.

Diagnosticou-se também, embora muito subordinadamente a presença de gnaisses contendo piroxênio sódico do tipo aegirina-augita. Esses gnaisses ocorrem em zonas de metabásicas ou metaultrabásicas e possuem textura fortemente cata - clástica. Os que ocorrem próximo ao lugarejo de Pancadão (LM-23-b), na estrada Ibitira-Caetité, contém 40% de aegirina-au-

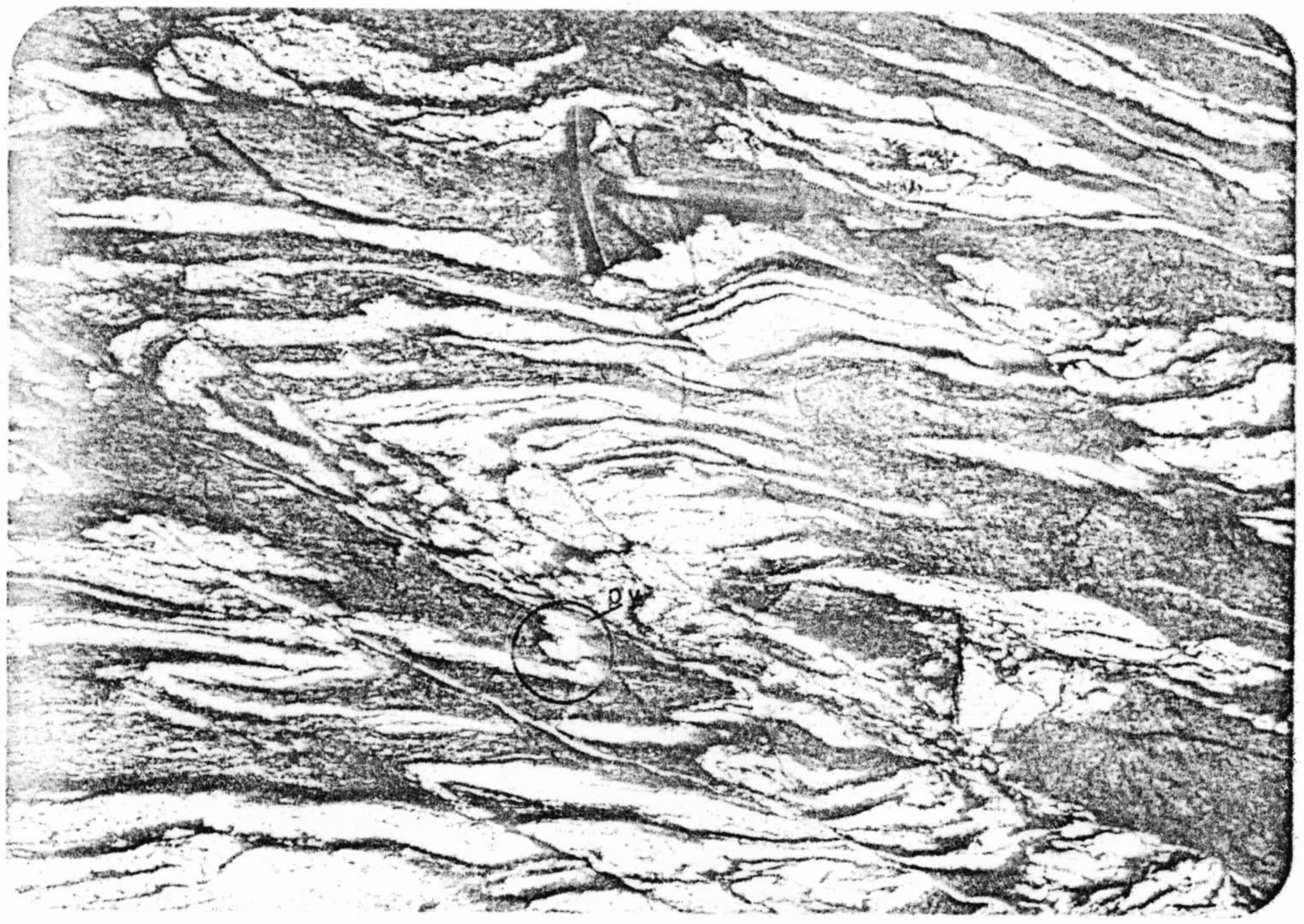


FOTO 19 - CL - 151 - Folha de Brumado (Serra das Éguas - Vale do Coité) - Exposição de biotita gnaisse arteritizado, exibindo nítida estrutura de arraste (movimentação transcorrente) com caimento axial forte (70°/S 25°W). Localmente observa-se tênue dobramento pti - gmático (py) nos veios quartzo-feldspáticos.

FOTO 20 - MM - 22 - Folha de Caetité - Estrutura de dobras de arraste em biotita gnaisses parcialmente arteririzados e que ocorrem ao longo da grande faixa curva - transcorrente Caculé-Ibitira-Iguatemi. A forma em "S" indica movimentação sinextral.

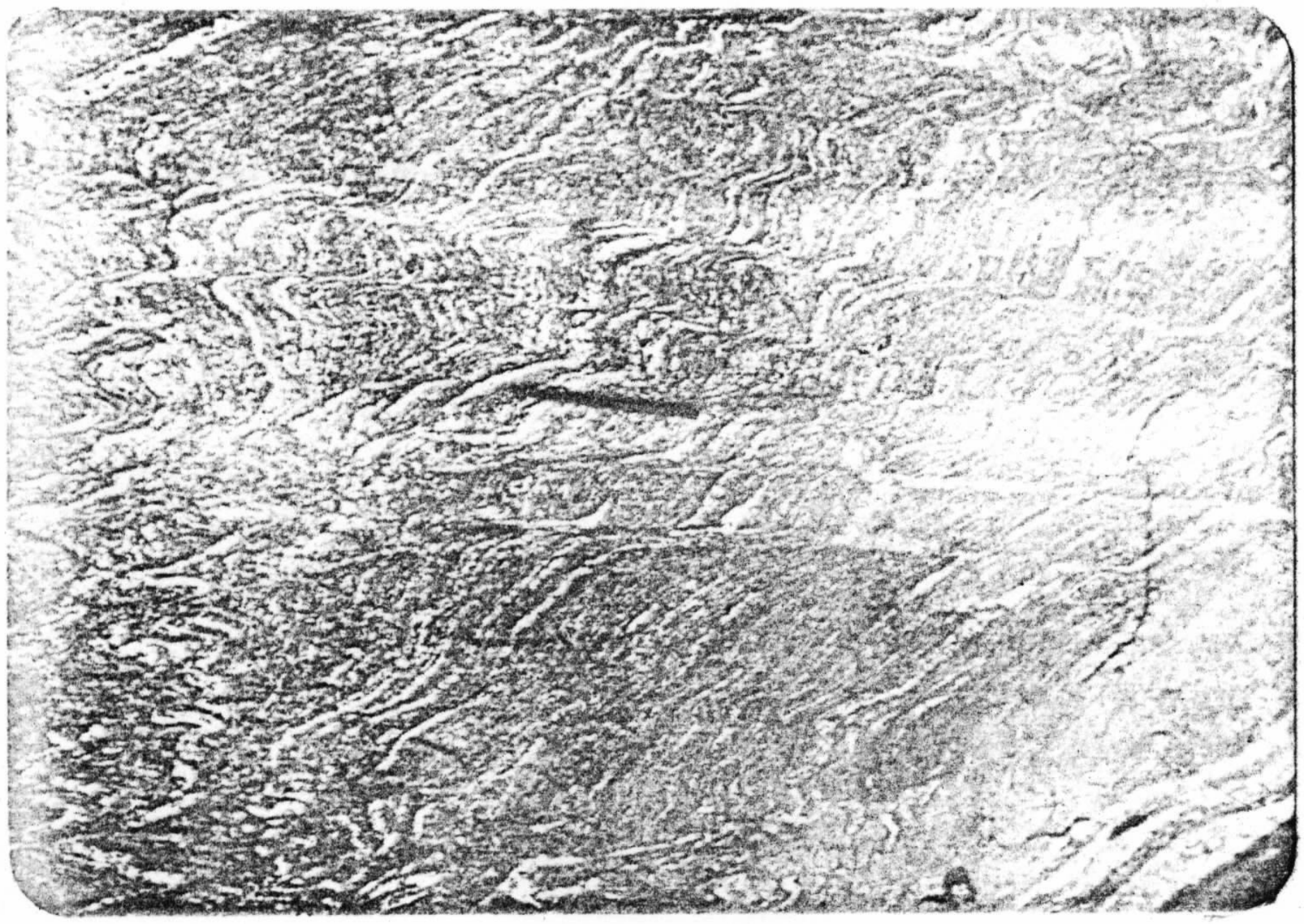


FOTO 21 - JB - 145 - Folha de Rio de Contas (Faz.Malhadinha)- Exposição de biotita-hornblenda gnaisse mostrando - uma estrutura pseudo-migmática do tipo dictonítica (em rede), causada pela movimentação transcorrente dextral dos veios quartzo-feldspáticos.

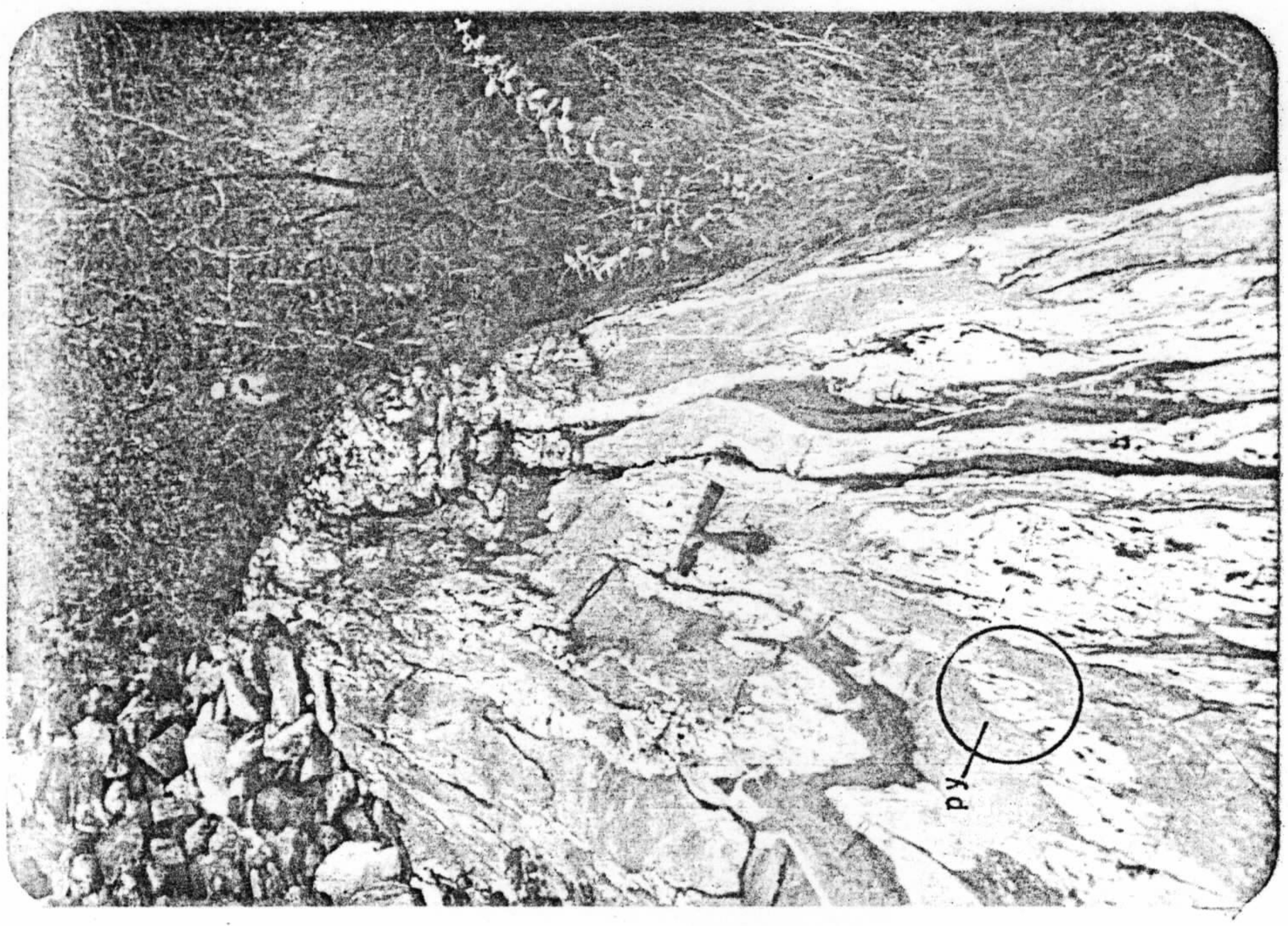


FOTO 22 - JB - 145 - Folha de Rio de Contas (Faz.Malhadinha). Estilo de dobramento em meio móvel. A rocha é um biotita-hornblenda gnaisses arteritizado e com evidências migmáticas. Caracterizando a mobilidade do meio tem-se interdigitação dos contatos, dobras ptigmáticas (py) e manchas de componentes máficos no seio de material quartzo-feldspático.

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	K-FELDS.	PLAG.	ANFIB.	MICAS	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
BIOTITA - HORNBLENDA - GNAISSE	CL-1	25	KF > 5	Plag. 0	Horn-12	bi-13		Hornb.biotita gnaisse	Correias
	CL-2a	55	1	33		Musc-7 bi.- 1	Opc.-Tr	Biot-Muscovita gnaisse	Correias
	CL-9A	20	50	25		bi.- 3	Opc.-3 zirc.-Tr	Biotita-gnaisse	Correias
	CL-24B	25	32	30		bi.- 10	Epid.-1 Opc. -1	Biotita-gnaisse	Correias
	CL-36	30	2	51		bi.- 15	Zirc.-1 Opc. -1 Esf./Apa-1	Biotita-gnaisse	Correias
	CL-43A	25	32	25	Hornb.-7	bi.- 8	Opc -1 Apa -1	Hornblenda-biot. gnaisse	Correias
	CL-43C	25	30	23	Hornb.-5	bi.- 15	Zir/esf-2 Opc. -1 Apa. - Tr	Hornblenda-biot. gnaisse	Correias
	CL-51A	25	39			bi, opc-1	Apa - 1 Zirc.- 1	Epidoto - gnaisse	Boa Sentença
	CL-56B	25		49		bi.- 25	Epid.-35	Biotita-gnaisse	Boa Sentença
	JB-444	10	-	40	15	-	Epid.-35 Esf. -Tr	Hornblenda-gnaisse	Ibitira
	CL-58	15		78		bi.- 7	Opc.- 3	Biotita-gnaisse	Ibitira
	CL-102	25	45	22		bi.- 7	Opc. 1	Biotita-gnaisse	Correias
	CL-142	25	52	3		bi.- 20	Opc. -1 Zirc.-Tr	Biotita-gnaisse	Correias
	JB-26	30	4	6		bi.- 20	Epid,esf-3 Ap.,opc-1	Biotita-gnaisse	Ubiraçaba
	JB-78	23	KF << 6	Plag. 4		bi.- 8	Opc.- 4 Apa.- 1	Biotita-milonito-gnaisse	Iguatemi
	JB-79A	15		60	Horn-23		Opc.- 2 Zirc.-Tr	Hornbl.- gnaisse cataclástico	Iguatemi
	JB-85	25	20	48		bi.- 7	Zirc.-Tr	Biotita-gnaisse cataclástico	Iguatemi
	JB-122	25	42	20		bi.- 5	Opc.- 7 Zirc.Ap-1	Biotita-gnaisse	Iguatemi
	JB-145	30	KF > 6	Plag. 2		bi.-horn-7	Esf.-Opc-Zirc.-Ap-1	Biotita-gnaisse	Iguatemi
	JB-171	25	KF > 6	Plag. 0		bi.-15	Zirc.-Opc-Rut-epid-Tr	Biotita-gnaisse	Iguatemi

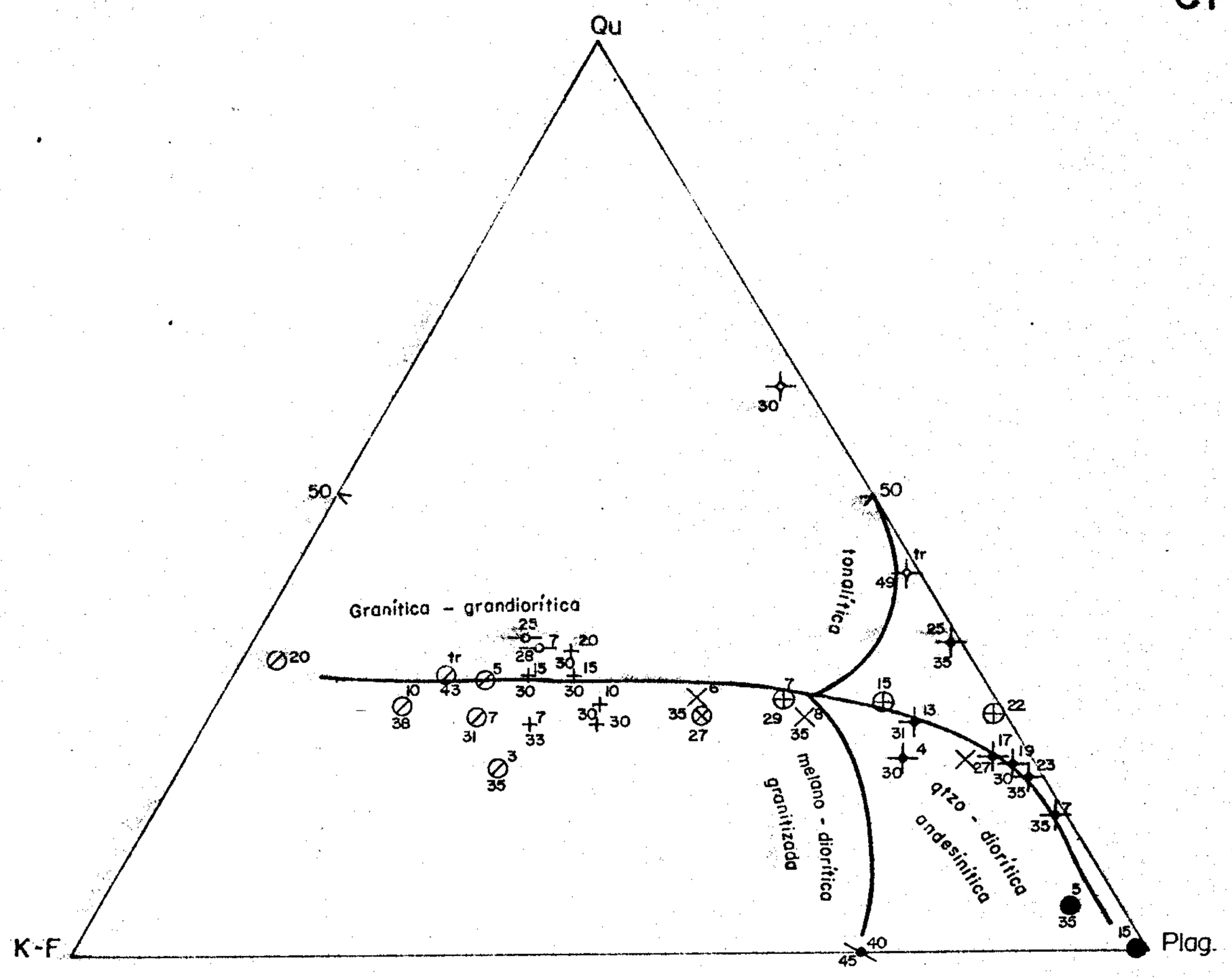
Tabela 5a — TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DA UNIDADE "Lhgn" DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	K-FELDS.	PLAG.	ANFIB.	MICAS	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
BIOTITA - HORNBLENDA - GNAISSE	MM-12B	40		55	Horn.-Tr		Escap.-5	Hornblenda-Escap-gnaisse	Rio do Antônio
	RX-186	30	50	20			Biot.-Opc-Tr	Gnaisse	Paiol
	RX-72	24	KF < Plag. 6 5			bi.-10	Zirc.esf. Opa.-1	Biotita-gnaisse	Caculé
	RB-7	20		54			Epid.-4 Bi.esf. Opa.zirc. -2	Homb.-gnaisse cataclástico	Cristalândia
	RB-66	20	6	50		Serc.Musc. 10	Epid.-10. bi.Apa.-4	Milonito	Cristalândia
	RB-96	20	12	64		Biot.Musc. 3	Opc.zirc. 1	Biotita-gnaisse	Cristalândia
	RB-94B	×	×	57	MATRIZ	AFANITICA		Milonito-gnaisse	Cristalândia
	RC-175B	15		55	4	15	Epid.-10 Esf.-Apa. Opc.-1	Hornblenda-Biot. gnaisse	Urandi
	RC-176	20		65		bi.-12	Epid.Opc. Zirc.-2	Biotita-gnaisse cataclástica	Urandi
	RX-150	20		55		bi.-14	Epid.-5 Esf.Apa.-3	Biotita-gnaisse	Caculé
	AR-187	23	KF > Plag. 7 0			bi.-7	Zirc.Apa. Opc.-Tr	Biotita-gnaisse	S.Timóteo
	AR-220	28	KF ≤ Plag. 1 0			Mosc.-2	Biot.Opc. Tr	Molinito-gnaisse	S.Timóteo
	AR-193			80	15		Esf.Opc. Zirc.Apa. -4	Hornblenda-andes. gnaisse (anortos?)	S.Timóteo
	AR-159			75	19		Epid.-4 Esf.Opc.-2	Hornblenda-andes. mil. (anortosito?)	S.Timóteo
	AR-158	± 10		59	30		Opc.-1	Qtzo.-Hornb.-Oli. - xisto	S.Timóteo
	RX-01		15	44			Diops.-40	Gnaisse calcossilicático	Caculé
	JB-100	25	10	50		bi.-15	Zirc.Apa.-esf.-Tr	Biotita-gnaisse	Ibitira
	JB-105	25	45	22		bi.-8	Apa.-zirc. Opc.-Tr	Biotita-gnaisse	Ibitira
	MM-20	25	35	24		bi.-15	Opc.-Esf.-Opa.-zirc-Tr	Biotita-gnaisse	Rio do Antônio
	LM-23	10	40	5	-	bi.-4	Aegir-40 Opc.mon.-1	Aegir.gnaisse	Ibitira

Tabela 5b - TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DA UNIDADE "bhgn" DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI.

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	K-FELDS.	PLAG.	ANFIBÓLIO	MICAS	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE	RX-148B	8	-	68	20		Zoi.-10 Mgn.- 2	Hornb.gn. xisto	Caculé
	RX-229	X		X	hornb. X		Augita Epid.esf.	Pirox. Gnaisse	Paiol
	MM-149A		45	21	hornb. 4		Aegir-13 Epi.-12 Esf.qz.-opc.-1	Aegir.-Gnaisse	Jurema
	RB-207	20	KF < 6	Plag. 7		bi.=7	Epi.=3 Esf.opc. =3	Biotita milonito Gnaisse	Cristalândia
	RB-56		19	70	Trem. 5	bi.=3	Opc.-2 epi,apa. -1	Biotita-Trem. milon.gnaisse	Cristalândia
	RB-175	1	2	82	Trem. 8		Gran.=5 Epi.=2	Gran.Trem.micro augen gn.	Ituaçú
	RB-210C	X	MATRIZ AFANITICA 20			Biotita Musc.	Epi.-esf. opc.-zirc.	Milonito	Cristalândia

Tabela 5C - TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DA UNIDADE "Lhgn" DO COMPLEXO BRUMADO-URANI



SUÍTE COMPOSICIONAL

- ⊘ Granítica portando plagioclásio andesínico
- + Quartzo - monzonítica portando plagioclásio andesínico
- -o- Quartzo - monzonítica portando plagioclásio oligoclásico
- × Granodiorítica portando plagioclásio andesínico
- ⊗ Granodiorítica portando plagioclásio oligoclásico
- ⊕ Tonalítica portando plagioclásio andesínico
- ⊕ Quartzo - diorítica portando plagioclásio andesínico
- ⊕ Quartzo - diorítica portando plagioclásio oligoclásico
- ✕ Melanodiorítica portando plagioclásio andesínico
- ● Andesinítica

FIGURA 22— Relações quantitativas dos gnaisses arteritizados (bhgn) do Complexo Brumado - Urandi, mostrando às variações percentuais dos componentes máficos e de anortita nos plagioclásios.

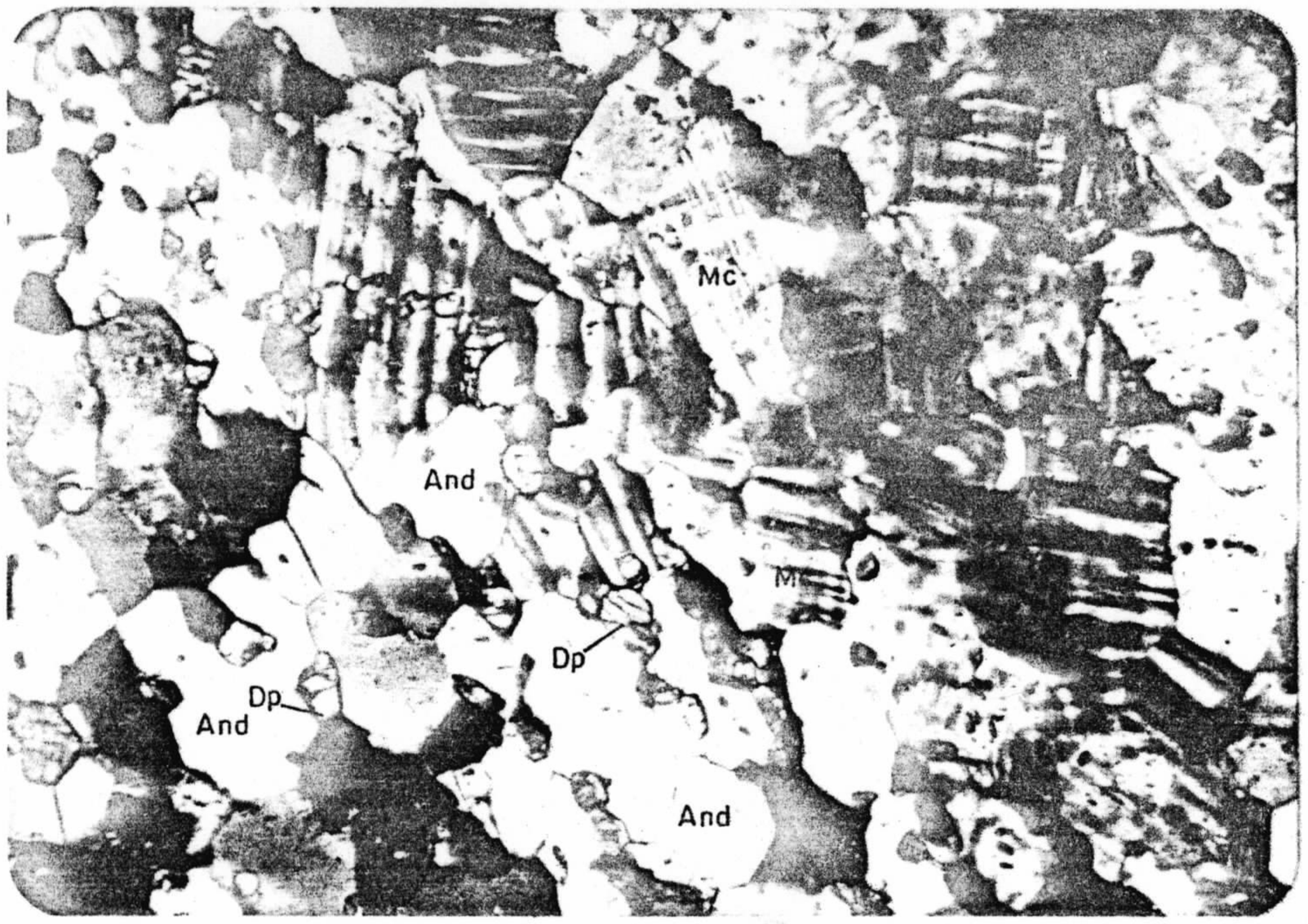


FOTO 23 - RX - 01 - Folha de Caetité - Fotomicrografia NX (12,5 x 2,5) de rocha calcossilicática gnaissificada e granitizada. Vê-se, do lado direito da foto, faixa de microclina (Mc) disposta paralelamente a outra faixa (lado esquerdo) portando andesina (And) + Diopsídio (Dp), que representa a composição básica da rocha original.

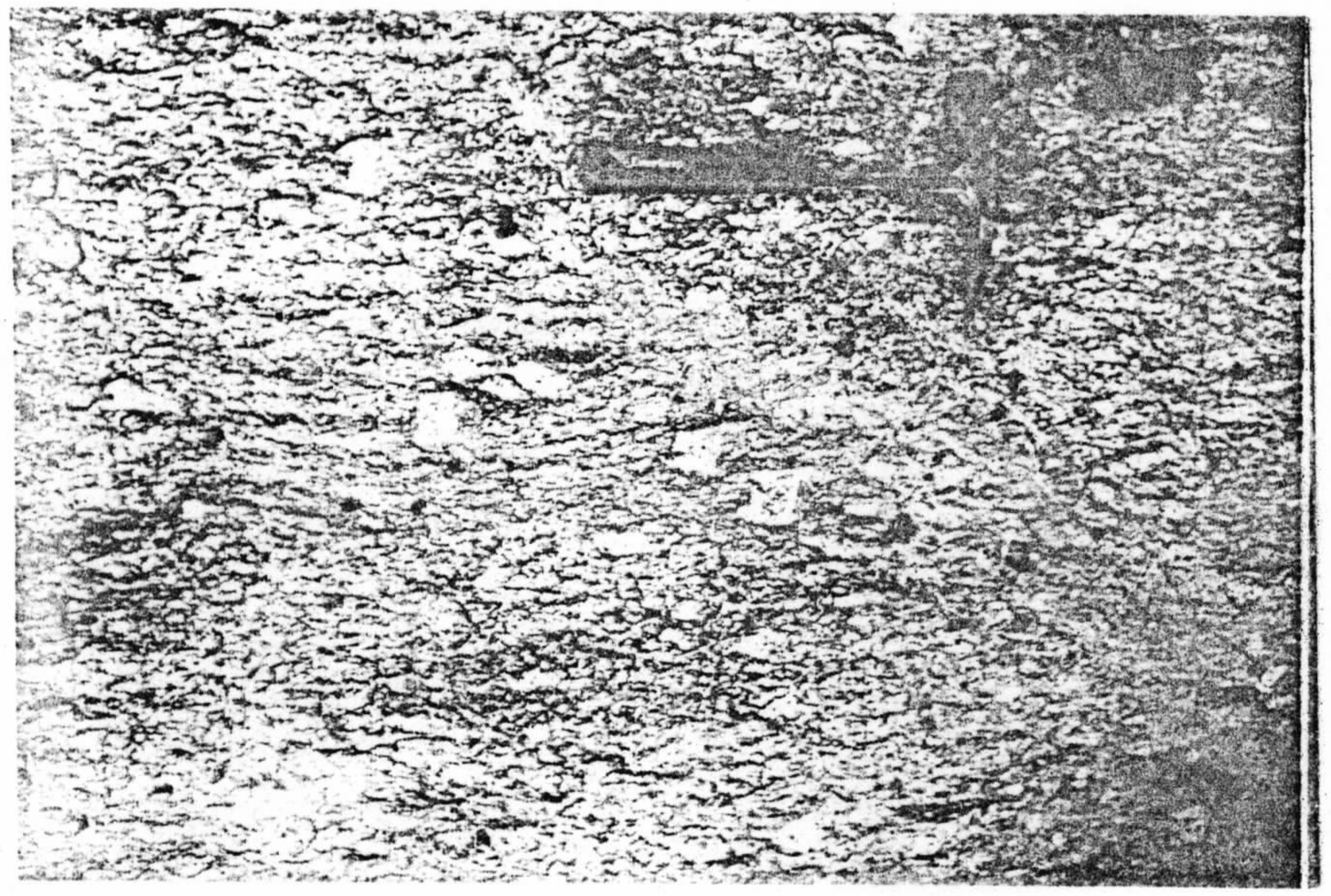


FOTO 24 - CL - 116 - Folha de Brumado - Textura porfiroblástica em gnaisses metassomáticos, observando-se pórfiros de forma losangular e retangular de microclina, com muito fraca orientação segundo o martelo.

gita e apresenta evidências de ser produto metassomático de biotita-hornblenda gnaisses de composição quartzo-diorítica - (LM-23-a). Pode-se concluir que o metassomatismo sódico foi anterior ao potássico, pelo fato do piroxênio gnaisse conter inclusões de aegirina-augita dentro de grãos de microclina metassomática. Também na localidade de Caldeirão, oeste de Ibiassucê, ocorrem gnaisses com aegirina-augita (MM-149) associados com rochas ultrabásicas talcificadas e meta-gabros. De igual maneira, o caráter metassomático é proeminente, vez que a maior parte da microclina presente é de substituição metassomática de plagioclásio andesínico. A composição sienítica - desta rocha é alcançada durante os processos de substituição do plagioclásio (provável labradorita) pela microclina, que não só concorrem para diminuir a basicidade do plagioclásio , como também para reduzir o percentual de sílica da rocha.

Rochas gnáissicas contendo escapolita ocorrem em alguns pontos da área e considerações a este respeito serão posteriormente abordadas no grupo das rochas calcossilicáti - cas.

6.2.2 Gnaisses metassomáticos com estrutura porfiroblástica

Esta unidade tem as suas maiores áreas de distribuição restritas aos seguintes locais: a sul da serra do Eixo (SW da quadrícula de Cristalândia e SE da de Brumado); ao longo da baixada do rio de Contas, entre os contrafortes das serras do Boqueirão, a oeste, e Canabrava, a leste; e na região S-SW de Bom Basílio.

Macroscopicamente, são rochas leucocráticas, estrutura gnáissica e "augen" gnáissica, granulometria média a

grossa, foliação distinta a imperceptível nos tipos fortemente metassomatizados, podendo também apresentar textura cataclástica a milonítica. Neste último caso, adquirem uma estrutura fortemente orientada onde se observam porfiroclastos orientados na massa fina a afanítica constituida por minerais retrometamórficos.

Constatou-se que as áreas onde existem as maiores evidencias de metassomatismo alcalino-potássico encontram-se próximas a focos graníticos, como aquelas que ocorrem a sul da serra do Eixo e a S-SW de D. Basílio. Observações de campo evidenciam intenso metassomatismo potássico, conforme mostra a FOTO 24, como também a presença muito comum de faixas, dentro da rocha, fracamente metassomatizadas ou sem quaisquer evidências desse processo (FOTO 25).

Tudo indica que esse "front" de feldspatização afetou a unidade de biotita-hornblenda gnaisse, alterando a sua composição química e sua configuração estrutural. Locais existem onde a rocha feldspatizada encontra-se seccionada por possantes diques graníticos, com postura oblíqua a sua foliação (FOTO 26).

Em microscopia apresentam composição variável desde quartzo-monzonítica (CL-276) a granítica (CL-94 e JB-110). O plagioclásio varia desde oligoclásio alto (An=29), na amostra JB-110, a andesina (An=35-38), nas amostras CL-94,276. Ocorre numa proproção oscilável entre 38%, nos tipos quartzo-monzoníticos, a 10-15% nos tipos graniticos. Texturalmente, o plagioclásio pode ocorrer como fenoclastos (CL-276), ou simplesmente em grãos xenoblásticos, ou no máximo, como micro-"augens" (CL-94, JB-110), apresentando em ambos os casos fortes evidências de retrabalhamento cataclástico e de substitui

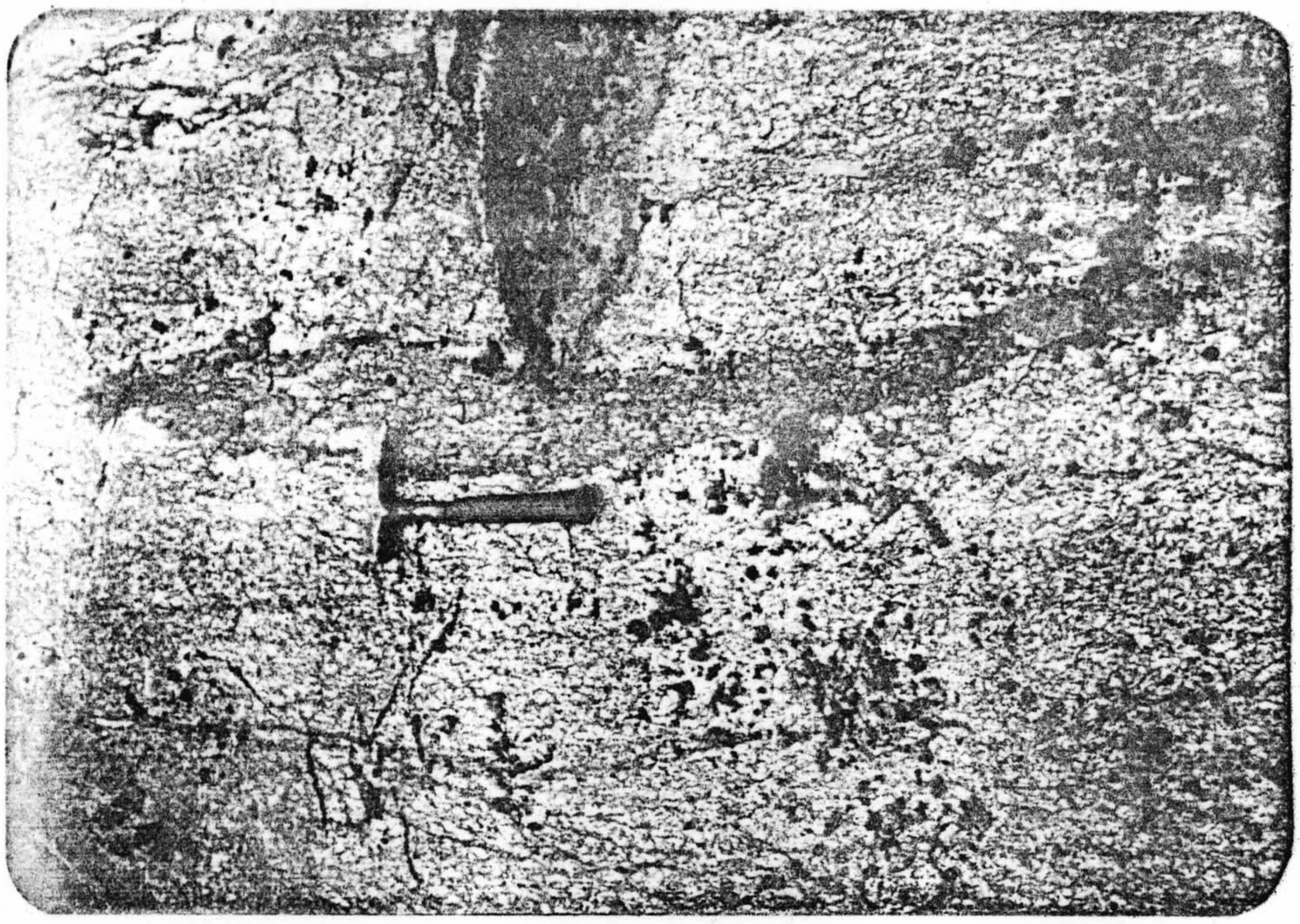


FOTO 25 - CL - 119 - Folha de Brumado - Estrutura do gnaisse profiroblástico, notando-se restitos fracamente metassomatizados de natureza hipermicácea.

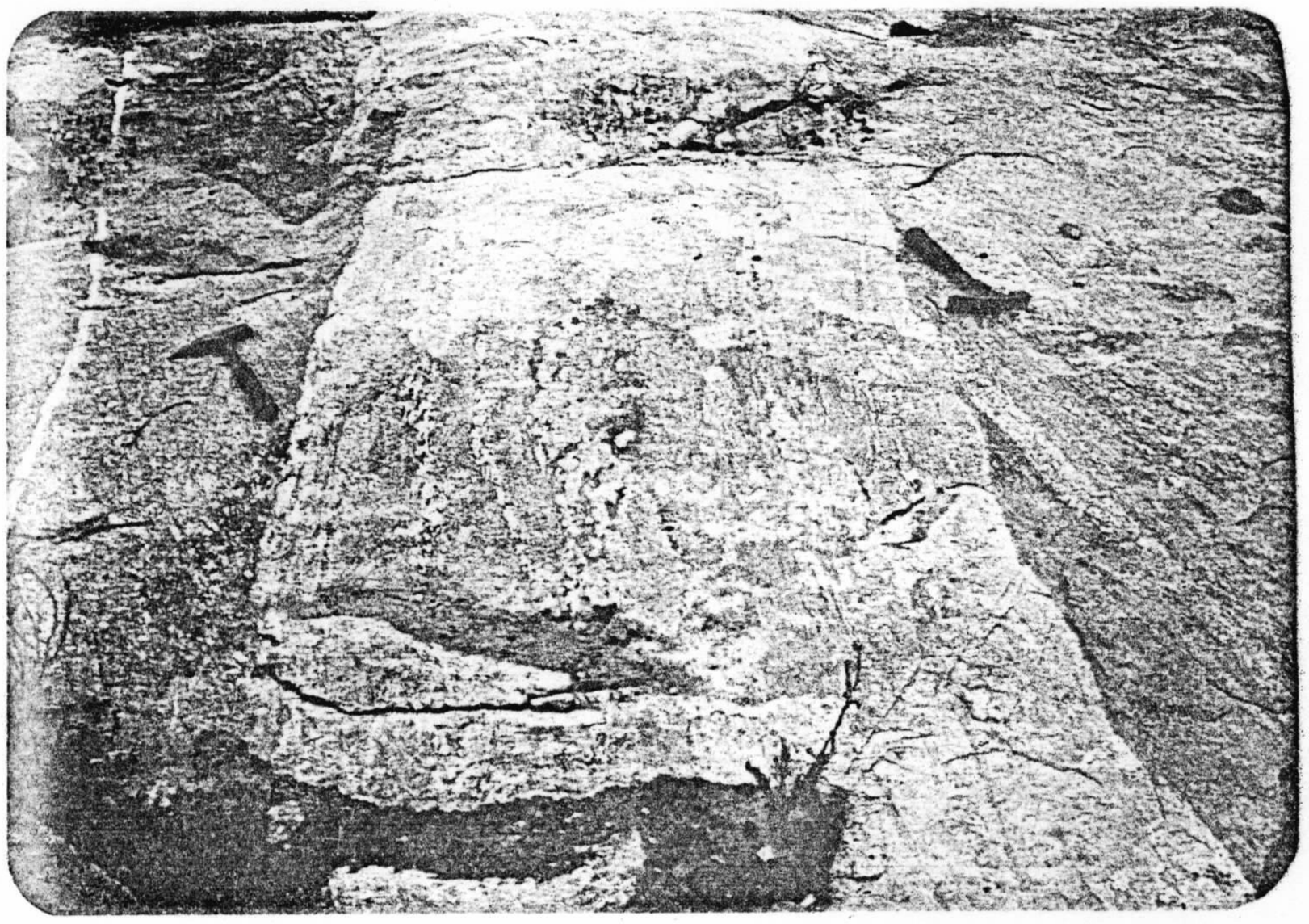


FOTO 26 - CL - 121 - (Folha de Brumado) - Gnaisse porfiroblástico de natureza metassomática, sendo seccionado por dique granítico leucocrático. Os martelos orientam-se segundo a direção do gnaisse porfiroblástico.

ção metassomática por microclina. A microclina pode ocorrer - como pórfiros nos tipos de composição granítica, ou simplesmente como pertita de substituição, nos tipos quartzo-monzoníticos com fenoclastos de plagioclásio. O quartzo ocorre num percentual quase constante de 25% e a biotita ocorre variando de 6 a 12%. Como acessórios, têm-se: esfeno, apatita, zircão, epidoto, alanita e rutilo. Além de intenso metassomatismo potássico, as rochas apresentam uma gama de minerais neoformados, desenvolvidos a custa de soluções infiltrantes durante os fenômenos cataclásticos. Podem ser citados: epidoto, muscovita sericita, calcita. Nos tipos de composição granítica, os pórfiros de microclina foram formados através da ação de soluções metassomatizantes de natureza sílico-potássica, com algum carbonato presente.

Do exposto, pode-se concluir o seguinte: os gnaisses metassomáticos que ocorrem ao longo da baixada do rio de Contas apresentam composição quartzo-monzonítica, e contém, como particularidade marcante, fenoclastos de plagioclásio dispersos numa matriz afanítica e retrometamórfica. As evidências metassomáticas são realçadas pela presença de pertita de substituição que ocorre nos fenoclastos de plagioclásio. Os gnaisses metassomáticos que ocorrem a S-SW de Dom Basílio, e provavelmente aqueles que ocorrem a sul da serra do Eixo, apresentam composição granítica, e a microclina ocorre como - pórfiros ou micro-"augens", evidenciando que sua origem está ligada a neoformação por ação de fluidos metassomatizantes. Do ponto de vista genético, existe uma similaridade textural e composicional dos gnaisses metassomáticos da baixada do rio de Contas com os milonito - gnaisses que ocorrem na região - de Umburanas, associados com a unidade de biotita-hornblenda gnaisses (bhgn). É o caso das amostras RB-29,56,66,94B,207 e

210C .. Levando-se em consideração informações verbais e dados do relatório de pesquisa de detalhe da responsabilidade de geólogos da CBPM - Companhia Bahiana de Pesquisa Mineral, algumas dessas rochas (RB-29 e 210C), com textura milonítica - comprovada em micro e macroscopia, foram classificadas como metavulcânicas. Apesar de, neste relatório, ter-se aceito as opiniões dos referidos geólogos, é conveniente que se faça a observação que muitas rochas granitoides na área com composição tonalítica ou quartzo-diorítica, ou mesmo rochas de composição anortosítica, poderiam ser levadas, por mecanismo de deformação cataclástica, a um estágio protomilonítico a milonítico, o que as facultariam texturas bastante similares a de rochas metavulcânicas. No entanto, se comprovada a filiação - vulcânica para as rochas de Umburanas, especial atenção deverá ser dada aos gnaisses metassomáticos da baixada do rio de Contas, que mostram composição e estruturas bastante similares àquelas rochas de Umburanas, atualmente num estágio de deformação cataclástica bastante acentuada.

6.2.3 Anfibolitos, Metabasitos e Metagabros

Essas rochas ocorrem generalizadamente em toda a área, sendo a sua maior frequência em terrenos vinculados ao Complexo Brumado-Urandi, onde ocorrem isoladamente ou intimamente relacionadas com os biotita-hornblenda gnaisses. No Complexo Migmático-Plutônico ocorrem como restitos não digeridos pela granitização, e no Super Grupo Espinhaço aparecem associadas em postura concordante com quartzitos e milonito xistos. Com respeito a este último modo de ocorrência, posteriormente serão abordadas maiores considerações em capítulo separado.

Os anfibolitos e metabásicas relacionados ao Complexo Brumado-Urandi, por sua maior frequência de distribui -

ção, revestem-se de maior importância. A Fig.23 mostra a distribuição de rochas anfibolíticas e metabásicas com controle petrográfico. Em planta, os anfibolitos foram individualizados como"af", os metabasitos como "mb", e dentro da unidade "mbub" foram colocados metabasitos e metaultrabasitos, sem diferenciação.

Macroscopicamente, os anfibolitos são rochas melanocráticas, bem foliadas, granulometria fina a média, compostas essencialmente de plagioclásios e pirobóleos. Muitas vezes essas rochas básicas apresentam-se com granulometria muito fina, retrometamorfisadas, coloração esverdeada, sendo,neste caso, difícil identificar a rocha original (metabasitos) . Os metagabros são rochas de granulometria média a grossa, aspecto isotrópico a fracamente foliado, deixando muitas vezes preservada a textura diabásica.

Os anfibolitos e metabasitos, em relação ao Complexo Brumado-Urandi, ocorrem associados a biotita-hornblenda gnaisses, rochas ferruginosas bandadas, calcossilicáticas, quartzíticas, quartzosas, xistosas e marmóreas. Gradações de metabasitos para rochas ferruginosas bandadas e quartzosas são bem visíveis 1 km. a oeste da Faz. Vargem do Fogo (Folha de Iguatemi). Também a leste de São Timóteo, ocorre gradação de metabasitos para rochas ferruginosas bandadas e marmóreas. Esses fenômenos comumente estão presentes em zonas de intensa deformação.

As tabs. 6 a-b-c relacionam tipos petrográficos e composição mineralógica de rochas anfibolíticas, metabasíticas e gabroicas. Microscopicamente, os anfibolitos e metabasitos são rochas basicamente constituidas de plagioclásio e hornblenda, sendo a classificação de metabasito mais atribuí-

da a rochas muito finas e retrometamorficamente alteradas. A proporção em quartzo é, na maioria das vezes, baixa. Poucas são as amostras que apresentam um teor de quartzo acima de 10% (JB-120 D, RX-10,100). A amostra RX-10, a SE de Caculé, muito embora tenha sido, por observações microscópicas, atribuida uma provável origem sedimentar, apresenta elementos traços compatíveis com rochas magmáticas, ou seja, Ti=1%, Cr=150 ppm e Ni=100 ppm. A percentagem anômala para quartzo pode ser explicada por infiltração de sílica durante a cataclase a que a rocha foi submetida, estabelecendo-se condições para a formação de uma nova paragênese mineral, devido a quebra da estrutura do plagioclásio cálcico original e formação de epidoto + plagioclásio menos cálcico. Por outro lado, relações de campo atestam que essa rocha situa-se em larga zona transcorrente que baliza Caculé, Ibitira e Iguatemi, fato que também é realçado em microscopia pela textura nematoblástica fortemente orientada. De igual maneira, o teor de quartzo anômalo para a amostra RX-100, a SW de Caculé, pode ser explicado pela atuação de processos conjugados de cataclase e diaftorese, devido a influência de fluidos hidrotermais silicosos. A fotomicrografia dessa amostra é exibida na FOTO 27, que mostra campo deste anfibolito contendo granada xenoblástica com inclusões de quartzo, envolvida por uma massa de grãos de andesina com textura mosaica, onde se observam prismas de hornblenda orientados.

A paragênese encontrada de hornblenda-plagioclásio-almandina (± quartzo) é uma paragênese de adaptação de novas fases minerais sob condições metamórficas de grau médio do facies almandina-anfibolito, onde teve ter prevalecido, segundo Turner e Verhoogen, 1960, temperaturas da ordem de 550

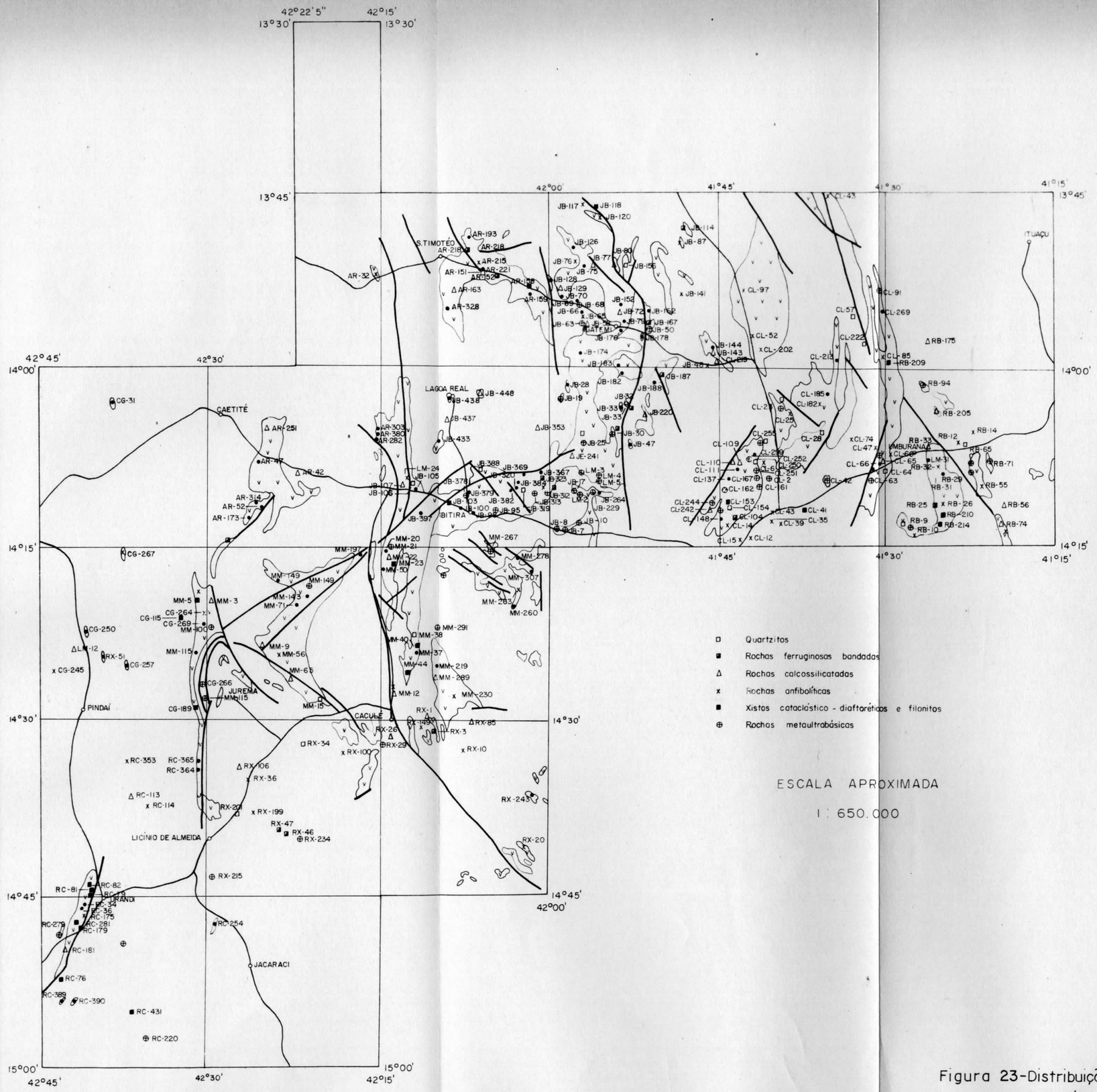


Figura 23-Distribuição Superficial do Complexo Brumado - Urandi e pontos analisados

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	PLAG.	HORNB.	TREMOLITA ACTIN.	EPIDOTO	PIROX. CLORITA	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
METABASITOS E ANFIBOLITOS	JB-48	45	52		1		bi.,opc., 2	Andes.anfibolito	Iguatemi
	JB-65	34	56				Qz.-5 Opc.,esf- 5	Andesina Anfibolito	Iguatemi
	JB-76B	40	30		20	Diops. 4	Qz.,-2 Esf.,- Opc.,Apa 6	Andesina Anfibolito	Iguatemi
	JB-87	20	70				Qz.-7 Opc.,esf, opa,-3	Andesina Anfibolito	Iguatemi
	JB-98	40	50				Qz.-8 Opc.,apa. 2	Oligoclásio Anfibolito	Iguatemi
	JB-117	30	48		7		Qz.9 Opc.-bi., 5	Albita Anfibolito	Iguatemi
	JB-120D	20	45			Clorita 15	Qz.-15 Calc.-7 opc.-2	Andes.Anfibolito Carbonatado	Iguatemi
	JB-141	40	50				Qz.-5 Opc.-4 bi.-1	Andes.anfibolito	Iguatemi
	JB-323E	33	15			38	Grd.-12 Opc.,Apa. 2	Orto Anfibolito	Ibitira
	CL-6A	42	50				bi.,Qz., Opc.,op., 1	Biot.-oligo.,- anfibolito	Correias
	CL-12B	43	50				Qz.,-4 Opc.,-3	Andesina anfibolito	Correias
	CL-15F	64	30				Qz.-4 Opc.,esf, 2	Andesina anfibolito	Correias
	CL-25B	43	50				Qz.,-3 Bi.,opc., 4	Andesina anfibolito	Correias
	CL-39B	38	60				Qz.,-2	Andesina anfibolito	Correias
	CL-43B	47	45				Qz.,-3 Esf.,epi, 5	Oligo-andes. Anfibolito	Correias
	CL-47B	20	50		25		Opc.,-5	Albita anfibolito	Correias
	CL-51B	45	50				Esf.,-3 qz.,opc., 2	Andesina anfibolito	Dom Sonteça
	CL-52A	34	60				Qz.,-5 esf.,bi., opc.,1	Andesina anfibolito	Cristalândia
	CL-66A	38	50				Opc.,-7 Bi.,ep.- 4	Andesina anfibolito	Correias
	CL-74B	43	40		3		Opc.,-3 Qz.,esf., bi.,-5	Andesina anfibolito	Correias

Tabela 6a — TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE METABÁSICAS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI.

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	PLAG.	HORNB.	TREMOL. ACTIN.	EPIDOTO	PIROX. CLORITA	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
METABASITOS E ANFIBOLITOS	CL-85B	43	50				Opc.,-5 Qz.,bi.,-2	Oligo-andesina anfibolito	Boa Sentença
	CL-93B	albita X	X		X		Qz.,bi., opc	Epidiorito	Boa Sentença
	CL-97C	Labrad. 21	70				Qz.,-5 Opc.,clo. 4	Qz.,labr.,Hornblenda xisto	Boa Sentença
	CL-143D	50	43				esf.,-5 qz.,opc., 2	Andesina, anfibolito	Correias
	CL-202	25	59				Qz.,-10 esf.,-5 Opc.,-1	Andesina anfibolito	Boa Sentença
	CL-182A	X	X		X	clorita	Bi.,-opc. qz.,esf.,	Anfibolito metabasalto	Correias
	CL-35	37	55				Opc.,-5 qz.,esf., 3	Metabasito	Correias
	RB-26	Labrad. 40	55				Opc.,-5 Opa.,zirc Tr	Metabasito	Cristalândia
	RB-32A	25	70				Opc.,-3 Qz.,-1	Metabasito	Cristalândia
	RB-74A	23	70				Opc.,-7 Qz.,Tr	Metabasito	Cristalândia
	RB-32	Labrad. 40	54				Opc.,-3 Esf.,epi. 3	Metabasito	Cristalândia
	CG-267C	55	35		5		Opc.,-5 bi.,esf., qz.,1	Metabasito	Cristalândia
	RB-10	10	2	45	40		Qz.,opc., 2, clo., 1	Epidiorito	Guirapá
	RB-12A	15	50		30		Qz.,-3 Grd.,esf, opc.,-2	Blastomilonito básico	Cristalândia
	RB-14	27	70				Opc..-2 bi.,1	Oligoclásio anfibolito	Cristalândia
	RB-55	18	60		15		Cuming-5 esf.,qz., 2	Andesina anfibolito	Cristalândia
	AR-95	30	17		30	Diop.,Qz. 3	K-P-20 esf.,opa. Tr	Oligo anfibolito	Cristalândia
	AR-215	35	63				Qz.,-1 Apa.,opc., Tr	Andesina anfibolito	S. Timóteo
	CG-245B	Labrad. 50	39			Diops.-7	Bi.,-3 Opc.,qz., 1	Diopsídio-Labrad. Anfibolito	Guirapá
	[illegible]	20	65				Qz.,-10 Opc.,bi., [illegible]	Albita anfibolito	Guirapá

Tabela 6b – TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE METABÁSICAS DO COMPLEXO BRUMADO – URANDI.

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	PLAG.	HORNB.	TREMOLITA ACTIN.	EPIDOTO	PIROX. CLORITA	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
METABASITOS E ANFIBOLITOS	RC-114	45	45			Diops. 5	Opc.,-5	Andesina anfibolito	Licínio
	RC-175A	25	55		15		Qz.,-2 bi.,opc.,-3	Andesina anfibolito	Urandi
	RC-353A	X	X					Hornblenda Anfibolito	Licínio
	MM-6	31	55				Esc.,-7 bi.,opc.,-4	Andesina-escap., orto anfibolito	Guirapá
	MM-12A	55	35		4		Cuming.5 Opc.,1	Andesina anfibolito	Rio do Antônio
	MM-66	34	50		8		Grd.,-6 Esf.,-2 opc.,-11	Anfibolito	Jurema
	MM-230	45	16		10		Qz.-20 Grd.,-3 esf,bi.,-2	Epi.-Quartzo anfibolito	Rio do Antônio
	MM-263	32	55		2		Opc.-4 esf.qz.-6	Oligoclásio anfibolito	Rio do Antônio
	RX-10	40	43		1		Qz.-15 Esf., zirc.-1	Oligo-anfibolito	Caculé
	RX-20B	43	50		Tr		Grd.-3 Opc.-2 esf.,bi.-1	Andesina anfibolito	Caculé
	RX-36	20	65		Tr		Qz.-7 esf.opc.,8	Oligo-anfibolito	Paiol
	RX-100	55	25				Qz.-15 Grd.-3 esf.opc.-1	Andesina anfibolito	Paiol
	RX-149B	45	49				Qz.-5 esf.zirc. opa.,-1	Anfibolito cataclástico	Caculé
	RX-199		X	X	X	X	esf.zirc.	Anfibolito	Paiol
	LM-24		35		30	Diops. 15	Qz.+ KF= 20 esf.-Tr	Anfibolito granitizado	Ibitira
	LM-25	55	42		Epi.+biot. 1		Mon.,zirc. apa.-2	Oligoclásio Anfibolito	Ibitira
	CG-257	Labrad. 55				Augita 37	Opc.-5 Qz.-3	Metagabro	Gurucambi
	MM-37	Labrad. 55	horn.+bi 22			Augita 43	Opc.-1 apa.qz. grd.-1	Metagabro	Caculé
	MM-250	Labrad.	Cuming.			Titano-Aug.bronzita	Olivin. opc.bi., apa.	Olivina Gabro	Rio do Antônio
	MM-260	Labrad. 55	hornb.+bi 2			Augita 35	Opc.-4 esf.-2 Apa.-1	Gabro	Caculé

Tabela 6c — TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE METABÁSICAS DO COMPLEXO BRUMADO — URANDI.

a 750°C e pressão normalmente entre 4000 a 8000 bars (15 a 30 km). Na amostra JB-120D, ao norte de Iguatemi, onde constatou-se também um teor anômalo para quartzo (10-15%), observa-se também fortes evidências de metassomatismo sobre condições de $P_{H_2O} \geq P_{CO_2}$, já que a rocha encontra-se carbonatada (7% de calcita). Texturalmente, a rocha apresenta-se fortemente orientada e cloritizada (15% de clorita) por transformação da hornblenda.

A presença de granada pode às vezes atingir proporções elevadas, como no caso da amostra JB-323, a NE de Ibitira, cuja proporção em granada é de 12%. Texturalmente, a rocha apresenta evidências de ser de origem magmática, devido ao hábito ripiforme do plagioclásio e sua geminação complexa. Apresenta fortes evidências de ter sido submetida a processos de retrometamorfismo, pelas seguintes características: substituição do piroxênio por clorita + anfibólios, como também alteração da granada para clorita + opacos. A paragênese final piroxênio-hornblenda-plagioclásio-granada é compatível com a subfacies hornblenda-granulito de Turner e Verhoogen (op.cit.), porém como a rocha tem filiação magmática, o piroxênio deveria pertencer à paragênese original quando foram impostas as condições de metamorfismo. Então deve-se levar em conta apenas a paragênese hornblenda-granada-plagioclásio na caracterização do grau metamórfico prevalescente, a qual é indicativa das condições de médio grau do facies anfibolito.

Paragênese do tipo plagioclásio-hornblenda-diopsídio, (± epidoto ± calcita) foi observada em amostras (JB-76, RX-20, AR-95, CG-245-B, RC-114 e LM-24) fracamente carbonatadas, que também caracterizam condições metamórficas de médio grau, principalmente levando-se em consideração que o clinopiroxênio (provavelmente diopsídio, já que o critério de identi

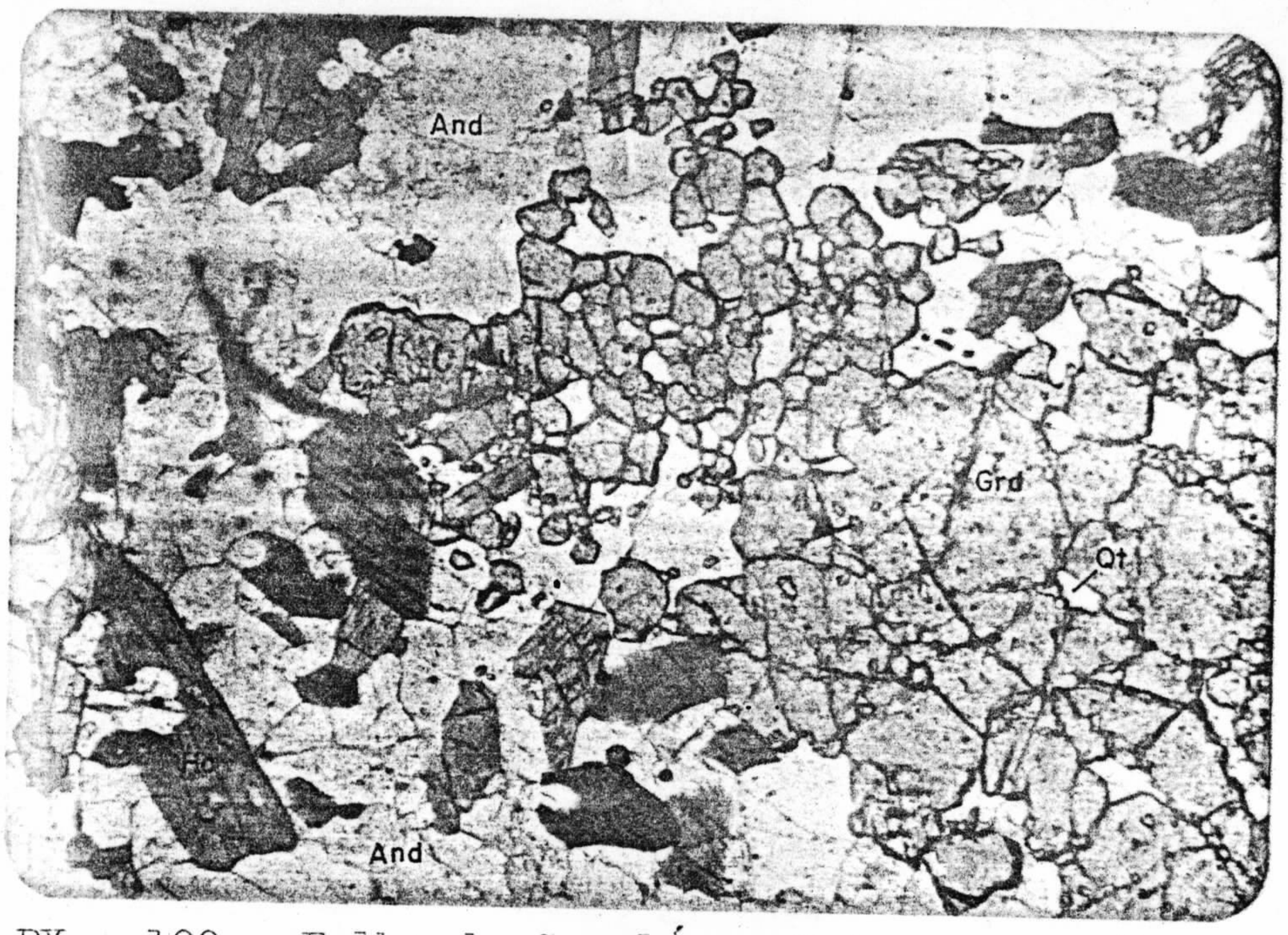


FOTO 27 - RX - 100 - Folha de Caculé - Fotomicrografia LP (12,5 x 2,5) de Andesina anfibolito, mostrando aglomerados de grãos de granada xenoblástica (Grd) portando inclusões de quartzo (Qt) e envolvidos por uma trama mosaica de grãos de plagioclásio andesínico (And), onde se observam prismas de hornblenda - (Ho).

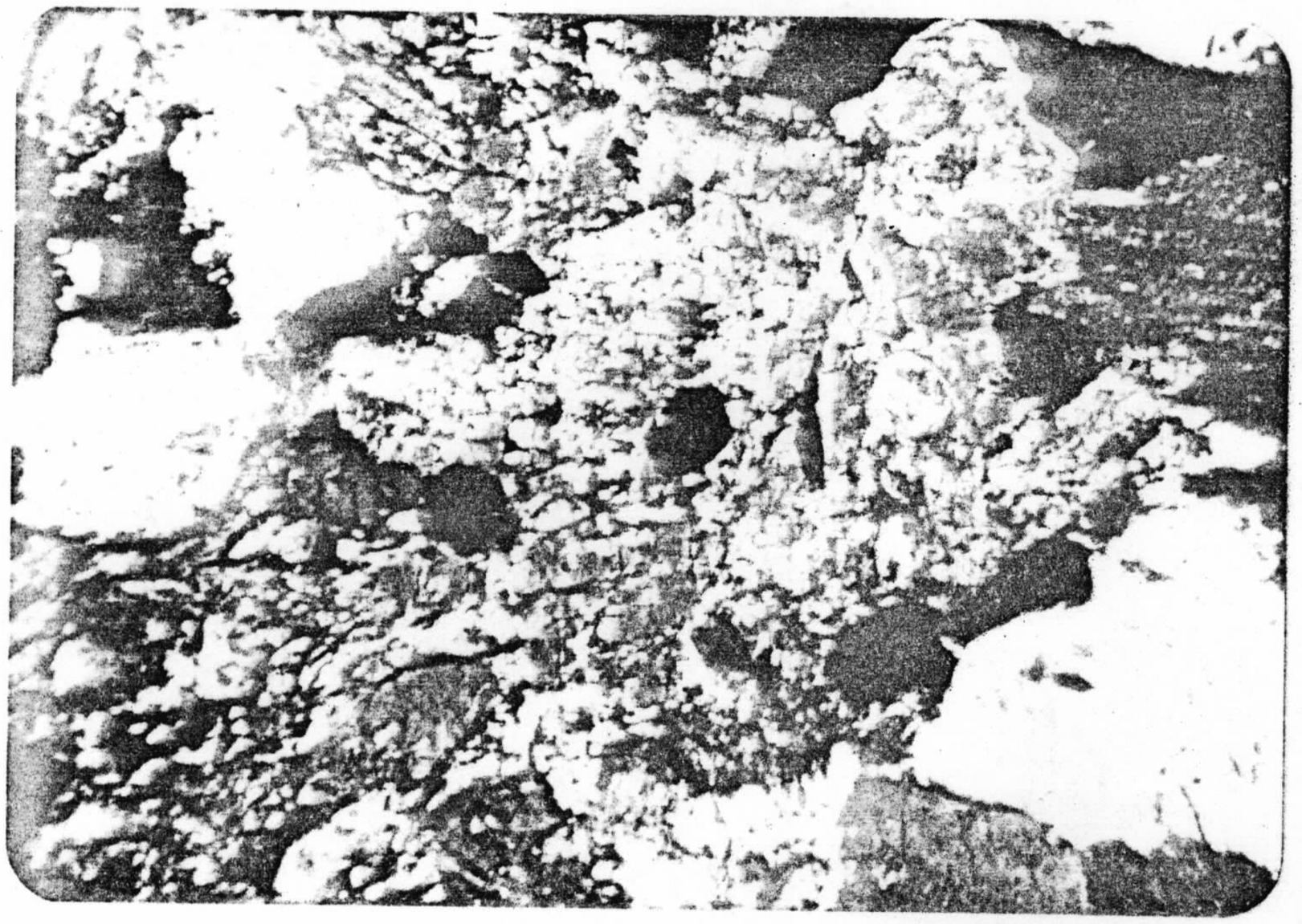


FOTO 28 - RX - 20 A - (Folha de Caculé) - Fotomicrografia LP (12,5 x 2,5) de rocha básica totalmente modificada para rocha quartzosa (quartzo de veio?), observando se ainda (centro da foto) grão de clinopiroxênio (diopsídio?) quase integralmente substituido para hornblenda.

ficação foi petrográfico) não constitui um mineral formado - sob condições metamórficas, mas, deve ser magmático como a associação mineralógica da rocha magmática básica original. A presença de epidoto+calcita é ligada à ação hidrotermal de uma fase fluida rica em H_2O e CO_2. A fotomicrografia da amostra RX-20-A, ao longo da grande zona transcorrente Iguatemi - Ibitira-Caculé, é de uma rocha básica totalmente modificada por ação hidrotermal de natureza silicosa. Durante a diaftorese - da rocha básica, a regressão (por rompimento da estrutura molecular) do plagioclásio cálcico para plagioclásio menos cálcico, libera alumina e cálcio, por outro lado a transformação de hornblenda para biotita e/ou clorita, libera bastante ferro. O ferro e a alumina liberados podem atuar metassomatica - mente na transformação de cristais de clinopiroxênio (diopsídico) para hornblenda, conforme mostra o campo da FOTO 28.

Observou-se também em muitos locais que a rocha básica acha-se contaminada por frentes granitizantes ricas em microclina. É o caso, por exemplo, das amostras AR-95, 127 e LM-24, que mostram anfibolitos contaminados por frentes metassomáticas sílico-potássicas. As duas primeiras amostras citadas são de anfibolitos vinculados ao Super Grupo Espinhaço e a última é de anfibolito do Complexo Brumado-Urandi. Novamente aqui a paragênese é idêntica: plagioclásio-hornblenda-diopsídio (±epidoto ± grossulária). Em termos de metamorfismo - crescente esta paragênese indicaria a temperatura mais alta do grau médio de metamorfismo. Entretanto, como se tratam de rochas magmáticas, a paragênese ígnea já deveria conter o clinopiroxênio (diopsídio?) associado a um plagioclásio provavelmente mais cálcico (talvez de composição labradorítica). O que provavelmente ocorreu foi uma adaptação às novas condições metamórficas de mais baixo grau, devido a influência de

fase granitizante. A substituição metassomática do plagioclásio pela microclina pode reduzir a sua basicidade e liberar - boas quantidades de Ca e Al. As trocas iônicas intracristalinas que se processam durante o estabelecimento dessas novas condições metamórficas, podem originar uma nova paragênese mineral como o surgimento de epidoto ± granada, em associação - com hornblenda ± biotita ± clorita. Como o diposídio pode resistir a uma maior variação de temperatura, sobra como relí - quia da paragênese original.

Convém ainda mencionar anfibolitos que apresentam escapolita na sua paragênese mineral. É o caso das amostras MM-6, 12 e 289. As duas últimas atingiram o facies metamórfico granulito, que será abordado posteriormente. A primeira (MM-6), ocorre no bordo leste do Super Grupo Espinhaço, associada a milonito xistos. Apresenta 7% de escapolita, e a textura blastodiabásica relíquia atesta ser a rocha um ortoanfibolito. A associação andesina-hornblenda indica metamorfismo regional de médio grau.

Também na serra das Éguas ocorrem anfibolitos com textura relíquia blastodiabásica associados a sequência básico-ultrabásica-carbonática. É o caso da amostra CL-143, bordo oeste da serra das Éguas, que mostra um corpo anfibolítico - circundado por rochas carbonáticas (FOTO 29). Não observou-se no local quaisquer evidências de metamorfismo de contato. O anfibolito, basicamente constituido por plagioclásio andesínico e hornblenda, apresenta textura nematoblástica, grau médio de fraturamento, e apresenta-se cortado por micro-veios - de calcita recristalizada, xenoblástica, e geminada segundo - as duas diagonais, além de apresentar os plagioclásios com evidentes sinais de substituição metassomática por calcita. A

pesar de sua forma aparentemente intrusiva na sequência carbonática, a falta de metamorfismo de contato prejudica bastante a interpretação de corpo intrusivo. É provável que a rocha básica pertencesse à associação básico-ultrabásica, e que o processo de carbonatação impôs-se posteriormente.

Rochas anfibolíticas na área, com baixos valores de Cr e Ni, podem não necessariamente ser de origem sedimentar. É o caso, por exemplo, da amostra CL-12 B, que mostra uma alta proporção em opacos (3%) e uma textura "sieve" formada por cordões de opacos em torno de grãos de hornblenda, conforme mostra a FOTO 30.

Muitos anfibolitos também apresentam uma textura fortemente nematoblástica, dada pela orientação dos prismas de hornblenda. Estes apresentam a característica de possuirem bastante inclusões de quartzo em forma de gotas, que também são encontradas salpicando grãos de plagioclásio. É o caso da amostra CL-43-B (SE da serra das Éguas), conforme mostra a fotomicrografia abaixo (FOTO 31). Estas evidências, associadas a presença de biotita como inclusões na hornblenda, reforçam a possibilidade de terem ocorrido mobilizados quartzo-dioríticos, pois, de acordo com Mehnert, 1968, biotita passando para hornblenda libera grandes quantidades de titânio para formar esfeno, fato que é reforçado pela presença na rocha de 3% de esfeno. Esta mesma rocha apresenta evidências de ter sido submetida a soluções carbonáticas, responsáveis pela formação de epidoto e substituição de hornblenda e plagioclásio por calcita.

Ocorrem ainda na área rochas mais grosseiras, pouco foliadas, natureza básica, textura ofítica ainda preservada, que foram individualizadas como metagabros (mgb). É o ca

so das amostras AR-314; CG-31,250 e 257; RC-345 e MM-37,250 e 260. Estas rochas basicamente são constituidas por labradorita e piroxênio tipo augita. Algumas portam, na sua paragênese primária, olivina e ortopiroxênio tipo bronzita (MM-250). Elas também apresentam paragênese minerais formadas por processos secundários, sob condições metamórficas de médio grau do facies anfibolito, como por exemplo biotita, hornblenda e granada (MM-37,260). Noutras, como é o caso da amostra CG-31, localizada em terrenos granolíticos, encontra-se até paragêneses formadas sob condições metamórficas de muito baixo grau, zona da prenhita-pumpelyita-clorita-epidoto. Reações envolvendo estes minerais foram estudadas por Nitsch (1971) e citadas por Winkler (1977).

Diopsídio + Actinolita = prenhita + clorita + quartzo

Prenhita+clorita+clinozoisita= pumpelyita + quartzo

Relações de campo mostram que essas rochas gabroidas posicionam-se concordantemente com as litologias que as circundam, e mostram, em certos locais, transições para anfibolitos. Isto se verifica por deformação tectônica, e na maior parte dos casos, essas rochas sobram no mecanismo de deformação, aparecendo como "boudins".

6.2.4 Xistos Cataclástico-Diaftoréticos e Filonitos

Essas rochas, muito embora não tenham sido individualizadas em planta, revestem-se de suma importância, pois frequentemente acham-se associadas com a sequência litológica do Complexo Brumado-Urandi, comumente em zonas de deformação tectônica, como aquelas que ocorrem ao longo da grande zona curvilínea Caculé-Ibitira-Iguatemi, como também nos segmen -

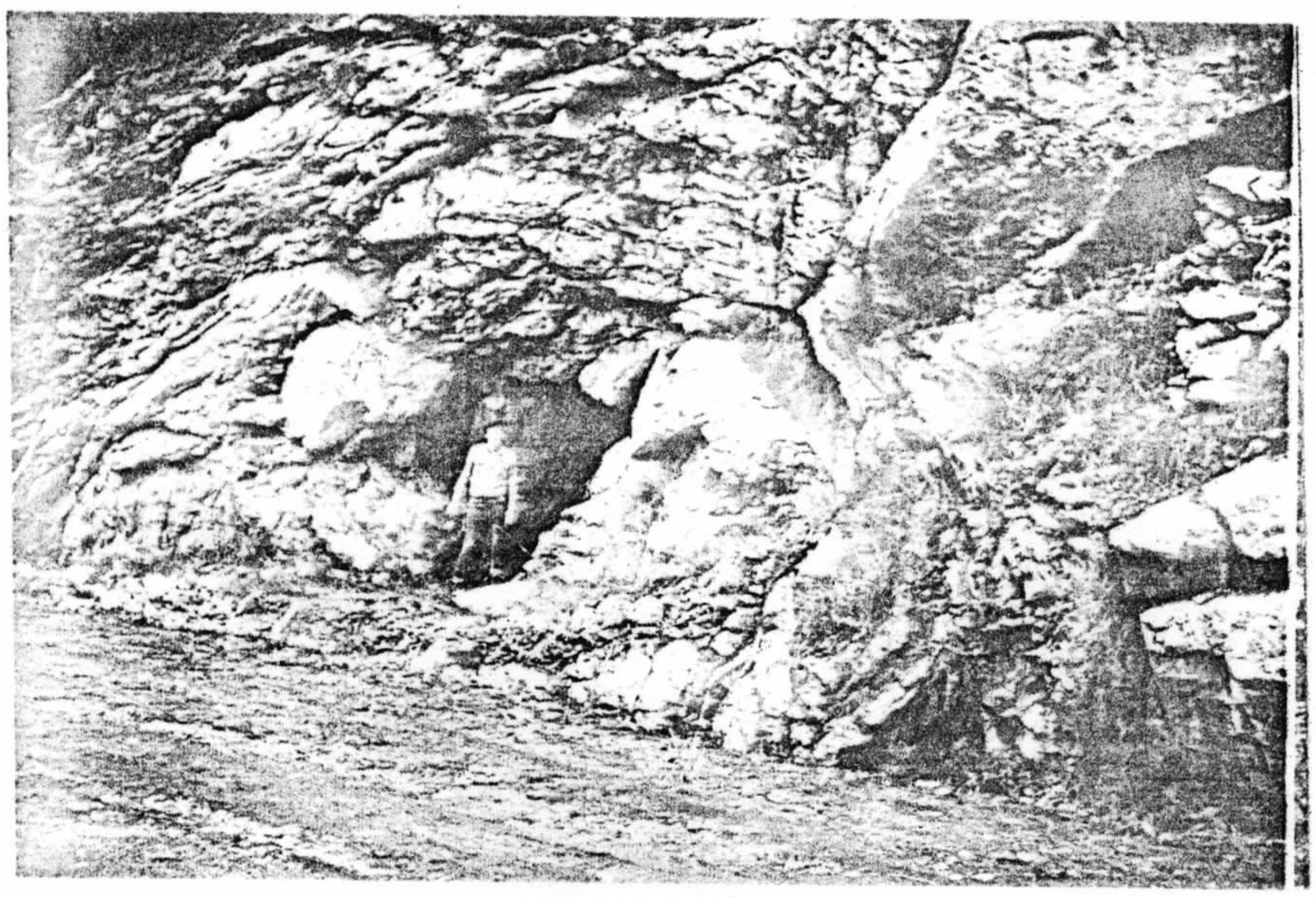


FOTO 29 - CL - 143 - (Folha de Brumado) - serra das Éguas(bordo oeste) - Andesina anfibolito circundado por uma sequência carbonática (tremolita-mármore dolomítico), onde também intercalam-se níveis concordantes de metaultrabasitos esverdeados ricos em hornblenda e tremolita. Não observou-se evidências de metamorfismo de contato.

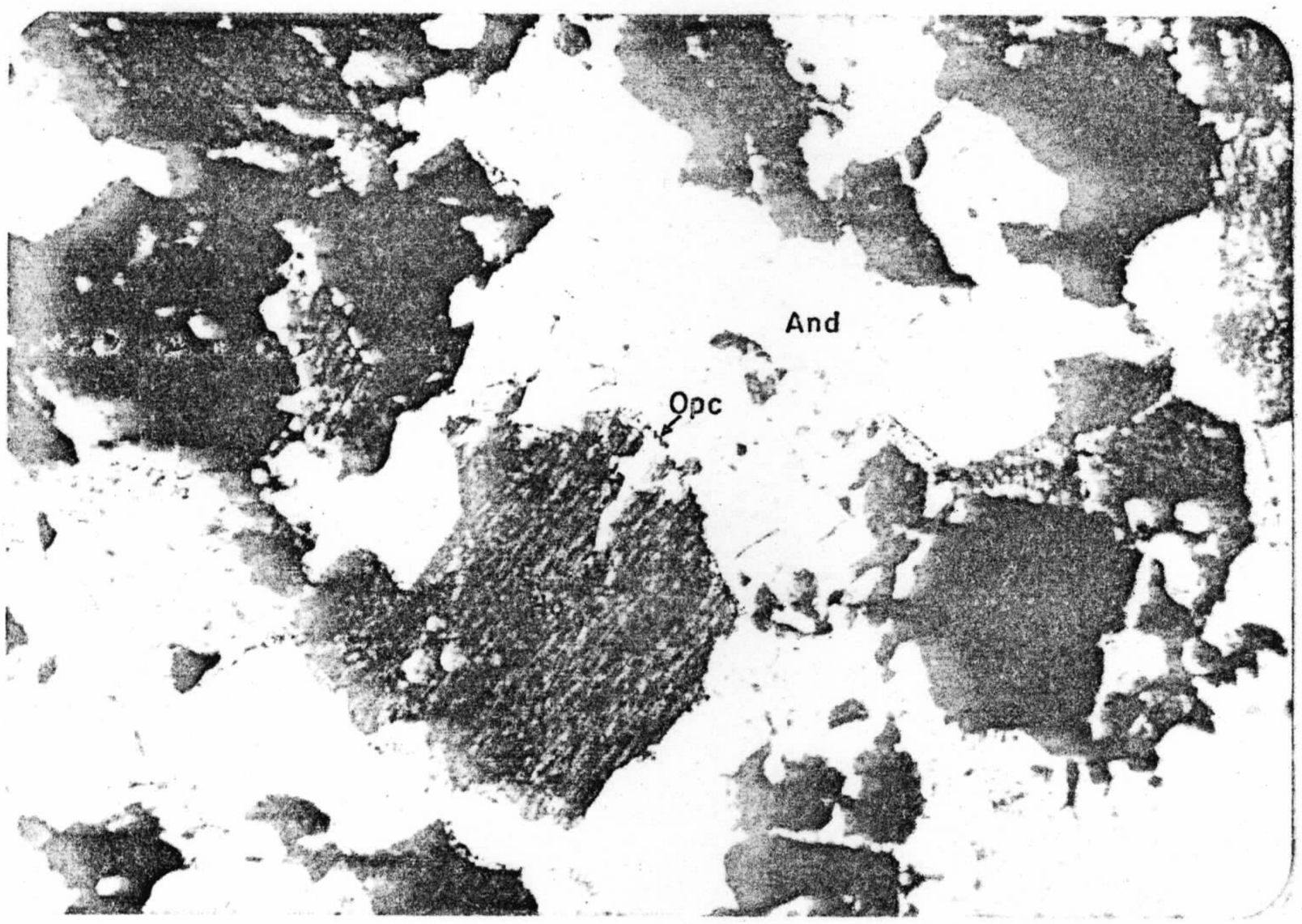


FOTO 30 - CL - 12 B - Folha de Brumado - Fotomicrografia LP (12,5 x 2,5) de andesina-anfibolito mostrando textura "sieve" caracterizada por cordões de opacos(Opc) em torno de grãos de hornblenda (Ho). O mineral branco é plagioclásio andesínico (And).

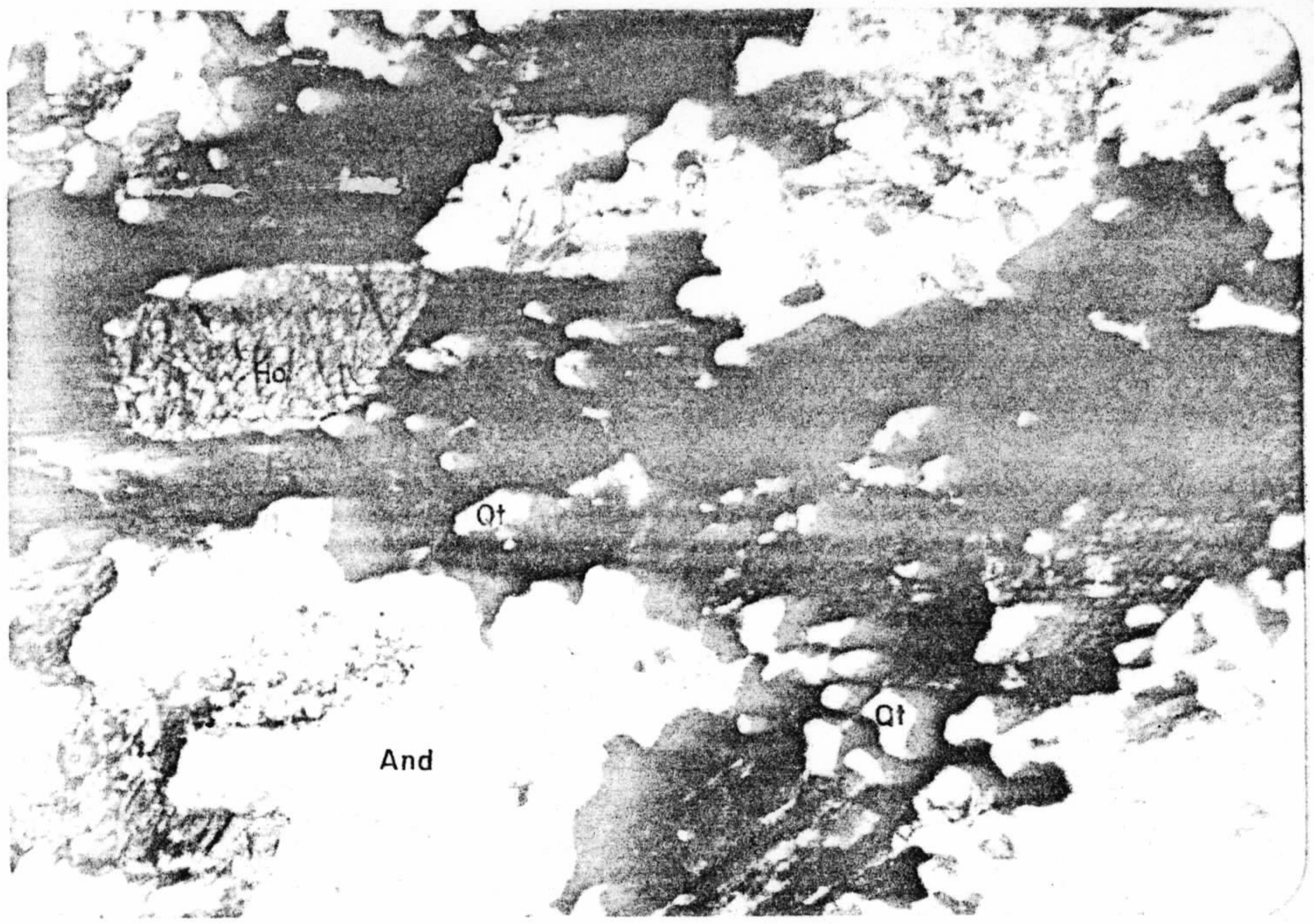


FOTO 31 - CL - 43 B - Folha de Brumado - Fotomicrografia LP (12,5 x 2,5) de oligo-andesina-anfibolito mostrando abundantes gotas de quartzo (Qt) em grãos de hornblenda (Ho), podendo tratar-se de mobilizados quartzo-dioríticos. O mineral claro é andesina (And), cujos grãos mostram textura grano-nematoblástica fortemente orientada.

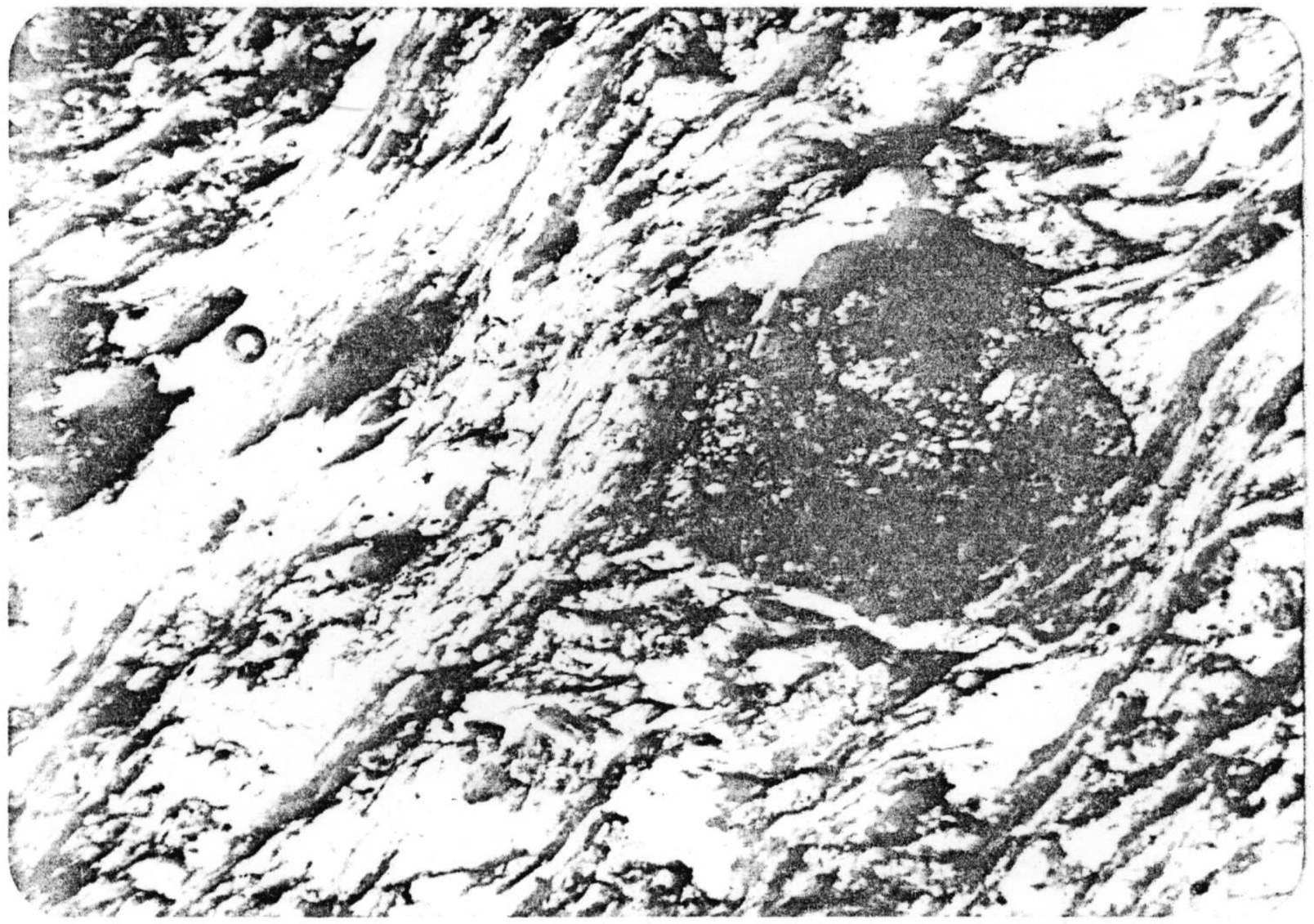


FOTO 32 - RC - 81 A - Folha de Espinosa - (Norte de Urandi) - Fotomicrografia (luz plana) de filonito mostrando porfiroclastos de granada com bordos arredondados - (almandina) em uma massa constituida de biotita e sericita impregnada de óxido de ferro.

tos de Urandi, serra das Éguas, Umburanas e S. Timóteo. Também estão presentes na zona linear do Espinhaço, tanto pelo bordo oriental desta, como no seu âmago (Fig. 23).

Ocorrem associadas comumente a metabasitos e metaultrabasitos, cinza médio-escuro a esverdeados, retrometamorficamente alterados, onde não muito raro é a presença de níveis de rochas quartzosas e/ou quartzíticas (fuchsíticas ou não) e ferruginosas bandadas, ocorrendo às vezes intercalações de níveis de rochas carbonáticas e/ou calcossilicáticas, todo o conjunto apresentando relevantes sinais de deformação cataclástica, onde são abundantes as segregações e infiltrações quartzosas.

Na serra das Éguas e nos segmentos de Umburanas e S. Timóteo, essas rochas associam-se a sequências complexas contendo metabásicas e metaultrabásicas, de difícil distinção devido aos acentuados efeitos retrometamórficos, contendo também intercalações de níveis de rochas ferruginosas com bandamento cataclástico, calcossilicáticas, gnaissicas e de mármores (incluindo níveis de magnesita). No segmento de Urandi, como ao longo do lineamento Espinhaço, notadamente pelo bordo oriental deste, ocorrem também sequências bem representativas de rochas de aspecto textural xistoso, em associação com filonitos, milonitos, níveis de rochas carbonáticas recristalizadas, ferruginosas bandadas, metabásicas e metaultrabásicas. Neste segmento, os xistos assemelham-se bastante àqueles do lineamento Espinhaço, sendo igualmente portadores de granada, o que dificulta, ou mesmo torna impraticável qualquer tentativa de separação. No segmento de Umburanas, como também em Urandi, ocorrem segregações quartzosas ao longo dos planos de foliação cataclástica, além de níveis com uma maior concentra

ção de quartzo brechado e cisalhado, localmente com textura - quartzítica devido a recristalização, sempre em associação com os tipos litológicos acima retrapiciados.

Macroscopicamente, essas rochas são de coloração esverdeada, cinza médio a escuro, granulometria fina, textura xistosa fortemente orientada, comumente micro-porfiroclástica tipo "flaser". Composicionalmente, existem tipos mais leucocráticos, compostos por uma massa quartzo-sericítica, podendo ou não conter granadas, cianita ou cloritóide, este último de difícil identificação. Nos tipos mesocráticos, ocorrem uma - massa retrometamórfica esverdeada a cinza médio-escuro, onde se distinguem micas brancas e/ou biotita (clorita), associada a epidoto, plagioclásio, anfiboleos e quartzo. A granada pode estar presente ou não. Geralmente os xistos são manchados em vermelho devido ao óxido de ferro liberado.

A tab. 7 a.b. relaciona tipos petrográficos e composição mineralógica dessas rochas. A fig. 23 (op.cit.) mos - tra a distribuição das amostras com controle petrográfico. No geral, são rochas portadoras de muito quartzo livre, que pode variar numa proporção de 10 a 50%. Hornblenda-biotita (e/ou actinolita) e clorita (± epidoto) aparecem como minerais calco-ferromagnesianos mais importantes. Plagioclásio, geralmente oligoclásio, ocorre em muitos tipos xistosos. Muscovita(sericita) e granada podem aparecer como minerais neoformados, enquanto que cianita e cloritoide muito ocasionalmente ocorrem, notadamente naquelas zonas submetidas a grandes esforços de - cisalhamento, com a particularidade deste último mineral ser neoformado pós-tectonicamente.

Essas rochas exibem comumente uma textura nematoblástica fortemente orientada, apresentando uma gama conside-

CPRM

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	ANFIB.	QUARTZO	EPIDOTO	MOSCOVITA CLORITA	PLAG.	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
XISTOS CATACLÁSTICO-DIAFTORÁTICOS E FILONITOS	JB-103	Hornb. 50	47				opc.-2 apa.mon., zirc.-1	Hornb. xisto ou qz.hornblendito	Ibitira
	JB-118	Actin. 8	20	70	Clorita 1		opc.-1	Actin.Qz.ep.xisto	Iguatemi
	CL-41B	Hornb. 60				Oligo+Qz. 37	opc.-2 bi.,esf., 1	qz.oligo.-hornb.-xisto	Brumado
	CL-153C	Hornb. 89					Actin.-4 Qz.-4 Magn.-3	Hornblendito xisto	"
	RB-209		15		Musc. 78		clorit.-5 opc.-2 turm.-Tr	clorit.-mosc.-xisto	Ituaçu
	RB-210		5		Musc. 93		opc.-2 esf.-Tr	Muscovita xisto	Cristalandia
	RB-210B	Hornb. 47	25	7		15	bi.-3 esf.-3 opc.-Tr	Epi.-oligo.-qz.-hornb. xisto	"
	RB-214		12		Musc. Ser. 70		cian.-15 opc.-3	Qtz.-cian.-musc.-sericita xisto	"
	AR-158	Hornb. 30	14			Oligo 55	opc.-1	Quartzo, hornb.-oligo xisto	S. Timóteo
	RC-76		40		Musc. 5		bi.-54 opc.-1	Musc.biotita xisto	Urandi
	RC-79		45		Ser. 20		bi.-20 grd.-10 opc.-5	Filonito	"
	RC-81	Hornb. tr	30	7	Ser. 23		bi.-30 opc.-7 grd.-3	Filonito	"
	RC-81B	Hornb. 40	25	13	Musc. 4	15	opc.-2 cumming.-1	epi.-plag.-qz.-hornb. xisto	"
	RC-82		Qtz		Ser.		opc	Filonito	"
	RC-179	50		5	Musc. 7		bi.-35 opc.-3 zirc.-Tr	Epi.-musc.biot.-quartzo xisto	"
	RC-281	Actn. Hornb. 77		4		15	opc.-3 esf.-qz., 1	Plag.-Hornb.-actin. xisto	"
	RC-431		Quartzo		Muscovita		Bi.-opc., apa.,rut.	Biot.musc.-quartzo xisto	"
	MM-5A		50		Musc.15 clor.10	1	bi.-13 grd.-6 opc.-4	Gran.-clor.-bi.-muscovita xisto	Pajeu do Vento
	MM-23B		35	20		15	bi.,-25 opc.-3 esf.-2	Oligo.-epi.-bi.-quartzo xisto	Rio do Antônio
	MM-38	Hornb. 75		20		Plag.+Qz. 5		Epi.-Hornb. xisto	"

Tabela 7a-TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE ROCHAS XISTOSAS CATACLÁSTICO-DIAFTORÉTICAS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI.

XISTOS CATACLÁSTICO-DIAFTORÉTICOS E FILONITOS

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	ANFIB.	QUARTZO	EPIDOTO	MOSCOVITA CLORITA	PLAG.	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
	EE-44	Hornb. 55	10				Grd-30 opc-5 esf,opc-tr	Qtz-grd-hornxisto	Rio do Antônio
	EM-65	Trem 3			3	Labrad. 84	Grd-7.. esf-1	Trem-grossul. labrad.xisto	Juremo
	EX-148	Hornb 20		10		68	opc-2	Epi-hornb-plag. gn. xistificado	Rio do Antônio
	CG-115A	Hornb 52	25	15	Clor 5		opc-2 bi-moscovita-1	Clor-ep-qz. horn.xisto	Guirapá
	CG-189		X		Musc X		Bi-ox-fc zitc., turm.	Musc-qtz-xisto ferruginoso	"

Tabela 7b — TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE XISTOS CATACLÁSTICO-DIAFTORÉTICOS DO COMPLEXO BRUMADO — URANDI.

rável de minerais neoformados, que obliteram em grande parte as feições texturais da fluxão cataclástica. Em muitas amostras, no entanto, essa textura de fluxo cataclástico é perfeitamente visível tanto macroscópica como microscopicamente. A fotomicrografia da amostra situada ao norte de Urandi (FOTO 32) mostra uma textura filonítica, com padrão lenticular, formada por agregados lenticulares de quartzo, envolvidos por uma massa de minerais retrometamórficos, onde predomina biotita e muscovita (sericita) e secundariamente epidoto, com bastante impregnação de óxido de ferro. Hornblenda aparece como fenoclasto, em proporção subordinada, com bordos arredondados, único testemunho da paragênese da rocha básica original (anfibolito). Fenoclastos de granada com bordos arredondados ocorrem esparsamente na rocha. A alta proporção em opacos (7%) e os valores anômalos encontrados para Cr, Ni e Ti, atestam ser a rocha um filonito proveniente de rocha básica (anfibolito). A despeito da alta proporção em quartzo, a presença deste poderia ser explicada através de uma cadeia sucessiva de transformações retrometamórficas, atuantes em várias fases policíclicas de deformação.

A regressão metamórfica de plagioclásio para epidoto e da hornblenda para biotita+clorita, na presença de fluido rico em $H_2O + CO_2$ e Al_2O_3, libera grandes quantidades de óxidos de ferro. No curso de deformações sucessivas, a rocha torna-se vulnerável a entrada de soluções, notadamente de natureza alcalina. Essas soluções provocam substituição metassomática do plagioclásio para microclina, através das reações abaixo (Guimarães, 1959):

$$\underset{\text{Plagioclásio (anortita)}}{CaAl_2Si_2O_8} + K_2O + 5SiO_2 = \underset{\text{Microclina}}{2KAlSi_3O_8} + CaSiO_3$$

$$2NaAlSi_3O_8 + K_2O + SiO_2 = 2KAlSi_3O_8 + Na_2SiO_3$$

(albita) Microclina

Progressivamente, sob a influência de $H_2O + CO_2 + Al_2O_3$, a microclina e plagioclásio são convertidos para muscovita, com liberação considerável de sílica e carbonatos alcalinos, segundo as reações (Turner e Verhoogen, op.cit.):

$$6\ KAlSi_3O_8 + 4\ H_2O + CO_2 + 3Al_2O_3 = \underset{\text{Muscovita}}{4\ KAl_3Si_3O_{10}\ (OH)_2} + K_2CO_3 + 6\ SiO_2$$

Muito embora não se tenha observado relíquias de feldspatos nas variedades de rochas xistosas leucocráticas, o seu caráter cataclástico-diaftorético não pode ser posto em dúvida. Por exemplo, no ponto RB-210 (segmento de Umburanas), observou-se rochas miloníticas ácidas (RB-210 C) com porfiroclastos arredondados de andesina no seio da matriz fina (0,02 a 0,03 mm), composta de muscovita, sericita, epidoto e calcita, fortemente orientada e com realçada textura de fluxo cataclástico. Associa-se a esta rocha um xisto hornblêndico (metabásica xistificada - RB 210 B) e uma rocha leucocrática xistificada com cerca de 93% de muscovita e forte impregnação de óxido de ferro nos planos de clivagens (RB-210 A). Igualmente, com relação as amostras RC-79, 81 A e 81 B (segmento de Urandi), permitem-nos também observar que ocorre mudanças sensíveis na composição original da rocha quando esta sofre processo de diferenciação cataclástica. Verifica-se que na amostra RC-81 A, a hornblenda reduz-se a traços, enquanto que na amostra RC-81 B, esta aparece numa proporção de 40%. Ambas, no entanto, parece não deixarem dúvidas quanto a sua origem magmática, com valores de 500 e 700 ppm para Cr e 200 e 150 ppm para Ni, respectivamente, além de 7000 ppm para Ti, em ambas.

A presença de granada (almandina) ainda permanece uma incógnita. De acordo com Winkler (1977), a granada aparece dentro do campo de metamorfismo progressivo de pelitos, na faixa de temperatura mais elevada de metamorfismo de grau fraco, através da substituição metassomática de clorita. Ainda segundo o mesmo autor, em xistos derivados de rochas básicas, e almandina aparece associada parageneticamente com zoisita, hornblenda e clorita, dentro das condições PT do metamorfismo de grau fraco. Acontece, porém, que a granada aparece em muitos locais vinculada a milonito xistos com bastante sericita (± epidoto), quer como fenoclastos, onde exibe nítida estrutura de fluxo cataclástico, quer salpicando caoticamente a rocha, parecendo ter se formado pós-tectonicamente. Isto é um problema complexo, porque muitos xistos apresentam pronunciado estágio de retrometamorfismo, onde muito raramente sobram relíquias da paragênese original. Nestes casos, é questionável ainda se a granada presente é relíquia da paragênese anterior de mais alto grau, ou se foi neoformada às expensas do excesso de alumina e ferro oriundos das transformações retrometamórficas, sob a influência de novas condições de TP, vinculadas a implantação de uma nova fase tectonotermal.

Em zonas de muito extrema deformação e em associação com veios de quartzo e carbonatos, ocorrem milonito xistos essencialmente constituidos de muscovita-sericita (78%) e quartzo (15%), portando 5% de cloritoide, estando a rocha bastante impregnada de óxido de ferro. O aparecimento de cloritoide, segundo Winkler (op.cit.), é favorecido por uma alta razão Fe/Mg, teores relativamente altos em alumina e simultâneamente baixos teores em K, Na e Ca. Isto só pode ser conseguido no curso de processos retrometamórficos.

No transcorrer dos processos cataclástico-diaftoréticos, a diferenciação metamórfica-cataclástica conduz a segregação de bandas quartzosas, que pode às vezes serem confundidas com o aleitamento original.

Do exposto, conclui-se que as rochas com textura xistosa aqui abordadas, são provenientes de transformações cataclástico-diaftoréticas de rochas básicas (metabasitos, anfibolitos) ou mesmo ácidas (meta vulcânicas) do Complexo Bruma-do-Urandi. Em muitos locais o processo cristaloblástico oblitera em grande parte a textura cataclástica, pela neoformação de minerais. O enriquecimento em sílica e alumina é, em parte, ligado aos efeitos produzidos no curso das transformações retrometamórficas pelo processo da diferenciação cataclástica. Também a contaminação por frentes ácidas/alcalinas numa fase hidrotermal de baixa temperatura favorece o enriquecimento secundário em sílica, e um consequente ajustamento de nova fase mineral.

6.2.5 Metaultramáficas-Metaultrabásicas

As terminologias metaultramáficas e metaultrabásicas são usadas para rochas metaígneas diferindo apenas no índice de cor e no teor de sílica.

Estas rochas, quando individualizadas em planta, foram representadas com o símbolo "mub", ou simplesmente"ub"; quando tornou-se impraticável individualizá-las foram englobadas juntamente com os metabasitos dentro da unidade "mbub".

Para simplificação da terminologia, passa-se a usar doravante o termo "ultrabásica", em virtude da maior parte das rochas apresentarem-se alteradas, o que lhes conferem um índice de cor menos acentuado, pela neoformação de mine-

rais durante a diaftorese e um consequente aumento do teor de sílica livre e/ou combinada. Distinguiu-se rochas ultrabásicas - cas essencialmente ferromagnesianas, ou seja, aquelas rochas que apresentam na sua composição piroxênios, hornblenda, cummingtonita, talco, clorita, antofilita e serpentina; rochas ultramáficas portando minerais calco-ferromagnesianos, ou seja, aquelas rochas alteradas portando proporções elevadas de tremolita-actinolita (± epidoto), ou aquelas outras não alternadas, essencialmente diopsídicas ou augita-diopsídicas. Ainda foram diagnosticadas rochas ultramáficas carbonatadas, ou seja, aquelas rochas cujos minerais calco-ferromagnesianos foram parcialmente transformados para carbonatos (calcita, dolomita, magnesita). Discutivelmente, do ponto de vista genético, constatou-se a existência de rochas ultrabásicas enriquecidas em ferro e comumente associadas com rochas também ferrugino - sas (magnetita + ferromagnesianos + quartzo), estrutura bandada.

As rochas ultrabásicas distribuem-se amplamente pela área (Fig. 23). Acham-se vinculadas não somente a terrenos do Complexo Migmático-Plutônico, onde aparecem relacionadas com migmatitos e rochas granitoides, como também àquelas faixas mais possantes do Complexo Brumado-Urandí, com maior densificação ao longo da faixa que baliza Caculé, Ubitira e Iguatemi; também ocorrem no domínio da serra das Éguas, na região de Umburanas, pelo bordo leste da serra do Espinhaço, e menos conspicuamente, pelo bordo oeste.

Quando relacionados a terrenos migmáticos, os corpos ultrabásicos apresentam um padrão estrutural de acomoda - ção com as estruturas dos migmatitos, conforme mostra a AERO FOTO 1 (op.cit.), da região de Ubiraçaba, onde diversos seg -

mentos de ultrabásicas acham-se acomodados no interior de rochas granitoide-gnáissica (gn-gr), todo o conjunto circunscrevendo núcleos migmáticos mais homogêneos de forma ovalada, parecendo revelar que essas rochas foram submetidas a um processo de deformação tectônica em estágio ainda de grande mobilidade da crosta.

Com respeito ao padrão de distribuição espacial das rochas ultrabásicas em relação ao Complexo Brumado-Urandi, não foi possível estabelecer com clareza um zoneamento magmático perfeito, talvez devido ao acentuado grau de retrometamorfismo das sequências básico-ultrabásicas. Apenas no segmento de Umburanas, existem relações mais diretas de rochas ultrabásicas iniciando a sequência pelo bordo ocidental.

Tem-se verificado que as paragêneses encontradas (Tabs. 8a-b-c) enquadram-se nas condições de metamorfismo de grau médio, fraco e incipiente, seg. classificação proposta por Winkler (1977). A distribuição das rochas impostas a diversas condições de metamorfismo varia amplamente, cujas paragêneses resultantes são dependentes da temperatura e das relações quantitativas entre P_{H_2O} e P_{CO_2}.

Existem locais onde $P_{H_2O} \gg P_{CO_2}$ favorecendo a implantação de condições metamórficas de grau incipiente a fraco. Nessas condições registrou-se as seguintes associações:

(1) Serpentina-clorita-diopsídio
(2) Serpentina
(3) Serpentina-talco-flogopita
(4) Tremolita-clorita
(5) Serpentina-clorita-talco
(6) Tremolita-serpentina
(7) Clinocloro-talco-serpentina-magnesita

CPRM

AEROFOTO 1 — ESCALA 1:60.000
ÁREA SITUADA EM UBIRAÇABA

COMPLEXO BRUMADO — URANDI

dmm	Dolomitos e/ou mármores
mg	Magnesita
qt	Quartzitos
mbub	Metabasitos e/ou metaultrabasitos
bhgn	Biotita - hornblenda gnaisses
ub	Ultrabásicas

ASSOCIAÇÃO MIGMÁTICA PLUTÔNICA

gngr	Granitóides gnaissicos
dtx	Diatexitos

Associações dos tipos acima relacionados (1-7), são encontradas nas regiões de Ubiraçaba, Iguatemi e Umburanas. As ultrabásicas da região de Ubiraçaba e Iguatemi relacionam-se, em sua maior parte a terrenos migmatíticos, ao passo que as que ocorrem na região de Umburanas, são relacionadas com biotita-hornblenda gnaisses do Complexo Brumado-Urandi, com os quais posturam-se concordantemente.

Relacionadas a terrenos migmatíticos, ocorrem ainda rochas ultrabásicas carbonatadas. É o caso por exemplo, das ultrabásicas que ocorrem ao sul de Ibitira, onde encontrou-se paragêneses do tipo: clinocloro-talco-serpentina-magnesita, chegando às vezes a concentrações econômicas de níquel.

Notadamente ao longo da serra das Éguas e na faixa que baliza Iguatemi-Ubiraçaba-Ibitira, ocorrem rochas ultrabásicas com evidentes sinais de carbonatação, quando não integralmente carbonatadas. Aí encontrou-se as seguintes associações:

(8) Tremolita-andesina (CL-152A)
(9) Diopsídio-tremolita-talco (CL-161D)
(10) Antofilita-talco-clorita (CL-162A)
(11) Tremolita-calcita
(12) Hornblenda K-feldsp.-epidoto (CL-244A)
(13) Dialágio-tremolita-actin.-calcita (CL-252)
(14) Tremolita-actinolita (CL-252)
(15) Diopsídio-K-feldsp. (CL-110)

Algumas dessas paragêneses minerais indicam que as rochas ultrabásicas sofreram inicialmente um metamorfismo de grau médio, com temperatura acima de 550°C e com $P_{H_2O} \gg P_{CO_2}$. É o caso, por exemplo, da paragênese (10), que mostra a presença de antofilita. Relações de campo mostram que no lo

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	TREM. ACTIN.	CLORITA	TALCO	SERP.	HORNB.	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
	JB-7	92					Bi.-5 Opc.,-3	Actinolitito	Ubiraçaba
	JB-8					93	Qz.-5 Plag.-2	Hornblendito	Ubiraçaba
	JB-10		20	73			Opc.-7	Magn.-clor.-talco xisto	Ubiraçaba
	JB-17	50	16	20	7		Opc.-4 calc.-3 diops.-Tr	Serp.-clor.-trem. xisto	Ubiraçaba
	JB-19	85					Opc.-10 calced.-5	Magnetita Tremolitito	Ubiraçaba
	JB-25					78	Opc.,-15 Quartzo-7	Hornblendito	Ubiraçaba
	JB-30	99					Calced., diops.-1	Tremolitito	Ubiraçaba
	JB-50B	99					Esf.-1	Tremolitito Cataclástico	Iguatemi
	JB-63		23	75			Opc.-2 zirc.-Tr	Clorita-talco xisto	Iguatemi
	JB-68	60	20	15	4		Opc.-1	Clor.-talco-trem. xisto	Iguatemi
	JB-95					80	Qz.+Mica-7 Diops-5	Piroxênio-hornbendito	Ibitira
	JB-229A	15	2	7	75		Opc.-1	Talco-trem. serpentinito	Ubiraçaba
	JB-312D		43		Tr		Calc.-30 diops-15 epi.-10	Ultrabásica Carbonatada	Ibitira
	JB-376						Calc. + Qz.-40 Opc.-35	Ex. Ultrab., alterada	Ibitira
	JB-313					hornb.	Augita-Qtz.-Opc. Cum./Grun.	Anfibólio escarnito	Ibitira
	CL-2B					90	Diops.-4 plag.-4 Esf.-Qz.-2	Hornblendito	Correias
	CL-23B	85					Diops.-5 calc.-7 Opc.-3	Ex.Ultrabásica carbonatada	Correias
	CL-42A		25	70			Opc.-5	Clorita-talco xisto	Correias
	CL-47A		20	25		Cummingt.-53	Opc.-2	Clor.talc.-cumming. xisto	Correias
	CL-63B			10	78		Plag.-7 Opc.-5	Serpentinito	Correias

Tabela 8a – TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE METAULTRABÁSICAS DO COMPLEXO BRUMADO–URANDI.

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	TREMOL. ACTIN.	CLORITA	TALCO	SERP.	HORNB.	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
META-ULTRABÁSICAS	CL-91A	60	25				Opc.-5 Qz.-1	Clorita-trem. xisto	Rio Santa Maria
	CL-152A	96					Antes.-3 Esf.-1 Opc.-Tr	Tremolitito	Correias
	CL-161D	98		1			Diops.-Bi, Turm.-Tr	Tremolitito	Correias
	CL-162A		13	70			Antofil.-15 Opc.-2	Antof.-clor.-talc. xisto	Correias
	CL-167B	55					Calc.45 Cx.fe.-Tr	Calc.trem. xisto	Correias
	CL-244A					68	K-F-25 epi-4 Opc.-3	Ter. ultrab. carbonatada	Correias
	CL-251B	50					Dialog.27 calc.-20 Opc.-1	Metaultrab. carbonatada	Correias
	CL - 252A	90					Turm.-5 opc.esf.-5	Tremolitito	Correias
	CL-255	55					Calc.-45 esf.-Tr	Calc. trem. xisto	Correias
	RP-51B	42	25		30		Opc.-3	Clor.serp.-trem. xisto	Cristalândia
	RP-69B	55	3		40		Cumingt.-Tr Opc.-2	Serp.-trem.-xisto	Cristalândia
	RP-71A	32	15		50		Opc.-3	Clor.-trem.-serp. xisto	Cristalândia
	RP-94A		4	3	47		Opc.-7 Calcol.-3	Clorita-talc. serp. xisto	Cristalândia
	RP-256				93		Opc.-7	Serpentinito	Cristalândia
	CG-256					82	Quartzo-10 Opc.-7	Hornblendito	Guirapá
	RC-53	10		78			Flog.-12	Trem.Flog. talco xisto	Urandi
	RC-273	50			45		Opc.-4	Serp.trem. xisto	Urandi
	RM-115A					85	Esf.,opc., qz.,epi., 13	Hornblendito	Guirapá
	RM-149	50		Talc.+tremolita 49			Opc.-1	Talc.-trem.xisto	Jussiaba
	RM-291					60	Diops.-34 qz.+esf.-6	Diops.-hornblendito	Rio do Antônio

Tabela 8b – TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE METAULTRABÁSICAS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI.

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRA	TREM. ACTIN.	CLORITA	TALCO	SERP.	HORNB.	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
	RX-298		Clinoclor X	X	X		Magnesita Opacos	Ultrab.Serp. Carbonat.	Rio do Antônio
	RX-29					98	Opc.zirc. esf. 2	Hornblendito	Caculé
	RX-234					98	Qz.-2 zirc. tr	Hornblendito	Paiol
	RX-215	X	X	X			Musc.opc. rutilo	Clor.-Talco-Tremolita xisto	Paiol
	LM-2	64	23	6	3		Opc.-3 Calc.-1	Talc.-clor.-trem. xisto	Ubiraçaba
	LM-3B			36	60		Opc.-4	Talc. Serpentinito	Ubiraçaba
	LM-4A			15	45		Cumingt.-40 Opc.-Tr	Talc.-cumingt.-serp. xisto	Ubiraçaba
	LM-4B	5			88		Opc.-7	Serpentinito	Ubiraçaba
	LM-5	20			77		Opc.3	Trem.-actin. Serpentinito	Ubiraçaba
	LM-29					76	Epi.-20 Qz.esf., Opc.-4	Hornb. xisto Epidotizado	Correias
	LM-30					Horn.+ Cumming. 78	Epi.-15 Qz.-esf.- Opc.-6	Hornb.-Cumingt. xisto epid.	Correias
	CL-109	95					Opc.-3 bi.- 2	Trem.-actin. xisto	Correias
	RX-098					78	Qz.-10 Opc.-12	Magnetita Hornblendito	Cristalândia
	RX-100					84	KF.-Qz.-14 Opc.-2	Hornblendito	Rio do Antônio
	RX-199	X	X			X	Epi.,esf. zirc.	Trem. Hornblendito	

Tabela 8c - TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE METAULTRABÁSICAS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI.

cal (Mina de Mineiros) existem corpos ultrabásicos antofilíticos com postura concordante com os corpos de magnesita, com contatos não muito nítidos e algo transicionais, conforme mostra a FOTO 33.

A presença de cristais bem desenvolvidas de tremolita, associado a diopsídio e calcita (CL-252) indica apenas ter havido, de acordo com Winkler (1977), um metamorfismo de grau fraco (450°C), considerando uma pressão de fluído (Pf) igual a 1 Kb (aprox. igual a 5 km de profundidade), sob uma fração molar de CO_2 bastante elevada (0,99), próximo a do ponto isobárico invariante; ou um metamorfismo de grau médio (620°C) considerando Pf=5Kb (aprox. 25 km), sob a fração molar de CO_2 menor (0,87), também próximo a do ponto isobárico invariante. Ainda para o mesmo autor, para ambos os casos, se a fração molar de CO_2 variar bastante, poderia até ocorrer para a primeira suposição (Pf= 1Kb), um campo de metamorfismo - de grau médio, com frações molares de CO_2 variáveis desde 0,2 até próximo de 1,0, ou na 2ª hipótese, só existiria condições para um metamorfismo de grau médio, para qualquer fração molar de CO_2.

Pelo bordo leste da serra das Éguas (CL-251), ocorrem também rochas ultrabásicas com evidentes sinais de carbonatação, conforme mostra as fotomicrografias (FOTO 34 e 35), que mostram grandes cristais de carbonato em contato com grãos de tremolita com abundantes disseminações de opacos (FOTO 34) e cristal de carbonato com abundantes pontuações de opaco, num padrão textural similar ao diopsídio-dialágio que ocorre associado (FOTO 35).

A presença na rocha de proporções elevadas em turmalina (5%) deve-se a influência de emanações metassomáticas ricas em boro que contaminaram a rocha.

Pelo bordo oeste da serra das Éguas, próximo a Mina do Coité e de Cabeceiras, ocorrem rochas ultrabásicas com 96% de tremolita e 3% de andesina (CL-152), e com 89% de hornblenda, 4% de actinolita e 3% de opacos (CL-153), ocorrendo subjacentes a mármores dolomito-magnesíticos, com bastante disseminações em antofilita fibrosa, asbestiforme; isto evidencia metamorfismo de grau médio. Segundo Winkler (op.cit,), a presença da paragênese antofilita-magnesita-talco, é dada pela seguinte reação:

$$1 \text{ Antof} + 1\ H_2O + 1CO_2 \rightleftharpoons 1 \text{ magnesita} + 2 \text{ talco}$$

que ocorre no campo de metamorfismo de grau médio(510-540°C) para frações molares de CO_2 bastante elevadas na faixa de 0,85-0,95, considerando Pf=2Kb (10 km).

Como, segundo Bodenlos (1954), e informações verbais de geólogos da Magnesita S/A, já foi constatado a presença de enstatita em determinadas paragêneses minerais, isto poderia traduzir condições um pouco mais enérgicas de temperatura, considerando a mesma fração molar de CO_2 em Pf=2Kb, ou metamorfismo equivalente do grau médio (520-560°C), para frações de CO_2 mais elevadas e próximas do ponto de saturação. As reações que explicam o aparecimento da enstantita nessas condições de metamorfismo são as seguintes (Winkler, op.cit.):

$$4 \text{ Enst.} + H_2O + 1CO_2 \rightleftharpoons 1 \text{ Antof.} + 1 \text{ magnesita}$$

$$2 \text{ Forst.} + 2CO_2 \rightleftharpoons 1 \text{ Enst.} + 2 \text{ Magnesita}$$

Também, pelo bordo oeste da serra das Éguas, a ocidente do vale do Coité, ocorre uma sequência bastante espessa de rochas básico-ultrabásicas parcialmente granitizadas (CL-242,244,243,109,110 e 111).

A amostra CL-242, por exemplo, mostra evidentes -

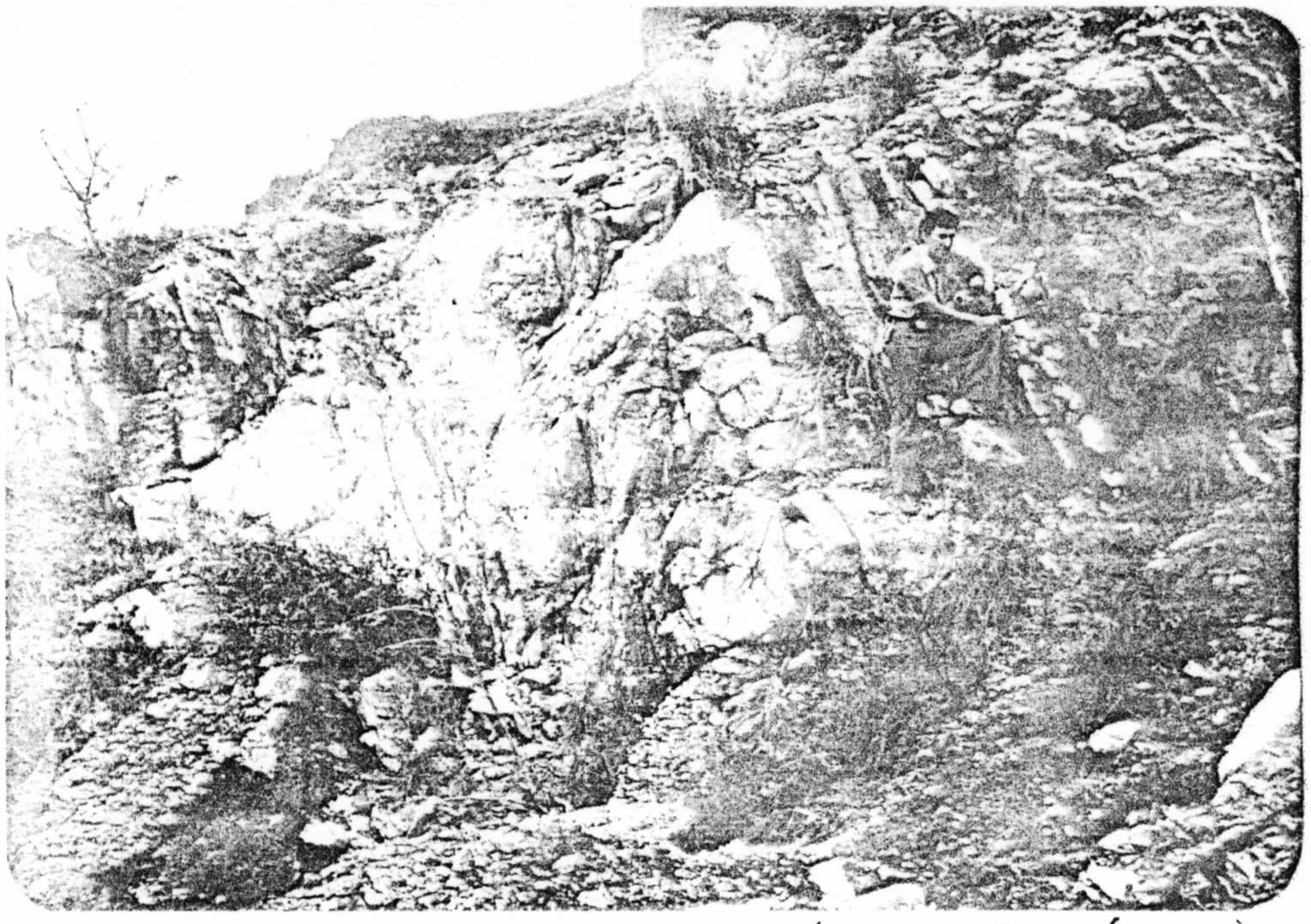


FOTO 33 - CL - 162 A - Folha de Brumado (serra das Éguas) mostra corpo de antofilita-talco-clorita xisto com postura concordante em relação às rochas carbonatadas magnesíticas. Não observou-se quaisquer fenômenos - metamórficos de contato, apenas faixas talcosas esfarrapadas dentro da magnesita.

FOTO 34 - CL - 251 B - Folha de Brumado-(serra das Éguas)-Fotomicrografia NX (12,5 x 2,5) de metaultrabásica - carbonatada mostrando contato entre cristal de carbonato (cc), com abundante impregnação de opacos e de tremolita (tr) proveniente da alteração do dialágio.

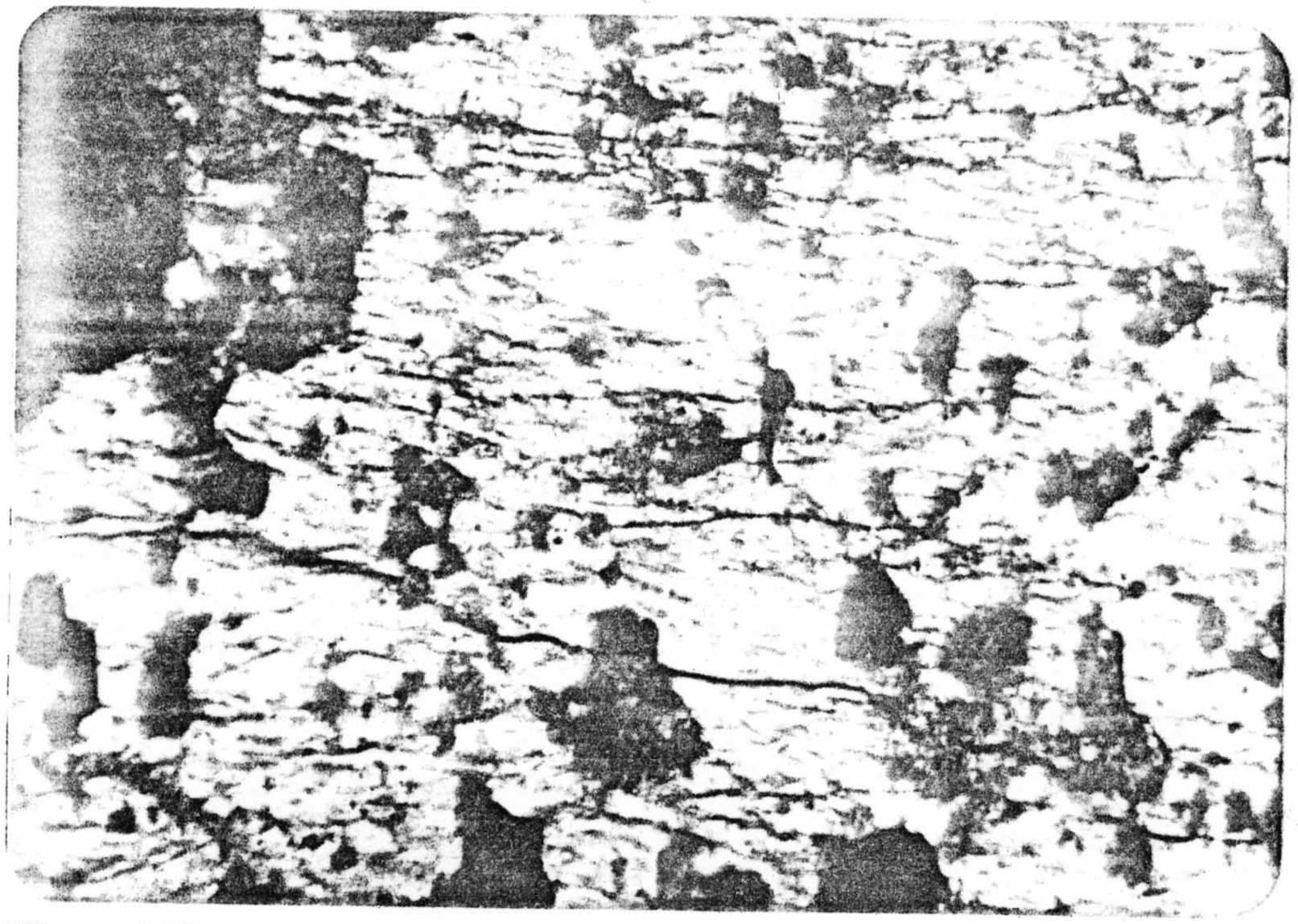


FOTO 35 - CL - 251 B - Folha de Brumado - (serra das Éguas) - Fotomicrografia NX (12,5 x 2,5) mostrando detalhe de grão de calcita em metaultrabásica carbonatada. A grande quantidade de opacos é devido a anfibolitização do dialágio.

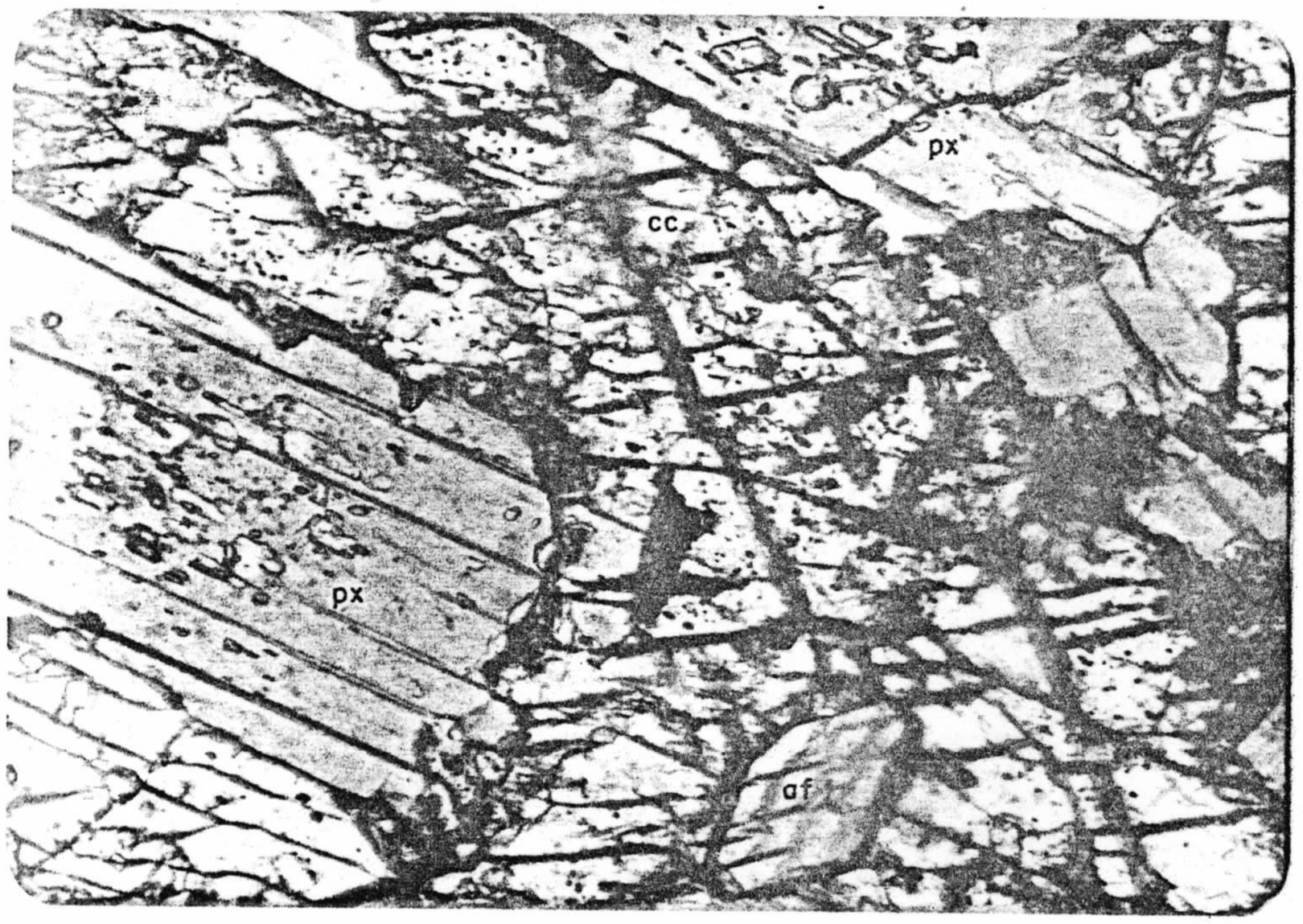


FOTO 36 - JB - 312 - Folha de Caetité - Fotomicrografia LP (12,5 x 10) de rocha metaultrabásica carbonatada, mostrando diversos cristais de piroxênio (px) e algum anfibólio (af) envolvidos por carbonatos (cc). Os bordos corroidos e o núcleo já denotando sinais de alteração, atestam que a rocha sofreu um processo de carbonatação.

sinais de granitização em alta temperatura, devido a presença de textura bandada, onde intercalam-se faixas leucocráticas - de quartzo (injetado), quartzo + microclina (que exibem contatos de refusão entre si e com o plagioclásio andesínico) e faixas melanocráticas com piroxênio (diopsídico?) + anfibólio (tremo-actinolítico). A quantidade de opacos (10%) sugere rocha magmática. A paragênese mineral indica metamorfismo de médio grau, provavelmente na faixa de alta temperatura da zona dos migmatitos, devido a existência dos contatos interpenetrantes (refusão). Também a amostra CL-244 mostra a influência de fluidos granitizantes, pela presença de faixas de microclina (25%) intercaladas com faixas ricas em hornblenda - (68%), que pelas inclusões de titanita, opacos e epidoto, não deixam dúvidas quanto a sua origem magmática. Também a amostra CL-243, na parte mais elevada do serrote (oeste do vale do Coité) revela a influência da granitização, pela presença de faixas estreitas de plagioclásio + microclina + quartzo, numa rocha de composição ultrabásica, caracterizada pela associação augita-clorita-epidoto-opacos.

Interessante frisar que este "trend" granitizado de rochas básico-ultrabásicas, passa longitudinalmente a rochas carbonáticas antofilíticas, mostrando, de maneira insofismável, que o fenômeno de carbonatação foi implantado em temperatura do campo de metamorfismo de médio grau, sob $P_{CO_2} \gg P_{H_2O}$.

O comportamento estrutural e petrogenético da faixa de Ibitira é bastante similar ao da serra das Éguas. Lá, de igual maneira, existem sequências espessas de rochas básico-ultrabásicas, em elevado estágio de carbonatação, alternando-se com níveis dolomíticos e/ou magnesíticos e/ou calcossi-

licáticos, localmente observando-se impregnações fucsíticas . Diversas amostras (JB-312,313) de rochas ultrabásicas, cujas paragêneses revelam metamorfismo similar ao da serra das Éguas, mostram igual comportamento petrogenético. A amostra JB-312, por exemplo, a ENE de Ibitira, mostra a seguinte associação; clorita (43), carbonato (30), diopsídio (15), epidoto (10), opaco (2) e apatita - serpentina (tr). As fotomicrografias das amostras revelam o processo de carbonatação. A FOTO 36, mostra diversos cristais de piroxênios ilhados por carbonatos mostrando bordos corroidos e núcleo já com visíveis alterações para carbonato.

Também a fotomicrografia de outro campo da amostra (FOTO 37) revela cristais de piroxênio (px) como relíquias dentro de carbonato (cc).

Também ao sul do Morro do Jardim, ocorre uma sequência idêntica àquela da serra das Éguas. Na parte inferior da sequência, associações do tipo diopsídio (83)- carbonato (10)-tremolita(4)-clorita(2), mostram evidentes sinais de carbonatação, devido a presença de carbonato substituindo piroxênios. A fotomicrografia da amostra (FOTO 38) mostra campo onde observa-se textura nematoblástica orientada, vendo cristais de anfibólio (af) e piroxênios (px) substituidos por carbonato (cc).

A anfibolitização do diopsídio indica que houve metamorfismo retrógado, sob condições de grau médio, onde pode ter ocorrido uma variação de temperatura de, no mínimo , 500°C, sob Pf=1Kb, a no máximo, 655°C, sob Pf=5Kb, segundo a reação:

$$5\text{Diops.} + 3CO_2 + 1H_2O \longrightarrow 1\ \text{Tremolita} + 3\ \text{Calcita} + 2\ \text{Qtzo.}$$

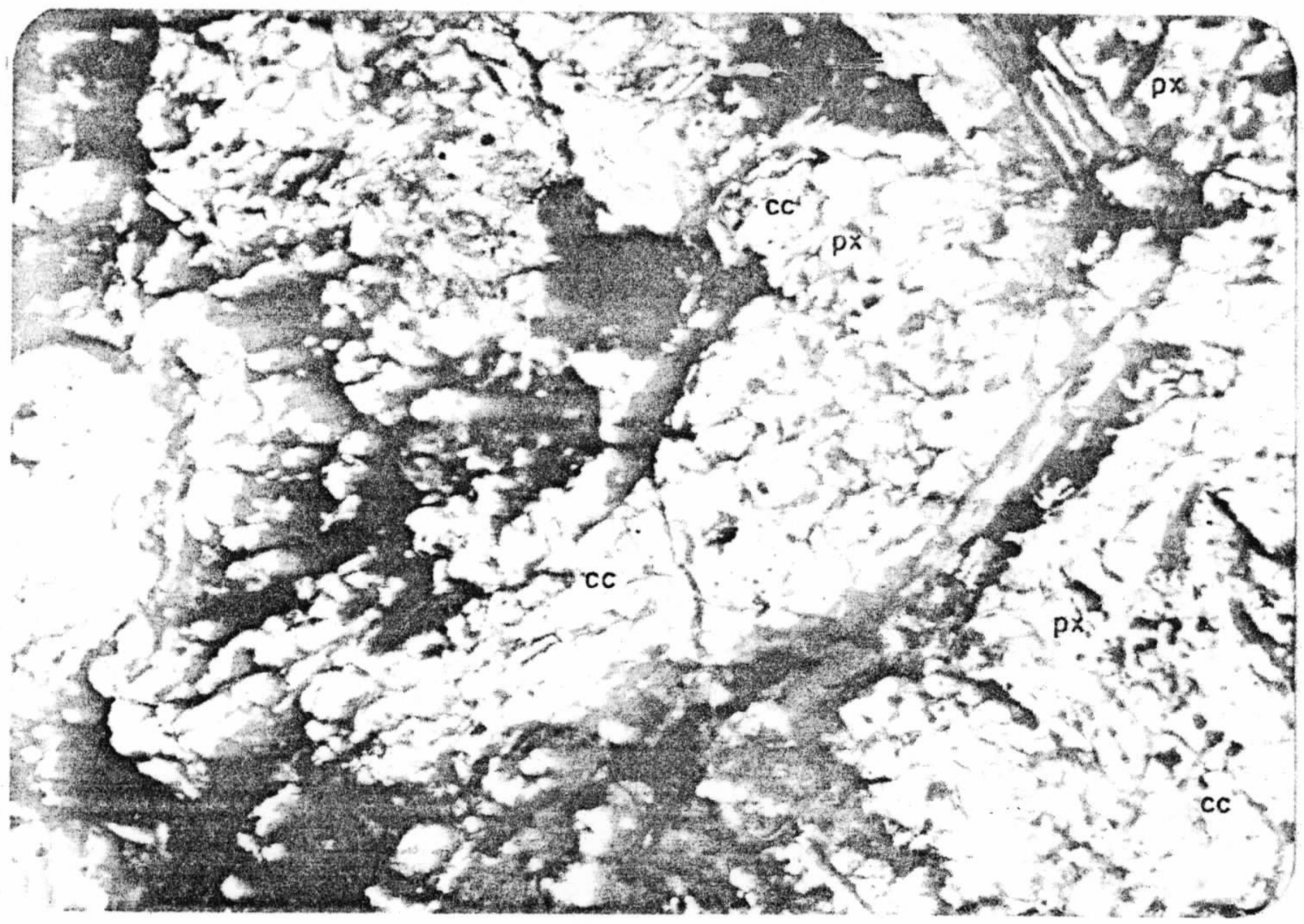


FOTO 37 - JB - 312 - (Folha de Caetité) - Fotomicrografia NX (12,5 x 1,0) de rocha metaultrabásica carbonatada, mostrando restos de piroxênio (px) em carbonato. Os contatos interdigitados acusam que os piroxênios - são convertidos metassomaticamente para carbonato.

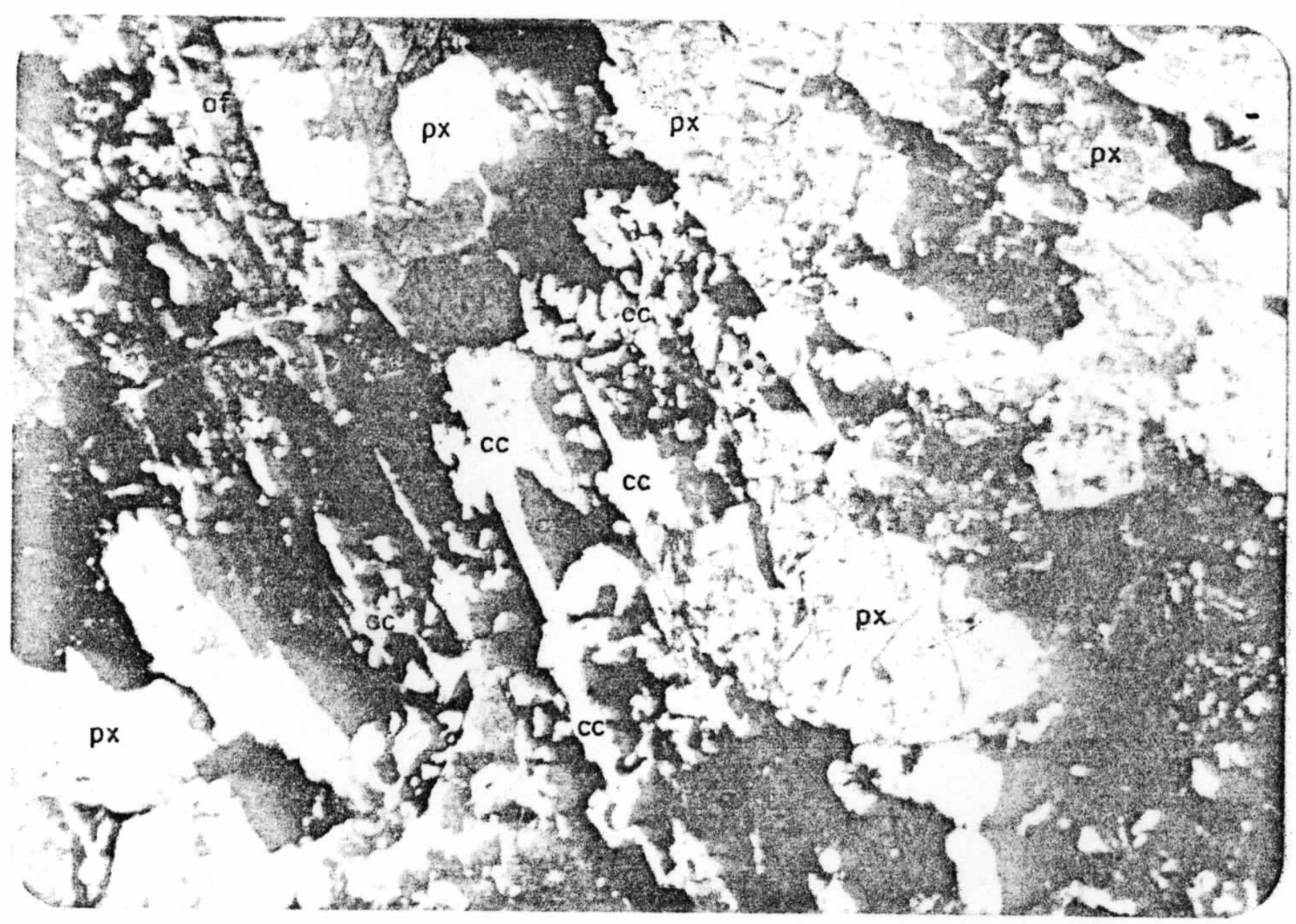


FOTO 38 - JB - 241 - Folha de Brumado (Morro do Jardim) - Fotomicrografia NX (12,5 x 1,0) de metaultrabásica - carbonatada (diopsidito), mostrando localmente uma textura grano-nematoblástica realçada pela orientação dos prismas de anfibólio tremolítico (af). No campo observa-se diopsídio (px) mostrando sinais de substituição metassomática por carbonato (cc).

Com respeito às rochas metaultrabásicas enriquecidas em ferro, constatou-se que elas ocorrem notadamente próximo a zonas de intensa movimentação tectônica, comumente associadas com rochas ferruginosas com textura bandada.

Admite-se que essas rochas constituam, pelo menos em parte, rochas transformadas pelo processo de diferenciação cataclástica atuante sobre rochas ultrabásicas ferromagnesianas ou calco-ferromagnesianas, com segregação tectônica dos óxidos de ferro (magnetita) e titânio (ilmenita). São geralmente enriquecidas em quartzo, que também se concentra por diferenciação cataclástica e por contaminação hidrotermal posterior. Transicionam para metabasitos e metaultrasitos esverdeados, como também para rochas ferruginosas bandadas, textura cataclástica, podendo também adquirirem aspecto xistoso, com bastante concentração em minerais magnéticos. Localmente, podem ocorrer lentes de rochas carbonáticas. Em termos de grau de metamorfismo, parecem ter atingido o facies anfibolito alto, em virtude de já ter sido verificado associação de diopsídio e anfibólio (hornblenda).

6.2.6 Rochas Calcossilicáticas

Sob a denominação de rochas calcossilicáticas enquadra-se um grupo de rochas constituídas por minerais de silicatos de cálcio, com a presença de quartzo livre ou não, com afinidades magmática e sedimentar.

Sua origem é complexa e muitas vezes de difícil discernimento. Com base na integração de dados petrográficos e químicos, concluiu-se que algumas rochas calcossilicáticas são rochas magmáticas ultrabásicas contaminadas por fluidos granitizantes de natureza alcalino-sílico-potássica; outras,

são de origem sedimentar, derivadas do metamorfismo sobre sedimentos impuros calcomagnesianos.

As tabs. 9 a.b. relacionam tipos petrográficos e composição mineralógica dessas rochas. De um modo geral, são rochas que apresentam em sua mineralogia minerais calcossilicáticos como diopsídio, epidoto, carbonato, plagioclásio de basicidade média, granada cálcica, anfibólio da série tremolita actinolita, escapolita, em associação com outros minerais como quartzo, K-feldspato, clorita, apatita e hornblenda.

Muitas vezes, a rocha se torna quase integralmente monomineralica, como é o caso de diopsiditos ou rochas tremo-actinolíticas, e nestes casos, fica puramente sem critério a sua colocação no grupo das rochas calcossilicáticas ou no grupo das rochas ultrabásicas calcomagnesianas.

A fig. 23 mostra a distribuição das rochas calcossilicáticas com controles petrográficos. Acham-se associadas frequentemente com as rochas metabásicas e metaultrabásicas do Complexo Brumado-Urandi, com as quais mantém relações íntimas de contato.

Comumente encontram-se granitizadas (serra das Éguas, faixa Iguatemi-Ibitira-Caculé). Citemos alguns exemplos: a amostra JB-58, localizada no "trend" Ibitira-Iguatemi, é uma rocha calcossilicática típica formada por diopsídio (40%), microclina-andesina (34%), actinolita (10%), epidoto (7%), esfeno (4%), calcita (2%) e quartzo (2%). Este tipo de associação é interessante porque evidencia um processo de regressão metamórfica, sequenciado por um processo de granitização metassomática alcalino-silicosa. Provavelmente, a rocha era constituida de piroxênio(diopsídio?)+ labradorita. Por processo regressivo, sob condições de médio grau, o diopsídio

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	K-FELD.	PLAG.	DIOPS.	ACTINOL.	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
ROCHAS CALCOSSILICÁTICAS	JB-32			Tr		50	Epi-15 Esf-5	Epidoto-Actinolisito calcs.	Ubiraçaba
	JB-58	2	KF ≫ Plag. 34		40	10	Epi-7 Esf.,calc. 6	Actn-diopsidito - granit.	Iguatemi
	JB-72A	25	KF ≪ Plag. 44		07		Esf,opc., opa-Tr	Calcossilicática granit.	Iguatemi
	JB-72	8	KF≪≪Plag. 50		30		Esf.,epi., 4	Calcossilicática granit.	Iguatemi
	JB-77					30	Calcita - 64,opc. , clorita - 6	Trem.calcita - Calcoss.	Iguatemi
	JB-80	25				34	Epi-40 - Opc-1	Calcossilicática	Iguatemi
	JB-107	10		30	5		Horn-15 Epid.-27	Hornb.-epid.- gnaisse calcos.	Ibitira
	JB-129B					30	Calc.-64 Clo.,opa, 6	Trem.-calc. Calcossilicática	Iguatemi
	JB-143	Tr		83	8		Horn.-4 opc.,epi., 2	Calcossilicática	Iguatemi
	JB-220	Tr	15	80	5		Horn.-2 epi.-opc- 1	Calcossilicática	Ubiraçaba
	JB-241				83	4	Calc.-10 Clo.-2	Diopsidito	"
	JB-353	36		45	4	10	Epi.,opc. Opa.-1	Calcossilicática	Ibitira
	JB-437	Tr		84	8	5	Epi.,-Opc, calc.-1	Calcossilicática	Ibitira
	JB-448	2		78	12	Tr	Calc.-5 epi.,opc., 2	Calcossilicática	Ibitira
	CL-65A	4				15	Calc.-57 Epi.-2	Actn.-calc.-calcossilicática	Correiaa
	CL-110	1	15		77	2	Opc.-5 Opc.-epi., Tr	Diopsidito	Correiaa
	CL-219		5	65	9		Grd.-20 Epi.-Zirc -1	Gr.calcoss. Granito	Boa Sentença
	CL-242	45	15	10	20		Opc.-10 Epi.Grd- Tr	Gnaisse Calcossilicática	Ubiraçaba
	LM-12				100		Trem.- Calc.-Tr	Diopsidito	Guirapá
	RB-33	20	KF ≪ Plag. 55			15	Cian.-5 Musc.-4	Milon.-gnaisse - Calcossilicática	Cristalândia

Tabela 9a – TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE ROCHAS CALCOSSILICÁTICAS DO COMPLEXO BRUMADO – URANDI.

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	K-FELD.	PLAG.	DIOPS.	ACTINOL.	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
RB-56	RB-56		19	70		5	Opc.-5 Epi.-Opc.-1	Milon.gnaisse Calcossilicática	Cristalândia
	RB-71B			10	80		Epi.-8 Esp.-esf.-2	Diopsidito	Cristalândia
	RB-74B		15	5		50 (Horn+Act)	Epi.-29 esf.zirc.-1	Actin.-Horn.xisto Calcossilicática	Cristalândia
	RB-175		4	82		8	Grd.,epi.-5-Opc.-1 esf.-1	Gran.-trem.-Gnaisse cataci.	Ituaçu
	RB-205		5		25	8	Horn.-55 Epi.-4	Diopsídio Anfibolito	Ituaçu
	AR-251B					49	Esc.-40 Epi.-calc.-8	Escap.-diops.-Calcossilicática	Caetité
	MM-22A			55	20		Horn.-23 Opc.-2	Diops.-andes.-anfibolito	Rio do Antônio
	AR-163		59				Epi.-40 Horn.-an-1	Epid.-quartzo - Calcossilicática	S.Timóteo
	RC-113B	4	1	63		30	Epi.-2	Trem.-andes.-micropegm.	Licinio de Almeida
	RC-131B	1	2		15		Calc.-67 Horn.-10 Esc.-4	Escap.-Diops. Calcossilicática	Urandi
	MM-3					35	Calc.-45 Opc.-20	Milon.Calcossilicático	Jurema
	MM-3E	7				15	Calc.-68 Opc.-10	Calc.-actin.-Calcossilicática	Jurema
	MM-9	10	20	40	13		Grd.-9 Epi-7	Calcossilicática Granitizada	Jurema
	MM-12B	3			50		Esc.-38 Horn.,esf.-14	Colcossilicático	Rio do Antônio
	MM-22A			55	20		Horn.-23 Opc.-2	Diops.-Andesina-Anfibolito	Rio do Antônio
	MM-65			Labrad. 84		5	Grd.-7 Epi.-3	Labrad.-xisto (anortozito?)	Jurema
	MM-289	1	10	20	10		Horn.-47 Esc.-epi.,-10	Escapolita Anfibolito	Rio do Antônio
	RX-61		15	44	40		Esf.zirc.-1	Diops.andes.-gnaisse	Rio do Antônio
	RX-86				30	60	Epi.-9 Opc.-1	Diopsidito Anfibolitizado	Macaúbas
	RX-85		20		8		Epi.-67 Flog.-4	Flog.-epidoto Calcossilicática	Macaúbas

ROCHAS CALCOSSILICÁTICAS

Tabela 9b — TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE ROCHAS CALCOSSILICÁTICAS DO COMPLEXO BRUMADO — URANDI.

algo ferruginoso (dialágio), transforma-se em tremolita, sendo o excesso em Ca e Si liberados para formar calcita e quartzo (reação já apresentada). Plagioclásio e hornblenda, concomitantemente, sofrem transformações parciais para epidoto, que também é formado às expensas do Al e Ca liberados da regressão metamórfica da labradorita para andesina. No transcorrer das reações regressivas, grandes quantidades de opacos e esfeno são formados, daí a rocha apresentar teores relativamente elevados para titanita (4%) e opacos. Posteriormente, frentes alcalino-silicosas percolam a rocha, provavelmente numa faixa de temperatura compatível com médio grau de metamorfismo, contaminando-a de microclina; esta é formada às expensas do plagioclásio, por processos de substituição metassomática, contribuindo, em parte para diminuir a basicidade deste e reduzir o teor de sílica da rocha. Muito embora a rocha venha a apresentar no produto final uma associação mineralógica sugestiva de um processo evolutivo à partir de sedimentos calcomagnesianos, os elementos traços para Cr e Ni atribuem-na uma origem magmática.

Muitas rochas essencialmente diopsídicas, como é o caso da amostra MM-21, localizada na faixa Ibitira-Caculé, apresentam uma mineralogia erroneamente sugestiva de derivação à partir de sedimentos margosos calcomagnesianos. Vejamos a sua composição: diopsídio >>> anfibólio (87%), quartzo (8%), zoisita (3%), labradorita (2%), esfeno-magnetita (tr). Esta rocha, a respeito do seu alto teor em quartzo, este, em parte, deve-se a sua presença a liberação de sílica nas reações retrometamórficas, e em parte, tem caráter de ser introduzido posteriormente (contatos interpenetrantes com os minerais ferromagnesianos). A rocha é comprovadamente de origem magmática pelos elevados teores registrados para Cr(> 5000 ppm) e Ni

(2000 ppm).

Vimos, portanto, que a caracterização petrogenética dessas rochas é complexa, porque trata-se de rochas não somente transformadas por processos cataclástico-diaftoréticos, como também contaminadas por fluidos granitizantes. Como acham-se vinculadas frequentemente com sequências de metabasitos e metaultrabasitos, onde também associam-se outros tipos litológicos, como rochas ferruginosas, xistosas, quartzíticas e carbonáticas, fica difícil a sua perfeita caracterização genética.

6.2.7 Rochas Carbonáticas

As rochas carbonáticas ocorrem associadas abundantemente com as rochas metabásicas e metaultrabásicas do Complexo Brumado-Urandi, notadamente na serra das Éguas, na região de Umburanas, ao longo da faixa que baliza Ibitira-Iguatemi e bordejando a serra do Espinhaço, num trecho a sul de Caetité e na região sudoeste de Urandi. Na serra das Éguas, encontram-se os maiores depósitos de rochas carbonáticas, com lavra de magnesita. No capítulo sobre Geologia Econômica, abordar-se-á com maior detalhe as rochas carbonáticas, com ênfase para o seu potencial econômico.

A tab. 10 mostra tipos petrográficos e composição mineralógica dessas rochas. Em geral, são constituídas dominantemente por carbonatos, algumas portando diopsídio (± clorita). Anfibólio da série tremolita-actinolita está geralmente presente na maior parte dessas rochas, enquanto que opacos, quartzo, biotita, epidoto, flogopita, muscovita, olivina e feldspatos podem ocorrer subordinadamente.

Amostras de rochas carbonáticas na serra das Éguas (CL-251A, 252B), que ocorrem associadas a metaultrabási-

CPRM

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	CARBONATO	CLORITA	PIROX.	OLIVINA	TREMOLITA ACTINOL.	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
CARBONATOS	JB-174B	92	3				opc.-5 apa.-Tr	Mármore	Iguatemi
	JB-182D	86	1		10		Mag.-3	Olivina mármore	Ubiraçaba
	CL-66C	calc. 95				3	Flog.-1 opc.-1	Mármore	Brumado
	CL-66B	calc. 91					bi.-4 Qz.-3 epi.,musc.-2	Mármore	"
	CL-143B	94				6	Opc.-Tr	Trem.mármore dolomítico	"
	CL-148B	87					bi.-6 opc.-qz.-musc.-Tr	Mármore dolomítico	"
	CL-251A	85		Diops. 13		2	Opc.-Tr	Diopsídio mármore	"
	CL-252B	93				7		Trem. mármore	"
	CL-252C	95				5		Mármore dolomítico	"
	RB-61	89					opc.-7 bi.-3 apa.-Tr	Mármore Calcífero	Cristalândia
	RB-290	95	3			Tr	opc.-2	Calcita mármore	"
	AR-221	86	4		10		Opc.-Tr	Olivina mármore	S. Timóteo
	RC-183A	66					Flog.-3 Opc.-1	Mármore calcífero Cataclástico	Urandi
	MM-3A	92				7	Opc.-1	Tremolita mármore	Jurema
	LM-31	90					Qz.-4 bi.,musc.-Opc.-Tr	Mármore calcítico	Cristalândia
	LM-32	Magns. 87				5	Qtzo.-8	Tremolita-quartzo mármore magnesesítico	Brumado

Tabela 10 — TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE ROCHAS CARBONÁTICAS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI.

cas carbonatadas, portando dialágio e tremolita (CL-251B) e tremolititos com 4% em opacos (CL-252A), mostram a presença de diopsídio associado com tremolita-actinolita, revelando que o metamorfismo foi de médio grau, podendo, seg. Winkler(1977) variar desde 510°C, sob Pf= 1 Kb (5km), até 660°C, sob Pf= 6 Kb (30km), em condições de altas pressões de CO_2. Por outro lado, a presença de olivina na paragênese de alguns mármores (FOTO 39), como aqueles que ocorrem a NE de Ubiraçaba - (JB-182 D) e na região de S. Timóteo (AR-221), indica condições mais enérgicas de metamorfismo, numa variação de temperatura da ordem de 550°C, sob Pf= 1 Kb, até 720°C, sob Pf= 6Kb, sob condições de altas pressões de CO_2, que é indicativo de metamorfismo de grau forte. A reação, segundo Winkler, para o aparecimento de forsterita, é a seguinte:

$$1 \text{ Diopsídio} + 3 \text{ Dolomita} \rightleftharpoons 2 \text{ Forsterita} + 4 \text{ Calcita} + 2\ CO_2$$

Considerando também que na região de Urandi foram encontrados metaultrabasitos portando piroxênios em associação com hornblenda, escapolita e calcita (RC-181B), e que dentro destes podem ser encontradas lentes de mármores com piroxênios, chegou-se a conclusão de que os litotipos do Complexo Brumado-Urandi, no segmento da região de Urandi, sofreram metamorfismo próximo ou mesmo no campo de fácies granulito. Posteriormente, sofreram retrometamorfismo para os graus médio a fraco; é o que atesta a presença de rochas com tremolita e diopsídio em associação com mármores flogopíticos (grau médio) e rochas tremo-actinolíticas, com ou sem calcita (grau fraco).

Devido a associação constante de rochas carbonáticas com rochas metaultrabásicas, duas hipóteses são aventadas: a primeira, é a que elas possam estar ligadas a um ciclo

de sedimentação química operante contemporâneamente com o evento vulcanogênico, hipótese que tem reforço pela presença de uma maior quantidade de carbonatos no topo da associação básico-ultrabásica da serra das Éguas; a segunda hipótese é alicerçada em dados de campo, petrográficos e químicos, os quais induzem a admitir que muitas dessas rochas carbonáticas possam ter a sua origem ligada a carbonatação progressiva de piroxênios calco-ferromagnesianos sob condições plutônicas e dentro de um campo metamórfico desde o limiar do médio grau até o seu limite superior, sendo a maior ou menor intensidade da temperatura, uma função da pressão de fluido (Pf), com variações na fração molar de CO_2. Os dois processos podem também ter atuado em épocas distintas.

Posteriormente, numa fase provavelmente contemporânea ao evento granolitizante, criou-se domínios tensionais e térmicos capazes de elevar o facies metamórfico até o limiar do facies granulito. Isto é constatado por algumas incidências de mármores olivínicos, ou rochas ultrabásicas portando escapolita em associação com piroxênios, algumas delas com carbonato presente, ou mesmo portando intercalações de mármores com piroxênios.

A fotomicrografia da amostra JB-182 mostra cristais de olivina em mármore, observando-se que a olivina encontra-se numa faixa de quebramento em torno de grãos maiores de carbonato, com os grãos exibindo textura granoblástica poligonizada, sugestiva de condições enérgicas de metamorfismo.

6.2.8 Rochas ferruginosas bandadas

As rochas ferruginosas com estrutura bandada ocorrem associadas às rochas básico-ultrabásicas do Complexo Brumado-Urandi, notadamente em zonas de intensa alteração diafto

rética, onde o preparo tectônico anterior é uma condicionante constante.

A fig. 23 mostra a distribuição dessas rochas com controles petrográficos, enquanto que a tab. 11 relaciona os tipos petrográficos e composição mineralógica dessas rochas. Observa-se que o quartzo apresenta-se em proporções elevadas, variando de 25 a 60%, podendo no entanto estar ausente, como acontece nas amostras JB-312, RB-25 e RX-03. Anfibólio da série gruneritа-cummingtonita, associado a anfibólio tremo-actinolítico e opacos, alternam-se commumente com bandas silicosas, formando quase integralmente a composição da rocha. Piroxênios mostram-se presentes em algumas amostras, e em proporções subordinadas ocorrem clorita e epidoto.

Pela observação da planta da fig. 23, verifica-se que na região de Ubiraçaba e Iguatemi, as rochas ferruginosas acham-se dispostas em zonas de falhas, geralmente associadas com metaultrabásicas ferruginosas, ocorrendo, ocasionalmente, pequenos corpos lenticulares de mármores. Difícil se torna, em certos momentos, desvincular essas rochas ferruginosas bandadas das metaultrabásicas também enriquecidas em ferro. Por exemplo, no ponto JB-176, 1,2 km a SE de Iguatemi (morro do Cruzeiro) ocorrem metaultrabasitos de grã fina, pouco foliados em associação com finas camadas de rochas quartzosas e rochas quartzo-ferruginosas bandadas. Esta rocha apresenta um teor em sílica de 41,3%. Tudo parece indicar que a ritmicidade local de quartzo e ferro (opacos + grunerita), no seio de metaultrabasitos, seja ligado a um fator puramente tectônico, devido a atuação de um processo de diferenciação metamórfica-cataclástica, sob condições de grau médio de metamorfismo, e com $P_{H_2O} \simeq P_{CO_2}$. Estas condições poderiam explicar uma

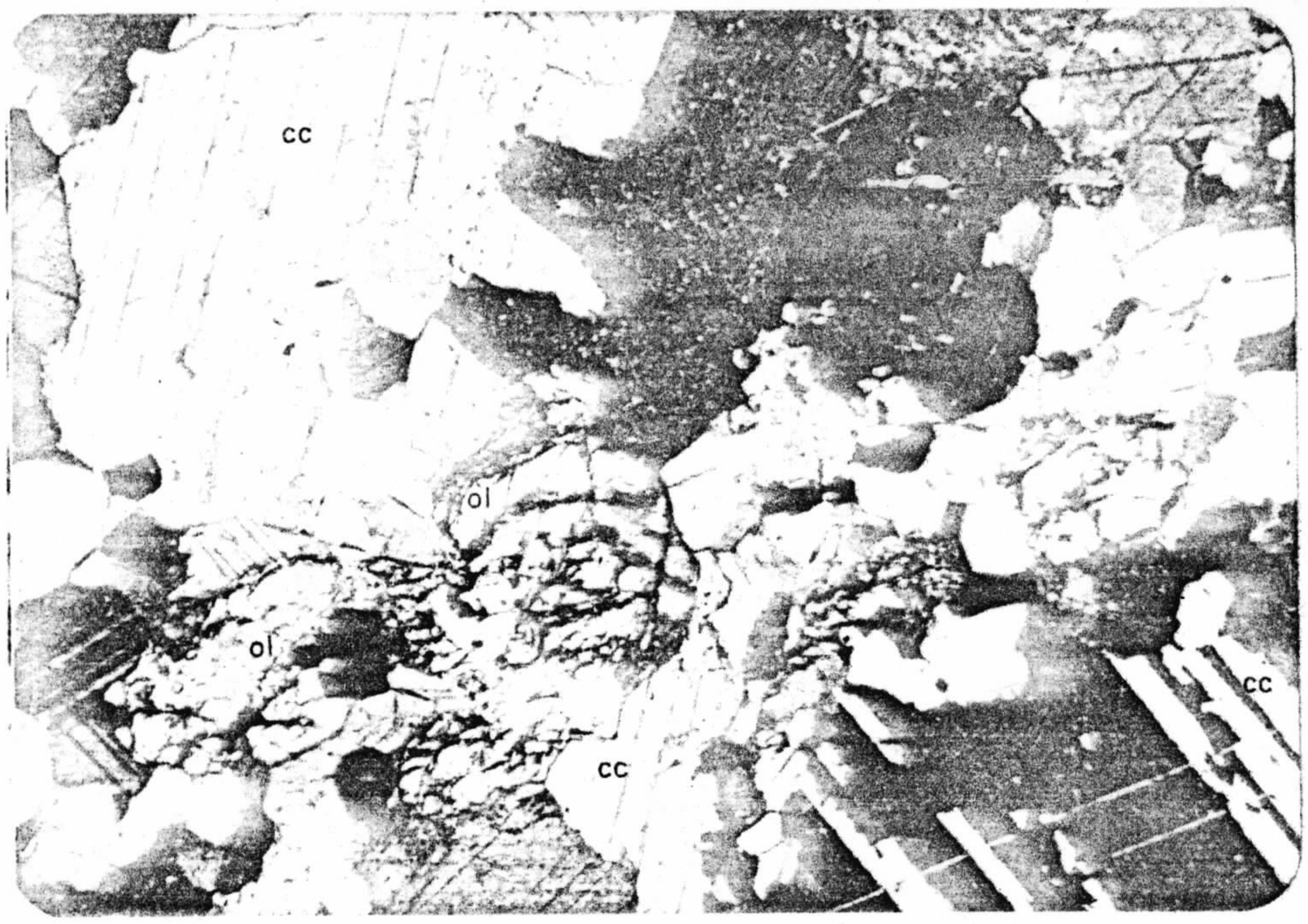


FOTO 39 - JB - 182 D - Folha de Brumado - Fotomicrografia NX (12,5 x 2,5) de olivina-mármore mostrando cristais de olivina (ol) associados a faixa microquebrada de carbonato (cc) em torno de grãos maiores deste mesmo material, apresentando geminação. Nota-se o desenvolvimento de textura granoblástica poligonizada (mosaica), na faixa onde se encontra a olivina.

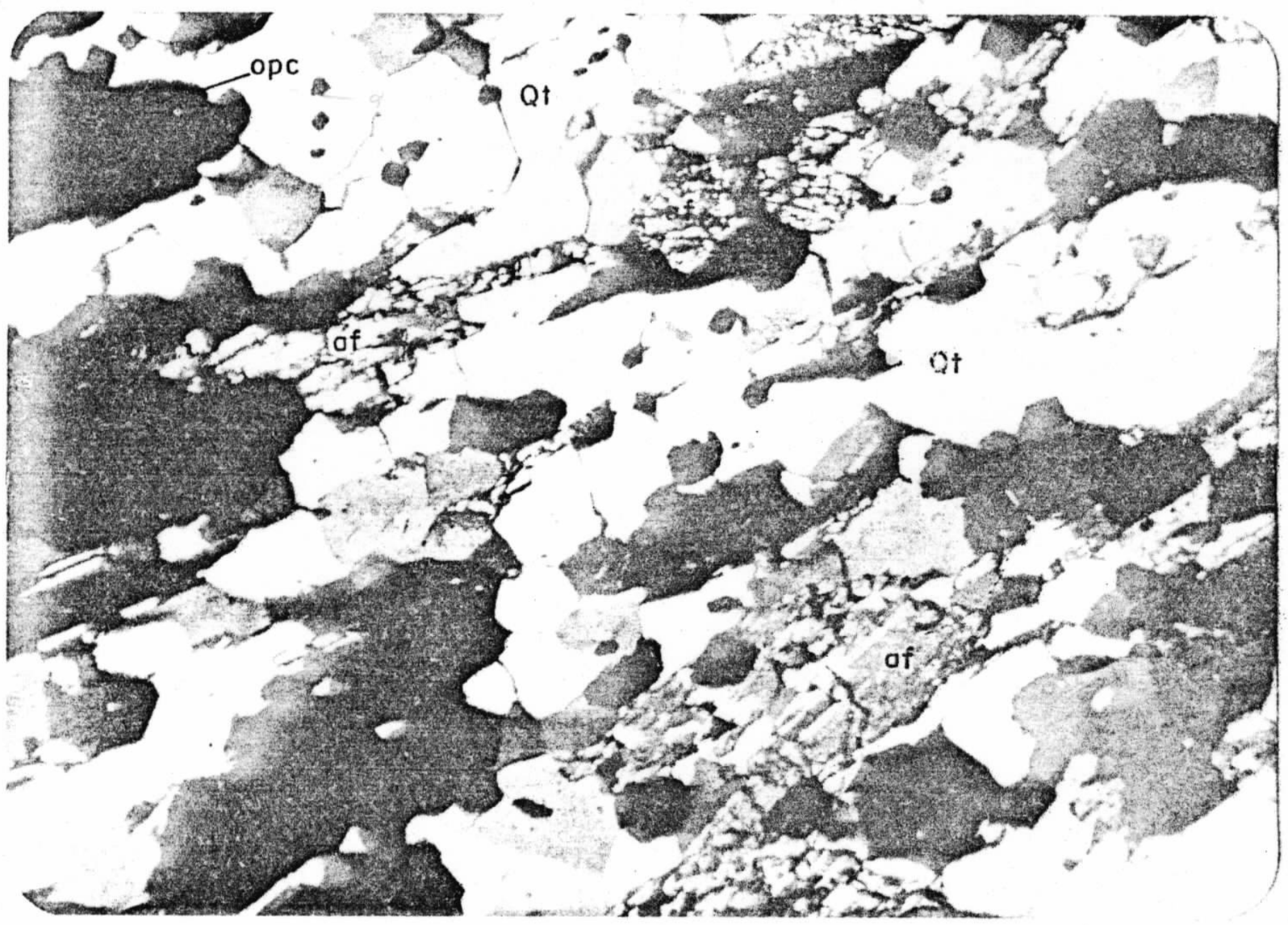


FOTO 40 - JB - 167 - Folha de Brumado - Fotomicrografia de rocha ferruginosa bandada, mostrando alternância de níveis quartzosos (Qt) com níveis de grunerita (af) e opacos (opc). A textura é grano-nematoblástica - (contatos em mosaico) orientada.

CPRM

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	GRUNERITA CUMMINGT.	TREMOLITA ACTINOL.	MAGNETITA	PIROXÊN.	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
ROCHAS FERRUGINOSAS BANDADAS	JB-30A	50	Grun. 23		27		Calced. Tr	Grun.-mag.-qtz.-xisto	Ubiraçaba
	JB-33	50	Grun. 28		22		Cpa.-Tr	Mag.-grun.-qtz.-xisto	Ubiraçaba
	JB-114	55		15	opc.-30			itabirito	Igaatemi
	JB-167	60	Grun. 20		opc.-20			Mag.-grun.-quartzito	Igaatemi
	JB-187	47		3	opc.-20	Diops. 30	Cpa.-Tr	Diopsídio itabirito	Ubiraçaba
	JB-312G				X		Clorita Epidoto Apatita	Magnetita clorítito	Ibitira
	JB-384	X	Gruner. X		X		Epidoto Apatita Rutilo	Magn-gruner.-quartzito	Ibitira
	CL-104	35	X		65			Grunerita (?) itabirito	Correias
	RB-25		90		opc.-10			Magn.gruner.-xisto	Cristalândia
	AR-218A	50	Gruner. 48				Biot.,apa, opc.-2	Grunerita quartzo-xisto	S.Timóteo
	AR-52D	65		1	opc.-34			itabirito	Chapéu
	AR-152	25		Actin. 50	opc. 25		apa.-Tr	Magn.-quartzo actinol. xisto	Paiol
	RX-03			75	18	Diops. Tr	Cpa.-calced.-7	Magnetita tremolitito	Paiol
	RX-46	50	20		opc.-30		apa.-Tr	Grunerita (?) itabirito	Paiol
	RX-47	30			45		calced.-25	Itabirito	Paiol

Tabela 11 — TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE ROCHAS FERRUGINOSAS BANDADAS DO COMPLEXO BRUMADO — URANDI.

regressão de piroxênios intermediários à série diopsídio – hedenbergita para anfibólios da série cummingtonita-grunerita, em associação com anfibólios da série actinolita-ferroactinolita, com formação de carbonato (± clorita ± epidoto). O processo de diferenciação cataclástica seria o agente responsável pela remobilização química e segregação das faixas de tectossilicatos e inossilicatos.

A liberação de sílica de reações metamórficas regressivas, principalmente em sequências básicas, é bem conhecida segundo a reação (Deer, Howie e Zussman, 1972, p. 259).

$$Ca\,(Mg,\,Fe)\,Si_2O_6 + CaAl_2Si_2O_8 + H_2O \rightarrow (OH)_2\,Ca_2(Mg,Fe)_5$$

Piroxênio Anortita Actinolita

$$Si_8O_{22} + (OH)_8\,(Mg,\,Fe)_5\,Al_2Si_3O_{10} + 9CaO + 11SiO_2$$

Clorita

Esta sílica liberada pode ser diferenciada cataclasticamente segundo níveis segregados bem definidos. Se a fração molar de CO_2 na pressão de fluido for muito elevada, formar-se-ão carbonatos.

O padrão textural de rochas ferruginosas bandadas é bem caracterizado na fotomicrografia da amostra JB-167 (FOTO 40), que mostra uma textura grano-nematoblástica fortemente orientada, formada por uma alternância de faixas quartzosas e outras com grunerita + opacos. Por análise de óxidos, esta rocha apresenta um teor de sílica de 54,7%, bastante diferente, portanto, daquela obtida no estudo petrográfico, que estimou um teor em quartzo livre de 60%, sem se considerar a sílica combinada do anfibólio, ocorrendo numa proporção estimada de 20%.

Também a SE de Iguatemi, precisamente a 2,5 km a sudeste da Faz. Pinheiro, ocorre uma sequência de rochas den

sas, coloração esverdeada, foliação imperceptível, forte magnetismo, injetada de veios de quartzo, classificada petrograficamente como diopsídio itabirito (JB-187), com 47% de quartzo, 30% de piroxênio (provavelmente da série diopsídio-hedenbergita) e 20% de opacos, apresentando uma textura grano-nematoblástica. Esta rocha transiciona localmente para mármore impuro contendo minerais esverdeados (pirobólios?).

Um pouco mais para leste do ponto JB-176 (atrás referenciado), também registrou-se ocorrências de rochas quartzo-ferruginosas com estrutura bandada (JB-178), associadas - com metaultrabásicas. Análises de óxidos desta amostra mostrou um baixo teor de sílica (44%), mostrando que similarmente a amostra JB-167, esta rocha não apresenta tanta sílica livre, a ponto de ser classificada como itabirito típico.

Mais para sudeste, na região a NE de Ibitira (Sul da serra de Ibitira), ocorrem rochas metaultrabásicas esverdeadas (JB-313), textura granoblástica em mosaico, constituidas essencialmente de ferromagnesianos (augita, anfibólios da série cummingtonita-grunerita e hornblenda), em associação com magnetita e apatita. Esta rocha passa lateralmente a rochas que mostram evidentes sinais de carbonatação (JB-312), conforme mostra a fotomicrografia da FOTO 36, mostrando-se localmente enriquecida em clorita com abundantes pontuações de magnetita e cristais dispersos de epidoto-zoisita. Mais para norte, estas rochas adquirem bandamento, formado por diferenciação metamórfica-cataclástica, e se enriquecem consideravelmente em bandas de quartzo, chegando a constituir um magnetita-anfibólio (grunerita)-quartzito gnáissico (JB-384). Interessante - que todas essas rochas exibem uma textura granoblástica, talvez devido a efeitos recristalizantes pela elevação do fluxo

térmico durante os fenômenos de transcorrência regional.

Também na região de Umburanas, ocorrem rochas essencialmente constituidas de anfibólio grunerítico (90%) e opacos (10%). Na região de S. Timóteo, ocorrem também xistos cataclástico-diaftoréticos calco-ferromagnesianos (AR-152), enriquecidos em magnetita (25%) e quartzo (25%), associados a xistos básicos também enriquecidos em quartzo (AR-158), de comprovada proveniência magmática, apresentando em zonas de intensa deformação, intercalações concordantes de rochas ferruginosas bandadas com transições longitudinais para mármores (frentes metassomáticas ligadas à carbonatação). No bordo oriental da serra do Espinhaço, também ocorrem xisto diaftoréticos calco-ferromagnesianos mostrando, de igual maneira, transições para rochas ferruginosas bandadas e mármores. Ao sul de Caculé, estas rochas xistosas cataclástico-diaftoréticas apresentam traços de diopsídio em associação com magnetita(18%) e anfibólio tremo-actinolítico (75%), mostrando ainda concentração de sílica amorfa por processo supergênico secundário (RX-3).

Convém mencionar ainda aquelas rochas quartzo-ferruginosas bandadas que ocorrem associadas a sequência da serra das Éguas. Seguramente, muitas dessas rochas são provenientes de segregações tectônicas de ferro de rochas básico-ultrabásicas durante os processos de diferenciação metamórfica, notadamente naquelas rochas situadas pelo bordo leste, em zonas afetadas por cisalhamentos de natureza transcorrente. Individualizou-se, no entanto, para as partes superiores da sequência básico-ultrabásica/carbonática, um pacote pouco espesso e de distribuição superficial bastante limitada, de rochas quartzo-ferruginosas bandadas, com intercalações concordantes de mármores calci-dolomíticos. Esta sequência sustenta topo-

graficamente algumas elevações, estando sobrejacente a rocha básico-ultrabásicas-esverdeadas. Sua espessura não ultrapassa os 50 metros.

A presença de rochas ferruginosas bandadas com intercalações concordantes de rochas carbonáticas culminando a sequência vulcanogênica básico-ultrabásica da serra das Éguas, parece evidenciar a atuação de processos sedimentares de natureza química pela saturação da água oceanica em Mg, Ca, Fe e Si (exalados).

Pelo que foi exposto, admite-se aqui a existência de rochas quartzo-ferruginosas bandadas cuja origem acha-se ligada a processos de diferenciação metamórfica-cataclástica sobre sequências básico-ultrabásicas, tendo em vista as confirmações "in situ" de todos os estágios transicionais de deformação tectônica destas sequências, desde a rocha não alterada, passando a estágio xistoso (quartzo-anfibólio e/ou piroxênios-magnetita e/ou titanita xistos diaftoréticos), convergindo até rochas bandadas, cuja ritmicidade de quartzo e ferromagnesianos + magnetita é devida a efeitos puramente tectônicos, em condições metamórficas regressivas, sob condições PT do médio grau. A existência de outros tipos similares de rochas quartzo-ferruginosas sustentando as partes superiores de sequências básico-ultrabásicas (serra das Éguas), parece evidenciar que a sua formação evoluiu provavelmente a partir da saturação da água oceânica, com consequente precipitação de sedimentos químicos ferrocarbonáticos.

6.2.9 Rochas Quartzíticas

As rochas quartzíticas, aparecem associadas às básico-ultrabásicas do Complexo Brumado-Urandi.

Suas proveniências são discutíveis, porém dados

de campo conduziram a hipótese de que grande parte delas seja proveniente de exudação de sílica para zonas de dilatação dos complexos básico-ultrabásicos.

A fig. 23 mostra a distribuição dessas rochas com controle petrográfico, enquanto que a tab. 12 relaciona tipos petrográficos e suas respectivas composições mineralógicas. Observa-se que são rochas dominantemente constituidas de quartzo e material micáceo (sericita-muscovita-fuchsita), algumas contendo anfibólio tremolítico em baixas proporções, porém noutras ocorrem cummingtonita e hornblenda em proporções elevadas. Piroxênios e feldspatos ocorrem em alguns tipos. Epidoto ocorre subordinadamente, mas em determinados tipos atinge proporções elevadas da ordem de 30%. Entre os minerais aluminosos constatou-se muito raramente, a presença de estaurolita, cianita e granada.

Na região de Umburanas, ocorrem algumas cristas - quartzíticas encaixadas em rochas calcossilicáticas, em associação com metabásicas e metaultrabásicas. A leste de Umburanas, por exemplo, ocorrem blastomilonitos básicos (RB-12-A), em íntima associação com epidoto-quartzito contendo traços de piroxênios (RB-12C). Para efeito de comparação, relaciona-se a seguir a composição das duas rochas. No blastomilonito básico, a composição é a seguinte: hornblenda+actinolita (50%), epidoto (30%), plagioclásio sericitizado (15%), quartzo (3%), opacos+epidoto+esfeno+granada (2%). No quartzito, a composição é a seguinte: quartzo (77%), epidoto (10%), plagioclásio (8%), tremolita (2%), esfeno (1%), opacos+apatita+piroxênios (tr). Observa-se que a composição mineralógica é praticamente idêntica, variando apenas nas proporções dos minerais, principalmente com respeito ao teor em quartzo. No quartzito, a tex

tura é granoblástica bandada, formada pela alternância de bandas quartzosas com bandas contendo epidoto+plagioclásio (epidotizado). Conclui-se que este quartzito seguramente não é de origem sedimentar, mas sim é formado por interveniência de um processo de diferenciação metamórfica-cataclástica, onde a sílica foi liberada à partir dos processos diaftoréticos e segregada em bandas.

Em grande parte, os quartzitos apresentam-se impregnados de fuchsita, principalmente em zonas onde acham-se encaixados em rochas básico-ultrabásicas. Na serra do Eixo, a SE de Umburanas, ocorrem todos os estágios de transformação da rocha básica, com transições desde quartzo (10%) - magnetita (12%) hornblenditos (RB-09-B), até rochas quartzosas recristalizadas e impregnadas em fuchsita (RB-9-A), apresentando 1% em Ti e 1.000 ppm em Cr. Também a norte de Ubiraçaba ocorrem algumas cristas quartzíticas (JB-25) bem recristalizadas, com traços de ferromagnesianos não identificados e encaixadas em quartzo (7%) - magnetita (15%) hornblenditos, que por sua vez, acham-se envolvidos por rochas carbonatadas. O quartzito deve provavelmente a sua origem a fenômenos de exudação de sílica durante os processos de carbonatação das rochas básico-ultrabásicas. A rocha metaultrabásica apresenta teor anômalo para Ag (5 ppm).

Também a 1,5 km a nordeste de Pancadão, oeste de Ibitira, observa-se cristas quartzíticas (JB-106) provenientes de fenômenos de exudação de sílica para zonas de dilatação de complexos básico-ultrabásicos. Localmente, pode-se observar todos os estágios transicionais de alteração de rochas básicas para rochas quartzosas, passando por tipos híbridos com quartzo e anfibólio. O fenômeno de diferenciação metamórfica

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAIS / AMOSTRAS	QUARTZO	SERICITA MUSCOVITA FUCHSITA	ANFIBOLIO	FERRO MAGNES.	FELDSP.	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
QUARTZITOS	JB-25	80	19		Tr		Rut., zirc. opc., tum.	Moscovita quartzito	Guiraçaba
	JB-106	95	Tr			Microc. 5		quartzito	Ibitira
	JB-156	82	15				Opc.-3	Moscovita quartzito	Iguatemi
	JB-319A	96	Ser.Fuch. 3				Zirc.turm. opc.-Tr	quartzito	Ibitira
	JB-338	70					Epi.-30 Opc.-Tr	Epidoto quartzito	Ibitira
	CL-23A	90	Musc.Fuch. 10		Tr		Zirc.-Tr	Moscovita quartzito	Correias
	CL-28	80			Acmita 13		Opc.-7	Acmita quartzito ferrifero	Correias
	CL-64	80		Cumingt. 19			Turm.ep., zirc.opc.- 1	Cumingt. quartzito	Correias
	CL-154	96	1	tremol. 3			turm.zirc. Tr	quartzito	Correias
	CL-222	62	35				Opc.-2 zirc.apa. 1	Sericita quartzito	Boa Sentença
	CL-250C	X	X				cian., turm., estaur., opc.	cian.gran.- estaurolita quartzito	Correias
	CL-254	90		trem. 4			epi-3 opc.turm. 3	quartzito	Correias
	RB-9A	90	8				Opc.-1	Sericita quartzito	Cristalândia
	RB-12C	77		trem.-2	pirox. Tr	Plag.-8	epi.-10 esf.,opc. 1	Epidoto quartzito	Cristalândia
	RB-31	91	2				bi+ep=7 apa.opc. Tr	quartzito	Cristalândia
	AR-151	98	1				bi+opc.+ zirc.-Tr	quartzito em veio de quartzo	S.Timóteo
	MM-15	80	10				cian.-8 opc.turm. 2	cian.-musc.- quartzito	Jurema
	MM-24	97	Serc.Mosc Fuchs.-3					quartzito	Rio de Antônio
	MM-20A	85		Hornb. 10	Diops. 4		esf.,apa. 1	Veio de quartzo em quartzito	Caculé
	MM-4	93	7				bi.,zirc., rutil.- Tr	Muscovit. quartzito ou veio de quartzo	Paiol

Tabela 12 – TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE ROCHAS QUARTZÍTICAS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI.

provoca a separação de finas bandas quartzosas com algum feldspato, com outras constituídas por prismas de anfibólio+ epidoto± esfeno. Às vezes, nota-se ainda relíquias de diopsídio e uma quantidade apreciável de esfeno.

Próximo de Umburanas, também ocorrem cristas quartzíticas com fuchsita e contendo 19% de cummingtonita (CL-64). A rocha encontra-se em elevado estágio cataclástico e totalmente ilhada por rochas calcossilicáticas e carbonatadas.

Diagnosticou-se também a presença de minerais aluminosos em algumas cristas quartzíticas (MM-15, CL-250C). Na primeira (MM-15), localizada em zona de falha, desenvolve cianita em planos de cisalhamento, e seu aparecimento é ligado às condições PT de grau médio de metamorfismo. Também na amostra CL-250C, bordo NE da serra das Éguas, forma-se estaurolita e granada, em quartzitos provenientes de diferenciação metamórfica-cataclástica de rochas calcossilicáticas, de comprovada filiação magmática. Provavelmente, estes minerais aluminosos desenvolveram-se às expensas de sobra de Al durante o transcorrer dos processos retrometamórficos, onde a rocha tende a aumentar o seu teor em alumina, devido a formação de epidoto ± muscovita (sericita). A muscovita-sericita pode sustentar altas temperaturas do campo de metamorfismo de grau médio, principalmente na ausência de plagioclásio.

Muitos quartzitos também ocorrem em zonas de cisalhamento que afetam terrenos de granitoides, sendo neste caso, resultantes de segregações quartzosas ao longo dos planos de foliação durante os fenômenos de diferenciação cataclástica.

A concentração anômala de epidoto (30%) em deter-

minados tipos de quartzitos que ocorrem como lentes tectônicas dentro de rochas carbonáticas (JB-388), a NE de Ibitira, parecem refletir altos estágios retrometamórficos de plagioclásio e ferromagnesianos componentes de rocha básica. De igual maneira, a presença de hornblenda (10%) e diopsídio (4%) em quartzitos que ocorrem sustentando cristas ilhadas em anfibolitos, ao sul de Caculé (RX-20), parece refletir uma forte ação hidrotermal silicosa com processo exudativo para zonas dilatantes.

Resta ainda mencionar os quartzitos que ocorrem culminando a sequência serra das Éguas; estes quartzitos representam um suprimento detrítico de fontes vizinhas e são testemunhos de uma fase de sedimentação arenosa impura, de âmbito limitado, ligada a erosão de altos da crosta sializada. O metamorfismo nesta sequência clástica é de grau fraco, pela cristalização de tremolita e estes quartzitos parecem refletir estágios de sedimentação clástica culminando os eventos finais do ciclo vulcanogênico, e sua posição cronoestratigráfica carece ainda de melhores investigações, principalmente devido a uma provável dissimilaridade no grau de metamorfismo com a sequência inferior, o que poderia refletir uma possível discordância.

Do exposto, conclui-se que, com excessão dos quartzitos epimetamórficos da serra das Éguas, as pequenas e estreitas cristas quartzosas relacionadas a terrenos básico-ultrabásicos, em parte submetidas a intensas transformações retrometamórficas por processos de carbonatação, devem provavelmente a sua formação a fenômenos de exudação de sílica para zonas de dilatação. Segundo Boyle, 1976, a formação de extensas zonas carbonatadas tem provocado efeitos consideráveis na

química de muitos elementos. Durante o desenrolar deste processo, grandes quantidades de sílica são liberadas para zonas de alívio, seg. a reação:

(Ca, Fe, Mg) silicatos + CO_2 ——— (Ca, Fe, Mg) CO_3 (ankerita) + SiO_2

Segundo este autor, a quantidade de sílica liberada é enorme; e não apenas o ouro é conduzido para estas zonas silicosas de preenchimento, como também relativas quantidades de enxofre, arsênio, antimônio e metais base. Para o autor, a quantidade média de sílica em cinturões vulcânicos ("greenstone") anterior a carbonatação é 53%; após a carbonatação reduz se para 15%.

Também o processo de diferenciação metamórfica-cataclástica, em associação ou não com o processo de carbonatação, tem em muito contribuido na formação de bandas quartzo - sas, com separação de faixas de tectossilicatos e faixas de filossilicatos e/ou inossilicatos, conforme já postulado por diversos autores e sintetizado por Higgins (1971).

6.2.10 Metavulcânicas

Sob esta denominação foram agrupadas rochas miloníticas, que sob inspeção microscópica, parecem revelar algumas características de rochas vulcânicas, de caráter hipoabissal.

Elas ocorrem bordejando o flanco oeste da serra do Paracatu, e se projetam para norte com disposição levemente encurvada, bordejando o flanco oriental da serra do rio de Contas, sempre mantendo parâmetros estruturais concordantes - com os litotipos do Complexo Brumado-Urandi. Também na região a leste de Umburanas, estas rochas ocorrem com textura milonítica bastante acentuada, que torna-se difícil, se não impossí

vel, caracterizar a sua origem, ou diferenciá-las de miloni - tos outros, provenientes de rochas granitoides.

Mesmo em escala de afloramento, estas rochas não evidenciam texturas relíquias de rochas vulcânicas. Apresentam abundantes injeções de material quartzo-feldspático, conforme podem ser observados nas FOTOS 41 e 42. Na FOTO 41 (CL-33), obtida da localidade denominada Faz. Jacaré, nordeste de Brumado, a rocha apresenta-se arterizada por faixas paralelas de material quartzo-feldspático, que exibem estrutura "pinch-and swell".

Um pouco mais para oeste, em direção à Faz. Santo André, a rocha exibe estrutura fortemente milonítica, conforme pode ser observado na FOTO 42, onde vê-se claramente - textura de fluxão em torno de porfiroclastos de material pegmatóide quartzo-feldspático, o que evidencia uma fase de deformação posterior àquela da arteritização da rocha.

Mais para norte, na localidade denominada Faz. Baixinha (FOTO 43), a deformação é tão intensa, que não podem ser mais caracterizadas as faixas pegmatóides quartzo-feldspáticas. A estrutura é fortemente orientada, notando-se aqui e ali, profiroclastos de feldspato, ainda com evidencias de estrutura de fluxão cataclástica. Localmente, observa-se flexuramento da foliação, com formação de material neossomático, o que parece evidenciar condições plutônicas de deformação, a ponto de haver geração de mobilizados locais, quartzo-feldspáticos, em zonas flexuradas.

Mais para norte, na localidade denominada Faz. Stª Bárbara (FOTO 44), observa-se que a rocha está menos deformada e exibe estrutura de rocha plutônica migmática com dobramento complexo, e pelas características de afinamento e espes

samento, sugere condições próximas àquelas para formação de dobras "ptygmáticas".

Análise microscópica realizada na amostra CL-269, 4 km ao sul de Boa Sentença, no flanco oriental da serra do Rio de Contas, mostrou a presença de fenoclastos de plagioclásio totalmente sericitizado, com bordos arredondados pela cataclase, imersos numa matriz afanítica fortemente orientada, com nítida estrutura de fluxo cataclástico, conforme pode ser observado na fotomicrografia (FOTO 45).

Nesta rocha, o quartzo ocorre, ou em concentrações lenticulares estiradas segundo a orientação principal da rocha, ou na matriz, em finíssimos grãos também estirados, e em sua maioria em forma de cunha, típica feição de quartzo encontrado em rochas vulcânicas.

Também na área de Umburanas, ocorrem milonitos que foram caracterizados como rochas vulcânicas (RB-29, 210-B). A primeira (RB-29), apresenta estrutura similar a amostra CL-269, enquanto que a segunda (RB-210B), é um xisto cataclástico-diaftorético calco-magnesiano, devido a presença de hornblenda (47%), quartzo-oligoclásio (40%), epidoto (7%), biotita (3%) e opacos (tr); acha-se intercalado com milonito xistos diaftoréticos (RB-210A), compostos dominantemente de muscovita (93%), quartzo, opacos e titanita (2%).

Do exposto, conclui-se: as rochas mapeadas como metavulcânicas apresentam evidencias de terem sido submetidas a arteritização potássica, com deformação posterior. Pelo fato de localmente terem sido observadas estruturas similares a de rochas plutônicas no campo migmático, torna-se problemática a sua caracterização no campo vulcânico. No entanto, a abundância de porfiroblastos (?) acunhados de quartzo em ro-

chas miloníticas, com padrão muito similar àqueles encontrados em rochas vulcânicas, fazem suspeitar possivelmente de eventos vulcânicos de caráter hipoabissal. Deixa-se portanto, em aberto, a problemática que envolve estas rochas, para solucionamento posterior, tanto do ponto de vista genético, quanto petroquímico. Apenas como ponto de partida, pelas evidencias encontradas, acredita-se que possa ter ocorrido, numa primeira hipótese, eventos subvulcânicos no seio de rochas plutônicas, ou numa segunda hipótese, rochas subvulcânicas submetidas a fases posteriores de metamorfismo, já em condições plutônicas do campo migmático.

6.3 Complexo Granolítico

Usou-se aqui a terminologia Complexo Granolítico como representativa de terrenos onde ocorrem as rochas da faciologia metamórfica granulítica, portando ou não o mineral índice desta facies; estas rochas granolíticas podem representar a maior parte das litologias desses terrenos, ou podem ocorrer apenas localmente como relictos no seio de rochas da facies metamórfica anfibolito.

Os granolitos apresentam um padrão de distribuição bem característico. Ocorrem circunscrevendo a periferia de ovais migmáticas (disposição circun-oval). A observação da Fig. 20 permite verificar que rochas granolíticas acham-se presentes tanto a ocidente da serra do Espinhaço, como a oriente desta. A ocidente desta serra parecem representar a projeção para sul do Complexo Stª Isabel (de Jardim de Sá, 1976), onde ocorrem circunscrevendo a oval granitoide de Guanambi. A leste da serra do Espinhaço, os granolitos contornam parcialmente a periferia sudeste da oval granitoide de Maniaçu e se projetam para a região de S. Timóteo, onde são seccionados por um sistema de falhas de direção NW-SE. Pelo bordo oriental -

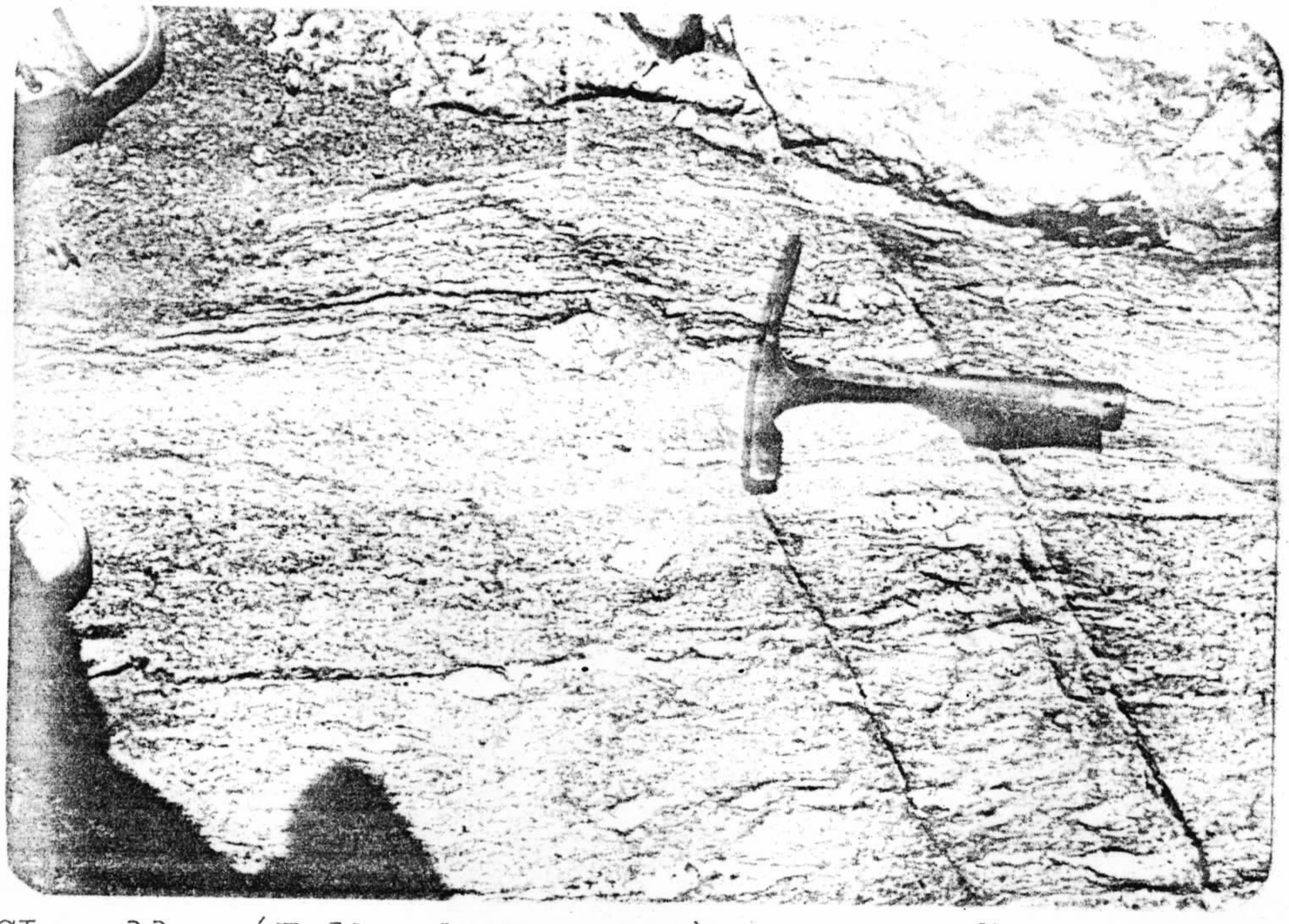


FOTO 41 - CL - 33 - (Folha de Brumado) - Exposição da unidade mapeada como metavulcânica, notando-se uma estrutura arteritizada em faixas paralelas, localmente exibindo estruturação com forma "pinch-and-swell", onde também observa-se megablastos de k-feldspato.

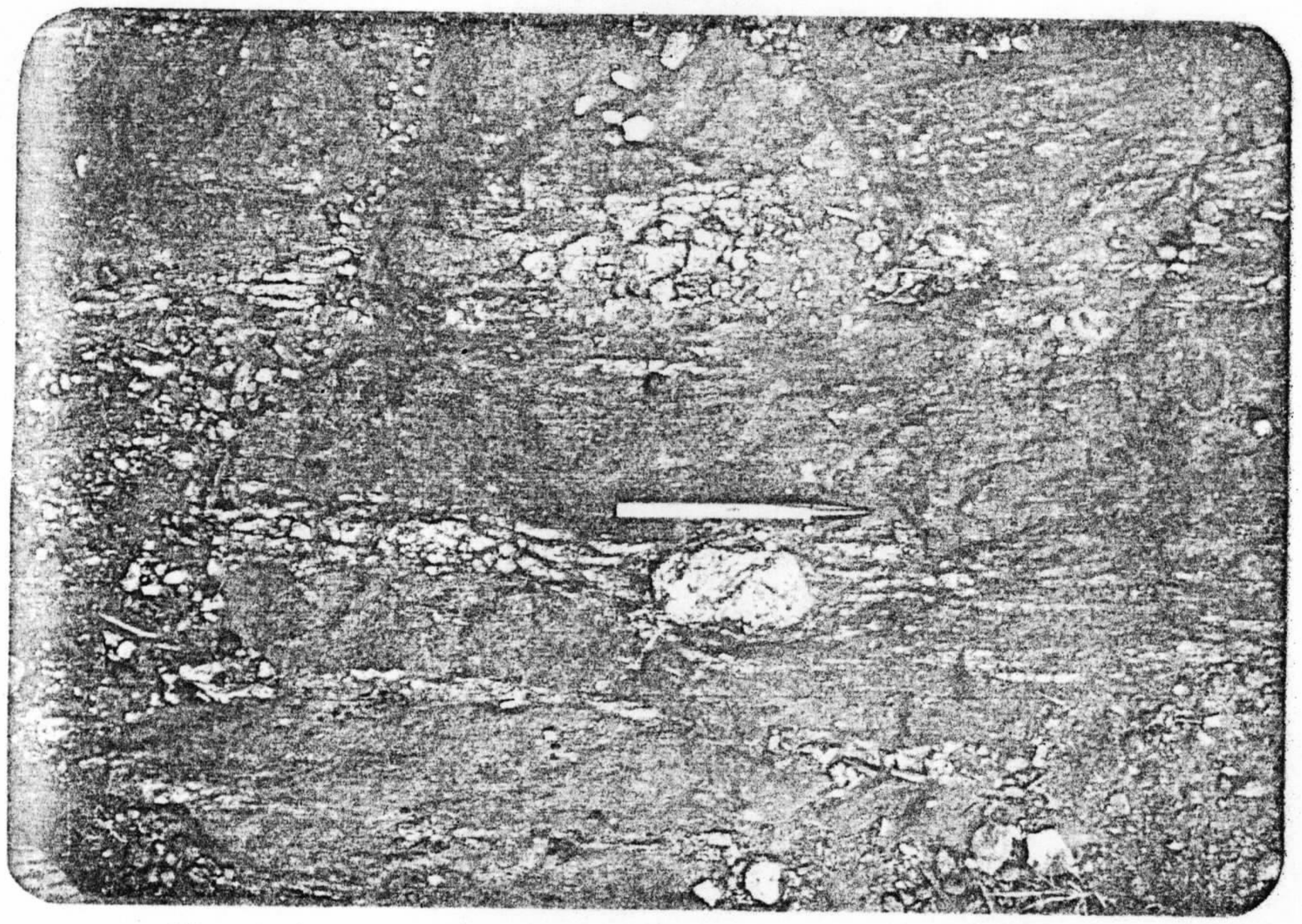


FOTO 42 - CL - 168 - (Folha de Brumado) - Exposição da unidade mapeada como metavulcânica, observando-se estrutura milonítica de fluxão em torno de porfiroblasto de material injetado de natureza quartzo-feldspática.

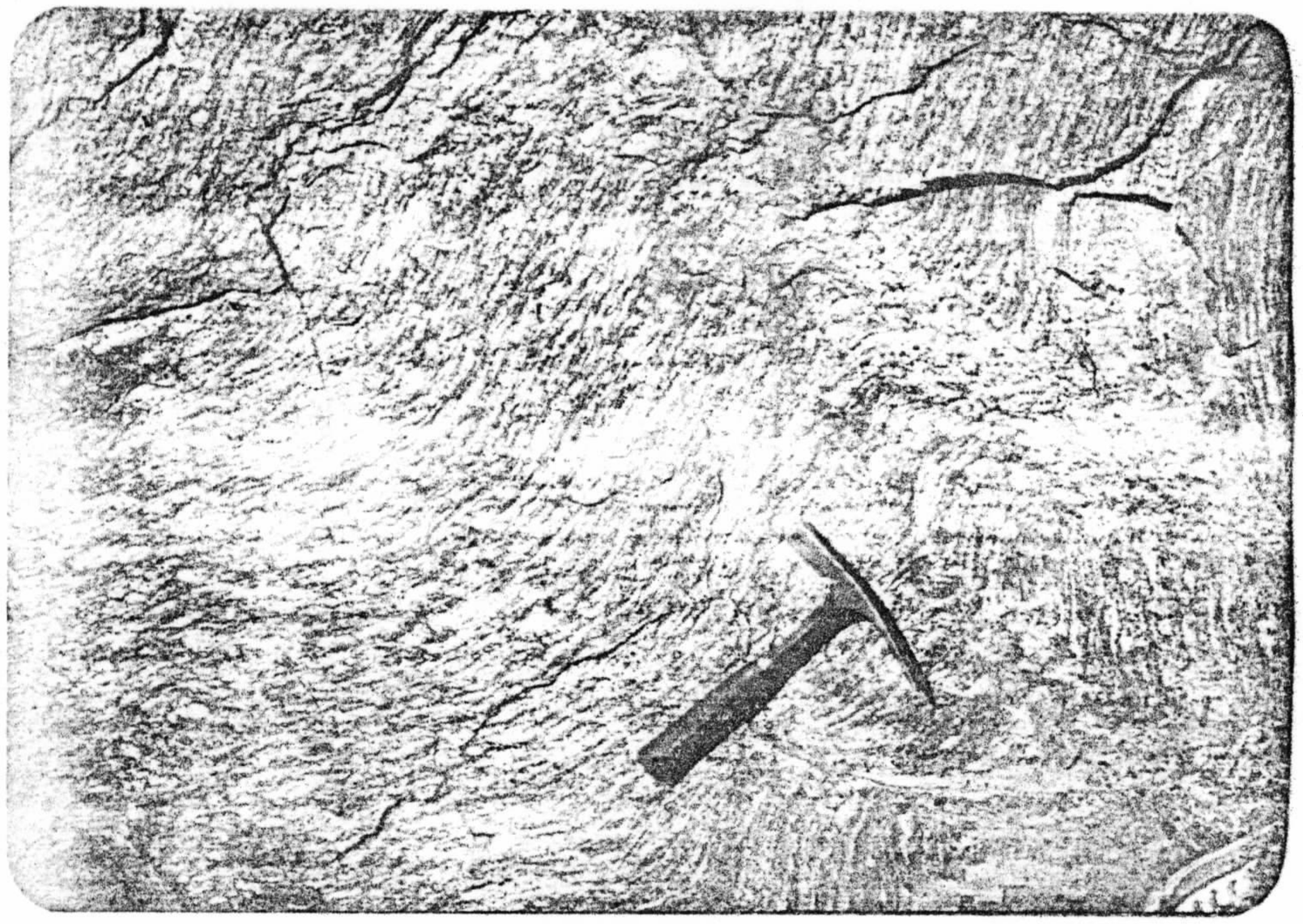


FOTO 43 - CL - 169 - (Folha de Brumado) - Exposição da unidade mapeada como metavulcânica. Observa-se que a deformação é tão intensa, que não permite mais distinguir as faixas arteritizadas quartzo-feldspáticas. Nas imediações do martelo observa-se zona flexurada, com formação de mobilizados (neossoma ?).

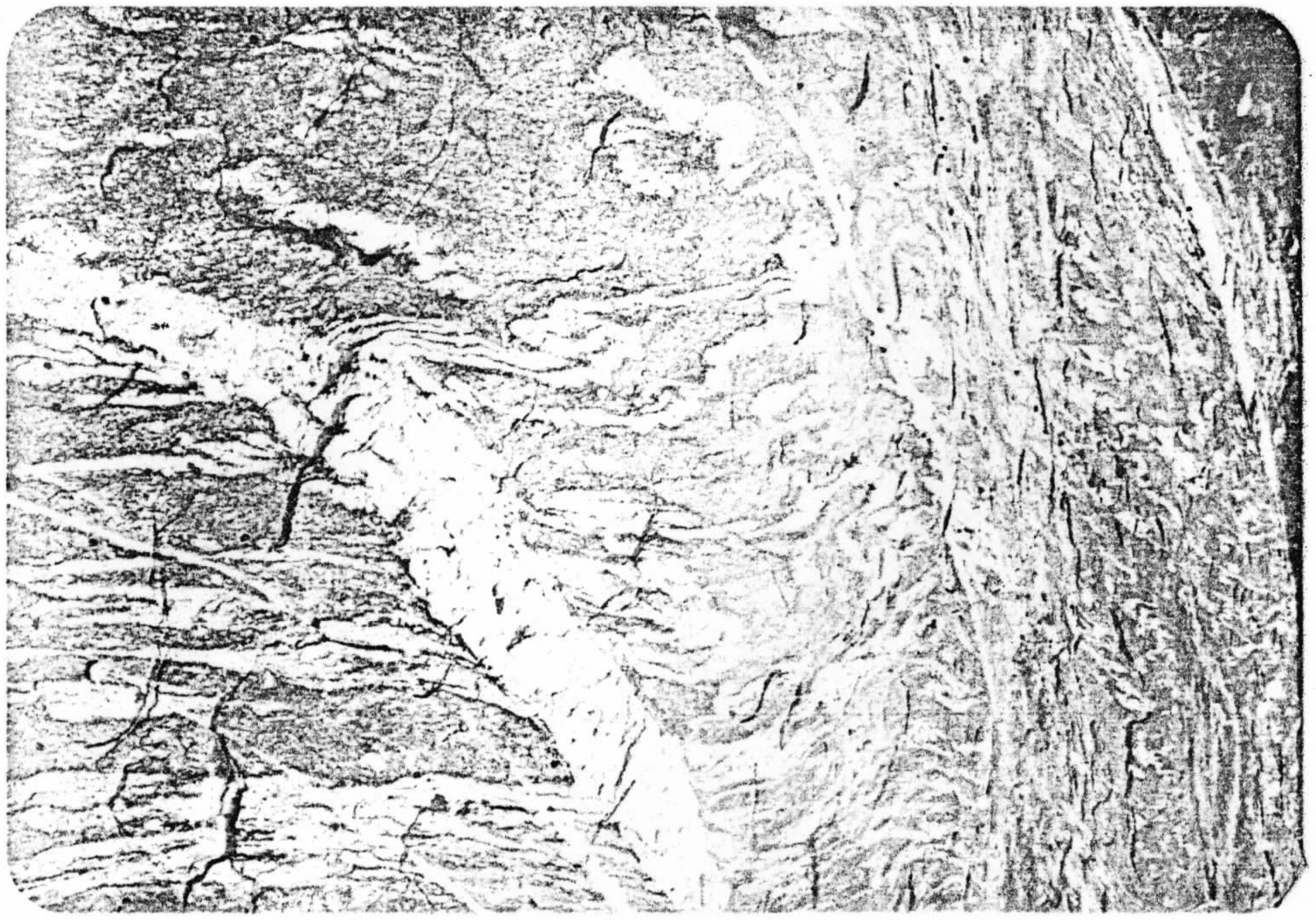


FOTO 44 - CL - 181 - Faz. Stª Bárbara (Folha de Brumado) - Exposição da unidade mapeada como metavulcânica. Nota-se que a rocha exibe uma estrutura complexa de dobramento, provavelmente gerada em condições plutônicas.

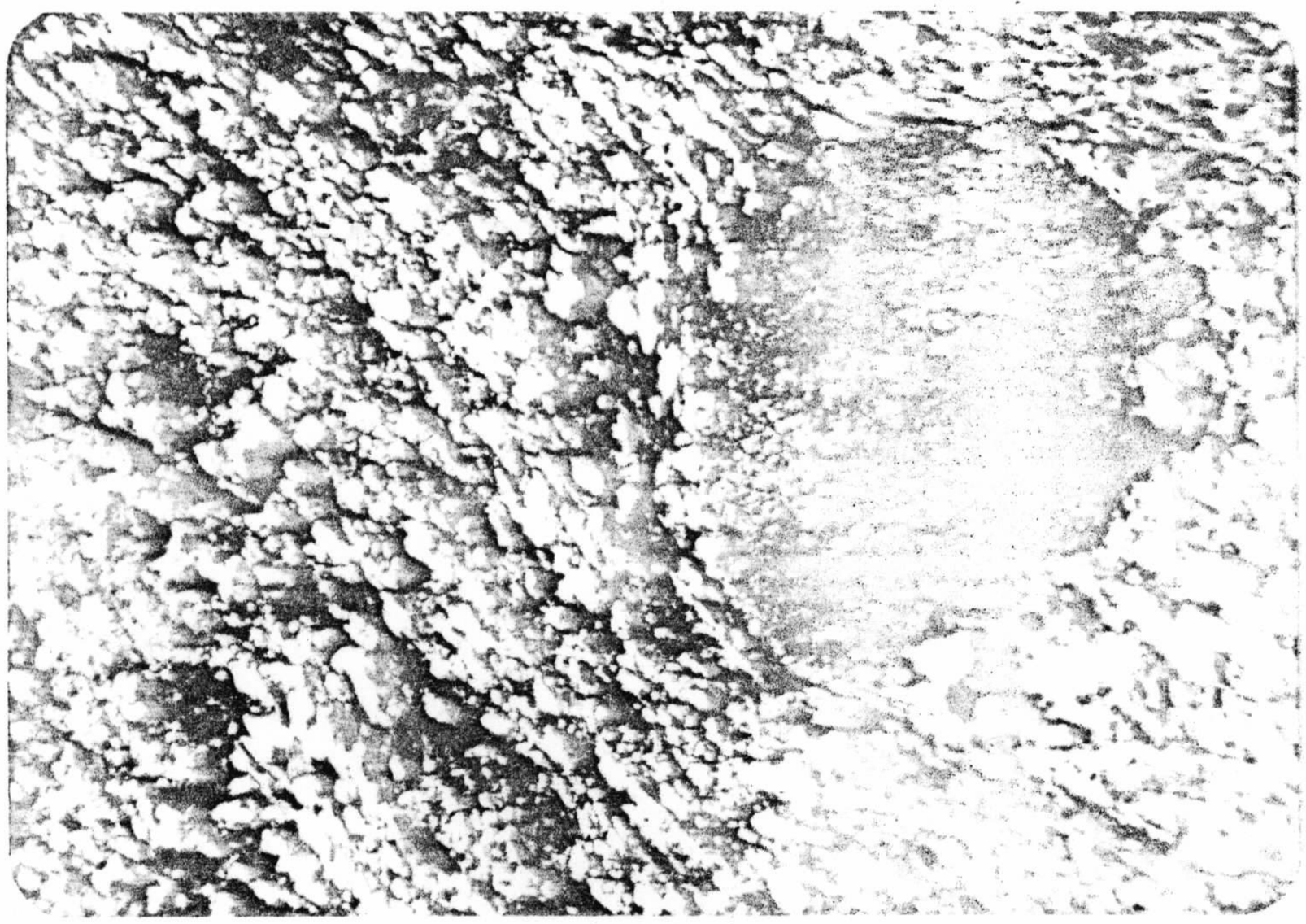


FOTO 45 - CL - 269 - Folha do Rio de Contas - Fotomicrografia NX (12,5 x 2,5) do campo de rocha mapeada como metavulcânica. Observa-se estrutura de fluxão cataclástica em torno de porfiroclasto de plagioclásio totalmente sericitizado.

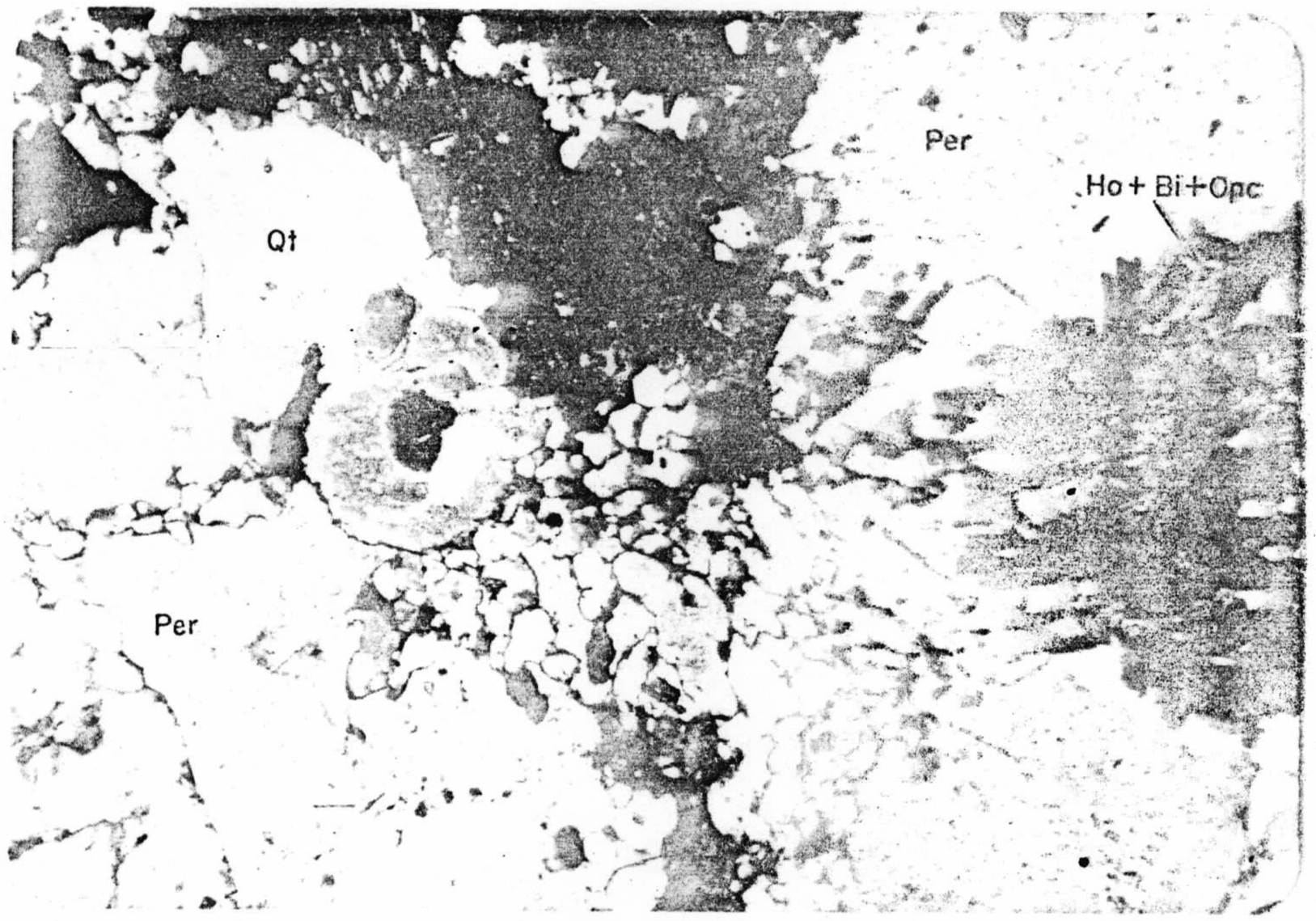


FOTO 46 - AR - 01 - Folha de Itanajé - Fotomicrografia NX(12,5 x 2,5) de granoblastito de composição granítica, observando-se microquebramento periférico poligonizado em torno de grãos maiores de microclina totalmente pertitizada (Per), com a característica de apresentar agrupamentos isolados de biotita+anfibolito+opacos (Ho + Bi + Opc). Também quartzo (Qt).

da oval granitoide-migmática que ocorre a oeste de Ibiassucê e Caculé, ocorre uma faixa de rochas granolíticas que segue o "trend" aproximado N-S, balizando o lado ocidental da grande zona de falha que segue o alinhamento Caculé-Ibiassucê-Pancadão-Lagoa do Rabiche - oeste de S. Timóteo e Vereda do Cais. Nas imediações de S. Timóteo, esse alinhamento de rochas granolíticas converge para aquele que circunscreve a oval granitoide de Maniaçu, sendo esta zona de convergência rompida por um sistema de falhas de direção NW-SE. Também pelo lado leste da grande zona de falha Caculé-Lagoa do Rabiche, ocorre, localizadamente, a NE de Caculé, rochas granolíticas que esboçam rudimentarmente um padrão de circunscrição em torno da oval migmática de Rio do Antônio.

Macroscopicamente, os granolitos são rochas de coloração cinza claro a cinza médio-escuro, granulometria média a grossa, aspecto textural isotrópico a fracamente foliado. Nos tipos leucocráticos, apresentam a característica de possuirem placas de quartzo azulado e a sua composição aproxima-se da de um granito (charnockito "sensu stricto"). Nos tipos intermediários a básicos, ocorrem bastante plagioclásio, piroxênios e anfibólios, além de biotita vermelha.

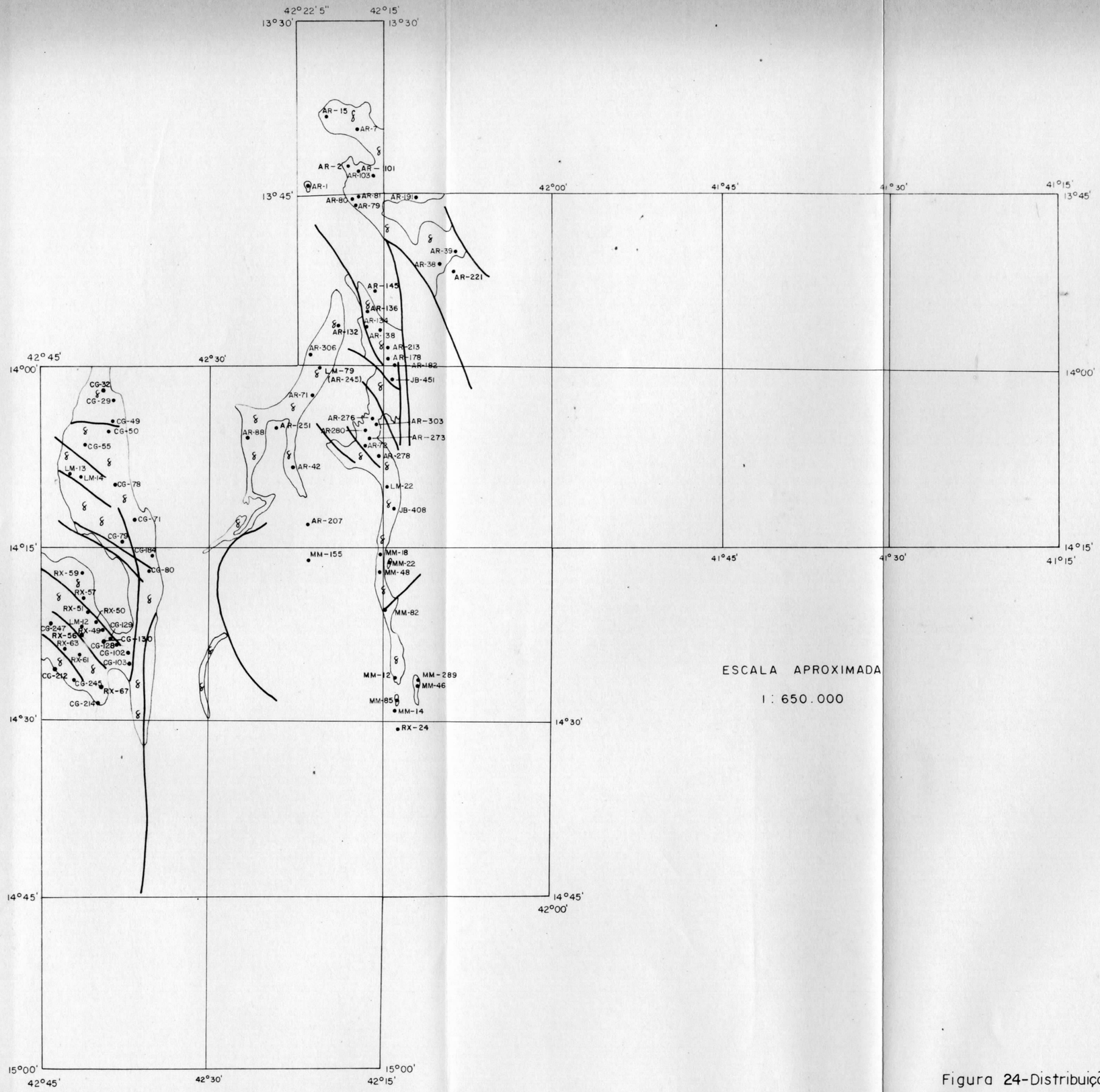
Pelo bordo ocidental da serra do Espinhaço, registrou-se uma grande incidência de granolitos portando o mineral índice (hiperstênio). Apresentam, às vezes, no afloramento, aspecto estrutural migmático, com foliação difusa e numerosos enclaves de granolitos básicos. Já pelo bordo oriental desta serra, ocorre uma marcada dominância de granolitos sem o mineral índice, porém com trama granoblástica característica, portando ou não placas de quartzo azulado (granoblastitos) e com a particularidade de conterem anfibólios (hastingsita) em as

sociação com granadas e piroxênios, podendo ainda conter escapolita. Apenas na região de S. Timóteo (AR-38) e nos trechos a oeste de Pancadão (LM-22) e sul de Caculé (MM-46 e RX-24), ocorrem granolitos portando o mineral índice.

A planta da fig. 24 mostra a distribuição superficial das rochas granolíticas dentro da área, com situação dos pontos com controle petrográfico, enquanto que as Tabs.13a.b.c.d. relacionam tipos petrográficos e suas respectivas composições mineralógicas.

Os granolitos contendo o mineral índice, de acordo com o gráfico triangular Quartzo (Q)-Feldspato Alcalino(A) Plagioclásio (P), de Streckeisen (1976), adaptado por Winkler (1977), situam-se predominantemente no campo de Hiperstênio Pirocláslo Granolito, ou seja, granolitos com hiperstênio-clinopiroxênio-plagioclásio (± quartzo), comumente contendo hornblenda. Também ocorrem tipos ácidos com larga dominância de pertita em relação ao plagioclásio, situando-se no campo do Hiperstênio Pertita Granolito, que na dependência do conteudo em quartzo, podem variar desde charnockitos "sensu stricto" até granolitos de composição sienítica. Constatou-se também granolitos de composição charnoenderbítica, ou seja aqueles granolitos com um teor de quartzo acima de 20% e com plagioclásios dominando sobre feldspatos alcalinos.

Com respeito a nomenclatura utilizada para rochas máficas metamorfisadas ao facies granulito, preferiu-se aqui utilizar a nomenclatura proposta por Mehnert (1972), com ligeira modificação na conceituação do termo piriclasito. Isso ocorreu devido ao fato de que o referido autor não faz menção a presença de hornblenda nesses granolitos, e naqueles tipos onde esta se faz presente, ele estabelece a proporção mínima



ESCALA APROXIMADA

1 : 650.000

Figura 24-Distribuição Superficial do Complexo Granolítico e pontos analisados.

CPRM

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	K-FELDSP.	PLAG.	PIROX. HORNB.	MICAS	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
GRANOLITOS E GRANOBLASTITOS	CG-32	8	Pertita 65	Andes. 12	Hipers. 7	bi-5 opc-1	apa-1 zirc-tr	Granolito alcalítico	PAJEÚ
	CG-29	7	Micro 30	Andes.	Hip.-8 Horn. 7	(matriz) 33%	Opc.-3 apa-1	Granolito alcalítico	PAJEÚ
	CG-49	14	75	Andes. 4		bi-5	Epi.apa., opc.-2	Granoblastito alcalítico	PAJEÚ
	CG-50	3	Micro < 6	Oligo 2	Horn-20 Hip.-10		Opc.-4 Apa-1	Pyriclasito	PAJEÚ
	CG-55	20		And. 58	Horn.10	bi.-8	Opc.-2 Esf.apa-2	Granoblastito	PAJEÚ
	CG-78	20	Micro 58	Oligo 12	Omin-3	bi.-4	Opc.-2 esf,apa-tr	Granoblastito	GUIRAPÁ
	CG-247	5	Micro 6	And. 60	Horn.20	bi-3	Opc.-5 Apa.-1	Granoblastito	GUIRAPÁ
	CG-129			And. 30	Hip.-35 Horn.34		Diopa.opc. apa,qz-tr	Piribolito	GUIRAPÁ
	CG-130B			And. 60	Pirox.30 Horn-2	bi-1	Opc.-6 Apa-tr	Pyriclasito	GUIRAPÁ
	CG-128	5		And. 50	Pirox.28 Horn. 7		Apa-tr	Pyriclasito	GUIRAPÁ
	CG-212	7	Microc. 10	And. 55	Diops.26		Apa. 1 Opc.-1	Pyriclasito	GUIRAPÁ
	CG-214B			Labrad. 45	Pirox.44 Horn. 1	bi-5	Opc.-5	Pyriclasito	GUIRAPÁ
	RX-59	1	Pertita 77	And. 15	Pirox - Horn. 5		Opc.-2 Apa-tr	Granolito Alcalítico	GUIRAPÁ
	RX-57	15	Pertita 62	And. 20	Pirox.1		Opc.-1 zir,rut. tr	Granolito Charnokítico	GUIRAPÁ
	RX-63 A	8	Micro. tr	Oligo. 57	Hip.35 Horn.4	bi-2	Opc.-3 Apa,zirc. tr	Pyriclasito	GUIRAPÁ
	RX-63 B	tr		And. 44	Pirox.35 Horn.13	bi-2	Opc.-5 Apa,zirc, tr	Pyriclasito	GUIRAPÁ
	RX-56	20	Pertita 50	And. 15	Pirox.35 Horn.1	bi-2	Opc.-5 Apa,zirc, tr	Pyriclasito	GUIRAPÁ
	RX-51	tr		And. 47	Pirox.35 Horn.10		Opc. 7 Apa,zirc, tr	Pyriclasito	GUIRAPÁ
	RX-49	tr		And. 40	Pirox.32 Horn.20		Opc.8 Apa,rut, tr	Piribolito	GUIRAPÁ
	RX-67	25	Microc. 41	Plag. 30			Epi-2 Opc-tr zirc-apa-tr	Granoblastito	CACULÉ

Tabela 13a — TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE GRANOLITOS E GRANOBLASTITOS.

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	K-FELDSP.	PLAG.	PIROX. HORNB.	MICAS	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
GRANOLITOS E GRANOBLASTITOS	EM-13	7	Micro 40	Oligo 13	Hornb. 30	Biot. 5	Opc.Apa 5	Granoblastito de comp.sienítica	Pajeú
	EM-14B	25	Micro 15	Oligo 40	Hip>Diop. 15	Biot. 4	Opc.-1 Apa.-Tr	Granolito charno enderbítico	Pajeú
	CG-71	Fenocl-D Matriz-15		And. Fenocl-45 Matriz-3		Clo-10	Epi-15 Esf-Opc-2	Granolito protomilonítico	Pajeú
	CG-79	7	Micro 45	Oligo 18		Biot.-20 Seric.5	Esf.,Opc. Epi.-5	Granolito blastomilonítico metassomatizado	Pajeú
	CG-80	7	Micro pert. 45	Oligo 18		Biot.-20 Seric.5	Esf.-Opc. Epi.-5	Granolito blastomilonítico metassomatizado	Quirapá
	CG-124	20		And. 56		Biot.12	Epi.-10 Esf.,Apa. Opc.-2	Granolito blastomilonítico	Quirapá
	CG-102	Fenocl.-9		And. Fenocl.8	(Biot.-Qtzo-opc.-mat.criptocr.)		Opc.-3	Milonito	Quirapá
	CG-103	Fenocl-30	Micro Fenocl-12	And. Fenocl-8	(Seric.-Biot.-Epi.-Opc-Apa) Matriz = 50%			Granolito blastomilonito	Quirapá
	RX-61	22	Pertita 48	Plag. 25		Biot. 2	Opc.-1 Epi.-Apa-Zirc.-2	Granoblastito	Quirapá
	RX-24B	X	Ortoclás. X	Oligo X	Hipers. X	Biot. X	Granada Zircão Opc	Granolito	Caculé
	RX-24C	X	Ortoclas. X	Oligo X		Biot. X	Granada Zircão Opc	Granoblastito	Caculé
	EM-14	10	Ortoclas. 48	And. 12	Hornb. 15	Biot. 13	Opc.-1 Zircão Opa.-1	Granoblastito	Rio do Antônio
	EM-85	23	Oligo	Oligo Antipert. 50	Hornb. 15	Biot.10	Zirc.-apa. 1 Opc.-1	Granoblastito	Rio do Antônio
	EM-12	3			Hornb.7 Clinopx-50		Escap.33 Esf. 7	Escapolito-clinopiroxenio Hornb. Gnaisse granolito retrom.?	Rio do Antônio
	EM-46	10		And. 60	Hiperst Clinopx. 25 Hornb.-4		Opc.-1	Pyriclasito	Rio do Antônio
	EM-289A	1	Micro. 10	And. 20	Hornb.47 Clinopx. 10	Biot. tr	Escap.7 Epid. 3 Apa. 1 Titan.-tr	Pyrobolito	Rio do Antônio
	EM-82A	13	Micro pert.-15 (Fenocl.e Matriz)	And. 55 (Fenocl.e Matriz)	Hornb.7	Biot. 8	Esf.-2 Opc.zirc. Tr	Granolito Protomilonítico metassomatizado	Jurema
	EM-155	20		Labrad. 57	Pirox. 12		Gran.-4 Titan.-3 Escap.-2 Opc.Apa.2	Pyriclasito contaminado de quartzo	Jurema
	EM-48A	25	Micro Pert.+Oligo 72 Antip.				Granada 3	Granolito protomilonítico	Jurema
	EM-18	45		And. 20 Fenocl. + Matriz		Biot. 30	Gran.-3 Opc.-2 Zirc.-spi-nit. tr	Granolito protomilonítico	Jurema

Tabela 13b — DADOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE GRANOLITOS E GRANOBLASTITOS.

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	K-FELDSP.	PLAG.	PIROX. HORNB.	MICAS	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
	IM-22			And. 56	clinopx Hiper-40	Biot. 2	Opc = 2 Apa - tr	pyriclasito	Ibitira
	JB-408	25	Micro pert. 70	oligo		Biot.1	Gran. 4 Opc-zirc.	granoblastito	Ibitira
	JB-451	9	Micro pert. 65	And	Horn.25		Opc-zirc 1	granoblastito	Ibitira
	AR-207	15	Micro pert. 33	oligo 40	Horn.5		Opc.-3 Esf.2 Zirc. 1 granada 1	granoblastito	Santa Luzia
	AR-278	8	Micro >> Micropert. 85	And	Horn.- Biot. 5		Opc. Gran. 2 zirc. tr	granoblastito comp.sienítica metassomatizado	Santa Luzia
	AR-273B	8	Micro Micropert	oligo	Horn. Biot.		Gran. Opc. zirc. 1 Apa.	granoblastito comp.sienítico	Santa Luzia
	AR-276	30		Oligo 48	Horn (epi) 20 Diops. 2		Esf. - zirc. tr	granoblastito cataclástico metassomático	Santa Luzia
	AR-303	Introduzido + primário 62		And. 20	clinopx 10 horn(epi) -2		esf. 1 gran. 5 opc.apa-tr	granoblastito contaminado por quartzo	Santa Luzia
	AR-273A	5	Micro 1	And 74	clinop-5 hornb. 3		gran. 10 epi-2 esf.-apa-tr	granoblastito pyrigarnítico metassomatizado	Santa Luzia
	AR-42	24	Micro Micropert 55	Oligo 17		Biot.tr	opc.-3 zirc. 1	granoblastito	Santa Luzia
	AR-251			clinopx. 49 Hornb.tr			opc-tr escap.40 epi.-4 cloro. 4 esf.-3	granoblastito pyriclasitico c/escapolita	Santa Luzia
	AR-88	10	Micro pert. 65	Oligo 20	Hornb. (Biot.)		Esf. zirc. Apa. 1 opc.	granoblastito metassomatizado	Santa Luzia
	AR-79	27	Micro >> pert. 68	And	Horn tr	Biot.3	Esf.1 apa. opc. zirc.1 rut.	granoblastito metassomatizado	Maniaçú
	AR-80	20	Micro >> pert. 60	And 14	Horn. + 15	Biot.	opc. esf. 1 zirc. apa.	granoblastito metassomatizado	Maniaçú
	AR-81	20	ortoc. pert. 58	And. 7		Biot. 11	opc. 4	granoblastito sienítico	Maniaçú
	AR-38	20	Micro pert. 35	oligo 40	Hipers. 3	Biot.1	Opc.-apa-zirc. 1	granolito charnoenderbitico	S.Timóteo
	AR-145	13	Micro 55	oligo 25	Horn. 6		Esf. 1 zirc. apa tr opc	granoblastito sienítico cataclástico metassomatizado	Maniaçú
	AR-101	25	Micro pert.	oligo. 17	Horn. > 07	Biot.	Esf. opc. apa 1 zirc.	granoblastito cataclástico metassomático	Vereda do Cais
	AR-01	30	Microc. pert. 60	oligo 2	Horn. > 07	Biot.	opc. zirc. rut. 1 Monaz.	granoblastito	Vereda do Cais
	AR-103	25	Microc. pert. 50	oligo 15	Horn. 08	Biotita	esf. opc. apa. 2 zirc. epi.-tr	granoblastito protomilonítico metassomatizado	Vereda do Cais

Tabela 13c — DADOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE GRANOLITOS E GRANOBLASTITOS.

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	K-FELDSP.	PLAG.	PIROX. HORNB.	MICAS	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
GRANOLITOS E GRIOBLASTITOS	AR-71	32		And. 60		bi-7	Zirc,apa, esf,horn. 1	Granoblastito Cataclástico	CARTIRÊ
	AR-276A	30		Oligo 48	Horn.-3 Diops.2		Epi-15 Esf.zirc. Tr	Granoblastito	CARTIRÊ
	AR-133	4	Micro 4	And 79	Horn-5		Gran.-8 Zirc.-Tr	Granoblastito Cataclástico	MARIAÇÚ
	AR-72	30	Micro 6	Oligo 3	Horn.-5		Zirc,bi., Opc.-Tr	Granoblastito Cataclástico	CARTIRÊ
	AR-178		Micro 4	Oligo - 52	Horn. 4 Diops. 8		Gran. 30 Calc. 2 Opc.-Tr	Pyrigarmito Cataclástico	MARIAÇÚ
	AR-213	X	X	X	Ferro Augita		Esf, opc, apa	Granoblastito Akerítico	MARIAÇÚ
	AQ-306	20	Micro 7	Oligo 0	Horn. 5 Diops. 1		Epi.-4 Zirc.-Tr	Granoblastito Gnáissico	MARIAÇÚ
	AR-245 LM-79	25	10	And. 49			Epi.-8 Gran. 7 Esf, opc. Tr	Granoblastito Gnáissico	CARTIRÊ

Tabela 13d — TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE GRANOLITOS E GRANOBLASTITOS.

de 1/1 em relação ao piroxênio. Como na área ocorre granoli - tos com uma razão muito alta do piroxênio em relação a hornblenda, preferiu-se então enquadrar os mesmos como piriclasíticos. Assim exposto, adotou-se a seguinte classificação: piriclasito, para os granolitos básicos compostos de orto e/ou clinopiroxênio e plagioclásio, podendo conter ou não hornblenda, mas com uma razão pirox./hornb. elevada; piribolito, para granolitos básicos compostos de hornblenda parda associada a orto e/ou clinopiroxênio e plagioclásio, mas com uma razão hornb./pirox., de cerca de 1/1, ou maior; pirigarnito para granolitos básicos compostos de piropo-almandina, orto e/ou clinopiroxênio, com uma razão granada/piroxênio de 1/1, ou maior.

As rochas granolíticas ocorrem segundo quatro lineamento principais, de natureza notadamente transcorrente: o primeiro, o mais importante deles, acompanha um trecho do bordo oeste da serra do Espinhaço (faixa 1), desde o paralelo de 14°00" até o paralelo de 14°30', apresentando, ao norte de Pindaí, uma ramificação para NW. Ai ocorrem diversos tipos de granolitos, desde os tipos de composição sienítica (CG-32, 29 59), portando hiperstênio em sua composição, até outros tipos charnockíticos (RX-57). Em associação ocorrem diversos tipos sem a presença do mineral índice, porém apresentando uma textura granoblástica poligonizada, típica das rochas desta facies metamórfica. É comum a incidência de restos de granoli - tos básicos no seio de granolitos ácidos que ainda exibem estrutura migmática relíquia. A incidência de granolitos básicos aumenta consideravelmente na região próxima e a noroeste de Guirapá, onde a faixa granolítica se inflete bruscamente para noroeste, margeando a terminação sul do grande corpo granitóide de Guanambi. Nesta região foram verificados diversos

corpos de granolitos básicos (RX-51, 50, 49, 63; LM-12;CG-130, 129, 128, etc). Segundo Moutinho da Costa et alii (1976), na região a 12 km ao sul de Ceraíma, na estrada velha Ceraíma - Pindaí (próximo ao ponto LM-12), existe registro de rochas da facies eclogítica (H-251A, PROSPEC) portando 50% de piroxênio do tipo onfacita e 40% de granada piropo, além de 8% de opacos e 2% de epidoto. Acha-se relacionada com piroxenito - (H-251B, PROSPEC)e epidosito com 85% de epidoto e 15% de quartzo.

Esta faixa granolítica, ao norte do paralelo de 14°00' foi definida por Jardim de Sá (1976), como pertencente ao Complexo Stª Isabel, que segundo este autor representa uma mistura de material crustal e material primitivo, este último derivado de crosta tipo acreção ao manto superior em evento mais antigo, e retrabalhado a ± 2,6 b.a. Segundo este autor, as rochas vinculadas a este complexo, em vista da abundância de rochas metabásicas e ultrabásicas, sugerem representar uma zona da raiz de antigo "greenstone belt" metamorfisado em facies granulito ao final do Arqueano.

Existem fortes evidências petrográficas indicando que após o processo granolitizante, as rochas foram submetidas a um processo metassomático, onde participaram soluções hidratadas sílico-potássicas, responsáveis pela formação de quartzo secundário e pela substituição do plagioclásio pela microclina. Posteriormente, as rochas foram submetidas a processos cataclástico-diaftoréticos, atuantes em vários fases policíclicas de deformação, responsáveis pela regressão generalizada da facies metamórfica e cuja atuação explica o surgimento de novas paragêneses minerais, como por exemplo a transformação dos piroxênios em biotita+clorita+epidoto+opacos.

O segundo lineamento de rochas granolíticas (fai

xa 2) ocorre inconspicuamente acompanhando o bordo oriental da serra do Espinhaço, desde as proximidades da localidade de Campinas até Caetité, para daí sofrer forte virgação para leste, contornando a oval granitoide de Maniaçu. Apresenta características ligeiramente diferentes da faixa 1. Aí ocorrem granolitos sem o mineral índice. São, em geral, granoblastito - gnáissicos, cisalhados. Apresentam, em regra, composição charnockítica, podendo variar até charno-enderbítica a enderbítica. Devido a alta proporção em feldspatos, estas rochas, em zonas de cisalhamento, apresentam-se bastante decompostas intempericamente numa massa caolínica. Este fato é verificado a leste de Maniaçú, onde o relêvo da escarpa do planalto para a zona dissecada propicia o desenvolvimento dessas rochas granoblásticas decompostas. A textura fotográfica, nestas zonas, é confundível com aquela desenvolvida em rochas xistosas. Entre os minerais calco-ferromagnesianos, ocorrem clinopiroxênio (diopsídico?), hornblenda, biotita e, algumas vezes, epidoto. A granada, com a molécula de grossulária presente, chega a atingir proporções elevadas, constituindo o tipo "pirigarnítico". É o caso, por exemplo, das amostras AR-42, a leste de Caetité, onde a granada ocorre numa proporção de 25%, sendo a razão gran./pirox. igual a 5, com o restante da composição mineral preenchida por plagioclásio andesínico (68%). A escapolita ocorre também em determinados tipos de granolitos básicos "piriclasíticos" como é o caso da amostra AR-251, também a leste de Caetité, onde chega a atingir uma proporção de 40%, ocorrendo associada com clinopiroxênio (diopsídico?). Estes granolitos apresentam-se geralmente afetados por intenso retrometamorfismo, e a presença de fluorita em algumas amostras (AR-132), numa proporção de 2%, atesta manifestações hidrotermais, com a participação de halógenos.

O terceiro lineamento de rochas granolíticas ocorre entre Caculé e a localidade de Lagoa do Rabiche (faixa 3). Tem mostrado até o momento como o mais importante do ponto de vista econômico, pois relacionadas com estas rochas é que ocorrem as mineralizações uraníferas. As paragêneses minerais são algo similares àquelas da faixa 2. Ai também ocorrem granoblastitos (granolitos sem o mineral índice), de composição charnockítica a feldspato alcalino (AR-72) até tipos de composição sienítica, pela proporção reduzida em quartzo (AR-278, 273B). Associados aos granolitos ácidos e intermediários ocorrem também faixas de granolitos básicos, podendo ora ser do tipo piriclasítico (LM-22), ou do tipo pirigarnítico (AR-273A), com uma relação granada/clinopirox. de 10/5. Na faixa mineralizada em urânio, ocorrem granoblastitos de composição charnockítica com textura "augen" gnáissica, onde os "augens" são de feldspatos e chegam por vezes a atingir o comprimento de 1,5 cm. Acham-se imersos numa matriz de granulometria fina, granoblástica-poligonizada, constituida basicamente por feldspatos, quartzo, biotita e anfibólio. O microquebramento periférico dos "augens", a extinção ondulante na maioria dos grãos, o encurvamento dos planos de geminação dos grãos do plagioclásio, os agregados lenticulares de quartzo, a textura de fluxão em torno dos "augens" de feldspatos, evidenciam que esta textura é tipicamente de deformação, originada por um lado, devido a influência de processos metassomáticos, e em parte, devido a influência de processos cataclásticos. Localmente esses granolitos são afetados por intensas zonas cisalhantes, perfeitamente diagnosticáveis no afloramento devido a sensível diminuição granulométrica. Nestas zonas, os granolitos são granatíferos (AR-178), com cerca de 30% de granada, além de conterem 8% de clinopiroxênio, 4% de hornblen -

da, 4% de microclina metassomática e o restante (52%) ser de oligoclásio. Estas faixas induzem a refletir que representam níveis de rochas básicas intercaladas nos granolitos charnockíticos, mas no campo correspondem a zonas de intenso cisalhamento e pela relação Granada/Clinopiroxênio de 30/8, a rocha pode ser chamada de um granolito básico do tipo pirigarnítico. No trecho onde ocorre a mineralização uranífera tem-se granoblastitos gnáissicos (AR-213), constituídos basicamente de cristais de oligoclásio geminados segundo a lei da albita- e dispostos num mosaico granoblástico orientado preferencialmente segundo uma direção. Entre eles ocorrem algum quartzo intersticial, e também cristais prismáticos de coloração verde intensa de ferro-augita, algo sódico, que estão dispostos rudimentamente paralelos, seguindo a direção geral. Frequentemente ocorrem grandes massas de titanita granular. A microclina presente é muito subordinada e tem caráter metassomático. Segundo informações verbais de geólogos da Nuclebrás, existe um certo controle litológico das mineralizações uraníferas, as quais acham-se vinculadas ao que eles denominam de "albita-piroxênio gnaisses". Segundo os mesmos, o piroxênio é do tipo aegirina-augita. Com respeito a estas declarações verbais, temos a dizer que na amostra mais representativa da mineralização de urânio (AR-213), na localidade de Lagoa do Rabiche, o plagioclásio identificado foi do tipo oligoclásio, e o piroxênio foi do tipo ferro-augita, algo sódico. Devido a textura mosaica-granoblástica, a rocha foi provavelmente submetida a um campo de PT do facies metamórfico granulito e posteriormente sofreu regressão metamórfica onde foi sujeita a influência de soluções metassomatizantes sílico-alcalinas.

Evidências mais para sul desta faixa granolítica com mineralização de urânio confirmam a influência de metasso

matismo sódico anterior ao potássico.

Mais para sul, nas imediações de Caculé, diagnosticou-se a presença de granoblastitos de composição quartzo - sienítica (MM-14 A), ocorrendo como relictos no seio de granitoide a hornblenda. Próximo, na localidade de Mocambo, ao longo da grande faixa transcorrente curva que passa por Caculé, diagnosticou-se a presença de rochas bandadas portando clinopiroxênio (50%), escapolita (33%), esfeno (7%), hornblenda (7%) e quartzo (3%), nas bandas mesocráticas, e andesina (55%) quartzo (40%), escapolita (5%) e traços de hornblenda, nas bandas leucocráticas (MM-12 B), o que indica metamorfismo de alto grau, próximo ao interfacies granulito-anfibolito. Também ao sul da Faz. Água Branca, já pelo bordo leste desta faixa transcorrente, diagnosticou-se a presença de rochas básicas granitizadas, onde a associação escapolita (7%), clinopiroxênio (10%) e titanita diagnostica também condições enérgicas de metamorfismo, próximo do interfacies anfibolito-granulito. Próximo desta rocha já ocorrem granolitos piriclasíticos (MM-46), portando piroxênios num percentual bastante elevado (25%) e com o teor em hiperstênio muito maior do que clinopiroxênio. Ao sul de Caculé, ao longo da linha férrea, também ocorrem granolitos charnockíticos, o que indica uma extensão de mais de 70 km de incidência de rochas granolíticas ao longo da faixa 3.

O quarto lineamento de rochas granolíticas, ocorre mais para NNE da faixa 3, desde S. Timóteo até as proximidades de Vereda do Cais, em domínio tencional transcorrente de direção marcadamente NW. Apresenta marcantes similaridades com os granolitos da faixa 3 e 2. Apenas em um local foi diagnosticado o mineral índice, próximo à S. Timóteo (AR-38).

Mais para norte, os granolitos são granoblásticos, composição charnockítica, mostrando evidentes sinais de metassomatismo sílico-alcalino-potássico e estruturas de deformação cataclástica. Uma textura típica dessas rochas granoblásticas, é a concentração local de aglomerados de anfibólio (Fe-hastingsita) + biotita + titanita. Segundo Guimarães (1959), a granitização é responsável pela remobilização de cálcio da estrutura dos plagioclásios, que em presença de SiO_2 dá origem a reação geradora de titanita. Para o referido autor este processo físico-químico parece estar ligado ao da anfibolitização e biotitização dos piroxênios, tendo-se em vista os agrupamentos frequentes de titanita, hornblenda e biotita.

A fotomicrografia da amostra AR-01 (Foto 46), mostra campo de granoblastito onde se verificam estes agrupamentos isolados de anfibólio + biotita e opacos (magnetita + titanita) parecendo revelar aquilo já preconizado por Guimarães (op.cit.) com respeito a uma possível derivação através de piroxênios originais.

A fábrica granoblástica poligonizada é uma característica marcante desses granoblastitos, conforme pode ser bem observada na fotomicrografia da amostra AR-42-B (FOTO 47) a leste de Caetité.

Finalmente, uma das características marcantes tanto nos granolitos a hiperstênio como nos granoblastitos é a presença de grãos de quartzo azulado, placoide, que provavelmente devem a sua coloração a inclusões microcristalinas de titânio.

A presença de anfibólio Fe-Hastingsita (Moutinho da Costa et alii, 1976), em rochas plutônicas, notadamente a

a NE de Caetité, em associação com piroxênios, granadas e, às vezes, escapolita, sugere, de acordo com Deer, Howie e Zussmann (1972), condições PT transicionais entre os fácies anfibolito e eclogito.

Também a presença de granoblastitos gnáissicos na região de Lagoa do Rabiche encaixando mineralizações de urânio, e portando na sua composição piroxênio sódico, em associação com plagioclásio sódico (albita-oligoclásio), K-feldspato, alcali anfibólio e granadas do tipo almandina (e/ou andradita, seg. informações verbais de géologos da Nuclebrás), sugerem, de acordo com as opiniões emitidas pelos autores atrás referenciados para os aegirina granulitos de Glen Lui, Aberdeenshire, que essas rochas foram afetadas por metassomatismo sódico, responsável pela geração do piroxênio sódico.

6.4 Granitos Intrusivos

Corpos graníticos, genuinamente magmáticos, foram identificados pelo bordo oriental da serra das Éguas, desde sudoeste de Brumado até as imediações da vila de Correias, estendendo-se por mais de 30 km lineares. Apresentam um padrão de distribuição sob a forma de pequenos corpos isolados e alongados segundo a direção N30°E, o que parece atribuir-lhes características sintectônicas. Nas imediações de Correias, a estruturação regional sofre forte inflexão para NW, porém os granitoides ai observados, muito embora aparentem similaridades macroscópicas com os granitos aqui discutidos, não puderam, com base em observações de campo e características petrográficas, serem enquadrados nesta classe, muito embora não afasta-se a hipótese de, através estudos mais detalhados, poderem os mesmos virem a constituir projeções para noroeste do "trend" que ocorre pelo bordo oriental da serra das Éguas, se

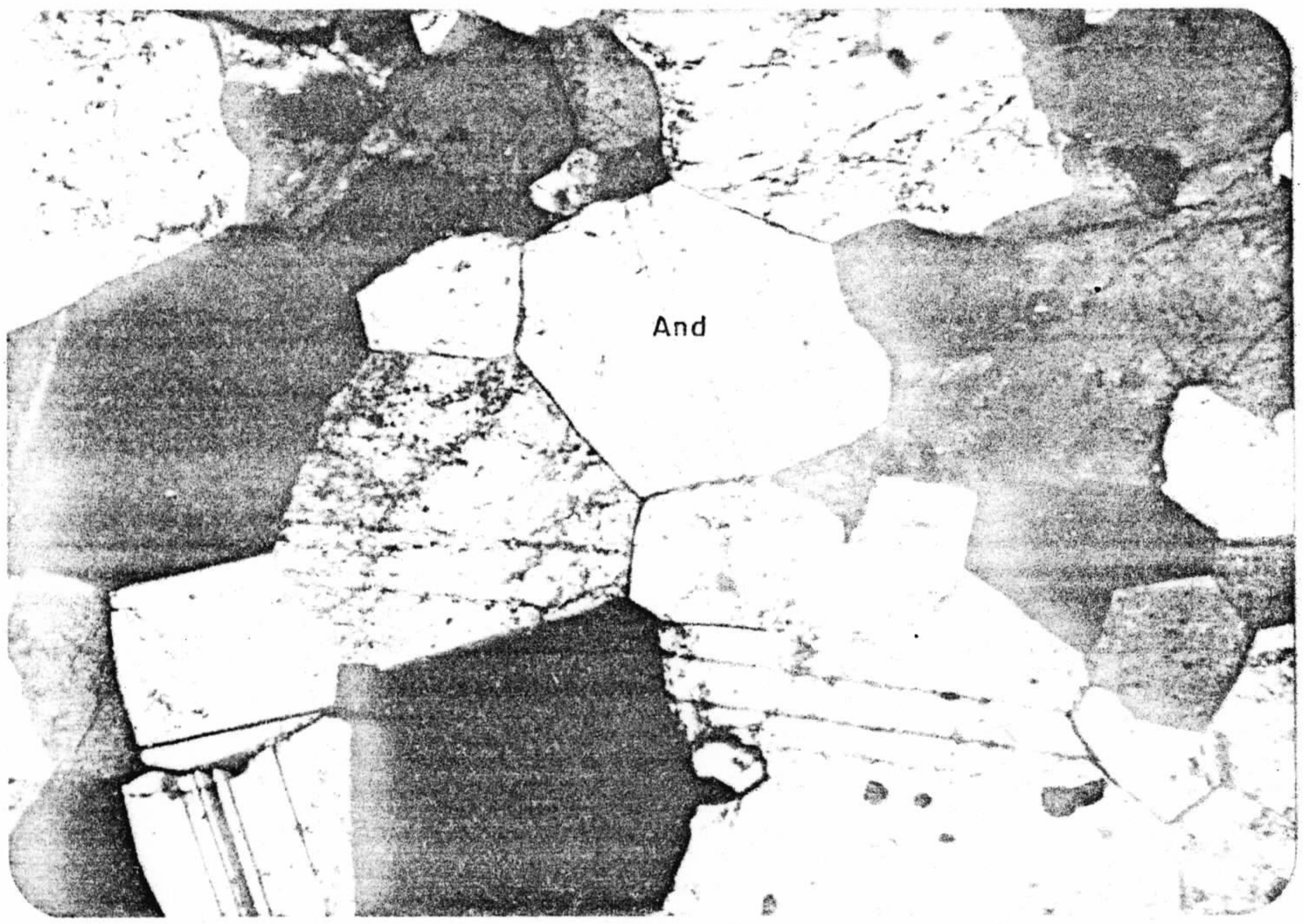


FOTO 47 - AR - 42 B - Folha de Caetité - Fotomicrografia NX (12,5 x 2,5) de campo de granoblastito de composição "pirigarnítica". Observa-se, nitidamente, a textura mosaica dos grãos de plagioclásio andesínico (And).

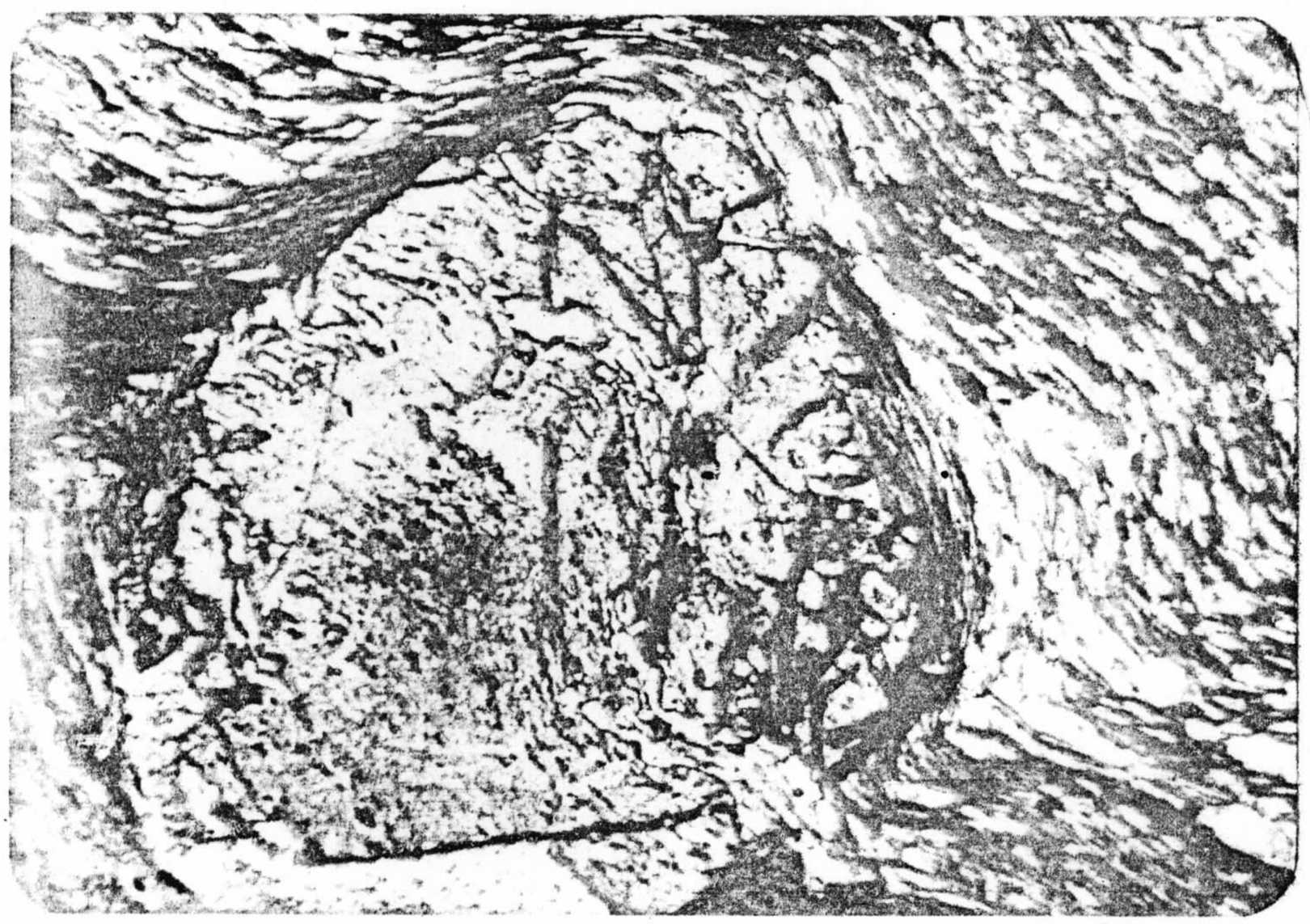


FOTO 48 - CG - 161 - Folha de Caetité - Fotomicrografia LP (2,5 x 12,5) de muscovita-biotita-quartzo milonito xisto, vendo-se grande cristal de granada sintectônica com inclusões de quartzo e opacos estruturadas em "snow ball". A textura é de fluxão cataclástica.

gundo um padrão de conformidade com a estruturação regional.

Morfologicamente, os granitos que ocorrem pelo bordo leste da serra das Éguas constituem serrotes descontínuos e alinhados; mais para norte, a leste de Correias, o relevo vai sendo progressivamente atenuado por influência do ciclo de pediplanização, dando margem ao aparecimento de coberturas detríticas. No segmento NW que vai desde Itaquaraí a D. Basílio, o relevo torna-se bastante realçado, dominando ai litotipos de granitoides de difícil caracterização genética.

Os granitos que ocorrem pelo bordo oriental da serra das Éguas (Folha de Brumado) e a leste da vila de Correias (Folha de Boa Sentença) apresentam-se, macroscopicamente, com tonalidades cinza-rosadas, isotrópicos e fracamente foliados, não tendo sido observados quaisquer evidências de enclaves das rochas encaixantes. Aparecem relacionados com as rochas do Complexo Brumado-Urandi (gnaisses, metabasitos e metaultrabasitos), com as quais posicionam-se concordantemente segundo a foliação, ou são intrudidos nestas, deformando-as e amoldando a foliação a sua periferia.

Microscopicamente, os granitos aqui abordados como genuinamente magmáticos, apresentam uma composição mais simples, e um grau de homogeneização e isotropismo mais acentuados do que aqueles granitoides que ocorrem ao norte de Itaquaraí e na região de Umburanas e Cristalândia. Da sua composição participam: quartzo (20 - 25%), microclina (máximo de 60%) e plagioclásio oligoclásico ou andesínico (máximo de 25%). Secundariamente, com percentagens de até 3 e 7%, ocorrem respectivamente hornblenda e biotita. Os acessórios consistem apenas em opacos, provavelmente magnetita (1%).

O euhedralismo e a quantidade dos feldspatos, a

ausência de contatos interpenetrantes (refusão) entre micro - clina-plagioclásio-quartzo e a presença de plagioclásio incluso na microclina, são características que reforçam a origem magmática desses granitos.

Posteriormente, estes granitos foram submetidos a episódios de deformação e adquiriram textura cataclástica fraca realçada pelo microquebramento periférico dos grãos e extinção ondulatória dos grãos de quartzo e feldspatos.

Discutivelmente, foram identificados alguns pequenos corpos graníticos nos arredores de Iguatemi. Possuem coloração comumente rosada, granulometria média, grau elevado de isotropismo, estando relacionados com terrenos migmáticos, com possibilidade de terem afetado também sequências do Complexo Brumado-Urandi, já que observou-se, em domínio de rochas calcossilicáticas e carbonáticas do referido complexo, um pequeno corpo granítico, com relações de contato não visíveis no campo. Com relação aos migmatitos, esses granitos mostram contatos concordantes e discordantes, sendo também constatado no domínio de ambos, faixas de rochas ultrabásicas alteradas, que acredita-se constituirem segmentos mais antigos. Devido ao seu caráter isotrópico e alguns contatos discordantes com os migmatitos, estes granitos foram supostos serem de origem magmática, porém dados de análises petrográficas atribuem-lhes origem metamórfica. É o caso das amostras JB-54 e 59, onde diversas características petrográficas se adaptam mais a evolução de granitos metamórficos. Citam-se, por exemplo, a interpenetrabilidade dos contatos entre microclina, quartzo e plagioclásio, a presença de numerosas gotas de quartzo nos feldspatos, além de fortes evidências de substituição metassomática de plagioclásio pela microclina. Por outro lado, a presen-

ça de minerais neoformados como epidoto, sericita e carbonato, dificultam a observação de características inerentes a cristalização dos feldspatos. Sugere-se, em vista da sutil separação do campo anatético do campo parautóctono, que possa ter ocorrido movimentação do fundido palingenético internamente a massa migmática parcialmente fundida durante a ascenção diapírica do domo migmático.

Tomando-se por base as datações radiométricas efetuadas em uma rocha granítica que secciona terrenos migmáticos na região de Aracatu e Brumado, para a qual se encontrou uma idade convencional Rb-Sr de 2.000 m.a. e as evidências de rehomogeneização isotópica nos terrenos migmáticos da área pelo ciclo Trans-Amazônico (Inda e Duarte, 1980), admite-se que a principal fase de colocação de granitos potássicos genuinamente magmáticos esteja ligada a implantação do referido ciclo.

Do ponto de vista metalogenético, os granitos potássicos parecem ter influência marcante nas transformações metassomáticas de segmentos dos complexos Brumado-Urandi e Migmático-Plutônico. A leste da serra das Éguas e na serra da Grota, a leste da vila de Correias, ocorre forte granitização dos litotipos do Complexo Brumado-Urandi (metabasitos, metaultrabasitos, calcossilicáticas), responsável pela formação de bolsões de vermiculita em associação com berilo. Informações locais da presença de scheelita, dão um maior significado econômico a esta área, necessitando, no entanto, de trabalhos adicionais mais detalhados, objetivando uma melhor definição da metalogenia. De igual maneira, pode ocorrer remobilização e concentração de ouro durante a fase de metassomatismo alcalino-potássico-silicoso.

6.5 Super Grupo Espinhaço

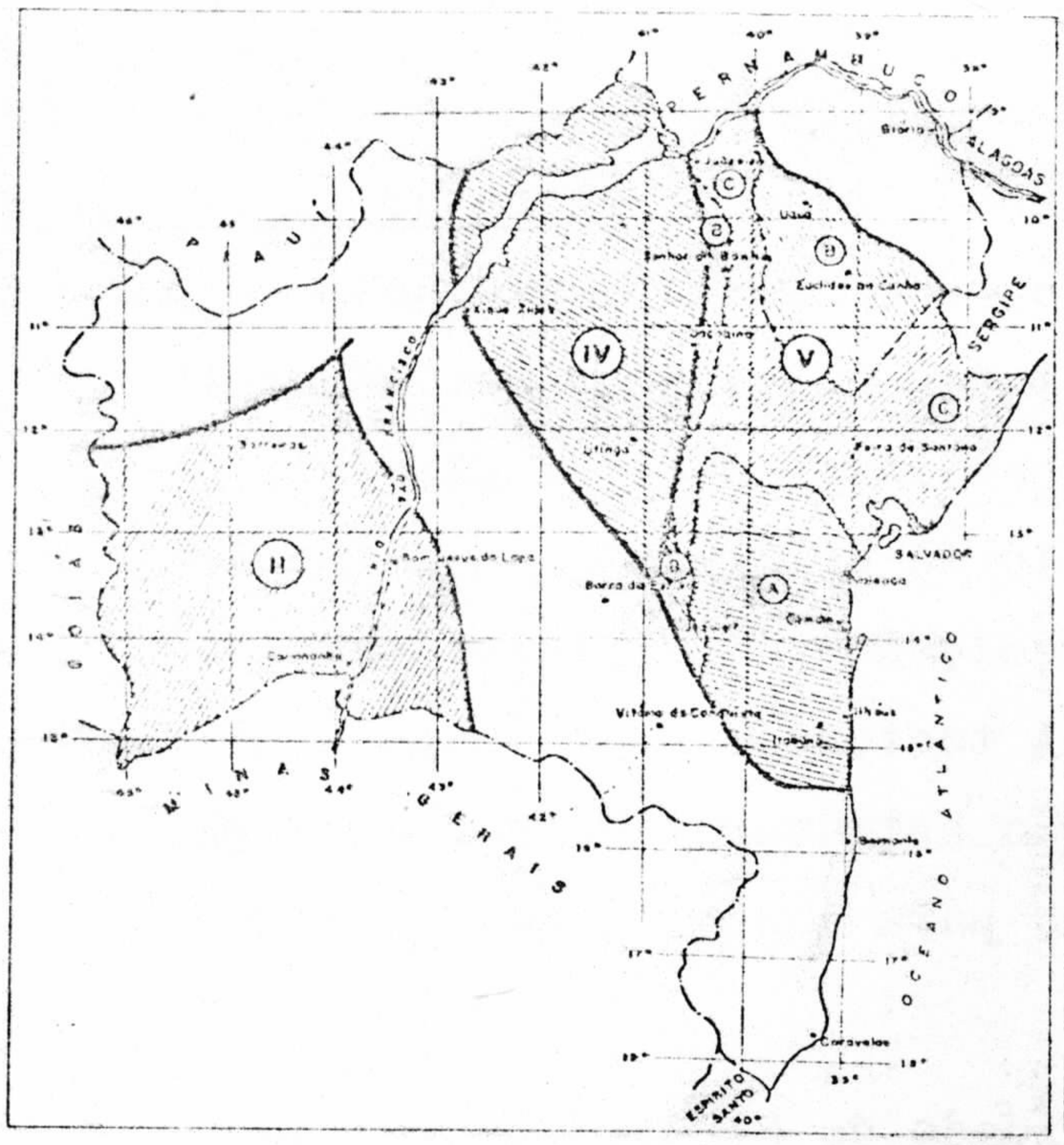
Numerosos autores têm emitido as mais diversas opiniões sobre a evolução dessas cadeias montanhosas que constituem os domínios geotectônicos da serra do Espinhaço e da Chapada Diamantina.

Inda e Barbosa (1978), com base nos padrões de homogeneidade geotectônica e geocronológica de diversas regiões do Estado da Bahia, subdividiu-as em três grandes domínios : ortoplataformal, paraplataformal e das faixas móveis marginais (Fig. 25). O domínio paraplataformal engloba totalmente a área do projeto, com excessão de pequena parte do embasamento oeste da serra do Espinhaço, que ficou enquadrado no domínio de ortoplataforma da bacia do São Francisco. Com relação a área de influência do Super Grupo Espinhaço, foram distinguidos os subdomínios da Zona do Espinhaço Setentrional e da Zona da Chapada Diamantina Ocidental.

Para os autores atrás referenciados, as zonas do Espinhaço Setentrional e da Chapada Diamantina Ocidental constituem entidades tectônicas ensiálicas no Craton do São Francisco, com características inequívocas de um regime evolutivo de antigas paraplataformas. A sua origem, expressam os autores, acha-se vinculada a grandes movimentos verticais supra - crustais, ensiálicos, de características germanotípicas que, por sucessivas pulsações, gerou um sítio de sedimentação. Com respeito a estruturação regional, admitem esses autores que a Zona do Espinhaço Setentrional apresenta uma linearidade - muito forte, constituindo uma cordilheira fortemente dobrada, com os estratos superiores apresentando um padrão de dobramento com grande relação amplitude/meia onda, com menor frequência de dobramentos E-W, configurando a envolvente regional um

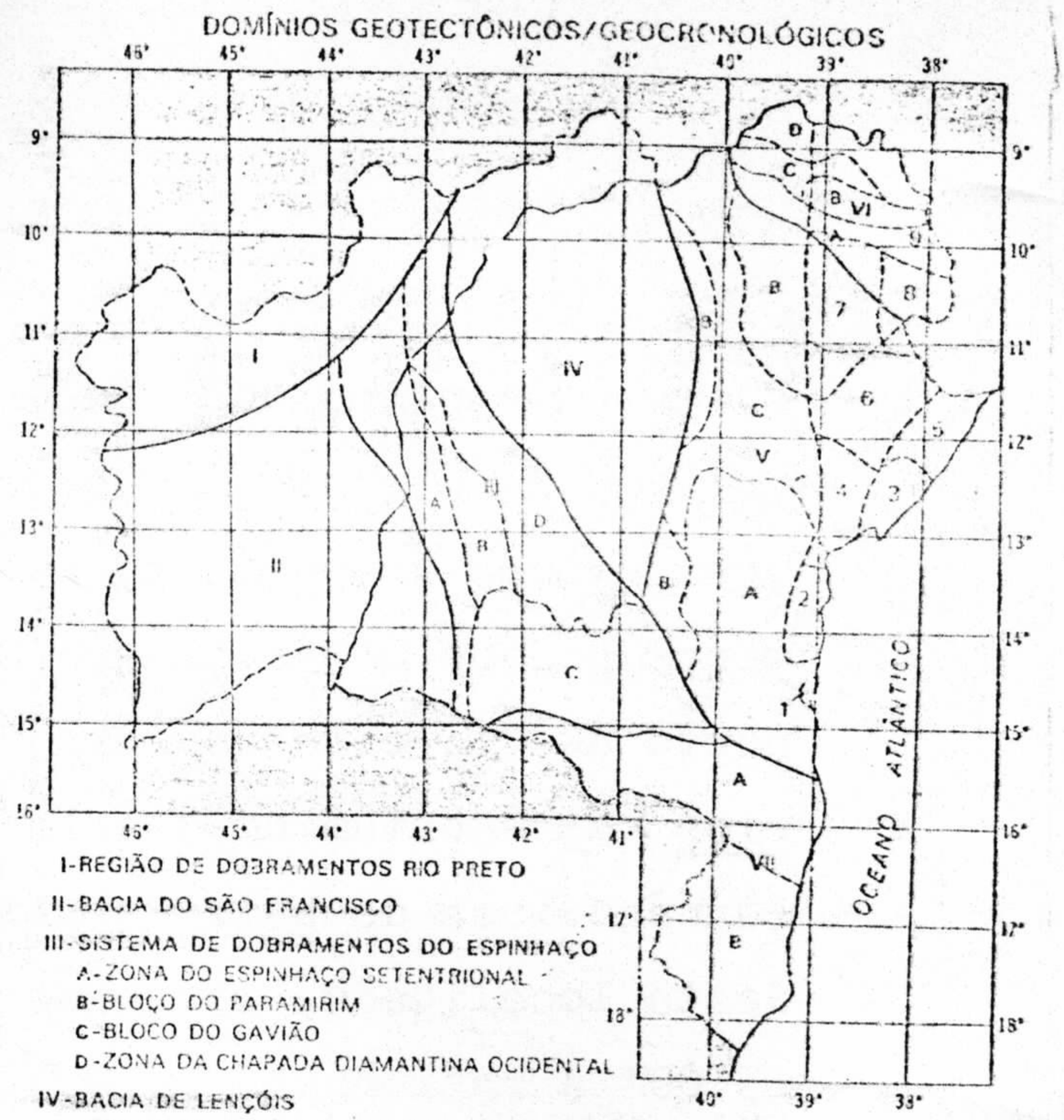
suave curviplano com tendência sigmoidal, devido as falhas inversas dos bordos do subdomínio. Interessante frisar que esses autores enfocam uma variação no estilo de dobramento na própria Zona do Espinhaço Setentrional, fato constatado ao norte de Oliveira dos Brejinhos, onde os estratos intermediários apresentam um estilo de dobramento suave, com dobras concêntricas de baixa amplitude, cujo valor aumenta para sul desta localidade, sofrendo nas imediações do paralelo de - 15°00' a influência do estilo de dobramento da faixa Araçuai, de idade Brasiliana, mais realçado ao sul deste paralelo, já no Estado de Minas Gerais. A tectonozona da Chapada Diamantina Ocidental mostra um padrão estrutural de dobras amplas, similarmente àquele encontrado para a região norte da Tectozona do Espinhaço Setentrional.

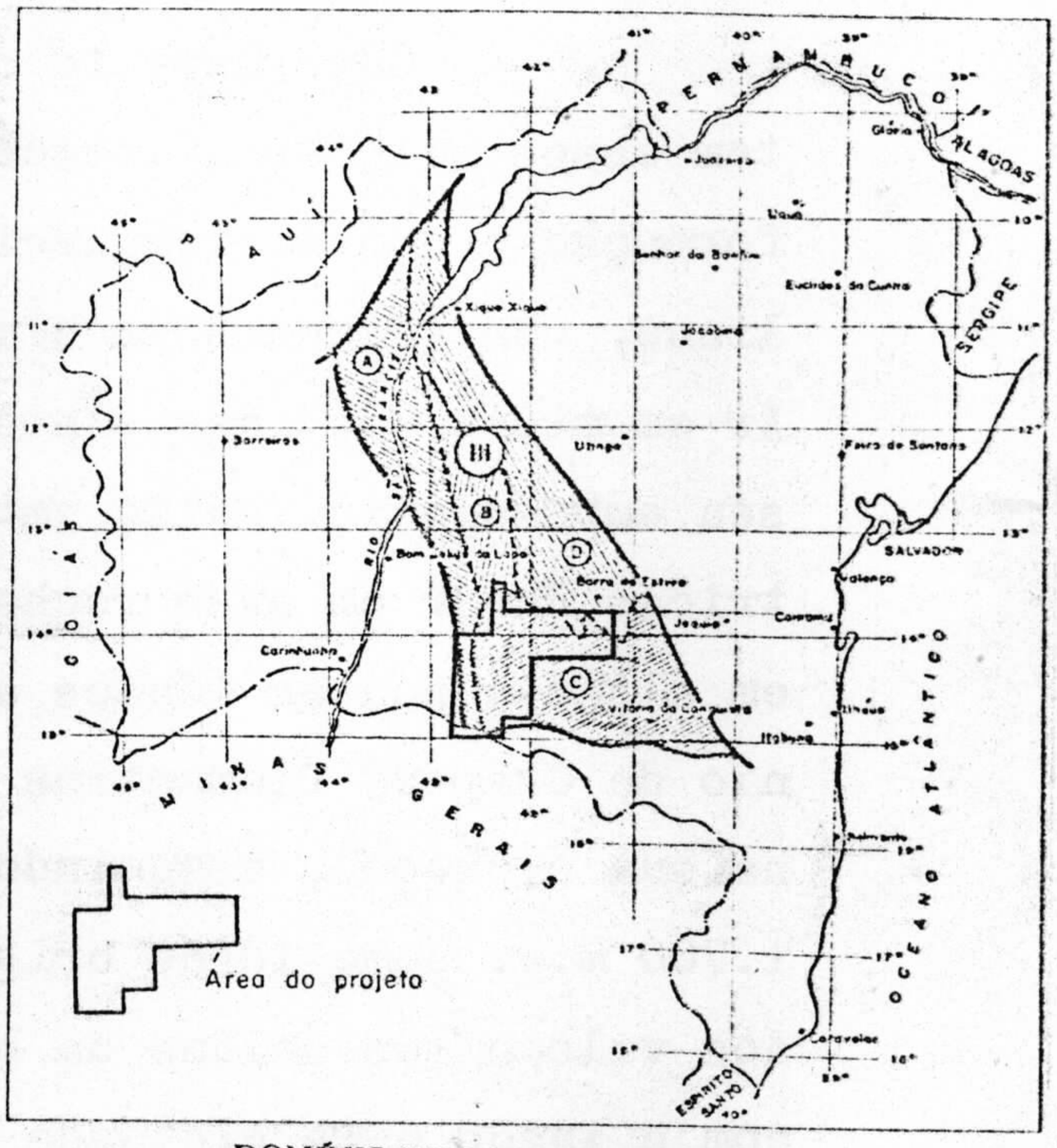
Com respeito a idade do Sistema Espinhaço, admitem esses autores a incidência de sucessivas fases de transformação e com um reaquecimento parcial durante o Ciclo Brasiliano, como demonstram claramente as idades radiométricas K-Ar em micas, obtidas tanto nos seus metassedimentos, como no seu embasamento. Muito embora não hajam determinações radiométricas Rb-Sr em suas rochas, admitem esses autores, com base em algumas poucas idades aparentes K-Ar em rochas do subdomínio da Chapada Diamantina Ocidental, idades pré-Brasilianas - na sua evolução, assumindo-se atualmente o valor aproximado de 1.700 m.a. como idade original de formação (extrusão/intrusão) dos vulcanitos ácidos da base da sequência, por correlação - com a idade U-Pb efetuada em zircão do metariolito de Conceição de Mato Dentro, no Estado de Minas Gerais. Ainda para os autores, o primeiro metamorfismo regional ocorreu a cerca de 1.200 m.a., com base em interpretações de isócronas Rb-Sr em



DOMÍNIOS PLATAFORMAIS

II - BACIA DO SÃO FRANCISCO IV - BACIA DE LENÇÓIS V - ESCUDO ORIENTAL DA BAHIA (Sub-Domínios: A – Zona de Jequié - Mutuípe; B – Zona de Dobramentos de Contendas - Uauá - Jacobina; C – Zona de Salvador - Juazeiro).





DOMÍNIO DE PARAPLATAFORMA

(III) SISTEMA DE DOBRAMENTOS DO ESPINHAÇO (Sub-Domínios: A – Zona do Espinhaço Setentrional; B – Bloco do Paramirim; C – Bloco do Gavião; D – Zona da Chapada Diamantina Ocidental

Figura 25 – Domínios geotectônicos / geocronológicos do Estado da Bahia, seg. Inda e Barbosa, 1978.

rocha total nas metavulcânicas mencionadas (1.090 ± 57) e nos metassedimentos da Formação Caboclo (1.290 ± 52 m.a.), já no domínio de ortoplataforma.

Para explicar a evolução dessas duas tectonozonas, admitem esses autores três fases distintas: uma fase inicial caracterizada por um vulcanismo ácido de caráter paraplataformal, com representantes clásticos e vulcanoclásticos (Grupo Rio dos Remédios); uma fase intermediária caracterizada pela sedimentação de uma sequência terrígena de paraplataforma, flúvio-deltaica, com deltas coalescentes e com fases de sedimentação marinha rasa (Grupo Paraguaçu). A fase final é caracterizada por uma sequência terrígena superior transgressiva, paraplataformal, com um regime tectônico mais atenuado que a fase precedente (Grupo Chapada Diamantina). Muito embora esses autores não tenham referenciado magmatismo básico gabro-diorítico afetando a fase terminal de sedimentação, sabe-se, por informações do Projeto Serra da Ingrata (pesquisas próprias - CPRM), que existem sils de epidorito afetando a parte basal - da Formação Tombador, no interfacies conglomerado-arenito. Essas três fases são separadas uma da outra por discordâncias erosivas, por padrões estruturais distintos e, em alguns locais, por uma marcada discordância metamórfica.

A estratigrafia proposta para o Sistema Espinhaço no Estado da Bahia tem sofrido algumas modificações desde Derby (1906). A Fig. 26 a. mostra a evolução de conceitos estratigráficos dentro do domínio geotectônico da Chapada Diamantina, incluindo tanto as zonas da Chapada Ocidental como da Bacia de Lençóis.

Muito embora os diversos autores que tem estudado a região reconheçam que as tectonozonas do Espinhaço Setentri

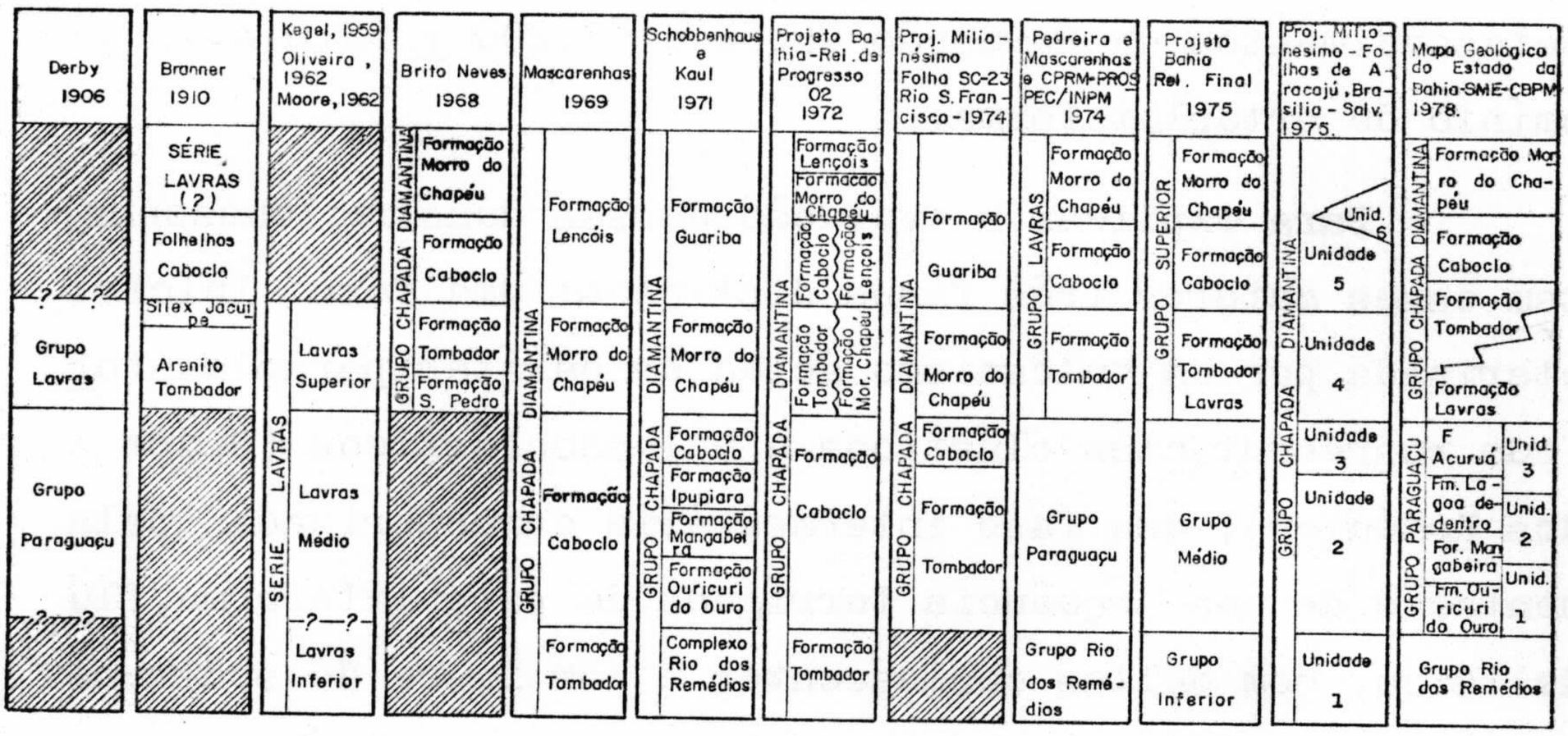


Figura 26a - Evolução da estratigrafia do Super Grupo Espinhaço (Zona da Chapada Diamantina).

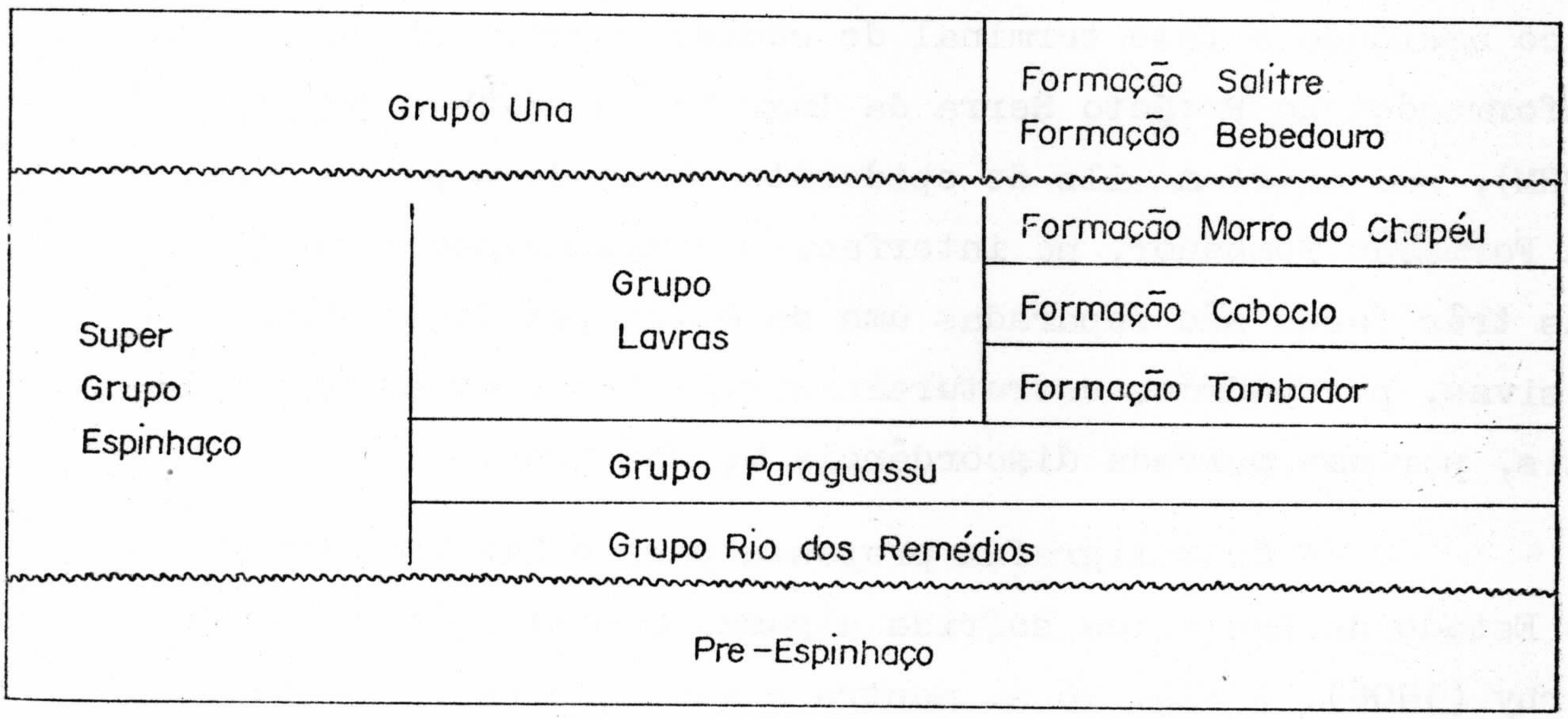


Figura 26b - Estratigrafia proposta para o Super Grupo Espinhaço na Zona da Chapada Diamantina (Reunião CPRM / Prospep / DNPM - 1974).

onal e da Chapada Diamantina (quer a sua parte ocidental como a da Bacia de Lençóis) tenham importantes diferenças na sua arrumação estratigráfica e no grau de metamorfismo, devido a fatores ligados a própria dinâmica da bacia de sedimentação, ficou estabelecido, através de uma reunião realizada em 1974 com representantes da CPRM, PROSPEC e DNPM, uma integração estratigráfica entre as zonas do Espinhaço Setentrional e da Chapada Diamantina, reunindo todo o conjunto dentro do SUPER GRUPO ESPINHAÇO. A estratigrafia proposta está sumarizada na Fig. 26 b.(Zona da Chapada Diamantina).

Moutinho da Costa et alii (1976) apresentam uma - subdivisão do Super Grupo Espinhaço, na Zona do Espinhaço Setentrional, em três grupos: inferior, médio e superior, cada um apresentando as seguintes características:

Grupo Espinhaço Inferior - metavulcânicas félsicas, aglomerados vulcânicos, rochas piroclásticas diversas, fuchsita quartzitos, quartzitos feldspáticos, níveis conglomeráticos e metaconglomerado basal.

Grupo Espinhaço Médio - ortoquartzítos com níveis conglomeráticos, biotita quartzitos, quartzo-biotita xisto, granada-biotita xisto com cianita, granada e estaurolita (que podem ocorrer isolados ou em associação) e metaconglomerado polimicto na base.

Grupo Espinhaço Superior - Filitos, localmente grafitosos e/ou hematíticos e/ou manganesíferos, portando níveis ricos em cloritóide, quartzitos subordinados. Para as partes inferiores, quartzitos sericiticos, também feldspáticos, mal classificados, com intercalações subordinadas de filitos.

Com respeito às correlações existentes com a Zona da Chapada Diamantina, existe um consenso no Estado da Bahia para a seguinte arrumação estratigráfica:

SUPER GRUPO ESPINHAÇO

Zona do Espinhaço Setentrional		Zona da Chapada Diamantina
Grupo Espinhaço Superior	———	Grupo Chapada Diamantina (Lavras)
Grupo Espinhaço Médio	———	Grupo Paraguaçu
Grupo Espinhaço Inferior	———	Grupo Rio dos Remédios

Com respeito ao grau metamórfico prevalescente - nestas sequências, Moutinho da Costa et alii (1976) admitem que os litotipos do Super Grupo Espinhaço, dentro da Zona do Espinhaço Setentrional, apresentam um grau de metamorfismo muito mais acentuado do que os seus correspondentes da Chapada Diamantina, chegando mesmo a considerar os litotipos desta última zona geográfica como epimetamórficos e não-metamórficos quanto às transformações mineralógicas. Para os referidos autores, o Grupo Espinhaço Médio na Zona do Espinhaço Setentrional, inclusive a Facies Rio Pardo, já no Estado de Minas Gerais, suportou um metamorfismo, dentro de uma série Barroviana, de xisto verde baixo a anfibolito baixo, com assembléias tipomorfas clorita-sericita-biotita-granada-estaurolita-cianita. Para o Grupo Espinhaço Superior, na mesma Zona do Espinhaço Setentrional, admitem que o metamorfismo regional não ultrapassou o facies xisto verde, sendo o cloritoide o mineral mais predominante.

Gervásio (inédito), por outro lado, confirma a presença de paragêneses com cianita-silimanita em algumas ro

chas vulcânicas transformadas da serra do Espinhaço no Estado de Minas Gerais, o que atesta condições metamórficas de grau médio.

É inegável que a Zona do Espinhaço Setentrional no Estado da Bahia possui evidentes padrões de correlação com a sua projeção meridional no Estado de Minas Gerais. Vários são os autores envolvidos nos estudos de correlação estratigráfica do Sistema Espinhaço nesses dois Estados. No Estado da Bahia, Schobbenhaus (1969) já denota uma marcante tendência de correlação, denominando de Grupo Minas a sequência litológica que ocorre a oriente e ocidente do Complexo Migmatítico-Granítico de Paramirim, entre os paralelos de 11°30' e 14°00'.

Pflug (1965), aplicando o conceito de geossinclinal e observando a distribuição de facies na região do Estado de Minas Gerais, concluiu que os quartzitos e filitos que constituem as principais serras desta cordilheira são correlacionáveis com a sequência encontrada no Quadrilátero Ferrífero, Itabira e Guanhães, englobando o conjunto dentro da Série Minas e sugerindo a existência de três zonas de facies sedimentares que representariam a evolução de sedimentos de plataforma para eugeossinclinal. Para o referido autor a Facies Diamantina seria a mais próxima da área supridora; a Facies Itabira seria a facies de transição e a Facies Guanhães corresponderia a uma facies de sedimentos eugeossinclinal.

Scholl e Fogaça (1979), com base nos diversos trabalhos que procederam a Pflug (1965), sobretudo naqueles de cunho básico levados a cabo pelo convênio CPRM/DNPM, consideraram como Super Grupo Espinhaço no Estado de Minas Gerais, as sequências predominantemente quartzíticas que constituem a cordilheira homônima, em substituição ao que Pflug (1965) de

nominou de Facies Diamantina da Série Minas. Esses autores, no entanto, não questionam os critérios de interdigitação e correlação entre esses dois super grupos, que o próprio Pflug e outros colaboradores têm defendido em numerosos trabalhos. Admitem, com base em dados radiométricos, que a idade de sedimentação do Super Grupo Espinhaço oscila entre 2,5 a 1,8 b.a, estabelecendo o limite inferior um pouco mais acima dos dados de Hertz (1970), fixado em 2,7 b.a. Por outro lado, admitem a presença de facies vulcânicos alterados intercalados na base da sequência de natureza dominantemente clástica (quartzitos). Para os referidos autores, essas vulcânicas, atualmente com aspecto de filito hematítico, são provavelmente tufitos de quimismo básico a ultrabásico, com elevados teores de Fe, K e Ti, não descartando a possibilidade de vir esta rocha a constituir a matriz dos diamantes encontrados nos conglomerados da Formação Sopa-Brumadinho.

Trabalhos de cartografia básica do convênio CPRM-DNPM, escala 1:250.000, apresentam as seguintes modificações em relação à conceituação original de Pflug (1965). O Facies Guanhães é considerado no domínio do Complexo Gnáissico-Migmatítico; o Facies Itabira é individualizado como representando o Super Grupo Minas e o Facies Diamantina, o Super Grupo Espinhaço. A ordenação cronoestratigráfica é mostrada na página seguinte.

Borges et alii (1979), em trabalho de detalhe efetuado na área de Guanhães, chegaram a conclusão de que a região é formada dominantemente por migmatitos gnáissicos, ocorrendo subordinadamente faixas representadas por formações ferríferas (incluindo itabiritos e magnetita-quartzo-piroxênio-granulitos), quartzitos, piroxênio granulitos, mármores, xistos, anfibolitos, meta-peridotitos e plutonitos.

CPRM/DNPM	CORRESPONDÊNCIA ESTRATIGRAFIA PFLUG (1965)	
Super Grupo São Francisco .....1,0b.a.....	Série Bambuí Série Lavras	Pós-Minas
Super Grupo Espinhaço .....1,7b.a.....	Fácies Diamantina	Série-Minas
Super Grupo Minas .....2,5b.a.....	Facies Itabira	Série-Minas
Super Grupo Rio das Velhas .....2,5-2,8b.a.....	Facies Guanhães	Série-Minas
Assoc. Barbacena: Complexo Piedade Complexo Andrelândia Complexo S. João del Rei Complexo Bom Sucesso	Série Rio das Velhas	Pré-Minas
Complexo Gnáissico Migmatitico	Cristalino Indiviso	
Associa. Paraiba do Sul: .....2,8b.a.....		
Complexo Charnockítico		
.....?.....		

OBSERVAÇÃO: Os complexos da Associação Barbacena, com excessão do Complexo Gnaissico Migmatitico, possuem uma associação de litotipos bastante similar ao Super Grupo Rio das Velhas, atualmente caracterizado por Schorscher (1975/78) como um "greenstone belt", com a presença na sua parte basal de ultrabásicas komatiiticas com textura "spinifex".

Hoppe (1980) admite que as rochas do Super Grupo Espinhaço na região de Diamantina jazem discordantemente sobre o embasamento arqueano do Super Grupo Pré-Minas. Contrariamente a opinião de Almeida (1977), que considera o Super Grupo Espinhaço depositado em ambiente de plataforma não geossinclinal (com idade de formação ligada a implantação do Ciclo Uruaçuano (1.800 - 1.400 m.a.), desvinculando-o do Super Grupo Minas, o qual considera depositado em ambiente geossinclinal durante o Trans-Amazônico (2.600 - 1.800 m.a.), o referido autor considera o Super Grupo Espinhaço de Almeida (op. cit.) como sendo uma pendente do facies Diamante Pflug (1965) e não concorda em desvinculá-lo do Geossinclinal Minas no conceito de Almeida, alegando ser os mesmos equivalentes no tempo. Apresenta para o Super Grupo Espinhaço uma sequência - inferior de natureza clástica-química, constituída de quartzitos e filitos, apresentando na sua parte mais basal abundantes níveis de magmatitos ("greenschist" e filito hematítico), além de níveis itabiriticos (que considera relacionados com eventos magmáticos ácidos a ultrabásicos) e conglomeráticos. Para a parte superior ocorre uma sequência dominantemente arenosa (superior a 500 m), atualmente representada por quartzitos. Admite ainda que durante o Proterozoico, o Super Grupo Espinhaço foi submetido a um metamorfismo regional dinamotermal, cuja paragênese resultante é de baixo grau (tipo Barroviano), situando este episódio entre 1.400-1.100 m.a. e que durante o Ciclo Brasiliano (700-450 m.a.) ocorreu moderado termometamorfismo e compressão E-W. Admite uma idade mínima de 2.500 m.a. como início do ciclo de sedimentação do Espinhaço.

Recentemente, Gervásio (inédito), em trabalho de grupo desenvolvido pelo Projeto Porterinha-Monte Azul, admite uma ampla conotação vulcanogênica para as rochas "filíticas e

quartzo-filíticas", portando na sua associação, isolados ou juntos, minerais como hematita, grafite, granada, cianita, cloritoide, carbonatos, zirconita, turmalina e feldspatos (plagioclásio e K-feldspatos). Para determinados tipos de quartzitos à hematita, portando ou não cianita e/ou cloritoide, também atribui filiação vulcanogênica, sendo o caráter deste vulcanismo dominantemente ácido. Considerando uma ampla distribuição dessas rochas, tanto no domínio da Serra do Espinhaço como a oriente desta, ao longo das bacias dos rios Vacaria e Itacambiruçu, entre Grão Mogol e Salinas, já no domínio do que se considera Grupo Macaubas, e levando-se em conta que a esta sequência vulcanogênica de caráter ácido associa-se derrames de provável caráter ultrabásico (portadores da textura "spinifex"), o autor chega mesmo a sugerir a possibilidade da referida província vir a se constituir futuramente num "greenstone belt". Acredita o autor que as gerações das fases minerais: cianita-cloritoide-biotita-granada-estaurolita-microclina, acham-se ligadas a influência do Ciclo Brasiliano.

6.5.1 Domínio Geotectônico da Serra do Espinhaço

Este domínio ocorre no setor ocidental da área, estando posicionado entre o embasamento da Bacia do S. Francisco, a oeste, e o Bloco do Gavião, a leste. A configuração atual é a de um grande lineamento curvo, com extensão meridiana, na área, de 55 km e largura média de 9 km.

Ai ocorre uma associação petrotectônica essencialmente caracterizada por duas variedades de tipos litológicos: uma de natureza xistosa a filítica e outra de natureza quartzítica, paralelizadas quase sempre por deformação tectônica. A esses litotipos comumente associam-se níveis anfibolíticos e metabasíticos, com frequentes transições para níveis de ro

nas, de Almeida), ambos correspondentes, respectivamente, aos facies Diamantina e Itabira, de Pflug (1965), e levando-se em conta a similaridade litológica existente entre os litotipos da área com aqueles formulados por Hoppe (op.cit.) como representantes do Super Grupo Espinhaço no Estado de Minas Gerais, conduziu-nos a fazer as seguintes considerações:

a) a parte superior do Super Grupo Espinhaço, aqui definido, representada dominantemente por quartzitos, parece ter características de depósitos formados sob condições plataformais, devido a grande maturidade textural e mineralógica. Em termos de comparação com as concepções dos autores anteriormente citados, poderia representar o "Upper Quartzite" do Super Grupo Espinhaço, na idéia de Hoppe (1980), que seria o equivalente da facies Diamantina de Pflug (1965), ou o Super Grupo Espinhaço na concepção de Almeida (1977/78), como uma sequência de cobertura do Craton São Francisco. Convém salientar que Almeida et alii (1976) consideram os quartzitos do Grupo Itacolomi como correlativos prováveis do "Grupo Espinhaço", o qual considera discordante do Super Grupo Minas. De acordo com as idéias de Pflug (1973), os quartzitos Itacolomi representam uma facies clástica de sedimentação do Super Grupo São Francisco, com projeção estratigráfica sobrejacente ao Super Grupo Minas.

b) a parte inferior do Super Grupo Espinhaço, aqui representada por uma sequência xistosa-filítica e quartzítica, apresenta características de correlação com a parte inferior deste super grupo, na concepção de Hoppe (1980), que seria equivalente a facies Itabira, de Pflug (1965). Esta similaridade litológica é refletida na presença de litotipos magmáticos ou vinculados a magmatismo como "greenschist", filitos hemati

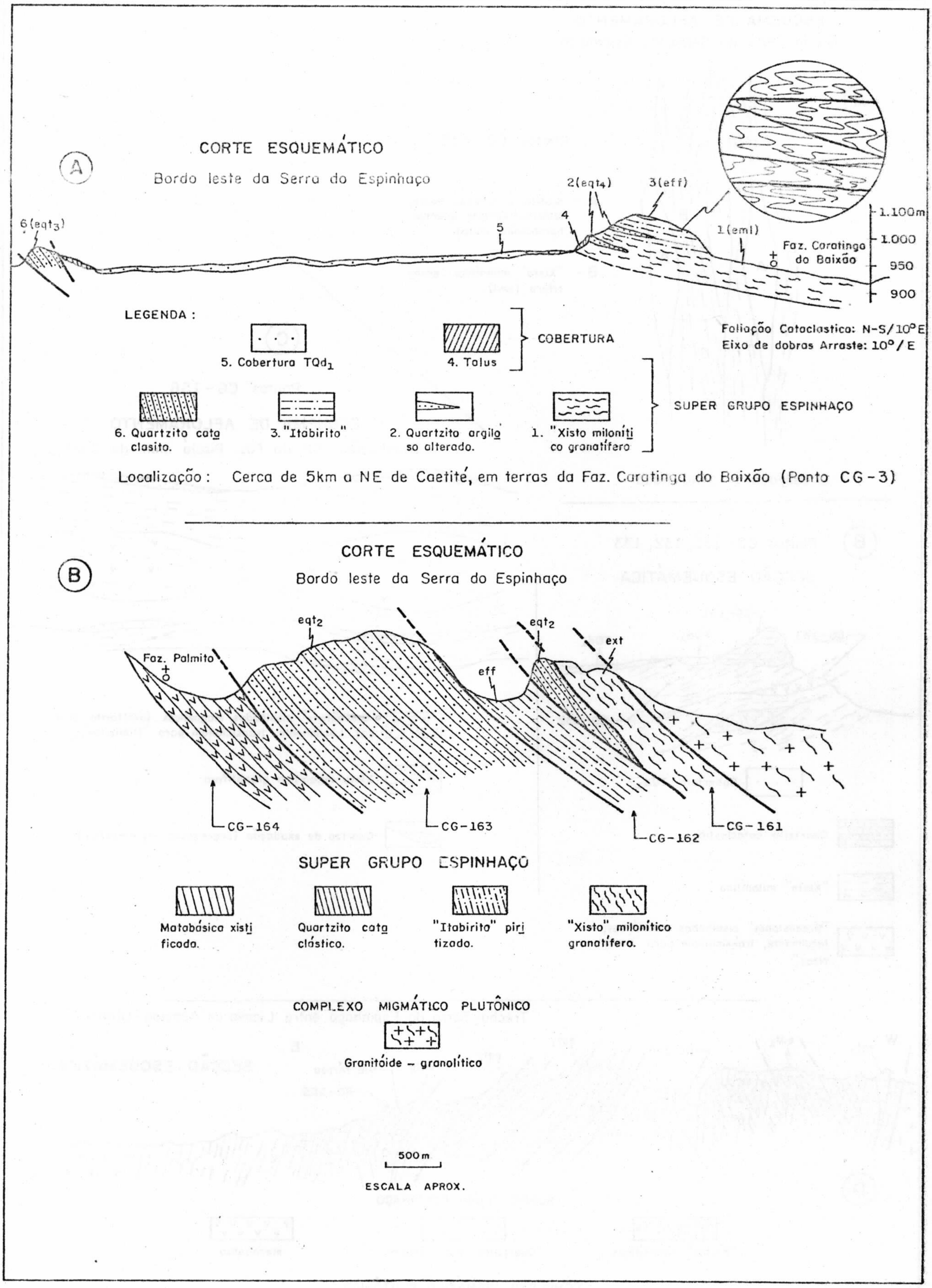
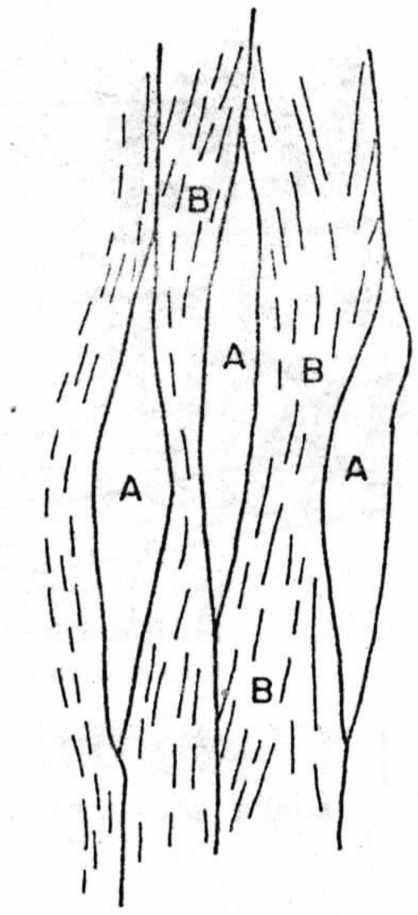


Figura 27 - Secções Esquemáticas no Super Grupo Espinhaço

ESQUEMA DE AFLORAMENTO
Bordo leste da Serra do Espinhaço

(A)



Pontos CG-115

A – Mafito xistificado (emb) (clorita-epidoto-quartzo-hornblenda xisto).

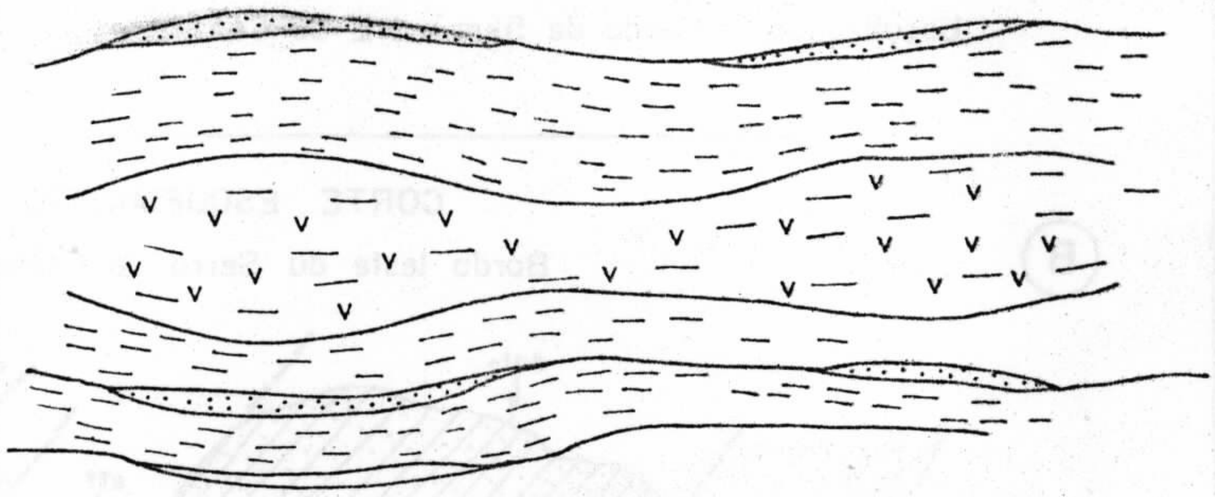
B – "Xisto" milonítico granatífero (eml).

Localização: Sítio Faca

(C)

Pontos CG-158

ESQUEMA DE AFLORAMENTO
Imediações SE da Faz. Pirajá mun. de Caetité



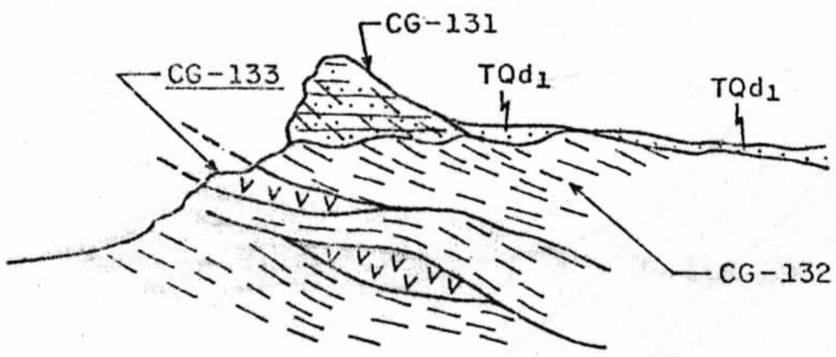
"Greenstone" cisalhados, magnéticos (dioftorito básico). Localmente, transicionam para "itabiritos".

Xisto milonítico granatífero

Quartzo de exudação (segregação metamórfica)

(B) Pontos CG-131, 132, 133

SECÇÃO ESQUEMÁTICA



Cobertura TQd1

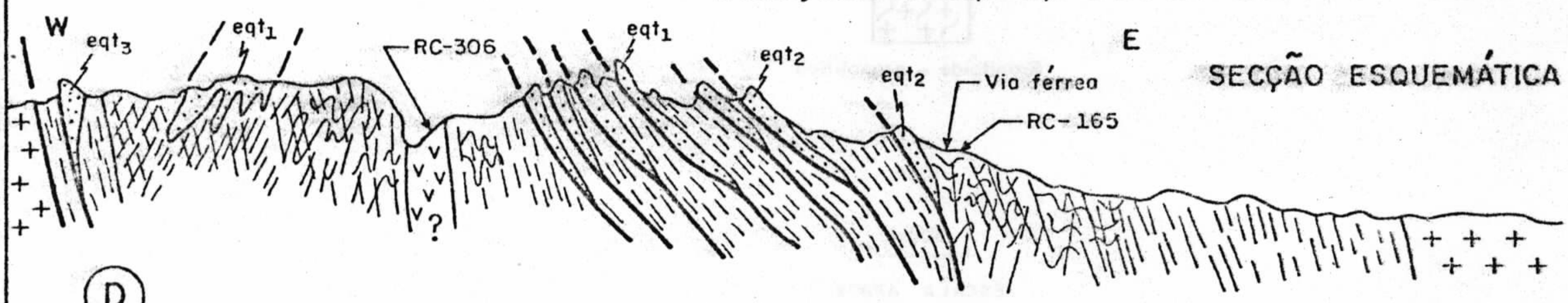
Quartzito cataclástico

"Xisto" milonítico

"Greenstones" cisalhados, magnéticos; localmente, transicionam para "itabiritos".

Trecho: Serra do Espinhaço entre Licínio de Almeida-Urandi

SECÇÃO ESQUEMÁTICA



(D)

SUPER GRUPO ESPINHAÇO

"Xistos" miloníticos

Quartzitos cataclásticos

Metagabro

COMPLEXO MIGMÁTICO PLUTÔNICO

Granitóide

Figura 28 – Secções Esquemáticas e aspectos texturais de afloramentos no Super Grupo Espinhaço.

ticos e itabiritos, em associação com outros produtos xistificados de origem magmática vulcânica e sedimentar.

c) com respeito ao caráter geossinclinal destas sequências, não foi possível sua caracterização, devido a impossibilidade de se ter uma visualização global da área de distribuição do Sistema Espinhaço, que permitisse caracterizar zoneamento faciológico.

d) observações de campo associados a dados petrográficos e químicos permitiram constatar que muitos dos litotipos relacionados ao Super Grupo Espinhaço apresentam correlação com outros similares do Complexo Brumado-Urandi, notadamente no segmento de Urandi e pelo bordo oriental da Serra do Espinhaço. Esse fato levou Inda e Barbosa (1978) a individualizarem o Complexo Licínio de Almeida, com base em informações de Moutinho da Costa et alii (1976), não atentando-se para o fato de que as rochas do referido complexo são as mesmas, em sua maior parte, das que fazem parte do Super Grupo Espinhaço, sendo o perfil mais típico aquele a oeste de Licínio de Almeida, seguindo a via férrea. A presença de níveis itabiríticos tanto no Complexo Brumado-Urandi, como no Super Grupo Espinhaço, notadamente no segmento de Urandi, como pelo bordo oriental da serra do Espinhaço, associados a produtos "xistosos e filíticos", reforçam consideravelmente esta correlação.

e) por encontrar-se as rochas do Super Grupo Espinhaço, no domínio da serra homônima, bastante retrabalhadas tectonicamente, não foi possível uma caracterização perfeita e segura do que representaria a parte superior e inferior. Diante desse impasse, as diversas unidades mapeadas foram provisoriamente agrupadas na horizontal, sem definição litoestratigráfica. A título preliminar é possível que as unidades mapeadas como

"eqt_1" e "eqt_2" correspondam ao pacote superior, provavelmente discordante da parte inferior (eml-eqt_3-eqt_4-eff-emb(?) atualmente paralelizadas por fatores tectônicos.

Os seguintes fatores dificultaram consideravelmente as correlações entre os domínios da Serra do Espinhaço e da Chapada Diamantina Ocidental. Citam-se entre esses:(a) dissimilaridade dos padrões estruturais e do grau de metamorfismo; (b) dificuldade na ordenação litoestratigráfica no Domínio da Serra do Espinhaço; (c) ausência, dentro do Domínio da Serra do Espinhaço, de linhas de discordância balizadas por níveis conglomeráticos, que facilitassem uma melhor caracterização do Ciclo Espinhaço. Apenas na região de Jacaraci, no Morro do Chapéu, individualizou-se espesso pacote quartzitico sobrejacente ao embasamento granitoide, de caráter notadamente discordante, parecendo conter níveis conglomeráticos, refletido por inúmeros blocos tombados no sopé do morro de metaconglomerado polimicto, com seixos de quartzo recristalizado e "itabiritos".

Por outro aspecto, outros fatores reforçaram a correlação de muitos litotipos do Domínio da Serra do Espinhaço com outros do Complexo Brumado-Urandi, notadamente no segmento de Urandi e bordo oriental da serra do Espinhaço. Citam-se: (a) irregularidade, pelo bordo leste, no traçado da falha divisória entre o Super Grupo Espinhaço e o Complexo Brumado-Urandi; (b) acentuadas entradas em forma de arco, pelo bordo oriental, das ovais migmático-plutônicas, parecendo deformar tanto os litotipos do Complexo Brumado-Urandi quanto aqueles do Super Grupo Espinhaço; (c) pronunciada mistura tectônica, notadamente pelo bordo oriental, de litotipos do Super Grupo Espinhaço com aqueles do Complexo Brumado-Urandi, to

dos levados a um acentuado grau de metamorfismo retrógado;(d) presença de associações litológicas similares no Complexo Brumado-Urandi como no Super Grupo Espinhaço, como por exemplo , diversos tipos de xistos básicos, milonitos e filonitos, associados a níveis itabiríticos.

6.5.1.1 Rochas com Aspecto Textural Xistoso a Filítico ("eml" - "ext")

Em caráter preliminar, é possível que esta unidade venha a constituir a parte inferior do Super Grupo Espinhaço, não no conceito de Almeida (1977/78), como sendo uma sequência de cobertura, de caráter plataformal, mas como uma sequência essencialmente vulcanogênica, com participação de ciclos clásticos de sedimentação.

Acha-se representada por milonito-xistos cataclástico-diaftoréticos, que transicionam em sítios de maior deformação a ultramilonitos e filonitos, exibindo nítido fenômeno de diferenciação cataclástica ("composicional layering" ou "color band"). Sobre este aspecto, não foi possível separar rochas texturalmente xistosas daquelas com aspecto filítico, porque admite-se que a presença desses tectofacies é uma função do maior ou menor grau de deformação. Rochas com aspecto filítico possuem geralmente "color band" devido ao fenômeno de diferenciação cataclástica. Observações de campo acima e abaixo do paralelo de $14^{o}00'$, conforme mostram as ilustrações da Fig. 29, atestam estar os quartzitos (notadamente o facies "eqt_1") sobrejacente a sequência de "xistos" e "filitos".

Os milonito-xistos tem a sua maior área de incidência desde aproximadamente a parte mediana até o bordo oriental da serra do Espinhaço, em toda a extensão desta, desde

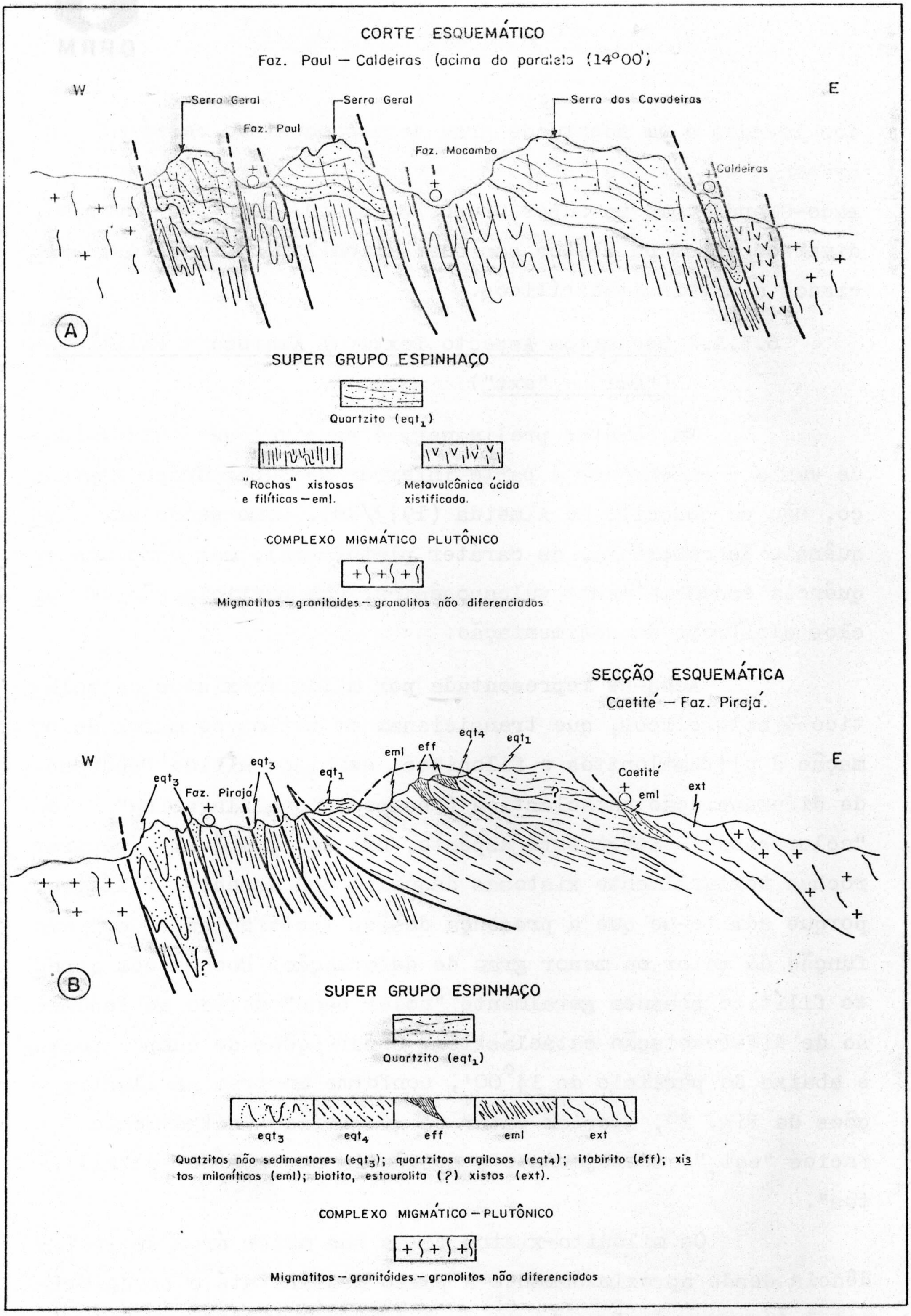


Figura 29 – Cortes geológicos esquemáticos transversalmente a Serra do Espinhaço

Caetité até Licínio de Almeida. Pelo bordo oeste da cordilheira, e em sítios localizados de grande deformação tectônica, como a oeste de Licínio de Almeida e a sul da cordilheira, abaixo do paralelo que baliza esta última localidade, dominam rochas ultramiloníticas e filoníticas, laminadas tectonicamente e apresentando "color band". Também no segmento de Jacaraci ocorre milonito-xistos bordejando ou embutidos em quartzitos. As plantas das Figs. 30 e 31 mostram a distribuição das diversas unidades que compõem o Super Grupo Espinhaço.

Os milonito-xistos são rochas de cores variadas - desde tonalidades esverdeadas até avermelhadas, localmente pintalgadas por diminutas aglomerações ferruginosas (pirita-granada), ou de hábito acicular prismático (cloritoide). A leste de Caetité, na zona de transição para rochas plutônicas granoblásticas, o xisto é mais bem recristalizado, notadamente biotítico, portando granada e cianita (facies "ext") e mostra, nas imediações do ponto "Café Baiano" uma passagem transicional para biotita gnaisses finos com intercalações anfibolíticas. Nas variedades de xistos da unidade "eml", a textura "flaser" é perfeitamente visível em torno de porfiroclastos - de granada e através de agregados lenticulares de quartzo. As associações minerais encontradas foram: (1) muscovita-sericita-quartzo; (2) muscovita-sericita-clorita-cloritoide-quartzo; (3) muscovita(sericita)-biotita-epidoto-albita-quartzo ; (4) muscovita-biotita-clorita-plagioclásio-granada-quartzo ; (5) muscovita-cianita-granada-quartzo; (6) hornblenda-epidoto clorita-biotita-muscovita-quartzo. A presença de opacos em proporções elevadas é uma constante (3 a 8%), pigmentando os xistos de coloração avermelhada (hematita). A mineralogia dos filonitos é algo similar, com a particularidade de mostrar o

acréscimo em material grafitoso, notadamente em zonas de maior deformação. Zircão e turmalina ocorrem como traços (fase hidrotermal).

A Tab. 14 relaciona tipos petrográficos e composição mineralógica das rochas desta unidade. Convém salientar que embora conste na classificação petrográfica termos como "xisto" e "filito", estes não apresentam conotação genética, sendo puramente texturais. Exemplos disto são encontrados nas amostras CG-24 e CG-20. A primeira, estando mais próxima da falha do bordo oeste, é classificada como filito; a outra, como milonito. Também com referência as amostras CG-132 e CG-133 que, a despeito de estarem muito próximo uma da outra, e em zona de extrema deformação, a primeira é classificada como xisto e a segunda como milonito.

A associação muscovita-cianita-granada indica condições compatíveis com o início do médio grau de metamorfismo, embora o metamorfismo retrógado ao grau fraco seja muito mais generalizado. Observações de campo confirmam a presença de estaurolita em alguns sítios localizados. Informações de Moutinho da Costa et alii (1976) colocam o domínio do Espinhaço Setentrional dentro de uma série Barroviana, de xisto verde baixo a anfibolito baixo, com assembléias tipomorfas clorita-sericita-biotita-granada-estaurolita-cianita. Gervásio (inédito) admite a presença de cianita e silimanita em algumas rochas vulcânicas alteradas no domínio da serra do Espinhaço no Estado de Minas Gerais.

São inegáveis os padrões de deformação no Domínio da Serra do Espinhaço. Sendo uma zona policataclástica, diaftorética, possivelmente retrabalhada por mais de um evento tectônico, em seu domínio encontram-se atualmente rochas com

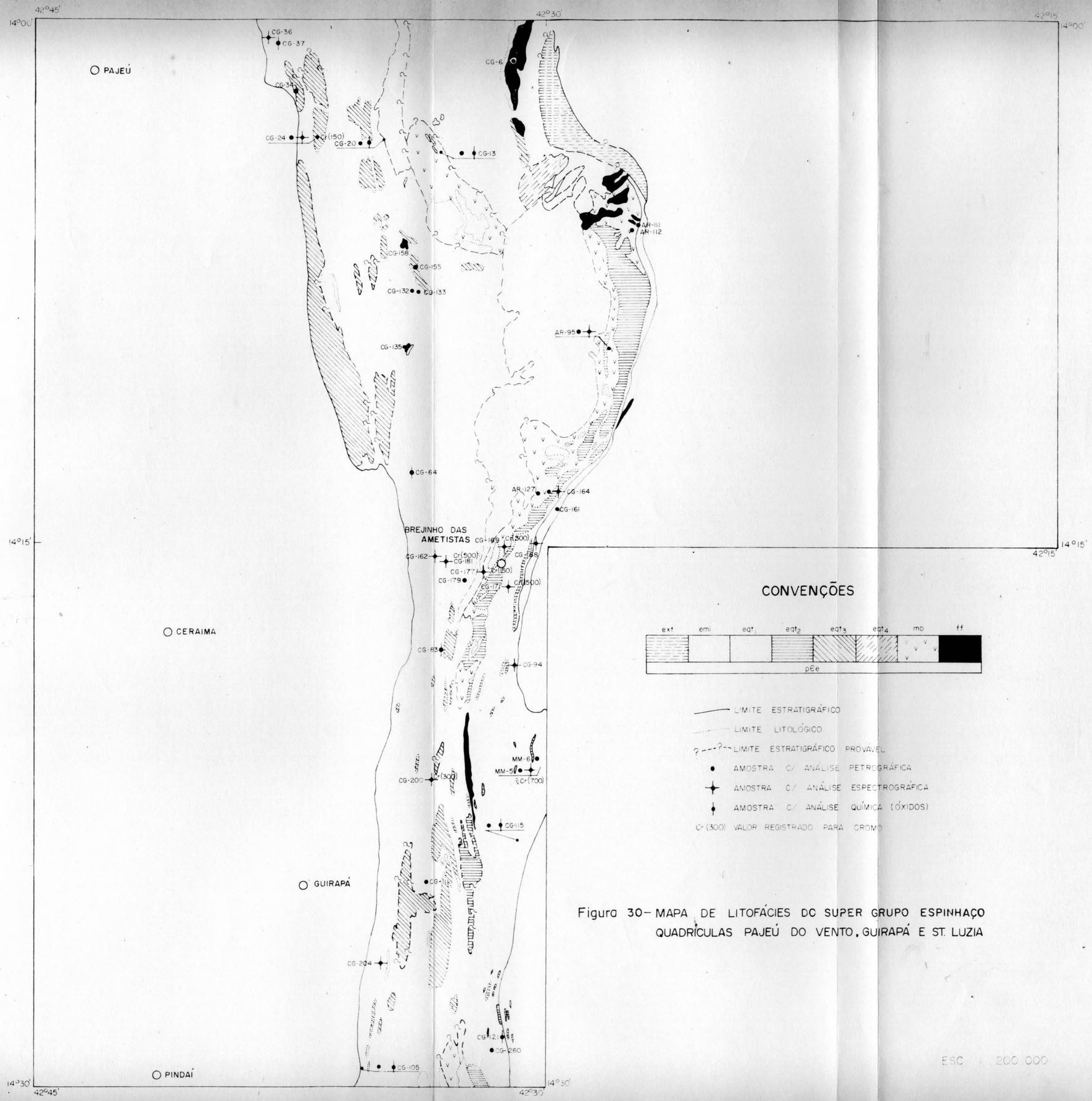
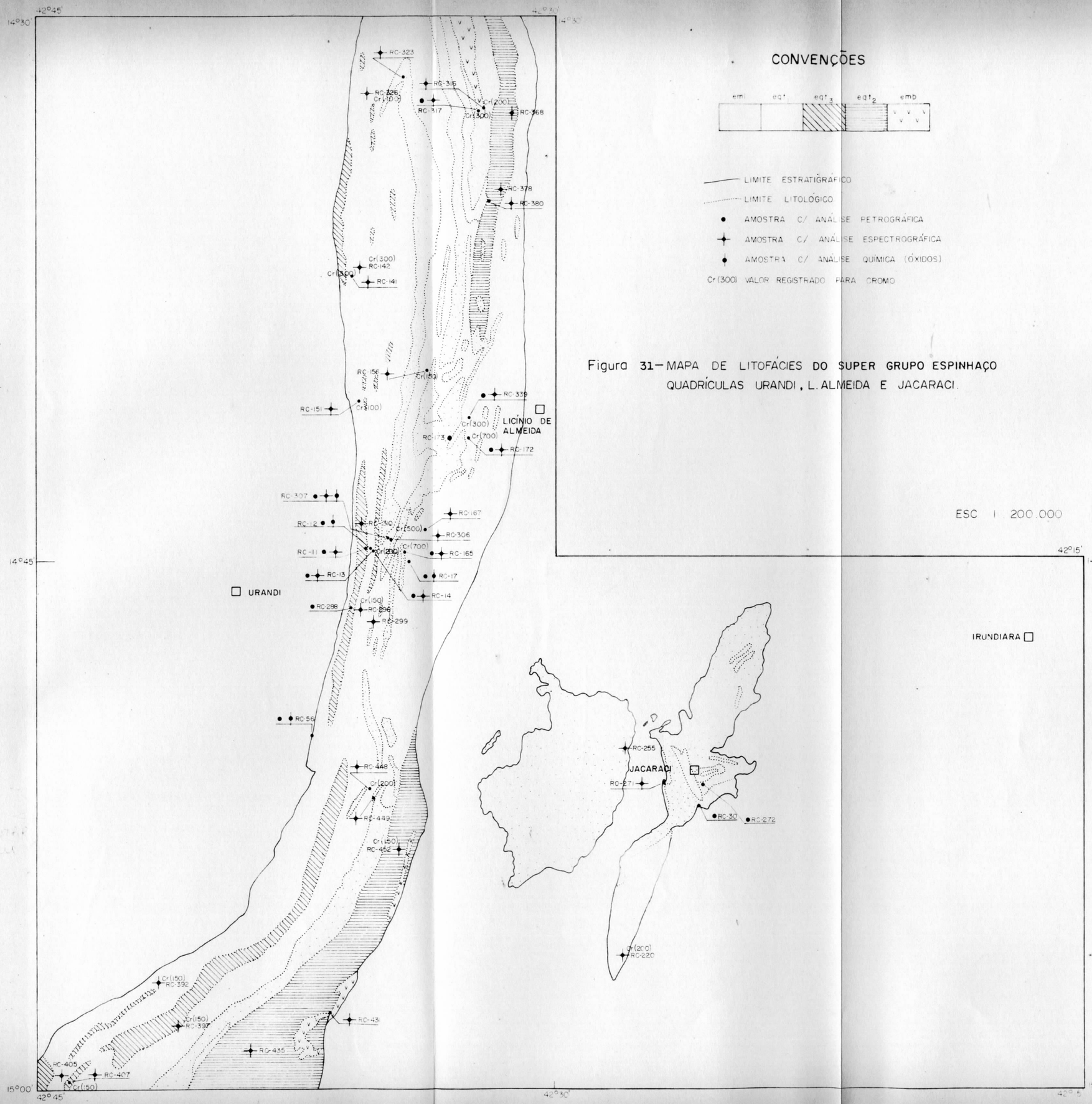


Figura 30- MAPA DE LITOFÁCIES DO SUPER GRUPO ESPINHAÇO
QUADRÍCULAS PAJEÚ DO VENTO, GUIRAPÁ E ST. LUZIA

CPRM

CPRM



CONVENÇÕES

LIMITE ESTRATIGRÁFICO

LIMITE LITOLÓGICO

AMOSTRA C/ ANÁLISE PETROGRÁFICA

AMOSTRA C/ ANÁLISE ESPECTROGRÁFICA

AMOSTRA C/ ANÁLISE QUÍMICA (ÓXIDOS)

Cr(300) VALOR REGISTRADO PARA CROMO

Figura 31 — MAPA DE LITOFÁCIES DO SUPER GRUPO ESPINHAÇO
QUADRÍCULAS URANDI, L. ALMEIDA E JACARACI.

ESC 1 : 200.000

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	FELDSPATO	MUSC. SERICITA	BIOTITA CLORITA	HORNB, EPIDOTO	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
MILONITO-XISTOS, MILONITOS, ULTRAMILONITOS E FILONITOS	RC-56	7 FINOCLASTOS	Oligo-40	Qtzo(26) + Serio(25) + Opc(2) MATRIZ = 53%				Milonito xisto	Urandi
	RC-165	10		Mus.-Serio.-clo-60 10		Epi-7	Opc.-3 clorit.10	Filonito	Licinio de Almeida
	RC-368	15		Serio. 80			Opc.5 Tur.-Zuc Tr	Qtzo-serio. xisto	Licinio de Almeida
	RC-156	41		Mica br. 55			Opc.-3 tur.-1	Qtzo-mica br.-Xisto cataol.	Licinio de Almeida
	RC-172	X		Seric. X			Opc	Filonito	Licinio de Almeida
	RC-167	X		Serio. X			Opc. Tur	Filito	Licinio de Almeida
	RC-13	X		Serio. X			Opc. tur.	Filito	Licinio de Almeida
	RC-448	X		Musc. X			Ox.Fe Rutilo opc	Muscovita xisto	Urandi
	RC-431C	X		Musc. X	bi.-X		Opc,apa. rut., ox. Fe	Biotita-muscovita quartzo xisto	Urandi
	LM-16	53		Serio. 40			Opc.-6 Turm.-1	Sericita-quartzo Xisto	Caetité
	CG-20	12		Serio. 3			Opc.-85	Milonito	Pajeu do Vento
	CG-24	X		Serio. X			Opc.	Filito	Pajeu do Vento
	CG-132	32		Mica br. 60			Opc. 8 Tur-Tr.	Opc.- quartzo Mica xisto	Pajeu do Vento
	CG-179	40		Musc. 47			Gran. 6 gran. 3 Opc. 5	Quartzo-muscovita xisto	Guirapá
	CG-111	X		Serio. X			Opc. Tur.	Xisto Cataclástico	Guirapá
	CG-105	X		Serio. X	clinocl. Biotita		Opc. Zirc.	Filonito	Guirapá
	CG-260	20	Albita 5	Seric(musc) 64	biot. 4	clinozoisita 2	Opc.-5	Alb.-Quartzo-Serio.- xisto	Guirapá
	CG-161	47		Musc. 45			Opc.-5 gran.-3	Musc.- quartzo xisto	Caetité
	MM-5	50	Plag. 1	Musc. 15	Biotita 13	Clor.-10	Gran.-7	Gran-clor.-biot.-musc.-xisto	Guirapá

Tabela 14 — TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DA UNIDADE "eml" DO SUPER GRUPO ESPINHAÇO

aspecto xistoso, mas cuja proveniência não parece estar ligada exclusivamente ao metamorfismo progressivo de uma pilha de rochas sedimentares pelíticas. Hoppe (1980) advoga um metamorfismo regional dinamotermal como responsável pelo retrometamorfismo do embasamento (Pré-Minas) e pelo metamorfismo progressivo do Super Grupo Espinhaço. Nosso ponto de vista é o de que houve um retrometamorfismo generalizado nos litotipos vulcanogênicos desta zona por influência de mais de um episódio de hidrotermalismo, sem no entanto desconsiderar que possa ter ocorrido condições de metamorfismo progressivo em alguns produtos sedimentares clásticos. Por último, parece ter ocorrido um metamorfismo termal, cuja fonte de calor pode ter sido condicionada por efeitos de reativação de falhas transcorrentes. Um ponto parece ficar patente: se as granadas foram cristalizadas às expensas da disponibilidade de Fe, Al e Si, durante o metamorfismo termal, elas foram posteriormente deformadas, conforme mostra a fotomicrografia (FOTO 48) de rocha situada a NE de Brejinho das Ametistas. Como prova dos efeitos retrometamórficos, anexa-se aqui a microfotografia (FOTO 49) da rocha situada a 4,5 km a oeste de Licínio de Almeida, ao longo da via férrea (RC-339), que parece derivar-se de rocha básica devido a proporção de opacos (30%) e minerais de argila (50%). O quartzo aparece em concentrações lenticulares estiradas, textura poligonizada devido a cristalização.

Também a oeste de Jurema, ocorrem, intercaladas aos milonito xistos granatíferos, rochas xistosas com coloração castanho clara (CG-260), contendo altas proporções em muscovita-sericita (64%) e quartzo (20%). A abundante concentração em óxido de ferro (5%), a presença ainda de biotita (4%), clinozoisita (2%) e plagioclásio (5%), faz supor que a rocha seja derivada de uma rocha plutônica, onde o K-feldspa-

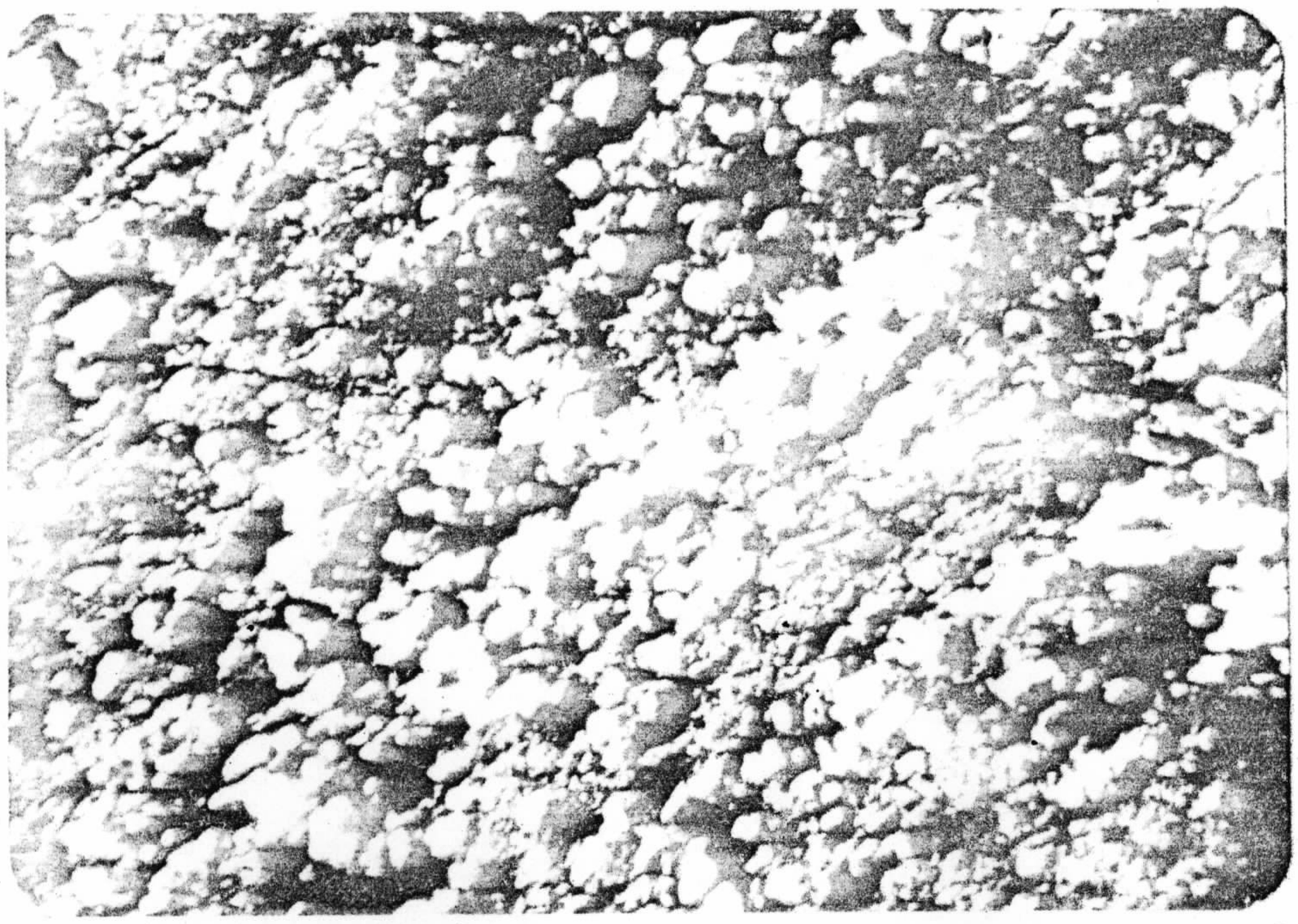


FOTO 49 - RC - 339 - Quadrícula de Espinosa (oeste de Licínio) Fotomicrografia NX (12,5 x 2,5) de rocha cataclástico - diaftorética composta de quartzo (20%), opacos (30%) e minerais de argila (50%), oriunda de rochas básicas.

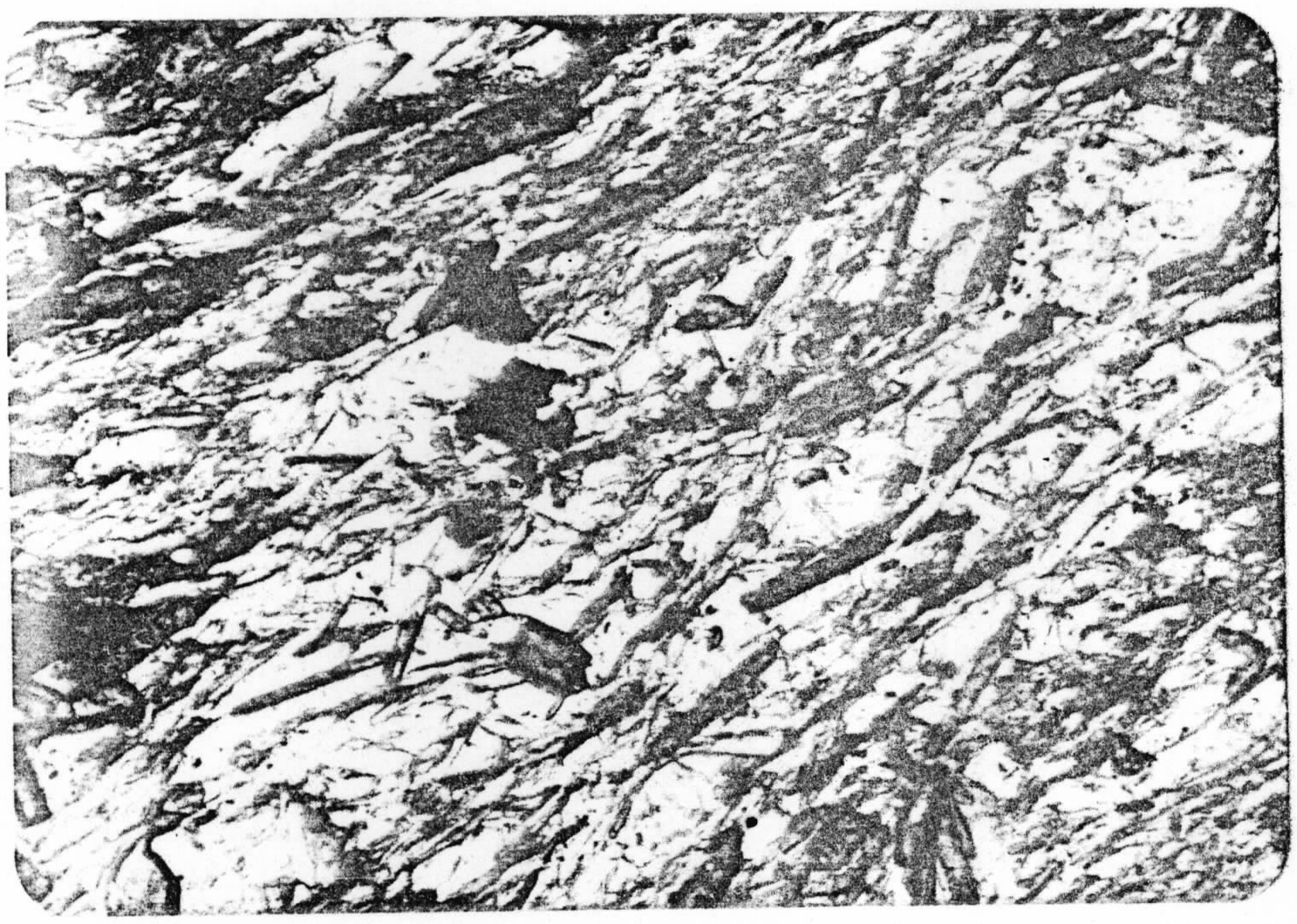


FOTO 50 - RC - 165 - Folha de Espinosa - Fotomicrografia LP (12,5 x 2,5) de milonito xisto diaftorético composto de clorita (kotschubeita) > 50%, cloritoide - (>15%), sericita (>15%), quartzo (<10%) e opacos (<10%). A cristalização de cloritoide é ligada a uma fase hidrotermal (post-tectônica).

to foi provavelmente reduzido pela cataclase e transformado em sericita. Posteriormente, em sítios localizados, um aumento nas condições de metamorfismo e sob a influência metassomática do Ca, deu-se condições para cristalização de muscovita, albita e epidoto.

Com referência a amostra RC-165, recolhida a oeste de Licínio de Almeida, ao longo da via férrea, a análise petrográfica revelou tratar-se de um filonito proveniente de uma rocha provavelmente ultrabásica, devido a grande quantidade de clorita (> 50%) pequena quantidade de quartzo (< 10%) e presença considerável de opacos (< 10%). Segundo informações do geólogo Pedro Gervásio, da CPRM (SUREG-BH), que responsabilizou-se pela análise de Raio X da referida amostra, a rocha apresenta na sua composição o mineral cloritoide. Os parâmetros detectados foram:

a_o - 9,50 A^o	A - 1,73	α - $96^o53'$
b_o - 5,48 A^o	C - 1,67	β - $101^o39'$
c_o - 9,16 A^o	Z - 4	γ - $90^o2'$
	D_z - 3,56	

2V = 52° Signo ótico negativo (Triclínico)

A variedade de clorita detectada foi kotschubeita, uma variedade de clinocloro cromitífero, cuja fórmula teórica é $(Mg, Fe, Al)_6 (Si, Cr)_4 O_{10}.OH_8$. Os parâmetros detectados foram:

a_o - 5,3 A^o $\beta = 97^o$

A natureza triclínica do cloritoide indica que este mineral formou pós-tectonicamente, em condições hidrotermais, e não devido ao metamorfismo progressivo de sedimentos pelíticos. A fotomicrografia (FOTO 50) mostra a cristalização

do cloritoide. A rocha, a despeito do seu estado de diaftorese, parece ter origem magmática, filiação básica a ultrabásica, pelo seu valor elevado para cromo (700 ppm).

Notadamente pelas adjacências da falha do bordo ocidental e com maior incidência entre os paralelos de 14°00' a 14°15' e 14°50' a 15°00', ocorre em associação com os milonito xistos, níveis de rochas aparentemente filíticas, laminadas tectonicamente, em sua maior parte grafitosas e hematíticas-são ultramilonitos e filonitos, cuja laminação é formada por finos níveis quartzosos, originados pelo processo de diferenciação metamórfica-cataclástica, formando uma espécie de bandamento colorido "color band". Em escala de afloramento, vê-se perfeitamente que este bandamento é tectônico, com formação de "drags" em sistemas de falhas transcorrentes. Um exemplo disto encontra-se nos filonitos e ultramilonitos que ocorrem contínuos à falha do bordo oeste (FOTO 51), onde observa-se claramente o bandamento colorido, bem como a formação de ângulos agudos que materializam discordâncias tectônicas provocadas por fenômenos de araste em sistema de falhas transcorrentes.

Estas rochas "filíticas" (ultramilonitos e filonitos) mostram, em escala de afloramento, a presença de grãos de quartzo azulados, dispostos em delgados níveis (agregados lenticulares), com a textura "flaser" perfeitamente visível e realçada. Em escala microscópica, a concentração de faixas quartzosas com textura granoblástica poligonizada, produto da diferenciação metamórfica-cataclástica, é bem realçada na FOTO 52, a SW de Caetité.

6.5.1.2 Rochas Quartzíticas

As rochas quartzíticas ocorrem, em sua maior par

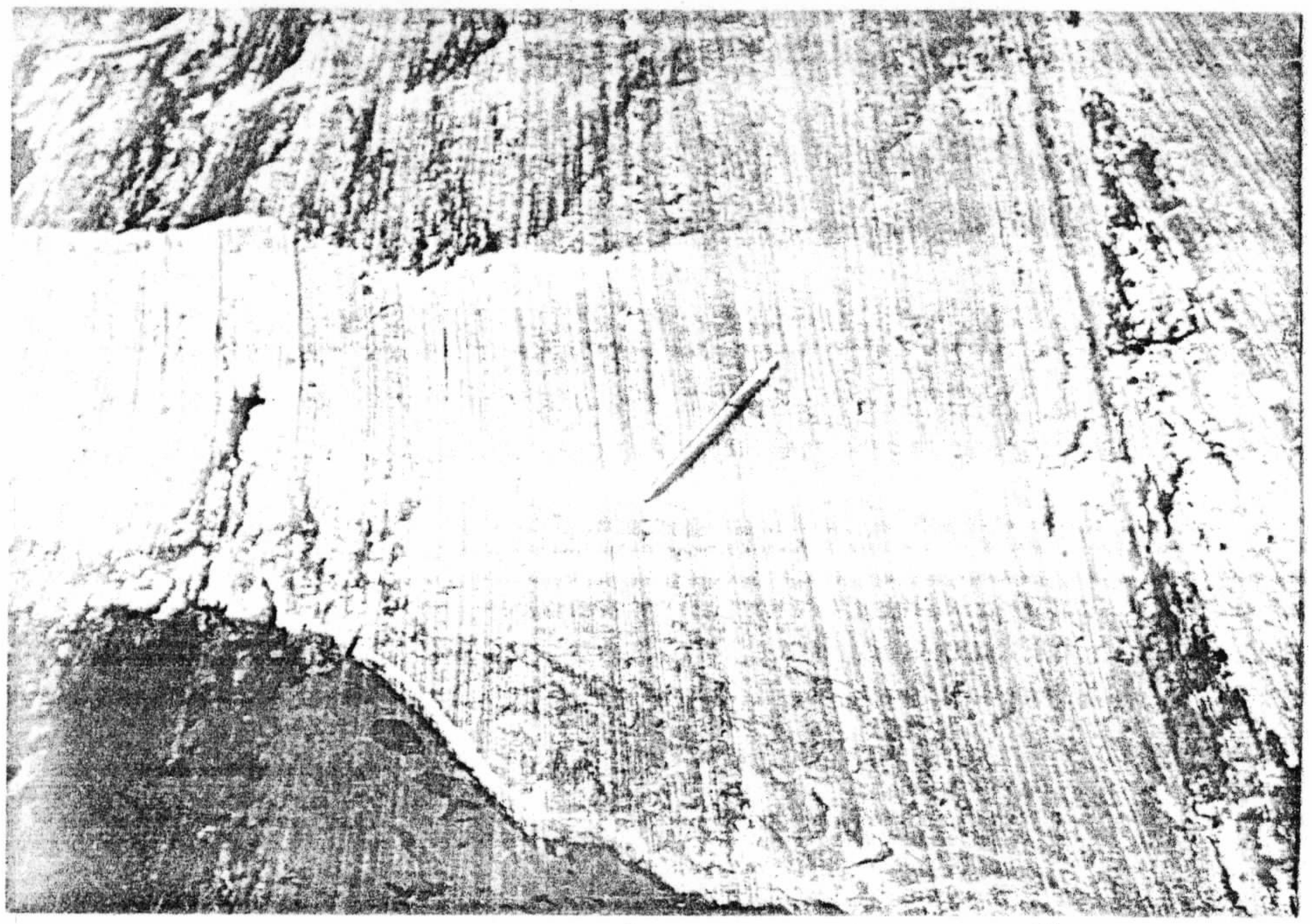


FOTO 51 - ——— - Folha de Guanambi - Exposição de ultramilonito laminado por diferenciação metamórfica-cataclástica, formando uma espécie de bandamento colorido. Observa-se discordâncias tectônicas provocadas por fenômenos de meso-dobras de arraste.

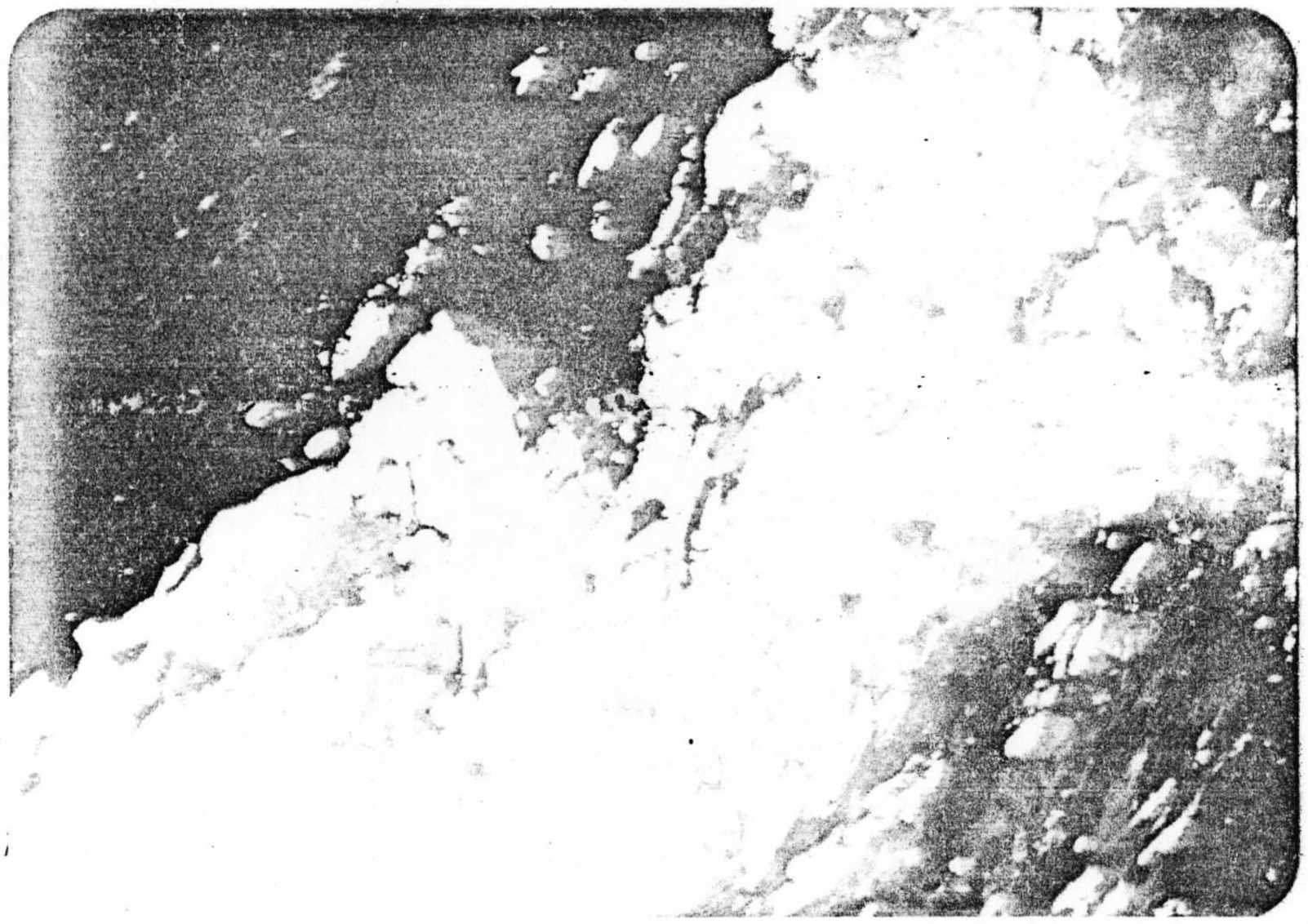


FOTO 52 - CG - 20 - Folha de Guanambi - Fotomicrografia NX (12,5 x 2,5) de filonito hematítico, grafitoso, mostrando faixas paralelas de quartzo formadas por diferenciação metamórfica-cataclástica. Nota-se perfeitamente a textura granoblástica-poligonizada (mosaica) dos grãos de quartzo.

te, com postura concordante em relação aos milonito xistos, itabiritos e metabasitos. Esse paralelismo é de natureza tectônica, conforme ilustrações anteriormente citadas (Figs. 27, 28 e 29).

Individualizou-se quatro tectofacies quartzíticos: eqt_1 - eqt_2 - eqt_3 - eqt_4

Unidades "eqt_1" e "eqt_2"

Muito embora não tenha sido possível proceder-se um criterioso empilhamento litoestratigráfico no Domínio da Serra do Espinhaço, devido principalmente ao acentuado paralelismo tectônico, acredita-se, com base em algumas observações efetuadas em locais menos perturbados (vide Fig. 29), que as referidas unidades constituem a parte superior do Super Grupo Espinhaço. A unidade "eqt_2" representa provavelmente um tectofacies mais deformado da unidade "eqt_1".

A unidade "eqt_1" ocorre mais representativamente sustentando a zona de tabuleiros nos arredores de Caetité e no segmento NNE de Jacaraci. Menos conspicuamente, projeta-se para sul da cordilheira, onde aparece como faixas estreitas - associadas concordantemente com os milonito xistos. Na região de Caetité, sustenta as partes mais elevadas do tabuleiro, inclinando-se com médio ângulo (30° - 35°) na direção do bordo oriental da serra, onde, por deformação, transiciona para a unidade "eqt_2". A oeste de Jacaraci, os quartzitos assentam-se discordantemente sobre o embasamento xistificado, e imediatamente a leste desta localidade, formam uma serra alongada na direção NNE, encontrando-se bastante deformados por zonas de cisalhamento.

Os quartzitos são rochas de coloração cinza-esbran

quiçada, quando puros, passando a amarelada, quando intemperi camente alterados. Apresentam na zona do tabuleiro de Caetité e a oeste de Jacaraci, no morro do Chapéu, um padrão textural não muito deformado, devido a posição semihorizontalizada dos estratos; porém, em direção ao bordo ocidental da serra do Espinhaço, como também no segmento NNE de Jacaraci, apresen - tam-se deformados, mostrando exuberante plaqueamento centimé trico, confundindo-se com o tectofacies "eqt_2". Mostram, embo ra não muito constantemente, estratos cruzados e marcas de on das, sendo também frequentes, notadamente em setores mais de formados, de pseudo estratos cruzados e marcas de ondulações de caráter tectônico.

Petrograficamente, analisou-se quatro amostras de quartzitos (Tab. 15), duas das quais no segmento de Jacara ci (RC-30 e RC-272) e duas no bordo leste da serra do Espinha ço, a norte de Licínio de Almeida (RC-378 e RC-380). As de Ja caraci, mostraram-se compostas de 96 a 97% de quartzo, este apresentando evidentes sinais de recristalização, denunciado- pela trama granoblástica poligonizada, com contatos soldados e engrenados. Biotita e muscovita formam os 3% restantes, ocor rendo inclusas no quartzo ou no contato dos grãos. Opacos o correm dispersos ou impregnam os planos de clivagens das mi cas. Apatita, zircão e turmalina ocorrem como traços, esta última, com caráter prismático e coloração esverdeada. As a mostras recolhidas pelo bordo oriental da serra do Espinhaço apresentaram igual comportamento textural e mineralógico. Faz se uma ressalva a amostra classificada como meta-arcósio - (RC-380), cujas relações de campo não afastam a possibilidade de tratar-se de embasamento intempericamente alterado.

A unidade "eqt_2" ocorre por todo o bordo oriental

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	FELDSPATO	MUSC. SERICITA	BIOTITA CLORITA	HORNB. EPIDOTO	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
ROCHAS QUARTZÍTICAS	RC-11A	90		Sericita 7			Opc-3	Quartzito sericítico	Lieínio de Almeida
	RC-11D	86	Mic.Plag. tr	Musc. 2	bi-10		Opc-2	Biotita quartzito Cataclástico	Lieínio de Almeida
	RC-14	85			clo-10		Opc-5	Quartzito Milonítico	Lieínio de Almeida
	RC-30	97		Musc. 1	bi-2		apa-tr Opc-tr	Quartzito	Jacaraci
	RC-288	99	plag. tr	seric. 1			Opc-tr	Quartzito	Urandi
	RC-378	X		X			Opc,rut. zirc.cx.Fe	Muscovita Quartzito	Lieínio de Almeida
	RC-380	X	X	X			ox.fe, opc.zirc.	Meta-arcósio	Lieínio de Almeida
	RC-310	93		Musc. 3			Opc.-4	Quartzito Cataclástico	Lieínio de Almeida
	RC-397	X		X			Opc.ox.Fe Turm.	Muscovita quartzito	Urandi
	RC-272	96		Musc. 2	Biotita 1		Turm-tr Zir-Tr	Quartzito	Jacaraci
	RC-261	80		Musc. 18			Opc.-1 turm 1 Zirc-tr	Quartzito	Não pertence a Associação Espinhaço
	RC-295	75		Musc. 25			Opc-tr Zirc.-tr	Muscovita Quartzito	Não pertence a Associação Espinhaço
	AR-112	77	Micros.8 Andes. 4	Seric. (musc.) 7	bi-4		Opc.-2 Zirc.opc-tr	Seric.quartzito Feldspático	Caetité

Tabela 15 — TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE ROCHAS QUARTZÍTICAS DO SUPER GRUPO ESPINHAÇO

da serra do Espinhaço, sendo muito provavelmente um tectofa - cies de deformação da unidade "eqt_1". Os quartzitos ai presentes exibem exuberante plaqueamento, com desenvolvimento de sericita nos planos de cisalhamento. Intercam-se Intercalam-se muito frequentemente com metabasitos, muito deles transformados em verdadeiros milonito xistos básicos, com variações para itabiritos laminados cataclasticamente (vide perfil esquemático da Fig. 27 B).

Petrograficamente são caracterizados pela maior proporção de minerais micáceos (muscovita-sericita) e biotita, com feldspatos presentes ou não, sendo mais realçantes os efeitos de deformação.

Unidade "eqt_3"

Esta unidade distribui-se no bordo ou próximo ao bordo ocidental da serra do Espinhaço. Geralmente formam serrotes descontínuos, alongados, encravados quase verticalmente em ultramilonitos, filonitos e milonito xistos.

Macroscopicamente, são bem distintos por apresentarem coloração acinzentada, cisalhamento pronunciado e a característica de conterem grãos arredondados a subarredondados de quartzo azul opalescente.

Do ponto de vista petrográfico, amostras desses quartzitos (RC-11 A/D, 14, 288, 310 e 397) mostraram em sua composição, além do quartzo, a presença de biotita, clorita e relictos de plagioclásio, além de abundante impregnação de óxido de ferro. Como traços ocorrem apatita e turmalina. Pelo bordo ocidental, no trecho de Urandi para Licínio de Almeida, revelaram conter grãos de quartzo xenoblástico, com contatos retos ou curvos, exibindo inúmeras inclusões criptocristali -

nas de opacos e de bolhas gasosas, dispostas em linhas curvas, conforme pode ser visto na fotomicrografia a seguir (FOTO 53).

Esses quartzitos mostram destituidos de estruturas sedimentares e a sua associação quase frequente com milonito xistos, ultramilonitos e filonitos, em parte grafitosos e/ou hematíticos, sugere que sua origem provavelmente acha-se ligada a eventos vulcânicos. A sequência aqui encontrada é bastante similar àquela observada por Gervásio (inédito) para as rochas do Super Grupo Espinhaço no norte do Estado de Minas Gerais, em que o referido autor atribui uma origem vulcânica para as rochas filíticas, feldspáticas e/ou hematíticas e/ou grafitosas e/ou granatíferas, portando ou não cloritoide, intercaladas concordantemente com quartzitos hematíticos, portando cloritoide e/ou cianita, para os quais também atribui uma derivação vulcânica.

Também a norte de Jacaraci, em zona de rochas granitoides transmutados a milonito xistos (vide exemplares RC-261 e 295 da Tab. 15), ocorre rocha cinza-violácea, textura porfiroblástica e matriz afanítica, constituida de 75% de quartzo, 18% de cianita, 7% de opacos e traços de muscovita. O quartzo tem coloração azulada, ocorrendo em grãos maiores e na matriz, com características de quartzo vulcânico, devido a minúsculos inclusões de opacos, sob a forma de poeira, notadamente concentrados nas proximidades de fraturas (LM-49).

Unidade "eqt_4"

Ocorre nas imediações de Caetité. Embora as relações não sejam bem claras, parece posicionar-se acima da unidade "eml" e abaixo da unidade "eqt_1". Apresenta-se com disposição semi-horizontalizada, inclinando-se de 10 a 20 graus pa

ra leste.

Na ilustração da Fig. 29 (B), observou-se com ressalvas o seu posicionamento estratigráfico, uma vez que a sequência parece estar empurrada de E para W. Já no perfil da ilustração (A) da Fig. 27, esta unidade aparece com disposição lenticular (provavelmente de caráter tectônico) próximo ao topo da sequência de xistos miloníticos granatíferos (eml), que por sua vez acha-se sobreposta por níveis itabiríticos que, a despeito de sua posição semi-horizontalizada, mostra pronunciado dobramento interfoliar de arraste, indicando que sua posição original já sofreu alteração, provavelmente por mecanismo de empurrão posterior.

As rochas desta unidade, devido ao seu elevado estágio intempérico, não puderam ser definidas microscopicamente. Aparece, à vista desarmada, como um quartzito esbranquiçado, fina granulometria, excessivamente caolínico, exibindo nítido cisalhamento com o desenvolvimento de um padrão textural "mil folhas". Nos planos de cisalhamento desenvolve uma mica esverdeada (provavelmente sericita).

Sob o aspecto genético, a sua definição carece de melhores investigações, porque muito embora a rocha tenha atualmente o aspecto similar a de um quartzito caolínico (ou meta-arcósio alterado ?), as feições texturais de cisalhamento avançado e o profundo grau de intemperismo, são fatores que devem ser considerados nas interpretações genéticas.

6.5.1.3 Rochas Ferruginosas ("itabiritos")

Estas rochas ocorrem notadamente pelo bordo oriental da serra do Espinhaço, desde o norte de Caetité até aproximadamente a parte mediana da cordilheira, formando cordões

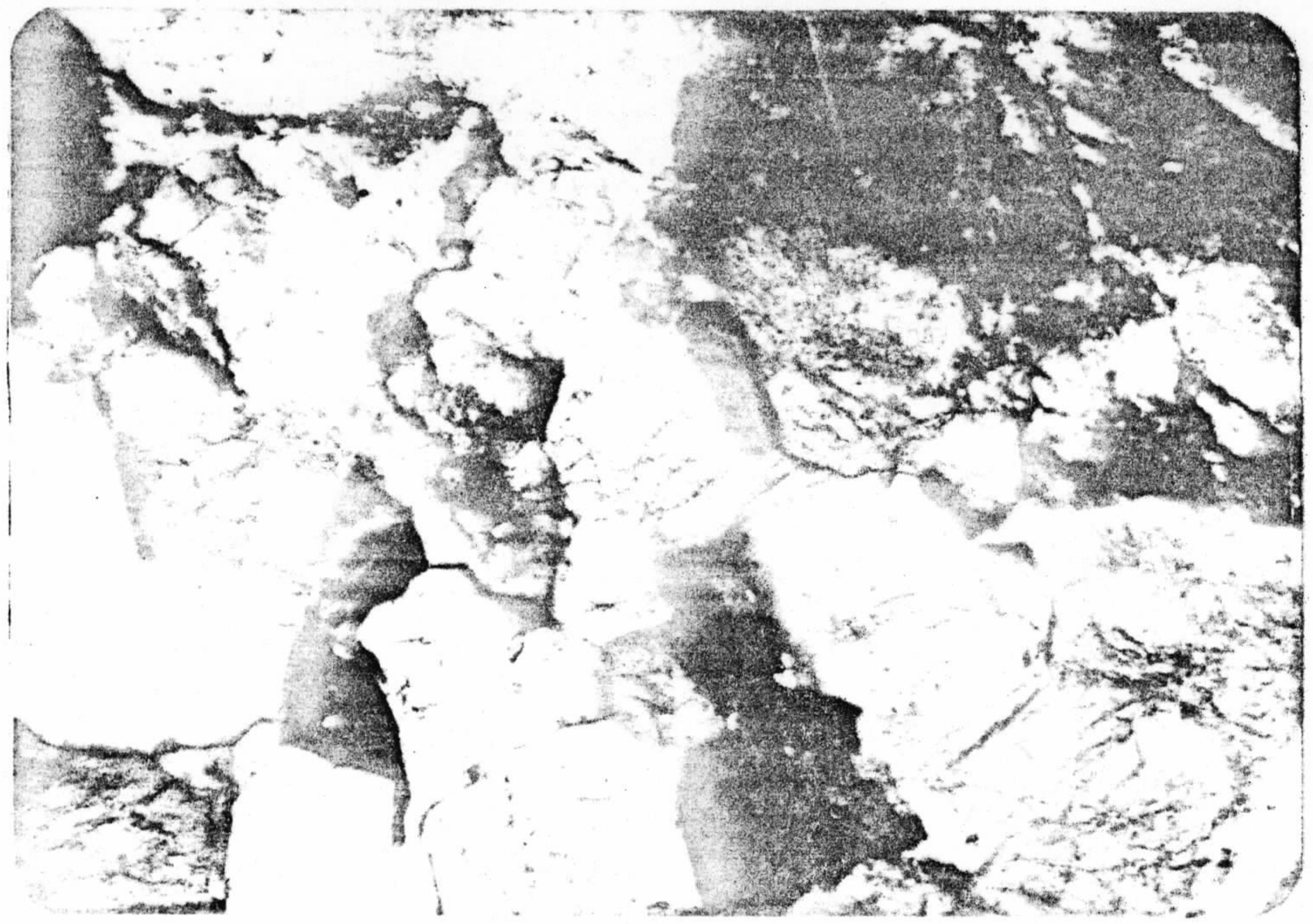


FOTO 53 - RC - 288 - Folha de Espinosa - Fotomicrografia NX (12,5 x 1,0) de quartzito não sedimentar exibindo grãos de quartzo com numerosas inclusões criptocristalinas de bolhas gasosas e de opacos, dispostas em linhas curvas.

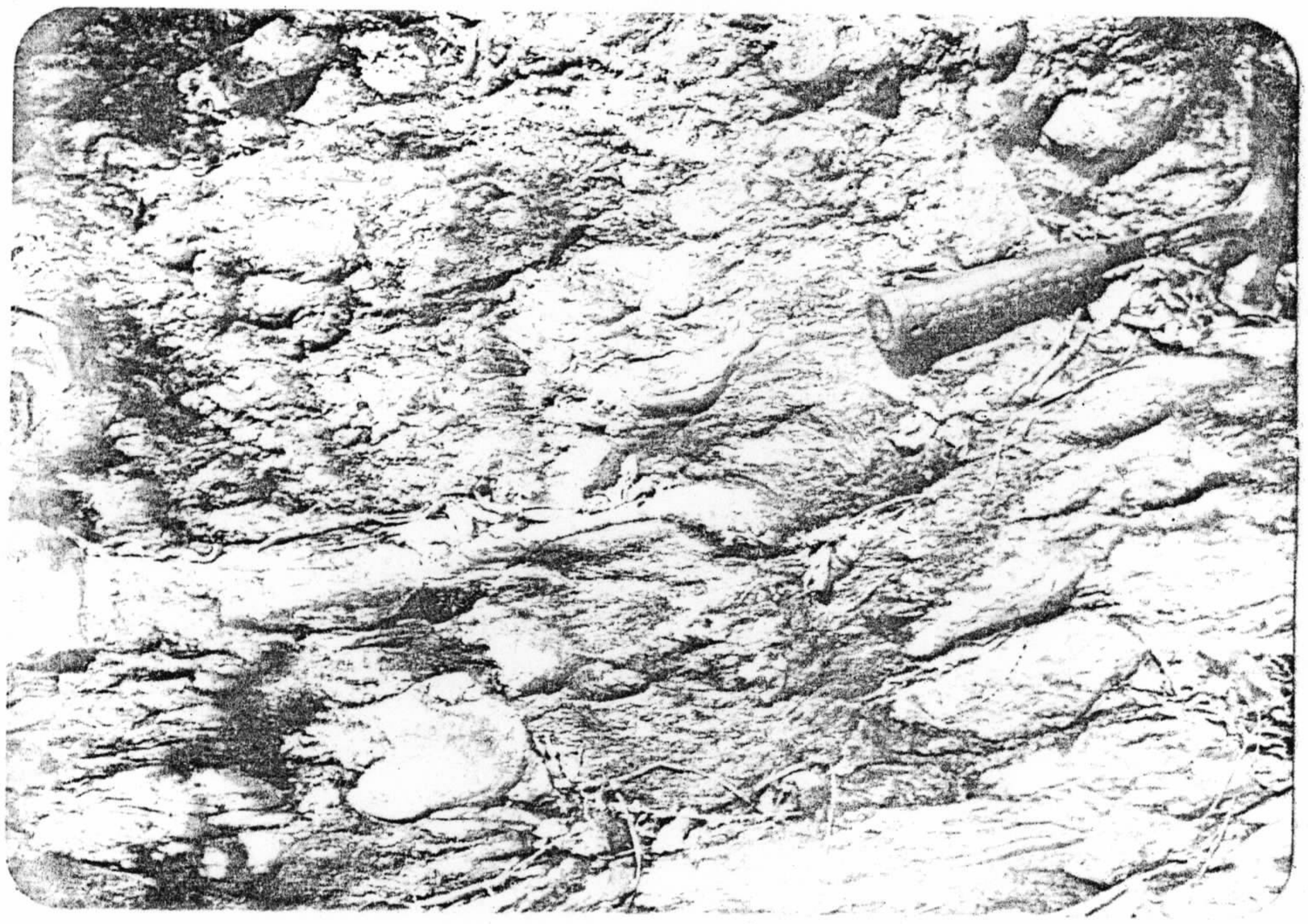


FOTO 54 - CL - 310 - Folha de Rio de Contas - Aspecto do metaconglomerado basal do Grupo Paraguaçu, mostrando o tamanho, arredondamento e distribuição dos seixos.

estreitos, descontínuos, traçado curvo, achando-se encravados ora em milonito xistos, ora no interfacies quartzito-xisto, ou desenvolvendo-se na zona de transição lateral e longitudinal de metabasitos. As relações de campo mostram sempre uma vinculação dessas rochas com zonas de extrema deformação, sendo constatado a ocorrência de diaftoritos básicos boudinados no seio de milonito xistos, mostrando em determinados setores progressivo enriquecimento em ferro e quartzo e constituindo verdadeiros itabiritos (vide Fig. 28 - B, C).

Rochas similares ocorrem também em segmentos do Complexo Brumado-Urandi, nas adjacências do bordo oriental da serra do Espinhaço, associadas a metabasitos e metaultrabasitos, que formam faixas encurvadas devido a distribuição periférica em relação aos núcleos de granitoide. Este fato parece reforçar um tipo de associação litológica comum a evolução - vulcano-sedimentar do Complexo Brumado-Urandi e Super Grupo Espinhaço.

Os itabiritos balizam diversas ocorrências de manganês vinculadas a milonito xistos granatíferos, onde também intercalam-se níveis quartzíticos e de metabasitos, todos em perfeita concordância.

Petrograficamente, conforme Tab. 16, mostraram-se compostos de quartzo, anfibólio (grunerita-cummingtonita, tremolita) e opacos (magnetita), parcialmente hematitizada. Do ponto de vista textural, muitos tipos são cataclástico e miloníticos (CG-135); outros apresentam trama granoblástica poligonizada e orientada levemente (CG-06 e CG-133 B). Do ponto de vista metamórfico, a grande maioria está enquadrada no metamorfismo de médio grau, em temperaturas relativamente elevadas, pela presença da textura granoblástica em mosaico.

Levando-se em conta a possibilidade dessas rochas provirem do metamorfismo de sedimentos químicos, inclusive aqueles de filiação vulcanogênica, teríamos que admitir que as rochas do Super Grupo Espinhaço sofreram metamorfismo de médio grau, e que as paragêneses de baixo grau encontradas generalizadamente no Domínio da Serra do Espinhaço são resultantes do metamorfismo retrógado.

6.5.1.4 Metabasitos - Metagabros (emb)

As rochas básicas vinculadas ao Super Grupo Espinhaço são consideradas por Moutinho da Costa et alii (1976) como pertencentes ao evento magmático intrusivo provavelmente ocorrido no final do Proterozóico Médio.

Datações radiométricas convencionais pelo método K-Ar efetuadas na região de Salvador e ao sul da serra do Espinhaço, onde há registro de uma atividade ígnea básica fissural, com termos ultrabásicos, acusaram idades no intervalo de 900 a 1.800 m.a., havendo uma determinação de 2.038 m.a. (segundo Inda e Duarte, 1980). Esses autores interpretam essas manifestações magmáticas como contemporâneas ao desencadeamento dos processos do Espinhaço, reflexo dos processos epirogenéticos e tracionais.

Durante os trabalhos de campo não foram observadas quaisquer evidências intrusivas dessas rochas em relação aos litotipos do Super Grupo Espinhaço, como por exemplo, contatos intrusivos discordantes, efeitos magmáticos de contato (apófises, efeitos termais, etc.), muito embora todos esforços fossem levados para esse fim. Por estas razões, achou-se conveniente situar essas rochas como relacionadas ao Domínio da Serra do Espinhaço, com posicionamento genético questioná-

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	MINERAL / AMOSTRAS	QUARTZO	FELDSPATOS	OPACOS	PIROX ANF.	EPIDOTO	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	LOCALIZAÇÃO FOLHA
ROCHAS FERRUGINOSAS DADAS	CG-6	75		13	Trem. 12			Tremolita Itabirito	Pajeú do Vento
	CG-158	40		60	Grun. Tr			Itabirito	Pajeú do Vento
	CG-133B	69		30	Grun.? Tr		Ser.1	Itabirito	Pajeú do Vento
	CG-135	55		38	Grun. 7			Itabirito	Pajeú do Vento
METABASITOS-METAGABROS	CG-13	4	Oligo.and 28	5	Hornb(bi) 55		esf.7 bi,apa., epi.-1	Oligo-and.-anfibolito	Pajeú do Vento
	CG-115	25		2	Hornb. 52	15	Clo.-5 bi-musc.-1	Clor.-epi.-qtzo.-Horn.-xisto	Guirapá
	MM-6	1	And. 31	2	Hornb. 55	1	esc.-7 bi.-2 esf.-1	Andes.ortoanfibolito c/escapolita	Guirapá
	RC-317	QTZO < 20	OLIGO		Hornb. 45	30	esf.-4 opc.bi-1	Oligo anfibolito	Licínio de Almeida
	RC-307	1	And. 15		Hornb.-Trem.-50	25	Opc.-7 bi.-1	Metagabro	Licínio de Almeida
	RC-431A	X		titanita leucoxê-nio	Hornb(cl) X	X	prenhita	Anfibolito	Urandi
	RC-431B	X	Plag. X	Opc. e Ox. ferro	Hornb.	X	prenhita Rutilo	Qtzo anfibolito	Urandi
	CG-164	Qtzo < 5	Oligo (MIC) 5		Hornb.-30 Diops.-1	13	Opc.1	Milon.-xisto Básico	Caetité
	AR-95	tr	Oligo-Mic 50		Hornb.11 Diops.3	30	esf.apa. tr	Oligo-anfibolito	Caetité
	AR-127	tr	Oligo-Mic 60	1	Hornb.10 Diops. 4	25	esf.-tr	Oligo-anfibolito	Pajeú do Vento

Tabela 16 – TIPOS PETROGRÁFICOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DAS UNIDADES "eff" e "emb" DO SUPER GRUPO ESPINHAÇO

vel, no aguardo de datações radiométricas que possam contri - buir na determinação do evento magmático gerador.

Os metabasitos e metagabros, cuja composição mineralógica é mostrada na Tab. 16, têm como encaixante, milonito xistos e quartzitos. Petrograficamente, são representados por metagabros, que preservam ainda a textura blastodiabásica (RC 307, RC-431) e por anfibolitos, quando adquirem textura nematoblástica orientada, sem guardar relíquias da textura ofítica original. Relações de campo mostram que essas rochas às vezes ocorrem como "boudins" não deformados ou fracamente deformados no seio de milonito xistos, com o maior comprimento na direção da foliação cataclástica, apresentando progressiva deformação para os bordos e transmutando-se para xistos (RC-339 e RC-431). Com relação a última amostra foram observados anfibolitos (RC-431) transicionando para quartzo anfibolitos (RC-431 B) e biotita-muscovita-quartzo xistos (RC-431 C), à medida que se avança lateralmente em direção aos bordos do corpo.

Os metagabros são rochas constituidas por horn - blenda e plagioclásio, com uma relação de 3/1, respectivamente. A hornblenda pode apresentar alteração para tremolita e epidoto (RC-307) e o plagioclásio pode ser andesínico (RC-307) ou oligoclásio (RC-317), podendo encontrar-se, de igual maneira que o anfibólio, bastante epidotizado. O quartzo pode ocorrer em uma proporção inferior a 10%. Opacos (magnetita e titanita) ocorrem num percentual de 5 a 7%, e prenhita pode ocorrer como vênulas ou lentículas (RC-431 A e 13). O quartzo concentra-se bastante (> 15%) em anfibolitos fortemente orientados por ação cataclástica (quartzo anfibolitos - RC-431 B).

Os anfibolitos (CG-13, MM-6, AR-95 e AR-127) são

rochas que podem apresentar uma razão hornblenda/plagioclá - sio de 1,7 a 1,9 (CG-13 e MM-6), ou podem ocorrer com uma razão hornblenda+diopsídio/plagioclásio + K-feldspato de 0,23 a 0,4. Os anfibolitos primeiro situados podem conter escapolita (MM-6), ou podem conter apreciáveis quantidades de magnetita titanífera + esfeno (12%), provenientes da alteração da hornblenda para biotita. Os outros anfibolitos ocorrem próximo de Brejo das Ametistas e apresentam-se granitizados (AR-95 e 127). Na sua composição ocorrem plagioclásio + microclina (50-60%), hornblenda (10-17), relíquias de clinopiroxênio (3-4%) e grande quantidade de epidoto (25-30%).

Muitos anfibolitos apresentam-se transformados em xistos calco-ferromagnesianos (CG-115 A e 164). A primeira é um clorita (5%)-epidoto(15%)-quartzo (25%)-hornblenda (55%) xisto, comprovadamente de origem magmática pelo valor relativamente elevado em titânio (3,2%), conforme mostra resultados analíticos para óxidos. A segunda (CG-164), próxima da amostra AR-95, mostra de igual maneira que esta contaminação por fluidos granitizantes, sendo composto de oligoclásio > quartzo (55%), hornblenda (30%), epidoto (13%), diopsidio (1%) e opacos (1%).

6.5.2 Domínio Geotectônico da Chapada Diamantina

Este domínio ocorre no setor oriental da área do projeto, constituindo a parte terminal sul da Zona da Chapada Diamantina Ocidental (Fig. 25).

Para Inda e Barbosa (1978), esta tectonozona caracteriza-se pela presença de movimentos verticais sinsedimentares mais atenuados, com um dobramento menos intenso que aqueles do Espinhaço Setentrional e uma boa regularidade na geometria de sedimentação.

Este domínio vem sendo objeto de descrições generalizadas, remontando-se a Derby (1906) e Branner (1910) as primeiras informações geológicas sobre a região. A Fig. 26 a. mostra uma evolução de conceitos estratigráficos nesta zona da Chapada Diamantina, enquanto que a Fig. 26b. sumariza a estratigrafia que se admite para o Super Grupo Espinhaço, nesse domínio, de acordo com o último parecer da reunião integrada realizada em 1974 com representantes da CPRM, PROSPEC e DNPM.

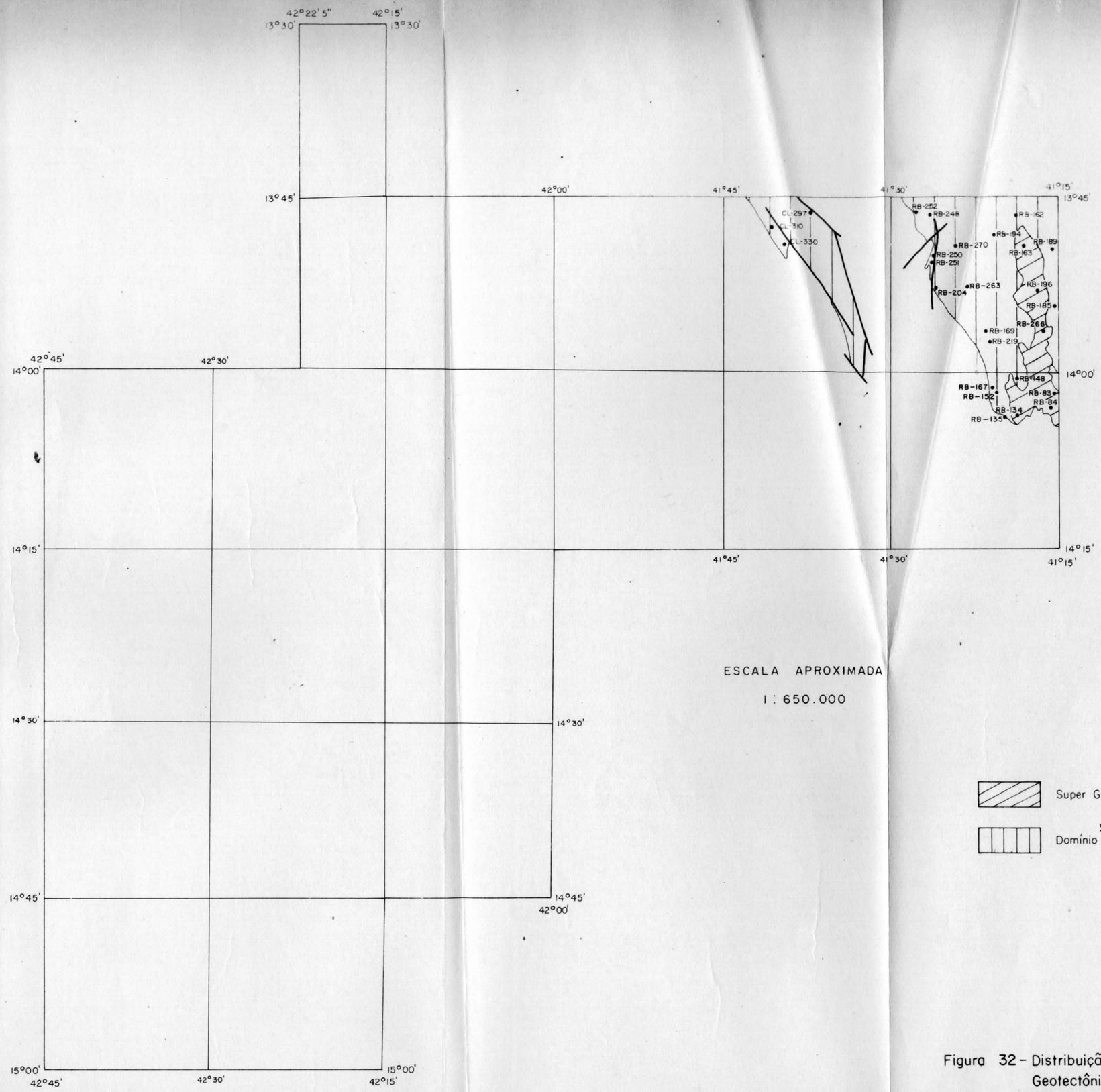
No âmbito do projeto, as rochas desse domínio ocorrem nas folhas de Rio de Contas (SD.24-V-C-IV), Contendas do Sincorá (SD.24-V-C-V), Brumado (SD.24-Y-A-I) e Tanhaçu (SD.24-Y-A-II), conforme mostra a Fig. 32, com os respectivos pontos de controles petrográficos.

6.5.2.1 Grupo Rio dos Remédios

Estas rochas foram descritas pela primeira vez por Schobbenhaus & Kaul (1971), como Complexo Rio dos Remédios no vale do rio de igual denominação. O autor caracterizou esta sequência como sendo composta por rochas metaefusivas ácidas a intermediárias, compreendendo metariolitos, metatufitos, aglomerados e brechas vulcânicas, interestratificadas com quartzitos e conglomerados, estando grande parte destas rochas atualmente xistificadas.

Na área do projeto, este grupo restringe-se a uma estreita faixa que se estende de NW para SE, bordejando a Serra Geral nas folhas Contendas do Sincorá (SD.24-V-C-V) e Tanhaçu (SD.24-Y-A-II).

Geomorfologicamente, acha-se representado por uma crista com aproximadamente 30 quilômetros de comprimento. Suas litologias situam-se discordantemente sobre as rochas do Com-



ESCALA APROXIMADA

1 : 650.000

Super Grupo São Francisco

SUPER GRUPO ESPINHAÇO
Domínio geotectônico da Chapada Diamantina

Figura 32 - Distribuição Superficial das litologias vinculadas ao Domínio Geotectônico da Chapada Diamantina e ao Super grupo São Francisco e pontos com controle petrográfico.

plexo Migmático-Plutônico e concordantemente sob o Grupo Paraguaçu. Possuem uma espessura aproximada de duzentos metros, constituídas, na parte inferior, por quartzitos, e na parte superior, por metavulcanitos.

Os quartzitos constituem os primeiros sedimentos clásticos desta sequência vulcano-sedimentar. Possuem, em geral, coloração cinza-clara, com variações para rosada a até arroxeada, granulometria fina, intensamente recristalizados, estratificados, fraturados e cortados por numerosos veios de quartzo leitoso. Estruturalmente mostram-se afetados por uma foliação cataclástica com caimento forte de 75° para SW, transformando, em muitos locais, esses quartzitos para milonitos (RB-252, 251). Intercalam-se comumente com finos níveis de rochas filíticas, fortemente orientadas, com prováveis conotações vulcanogênicas.

Do ponto de vista petrográfico, essas rochas apresentam-se com textura cataclástica de fluxão, constituidas essencialmente por porfiroclastos arredondados e elipsoidais de quartzo numa matriz fina quartzo-sericítica.

A parte superior deste grupo é caracterizada por uma maior dominância de metavulcanitos cisalhados e hidrotermalmente alterados, cuja espessura média é da ordem de 150 metros. Essas rochas apresentam-se intensamente orientadas e afetadas por uma foliação cataclástica que cai fortemente (75°) para SW. Possuem coloração cinza a arroxeada, granulometria muito fina, aspecto textural xistoso a filítico fortemente orientado devido ao estiramento dos grãos de quartzo e micas, assim como pelas concentrações alongadas de opacos. Em certos locais (RB-250), a rocha contém nódulos esbranquiçados no seio de uma matriz fina, sericítica, fortemente impregnada de óxido

de ferro hematítico. Os nódulos esbranquiçados são constituidos de sericita isenta de óxido de ferro, com palhetas mais bem desenvolvidas e mais bem orientadas, parecendo estar em estágio mais metamórfico do que aquelas que ocorrem no restante da massa. Em outros locais (RB-204), a sericita mostra recristalização para muscovita e clorita. Como acessório constatou-se a presença de cristais de rutilo. Turmalina prismática e zircão são mais comuns nas unidades quartzíticas desse grupo.

Apesar dessas rochas terem sido classificadas petrograficamente como metapelitos, sua conotação magmática é reforçada pelos seguintes registros: Co (100 ppm), Cr e Ni (200 ppm) e Ti (mais de 10.000 ppm). O Fe aparece numa proporção de 15% (determinações por espectrografia semi-quantitativa). Com respeito a natureza do material, os valores muito altos encontrados para Cr, Ni, Co e Ti são mais condizentes com vulcanitos intermediários a básicos, uma vez que, para vulcanitos ácidos, esses elementos possuem valores excepcionalmente mais baixos. Por outro lado o conteudo em ferro é anormal para vulcanitos ácidos. Deixamos, portanto, em aberto, a problemática genética dessas rochas, deixando, porém, bem claro, quaisquer estudos que forem empreendidos nesse sentido, deverão levar em conta o caráter altamente deformado e alterado dessas rochas.

6.5.2.2 Grupo Paraguaçu

Esta terminologia foi utilizada inicialmente por Derby (1906) para caracterizar uma sequência de arenitos avermelhados, plaqueados, que ocorrem nos arredores de Santa Isabel (ou São João) do Paraguaçu, atual cidade do Mucugê.

Na área mapeada pelo projeto, este grupo aflora

na porção nordeste, compreendendo as folhas de Contendas do Sincorá (SD.24-V-C-V), Tanhaçu (SD.24-Y-A-II), Rio de Contas (SD.24-V-C-IV) e Brumado (SD.24-Y-A-I). Geomorfologicamente, caracteriza-se por um relevo montanhoso, salientando-se as serras do Rio de Contas e Geral, com cotas da ordem de 800 a 1.100 metros.

Encontra-se repousando ora sobre as rochas litologias do Complexo Brumado-Urandi, ora sobre as rochas migmático-plutônicas e ora sobre o Grupo Rio dos Remédios. O contato superior é feito concordantemente com os quartzitos e metarenitos da Formação Tombador. Possui uma espessura de aproximadamente 2.795 metros, conforme mostra a Fig. 33.

A parte inferior está marcada por um nível de metaconglomerado polimicto (pcg), com cerca de 90 metros de espessura, de coloração cinza, constituido por uma matriz arenosa grosseira, que engloba seixos de quartzito, quartzo, granito e possivelmente de metassiltito (st) cinza escuro e avermelhado, xistificado. O aspecto deste metaconglomerado pode ser observado na FOTO 54.

Sobreposto ao nível de metaconglomerado (pcg), ocorre um pacote de quartzito (qt_1) da ordem de 105 metros de espessura, exibindo uma coloração amarela a acinzentada, granulometria fina a muito fina e alta maturidade textural e mineralógica constituido essencialmente por grãos de quartzo, havendo localmente disseminações de sericita, provavelmente formada durante os esforços cataclásticos. Apresenta eventualmente marcas de ondas e uma alta silicificação.

Sobreposto a unidade quartzítica (qt_1) ocorre uma sequência com aproximadamente 850 metros (qt_2) de quartzitos com finos níveis conglomeráticos intraformacionais (cg). São

quartzitos róseos, granulometria fina, bem estratificados, essencialmente quartzosos.

Sobrepondo a unidade quartzítica (qt_2) ocorre, na serra do Rio de Contas, uma outra unidade quartzítica (qt_3) com coloração também rosada, granulometria fina a média, com a particularidade de conter um elevado teor em material argiloso. Sua espessura ai fica em torno de 370 metros. Na serra Geral, em Ituaçu, esse facies quartzítico repousa diretamente sobre os metavulcanitos do Grupo Rio dos Remédios. O estudo de lâmina delgada revela uma textura blastopsamítica e cataclástica, apresentando formas arredondadas e alongadas devido a cataclase. A matriz é fina, bem recristalizada, composta de quartzo, feldspatos, granulados, e diminutas palhetas de muscovita.

Na região de Ituaçu, a unidade "eqt_3" apresenta - uma variação de facies para outro nível quartzítico (qt_4), atingindo o conjunto uma espessura máxima de 850 metros. Mais para sul, este facies (qt_4) repousa diretamente sobre o embasamento granitoide. Ai, sua espessura fica em torno de 300 metros. Trata-se de um quartzito impuro, coloração creme-amarelada, às vezes rósea, granulometria fina a média, mostrando - se bem estratificado e afetado por uma foliação cataclástica com planos mergulhando fortemente para SW. A análise petrográfica revela uma rocha constituida essencialmente por grãos de quartzo, feldspatos, fragmentos de rocha, sericita e opacos . O quartzo é o mineral mais abundante, apresentando geralmente orientação preferencial, com alguns casos de crescimento secundário.

Sobreposto às unidades "eqt_3" e "eqt_4", assenta - se concordantemente a unidade "fl", representada por uma se

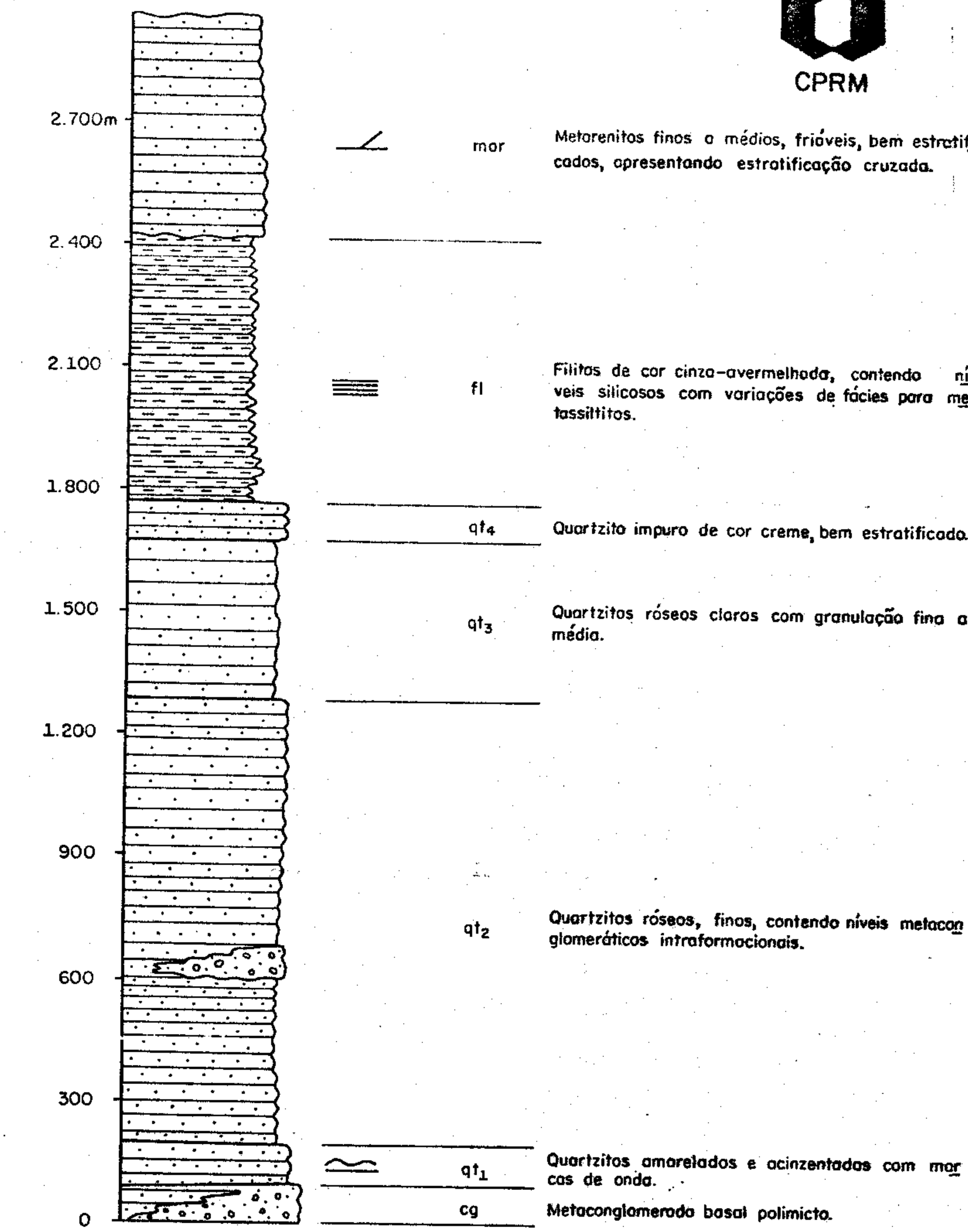


Figura 33 : Coluna estratigráfica aproximada do Grupo Paraguaçu

quência pelítica fracamente metamorfisada e com espessura média em torno de 660 metros. Acha-se representada por uma alternância de filitos e metassiltitos, com cores primárias cinza-escuro a esverdeada, e cores secundárias variáveis desde a amarelada a arroxeada. São em geral bem laminados, apresentando um suave caimento (10° - 15°) para NE. Uma forte foliação cataclástica afeta a sequência, com mergulho contrário ao plano da estratificação. Localmente observa-se pequenas dobras interfoliais de arraste, cuja posição original do plano axial já foi alterada devido a prováveis empurrões localizados dirigidos de SW para NE.

Petrograficamente, as rochas analisadas foram classificadas como metassiltitos (RB-169, 157), metapelitos (RB-219, 263) e filitos (RB-154). Os metassiltitos apresentam na sua composição os seguintes minerais: quartzo, feldspatos, sericita, clorita e carbonatos, como os principais; óxido de ferro, turmalina, zircão e apatita, como secundários. Muito embora o metamorfismo incipiente cause orientação dos filossilicatos, denteamento e recristalização dos grãos de quartzo e feldspatos, a rocha guarda muitas características do sedimento original, como alternância de finos leitos sílticos e pelíticos e baixo grau na esfericidade e arredondamento dos grãos de quartzo e feldspatos. Os metapelitos são constituidos por sericita, caulinita, clorita, biotita, quartzo e feldspatos, como minerais principais; rutilo, turmalina, apatita, zircão e opacos, como minerais secundários. A sericita e/ou caulinita formam a massa principal da rocha, podendo conter impregnação moderada ou forte de óxido de ferro hematítico, enquanto que grãos sílticos de quartzo e feldspatos reunem-se em pequenas lentes, apresentando sinais de recristalização. Os filitos apresentam-se compostos de sericita (> 50%), quartzo (< 30%) e

opaços (20%). Clorita, muscovita e turmalina aparecem subordinadamente. Concentrações lenticulares de sericita com granulometria variável de 0,25mm a 0,60mm, intercalam-se com faixas constituidas por sericita-quartzo-clorita-opacos, com granulometria afanítica criptocristalina a microcristalina. A sericita apresenta recristalização para muscovita quando concentrada em lentes e os minerais opacos (magnetita hematitizada) ocorrem disseminado e impregnado as concentrações de sericita.

Este grupo culmina com uma sequência com aproximadamente 540 metros de espessura, composta por metarenitos finos a médios, amarelados, comumente friáveis devido ao intemperismo, com estratos cruzados de pequeno a médio porte. Apresenta para as partes basais uma granulometria mais grosseira a conglomerática fina, cujo arredondamento dos grãos atribui a rocha um aspecto sacaroidal. Ai ocorrem intercalações de níveis filitosos. Veios de quartzo leitoso seccionam a rocha, muitos deles seguindo a direção N30°W. A rocha também é afetada por uma foliação cataclástica, com mergulho forte (75°/SW), contrário ao mergulho da estratificação (10°-20°/NE).

6.5.2.3 Grupo Chapada Diamantina (Lavras)

Formação Tombador

O Grupo Chapada Diamantina (Lavras) é representado na área pela Formação Tombador.

A Formação Tombador foi inicialmente descrita por Branner (1910) como arenito Tombador na estrada entre Jacobina e Caatinga do Moura.

Na área do projeto, estas rochas ocorrem nas folhas de Contendas do Sincorá (SD.24-V-C-V) e Tanhaçu (SD.24-Y

A-II), formando uma ampla estrutura braquisinclinorial. Morfologicamente, encontram-se caracterizadas por um relevo de cristas elevadas, bordejadas por abruptas escarpas e tabuleiros, com altitudes da ordem de 800 a 1.000 metros. Repousam concordantemente sobre os metarenitos do Grupo Paraguaçu e acham-se sobrepostos discordantemente pelas litologias do Grupo Una. Possuem uma espessura aproximada de 700 metros, compostas por quartzitos, algumas variações de facies para metarenitos e metaconglomerados.

Em escala macroscópica, apresentam-se com coloração primária esbranquiçada, com variações para amarelada a avermelhada, devido a impregnação por óxido de ferro. A granulometria é media de um modo geral, mas em muitos pontos, notadamente para as partes superiores, torna-se grossa a até conglomerática fina. Os grãos de quartzo possuem bom arredondamento e média esfericidade, porém a seleção granulométrica é regular a baixa. A classificação é regular devido a presença de grãos de feldspatos e material argiloso associado. Apresentam estruturas sedimentares como marcas de onda e estratos cruzados. São recortadas por veios de quartzo leitoso, sendo afetadas por uma foliação cataclástica, mergulhando fortemente e em sentido contrário a estratificação.

Do ponto de vista petrográfico, as rochas apresentam uma textura blastopsamítica, granulação média, constituídas dominantemente por grãos de quartzo envolvidos por matriz sericítica tingida de marrom pelo óxido de ferro. Os grãos de quartzo são subarredondados e arredondados, apresentam bastante inclusões e estão cimentados por crescimento autigênico de quartzo. Exibem uma certa foliação imprimida pela orientação dimensional preferida dos cristais alongados. A despeito de

sua boa seleção, mostram a presença de fragmentos de sílex e como acessórios ocorre ainda zircão, turmalina e opacos.

6.6 Intrusivas Básicas (diques)

Estas rochas ocorrem muito raramente na área sob a forma de pequenos corpos preenchendo fraturas e/ou falhas, comumente segundo as direções NE e NW, e mais raramente, N-S.

Seccionam indistintamente litologias arqueanas e rochas de cobertura do domínio geotectônico da Chapada Diamantina, porém não afetam as litologias do Super Grupo São Francisco, dai ser atribuido que este evento magmático foi gerado a aproximadamente 1.200 m.a.

Petrograficamente, estas rochas são constituidas predominantemente de labradorita (50-61%) e augita (25-42%), a exemplo das amostras JB-04, 102, 249, 407; CL-73; AR-274; RX-50 e CG-31. Existem casos em que essas rochas acham-se totalmente alteradas por retrometamorfismo, e nestes casos, a exemplo da amostra RB-222, ocorrem abundante formação de epidoto (30%), clorita (12%) e hornblenda (25%), resultantes das transformações do plagioclásio e do piroxênio, que reduzem consideravelmente suas proporções nas paragêneses finais a até 20 e 25%, respectivamente.

Estas rochas encontram-se em sua maior parte afetadas por processos hidrotermais, dentro de condições PT do campo de metamorfismo de baixo a até médio grau. Estes processos envolvem transformação do plagioclásio para saussurita, com neoformação de uma massa de sericita-epidoto-carbonatos. O piroxênio altera-se normalmente para anfibólio-clorita-biotita-opacos. Entre os opacos, estão presentes pirita, magnetita intercrescida com ilmenita, esta última em grande parte -

leucoxenizada. Diagnosticou-se, também, em algumas rochas a presença de pumpellita e prehnita (CG-31), cuja formação é indicativa de condições de muito baixo grau de metamorfismo em fase hidrotermal, sob pressão de água muito elevada. Também na região de Ubiraçaba, diagnosticou-se a presença de granada em algumas amostras (JB-04 e JB-407), o que indica metamorfismo de médio grau.

6.7 Super Grupo São Francisco

Grupo Una

Este grupo é representado na área por duas formações: Bebedouro, que constitui a base e Salitre, o topo. A Fig 32 mostra a distribuição superficial desse grupo, com pontos de controle petrográfico.

6.7.1 Formação Bebedouro

Na área abrangida pelo projeto, estas rochas situam-se a sudeste da folha de Contendas do Sincorá (SD.24-V-C-V) e nordeste da folha Tanhaçu (SD. 24-Y-A-II). Apresentam um relevo irregular com altitudes da ordem de 450 metros, estando bastante erodido, em virtude da incompetência das litologias, constatando, entretanto, espessuras de até 300 metros. Encontram-se sobrepostas tanto ao Complexo Migmático-Plutônico, conforme é observado na folha de Tanhaçu, como a Formação Tombador na folha de Contendas do Sincorá. Seu limite superior é feito com os calcários da Formação Salitre.

A Formação Bebedouro é representada por uma sequência metassedimentar incluindo clásticos grosseiros a finos. A base desta unidade é marcada pela presença de níveis

de metaconglomerados com bancos de metarcósios. Os metaconglomerados são polimictos, apresentando uma matriz arcosiana, às vezes de natureza pelítica que engloba seixos arredondados de composição variável, sendo os mais frequentes os de quartzo , quartzito e rochas quartzo-feldspáticas geralmente decompostas. A FOTO 55 mostra uma exposição deste metaconglomerado.

Alguns bancos de metarcósios e por vezes metaremitos aparecem intercalados com estes metaconglomerados. Apresentam geralmente cores cinza a amarelada, são impuros e contém fragmentos de rochas, sendo sempre friáveis.

A parte superior desta formação está representada por uma série de intercalações de metassiltitos e ardósias. Os metassiltitos mostram uma coloração verde escuro, granulometria fina e uma foliação cataclástica bem desenvolvida em certos locais. A análise petrográfica revela que a mesma é constituida por grãos maiores de quartzo e mais raramente feldspatos e calcita, imersos em uma matriz de granulometria afanítica. Esta matriz é composta por clorita, pontuações de opacos, sericita e quartzo, além de raros grãos de zircão arredondado.

As ardósias possuem cor verde escuro, às vezes fracamente calcífera, sendo formadas principalmente por clorita, sericita e quartzo. São observados alguns seixos distribuidos dispersamente, como também são notáveis a presença de alguns níveis ricos em pirita ocorrendo em cristais. Estas ardósias predominam na parte mais superior desta unidade, fazendo contato com os calcários sobrejacentes.

6.7.2 Formação Salitre

As primeiras citações sobre os calcários expostos no vale do rio Salitre foram feitas por BRANNER (1919).

Na área mapeada pelo projeto esta formação ocorre na folha de Contendas do Sincorá, mais precisamente em Ituaçu, e na folha de Tanhaçu. Constitui a parte central da estrutura braquisinclinorial. A morfologia representativa desta formação caracteriza-se por ser suave, contendo alguns morros residuais que formam pequenas mesetas resultantes da erosão cárstica. A rede de drenagem é escassa e representada por alguns rios superficiais, enquanto outros tem percursos subterrâneos, devido a solubilidade dos terrenos calcários. Estas rochas repousam discordantemente sobre os metassedimentos da Formação Bebedouro ou da Formação Tombador.

Trata-se de uma sequência essencialmente carbonática representada por calcários de coloração cinza, com alguns níveis brancos e róseos, microcristalinos. São bem estratificados, apresentando alternadamente níveis laminados e maciços, com espessuras variáveis desde centimetros a até 50 metros. Frequentemente, ocorrem segregações silicosas intercaladas nos planos de estratigraficação.

O estudo petrográfico mostra uma granulação extremamente fina, constituida essencialmente por micrita com incipiente recristalização. A fração terrígena está representada por micro cristais angulares de quartzo. Feições diagenéticas são evidenciadas pelos efeitos de fraca recristalização, e a presença de cristais de pirita.

Algumas variações faciológicas para dolomitos foram registrados no âmbito desta sequência carbonática.

Pode-se de um modo geral dizer que a estruturação regional é quase horizontal, perturbada somente por pequenas falhas de acomodação, de ocorrência bastante restrita.

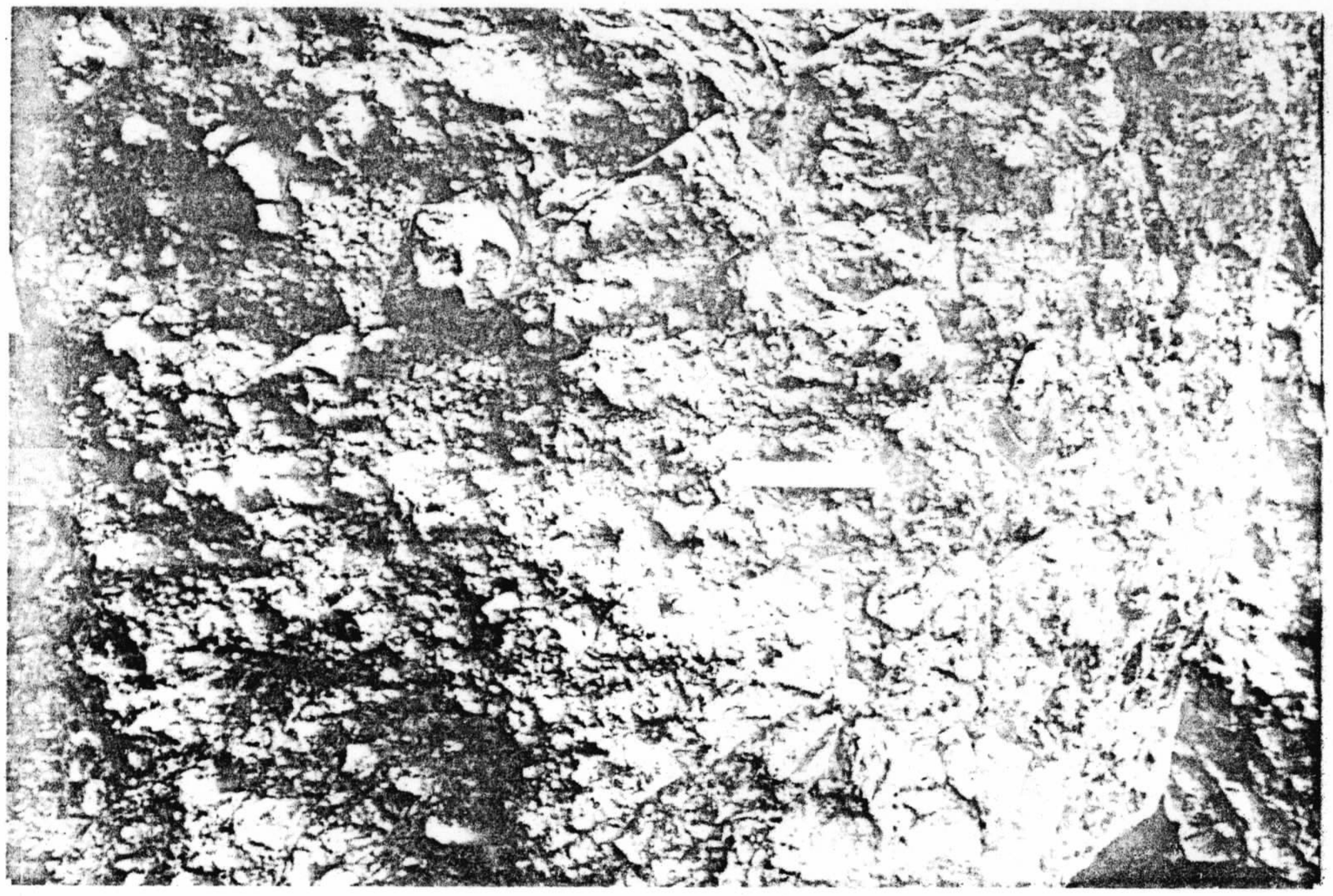


FOTO 55 - RB - 133 - Folha de Tanhaçu - Aspecto do metaconglomerado basal da Formação Bebedouro exibindo a distribuição, tamanho e arredondamento dos seixos imersos na matriz cinza esverdeada, de natureza arcosiana.

O ambiente de deposição é marinho de águas rasas e temperatura amena. São conhecidos na literatura geológica a presença de estromatólitos relacionados aos calcários da bacia de Irecê (Pedreira et alii, 1975)dos quais são cronocorrelatos.

6.8 Unidades Cenozóicas

As unidades cenozóicas compreendem os sedimentos quaternários, representados pelas aluviões e depósitos de tálus e sedimentos de idade terciário-quaternária, abrangendo outros depósitos de talus e detríticos relacionados aos ciclos de erosão Sul-Americana, Soledade e Velhas.

6.8.1 Depósitos Terciário-Quaternários

Os depósitos relacionados às superficies de aplainamento são os mais importantes sedimentos formados no Terciário. Na impossibilidade de separá-los de outros de idade quaternária, devido ao desgaste contínuo e progressivo do relevo, foram juntamente com estes reunidos dentro da terminologia "TQ" e diferenciados com as letras índices d_1, d_2 e d_3 como representativos dos diversos ciclos erosivos atuantes.

Aqueles definidos como TQd_1 ocorrem forrando superfícies com altitudes médias em torno dos 1.100 metros e que segundo King (op.cit.) são relacionados à ação do ciclo de erosão Sul-Americano. São observados nos altiplanos da serra do Espinhaço, na região montanhosa a leste de Maniaçu, na serra das Éguas e ainda nas serras de Ibitira, Rio de Contas e Ituaçu. Nessas regiões estes depósitos são representados por material areno-argiloso, localmente portando níveis conglomeráticos, parcial ou totalmente cimentados por sílica,com enriquecimento em ferro e/ou manganês. Na parte norte e sul da serra das Éguas e a SW de Ibitira, formam-se espessas cama

das (em torno de 50 metros) de material chertoso com enriquecimento em ferro, no topo de complexos ultrabásicos, notando-se ainda preservados no âmago desses depósitos o sistema de juntas principais verticalizadas ou levemente inclinadas em relação a vertical. Essas juntas foram provavelmente os meios do acesso dos agentes intempéricos que atuaram continuamente sob condições climáticas favoráveis, conduzindo a rocha a um acentuado grau de intemperização e enriquecimento secundário em sílica e ferro.

Outros depósitos relacionados à ação de ciclos de erosão ocorrem na região de Caculé, com altitude média em torno de 700 metros e na região de Lagoa Real, Brumado e Boa Sentença, com altitude média em torno de 550 metros, sendo relacionados, os primeiros, à ação do ciclo erosivo Soledade - (TQd_2) e o segundo, à ação do ciclo de erosão Velhas (TQd_3).

Esses depósitos são bem conhecidos na região que bordeja o lado ocidental da serra do Rio de Contas, formando - uma extensa área receptáculo de sedimentos inconsolidados, calcíferos, com baixo teor em magnésio e sílica. Estes depósitos, cuja espessura máxima pode atingir os 10 metros, estão sobrejacentes às rochas gnáissicas e anfibolíticas do Complexo Brumado-Urandi, em elevado grau de saprolitização. São de natureza elúvio-coluvionar e comumente apresentam um ou mais níveis conglomeráticos inconsolidados que variam desde centímetros a até metros, sendo que no bordo da serra do Rio de Contas estes níveis tornam-se mais espessos e se confundem em um material coluvionar mal selecionado e friável.

Também a leste de Brumado, nas baixadas circunvizinhas a serra das Frangas, formam-se grandes áreas receptáculos desses depósitos elúvio-coluvionares, endurecidos e algo

ferruginosos, portando juntas horizontais de compactação, nas quais desenvolvem crosta silicosa.

Também pelo bordo leste da serra do Espinhaço, próximo e a SSE de Caetité, formaram-se depósitos coluviona - res algo diagenisados, textura conglomerática, ao longo das encostas de serrotes quartzíticos.

6.8.2 Depósitos Quaternários

Depósitos tipicamente quaternários acham-se vinculados à ação erosiva da rede de drenagem, restringindo-se aos leitos e margens dos rios e riachos de maior porte. Também muitos depósitos de tálus foram desenvolvidos durante o Qua - ternário, devido a fatores ligados a desagregação mecânica.

O mais expressivo depósito aluvionar mapeado acha-se relacionado à planície de inundação do rio Carnaiba de Dentro, a oeste da vila de Ceraíma e se estendendo pela baixada de Guanambi. As formas de erosão, com o entalhamento de vales profundos, bem como as próprias escarpas de erosão da serra do Espinhaço, estão diretamente relacionadas à formação nessas baixadas, de depósitos aluvionares.

7. PETROQUÍMICA/PETROGÊNESE

7.1 Complexo Migmático-Plutônico

7.1.1 Petroquímica

No capítulo concernente às rochas vinculadas ao referido complexo, anexou-se tabelas onde se relacionam tipos petrográficos de granitoides, diatexitos e metatexitos. Pela inspeção dessas tabelas, pode-se observar que essas rochas apresentam um padrão comum de variação na sua suite composicional. Objetivando obter-se uma melhor visualização dessas suites, assim como uma explicação para a ocorrência de um fator de variação na sua composição, elaborou-se os gráficos triangulares das Figs. 34 a.b.

O gráfico superior (Fig. 34 a.) situa amostras de rochas migmáticas "homophanous" e heterogêneas. No vértice superior indica-se o somatório de quartzo + K-feldspato + plagioclásios (anortita < 30); no vértice inferior esquerdo, o somatório dos componentes máficos e no vértice inferior direito o total de plagioclásios (anortita > 30). Verifica-se que a suite migmática dominantemente calco-sódica varia desde componentes de composição andesinítica até a composição granítica, todos portando plagioclásio andesínico. A suite de afinidade dominantemente sódico-potássica concentra-se próximo ao vértice superior do diagrama, mostrando uma variabilidade composicional em função da relação K Feldspato/plagioclásio (An < 30) e da proporção em minerais ferromagnesianos.

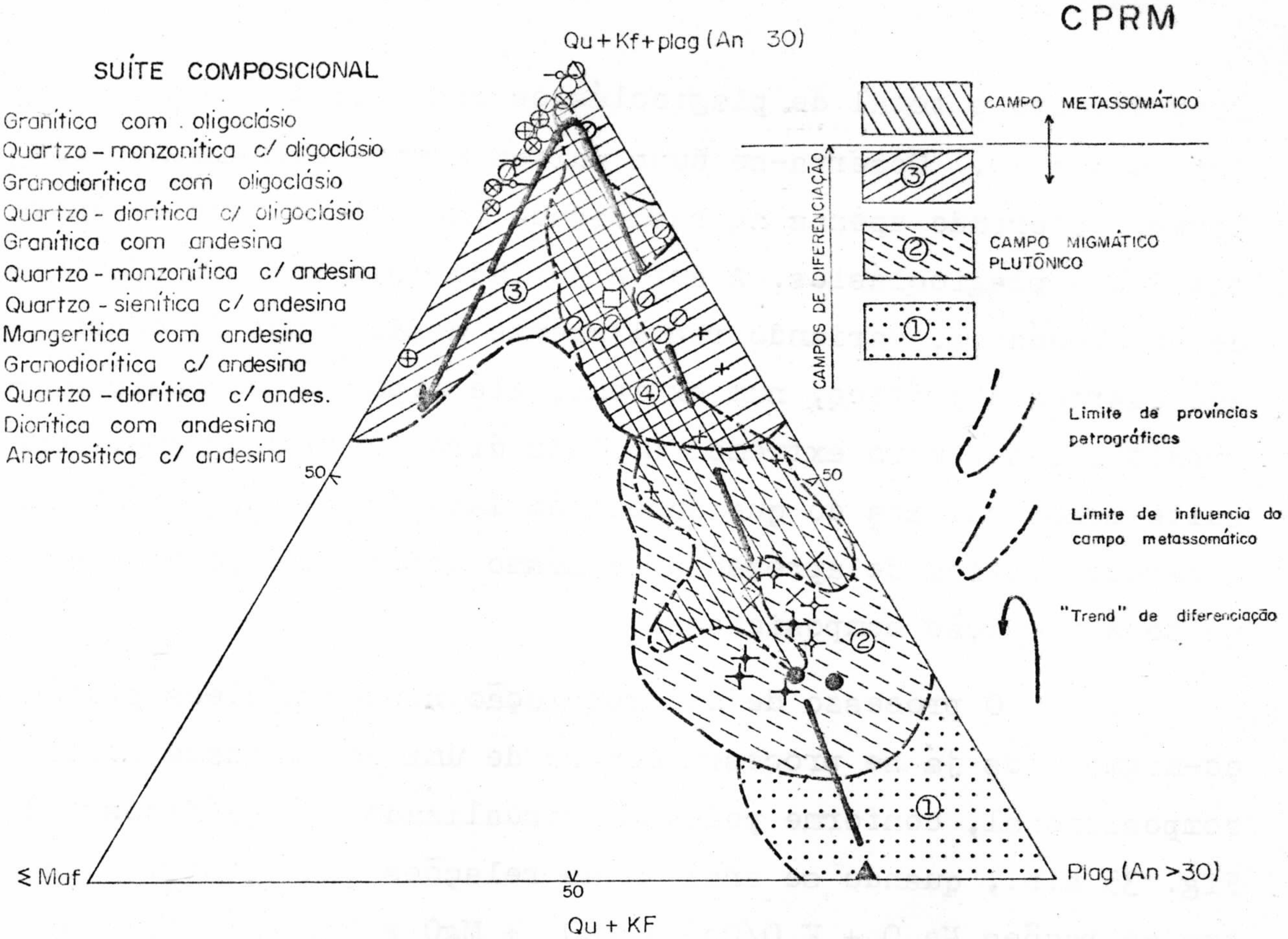
O gráfico inferior (Fig. 34 b.) situa amostras de granitoides da área. No vértice superior indica-se o somatório de quartzo + K-feldspatos; no vértice inferior esquerdo o somatório dos componentes máficos (ferromagnesianos) e de plagioclásios com teor de anortita maior do que 30 e no vértice infe

(a) Complexo Migmático–Plutônico
Unidades dtx – mtx

CPRM

SUÍTE COMPOSICIONAL

- ○ Granítica com . oligoclásio
- —o— Quartzo – monzonítica c/ oligoclásio
- ⊗ Granodiorítica com oligoclásio
- ⊕ Quartzo - diorítica c/ oligoclásio
- ⊘ Granítica com andesina
- □ Quartzo - monzonítica c/ andesina
- + Quartzo - sienítica c/ andesina
- ✧ Mangerítica com andesina
- × Granodiorítica c/ andesina
- ✧ Quartzo – diorítica c/ andes.
- ● Diorítica com andesina
- ▲ Anortosítica c/ andesina



(b) Complexo Migmático–Plutônico
Unidade : gr

I, II, III e IV – campos de diferenciação plutônico–posmigmática.

I_1, II_1, III_1 e IV_1 – campos de diferenciação plutônico–sinmigmática

Mostra correspondência de suítes composicionais similares com diferenças no teor de anortita do plagioclásio

Influência do campo metassomático

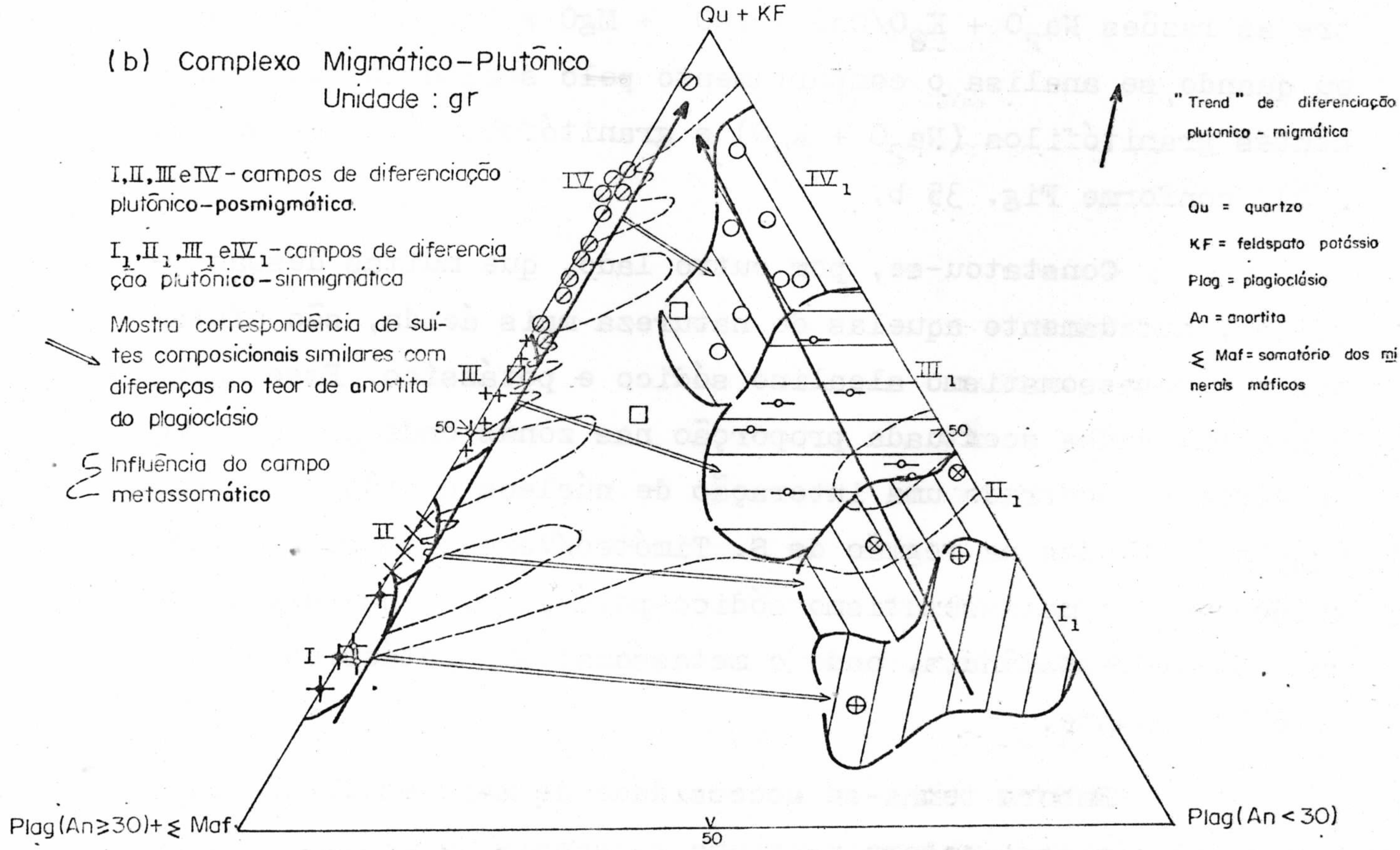


FIGURA 34 a b – Relações quantitativas das suítes plutônico – migmáticas, obtidas mediante análise modal. Em (a), análise da unidade "dtx-mtx"; em (b), análise da unidade "gr."

rior direito o total de plagioclásios com teor de anortita menor do que 30. Observa-se duas suites composicionalmente similares, diferindo apenas na basicidade (medido no teor de anortita) dos plagioclásios. A suite do lado esquerdo tem afinidade calco-sódica, variando regularmente desde tipos de composição quartzo-diorítica, num extremo, até tipos de composição granítica, no outro extremo. Do lado direito do diagrama, uma suite menos cálcica do que aquela do lado esquerdo, porém com a característica de apresentar o mesmo comportamento com respeito a variação composicional.

O processo de diferenciação nesses núcleos plutônico-migmáticos já se processa dentro de uma determinada suite composicional, conforme pode ser visualizado nos gráficos da Fig. 35 a.b., quando se analisa as relações quantitativas entre as razões $Na_2O + K_2O/CaO + FeO + MgO$ e Na_2O/CaO (Fig.35a.) ou quando se analisa o comportamento pelo somatório dos componentes granitófilos ($Na_2O + K_2O$) e granitófobos ($CaO + MgO + FeO$), conforme Fig. 35 b.

Constatou-se, por outro lado, que muitas dessas suites, notadamente aquelas de natureza mais ácida, são afetadas por metassomatismo alcalino sódico e potássico. Esse metassomatismo ganha acentuada proporção nas zonas onde provavelmente deve ter ocorrido uma interação de núcleos cratônicos, como aquelas situadas na região de S. Timóteo/Vereda do Cais, com evidências de metassomatismo sódico-potássico, e na região de Umburanas/Cristalândia, onde o metassomatismo potássico é largamente atuante.

Embora tenha-se necessidade de maiores detalhamentos petroquímicos, observou-se uma tendência de uma zonação tanto estrutural quanto composicional, do centro para a periferia

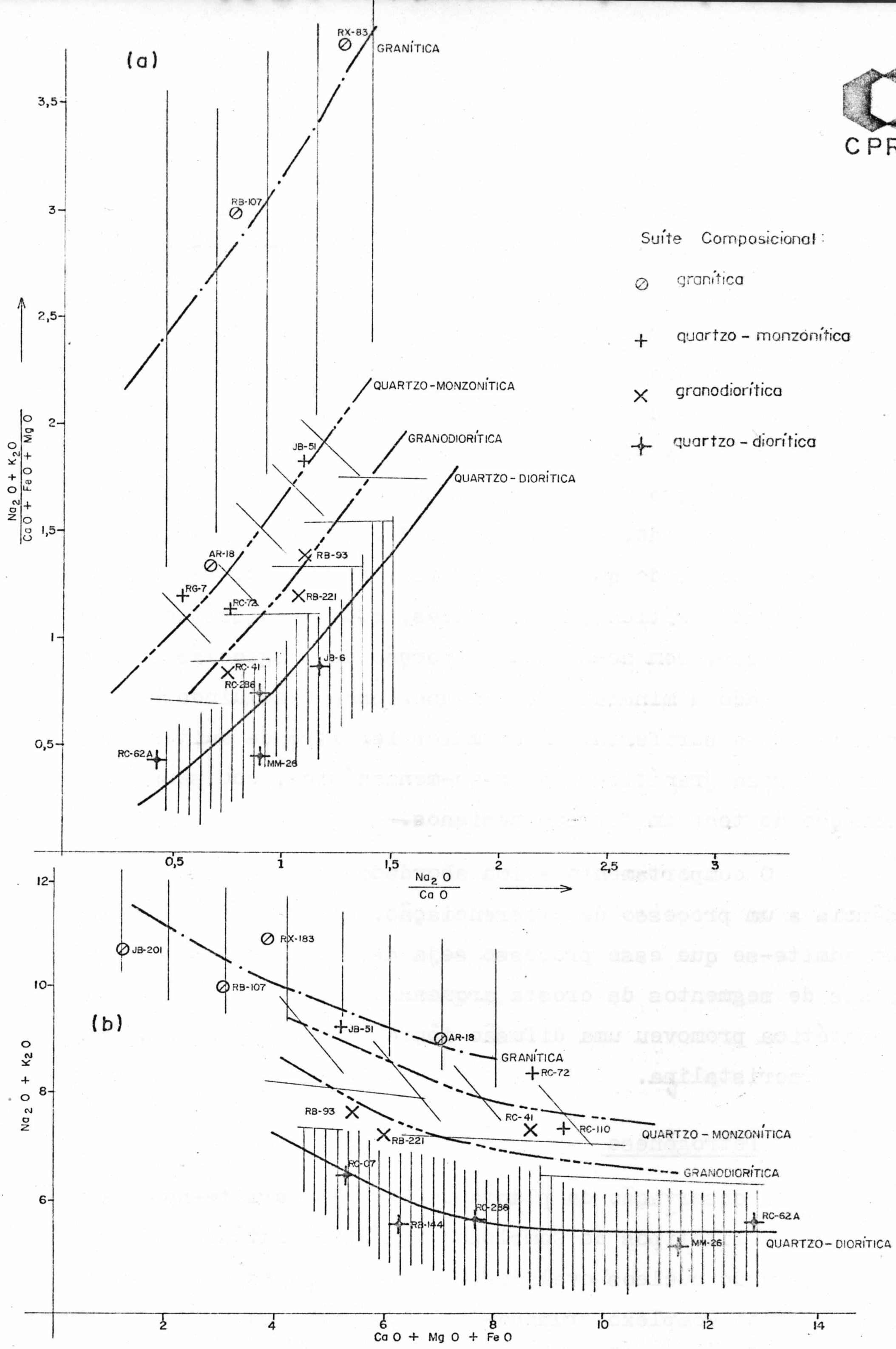


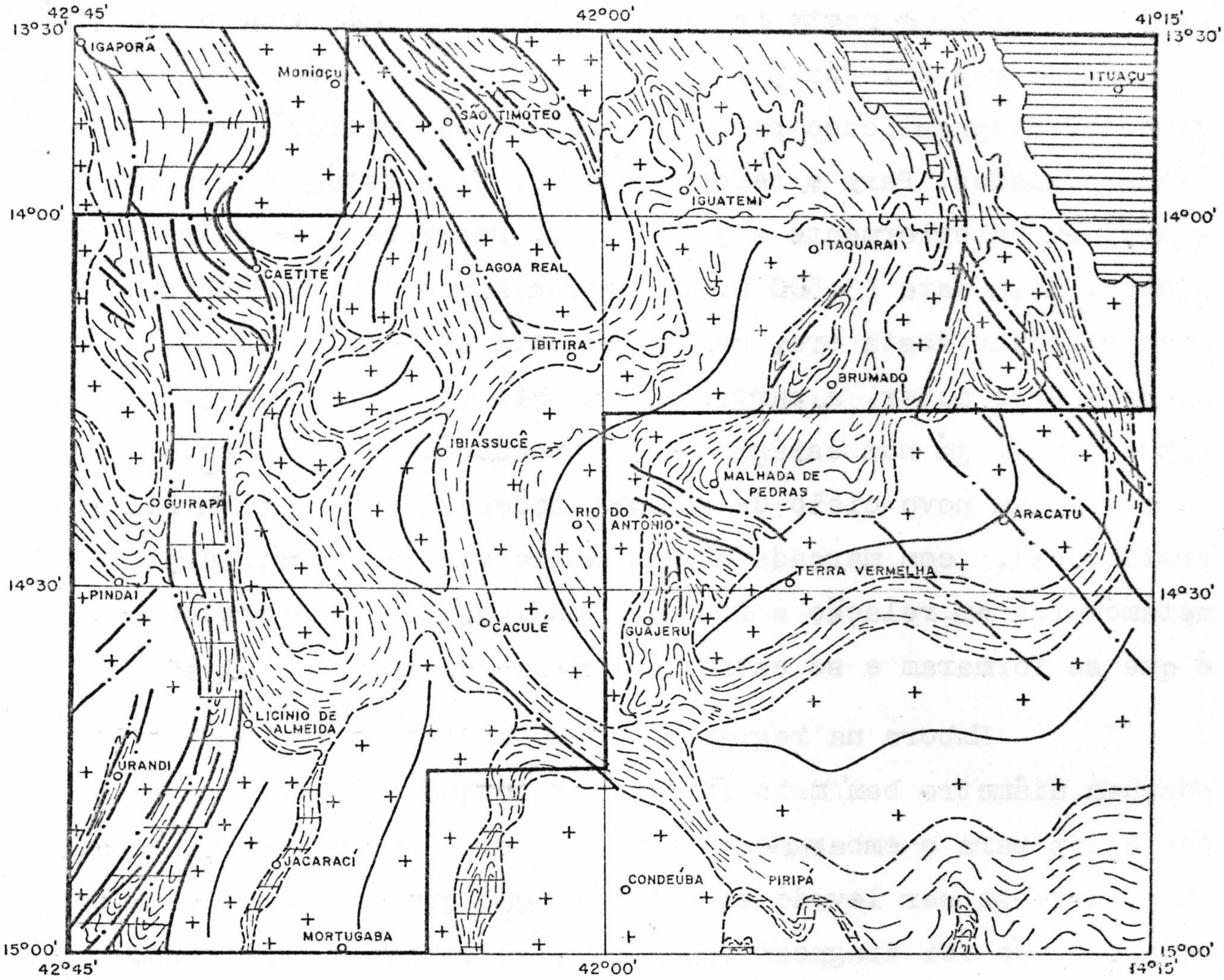
FIGURA 35 — Relações quantitativas do Complexo Migmático - Plutônico, obtidas mediante análise modal. Em **(a)**, relações $Na_2O + K_2O / CaO + FeO + MgO$ contra Na_2O / CaO; em **(b)**, relações entre $CaO + MgO + FeO$ e $Na_2O + K_2O$.

dos domos migmáticos. Os centros, do ponto de vista de estruturação migmática, são mais homogêneos, com estruturas possivelmente formadas anteriormente a principal fase de deformação, ao passo que para a periferia dos núcleos existe uma maior dominância de estruturas provavelmente formadas contemporâneamente a principal fase de deformação (estruturas sinmigmáticas), onde são visíveis os efeitos de "shearing " e de movimentos de rotação. Com respeito a variação composicional, observou-se uma certa tendência de, para o centro dos núcleos, a composição ser mais básica do que na periferia; no centro, registrou-se suites granodioríticas, tonalíticas, quartzo-dioríticas ou mesmo dioríticas, com acentuada proporção de plagioclásio andesínico associado a minerais ferromagnesianos (incluindo hornblenda); para a periferia, há um maior registro de suites ácidas de natureza granítica e quartzo-monzonítica, com sensível diminuição do teor em ferromagnesianos.

O comportamento acima abordado parece indicar uma tendência a um processo de diferenciação. Como hipótese de trabalho admite-se que esse processo seja devido a abatimentos crustais de segmentos da crosta arqueana, onde o estágio de fusão anatética promoveu uma difusão iônica intercristalina, ou mesmo intracristalina.

7.1.2 Petrogênese

A observação da planta da Fig. 36 permite-nos observar que os litotipos do Complexo Migmático-Plutônico estruturam-se segundo núcleos ovalados, cujo arranjo estrutural com os litotipos do Complexo Brumado-Urandi, parece sugerir um padrão de mobilidade contínua e progressiva na época em que os mesmos foram individualizados, sem a formação de grandes arcabouços tectônicos rígidos. Esta estruturação aproxima-se bas -



ESCALA APROX. 1:1.000.000

COBERTURA

Domínio da Serra do Espinhaço

Domínio da Chapada Diamantina

ARQUEANO

Metamorfitos (inter - oval)

Ovais migmaticos - plutônicos

Lineamento estrutural

Falhas

Limite aproximado dos ovais

Eixo maior do oval

Figura 36 — Esboço geotectônico na área do projeto e adjacências

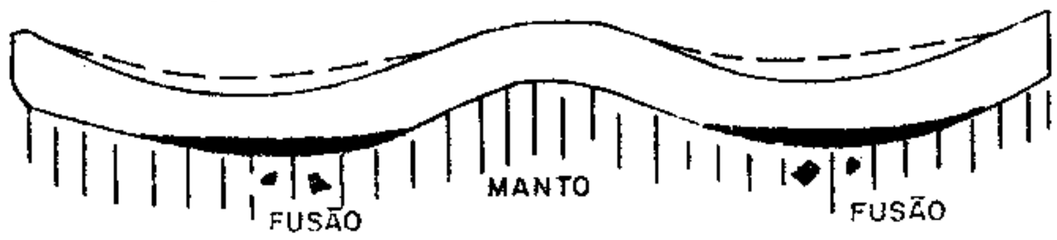
tante daquela concebida por Salop (1977) para as rochas arquea nas do hemisfério norte (esquema da Fig. 37 a), onde a era arqueana é caracterizada por um estágio permóvel no seu desenvolvimento, diagnosticado por um padrão de estruturação em núcleos ovalados. Para o referido autor, esse estágio permóvel desenvolveu anteriormente a 3.500 m.a., representando a Era Arqueana. Essa data (3.500 m.a.) representa o limite geocronológico superior desta era, correspondente ao Eon Criptozoico. Ainda para esse autor, à partir desta data (intervalo de 3.500 a 2.600 m.a.), já num estágio de cratonização mais avançado, deu se início um novo ciclo de sedimentação-vulcanismo (Era Paleoprotozoica), com marcada discordância erosiva, estrutural e metamórfica em relação a Era Arqueana. Na Era Paleoprotozoica é que se formaram e se estruturaram os "greenstone belts".

Embora na região em foco, as estruturas em ovais possuam diâmetro bem mais inferiores do que aquelas concebidas por Salop para o embasamento do hemisfério norte (100 km em média), deve-se ser levado em consideração que nesta região o padrão ovalado foi diagnosticado por aerogeofísica, não tendo o referido autor abordado sobre a estruturação interna das ovais. Sob esse aspecto, e considerando as similaridades com os padrões citados por Salop para os terrenos arqueanos, notadamente no que diz respeito a organização estrutural e ao grau de metamorfismo, reforçado pela ausência de níveis conglomeráticos balizando discordâncias erosivas dos metamorfitos (zonas inter-ovais) com os terrenos migmático-plutônicos, admite-se aqui um padrão comum de evolução para os complexos Migmático - Plutônico (ovais) e Brumado-Urandi (inter-ovais), muito embora conceba-se que esta hipótese careça ainda de maiores investigações, inclusive de ordem geocronológica.

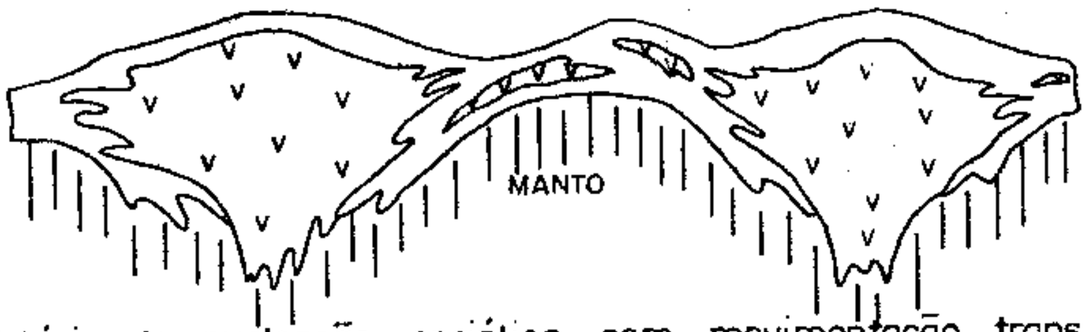
Numa tentativa de explicar a evolução do Complexo

(a)

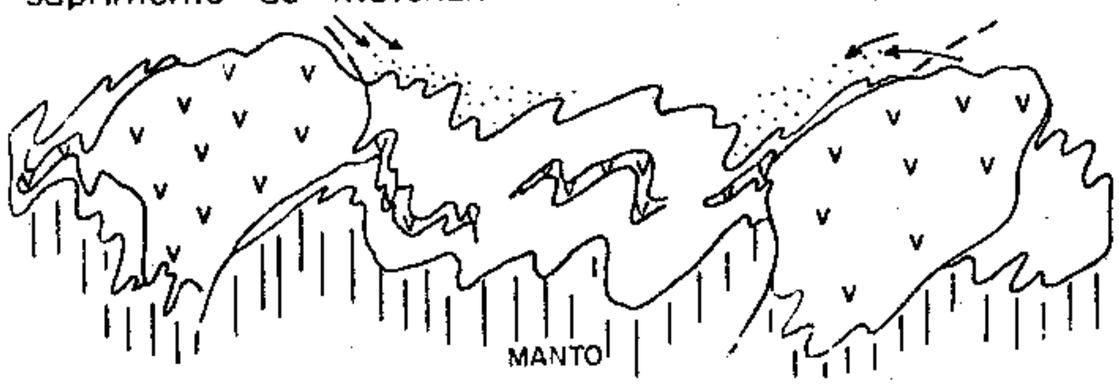
1.- Estágio inicial (proto-oceano) — abatimentos crustais — — fusão de segmentos subsidentes.



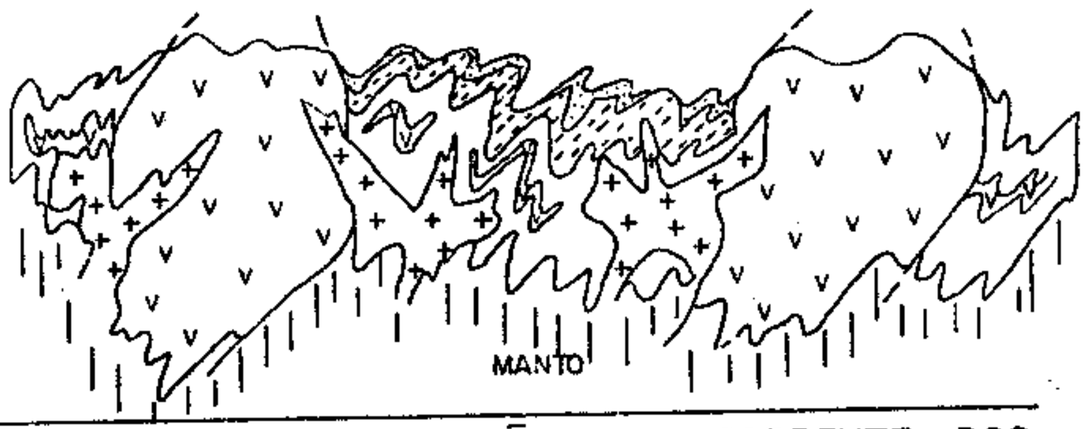
2.- Estágio migmático parautóctono — plutonismo inicial — — arteritização da crosta oceânica.

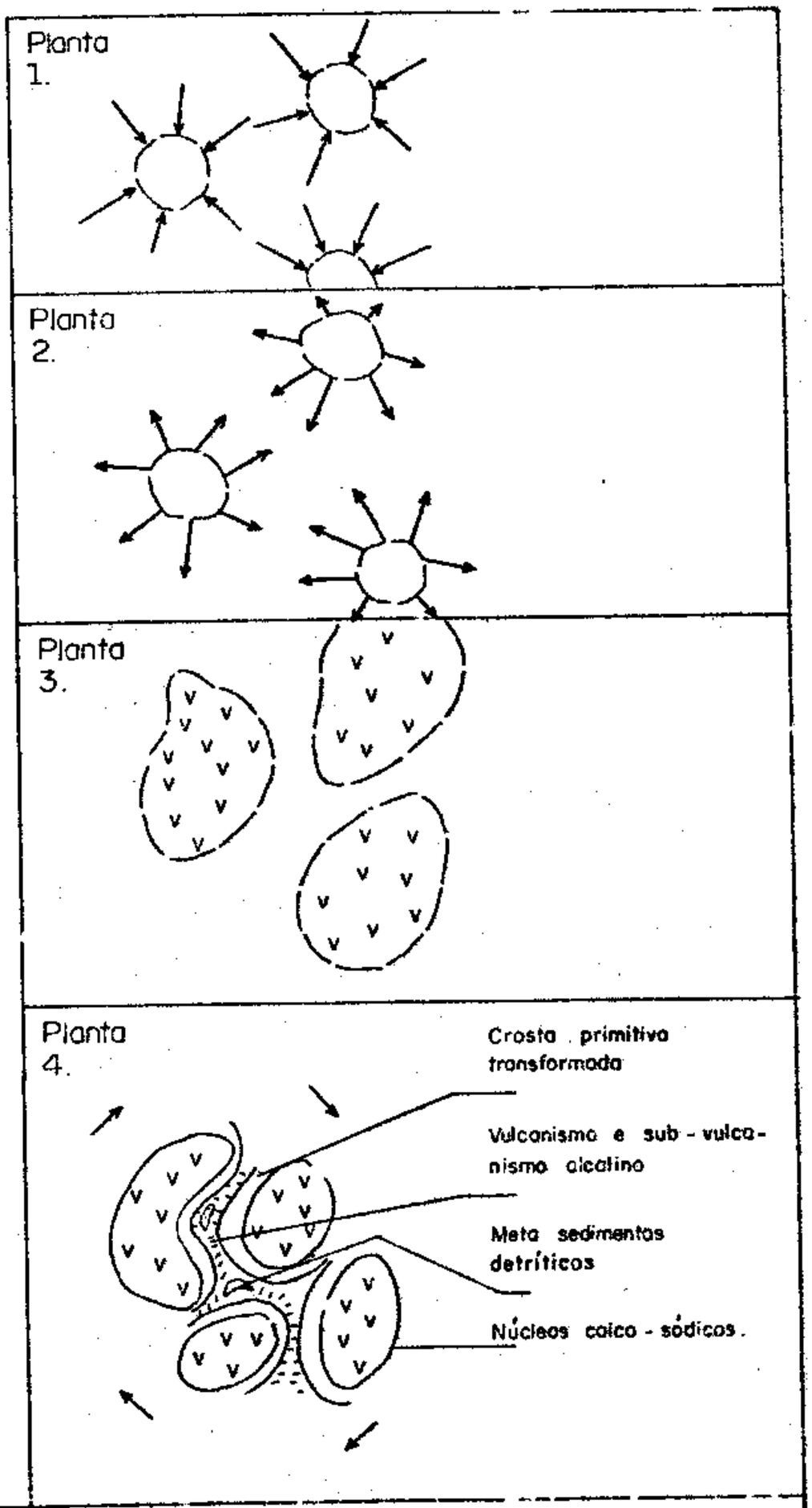


3.- Estágio de nucleação ensiálica com movimentação transcorrente — ascenção superficial dos domos migmáticos — — suprimento de materiais detríticos.



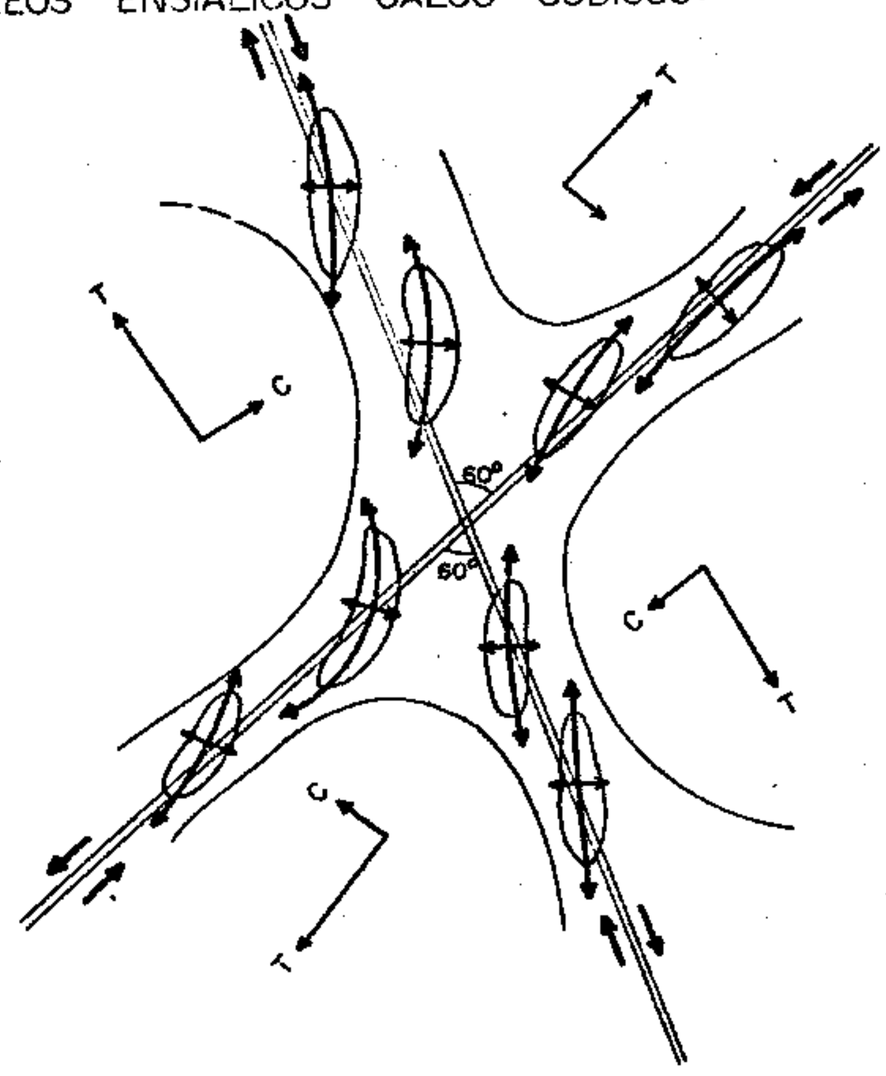
4.- Orogênese final — subvulcanismo alcalino a sub-alcalino. Eventos granitizantes. Metassom. potássico





ESQUEMA DA MOVIMENTAÇÃO TRANSCORRENTE DOS NÚCLEOS ENSIÁLICOS CALCO-SÓDICOS.

(b)



Estrutura arqueana em ovais no embasamento da plataforma oriental da Europa, seg L.J. Sclop (1977).

(c)

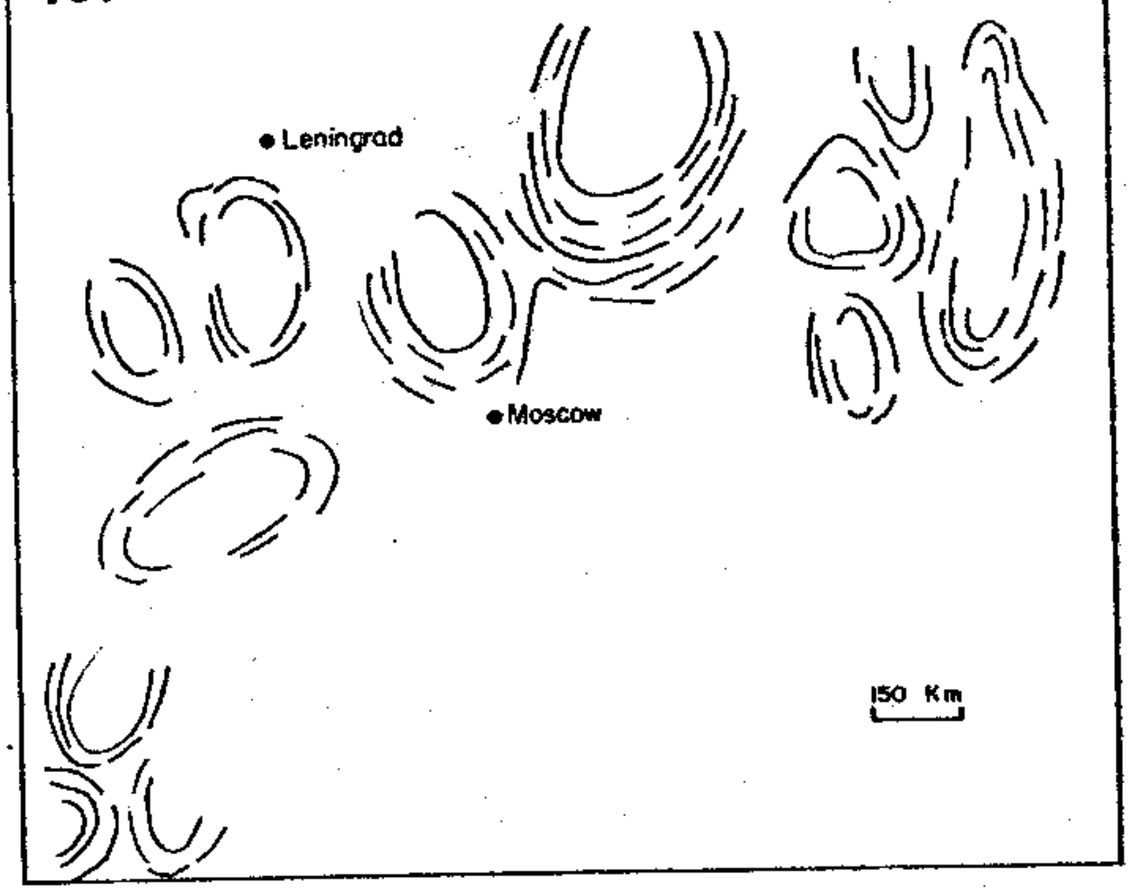


FIGURA 37 — Modelo esquemático de evolução da crosta arqueana, em parte adoptado de Glikson (1972).

Migmático-Plutônico, concebe-se aqui as seguintes etapas no - seu desenvolvimento, abordadas de maneira simplificada na Fig. 37.

1) No estágio inicial admite-se abatimentos crustais de segmentos da crosta arquena, já sob a influência de um proto-oceano. Nesse estágio pode ocorrer alguma sedimenta - ção de produtos químicos (carbonatos a exalitos ferruginosos ou silicosos), ou pelitos derivados da erosão de altos da crosta oceânica. Parcial fusão da parte mais inferior dos segmen - tos subsidentes (de acordo com Glickson, 1972).

2) Como resultado da fusão parcial, tem-se início o desenvolvimento de um processo de individualização de núcleos migmáticos (paleo-núcleos), de natureza calco-sódica. Dentro de um ambiente energético bastante acentuado da crosta arqueana, começa a ocorrer uma ascenção diapírica lenta mais progressiva desses núcleos calco-sódicos, num estágio ainda híbrido. Na sua ascenção diapírica, os núcleos começam a arquear a crosta oceânica, deformando-a e injetando-a de materiais granitizantes até transforma-la parcialmente numa crosta arteritizada. Durante a ascenção desses domos eles tendem a adquirir um formato de gota, com a raiz estrangulada a medida que se aproxima do manto.

3) Ainda no estágio permóvel e com grande parte dos núcleos ainda não emersos, começam a ocorrer, sob a influência de elevados gradientes térmicos e de densidade, movimentação - dos paleo-núcleos que, sob a inflência de um campo tensional de forças, transladam em sentidos contrários (Fig. 37 b.), gerando como consequência movimentos tangenciais de natureza transcorrente, que chegam inclusive a afetar a parte interna - das ovais (vide aerofoto 2). O atrito gerado na periferia das

CPRM

AEROFOTO 2 — ESCALA 1: 108.000

ÁREA SITUADA EM IBITIRA

QUATERNÁRIO

d_3	

COMPLEXO BRUMADO — URANDI

dmm	Dolomitos e/ou mármores
qt	Quartzitos
mbub	Metabasitos e/ou metaultrabasitos
bhgn	Biotita — hornblenda gnaisses

ASSOCIAÇÃO MIGMÁTICA PLUTÔNICA

gngr	Granitóides gnaissicos
dtx	Diatexitos

ovais é suficiente para elevar o fluxo térmico do meio e promover a formação de granolitos. Nas zonas inter-ovais, os fenômenos de arraste foram bastante atuantes, provocando o desenvolvimento, sob a influência da temperatura, pressão de água e CO_2, de processos cataclásticos, diaftoréticos e cristaloblásticos, atuantes em fases independentes ou conjugadas. Nesse estágio é que a crosta oceânica é submetida a profundas modificações texturais e mineralógicas, onde esta incluido o processo de carbonatação. Este estágio avança até a total emersão das ovais migmáticas. Ai tem-se início algum suprimento de detritos provenientes de erosão dos núcleos aflorantes.

4) Orogenia final. O levantamento isostático dessas rochas migmáticas pode provocar acomodações tectônicas de caráter subsidente. Nesse estágio pode ocorrer novo suprimento de material magmático de caráter sub-alcalino a alcalino, cujo evento vulcânico e sub-vulcânico pode estar associado com novo suprimento de materiais detríticos ou produtos de sedimentação vulcanoquímica. Movimentos transcorrentes, agora já numa fase de maior rigidez da crosta, podem ocorrer novamente, reativando antigas suturas ou originando outras; nesse último estágio tem-se também o desenvolvimento de uma tectônica vertical de subida e descida de blocos, como também as primeiras manifestações de granitos potássicos tipicamente intrusivos.

7.2 Complexo Brumado-Urandi

7.2.1 Petroquímica

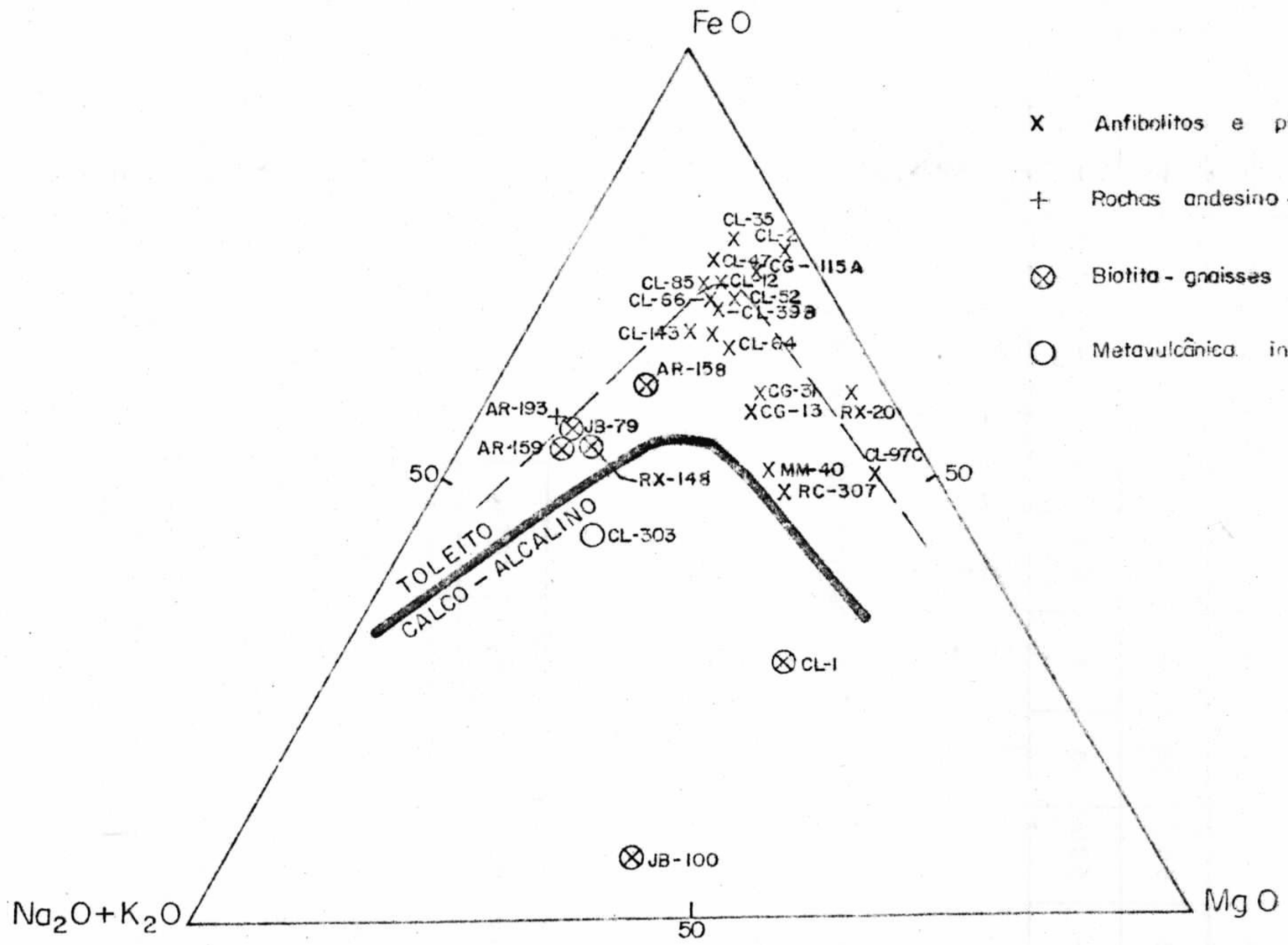
7.2.1.1 Biotita-Hornblenda Gnaisses

Os dados analíticos disponíveis são demasiadamente escassos para o empreendimento de estudos petroquímicos. Análises quantitativas modais de alguns gnaisses permitiram si -

tuá-los no gráfico triangular Fe-MgO-ALK de Irvine e Baragar (1971), que delimita a separação dos campos calco-alcalino e toleítico (Fig. 38 a.). Nota-se que determinados tipos de gnaisses, com percentuais de hornblenda variando de 15 a 20%, e composição oscilável entre diorítica (AR-159), andesino-anortosítica (AR-193) e quartzo-diorítica (JB-79), caem no campo toleítico, parecendo representar uma variação composicional de rochas básicas anfibolíticas. Outros gnaisses com plagioclásio e microclina e composição oscilável entre quartzo-monzonítica e granítica (JB-100, CL-1 e CL-303), situam-se no campo calco-alcalino.

Levando-se em conta que a granitização é um processo já comprovadamente atuante na área em foco e que, a depender de sua intensidade, as rochas básicas adquirem aspecto textural gnáissico pela formação de faixas paralelas ricas em microclina, torna-se provável que grande parte dos gnaisses aqui discutidos, notadamente aqueles enriquecidos em ferromagnesianos (hornblenda e biotita), sejam produtos híbridos de segmentos básicos da crosta arqueana, levados a um estágio de granitização progressiva. A presença de muitos gnaisses dominantemente andesínicos (AR-159, AR-138), parece sugerir a presença de segmentos anortosíticos.

As Tabs. 17a. e 17 b. mostram, respectivamente, dados de análises espectrográficas semi-quantitativas e quantitativas modais dos principais óxidos. Observa-se que os teores de sílica fornecem uma certa basicidade às rochas e a alta percentagem em alumina parece refletir uma certa consanguineidade com basaltos com alta alumina. A razão Na_2O/K_2O muito alta nos tipos não arteritizados é coerente com a de rochas anortosíticas, porém o valor de 0,82% de TiO_2 na amostra AR-193 está próximo aos valores médios para basaltos com alta alumina. O valor de Cr (100 ppm) nesta última amostra parece condizer o caráter magmático da rocha. Com respeito a espectrografia de elementos



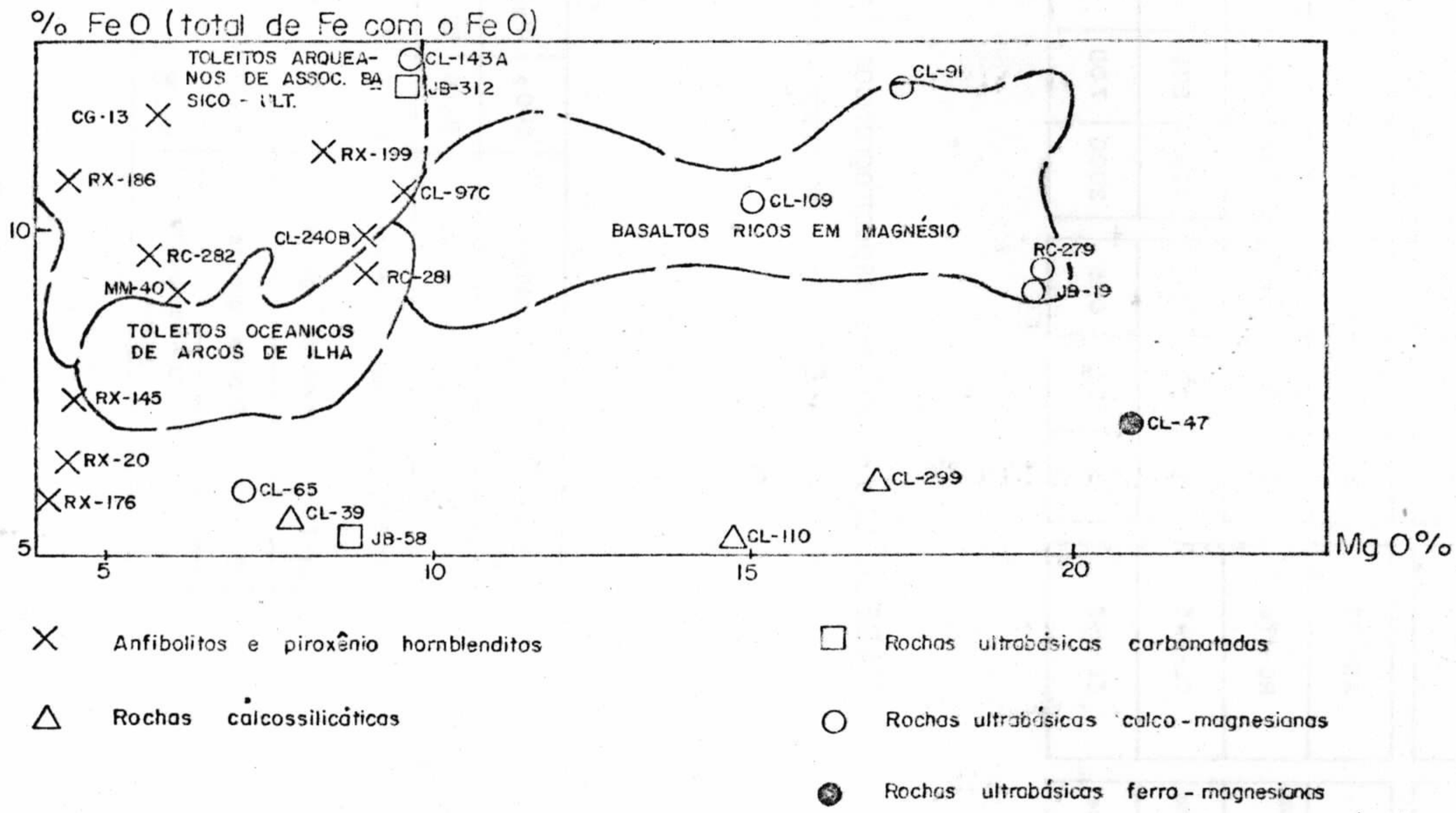
X Anfibolitos e piroxênio hornblenditos

+ Rochas andesino - anortosíticas

⊗ Biotita - gnaisses e biotita - hornblenda gnaisses

○ Metavulcânica intermediária

FIGURA 38 a : Diagrama AFM (seg. Irvine e Baragar, 1971) mostrando a divisão dos campos calco - alcalino e toleítico, para rochas anfibolíticas (toleíticas) e metavulcânicas intermediárias (calco - alcalinas), do Complexo Brumado - Urandi.



X Anfibolitos e piroxênio hornblenditos

△ Rochas calcossilicáticas

□ Rochas ultrabásicas carbonatadas

○ Rochas ultrabásicas calco - magnesianas

● Rochas ultrabásicas ferro - magnesianas

FIGURA 38 b : Relações quantitativas entre Fe O (total de Fe como Fe O) e Mg O para rochas do Complexo Brumado - Urandi, mostrando a distribuição de campos já conhecidos, de acôrdo com dados citados por A. Y. Glikson, 1972.

CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	AMOSTRA	ELEMENTOS MAIORES (%)			ELEMENTOS MENORES (ppm)																
		Fe	Mg	Ca	Ti	Mn	Ag	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Pb	Sr	V	Y	Zn	Zr
Hornblenda gnaisse	AR-193	5	1	1	2000	700	—	10	700	15	100	5	100	—	20	20	150	30	50	—	100
Biotita hornblenda gnaisse	RC-176	3	0,7	1,5	7000	500	—	—	700	10	30	50	60	—	10	—	500	20	—	—	300
Biotita gnaisse	CL-24 B	5	0,2	0,7	7000	500	—	30	2000	10	15	15	500	30	—	30	10	20	300	—	500
Biotita gnaisse	CL-142	3	0,7	0,15	2000	700	—	10	5000	—	—	—	500	10	5	300	—	—	300	—	200

TABELA 17 a – Análises espectrográficas (padrão 30 elementos) da unidade "bhgn" — biotita - hornblenda gnaisse, do Complexo Brumado - Urandi.

CONTROLE	CLASSIFICAÇÃO	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	TiO_2	H_2O	TOTAL
AR-193	Hornblenda gnaisse	50,56	22,74	5,71	5,20	8,65	1,49	4,84	—	0,82	0,36	100,37
AR-159	Hornblenda gnaisse	52,12	21,67	5,39	5,46	7,76	1,83	5,31	—	0,41	0,50	100,45
JB-79	Hornblenda gnaisse	59,71	18,03	5,55	4,98	5,61	1,41	4,72	—	—	0,34	100,35
JB-100	Biotita gnaisse	67,54	16,90	0,37	0,46	3,01	4,25	4,01	1,53	—	0,24	98,31
CL-1	Biotita – hornblenda gnaisse	64,76	13,77	2,61	3,46	2,02	4,66	1,53	6,33	—	0,44	99,58

TABELA 17 b – Análises quantitativas modais da unidade "bhgn" — biotita - hornblenda gnaisse, do Complexo Brumado - Urandi.

traços, o caráter de uma fase hidrotermal é realçada pela presença de altos valores para Ba e Zr, além de concentrações relativamente elevadas para La e Y, em amostras de gnaisses na serra das Éguas e próximo desta, uma das quais acusou uma concentração anômala para o elemento chumbo (300 ppm).

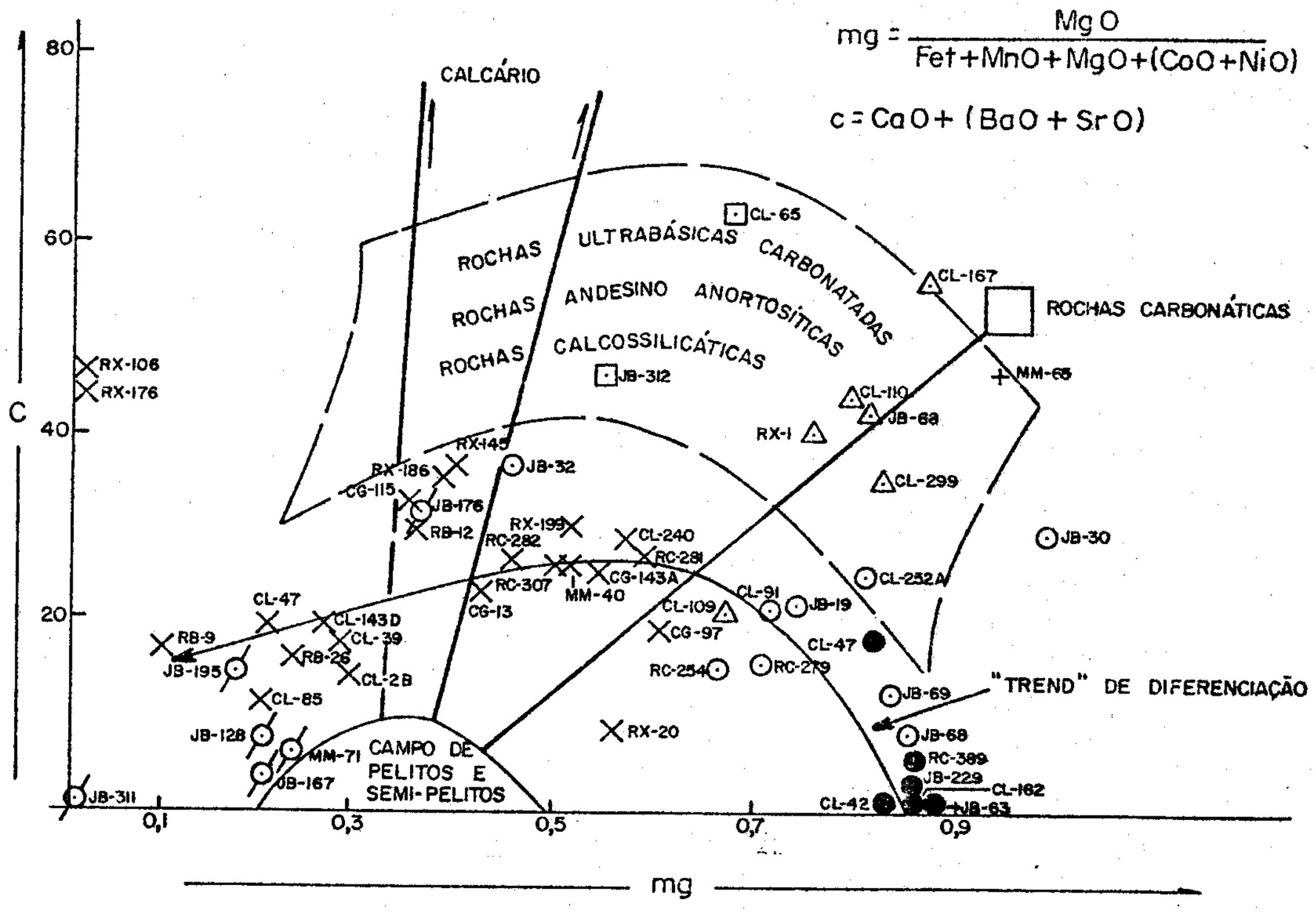
7.2.1.2 Metabasitos, Metaultrabasitos e Metamorfitos Associados

Amostras de anfibolitos, metabasitos, metaultrabasitos ferruginosos, ferromagnesianos e calco-ferromagnesianos, calcossilicáticas, ultrabásicas carbonatadas e rochas com composição andesino-anortosítica foram analisadas sobre vários aspectos e as seguintes considerações puderam ser formuladas:

a) no diagrama adaptado de Leake (1963/4 - Fig.39), que avalia as relações entre os parâmetros "mg" (valor de Niggli) vs. "c", observou-se que as rochas metaultrabásicas e metabásicas mostram uma tendência a um processo de diferenciação, configurado pela linha que delineia um "trend" de diferenciação, assim sequenciado: ultrabásicas ferromagnesianas, ultrabásicas calcomagnesianas e anfibolitos, estes últimos mostrando uma variação para mais no seu conteudo de ferro nos membros extremos do "trend" de diferenciação. As rochas calcossilicáticas, ultrabásicas carbonatadas, algumas ultrabásicas calcomagnesianas e rochas de composição andesino-anortosítica, apresentaram-se defasadas do "trend" de diferenciação, notadamente em direção ao polo das rochas carbonáticas. Essa tendência, no entanto, não implica necessariamente que essas rochas sejam sedimentares em origem. Deve ficar bem claro que o processo de granitização seletiva de rochas básicas pode conduzi-la a uma composição calcossilicática, onde a regressão metamórfica ocupa

um papel importante nas transformações químicas e mineralógi - cas. Por outro aspecto, a carbonatação de rochas ultrabásicas em fase hidrotermal gera muito carbonato e, a depender da intensidade do processo, a composição da rocha original é totalmente descaracterizada. A anfibolitização de piroxênios (con - versão para a série tremolita-actinolita) e epidotização de plagioclásios, elevam consideravelmente o teor de cálcio das rochas magmáticas originais. Com respeito as rochas metaultrabásicas com alto teor em ferro, estas se situaram na extremidade do "trend" de diferenciação junto aos anfibolitos com alto ferro. A interpretação genética dessas rochas merece restri - ções, tendo em vista elas possuirem geralmente alta razão Fe_2O_3/ FeO, sintomático de grau de oxidação muito avançado.

b) a plotação dessas rochas nos gráficos de Evans e Leake (1960), que avaliam as relações quantitativas entre - "mg" e o elemento Cr (Fig. 40) e entre o valor de Niggli "mg" e o elemento Ni (Fig. 41), forneceu algumas diretrizes sobre a caracterização genética dessas rochas. Esses gráficos devem - ser interpretados conjuntamente. As zonas divergentes materializam as direções principais das rochas magmáticas e sedimentares, porém a prática tem demonstrado que existe um desvio dos valores em relação à essas zonas e nesses casos ter-se-á que se observar os graus de tendência aos campos magmático e sedimentar. Assim as rochas ultrabásicas ferromagnesianas, em ambos os gráficos, mostram-se posicionadas no "trend" ígneo, com "mg" em torno de 0,9 e Cr - Ni bastante elevados. As amostras de ultrabásicas calcomagnesianas mostram uma tendência ao "trend" ígneo, com excessão da amostra JB-30, que nos dois gráficos mostra uma tendência ao "trend" sedimentar. Observa-se que a amostra CL-252 (tremolitito), embora se situe no gráfico Ni vs. mg próximo ao "trend" sedimentar, no gráfico Cr vs. mg,



× Anfibolitos com plagioclásio e hornblenda, alguns hornblêndicos ; metabasitos diversos de grã fina.

⊘ Metaultrabasitos ricos em magnetita e ferromagnesianos. Localmente titaníferos e quartzosos.

△ Rochas calcossilicáticas, algumas granitizadas

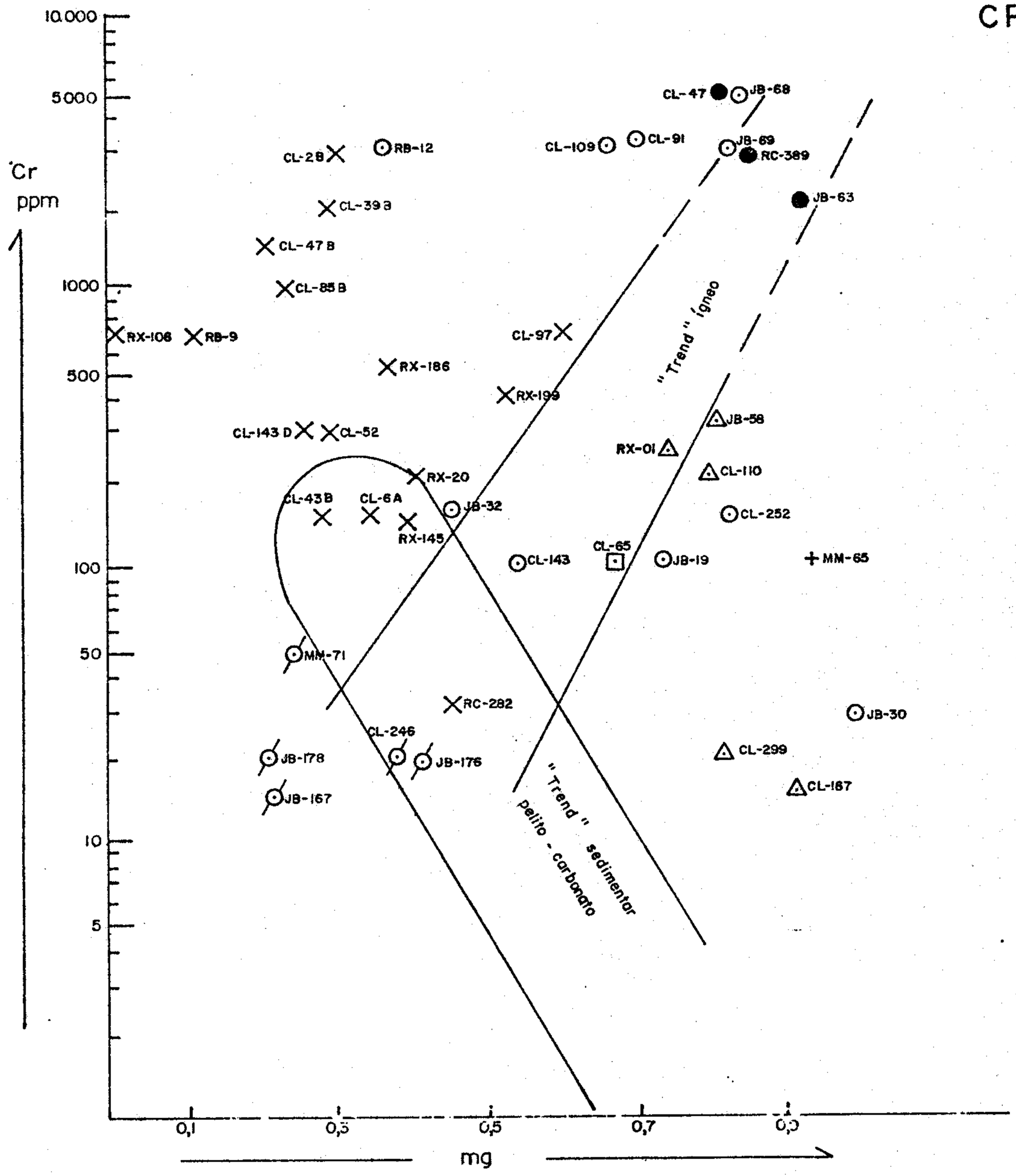
⊡ Rochas ultrabásicas carbonatadas.

+ Rochas andesino - anortosíticas

⊙ Rochas ultrabásicas calcomagnesianas, alteradas, portando anfibólio da série tremolita - actinolita

● Rochas ultrabásicas ferromagnesianas, alteradas, portando talco, serpentina, clorita, cumingtonita, etc.

FIGURA 39 — Diagrama mg (valor de Niggli) vs c (adaptado de Leake, 1963/64), mostrando a situação e "trend" de diferenciação das rochas do Complexo Brumado - Urandi.



× Anfibolitos com plagioclásio e hornblenda, alguns hornblêndicos ; metabasitos diversos de grã fina.

ø Metaultrabasitos ricos em magnetita e ferromagnesianos. Localmente titaníferos e quartzosos.

△ Rochas calcossilicáticas, algumas granitizadas

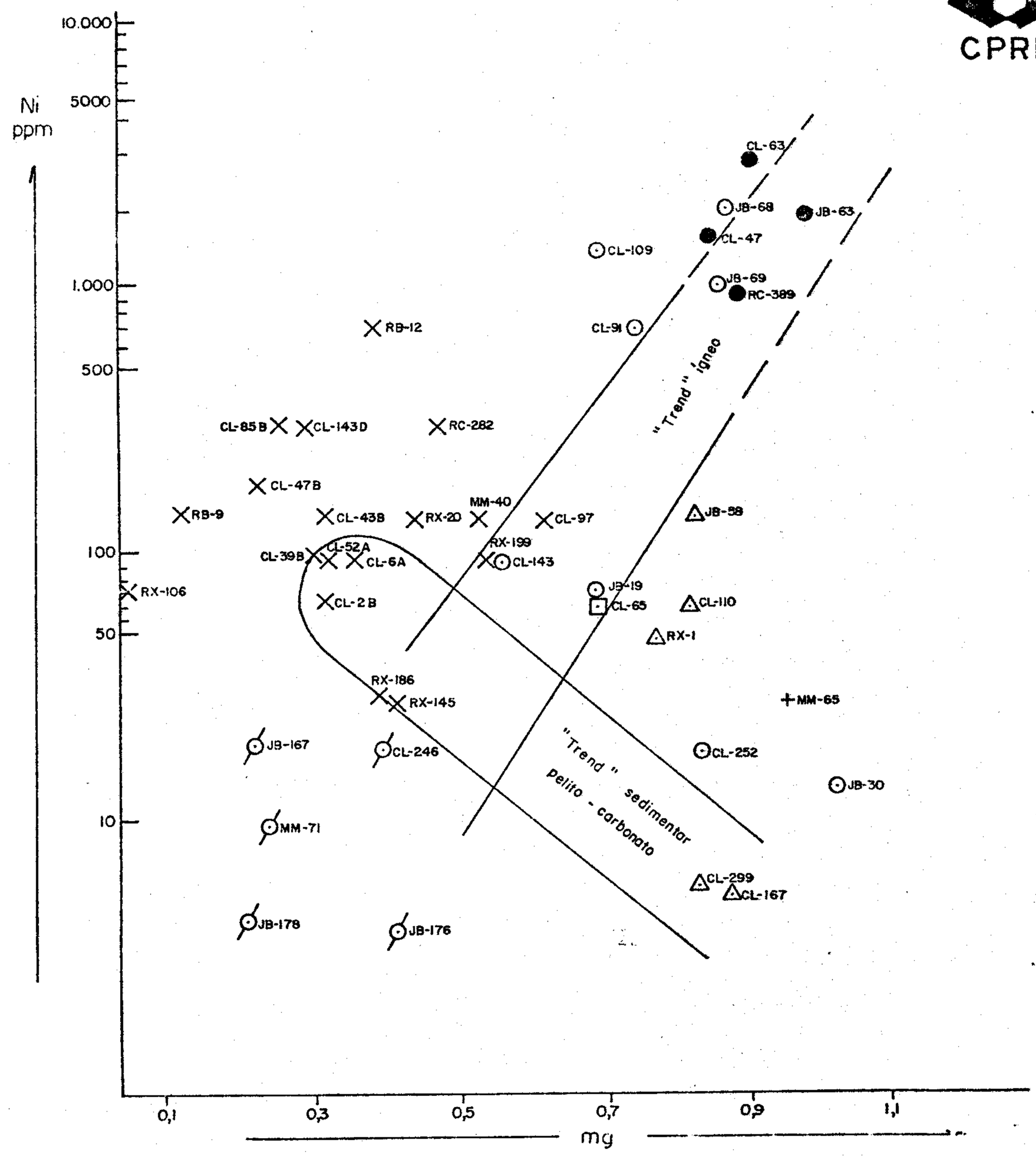
⊡ Rochas ultrabásicas carbonatadas.

+ Rochas andesino - anortosíticas

⊙ Rochas ultrabásicas calcomagnesianas, alteradas, portando anfibólio da série tremolita - actinolita.

● Rochas ultrabásicas ferromagnesianas, alteradas, portando talco, serpentina, clorita, cumingtonita, etc.

FIGURA 40 — Relações quantitativas entre Cr e o "valor de Niggli - mg" mostrando "trend" ígneo conforme Evans e Leake (1960) ; o "trend" pelito - carbonato é obtido de acôrdo com Van de Kamp (1970).



× Anfibolitos com plagioclásio e hornblenda, alguns hornblêndicos ; metabasitos diversos de grã fina.

Metaultrabasitos ricos em magnetita e ferromagnesianos. Localmente titaníferos e quartzosos.

△ Rochas calcossilicáticas, algumas granitizadas

⊡ Rochas ultrabásicas carbonatadas.

\+ Rochas andesino - anortosíticas

⊙ Rochas ultrabásicas calcomagnesianas, alteradas, portando anfibólio da série tremolita - actinolita.

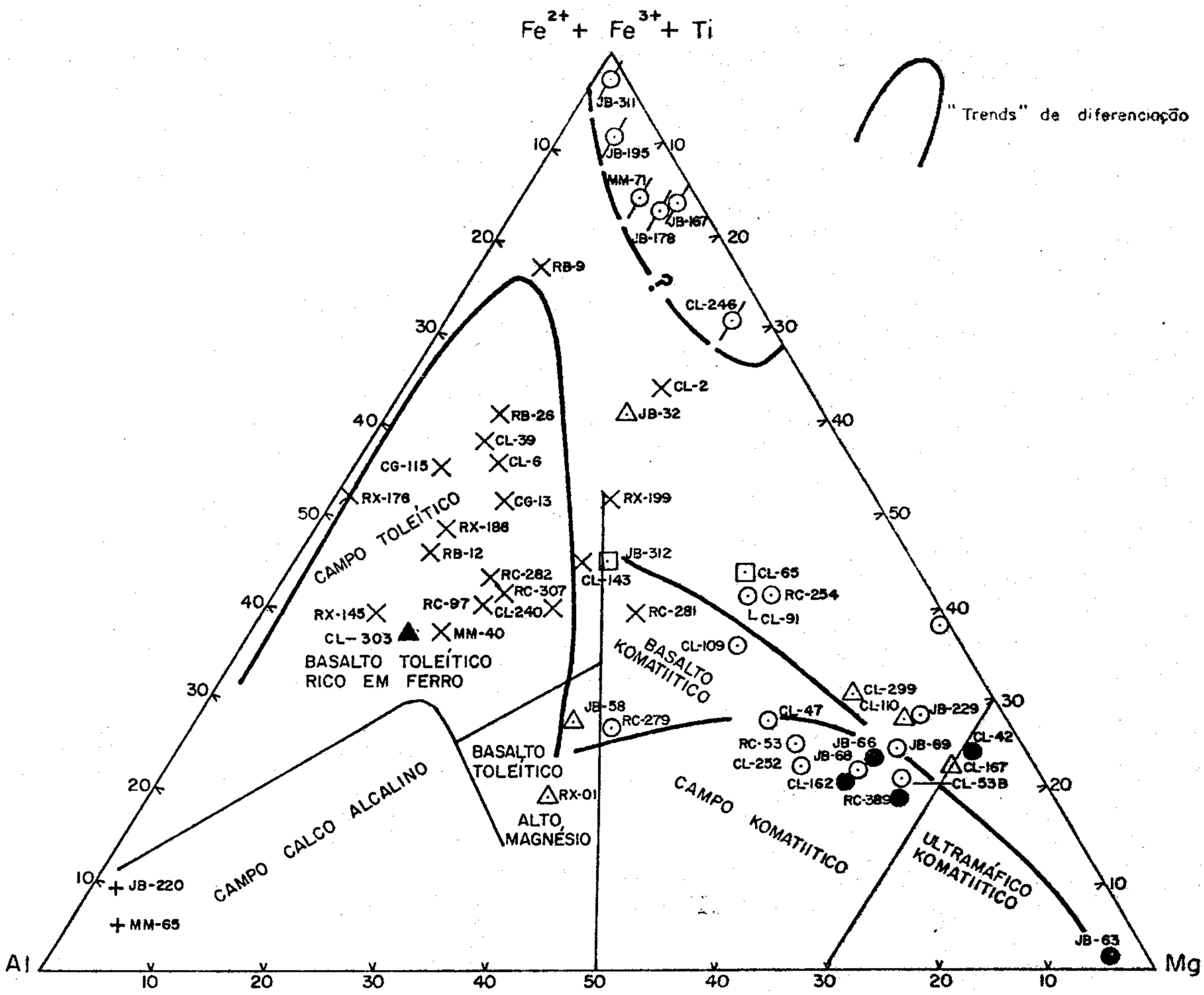
● Rochas ultrabásicas ferromagnesianas, alteradas, portando talco, serpentina, clorita, cumingtonita, etc.

FIGURA 41 — Relações quantitativas entre Ni e o "valor de Niggli-mg" mostrando "trend" ígneo conforme Evans e Leake (1960) ; o "trend" pelito - carbonato é obtido de acordo com Van de Kamp (1970).

mostra-se posicionada nas proximidades do "trend" ígneo, com valor de 190 ppm de Cr. As amostras de metabásicas situaram-se dominantemente no campo ígneo, com excessão das amostras CL-6A e RX-145, que situaram-se no "trend" sedimentar. As amostras de rochas calcossilicáticas posicionaram-se próximo ao "trend" ígneo, sendo que duas amostras, com certas restrições, situam-se no "trend" sedimentar (CL-299 e CL-167), pois no gráfico mg x Cr apresentam-se desviadas. Uma amostra de rocha ultrabásica carbonatada com 67% de calcita (CL-65), confirma, para ambos os gráficos, sua posição no "trend" ígneo. A amostra de composição anortosítica (MM-65) mostra uma tendência ao "trend" ígneo, pelo seu valor de Cr acima de 100 ppm.

c) quando essas amostras são plotadas no gráfico triangular de cátions de Jensen (Fig. 42), as rochas ultrabásicas mostram uma tendência de diferenciação desde o campo ultramáfico komatiitico ao campo basalto komatiitico, com maior concentração no campo komatiitico; uma ramificação do campo komatiitico ao campo basalto toleitico com alto magnésio é configurado por algumas rochas ultrabásicas calcomagnesianas, neste último campo concentrando-se também algumas rochas calcossilicáticas de afinidade comprovadamente magmática. As rochas metabásicas concentram-se no campo toleítico rico em ferro. Com posição anômala no diagrama encontram-se rochas de composição anortosítica, devido ao alto teor em alumina e rochas ultrabásicas ricas em ferro, geralmente no seu estado de oxidação, dificultando as interpretações genéticas.

d) quando essas amostras são plotadas no gráfico triangular de Viljoen e Viljoen (1969), que avalia as relações quantitativas entre os óxidos $MgO/CaO/Al_2O_3$ (Fig. 43), as rochas ultrabásicas, em sua maior parte, apresentam-se desvidadas para a direita em relação aos campos 1, 2 e 3 (peridotito



× Anfibolitos com plagioclásio e hornblenda, alguns hornblêndicos; metabasitos diversos de grã fina.

⊙ Metaultrabasitos ricos em magnetita e ferromagnesianos. Localmente titaníferos e quartzosos.

△ Rochas calcossilicáticas, de afinidade magmática, algumas granitizadas

⊡ Rochas ultrabásicas carbonatadas.

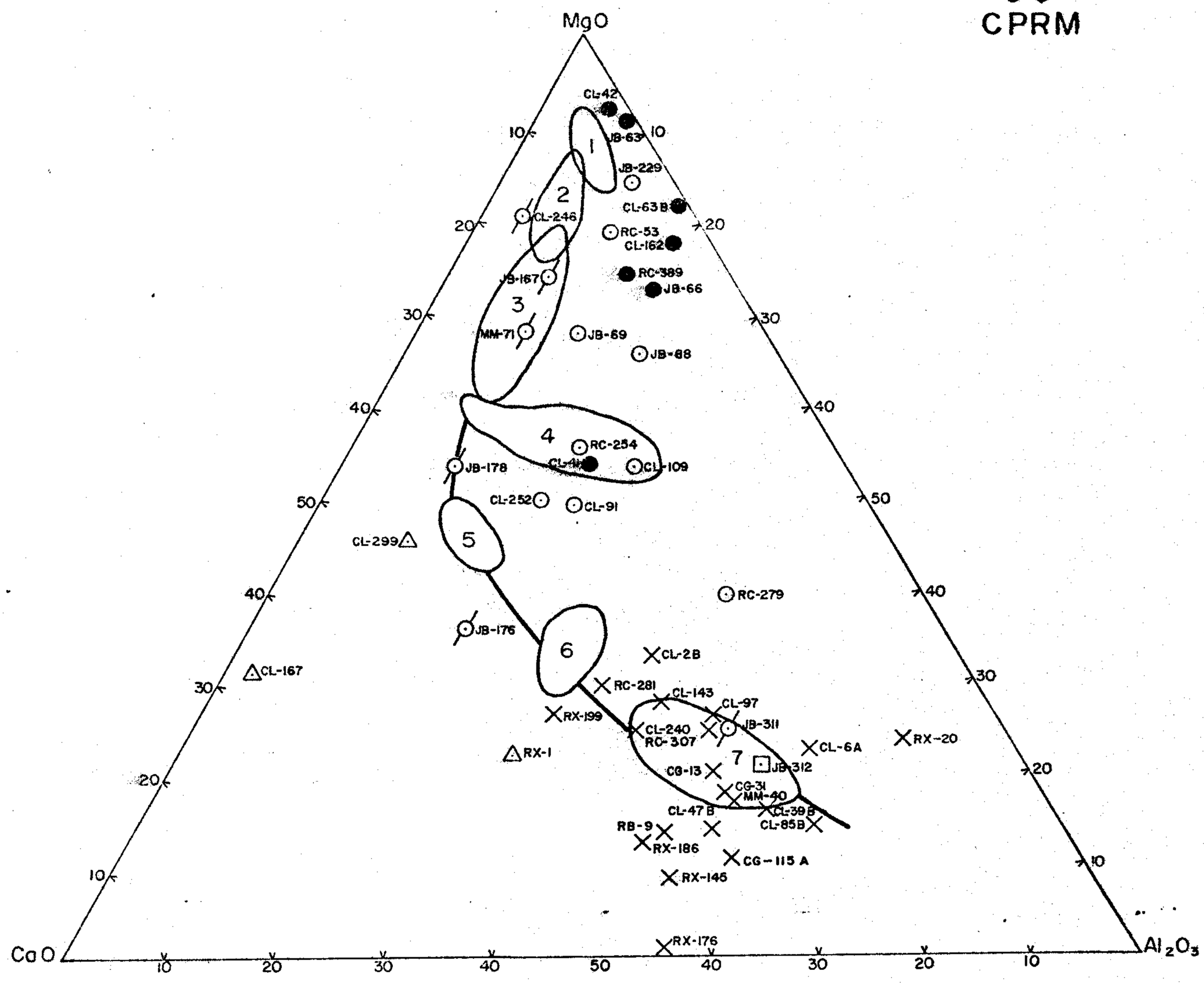
\+ Rochas com composição anortosítica e andesinítica

⊙ Rochas ultrabásicas calcomagnesianas, alteradas, portando anfibólio da série tremolita - actinolita

● Rochas ultrabásicas ferromagnesianas, alteradas, portando talco, serpentina, cloritas etc.

▲ Metavulcânica intermediária (?)

FIGURA 42 — Diagrama de cations de Jensen mostrando o padrão de variação das suítes komatiítica e toleítica. Situa também metaultrabasitos ricos em ferro e rochas da suite anortosítica e andesinítica no campo calco - alcalino.



× Anfibolitos com plagioclásio e hornblenda, alguns hornblêndicos; metabasitos diversos de grã fina.

⊘ Metaultrabasitos ricos em magnetita e ferromagnesianos. Localmente titaníferos e quartzosos.

△ Rochas calcossilicáticas, algumas granitizadas

⊡ Rochas ultrabásicas carbonatadas.

+ Rochas andesino - anortosíticas

⊙ Rochas ultrabásicas calcomagnesianas, alteradas, portando anfibólio da série tremolita - actinolita

● Rochas ultrabásicas ferromagnesianas, alteradas, portando talco, serpentina, clorita, cumingtonita, etc.

FIGURA 43 — Diagrama $CaO-MgO-Al_2O_3$ comparando as rochas do Complexo Brumado-Urandi com os campos já conhecidos da Africa do Sul (Viljoen e Viljoen, 1969). Os campos são: 1-peridotito; 2,3-peridotito komatiitico; 4,5e6-basalto komatiitico (Grupo Onverwacht, inferior). O campo 7 refere-se a metatoleitos da parte superior do mesmo Grupo Onverwacht.

e peridotito komatiitico), enquanto outras concentram-se no campo 4 (basalto komatiitico). As metabásicas concentram-se no campo ou próximo ao campo 7 (toleitico), enquanto que as rochas ultrabásicas ferruginosas mostram, estranhamente, uma tendência a seguir o "trend" de diferenciação.

e) quando essas amostras são plotadas no gráfico adaptado de Naldrett e Arndt (1975), que avalia as relações quantitativas entre Al_2O_3 e a razão Fe/FeO + MgO (Fig. 44), a maior parte das metaultrabásicas posiciona-se no campo correlativo do campo ultramáfico komatiitico; duas amostras de rochas ultrabásicas calcomagnesianas e duas amostras de rochas calcossilicáticas de filiação comprovadamente ígnea, situam-se no campo correlativo dos basaltos komatiiticos. A maior parte das metabásicas situa-se no campo toleítico, enquanto outras posicionam-se no campo correlativo dos basaltos komatiiticos e no campo dos basaltos com alta alumina. As ultrabásicas ricas em ferro apresentam uma posição muito particular no diagrama devido ao seu alto grau de oxidação, e portanto, não podem ser avaliadas geneticamente.

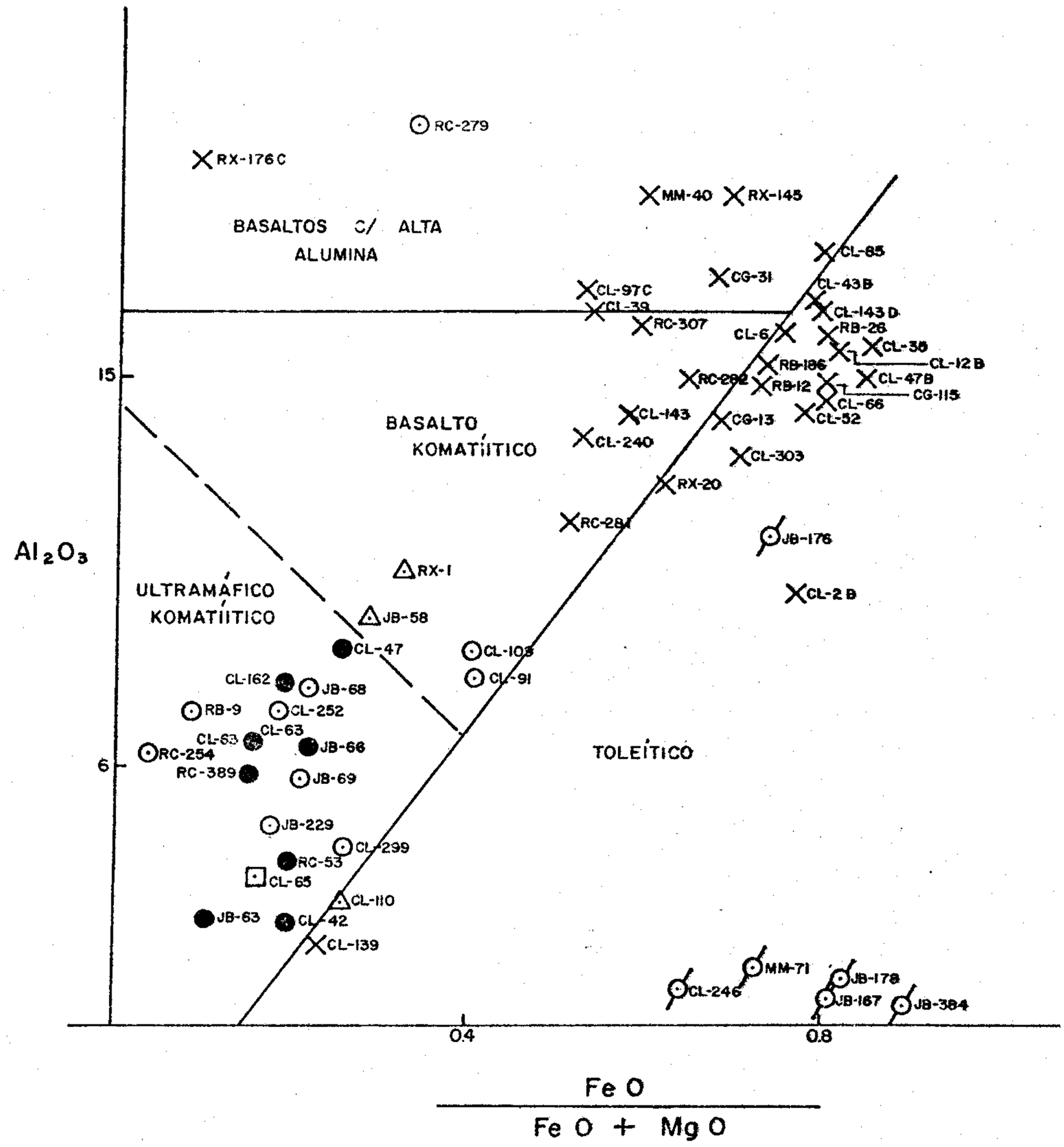
f) as amostras de xistos cataclástico-diaftoréticos, quando plotados no gráfico de Leake e Van de Kamp (1969), que avalia as relações entre Ni vs. TiO_2 (Fig. 45a) situam-se dominantemente no campo magmático. Quando essas mesmas amostras são plotadas nos gráficos de Evans e Leake (1960), adaptado por Van de Kamp (1970), e que avaliam as relações quantitativas entre Ni vs. mg (Fig. 45 b), confirmam suas posições no campo magmático.

g) considerando-se as relações quantitativas entre Ti-Zr-Y (Fig. 46 a) e Ti-Zr-Sr (Fig. 46 b.), segundo Pearce e Cann (1973), observa-se que houve uma maior incidência das ro

chas básicas nos campos dos basaltos do assoalho oceânico e calcoalcalinos. Algumas amostras situam-se no campo toleítico de arcos de ilhas. Nenhuma das amostras situou-se no campo dos basaltos intra-placa de ilhas oceânicas ou continental.

h) segundo o gráfico proposto por Glikson (1972) que avalia as relações quantitativas entre as proporções de FeO e MgO (Fig. 28 b), as metabásicas da área tendem a se concentrar com maior frequência no campo dos toleitos arqueanos de associações básico-ultrabásicas. Algumas rochas consideradas como ultrabásicas calcomagnesianas situaram no campo dos basaltos ricos em magnésio. Convém frisar que os referidos campos aqui situados foram inferidos através da situação das amostras do referido autor, acreditando-se que possam ser ampliados, reduzidos, ou mesmo subdivididos, a depender de uma maior densificação do número de amostras. O limite desses campos é, portanto, aproximado e susceptível de modificações.

i) não ficou bem definido, por insuficiência de dados analíticos, o caráter do vulcanismo para as rochas metavulcânicas (mv-ml). O único dado existente é referente a amostra CL-303, onde obteve-se os seguintes resultados para os óxidos: SiO_2: 66,1; Al_2O_3: 13,2; Fe_2O_3: 3,0; FeO: 5,0 TiO_2: 1,0; MnO: 0,07; CaO: 1,7; MgO: 2,8; Na_2O: 1,8; K_2O: 3,6; P_2O_5: 0,4 e PF: 1,5 (resultados em percentagem). Observa-se que a razão K_2O/Na_2O de 3,6/1,8, o alto valor para TiO_2 e Fe igual a 8 são dados incompatíveis com metavulcanitos ácidos. Por outro lado, o valor de SiO_2 em torno de 66% e o elevado valor registrado para MgO(2,8%),parece condizer mais com metavulcanito intermediário. Como na região de Umburanas constatou-se a presença, em escala de afloramento, de numerosos grãos pingados de quartzo azulado, que em regiões vizinhas constitui uma feição mais típica de



× Anfibolitos com plagioclásio e hornblenda, alguns hornblêndicos; metabasitos diversos de grã fina.

⊘ Metaultrabasitos ricos em magnetita e ferromagnesianos. Localmente titaníferos e quartzosas.

△ Rochas calcossilicáticas, algumas granitizadas

⊡ Rochas ultrabásicas carbonatadas.

⊙ Rochas ultrabásicas calcomagnesianas, alteradas, portando anfibolio da série tremolita - actinolita

● Rochas ultrabásicas ferromagnesianas, alteradas, portando talco, serpentina, cloritas, cumingtonita, etc.

FIGURA 44 — Gráfico adaptado de Naldrett e Arndt (1975) mostrando as relações quantitativas de Al_2O_3 vs (total de ferro como FeO / total de ferro como FeO + MgO) de amostras do Complexo Brumado - Urandi, com a respectiva separação dos campos toleítico, komatiítico e de basaltos com alta alumina.

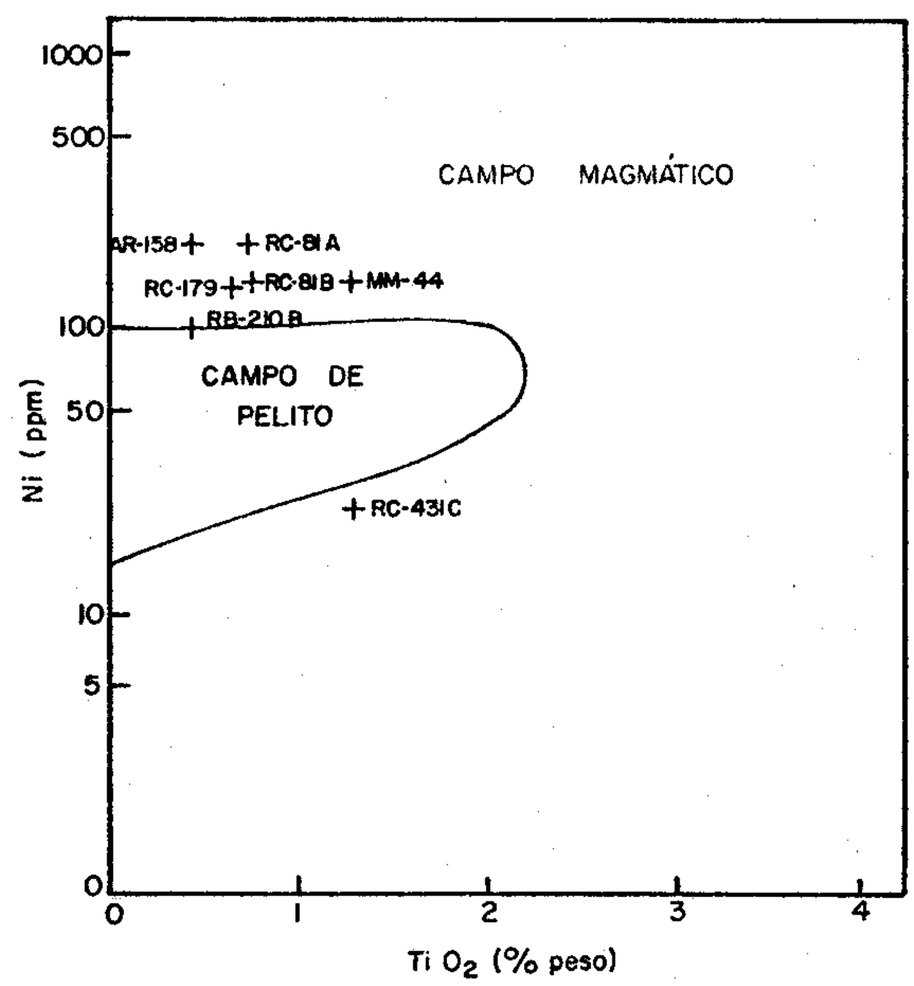
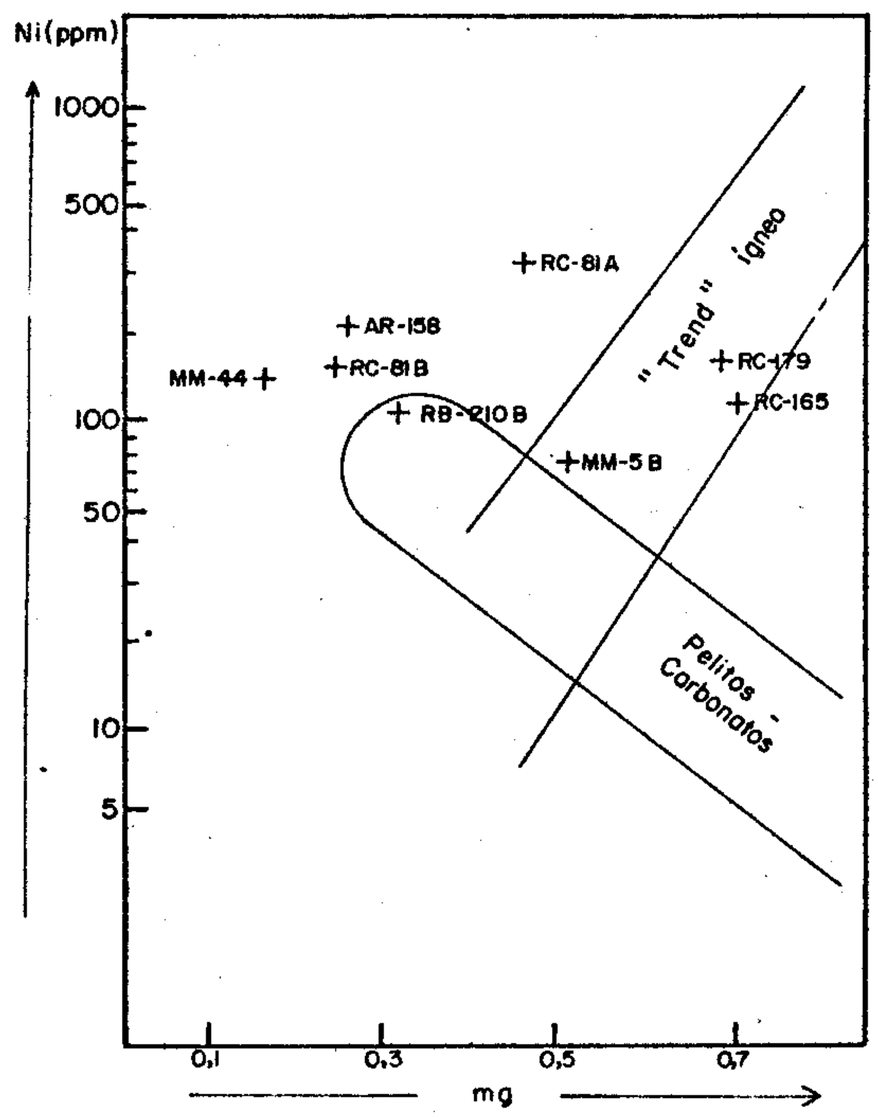


FIGURA 45 a – Diagrama TiO_2 (% peso) vs. Ni (ppm) sugerido por Leake e Van de Kamp (1969) mostrando afinidade magmática para os xistos cataclástico - diaftoréticos do Complexo Brumado - Urandi.



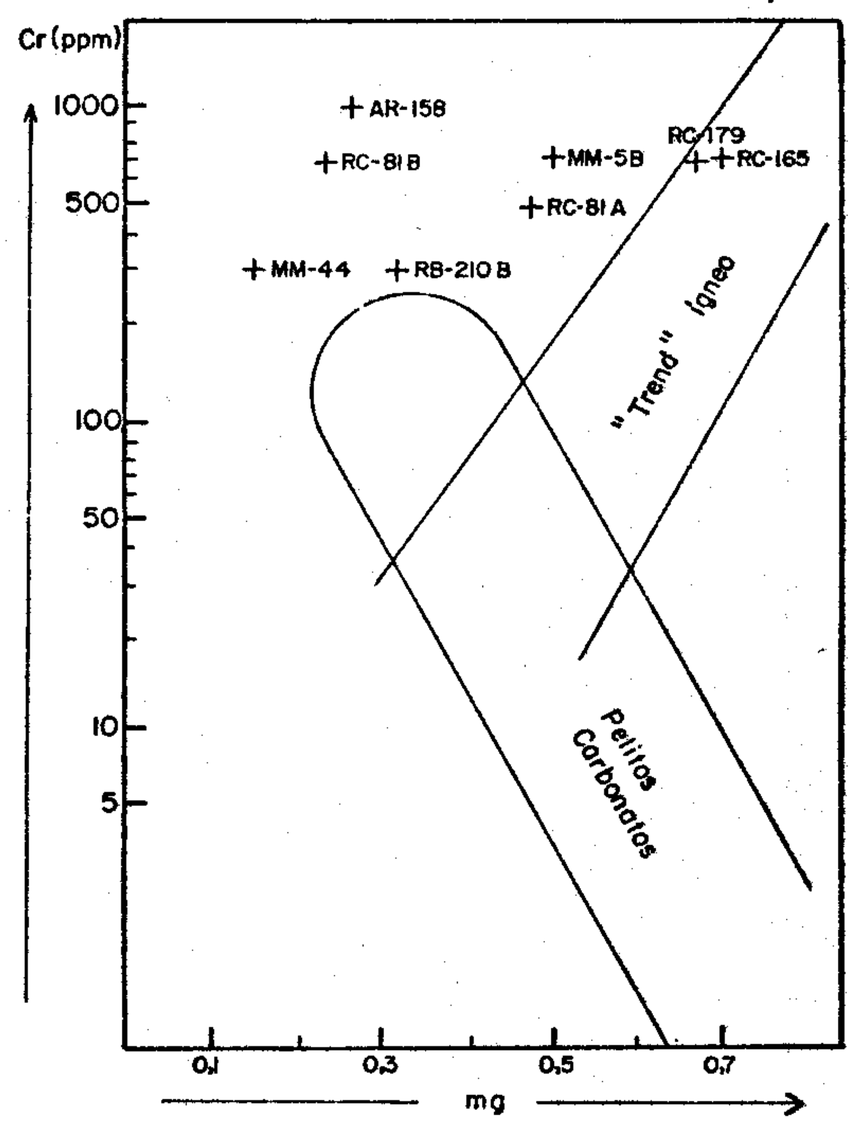
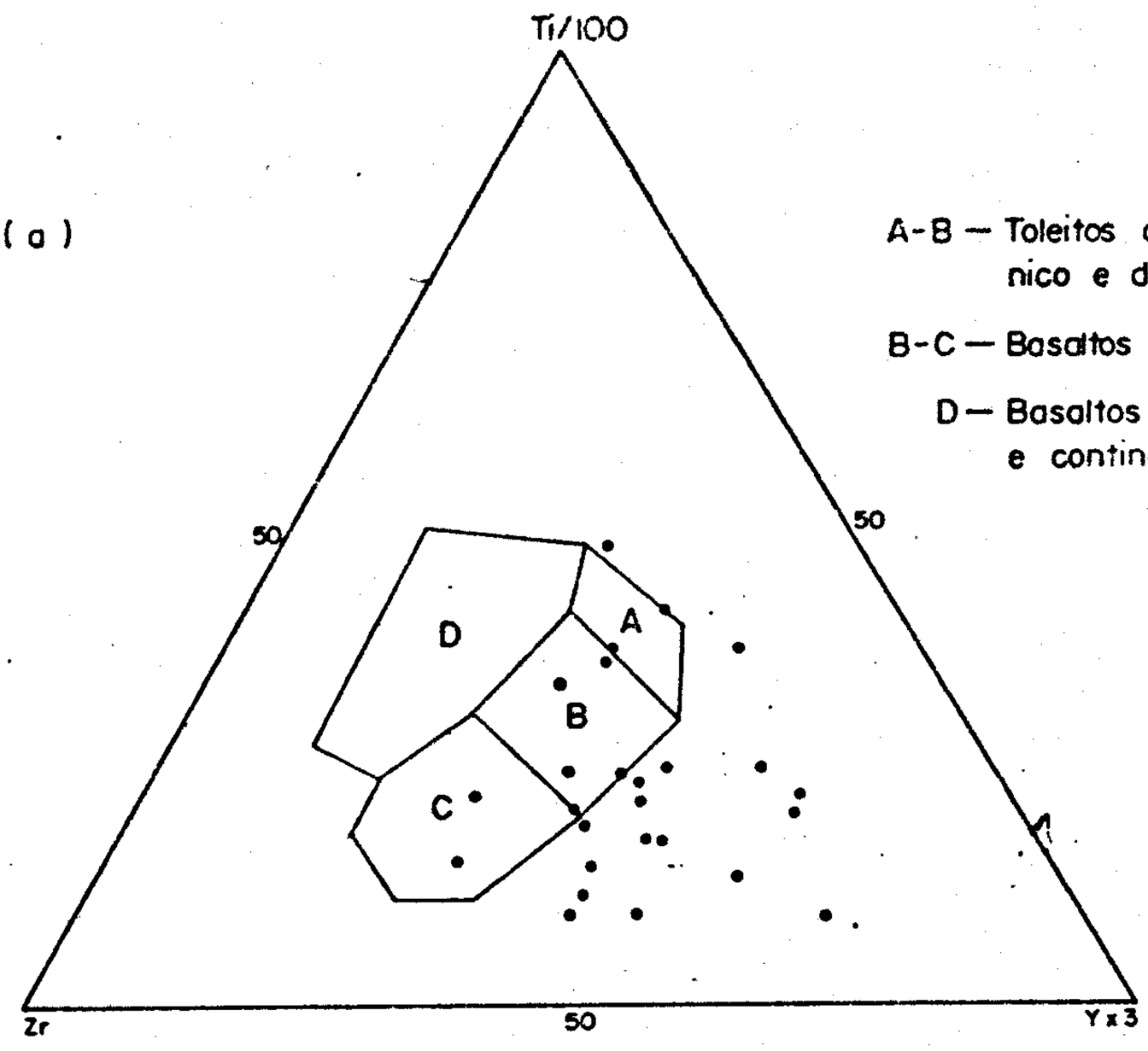


FIGURA 45 b – Diagramas Ni e Cr vs. mg - Niggli mostrando afinidade magmática para os xistos cataclástico - diaftoréticos, de acôrdo com gráficos sugeridos por Van de Kamp (1970).

CPRM

(a)

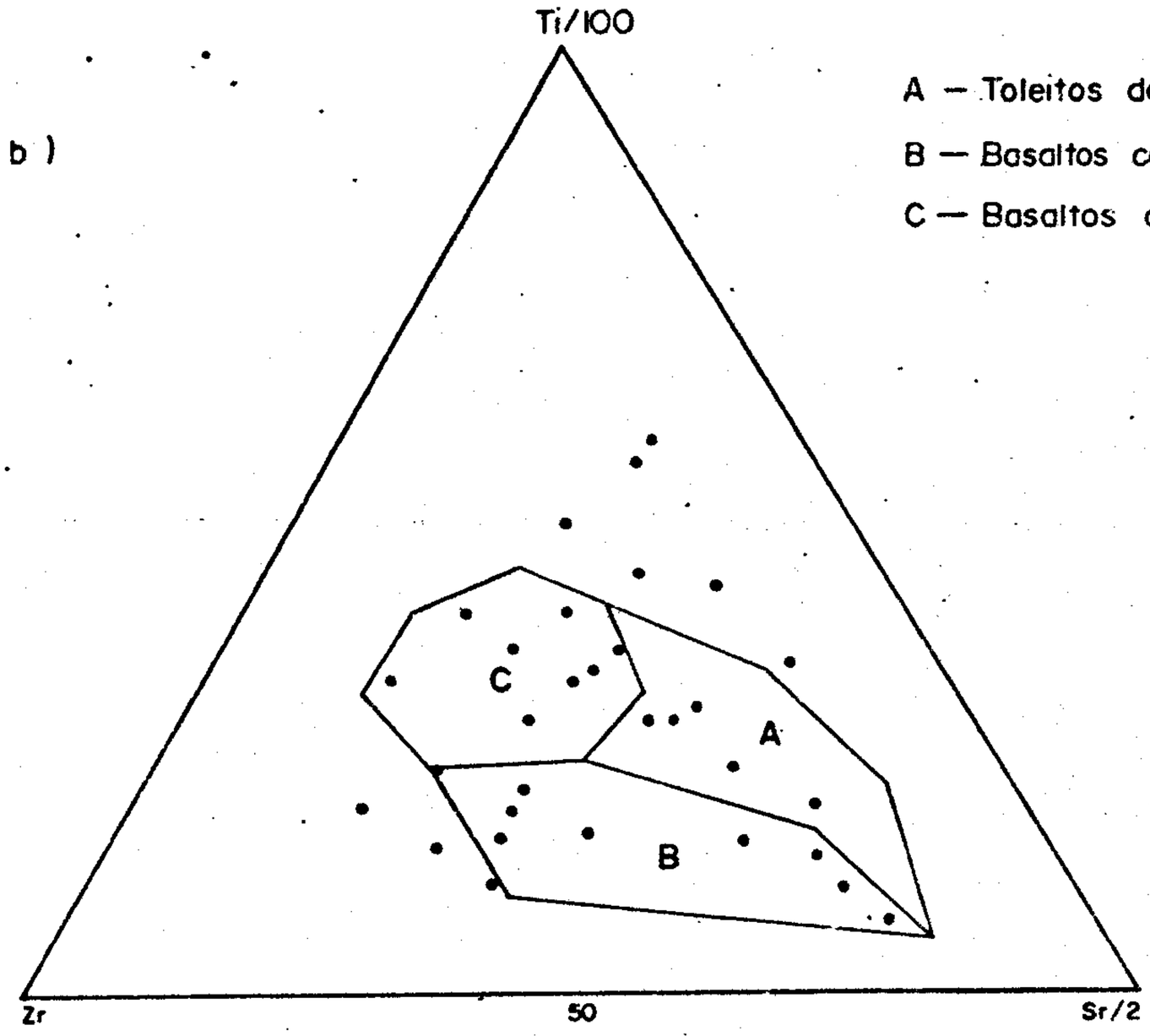


A-B — Toleitos de baixo K do assoalho oceânico e de arcos de ilha

B-C — Basaltos calco-alcalinos

D — Basaltos intra-placa (ilhas oceânicas e continental.

(b)



A — Toleitos de arcos de ilha

B — Basaltos calco-alcalinos

C — Basaltos do assoalho oceânico

FIGURA 46 a.b. — Diagramas ternários Ti-Zr-Y e Ti-Zr-Sr (seg. Pearce e Cann, 1973), com plotação das rochas básicas do Complexo Brumado — Urandi.

Classificação de Campo	Amostra	Elementos maiores %			Elementos Menores																
		Fe	Mg	Ca	Ti %	Mn	Ag	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Pb	Sr	V	Y	Zn	Zr
METAULTRABÁSICAS	CC-307	5	7	0,05	0,02	200		20	20	70	700	7	-	10	2000	10	-	10	10		-
	CL-211A	3	5	5	0,03	700	-		-	70	1500	7	-	-	700	-	-	30	-		-
	CL-248B	7	2	5	0,1	2000	-	-	300	300	300	700	20	-	1500	-	-	50	30		20
	CL-250A	5	0,5	0,2	1	1000	-	10	100	70	200	150	100	-	100	-	-	200	70		200
	CL-44	15	5	15	1	700		10	100	70	300	300	50	10	150	10	-	300	150		300
	JB-8	15	5	10	0,7	1500	-		20	100	3000	30		10	300	10	-	100		200	
	JB-25	20	1,5	5	0,03	1500	5		70	5	50	15		10	30	-	-	20		200	
	JB-30B	20	1,5	3	0,01	700	-		30	-	30	5		10	15	10	-	10		200	
	JB-47	15	2	5	1,0	1500	-		20	70	700	70		10	150	10	-	200		-	
	JB-50B	10	10	10	0,15	3000	-		70	50	20	5		10	15	10	100	30		200	
	JB-75	15	3	3	1,0	700	-		300	100	1500	1000		10	300	10	100	100		-	
	JB-10	5	7	0,07	0,02	300	-	-	20	100	5000	7	20	10	2000	-	-	10	-	-	10
	JB-17	15	10	3	0,5	1500	7	-	150	150	5000	100	20	-	3000	10	-	50	15	200	30
	JB-63	5	10	0,07	0,1	150	-	-	20	70	2000	7	30	10	2000	10	100	20	10	-	30
	JB-66	10	10	1	0,15	1000	-	-	20	150	3000	5	20	10	2000	10	-	50	10	-	10
	JB-68	10	10	2	0,2	700	0,5	-	5000	150	5000	150	20	10	2000	10	150	70	15	-	30
	JB-69	7	5	1	0,1	700	-	-	20	70	3000	30	20	10	1000	10	-	30	10	-	10
	JB-128	25	10	2	0,7	1000	-	-	100	200	3000	300	200	-	3000	-	-	50	70	70	70
	CL-42A	7	7	0,15	0,07	200	3	-	20	50	1500	30	20	-	2000	-	100	30	-	-	10
	CL-42B	15	10	10	0,7	1500	3	-	70	100	2000	15	20	-	700	-	100	200	50	70	70
	CL-47A	10	7	2	0,1	500	-	-	20	70	5000	7	20	-	1500	-	100	30	-	100	-
	CL-63B	7	10	0,15	0,15	700	-	-	20	70	5000	30	30	-	3000	-	100	30	50	30	30
	JB-19	20	5	7	0,015	2000	-	-	1500	30	100	200	30	10	70	10	-	50	50	-	30
	CL-91A	10	7	5	0,3	700	-	-	50	70	3000	30	20	-	700	-	-	50	30	-	70
	CL-205B	5	3	1,5	0,1	1500	-	-	-	15	-	-	30	-	-	-	-	20	70	-	150
	CL-226	7	5	5	0,2	2000	-	-	-	50	500	10	-	-	70	-	-	100	30	-	100
	CL-235	10	3	5	0,07	1500	-	-	200	20	50	-	-	-	20	-	-	100	70		15

Tabela 18a — DADOS DE ANÁLISES ESPECTOGRÁFICAS EM ROCHAS METAULTRABÁSICAS E METAULTRAMÁFICAS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI.

CPRM

Classificação de Campo	Amostra	Elementos maiores %			Elementos Menores																
		Fe	Mg	Ca	Ti %	Mn	Ag	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Pb	Sr	V	Y	Zn	Zr
METAULTRABÁSICAS	RB-94A	15	7	0,1	0,15	2000		10	700	500	5000	100	-		5000	10	-	70	10	-	10
	RB-94B	3	2	3	0,3	1000		10	1500	10	70	5	50		70	25	300	30	15	-	150
	RC-79	7	1	0,5	0,7	300		-	700	50	200	50	30		150	30	-	50	20	-	300
	RC-81A	10	1,5	1	0,7	700		20	700	50	500	70	-		200	20	-	150	50		150
	RC-81B	10	2	7	0,7	700		-	200	50	700	30	30		150	15	-	100	50		300
	RC-109	5	2	1	1	500		-	70	70	150	30	-		30	-	-	70	50		70
	RC-179	10	2	1,5	0,7	1500		-	500	70	700	150	-		150	30	15	150	30		100
	RC-282	7	1,5	1	0,5	500		-	-	70	300	50	-	-	30	-	-	150	30		30
	RC-364A	15	0,05	-	1	1000		-	-	10	30	70	-	-	70	15	-	100	-		700
	RC-364B	10	0,3	-	1	700		-	1500	10	200	20	-	-	30	20	-	150	70		150
	RC-364C	5	0,7	-	0,5	200		100	1000	7	200	50	-	-	20	50	-	70	20		100
	RC-365	10	0,15	-	1	100		15	300	10	200	30	30	-	100	70	-	100	-		150
	RC-389	7	7	1,5	0,5	1000		-	30	70	3000	7	-	-	1000	-	-	70	-		-
METAULTRAMÁFICAS	JB-254	10	7	1	0,1	500	-	-	20	200	2000	10		-	2000	-	-	30		200	
	JB-320	15	5	5	0,02	5000	-		1000	5	10	30		10	20	20	-	50		-	
	JB-397	15	3	7	1,0	1500	-		20	70	1000	30		10	150	10	150	200		-	
	JB-433	10	1	10	0,7	700	-		20	15	100	5		10	30	20	2000	200		-	
	JB-438	10	7	5	0,03	1000	-		200	70	3000	5		10	1500	10	-	30			
	CL-109	15	10	20	1	3000	-		70	100	3000	100	20	-	1500	-	-	150	50		100
	CL-111B	15	2	3	1	2000	-	-	1500	70	1500	7	30	-	300	-	-	150	70		150
	CL-162A	5	10	0,3	1	200	-	-	20	50	2000	100	20	-	1500	-	-	70	20		50
	MM-65	5	1	7	0,15	700	-	10	5000	15	100	5	70	10	30	70	300	70	70		150
	MM-71	20	1,5	1	0,03	5000	-	-	500	10	50	5	1000	10	10	10	-	10	700		10
	MM-115A	15	3	15	1	1500	-	-	70	150	300	30	-	10	150	50	200	500	100		300
	MM-147	15	2	2	0,7	500		10	20	100	1500	10	-	-	200	-	-	100	70		20
	MM-149	7	5	1	0,05	500	-	10	20	50	2000	5	-	-	3000	-	-	10	10		15
	MM-208	5	7	0,1	0,07	1000		10	20	70	1000	30	20	10	1500	1000	-	20	10		-

Tabela 18 b – DADOS DE ANÁLISES ESPECTROGRÁFICAS EM ROCHAS METAULTRABÁSICAS E METAULTRAMÁFICAS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI

Localização	Amostra	Elementos maiores %			Elementos Menores																
		Fe	Mg	Ca	Ti %	Mn	Ag	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Pb	Sr	V	Y	Zn	Zr
	AH-193	5	1	1	0,[illegible]	700	-	10	700	10	100	5	100	-	20	20	150	30	50	-	100
	AG-273	7	0,15	5	0,15	1000	-	-	30	5	20	5	100	10	10	70	100	10	200	-	50
	AD6-21	10	7	20	0,30	5000	-	-	1500	200	5000	50	30	-	2000	10	100	150	70	-	150

Tabela 18c - DADOS DE ANÁLISES ESPECTOGRÁFICAS EM ROCHAS METAULTRABÁSICAS E METAULTRAMÁFICAS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI.

CPRM

Classificação de Campo	Amostra	Elementos maiores %			Elementos Menores																
		Fe	Mg	Ca	Ti %	Mn	Ag	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Pb	Sr	V	Y	Zn	Zr
METABASITOS ANFIBOLITOS	RB-9B	20	1	10	0,2	2000	-	-	200	50	500	100	100	-	150	< 10	< 100	70	50	-	50
	RB-12A	15	7	> 20	0,3	3000	-	-	700	150	3000	50	150	-	700	50	100	150	70	-	70
	RB-14	15	> 10	> 20	0,5	1000	-	-	150	100	3000	70	20	-	200	< 10	100	200	50	-	50
	AR-32	15	2	5	1	1000	-	10	1500	100	150	70	50	10	100	10	700	300	70	200	150
	AR-52A	3	0,3	0,5	0,01	5000	-	-	20	15	10	5	20	-	5	10	150	50	-	-	10
	AR-95	7	2	20	0,7	1000	-	10	2000	50	500	10	150	-	50	70	1000	50	100	200	150
	AR-158	7	3	3	0,3	1000	-	10	50	30	1000	5	20	-	200	10	700	100	20	-	100
	AR-215	10	1	1,5	1	500	-	10	30	70	20	30	20	10	30	10	100	150	20	200	50
	AR-218B	20	0,5	0,07	0,01	500	-	10	70	7	10	20	20	10	30	10	100	10	10	200	100
	AR-251B	10	1	5	0,3	2000	-	10	200	20	150	30	70	10	100	20	200	70	50	200	150
	AR-268	7	2	2	1	700	0,5	10	30	30	30	5	1000	15	100	30	100	30	100	200	150
	AR-280	10	1,5	2	1	700	0,5	10	150	70	100	70	30	10	100	100	100	200	30	200	50
	CL-35	15	2	7	1	1500	-	-	200	70	100	150	20	-	150	-	200	200	70	-	200
	CL-39C	20	3	7	1	1500	-	-	700	70	150	200	30	-	100	-	200	300	70	-	150
	CL-97C	10	5	7	0,5	700	-	-	2000	50	700	20	20	-	150	-	-	200	30	-	50
	CL-128	15	3	15	0,5	2000	-	-	300	70	150	100	30	-	150	20	200	150	70	-	200
	CL-210B	10	3	5	0,7	700	-	-	1500	70	500	150	20	-	70	-	-	200	30	-	30
	CL-223B	2	0,7	0,5	0,15	500	-	-	500	7	15	-	30	-	10	-	150	30	-	-	100
	CL-274B	10	3	5	1	1500	-	-	50	70	150	200	20	-	70	-	200	100	30	-	70
	RC-390	10	5	7	0,5	1000	-	-	50	70	500	200	-	-	150	-	150	150	-	-	20
	CL-2B	10	10	20	1	2000	-	20	1500	30	3000	-	30	30	70	-	-	30	50		150
	CL-6A	10	2	7	0,7	1500	-	-	150	50	150	50	20	-	100	-	150	150	150	50	100
	CL-12B	15	1,5	5	0,7	1500	-	-	100	70	-	70	50	-	10	-	-	200	70	-	200
	CL-39B	15	7	15	0,5	1500	-	-	100	100	2000	50	20	-	100	-	450	150	30	-	70
	CL-43B	15	5	10	1	100	-	-	300	100	150	100	20	-	150	-	-	200	70	-	200
	CL-47B	20	7	10	1	2000	-	-	50	100	1500	150	20	-	200	-	-	200	30	-	70
	CL-52A	10	3	7	1	700	-	-	70	50	300	30	20	-	100	-	-	200	30	-	30

Tabela 19a - DADOS DE ANÁLISES ESPECTROGRÁFICAS EM ROCHAS METABÁSICAS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDÍ

Classificação de Campo	Amostra	Elementos maiores			Elementos Menores																
		Fe	Mg	Ca	Ti %	Mn	Ag	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Pb	Sr	V	Y	Zn	Zr
METABASITOS ANFIBOLITOS	CL-66A	7	3	20	0,03	3000	-	-	700	-	70	10	20	-	15	30	-	70	-	-	-
	CL-85B	15	7	5	1	1000	-	-	100	100	1000	150	50	-	300	-	-	150	70	-	200
	CL-202	15	2	5	1	1500	-	-	1500	70	100	70	20	-	50	-	150	300	30	-	70
	CL-217A	10	1	1,5	1	1000	-	-	700	70	1500	7	-	-	700	-	200	150	70	-	70
	RX-10	20	5	7	1	1500	-	-	150	70	150	10	200	-	100	30	300	300	70	-	70
	RX-11	20	5	10	1	2000	-	-	200	150	150	30	100	-	100	10	300	300	100	-	200
	RX-16	15	5	10	1	2000	-	-	150	100	150	20	500	-	100	10	300	300	150	-	200
	RX-79B	15	0,1	0,05	0,015	5000	-	-	70	10	-	15	30	-	30	-	150	20	100	-	200
	RX-145B	5	1,5	2	0,5	1000	-	-	50	50	150	30	-	-	30	20	150	200	20	-	50
	RX-149B	3	3	2	0,2	1000	-	-	70	15	150	5	70	-	30	10	-	100	150	-	100
	RX-156	5	10	5	0,05	1500	-	10	30	15	15	5	-	-	5	10	-	10	15	-	20
	RX-186B	5	2	1,5	0,5	700	-	10	5000	50	500	30	-	-	30	10	100	300	30	-	50
	RX-189	5	1,5	2	1	1000	-	10	70	70	150	30	-	-	30	10	150	300	70	200	50
	RX-199	10	1,5	5	1	700	-	10	20	20	300	10	20	-	100	70	100	100	30	-	30
	RX-234	15	2	5	0,03	2000	-	10	20	5	15	5	-	-	5	10	-	15	15	-	10
	RX-243A	10	1	5	1	700	-	10	30	30	30	15	-	-	15	-	100	200	50	-	20
	CL-143A	15	5	20	0,5	1500	-	-	50	100	100	15	20	-	100	-	-	100	70	-	150
	MM-230A	10	2	7	0,3	1000	-	10	20	50	70	50	-	10	50	10	100	150	30	-	70
	MM-250	7	2	2	0,5	500	-	10	200	70	20	70	30	10	50	70	200	20	50	-	150
	MM-260	10	2	3	1	700	-	10	150	70	200	200	-	10	100	50	100	300	50	-	100
	MM-263	10	3	3	0,5	700	-	10	100	50	70	500	-	10	150	10	100	300	30	-	20
	RB-26	15	3	20	1	1000	-	-	20	150	700	150	-	-	150	10	150	300	70	-	100
	RB-32	15	3	15	1	1500	-	-	300	150	200	50	-	-	100	10	200	300	70	-	300
	RB-74A	15	5	20	1	1000	-	-	2000	70	200	70	-	-	100	10	300	300	70	-	100
	CL-208A	7	1	2	0,5	700	-	-	100	30	70	20	20	-	30	-	150	200	50	-	70
	CL-260	10	2	5	1	700	-	-	300	100	15	150	20	-	30	-	-	500	50	-	200
	MM-40	15	3	20	0,7	700	-	10	150	100	300	300	30	10	150	10	500	200	50	-	70

Tabela 19b - DADOS DE ANÁLISES ESPECTROGRÁFICAS EM ROCHAS METABÁSICAS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDÍ.

CPRM

Classificação de Campo	Amostra	Elementos maiores			Elementos Menores																
		Fe	Mg	Ca	Ti %	Mn	Ag	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Pb	Sr	V	Y	Zn	Zr
METABASITOS	JB-65	15	2	5	0,7	1500	-	-	150	70	100	100	-	10	10	10	300	300	-	-	-
	JB-87	15	5	5	0,7	1000	-	-	700	70	700	100	-	10	150	10	100	200	-	-	-
	JB-120D	20	0,5	1	0,002	300	-	-	300	5	70	30	-	10	7	10	-	10	-	-	-
	CL-97C	10	5	7	0,5	700	-	-	2000	50	700	20	20	-	150	-	-	200	30	-	50
	RC-175A	15	3	5	1	1500	-	-	500	150	300	700	-	-	100	-	150	300	50	-	50
ANFIBOLITOS																					

Tabela 19 - DADOS DE ANÁLISES ESPECTROGRÁFICAS EM ROCHAS METABÁSICAS DO COMPLEXO BRUMADO-GRANDÍ.

Classificação de Campo	Amostra	Elementos maiores			Elementos Menores																
		Fe	Mg	Ca	Ti %	Mn	As	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Pb	Sr	V	Y	Zn	Zr
ROCHAS CALCOSSILICÁTICAS	CL-111A	7	5	5	0,07	3000	-	-	200	100	70	200	20	-	-	-	-	50	20	-	200
	CL-219	5	0,3	2	0,2	700	-	-	700	7	15	-	200	-	7	30	300	70	150	-	500
	CL-242A	3	2	2	0,03	700	-	20	30	15	20	-	-	-	30	-	-	30	50		70
	JB-32	7	7	10	1	3000	-		150	70	150	15	-	10	70	10	-	10		-	
	JB-58	10	3	10	0,5	3000	-		500	50	300	70	-	10	150	30	-	100		-	
	JB-152	15	3	15	1	3000	-	-	1500	150	1500	150	-	10	700	30	200	150		-	
	JB-162	10	10	20	0,03	5000	-		100	7	30	30	-	10	7	10	-	10		200	
	JB-174	7	10	20	0,015	5000	-		20	5	15	5	-	-	-	-	100	10		-	
	RX-1	7	7	15	0,7	3000	-	-	1000	30	150	5	50		50	10	150	70	50	-	200
	RX-20	15	3	2	1	5000	-	-	2000	58	200	200	300		150	10	100	100	300	-	300
	RX-106D	7	10	20	0,7	1000	-	10	20	15	700	5	-		70	10	100	30	50	-	150
	RX-243E	15	0,05	15	0,5	200	-	10	500	5	70	5	300		10	10	200	70	70	-	500
	CL-23B	10	5	10	0,07	1000			30	20	15	70	20		30	-	-	50	30	-	-
	CL-65A	10	7	15	0,07	5000			150	30	100	50	20		70	15	-	50	30		100
	CL-110A	-	7	20	0,3	2000	-	-	300	20	200	10	20	-	70	-	-	50	30		100
	CL-188A	10	10	10	0,2	1500	-		5000	50	70	-	20	-	100	-	-	30	30		20
	CL-251E	10	2	5	0,01	2000	-	-	30	-	-	15	20	-	5	-	-	-	-		-
	CL-252A	7	5	5	0,7	500	-	2000	20	15	150	10	20	-	20	-	-	100	30		-
	CL-139E	7	1	1,5	1	1500	-	-	70	50	70	50	20	-	20	-	-	200	50		100
	CL-167A	1	10	20	0,015	1500	-	-	30	5	15	70	20	-	5	-	-	-	-		-
	CL-246E	15	2	1	0,01	500	-	-	30	-	20	-	-	-	20	-	-	-	-		-
	CL-299	5	5	7	0,15	1500		2000	-	7	20	20	20	-	7	-	-	20	10		100
	KM-3B	10	10	20	0,1	5000		150	500	7	70	5	20	10	30	-	100	20	10		10
	KM-3D	10	10	20	0,01	5000		-	50	5	10	5	20	10	5	-	100	10	-		-
	KM-3F	15	15	20	0,01	5000		-	70	15	20	5	150	10	5	-	100	70	-		-
	KM-9	7	1	5	0,3	1000		10	3000	7	50	7	200	10	5	150	150	50	150		1000
	KM-289	5	5	7	0,02	700		10	30	20	50	5	-	10	20	10	100	10	20		50

Tabela 20 a – DADOS DE ANÁLISES ESPECTROGRÁFICAS EM ROCHAS CALCOSSILICÁTICAS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI

CPRM

Classificação de Campo	Amostra	Elementos maiores %			Elementos Menores																
		Fe	Mg	Ca	Ti %	Mn	Ag	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Pb	Sr	V	Y	Zn	Zr
ROCHAS CALCOSSILICÁTICAS	CL-189A	10	10	10	0,2	1500	-		5000	50	70	-	20	-	100	-	-	30	30		20
	CL-251B	10	2	5	0,01	2000	-	-	30	-	-	15	20	-	5	-	-	-	-		-
	CL-252A	7	5	5	0,7	500	-	2000	20	15	150	10	20	-	20	-	-	100	30		-
	CL-139B	7	1	1,5	1	1500	-	-	70	50	70	50	20	-	20	-	-	200	50		100
	CL-167A	1	10	20	0,015	1500	-	-	30	5	15	70	20	-	5	-	-	-	-		-
	CL-246B	15	2	1	0,01	500	-	-	30	-	20	-	-	-	20	-	-	-	-		-
	CL-299	5	5	7	0,15	1500		2000	-	7	20	20	20	-	7	-	-	20	10		100
	MM-3B	10	10	20	0,1	5000		150	500	7	70	5	20	10	30	-	100	20	10		10
	MM-3D	10	10	20	0,01	5000		-	50	5	10	5	20	10	5	-	100	10	-		-
	MM-3F	15	15	20	0,01	5000		-	70	15	20	5	150	10	5	-	100	70	-		-
	MM-9	7	1	5	0,3	1000		10	3000	7	50	7	200	10	5	150	150	50	150		1000
	MM-269	5	5	7	0,02	700		10	30	20	50	5	-	10	20	10	100	10	20		50
	JB-379	7	3	15	0,15	5000	-		20	15	70	5		10	30	30	300	700		-	
	JB-80	7	3	7	0,7	1500	-		150	50	700	30		10	100	30	100	100		-	
	JB-367	7	2	7	0,3	1500	-		30	50	700	30		10	150	10	100	50		-	
	MM-21	10	7	20	0,3	5000	[illegible]	-	1500	200	5000	50	30	-	200	10	100	150	70	-	150

Tabela 20b - DADOS DE ANÁLISE ESPECTOGRÁFICAS EM ROCHAS CALCOSSILICÁTICAS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI

Classificação de Campo	Amostra	Elementos maiores %			Elementos Menores																
		Fe	Mg	Ca	Ti %	Mn	Ag	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Pb	Sr	V	Y	Zn	Zr
XISTOS CATACLÁSTICO-DIAFTORÉTICOS E FILONITOS	RL-81A	10	1,5	1	0,7	700	-	-	700	50	500	70	20	-	200	20	-	150	50	-	150
	RC-81B	10	2	7	0,7	1500	-	-	200	50	700	100	30	-	150	20	-	150	50	-	150
	XM-5B	10	1	2	1	700		15	1500	30	700	30	30	-	70	30	300	100	20	-	300
	XM-44	15	5	15	1	700	-	-	100	70	300	300	50	-	150	-	-	300	150	-	300
	RC-179	10	2	1,5	0,7	1500	-	10	500	70	700	150	20	-	150	30	100	150	30	-	100
	AR-158	7	3	3	0,3	1000	-	-	50	30	1000	-	20	-	200	-	700	100	20	-	100
	RB-210B	15	1	1	0,3	300	-	-	30	70	300	30	-	-	100	10	-	150	30	-	70
	RC-431C	15	0,7	1	1	150	-	-	1000	10	70	-	-	-	20	-	-	700	30	-	150
	RC-282	7	1,5	1	0,5	500	-	-	20	70	300	50	-	-	30	-	-	150	-	-	50

Tabela 21 - DADOS DE ANÁLISES ESPECTROGRÁFICAS EM XISTOS CATACLÁSTICO-DIAFTORÉTICOS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDÍ.

CPRM

Classificação de Campo	Amostra	Elementos maiores %			Elementos Menores																
		Fe	Mg	Ca	Ti %	Mn	Ag	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Pb	Sr	V	Y	Zn	Zr
ROCHAS FERRUGINOSAS BANDADAS	AR-111	20	0,02	0,05	0,01	200	-	10	20	5	30	5	20	-	5	10	100	10	10	-	10
	JB-187	20	0,5	1,5	0,03	2000	-		150	5	50	20		10	5	10	-	20		-	
	JB-114	20	0,7	3	0,03	700	-		150	5	15	10		10	7	10	-	10		-	
	JB-33	20	1,5	3	0,007	1500	-	-	150	5	15	50	20	10	10	10	100	10	10	200	10
	JB-167	20	2	7	0,003	5000	-		700	30	15	200		10	20	10	-	15		200	
	JB-369	20	0,7	1,5	0,01	500	-		30	5	20	20		10	7	-	-	10		-	
METAULTRABASITOS FERRUGINOSOS	RB-25	20	1	3	200	2000			300	5	70	20			10	-	-	70	20	-	10
	JB-126	20	0,3	0,2	0,03	150	-		30	5	50	30		10	30	-	10	10		-	
	JB-70	20	0,7	1	0,02	700	-		150	5	50	20		10	30	10	100	10		-	
	JB-281	20	2	1,5	0,03	2000	-		-	7	10	5		-	7	-	-	10		200	
	JB-284	10	5	1,5	0,02	1500	-		30	20	10	5		-	10	-	-	20		200	
	JB-176	20	0,03	0,05	0,005	200	-		70	7	20	50		10	5	10	-	70		-	
	JB-178	20	0,7	0,3	0,002	5000	-		700	15	20	500		10	5	-	-	10		200	
	JB-183	20	0,7	0,7	0,002	3000	-		700	10	30	100		10	30	10	-	10		200	
MÁRMORES	JB-129	1,5	10	20	0,07	3000	-	-	20	7	70	5	-	10	10	30	100	15	-	-	-
	JB-106	1,5	2	> 20	700	> 5000	-	-	50	10	100	15	-	-	20	10	700	50	20	-	20
	AR-221	2	10	15	0,05	3000	-	15	20	5	10	5	20	10	10	10	100	10	10	200	15
	AR-328	0,5	1	20	0,015	700	0,5	10	20	5	20	5	20	10	5	70	100	10	10	200	10
	CL-65C	5	5	20	0,03	5000	-	-	20	7	30	10	20	-	30	30	-	15	-	-	-
	CL-66B	7	3	20	0,03	5000	-	-	700	-	70	10	20	-	150	30	-	70	-	-	-
	CL-148A	7	3	10	0,015	3000	-	-	20	15	50	-	20	-	50	100	-	15	-	-	-
	CL-148B	20	1	15	0,01	5000	-	-	30	-	15	-	20	-	15	-	-	-	-	-	15
	MM-3B	10	10	20	0,1	5000	-	150	500	7	70	5	20	10	30	-	100	20	10	-	10
	RC-183A	0,7	10	20	0,015	5000	-	50	1000	30	15	15	-	-	100	-	150	150	-	-	-

Tabela 22 – DADOS DE ANÁLISES ESPECTOGRÁFICAS EM ROCHAS FERRUGINOSAS BANDADAS, METAULTRABASITOS FERRUGINOSOS E MÁRMORES DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI.

Classificação de Campo	Amostra	Elementos maiores %			Elementos Menores																
		Fe	Mg	Ca	Ti %	Mn	Ag	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Pb	Sr	V	Y	Zn	Zr
QUARTZITOS	CL-213A	3	0,3	0,15	0,15	300	-	-	1000	10	70	7	70	-	15	15	-	50	20	-	150
	CL-243	1,5	3	2	0,05	700	-	20	200	7	30	-	700	-	20	-	-	15	200	-	50
	AR-112	5	0,5	0,2	0,3	1000	-	10	1500	15	100	15	70	-	30	20	100	30	70	200	200
	RR-9A	2	1	0,3	1	150	-	-	500	10	1000	10	100	-	70	10	100	100	30	-	300
	RX-20A	7	3	5	0,5	3000	-	10	500	7	100	7	50	-	70	-	150	70	50	-	300
	CL-64	3	5	7	0,02	2000	-	-	100	70	3000	30	30	-	3000	-	-	-	20	-	-
	CL-129	7	5	5	1	50	-	150	200	-	3000	10	500	-	5	30	150	50	100		100

Tabela 23 – DADOS DE ANÁLISES ESPECTOGRÁFICAS EM ROCHAS QUARTZÍTICAS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI.

CPRM

Classificação de Campo	Amostra	Óxidos %												
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	PF	UMIDADE
METAULTRABÁSICAS	RC-53	54,9	3,8	2,8	4,3	0,05	0,14	2,5	24,8	0,09	0,36	0,05	5,9	1,5
	RC-254	48,5	6,4	7,6	7,9	0,38	0,42	6,7	16,8	0,45	0,06	0,13	3,5	0,9
	RC-279	-	20,8	12,4	3,2	0,70	-	9,0	19,4	0,36	-	-	-	-
	RC-389	-	5,7	7,7	1,5	0,25	-	3,2	27,6	0,32				
	JB-63	58,1	2,6	2,5	1,9	0,13	0,06	0,07	28,9	0,05	0,05	0,05	5,7	0,4
	JB-66	51,1	6,6	1,4	6,3	0,28	0,23	2,4	25,5	0,09	0,05	0,05	5,3	0,5
	JB-68	47,2	8,0	3,1	5,3	0,33	0,17	4,2	25,3	0,16	0,05	0,05	5,7	0,4
	JB-69	46,6	5,7	2,7	5,7	0,18	0,28	6,2	25,0	0,33	0,05	0,05	6,7	0,4
	JB-229	39,8	4,5	6,8	3,5	0,25	0,10	1,4	32,5	0,06	0,05	0,12	10,3	0,7
	CL-42A	52,9	2,3	8,2	2,5	0,13	0,09	0,13	27,2	0,05	0,05	0,21	5,4	0,5
	CL-47A	46,9	8,7	2,6	5,7	0,05	0,21	9,00	20,9	0,29	-	0,05	4,9	1,1
	CL-63B	42,7	6,6	5,3	3,6	0,35	0,22	0,13	30,6	0,05	-	0,21	10,6	1,3
	CL-91A	46,6	8,0	3,4	10,6	1,1	0,22	9,2	17,3	0,13	-	0,27	3,8	0,5
	CL-109	49,3	7,6	5,8	7,8	1,2	0,09	4,8	15,2	0,84	0,06	0,25	0,9	-
METAULTRAMÁFICAS	CL-143A	46,1	14,2	4,3	10,8	0,55	0,26	10,2	9,9	1,4	0,27	0,21	0,9	-
	CL-162A	46,4	7,0	2,1	6,2	0,20	0,19	0,7	28,0	0,16	0,05	0,22	6,3	0,4
	CL-246B	47,6	0,57	31,0	4,7	0,05	-	2,1	10,9	-	-	-	-	-
	CL-252	48,5	7,2	2,2	3,0	1,6	-	10,5	18,2	-	-	-	-	-
	RX-199	-	9,9	7,3	7,9	1,5	-	12,2	8,3	0,54	-	-	-	-

Tabela 24 — DADOS DE ANÁLISES QUANTITATIVAS PARA ÓXIDOS EM ROCHAS METAULTRABÁSICAS E METAULTRAMÁFICAS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI

Classificação de Campo	Amostra	Oxidos %												
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	PF	UMIDADE
ANFIBOLITOS METAGABROS	RX-145	-	18,9	6,5	4,3	1,4	-	13,9	3,6	1,2	-	-	-	-
	RX-176C	-	19,8	11,6	0,28	6,0	-	15,3	0,14	1,1	-	-	-	-
	RB-9B	52,9	7,1	16,3	12,1	0,30	0,29	5,30	1,90	0,30	0,23	0,22	2,70	-
	RX-186C	-	15,1	3,8	8,1	1,6	-	12,4	4,0	2,0	-	-	-	-
	RX-20	43,6	12,8	13,6	0,05	0,68	0,61	1,7	4,4	0,14	0,06	0,46	21,1	14,8
	MM-40	47,5	8,9	3,4	7,4	1,5	0,17	10,6	6,1	2,7	0,36	0,38	0,8	0,3
	CG-31	45,0	17,0	6,0	9,0	1,6	0,19	8,7	5,7	1,7	0,7	0,32	3,9	1,0

Tabela 25 — DADOS DE ANÁLISES QUANTITATIVAS PARA ÓXIDO EM ROCHAS METABÁSICAS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI.

CPRM.

Classificação de Campo	Amostra	Óxidos %												
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	PF	UMIDADE
ROCHAS CALCOSSILICÁTICAS	CL-65A	31,2	3,4	0,76	5,8	0,05	1,1	30,2	30,6	0,05	-	0,21	10,6	1,3
	CL-139A	25,2	1,7	1,8	4,0	0,05	0,52	25,7	16,6	0,12	-	0,43	23,5	0,2
	CL-167A	33,0	1,5	1,5	2,3	0,25	0,26	28,4	13,4	0,21	0,05	0,12	18,3	0,2
	RX-01	53,5	10,4	2,6	2,2	0,68	0,39	15,8	7,7	3,0	1,5	0,38	1,3	0,8
	CL-299	47,9	3,8	2,1	5,0	0,44	0,28	16,5	17,1	0,36	0,05	0,05	5,5	0,05

Tabela 26 - DADOS DE ANÁLISES QUANTITATIVAS PARA ÓXIDOS EM ROCHAS CALCOSSILICÁTICAS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDI

Classificação de Campo	Amostra	Óxidos %												
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	PF	UMIDADE
METAULTRABASITOS FERRUGINOSOS	JB-311	51,8	0,38	43,8	1,8	-		0,17	0,2					
	JB-384	59,0	0,38	30,8	4,2	-	0,15	1,4	2,5	0,09		0,12	1,7	0,3
	JB-167	54,7	0,57	29,5	5,4	-	1,1	0,98	4,7	0,07	0,05	0,11	2,7	0,7
	JB-176	41,3	11,3	5,1	14,2	5,2	0,26	13,2	5,9	0,68	0,48	0,60	1,6	0,8
	JB-178A	44,0	1,2	24,7	13,9	0,13	0,94	3,6	5,3	0,10	0,09	0,11	3,8	1,9
	JB-195A	50,7	0,28	25,4	9,3	-	0,90	5,0	4,0	0,05	0,05	0,13	3,6	1,1
	BB-9	52,9	7,1	16,3	12,1	0,30	0,29	5,3	1,9	0,30	0,23	0,22	2,7	
	MM-71	45,7	1,0	6,9	32,8	0,05	1,3	2,1	6,8	0,17	-	0,45	0,1	

Tabela 27-DADOS DE ANÁLISES DE ÓXIDOS EM METAULTRABASITOS FERRUGINOSOS DO COMPLEXO BRUMADO-URANDÍ

vulcanitos ácidos, deixa-se aqui em aberto a problemática genética que envolve essas rochas.

Com o objetivo de fornecer uma sintetização dos dados analíticos, muitos deles situados nesse relatório, anexa-se, a seguir, as Tabs. 18 (a.b.c); 19 (a.b.c); 20 (a.b); 21 22 e 23, relativas a dados de análises espectrográficas semi-quantitativas das diversas unidades enquadradas no Complexo Brumado-Urandi. Também relaciona-se as Tabs. 24, 25, 26 e 27, relativas a dados analíticos quantitativos efetuados para óxidos.

7.2.2 Petrogênese

Muito embora os litotipos que integram os diversos complexos metamórficos no Estado da Bahia, dentre os quais acham-se incluídos os complexos Ibitira-Brumado, Licínio de Almeida e Urandi (aqui reunidos com a denominação de Complexo Brumado-Urandi), sejam considerados como vinculados a eventos vulcano-sedimentares, cuja época de formação é atribuida ao Ciclo Trans-Amazônico, evidências de campo, associados a dados petroquímicos e interpretações geotectônicas, parecem conduzir a hipótese de que estas sequências sejam bem mais antigas, provavelmente ligadas a evolução do Arqueano.

O padrão de organização geotectônica dos litotipos do Complexo Brumado-Urandi, em perfeita concordância com aqueles do Complexo Migmático-Plutônico, parecem refletir uma evolução à partir de uma crosta num estágio permóvel, sem a individualização de grandes arcabouços tectônicos rígidos.

Diversas caracteristicas parecem refletir idades arqueanas para estas sequências, dentro da conceituação traçada por Salop (1977) para terrenos arqueanos, ou seja, aqueles

terrenos evoluidos anteriormente a Era Paleoprotozóica - (> 3.500 m.a.). Podem ser citados, entre outras, as seguintes: a) extensivo desenvolvimento de rochas do grau médio de meta - morfismo, como também do metamorfismo de alto grau (Complexo Granolítico); b) presença de rochas anortosíticas e andesíni- ticas, cujo grau metamórfico é compatível ora com o facies anfibolito, ora com o facies granulito. c) desenvolvimento extensivo de rochas afetadas por metamorfismo retrógado, com faciologia metamórfica decrescente até o grau incipiente de metamorfismo; d) elevados estágios de granitização e metassomatismo alcalino-sódico a potássico; e) ausência de conglomerados marcando linha de discordância entre os litotipos do Complexo Migmático-Plutônico e aqueles do Complexo Brumado-Urandi; f) ausência de zonação primária de facies; g) ausência de uma regularidade na distribuição de zonas metamórficas; h) ausência de estruturas primárias magmáticas e/ou sedimentares; i) a distribuição de rochas granolíticas na periferia dos paleonúcleos, mostrando que a sua formação é ligada provavelmente a elevação do fluxo térmico causada pela movimentação desses paleonúcleos numa época de permobilidade da crosta; j) ausência de grandes pacotes de arenitos grosseiros; l) marcantes similaridades com as secções mais completas do Arqueano, como aquelas do escudo Aldan (Grupo Aldan, o qual, seg. Salop (op.cit.), constitui o mais completo "stratotype" da Sibéria e proposto para o mundo). Este "stratotype" caracteriza-se pela presença, na parte inferior, do complexo gnáissico, originado à partir da arteritização de metavulcânicas (ortoanfibolitos, piroxênio-ortognaisses), contendo quartzitos, com intercalações de gnaisses ricos em alumina, xistos cristalinos (cataclástico-diaftoréticos), e localmente, magnetita quartzitos. Para as partes superiores ocorre uma monótona sequência de xistos cristalinos básicos(pla

giognaisses) e anfibolitos derivados de rochas básicas. Sequenciando a secção ocorrem unidades similares de metavulcânicas, com a particularidade, no entanto, de estarem interacamadas - com espessas unidades carbonáticas.

Segundo Salop (op. cit.), a era Arqueana (> 3.500 m.a.) caracteriza-se pelos seguintes fatores: ausência de um zoneamento faciológico definido; ausência de altos relevos ou áreas fontes de exposição contínua. A maior parte da terra estava provavelmente coberta pelo oceano. As áreas de terra constituiam penínsulas baixas ou bancos emergentes de forma irregular.

Uma outra característica bem marcante da Era Arqueana (> 3.500 m.a.), segundo Salop, diz respeito ao seu arcabouço geotectônico, caracterizado por estruturas concêntricas ovaladas, com um complicado dobramento nas zonas interovais. As ovais são circunscritas por gnaisses, alguns deles portadores de hiperstênio, migmatitos e granito-gnaíssicos. Uma característica marcante deste padrão geotectônico, segundo o mesmo autor, é o agrupamento dessas ovais, sugerindo a inexistência de limites definidos cratonizados (plataformas), o que induz a admitir uma generalizada mobilidade da crosta da terra durante o Arqueano, sugestivo, portanto, de um estágio permóvel antigo no seu desenvolvimento.

As idéias traçadas por Salop se encaixam perfeitamente na evolução das rochas do Complexo Migmático-Plutônico - (formando as ovais) e das rochas dos complexos granolítico e Brumado-Urandi (formando as zonas inter-ovais).

A zonação de estruturas migmáticas, com variações de estruturas postmigmáticas no centro das ovais para estruturas sinmigmáticas nas partes externas, passando até a gnaisses

arteríticos pouco migmatizados, também traduz o padrão de mobilidade na formação desses ovais, onde movimentações de caráter transcorrente tiveram lugar ainda num estágio permóvel.

O padrão de organização geotectônica, a similaridade lito-estratigráfica, a presença de grandes faixas de movimentação transcorrente, o extensivo desenvolvimento de processos retrometamórficos e a ausência de níveis conglomeráticos balizando linhas de discordância, são fatores, entre muitos outros, que provavelmente suportam uma idade arqueana para essas rochas. A despeito dos controles geocronológicos acusarem, em sua maioria, idades Transamazônicas (1.800 m.a.), acredita-se que essas idades estejam refletindo superimposições de ciclos orogenéticos implantados em épocas posteriores, com tendência para uma homogeneização isotópica para o último evento tectonotermal.

Os regimes vulcânicos que conduziram a formação dos "greenstone-belts" no tempo arqueano diz respeito a natureza da crosta primitiva. Alguns autores como Glikson (1972) e Anhaeusser (1973), propõem uma crosta ensimática oceânica. Viljoen e Viljoen (1970) admitiram a presença de um sial como uma protuberância próxima ao centro do vulcanismo. Windley e Bridgwater (1971), Windley (1973), Kroner (1976) e, mais recentemente, Gorman, Pearce e Birkett (1978), sugerem um embasamento ensiálico para os "greenstone belts".

Salop (op.cit.), admite para rochas arqueanas uma idade superior a 3.500 m.a., e menciona que a maioria dos "greenstone belts" foram formados na era Paleoprotozóica que abrange um intervalo de tempo de 900 m.a., compreendido entre 3.500 m.a. a 2.600 m.a.

Naqvi, Divakara e Narain, 1977, admitem que a mai

or parte da problemática que envolve a conceituação dos "greenstone belts" diz respeito ao seu embasamento primordial, se de natureza simática, ou siálica. Segundo esses autores, a cratonização não ocorreu simultâneamente em todo o Arqueano do mundo, e admitem que o estágio de crescimento continental que ocorreu na Groenlândia a cerca de 3,8 b.a., pode ter ocorrido no sul da África a cerca de 3,4 b.a. ou no escudo Canadense a apenas 2,7 b.a., o que implica que o evento de 3,8 b.a. na Groenlândia pode ser equivalente ao evento de 3,2 - 3,4 b.a. na área de Barberton. Por outro aspecto, eventos mais recentes podem obliterar as características de evento mais antigo. Para os autores, um outro importante ponto que tem sido negligenciado, e constitui por isto muita confusão na geologia do Arqueano, diz respeito ao agrupamento de todos os facies"greenschist" nos terrenos "granite-greenstone" dentro do termo genérico - "greenstone belts", e enfatizam ainda a necessidade de subdivisão dos chamados "greenstone belts" em diversos sub-grupos genéticos. Citam, como exemplo, o caso do Super grupo "Dhaewar " em que a parte inferior, constituída de gnaisses antigos, gnaisses hornblêndicos, "greenstone" anfibolitos e formações ferríferas, é separada por uma discordância (balizada por conglomerados) da parte média, sendo esta última também separada da parte superior por uma discordância (também balizada por conglomerados). A parte inferior, para os geólogos indianos, representa, portanto, os verdadeiros "greenstone-belts", enquanto que a parte média representa um geossinclinal similar aos "greenstone".

A Fig. 47 mostra esquematicamente a distribuição vertical e no tempo de diversas sequências arqueanas do mundo, seg. informações compiladas de Glikson, op.cit., mostrando ao lado uma coluna provisória que se admite para parte do Precam-

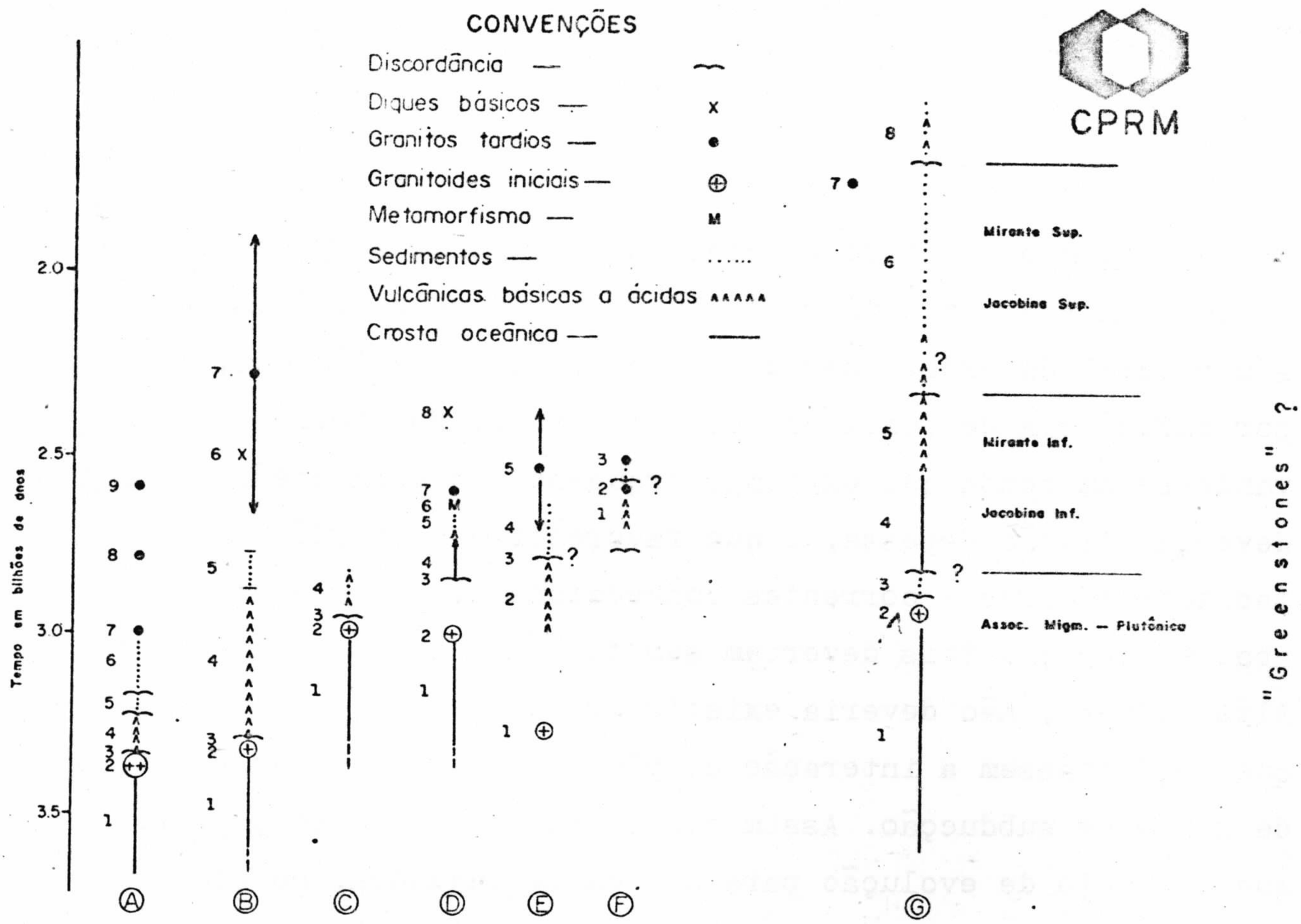
briano do Estado da Bahia.

O Complexo Brumado-Urandi, à luz dos conhecimentos atingidos neste trabalho, representa segmentos da crosta oceânica arqueana.

Como já enfocado em capítulo precedente, postula-se que a arteritização da crosta oceânica primitiva teve início provavelmente à partir do momento em que instalou-se a fusão parcial de segmentos subsidentes da crosta oceânica, com a consequente ascenção diapírica lenta dos domos diferenciados calcosódicos (Fig. 31).

A luz desses conceitos, os gnaisses seriam portanto, produtos híbridos de segmentos da crosta oceânica, atualmente levados a um acentuado estágio de granitização. A respeito disso, Salop (op.cit.) esclarece que durante a granitização, piroxênios e anfibólios podem ser substituidos por biotita, de modo que biotita-anfibólio gnaisses, mesocráticos e até leucocráticos, são formados à partir de metabasitos; o próprio autor enfatiza que este processo é tão importante no sentido de se poder avaliar a proporção de metabasitos em sequências arqueanas.

Considerando as relações quantitativas obtidas nos gráficos triangulares Ti-Zr-Y (Fig. 46a) e Ti-Zr-Sr (Fig. 46b), observa-se que houve uma maior incidência das rochas básicas nos campos dos basaltos do assoalho oceânico e calco-alcalinos. Algumas amostras situam-se no campo toleítico de arcos de ilhas. Nenhuma das amostras situou-se no campo dos basaltos intra-placa de ilhas oceânicas ou continental. Em vista desses resultados, achou-se provável que, durante a evolução da crosta arqueana, sob regime oceânico, não houve condições para a incidência de fenômenos de reciclagens intensas da crosta sóli



Sul da África

A — Barberton : 1 – Série Onverwacht ; 2 – Tonalito e granodiorito ; 3 – "Middle Marker" ; 4 – Série Onverwacht Superior , 5 – Série "Fig Tree" ; 6 – Série Moodies ; 7 – Migmatitos e granitos ; 8 e 9 – Granitos pórfiros .

Rodesia

B — 1 – Grupo Sabakwian ; 2 – Gnaisse tonalítico ; 3 – Discordância Sabakwian - Bulawayan ; 4 – Grupo Bulawayan ; 5 – Grupo Slamvaian ; 6 – Great Dyke ; Granitos tardios .

Austrália (oeste)

C — Sistema Pilbara : 1 – Série Warrawoona ; 2 – Granito ovalado ; 3 – Discordância ; Série Mosquito Cheek.

Austrália (oeste)

D — Sistema Kalgoolie ; 1 – Ofiolitos Coolgardie ; 2 – Granito sódico e tonalito ; 3 – Discordância ; 4 – Ofiolito Red Late - Yilmia - Kalgoolie ; 5 – Mungari Beds ; 6 – Metamorfismo Regional ; 8 – Diques básicos .

Canadá

E — Província Superior ——— 1 – Gnaisse Minesota River ; 2 – Vulcânicas Hoowan ; 3 – Discordância ; 4 – Série Timiskaming ; 5 – Granito Algoman .

Canadá

F — Província Yelowknife , Slave ——— 1 – Grupo Yelowknife (vulcânicas) ; 2 – Granodiorito ; 3 – Grupo yelowknife (sedimentos) e granitos intrusivos .

Brasil (Coluna precambriana provisória no Estado da Bahia)

G — 1 – Complexo Brumado - Urandi ; 2 – Associação Migmática - Plutônica (ovais tonalíticos) ; 3 – Sedimentos clásticos (quartzito sup. da sequência Serra das Eguas) ; 4 – Complexo Saúde (Jacobina Inferior ?) ; 5 – Complexo Contendas - Mirante Inf. (vulcânicas) ; 6 – Grupo Jacobina (sup.) ; Complexo Contendas - Mirante (sedimentos) ; 7 – Granitos tardios potássicos ; 8 – Domínio geotectônico de plataforma estável .

FIGURA 47 — Esquema de evolução do Arqueano em algumas partes do continente (A a F) , seg. Gilkson (1972) . Em (G) coluna simplificada de parte do Precambriano no Estado da Bahia.

da basáltica através do processo de tectônica de placas. Esta reciclagem pode ter ocorrido simplesmente pelo fenômeno de fusão parcial da crosta devido a abatimentos localizados, talvez por influência de fenômenos conveccionais. Por outro lado, levando-se em conta que em tempo arqueano a crosta oceânica não deveria ser tão espessa, o que favoreceria a incidência de altas temperaturas e correntes conveccionais, os fenômenos de abatimentos crustais deveriam ser também muito mais atuantes. Além do mais, não deveria existir grandes áreas cratonizadas - que facilitassem a interação de placas tectônicas com formação de zonas de subducção. Assim considerando, acha-se provável que o modelo de evolução para a área se enquadra, no seu estágio inicial, naquele proposto por Glikson (1972), com ligeiras modificações em seus estágios subsequentes, estas alicerçadas nas idéias introduzidas por Salop (op.cit.) para terrenos arqueanos, como também nas experiências de campo vividas pelos - autores.

7.3 Complexo Granolítico

Muito embora não se disponha de dados petroquímicos e geocronológicos na área, tornou-se possível, mediante uma análise dos padrões geotectônicos, formular uma hipótese para a sua formação. Postula-se aqui que a formação de granolitos - esteja ligada ainda a um estágio permóvel da crosta durante a movimentação das ovais migmáticas, cujo atrito gerado na zona periférica dessas ovais, seria suficiente para elevar o fluxo térmico e criar domínios tensionais propícios à formação de - granolitos. Essa hipótese tem reforço no padrão de distribuição dos granolitos (cincun-oval) na periferia das ovais migmáticas ou nas zonas de interação de núcleos migmáticos (vide Fig. 20).

Com respeito as datações radiométricas efetuadas - no Complexo Sta. Isabel por Jardim de Sá et alii (1976), cujas rochas são correlatas das rochas granolíticas que ocorre na área do projeto, adjunto ao bordo ocidental da serra do Espinhaço, é possível que as datações aí encontradas (2.600-2.700m.a.) sejam representativas de um processo termal talvez ligado a implantação do Ciclo Guriense. A existência de rochas migmáticas com o mineral índice do facies granulito, atesta ser o processo de granolitização posterior ao evento anatético, o que só poderia ser explicado por condições especiais de temperatura e pressão, ligadas a uma fase de desidratação da rocha. Fases superimpostas de metamorfismo dinâmico tenderiam a rearrumar a trama de rochas granolíticas ou mesmo plutônico - magmáticas associadas, não só devido a implantação de processos de poligonação e blastese, como também a processos de milonitização, sem neoformação de minerais.

Segundo recentes investigações de Salop (op.cit.), é provável que o metamorfismo progressivo de ambos os facies anfibolito e granulito nos complexos arqueanos da Groenlândia desenvolveram-se simultâneamente, embora o facies anfibolito - possa ser localmente retrógado. Segundo esse autor, é possível que o processo termal tenha sido sobreposto às rochas do facies granulito a cerca de 2.600-2.850 m.a. Acrescenta ainda, que - esse evento termal parece ter sido o responsável pelo processo de homogeneização isotópica ("cryptometamorphis"), o que implicaria em dizer que o metamorfismo do facies granulito deve ser mais antigo do que a idade indicada por geocronologia.

7.4 Super Grupo Espinhaço

7.4.1 Domínio da Serra do Espinhaço

7.4.1.1 Petroquímica

Grande parte dos milonito xistos, ultramilonitos e

filonitos ai presentes, apesar do alto estágio de alteração cataclástico-diaftorética, ainda guarda elementos traços compatíveis com uma derivação magmática, conforme mostra a grande incidência de valores elevados para Cr (Tab. 28 a.b.), cuja distribuição superficial das amostras é mostrada nas plantas das Figs. 30 e 31. É o caso, por exemplo, das amostras CG-181, 200, 204 e RC-326, que se situam no domínio da cordilheira do Espinhaço e próximas da falha do bordo ocidental. Estas amostras, além dos registros elevados para Cr (500 e 300 ppm, respectivamente, para as duas primeiras, e de 100 ppm para a última), apresentaram valores também elevados para Ba (5.000, 3.000. 2.000 e 1.500 ppm, respectivamente), Zr (> 1.000, 700 e 700 ppm para as três primeiras) e Ti (7.000 ppm para as duas primeiras e a última e 10.000 ppm para a terceira). Entre aproximadamente os paralelos de 14°30' e 14°45', onde a cordilheira do Espinhaço toma uma postura o mais aproximadamente meridiana, observou-se uma sensível diminuição no teor de grafite nos milonito xistos, que ainda permanecem portando minerais aluminosos, comumente granada, e mais raramente, cloritoide e estaurolita. Neste trecho, citam-se as amostras CG-171, 169, RC-368, 156, 339-E, 172, 165, 167, 448 e 452. Essas amostras de milonito xistos, com excessão da amostra RC-339-E, apresentaram registros elevados para Cr (enumerados em ordem sequencial: 1500, 300, 150, 150, 700, 500, 200 e 150 ppm). Também a amostra CG-159 apresentou registro elevado para Co (2.000 ppm) e V (2.000 ppm). Com relação aos registros para Ba e Mn, o primeiro elemento concentrou-se anomalamente em quase todas as amostras, enquanto que o segundo, apresentou-se anômalo notadamente em amostras próximas de rochas metabásicas, em avançado estágio de erosão cataclástica, como é o caso das amostras CG-169, 171 e RC-165, 167 e 452, cujos registros para Mn foram, respectiva -

CPRM

Classificação de Campo	Amostra	Elementos maiores %			Elementos Menores																
		Fe	Mg	Ca	Ti %	Mn	Ag	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Pb	Sr	V	Y	Zn	Zr
MILONITO-XISTOS-ULTRAMILONITOS E FILONITOS	CG-24B	10	0,07	0,07	0,2	100	-	10	150	-	150	70	200	-	50	15	150	30	30	-	150
	CG-168A	1	0,05	0,07	0,01	>5000	M 3	10	>5000	500	30	700	-	-	70	-	1500	700	-	300	10
	CG-171	10	3	0,7	1	1000	-	300	1500	70	1500	150	50	-	200	100	<100	300	70	-	300
	CG-169	2	0,5	0,1	0,3	5000	0,7	150	>5000	2000	300	2000	30	-	M 70	30	200	2000	100	-	300
	CG-181	10	0,3	0,1	0,7	100	-	100	5000	<5	500	30	70	-	30	50	150	100	70	-	1000
	CG-182B	7	0,5	0,07	0,1	150	-	-	2000	7	30	20	30	-	10	-	100	30	70	-	200
	CG-200	5	0,7	<0,05	0,7	30	-	300	3000	7	300	10	50	-	<5	30	100	300	30	-	700
	CG-204	1,5	0,2	0,1	1	20		100	2000	<5	70	7	30	-	20	30	100	100	50	-	700
	RC-323	5	0,7	<0,05	0,5	100	-	100	1500	<5	70	10	-	-	10	20	-	30	30	-	200
	RC-368	10	1	<0,05	0,5	70	-	15	1000	15	150	-	50	-	30	15	-	50	20	-	150
	RC-316	5	2	2	0,5	500	-	15	1000	50	200	-	50	-	20	30	300	30	30	-	70
	RC-317	10	3	5	>1	500	-	15	-	100	300	30	-	-	70	-	150	200	30	-	30
	RC-326	1	0,7	<0,05	0,7	30	-	200	1500	5	100	5	-	-	-	20	-	100	30	-	150
	RC-378	5	0,7	<0,05	0,3	100	-	50	700	10	30	10	70	-	20	20	-	20	30	-	200
	RC-141	2	0,2	0,07	1	-	0,5	100	1500	5	300	5	30	-	7	30	150	50	30	-	200
	RC-142	10	0,2	0,07	0,7	20	-	100	1500	5	300	15	70	-	30	30	150	70	70	70	200
	RC-156	7	1	<0,05	0,3	100	-	200	2000	7	150	7	300	-	20	15	-	50	300	-	150
	RC-151	7	0,7	0,05	0,3	500	-	70	1500	7	100	10	50	-	20	30	150	30	30	-	150
	RC-339H	5	0,1	<0,05	0,5	700	-	10	700	20	300	50	-	-	30	20	-	100	20	-	150
	RC-339O	1	0,15	<0,05	0,3	20	-	15	700	5	150	30	20	-	20	30	-	200	10	-	100
	RC-339I	3	0,07	<0,05	0,3	10	-	-	150	7	100	50	-	-	20	30	-	50	15	-	100
	RC-339H	20	-	-	0,15	3000	-	-	100	70	70	100	-	-	700	-	-	70	30	500	10
	RC-172	10	0,1	-	1	150	-	50	700	5	700	100	-	-	30	20	-	150	10	-	150
	RC-167	10	0,07	0,05	0,5	300	-	50	700	-	500	100	20	-	15	15	100	150	20	-	100
	RC-165	10	1,5	0,15	0,7	1500	-	70	1000	70	700	200	30	-	100	20	100	150	50	-	100
	RC-13	10	0,7	0,05	0,7	200	-	50	700	7	200	20	30	-	30	15	100	70	30	-	10
	RC-299	-	0,1	-	0,5	70	-	100	300	10	70	5	50	-	30	20	-	70	20	-	100

Tabela 28a – DADOS DE ANÁLISES ESPECTROGRÁFICAS NA UNIDADE "eml" DA ASSOCIAÇÃO ESPINHAÇO

Classificação de Campo	Amostra	Elementos maiores %			Elementos Menores																
		Fe	Mg	Ca	Ti %	Mn	Ag	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Pb	Sr	V	Y	Zn	Zr
MILONITO-XISTOS-ULTRAMILONITOS E FILONITOS COLINOTILONITOS	RC-256	5	0,5	-	0,7	300	-	70	500	-	150	5	100	-	-	15	-	70	20	-	150
	RC-452	15	1,5	-	>1	1500	-	-	700	150	150	200	100	10	150	20	-	200	100	-	50
	RC-448	7	0,2	-	0,5	30	-	70	1000	5	200	30	30	-	70	70	100	150	30	-	150
	RC-392	3	0,2	0,15	0,7	50	-	70	700	5	150	30	50	-	30	70	200	100	20	-	100
	RC-397A	7	0,1	0,15	0,5	20	0,7	70	500	5	150	5	50	10	70	20	-	70	30	-	300
	RC-406	5	0,2	0,07	0,2	700	-	70	1000	70	150	70	200	-	70	70	300	150			
	RC-271	3	0,15	0,05	0,5	15	-	150	100	5	50	5	-	-	7	-	-	50	-	-	70
	RC-228	7	0,2	-	0,15	50	-	-	1000	7	200	70	20	-	50	10	-	100	50	-	70
ROCHAS QUARTZÍTICAS	CG-36	1	0,2	0,05	0,15	20	-	20	300	5	20	-	20	-	-	-	-	20	-	-	150
	RC-380	3	0,5	0,05	0,2	50	-	20	300	5	50	5	30	-	10	20	-	30	15	-	150
	RC-173	5	1,5	0,2	0,3	1000	-	20	1500	10	150	15	50	-	30	20	-	30	30	-	150
	RC-11A	0,5	0,3	0,5	0,15	20	-	-	300	-	-	-	-	-	-	-	-	10	-	-	200
	RC-11B	0,2	0,03	-	0,07	100	-	-	150	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	70
	RC-110	3	0,03	0,1	0,15	150	-	-	300	-	15	5	20	-	100	-	-	15	-	-	300
	RC-110	1,5	0,3	0,05	0,3	70	-	-	300	-	20	7	20		10	-	-	15	-	-	300
	RC-14	10	0,7	0,05	0,15	200	-	-	70	5	30	10	30	-	15	10	-	15	15	-	300
	RC-310	0,15	0,02	-	0,03	20	-	15	50	-	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15
	RC-407	0,5	0,05	0,05	0,3	30	-	15	500	-	20	15	30	-	-	-	-	20	-	-	300
	AR-112	5	0,5	0,2	0,3	1000	-	10	1500	15	100	15	70	-	30	20	100	30	70	-	200
	LM-49	5	0,02	-	1	10	-	15	50	-	15	5	100	20	-	10	-	15	70	-	1000
METABÁSICAS	CG-177	7	10	7	0,5	1500	-	-	150	50	150	7	20	-	50	-	100	50	30	-	150
	CG-1641	3	5	20	0,2	3000	-	10	2000	50	150	Cu	150	-	30	10	100	30	150	-	150
	RC-316	5	2	2	0,5	500	-	15	1000	50	200	-	50	-	20	30	300	30	30	-	70

Tabela 28b - DADOS DE ANÁLISES ESPECTROGRÁFICAS NA UNIDADE "eml" E EM QUARTZITOS DA ASSOCIAÇÃO ESPINHAÇO

mente, de 5.000, 1.000, 1.500, 300 e 1.500 ppm.

Os registros para Ti foram bastante osciláveis, porém atingiram alguns picos como no milonito xisto estaurolítico (CG-169), com mais de 10.000 ppm, e nos milonito xistos granatíferos (RC-172 e 452), com valores também acima de 10.000 ppm. O Cu apresentou-se anômalo no minério de Mn da localidade de Vai quem Pode (CG-168) e no milonito xisto encaixante - (CG-169), respectivamente, com 700 e 2.000 ppm. Nesta mesma localidade, foram detectados valores para Ag (3 ppm no minério de Mn e 0,7 ppm no milonito xisto, o primeiro valor com interferência).

Os valores relativamente elevados registrados para o elemento cromo provavelmente é devido a presença de Kotschubeita, uma variedade de clinocloro cromitífero. Este fato foi confirmado por análise de raio X efetuado na amostra RC-165, um filonito com aspecto textural xistoso que ocorre á sudoeste de Licinio de Almeida, ao longo da via férrea, e cuja análise petrográfica revelou que este mineral ocorre numa proporção de mais de 50% e cuja procedência parece estar vinculada a rochas básico-ultrabásicas. Resultados de análises espectrográficas - semi-quantitativas na referida amostra revelaram os seguintes valores: Cr (700 ppm), Ba (1.000 ppm), Mn (1.500 ppm), Ti (7.000 ppm), Ni (100 ppm), V (150 ppm) e Zr (100 ppm), além de um valor para Cu (200 ppm). Os valores para Cr e Ni parecem - confirmar as observações petrográficas da referida amostra ter vinculação magmática. A descaracterização composicional e textural da rocha original é provavelmente devido a influência de processos cataclásticos e regressivos, em fase nitidamente hidrotermal, conforme atestam os valores para Ba e Zr, além da presença comum de turmalina e zirconita.

As amostras de milonito xistos (RC-165 e MM-5) quando plotadas no gráfico que avalia as relações quantitativas entre os parâmetros "mg" de Niggli e os valores para Cr e Ni, segundo sugestão de Van de Kamp (Fig. 45b), situam-se no "trend" ígneo e se aproximam bastante no seu quimismo com aquelas amostras também de caráter xistoso do Complexo Brumado-Urandi (RC-179, 81A, 81B, 158; AR-158, RB-210B e MM-4), o que vem dar reforço a hipótese de que parte dos litotipos enquadrados no Super Grupo Espinhaço constituem produtos tectonicamente retrabalhados e diaftoreticamente alterados de segmentos do Complexo Brumado-Urandi.

Quando as amostras de milonito xistos, ultramilonitos e filonitos são plotados no gráfico triangular da Fig. 48, mostram um "trend" de enriquecimento em ferro e quando comparadas com as posições de outras amostras de metavulcânicas da faixa costeira sul de Pernambuco (seg. Borba, 1978), evidenciam uma relativa proximidade de metavulcânicas andesíticas. Por outro lado, quando plotadas no gráfico que avalia as relações quantitativas entre SiO_2 e a razão $Na_2O/Na_2O + CaO$ (Fig. 49 b), confirmam suas posições com relação as metavulcânicas da faixa costeira sul de Pernambuco.

Com respeito as amostras de quartzito relacionadas na Tab. 28b., todas, a excessão das amostras RC-380 e AR-112, pertencem ao tectofacies "eqt_3", considerado, quando na discussão do capítulo 6.5.1.2 como de provável vinculação vulcanogênica. As relações de campo evidenciando sempre intenso cisalhamento nessas rochas, associado aos efeitos de cristalização e silicificação intensivos, dificultam bastante as interpretações genéticas, notadamente do ponto de vista químico, onde deve ocorrer perdas e suprimentos de elementos durante as fases hidrotermais.

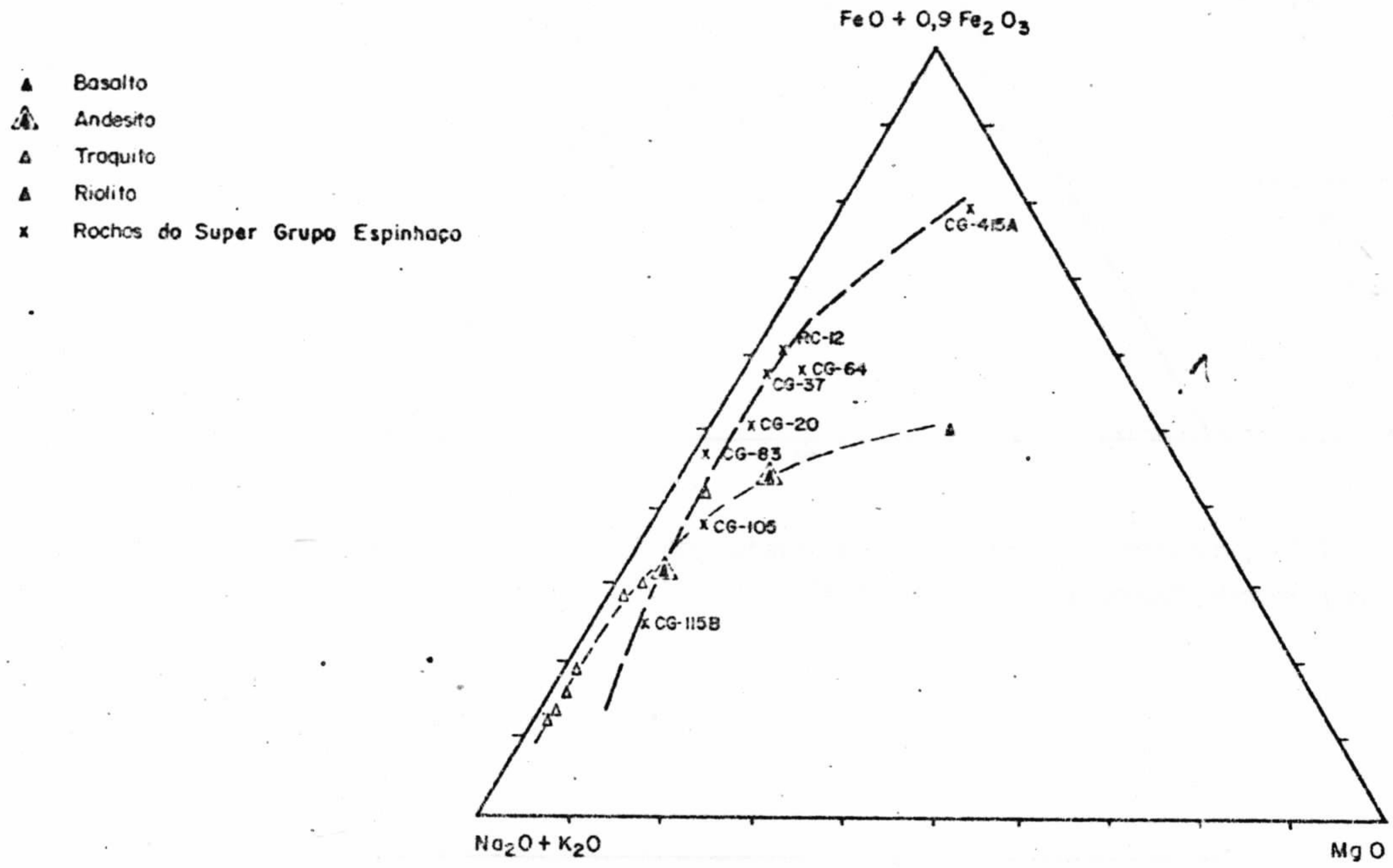


FIGURA 48 — Diagrama ternário mostrando as relações quantitativas entre MgO, ($FeO + 0,9\ Fe_2O_3$) e $Na_2O + K_2O$, com a situação das rochas vulcânicas da faixa costeira sul de Pernambuco (seg. Borba, 1978) e dos milonito-xistos, filonitos e ultramilonitos do Super Grupo Espinhaço, na Bahia.

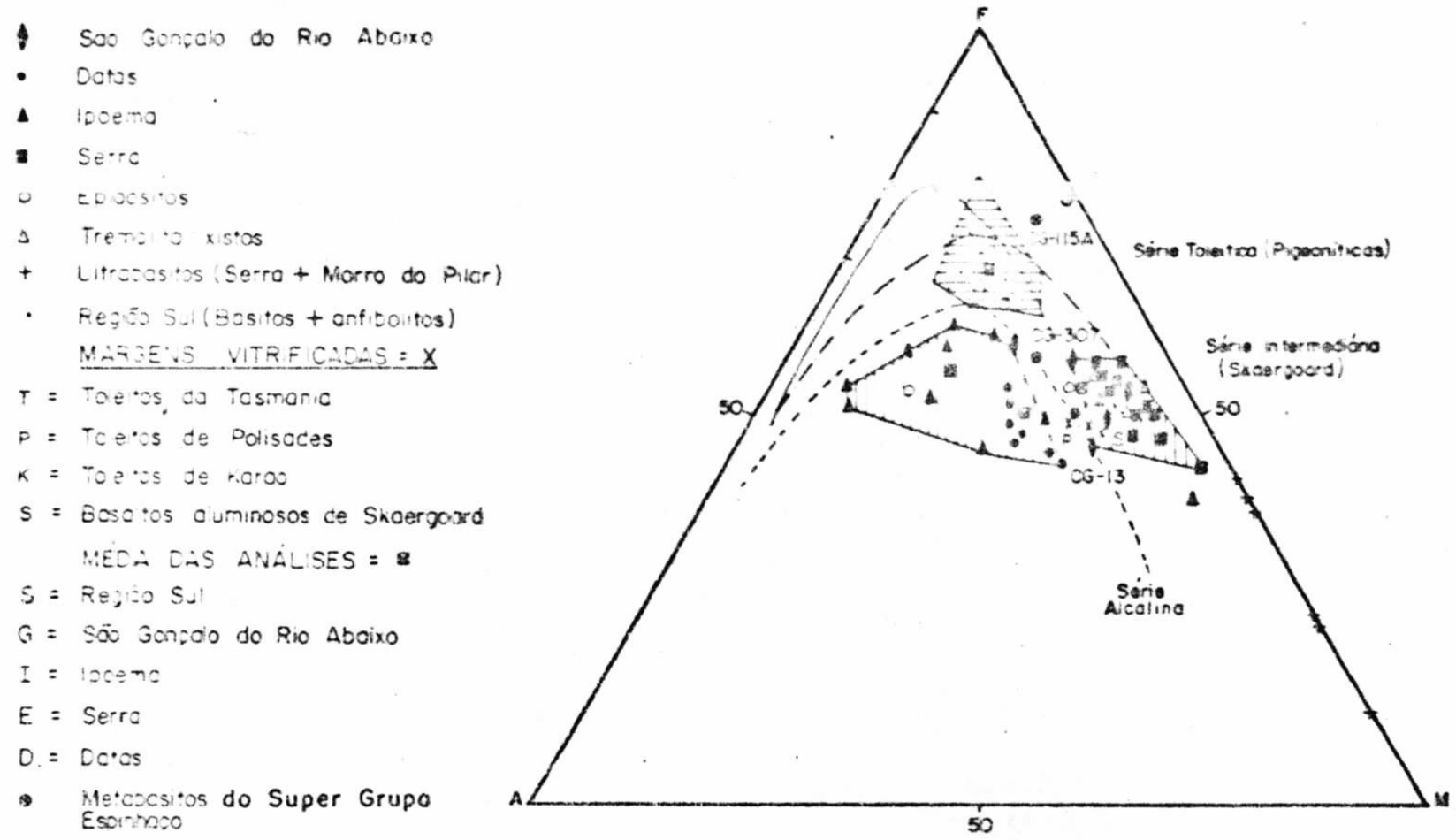
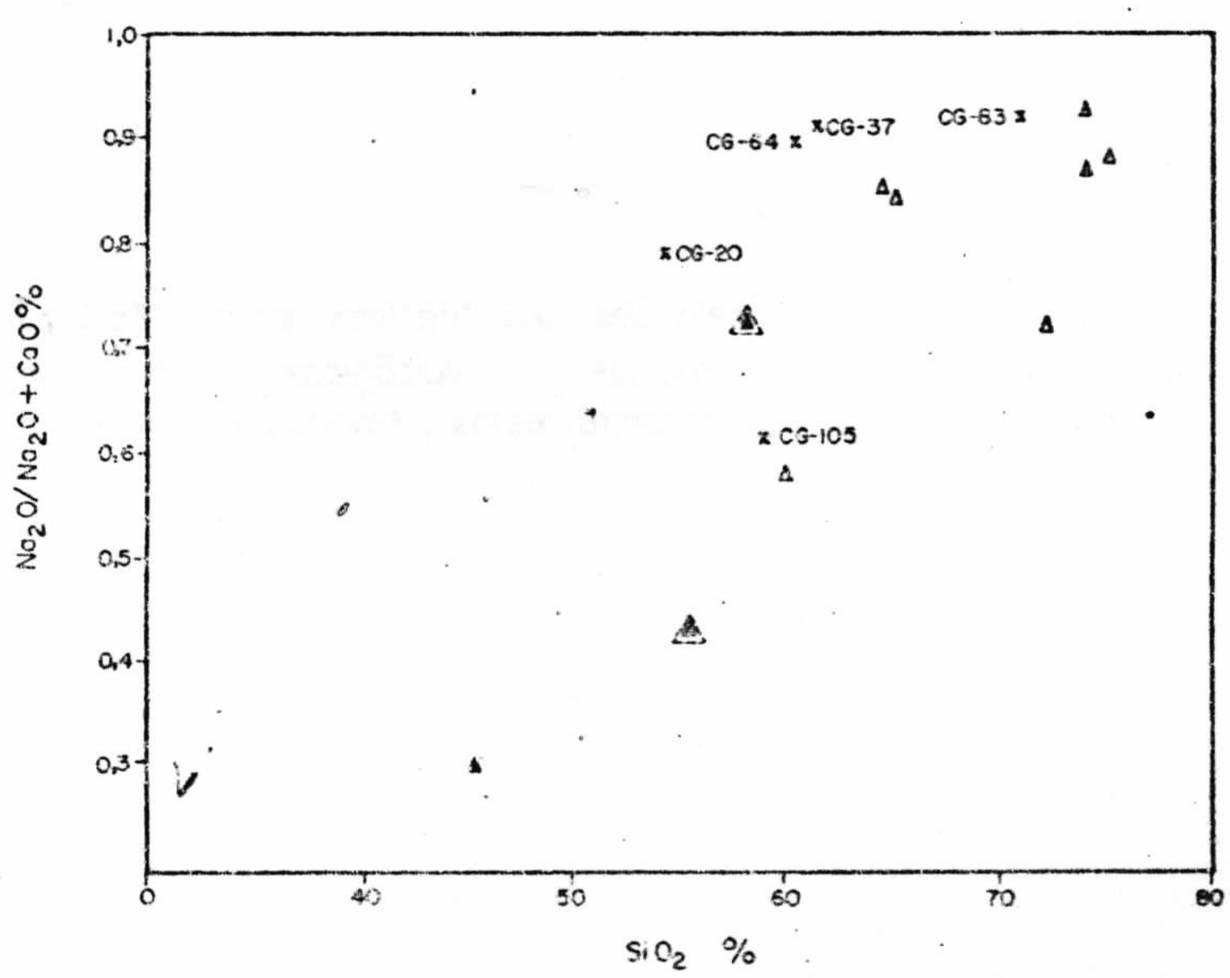


FIGURA 49 a — Diagrama AFM, mostrando a situação dos basitos do Espinhaço e da Região Sul de Minas Gerais (seg. Biondi, Schrank e Pinheiro, 1978)



SÍMBOLOS
- Basalto
- Andesito
- Traquito
- Riolito
- Rochas do Super Grupo Espinhaço

FIGURA 49 b — Diagrama de variação da razão $Na_2O / Na_2O + K_2O$ em função de SiO_2, das rochas vulcânicas da faixa costeira sul de Pernambuco (seg. Borba, 1978), com plotação das amostras de milonito xisto, ultramilonitos e filonitos do Super Grupo Espinhaço, no Estado da Bahia.

As metabásicas do Super Grupo Espinhaço, quando plotadas nos gráficos das Figs. 42, 43 e 44 (CG-13, CG-115A e RC-307), mostram afinidade toleítica. No gráfico da Fig. 44, a amostra RC-307 situa-se no campo Komatiitico, próximo ao campo dos basaltos com alta alumina. Quando essas mesmas amostras são plotadas no gráfico triangular AFM (Fig. 49a), de acordo com - Biondi, Schrank e Pinheiro (1978), nota-se que elas se situam em cima da linha que demarca a separação da série alcalina da toleítica, porém acham-se caracteristicamente afastadas do campo de concentração dos basitos de Datas (MG), tipicamente alcalinos. As Tabs. 28b-c relacionam dados de análises espectro - gráficas de rochas metabásicas associadas às unidades do Super Grupo Espinhaço.

7.4.1.2 Petrogênese

A evolução da cadeia do Espinhaço nas zonas do Espinhaço Setentrional (Estado da Bahia) e Meridional (Estado de Minas Gerais), tem sido objeto de muitos trabalhos e discussões, notadamente nesta última zona, onde a problemática parece ser maior.

No Estado da Bahia, ao norte do paralelo de 14°00', devido a proximidade com a zona da Chapada Diamantina, vários autores admitem um sincronismo no evento da formação desses dois subdomínios, muito embora sejam conscientes das dificuldades de correlações litoestratigráficas e das diferenças nos padrões estruturais e metamórficos.

Diante de um somatório de dados existentes, não se pretende aqui questionar a validade ou não dos conceitos formulados na evolução do Espinhaço. No entanto, achou-se conveniente fazer uma breve discussão do problema, principalmente porque existem variações no padrão estrutural e no grau de meta - morfismo ao longo da própria Zona do Espinhaço, notadamente a baixo do paralelo de 14°00', onde esta adquire forte feição li

Classificação de Campo	Amostra	Elementos maiores %			Elementos Menores																
		Fe	Mg	Ca	Ti %	Mn	Ag	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Pb	Sr	V	Y	Zn	Zr
METACHERTS-ANFIBOLITOS ALTERADOS-XISTOS BÁSICOS DIAFOROFÍTICOS	RC-339A	7	0,02	-	1	700	-	-	-	50	200	100	30	-	200	30	-	500	50	-	70
	RC-307	10	2	1,5	0,7	700	-	-	100	100	500	150	-	-	70	-	200	200	10	-	30
	RC-449	15	0,03	-	1	700	0,5	-	-	5	150	70	-	-	20	30	-	500	-	-	50
	RC-431A	10	2	7	0,5	100	-	-	20	50	500	150	-	-	150	10	150	150	30	-	50
	RC-431B	7	2	2	0,3	700	-	-	20	30	200	70	-	-	100	20	100	150	20	-	50
	RC-431C	15	0,7	1	1	150	-	-	1000	10	70	-	-	-	20	-	-	700	30	-	150
	AR-95	7	2	20	0,7	1000	-	-	200	50	500	10	150	-	50	10	100	50	100	-	150
FORMAÇÃO FERÍFERA BANDADA	AR-111	20	0,02	-	0,01	200	-	-	-	-	30	-	20	-	5	-	-	10	10	-	-

Tabela 28c – DADOS DE ANÁLISES ESPECTROGRÁFICAS NAS UNIDADES "emb" E "eff" DA ASSOCIAÇÃO ESPINHAÇO

near, com ondulações no traçado do que se considera "limite oriental" para o Super Grupo Espinhaço.

Em vista das dificuldades inerentes a uma separação criteriosa de tipos composicionalmente similares, notadamente com referência àqueles com aspecto textural xistoso a filítico, metabasitos e itabiritos, no tocante às suas vinculações aos eventos Espinhaço ou Brumado-Urandi, as seguintes considerações passam a ser enfocadas, a título de situação do problema e procura de soluções ou alternativas para o mesmo.

a) o lineamento Espinhaço é uma zona policataclastica, submetida a mais de um evento de deformação (mínimo de dois), estando seus litotipos atualmente em avançado estágio de retrometamorfismo e transformação hidrotermal, onde provavelmente atuaram os processos de silicificação, sericitização, piritização, hematização e grafitização. Como resultado da intensa ação hidrotermal formaram-se novos minerais como turmalina (afrisita), zirconita, carbonatos e sericita, além de ser constatado também evidências de metassomatismo potássico em anfibolitos e xistos ferromagnesianos, com neoformação de microclina de substituição no plagioclásio. A imposição das fases tectonotermais subsequentes, criaram condições favoráveis da temperatura e pressão, proporcionando, a geração de cloritoide (hábito triclinico) ou, em sítios de maior deformação, a cristalização de granadas, estaurolita e silimanita, e mesmo o desenvolvimento de processos cristaloblásticos e da textura granoblástica-poligonizada.

b) embora a maior parte dos autores admitam um metamorfismo progressivo do facies xisto verde para o Super Grupo Espinhaço, esta conclusão não parece ser tão clara, tendo em vista que, a presença de itabiritos portando traços de anfi

bólio da série grunerita-cumingtonita associado a tremolita , com trama granoblástica-poligonizada, são mais condizentes com o metamorfismo de médio grau.

c) considerando uma provável derivação vulcanogênica para grande parte dos litotipos de aspecto filítico a xisto so, como também para o tectofacies quartzítico "eqt_4", não se afasta a hipótese de que esses litotipos possam representar os produtos finais do ciclo evolutivo do Complexo Brumado-Urandi. Essa linha de raciocínio conduz a especulação de que o linea - mento Espinhaço poderia ter sido desenvolvido através de um sistema de geofraturas surgidas durante os estágios finais da evolução da crosta arqueana, onde já deveria ocorrer uma maior tendência ao estabelecimento de fenômenos de acreção continental, devido não somente ao estágio mais avançado de nucleação ensiálica, como também pela aglutinação das ovais migmático-plutônicas. Subsequentemente, novos episódios tectônicos afetaram esta zona, acompanhados ou não de novas manifestações magmáticas e caracterizados não somente por uma movimentação vertical de blocos, com suprimento de material terrígeno, como também - por novas manifestações cisalhantes de natureza transcorrente.

d) as rochas metabásicas aqui discutidas e pertencentes ao domínio da serra do Espinhaço diferem na sua petro - química daquelas referenciadas existir na região de Datas e Ipoema (Minas Gerais), também do mesmo domínio. Ai elas são - consideradas pertencerem a uma série diferenciada de natureza alcalina (Biondi, Schrank e Pinheiro, 1978). Pelo contrário, as metabásicas do Super Grupo Espinhaço aqui do Estado da Bahia , na área em estudo, pertencem a uma série toléitica rica em ferro, conforme bem demonstram os gráficos das figuras 38a, 42,43 e 44 para as amostras CG-13, 115A e RC-307. Considerando a sua

situação, no gráfico da Fig. 48 a, acima da linha que demarca a separação da série alcalina da toleítica, poder-se-ia supor que elas estejam vinculadas a parte superior de uma série toleítica diferenciada, parecendo refletir uma certa consaguineidade com aquelas do Complexo Brumado-Urandi e da região sul do Estado de Minas Gerais, onde a afinidade toleítica também foi confirmada por Biondi et alii (op.cit.). Se levarmos em consideração que estas metabásicas acham-se associadas a milonito xistos, ultramilonitos e filonitos, de provável origem vulcânica de caráter intermediário a básico, e o fato desses xistos miloníticos encontrarem-se também associados a rochas quartzíticas do tectofacies "eqt_3", que parecem vincular-se ao evento vulcanogênico ácido, então não se afastará a hipótese de que, na área em foco, a erosão pode ter atingido níveis mais profundos desta sequência diferenciada, considerando a presença de suites toleíticas ao invés de calco-alcalina, como se verifica na região do Estado de Minas Gerais.

e) os tectofacies quartzíticas "eqt_1" e "eqt_2" representam unidades sedimentares clásticas de ambiente paraplataformal, sob condições de acentuada energia das correntes. Posteriormente, essas litologias foram retrabalhadas tectonicamente junto com as outras do lineamento Espinhaço, provavelmente em mais de um evento.

f) se for admitida a hipótese de que os tectofacies "eqt_1" e "eqt_2" possam ser correlacionáveis com outros do domínio geotectônico da Chapada Diamantina, torna-se provável que tenha ocorrido novas manifestações vulcânicas de caráter ácido durante os primeiros estágios de sedimentação clástica. Esta hipótese parece ter reforço com a posição atual que se atribui ao Grupo Rio dos Remédios. Levando-se em conta que Gervásio (i

nédito) admite um interrelacionamento muito próximo das meta - vulcânicas ácidas com derrames de rochas básicas e ultrabási cas, alguma exibindo a textura "spinifex", então a caracterização no tempo desse evento vulcanogênico carece ainda de melhores investigações, principalmente se se levar em conta o pronunciado estágio de alteração cataclástico-diaftorética das litologias envolvidas, todas levadas a intensos processos de alteração por sericitização, carbonatação, hematitização e piritização. A natureza desses processos e a policiclicidade de sua atuação pode inclusive conduzir a erros de interpretação geocronológica, devido a neoformação de minerais durante a instalação dos diversos ciclos hidrotermais que conduzem a rocha a uma homogeneização isotópica (criptometamorfismo).

7.4.2 Domínio da Chapada Diamantina

7.4.2.1 Grupo Rio dos Remédios

Muito embora as rochas do referido grupo estejam totalmente descaracterizadas quanto a sua feição original, quer do ponto de vista composicional quanto químico, determinações espectrográficas semi-quantitativas parecem reforçar a sua afinidade magmática. Para as amostras RB-250 e RB-204 obteve-se os seguintes valores; Fe: 15; Mg: 2-1%; Ca: 3-0,005%; Ti: 1 a mais de 1%; Mn: 1000 a 70 ppm; Ba: 20 a 700 ppm; Co: 100 ppm; Cr: 200 ppm; Cu: 700 ppm; Ni: 200 ppm; V: 150 - 100 ppm e Zr: 20 - 50 ppm. Os valores encontrados para Co, Cr e Ni são condizentes com rochas magmáticas. Com respeito a natureza do vulcanismo, novamente aqui não está bem claro o caráter ácido, tendo em vista os altos valores registrados para Cr, Ni e Co, além do alto valor para Fe e o valor de Ti muito acima da média para esse tipo de vulcanismo.

7.4.2.2 Grupo Paraguaçu

Os registros espectrográficos obtidos para metas - siltitos, metapelitos e filitos do referido grupo são compatíveis com sequências sedimentares clásticas. Os seguintes valores foram registrados:

	RB-169 (netassiltito)	RB-219 (metapelito)	RB-154 (filito)	RB-157 (metassiltito)
Fe	7%	3%	10%	5%
Mg	2%	1,5%	1,5%	2,5%
Ca	2%	0,07%	0,3%	0,2%
Ti	0,3%	0,3%	0,2%	0,5%
Mn	700 ppm	150 ppm	50 ppm	150 ppm
B	200 ppm	150 ppm	200 ppm	200 ppm
Ba	1500ppm	700 ppm	500 ppm	1000 ppm
Co	15 ppm	15 ppm	15 ppm	10 ppm
Cr	70 ppm	70 ppm	50 pmm	70 ppm
Ni	50 ppm	20 ppm	30 ppm	30 ppm
V	70 ppm	50 ppm	50 ppm	100 ppm
Zr	150 ppm	100 ppm	150 ppm	500 ppm
Y	30 ppm	30 ppm	30 ppm	50 ppm
Sr	n/reg.	n/reg.	n/reg.	n/reg.

8. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Para o estudo estrutural da área utilizou-se a sistemática de sua divisão em domínios estruturalmente homogêneos, numerados de 1 a 17 (ANEXO II), nos quais empreendeu-se um tratamento estatístico de polos de foliações e juntas. Nos 17 domínios estudados, foram plotados 1731 polos de foliações e 1065 polos de juntas, utilizando-se da rede equiareal de Schmidt e do diagrama de contagem de pontos de Kalsbeek. Empreendeu-se também um estudo estatístico de frequência de falhas, utilizando-se como parâmetros, a direção e o comprimento. Dentro desta sistemática, a área foi igualmente dividida em domínios numerados de I a V (mesmo anexo), sendo computados 3.598,6 km no somatório dos comprimentos dessas falhas, redistribuidos nos semi-círculos com divisão de setores de 10 graus. A Fig. 50 mostra a divisão dos domínios estruturais em planta simplificada.

8.1 Avaliação de Diagramas de Foliações e Juntas dos Domínios Estruturalmente Homogêneos

Domínios 1 e 2

Localizam-se em terrenos granolíticos a oeste do lineamento Espinhaço.

Domínio 1 - Foram plotados 54 polos de foliações (Fig. 51) e 45 polos de juntas (Fig. 52). No diagrama de polos de foliações, obteve-se concentração máxima superior a 15%, o que permitiu a configuração dos planos polares pS_1 e pS_2, cujos planos S_1 (N 1°W/75°NE) e S_2 (N 7°W/72°NE) correspondem, respectivamente, às superfícies axiais do dobramento primário, cujo eixo (S_1) mergulha de 18°/S 6°E e da fase superimposta de natureza transcorrente, cujo eixo (βS_2) mergulha de 56°/

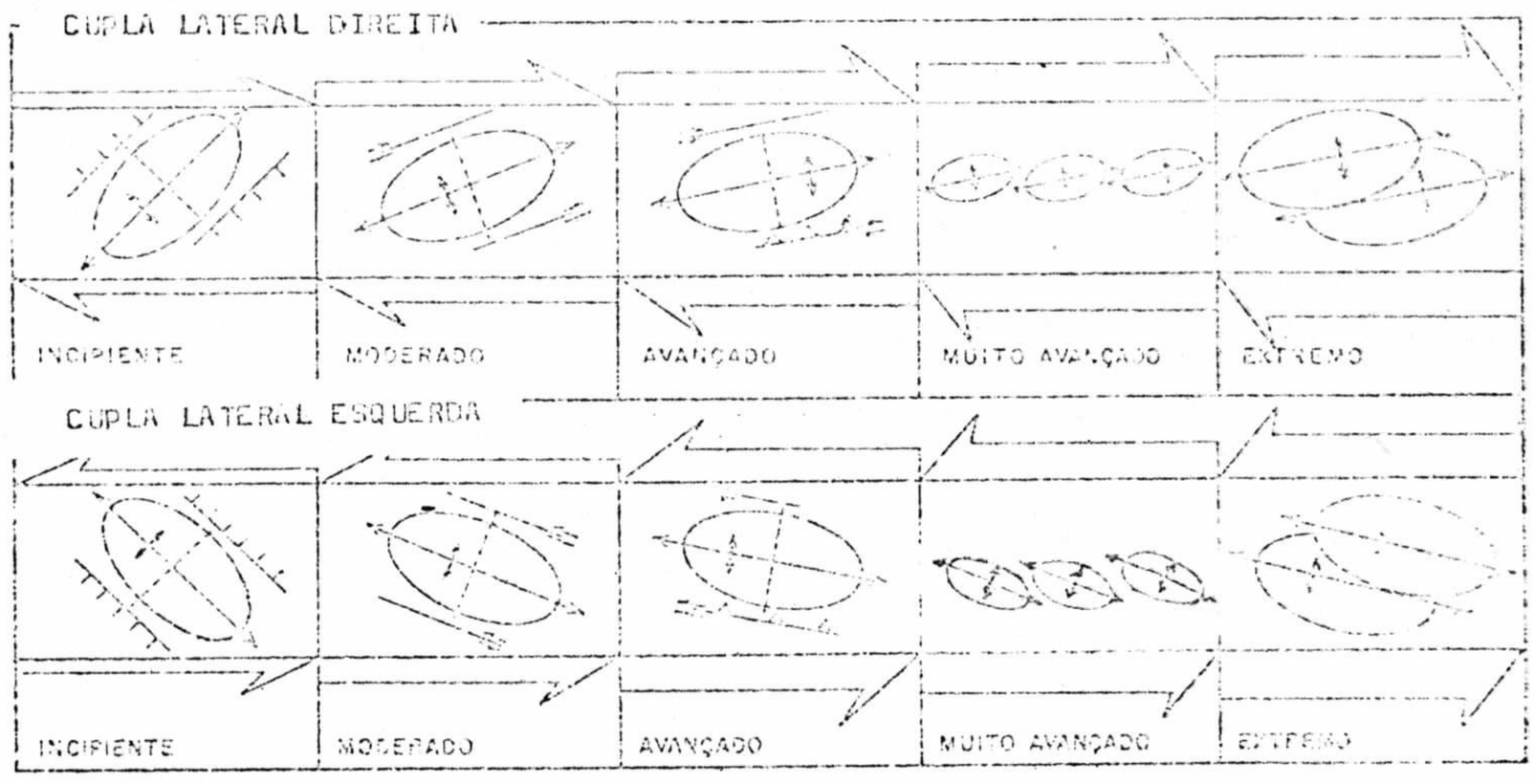


Fig 58 Mecanismo de deformação por cisalha simples

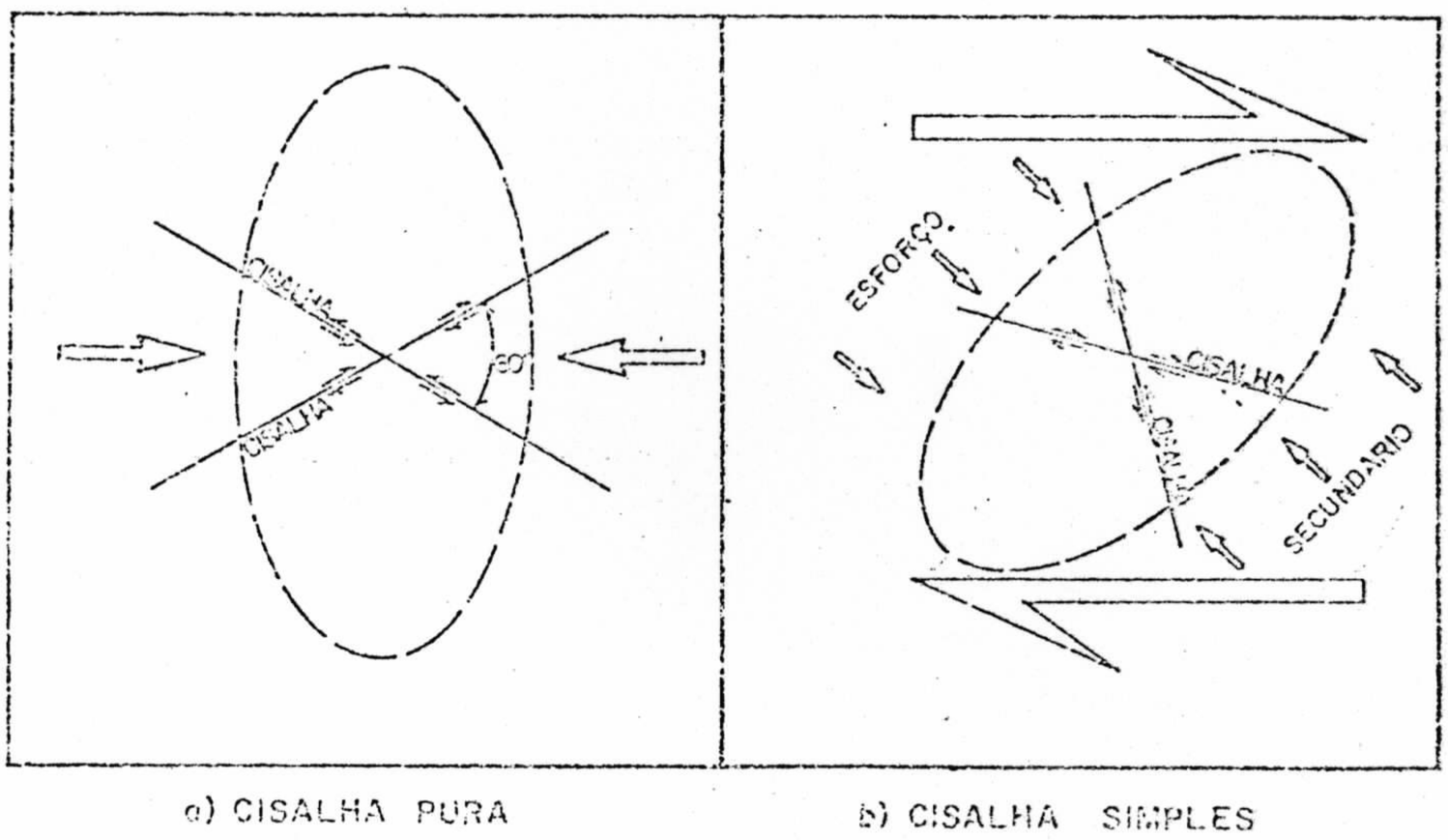
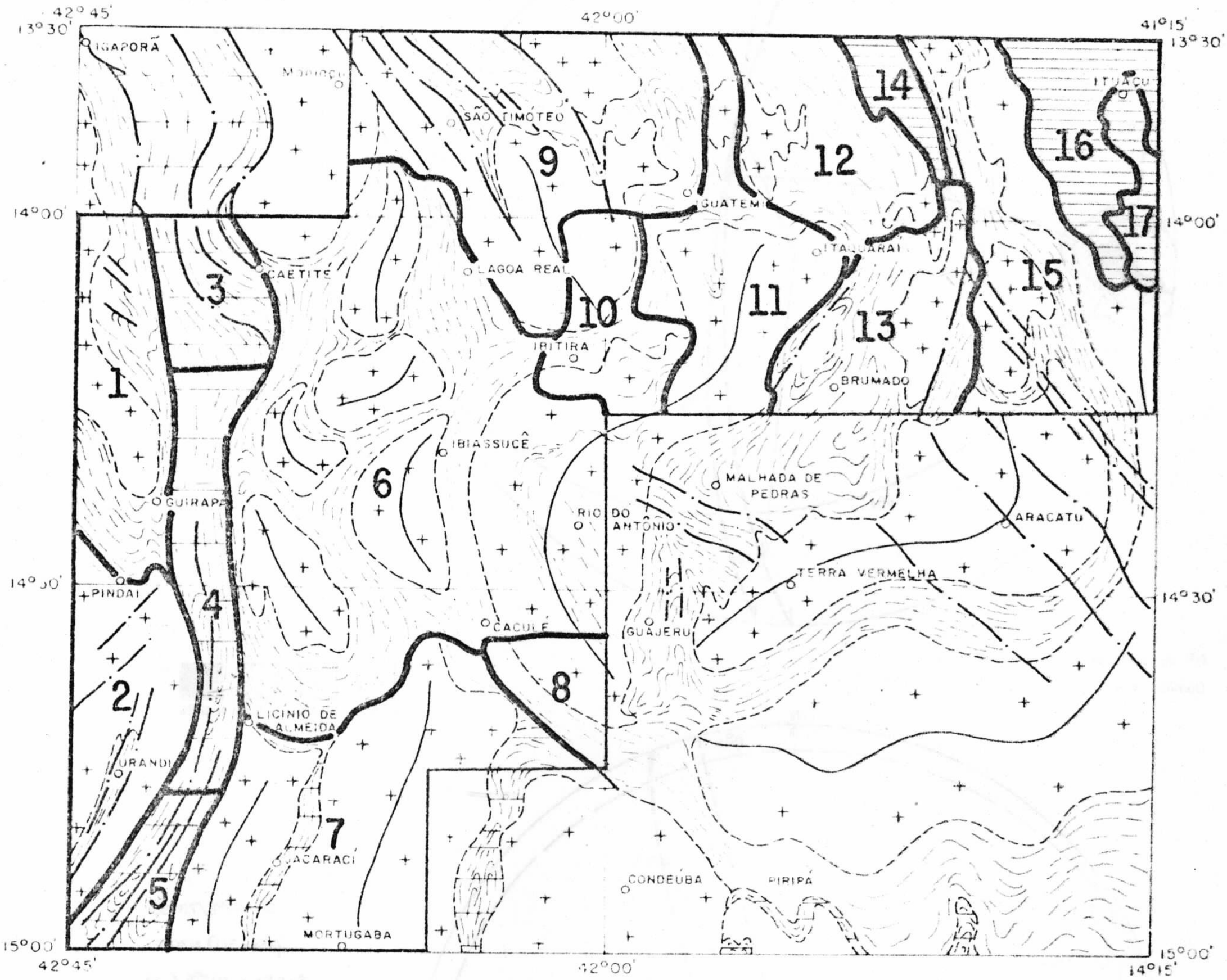


Fig 58 Mecânica de deformação por cisalha



ESCALA APROX. 1 : 1.000.000

COBERTURA

Domínio da Serra do Espinhaço

Domínio da Chapada Diamantina

ARQUEANO

Metamorfitos (inter - oval)

Ovais migmaticos - plutônicos

Lineamento estrutural

Falhas

Limite aproximado dos ovais

Eixo maior do oval

Figura 50 – Esboço geotectônico na área do projeto e adjacências com a divisão dos domínios estruturais 1 a 17.

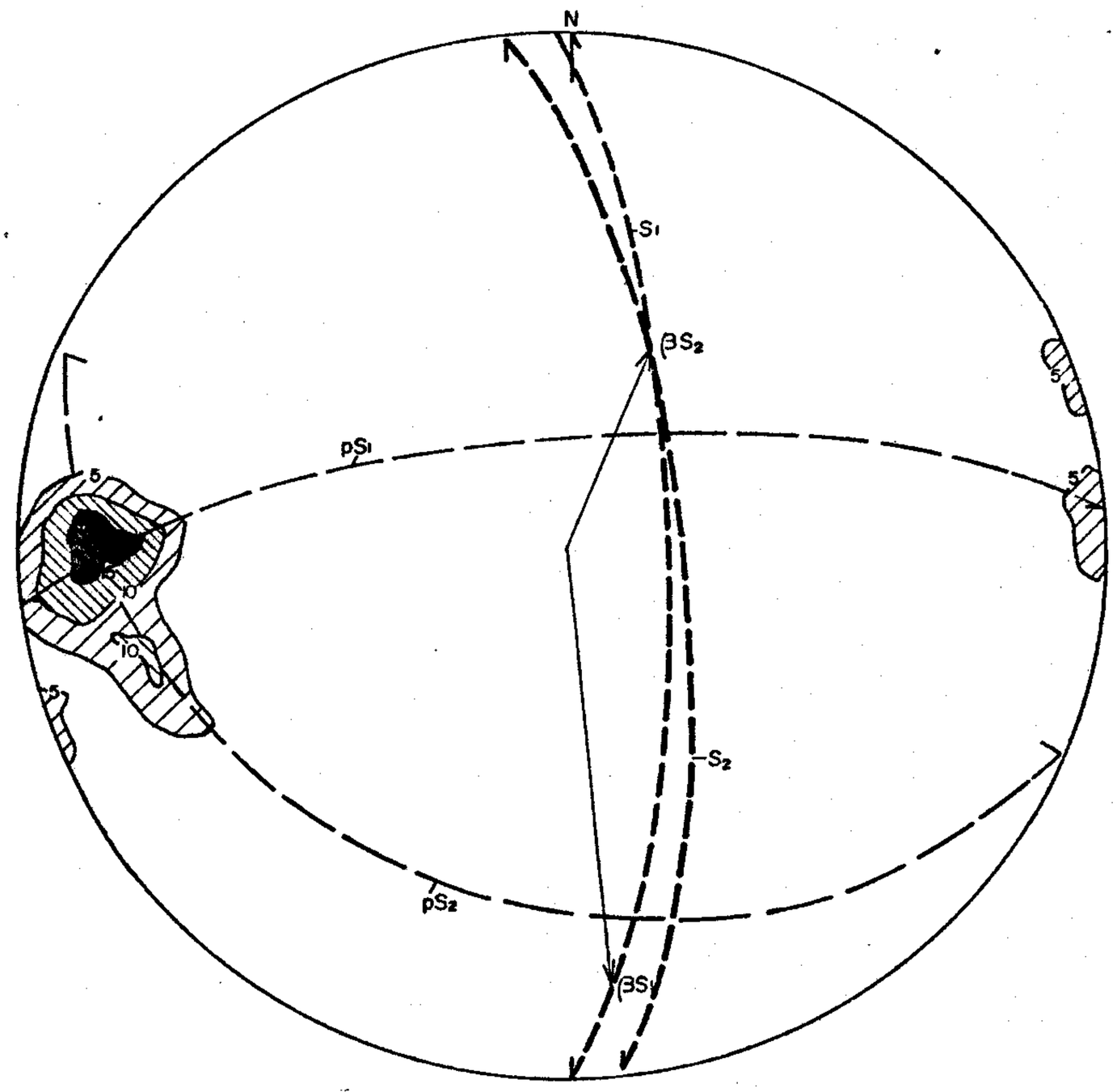
CPRM

S_1 = N 1°W/75°NE

βS_1 = 18°/S6°E

S_2 = N7°W/72°NE

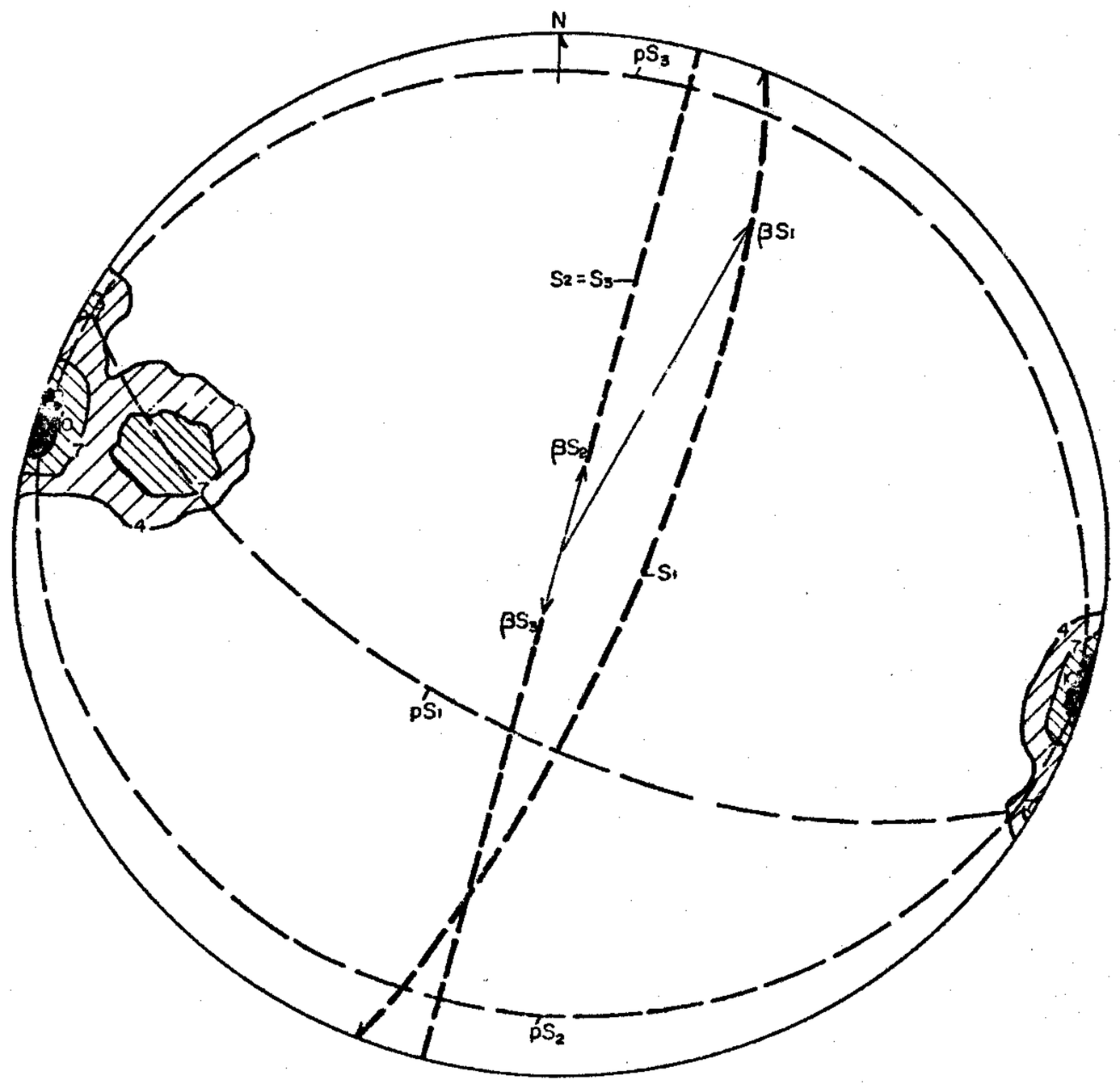
βS_2 = 56°/N22°E



Nº de polos de foliações = 54

Domínio = 1

0-5% 5-10% 10-15% >15 %



S_1=N22°E/78°SE

βS_1 = 30°/ N30°E

$S_2 \parallel S_3$ = N15°E/vert.

βS_2 - 76°/NNE

βS_3 = 80°/SSW

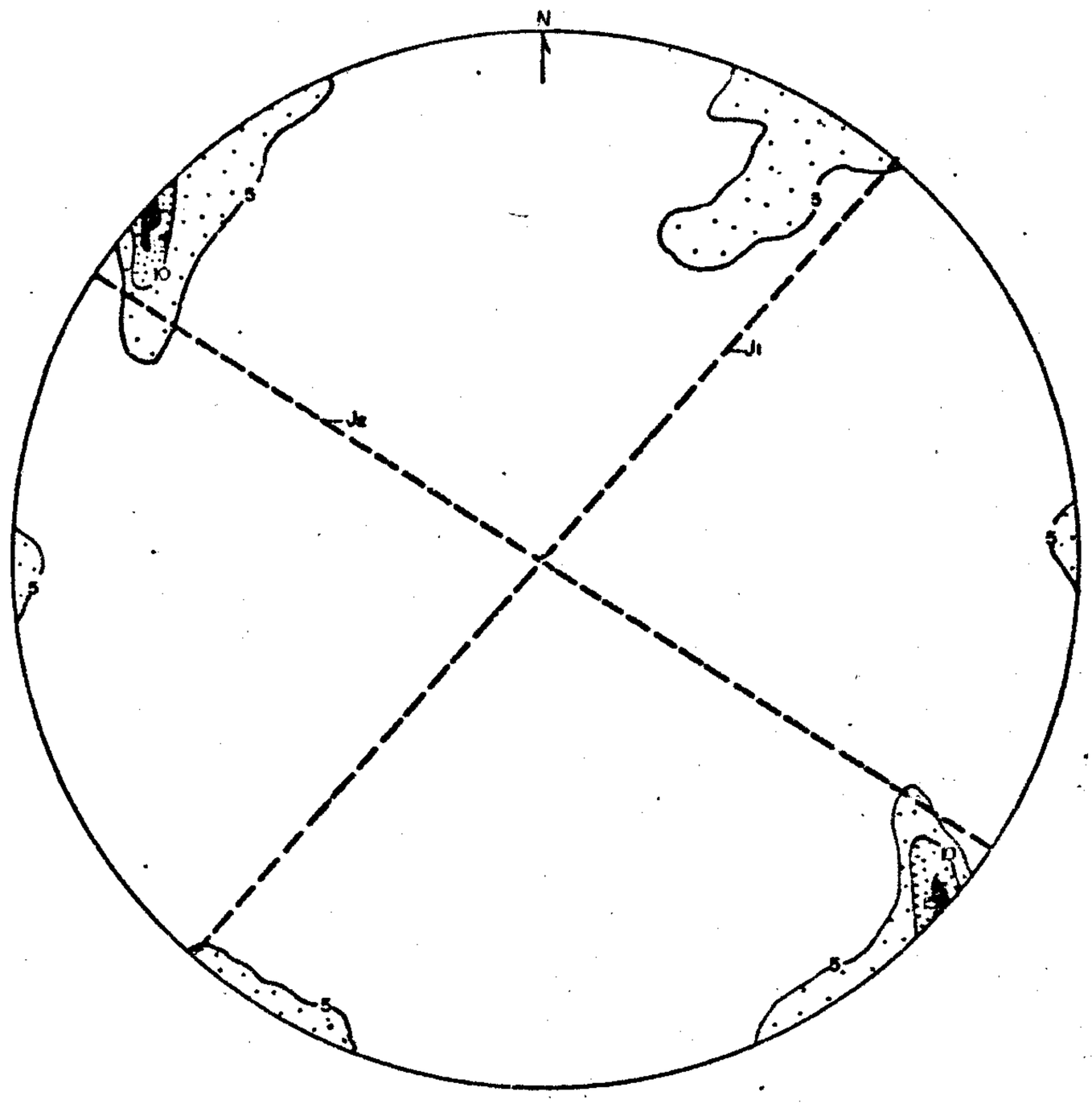
Nº de polos de foliações = 75

Domínio = 2

0-4% 4-7% 7-10% >10%

FIGURA 51 — Diagramas de frequência de polos de planos "S", dos domínios estruturalmente homogêneos 1 e 2.

CPRM



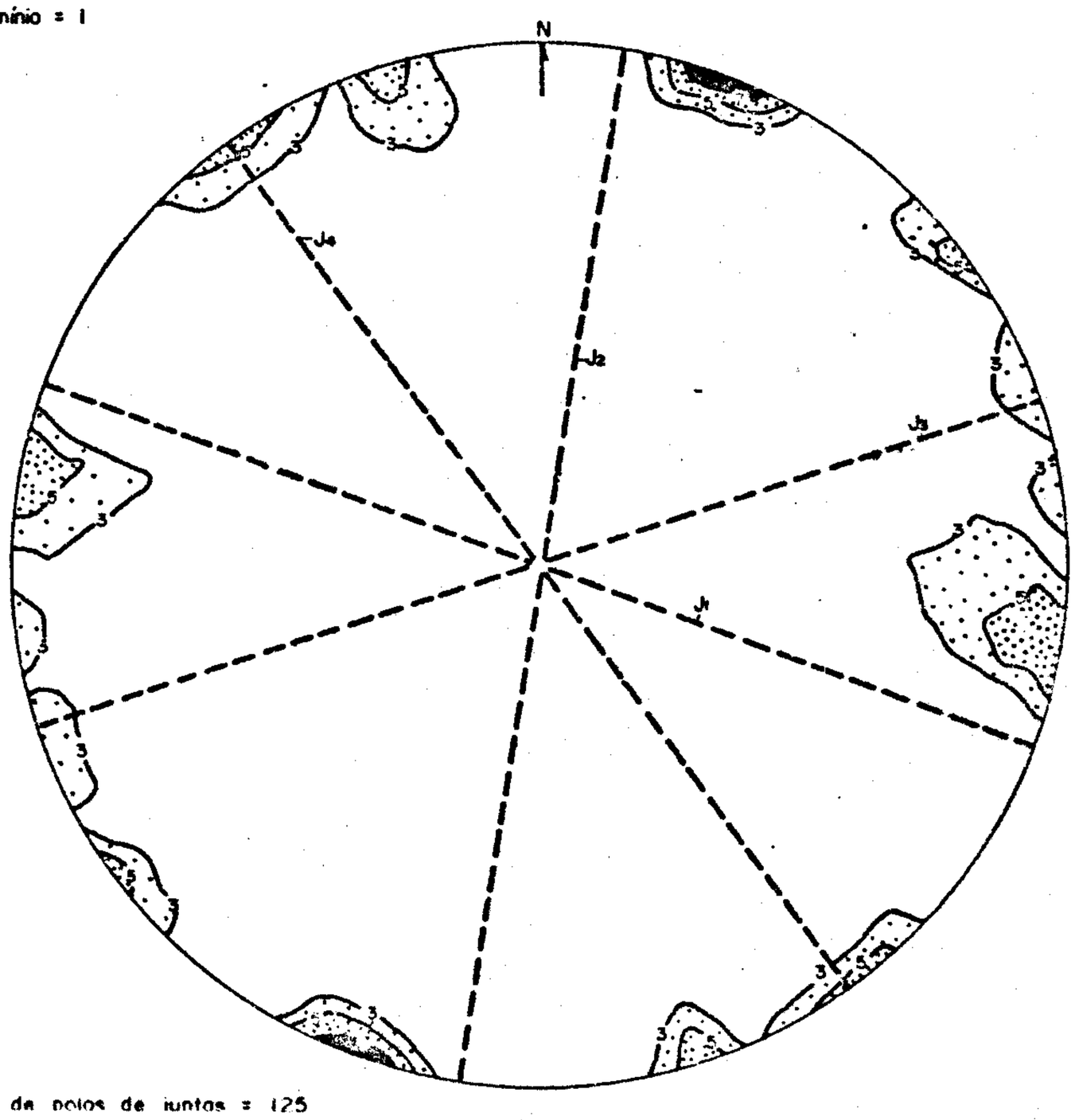
J1 = N41°E/vert

J2 = N57°W/vert

Nº de polos de juntas = 45

Domínio = 1

0-5% 5-10% 10-15% > 15%



J1 = N70°W/vert

J2 = N9°E/vert

J3 = N72°E/vert

J4 = N36°W/vert

Nº de polos de juntas = 125

Domínio = 2

0-3% 3-5% 5-7% > 7%

FIGURA 52 – Diagramas de frequência de polos de juntas, dos domínios estruturalmente homogêneos 1 e 2

N22°E.

Pelo diagrama de juntas obteve-se concentração máxima de mais de 15% para o principal sistema de juntas (J_1) com atitude N 41°E/vertical e concentração de 5% para o sistema menos conspícuo de juntas (J_2), com atitude N57°W/vertical.

Domínio 2 - Foram plotados 75 polos de foliações (Fig. 51) e 125 polos de juntas (Fig. 52). No diagrama de polos de foliações, obteve-se concentrações máximas superiores a 10%, gerando os planos polares pS_2 e pS_3, cujos planos S_2 e S_3 são coincidentes (N 15°E/vertical) e materializam superfícies axiais de dobras de arraste, cujos eixos S_2 e S_3 mergulham, respectivamente, com ângulos fortes de 76° e 80° para NNE e SSW. Concentrações menores de 7-10% materializaram a superfície axial do dobramento primário (S_1), com atitude N 22°E/ 28° SE e cujo eixo (βS_1) mergulha de 30°/N 30°E.

Pelo diagrama de juntas obteve-se concentrações máximas de mais de 7% para o principal sistema de juntas diagonais (J_1), com atitude N 70°W/vertical. Concentrações secundárias em torno de 5 a 7% materializaram os sistemas de juntas J_2 (N 9°E/vertical), J_3 e J_4, estas últimas também verticais e com direções respectivamente para N 72°E e N 36°W.

Conclusão: Com base nos diagramas de polos de foliações pode-se observar que a região a oeste do lineamento Espinhaço acha-se afetada por, no mínimo, dois estilos de dobramentos: a) um dobramento primário caracterizado por dobras assimétricas fechadas, charneiras pouco desenvolvidas e superfícies axiais (S_1) apresentando fraca vergência para oeste (baixo angulo em relação à vertical) e eixo (βS_1) de mergulho fraco (18°S-30°N); b) uma fase superimposta de natureza transcorrente, caracterizada por dobras de arraste, cuja superfície axial

(S_2) faz um pequeno angulo com a superfície axial do dobramento primário (S_1), apresentando-se ora com forte caimento para leste, ora verticalizada, com eixos das dobras caindo fortemente ora para NNE, ora para SSE.

As oscilações do eixo médio do dobramento primário para norte (domínio 2) e para sul (domínio 1), com convergência para a faixa granolítica transcorrente, notadamente de caráter básico, que ocorre na região de Guirapá, seguindo a direção NW-SE, reflete que esta faixa granolítica provavelmente representa uma zona de abatimento crustal posteriormente acrescionada pelos paleonúcleos de Guanambi (zona do domínio 1) e de Pindaí (zona do domínio 2).

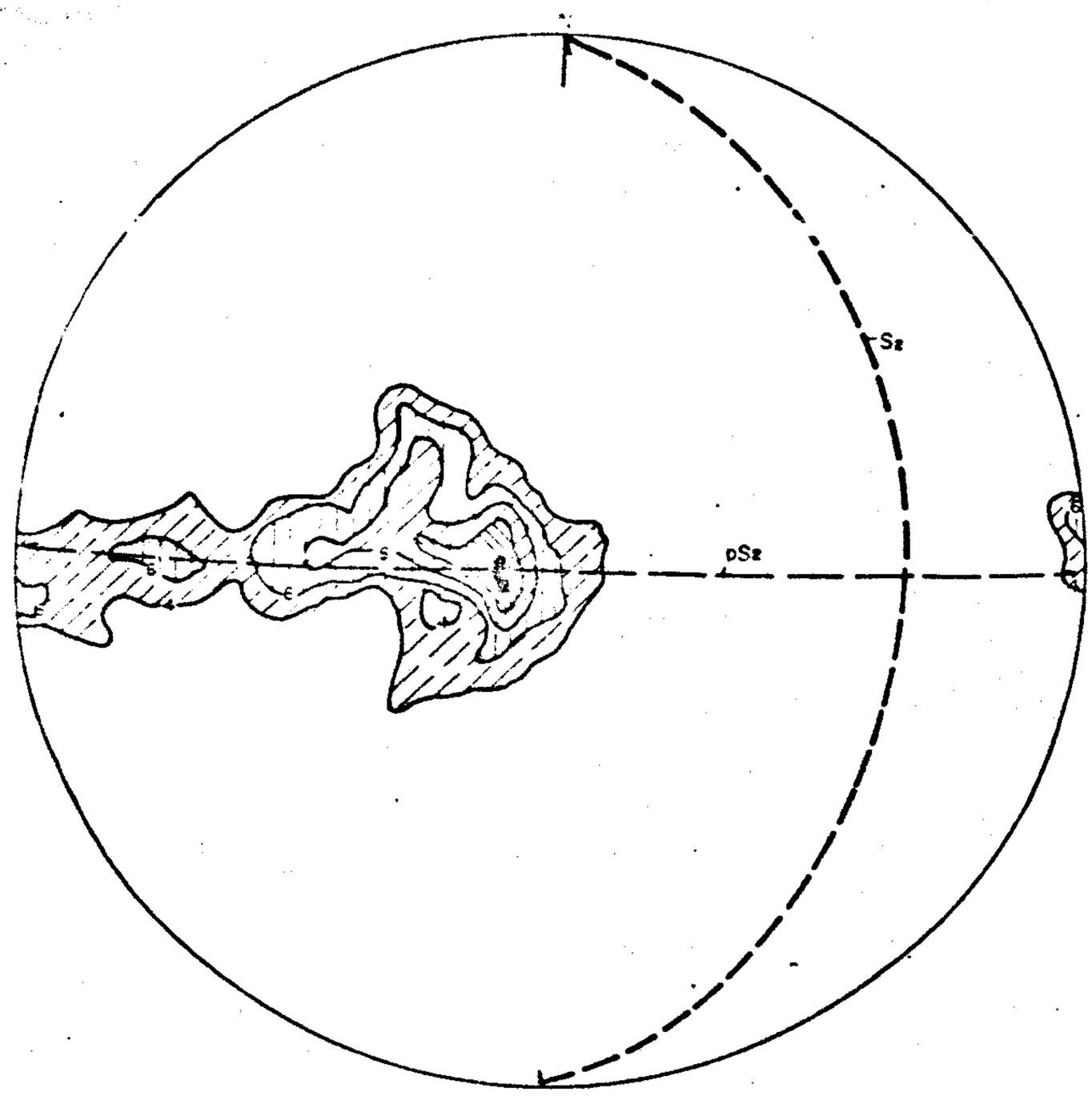
Domínios 3, 4 e 5

Estes domínios compreendem três setores correspondentes às partes: norte (D-3), mediana (D-4) e sul (D-5) do lineamento Espinhaço.

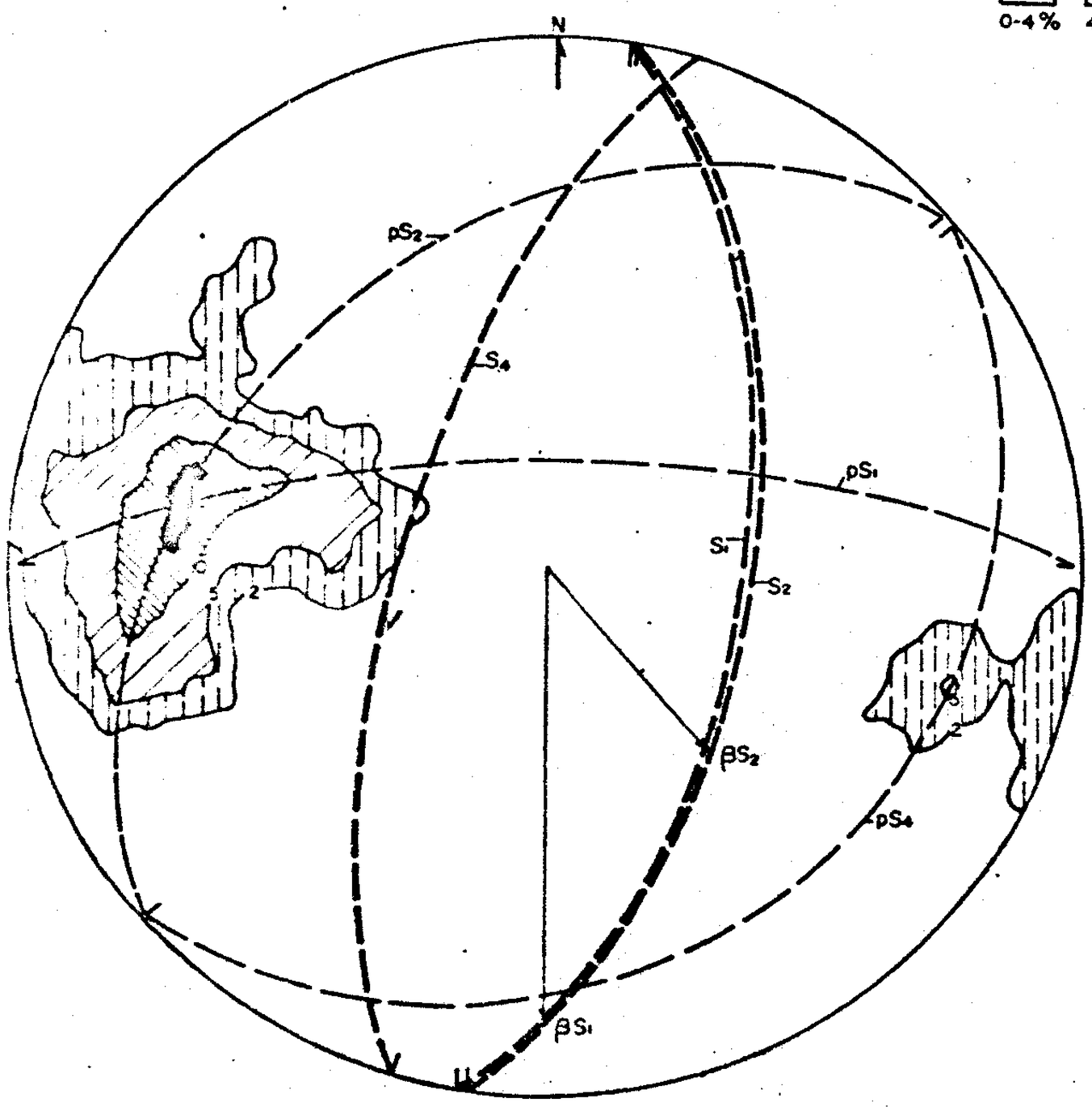
Domínio 3 - Foram plotados 93 polos de foliações (Fig. 53) e 32 polos de juntas (Fig. 54). No diagrama de polos de foliações, obteve-se um plano polar (pS_2) vertical e na linha equatorial, o qual determinou o plano S_2 com atitude - N-S/34°E. Este plano, embora aparente ser o plano S_o (estratificação), evidências de campo mostraram a presença de dobras interfoliais de arraste, com eixos perpendiculares a direção - do plano.

No diagrama de juntas, obteve-se concentrações máximas de mais de 15% para o principal sistema de juntas J_1 - (N-S/vertical). Concentrações menores, em torno de 4%, materializaram outro sistema de juntas J_2 (N 26°E/79°SE).

Domínio 4 - Foram plotados 176 polos de foliações



Nº de polos de foliações = 93
Domínio = 3



Nº de polos de foliações = 176
Domínio = 4

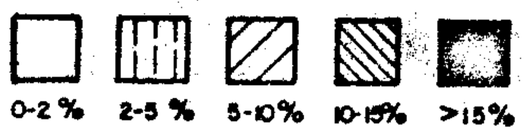
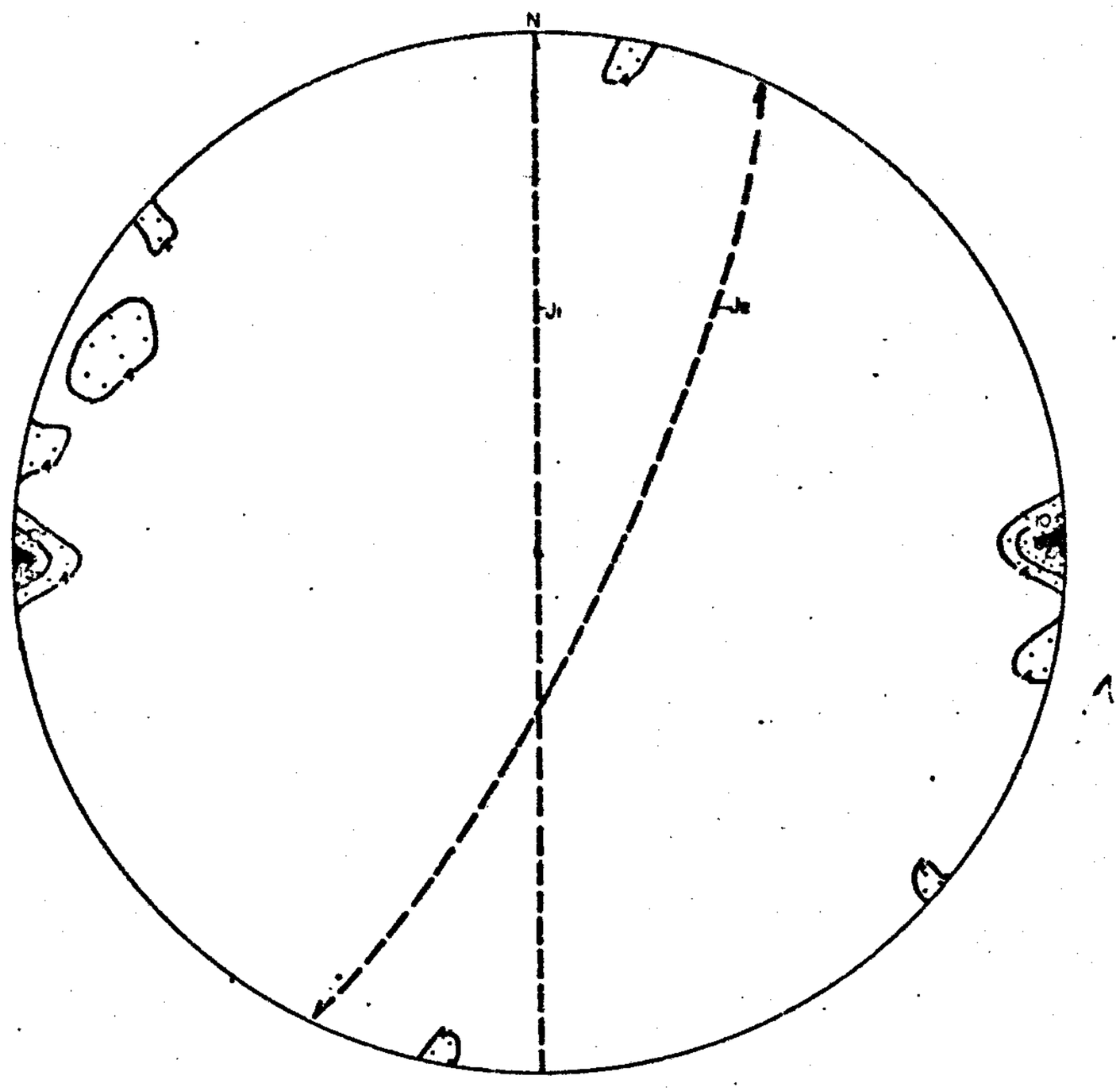


FIGURA 53 – Diagramas de frequência de polos de planos "S", dos domínios estruturalmente homogêneos 3 e 4.

CPRM



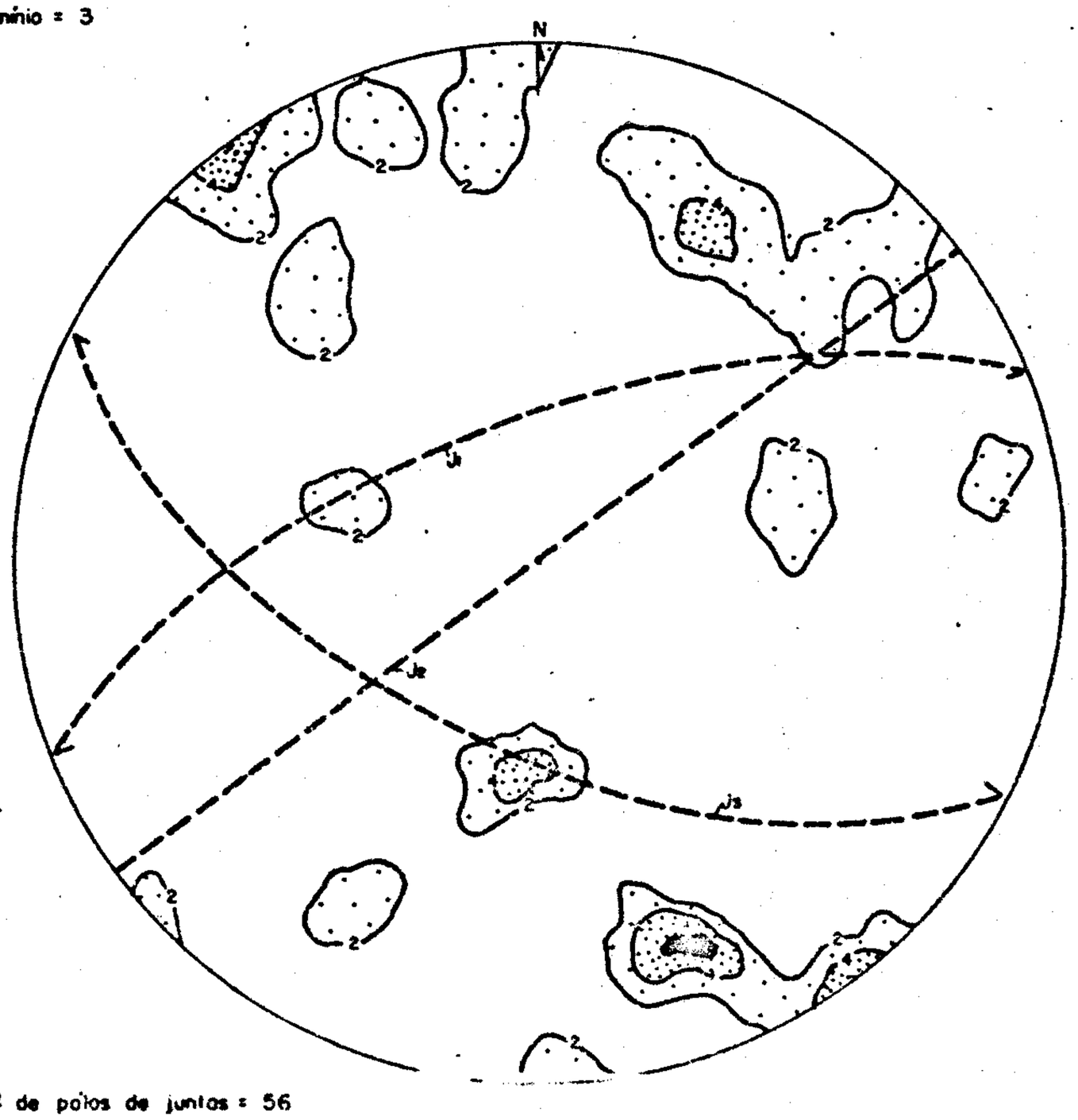
J1 = N-S/vert

J2 = N26°E/79°SE

Nº de polos de juntas = 32

Domínio = 3

0-4% 4-10% 10-15% >15%



J1 = N68°E/68°NW

J2 = N53°E/vert

J3 = N62°W/61°SW

Nº de polos de juntas = 56

Domínio = 4

0-2% 2-4% 4-6% 6%

FIGURA 54 – Diagramas de frequência de polos de juntas, dos domínios estruturalmente homogêneos 3 e 4

(Fig. 53) e 56 polos de juntas (Fig. 54). No diagrama de polos de foliações, obteve-se concentraçoes maximas de mais de 15%, que materializaram dois planos polares (pS_1 e pS_2), o primeiro representando a superfície axial do dobramento primário (S_1), com atitude N 8°E/60°SE e eixo (βS_1) mergulhando de 16°/S; e o segundo, representando a fase transcorrente superimposta, cuja superfície axial (S_2) é aproximadamente coincidente com a superfície axial do primeiro dobramento, diferindo apenas no caimento das dobras interfoliais de arraste (βS_2), em torno de 52°/S42°E. Concentrações menores, em torno de 5%, configuraram um plano inconspícuo (S_4), que materializa uma superfície representativa de um plano de clivagem, bem visível no trecho entre Licinio de Almeida e Urandi, conforme mostra as FOTOS 56, 57 e 58. A origem desta clivagem, localmente crenulada, é provavelmente causada ou por movimentos de torção durante a movimentação tangencial de blocos (Fig. 55a), ou pelo ajustamento vertical de blocos (Fig. 55b), por efeito de uma componente compressiva, que provoca o aparecimento de zonas de maior ou menor flexuramento, com formação de dobras abertas ou fechadas, conforme ilustram as FOTOS 59, 60 e 61, tiradas transversalmente a cadeia do Espinhaço, do bordo oriental (FOTO 59) até próximo ao bordo ocidental (FOTO 61), passando pela parte mediana (FOTO 60). O abaulamento observado na parte lateral dos blocos sujeitos a este mecanismo de deformação é mostrado na FOTO 62. No plano de cisalhamento principal com caimento para leste, desenvolve intenso preenchimento quartzoso de origem hidrotermal; muitos desses veios são quebrados durante os episódios cataclasticos e reorientados pelo fluxo cataclástico, conforme mostra a FOTO 63.

No diagrama de juntas, obteve-se concentrações máximas de 6%, que materializaram o sistema de juntas mais proe-

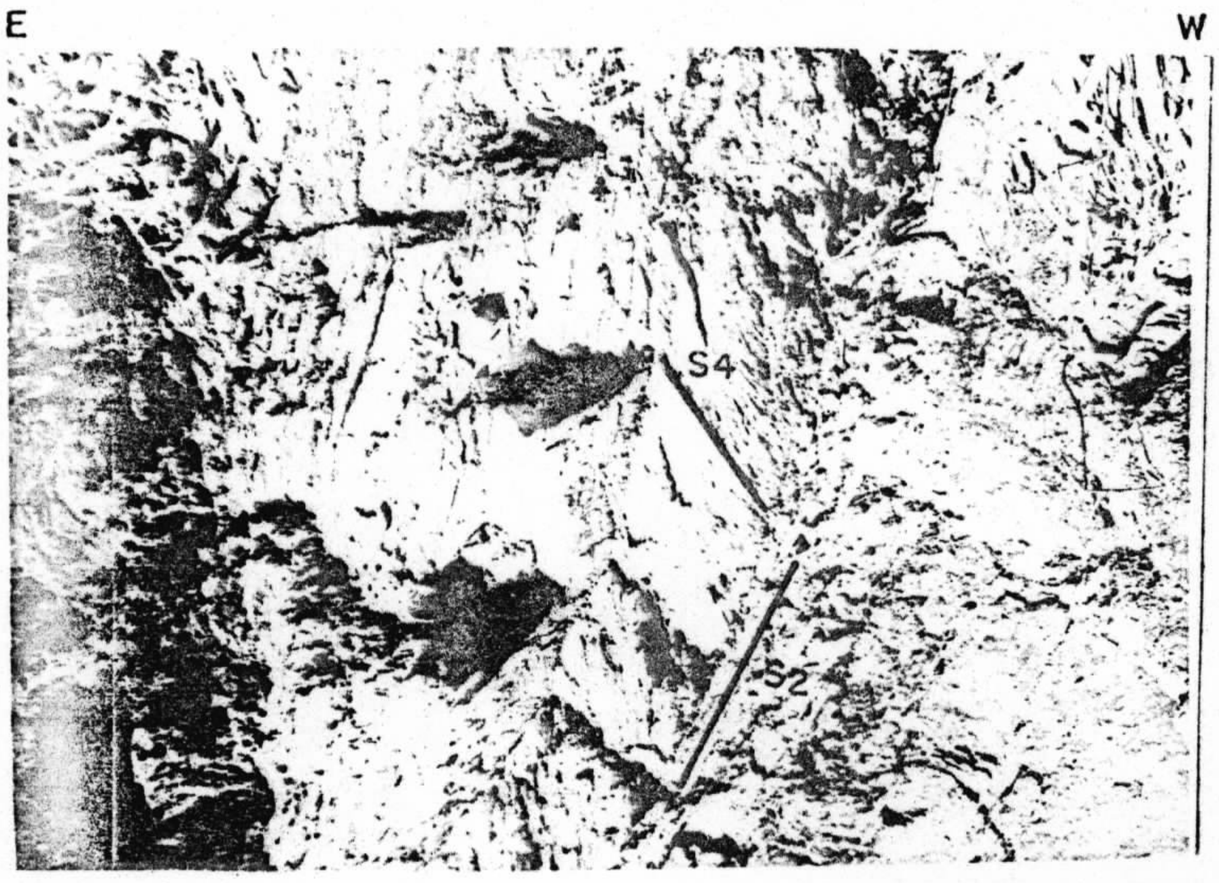


FOTO 56

Domínio da Serra do Espinhaço Trecho Urandi-Licínio (Secção este-oeste no curso da linha férrea) - Sequência de milonito xistos com intercalações quartzíticas, sendo afetada por um cisalhamento forte com caimento para leste (S_2)e uma clivagem de crenulação não penetrativa (S_4). O lápis a ponta na direção de S_4.

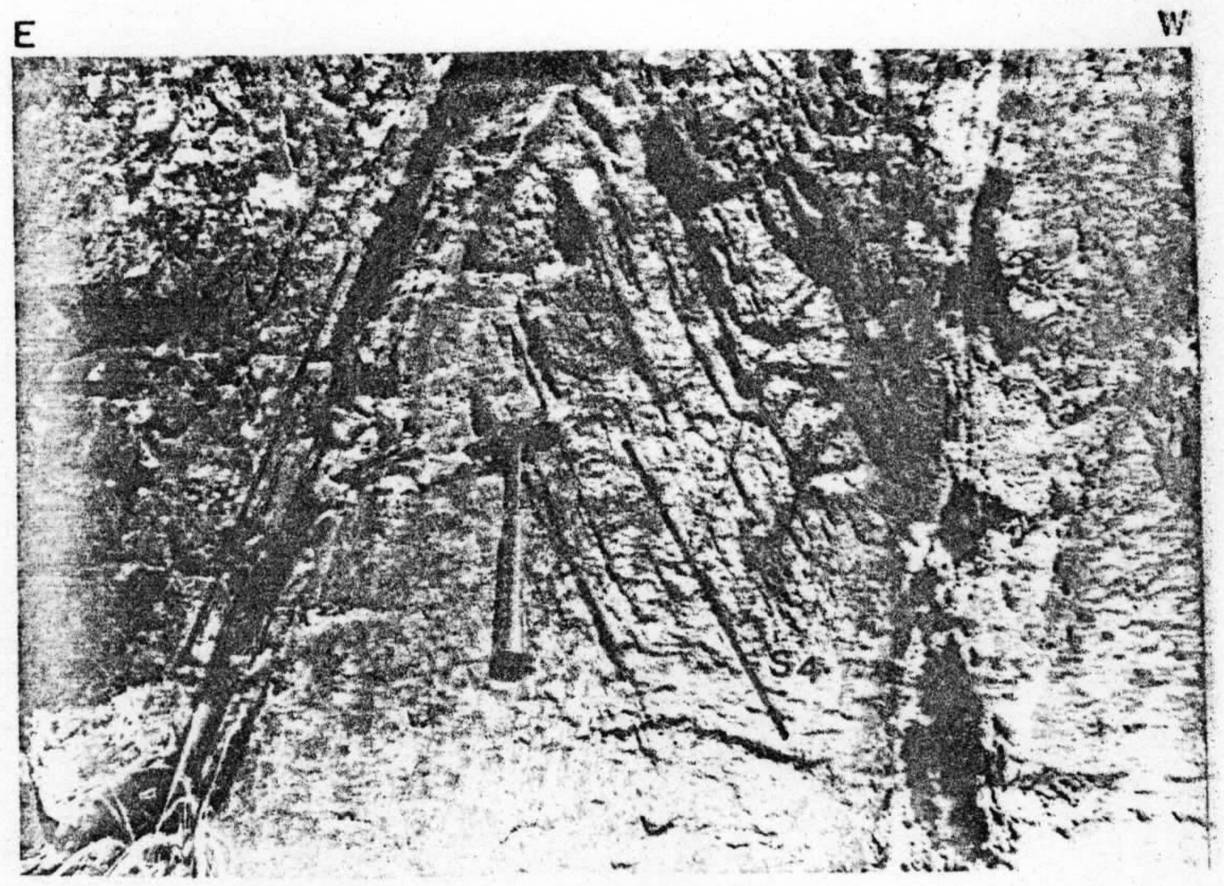


FOTO 57

Domínio da Serra do Espinhaço-(mesma secção anterior) - Mostra relação entre o cisalhamento S_2, com caimento forte para leste e a clivagem de crenulação (S_4) com caimento para oeste.

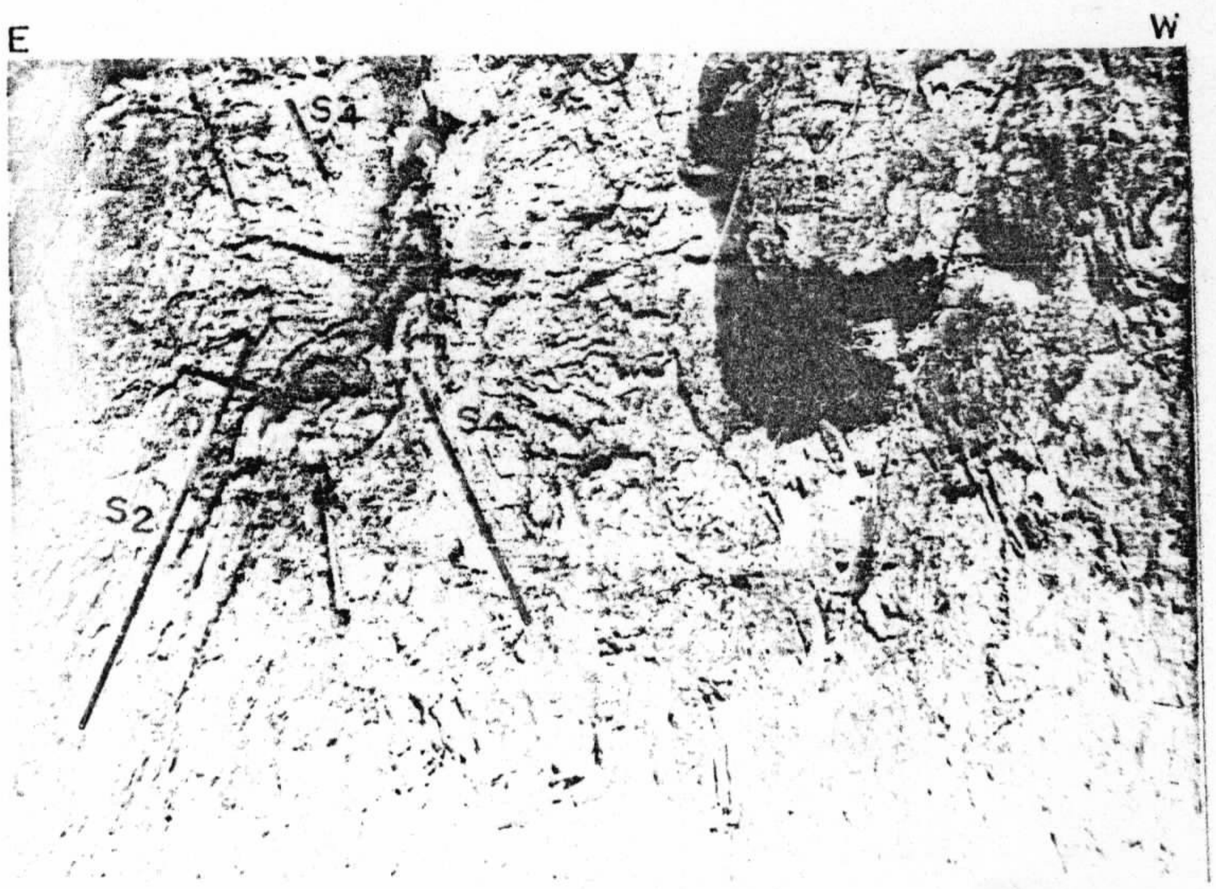


FOTO 58

Domínio da Serra do Espinhaço - (mesma secção anterior) - Mostra as mesmas relações entre S_2(plano com caimento para leste) e S_4 (plano com caimento para oeste).

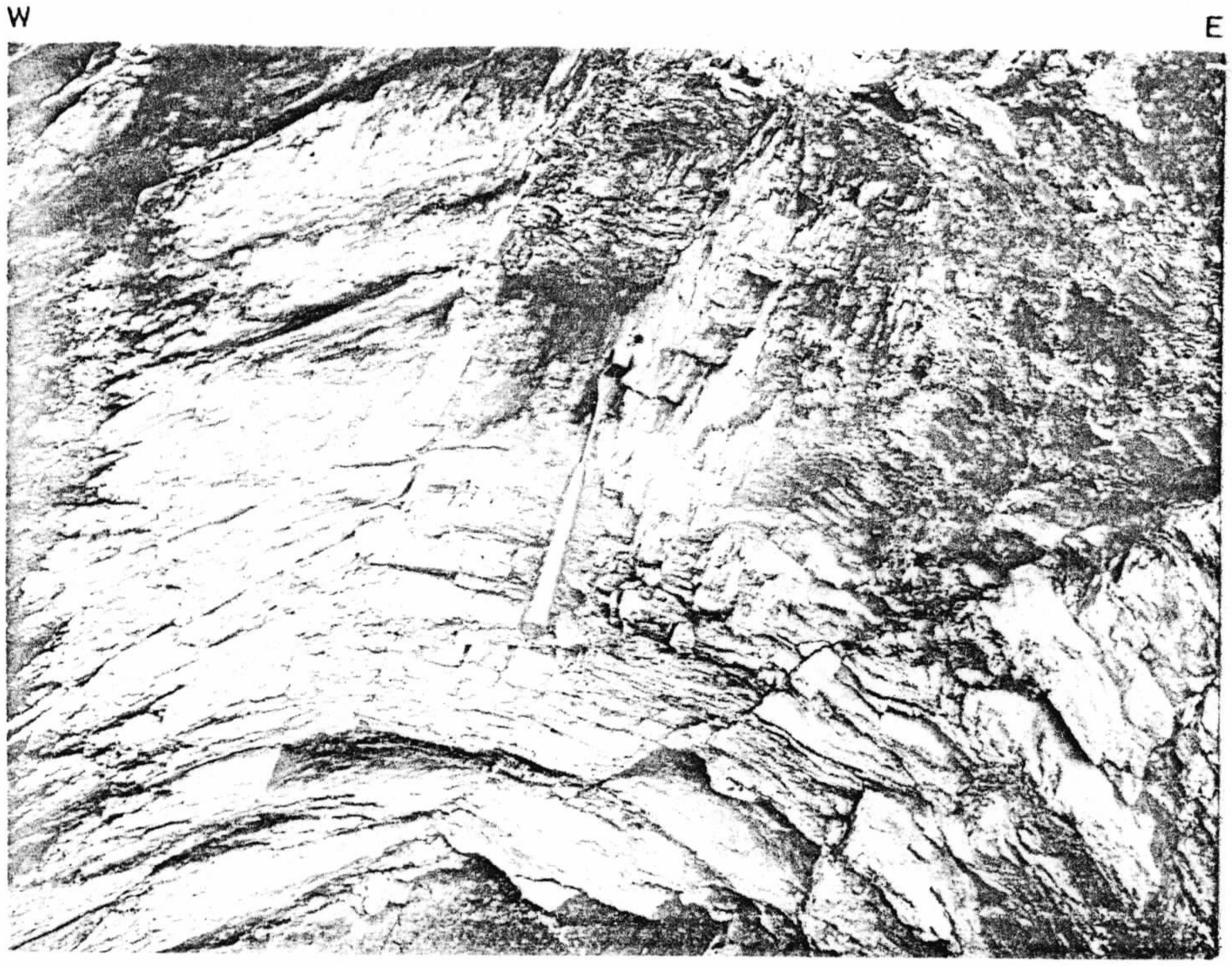


FOTO 59 - Bordo oriental da Serra do Espinhaço (Trecho Licínio de Almeida-Urandi) - Dobra aberta em quartzitos cataclásticos, mostrando uma clivagem de crenulação (S_4) com caimento para oeste e não penetrativa em todo o pacote.

FOTO 60 - Mesmo trecho anteriormente citado (parte mediana) - Nota-se tênue dobramento simétrico em rochas xistosas. A clivagem de crenulação (S_4) coincide com a clivagem de plano axial da dobra.

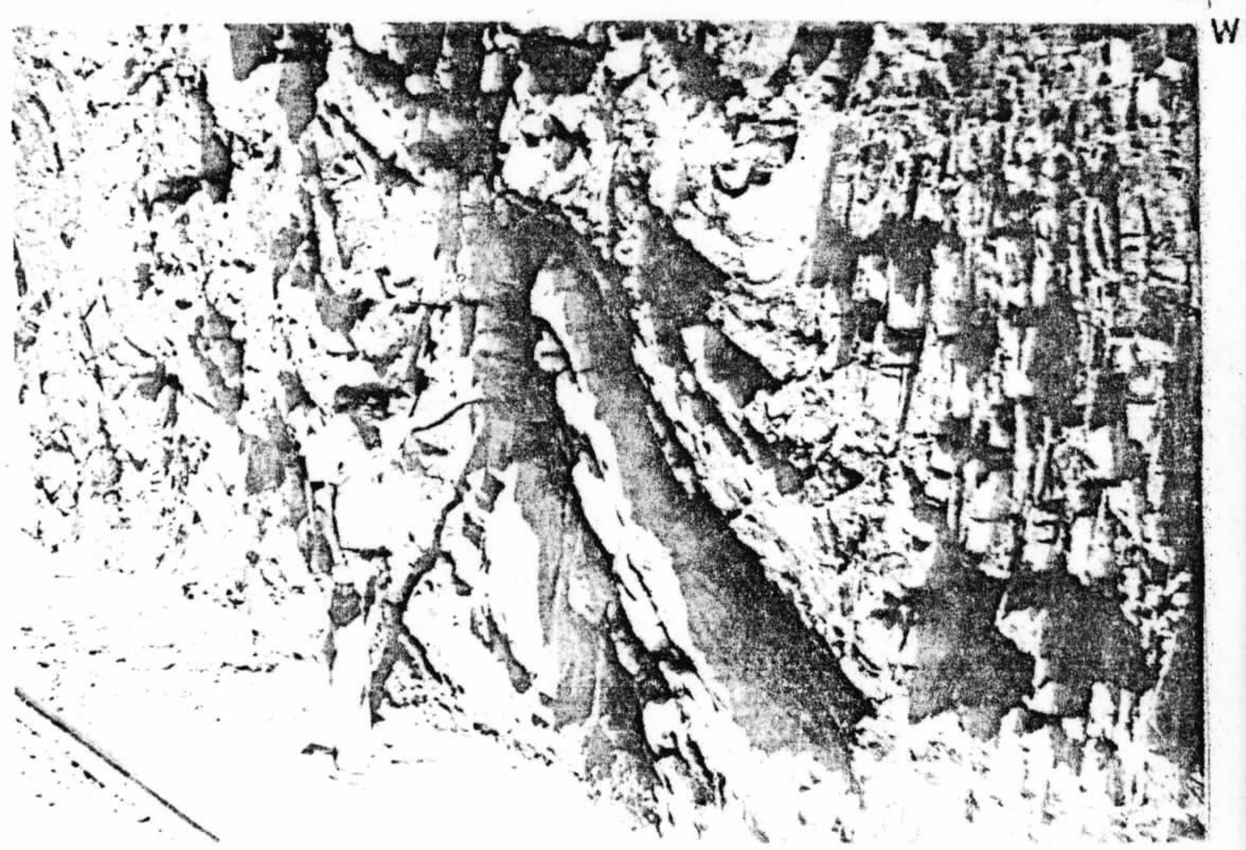


FOTO 61 - Mesmo trecho anteriormente citado (mais próximo ao bordo ocidental) Dobramento assimétrico apertado em quartzitos. O plano axial mergulha fortemente para oeste.

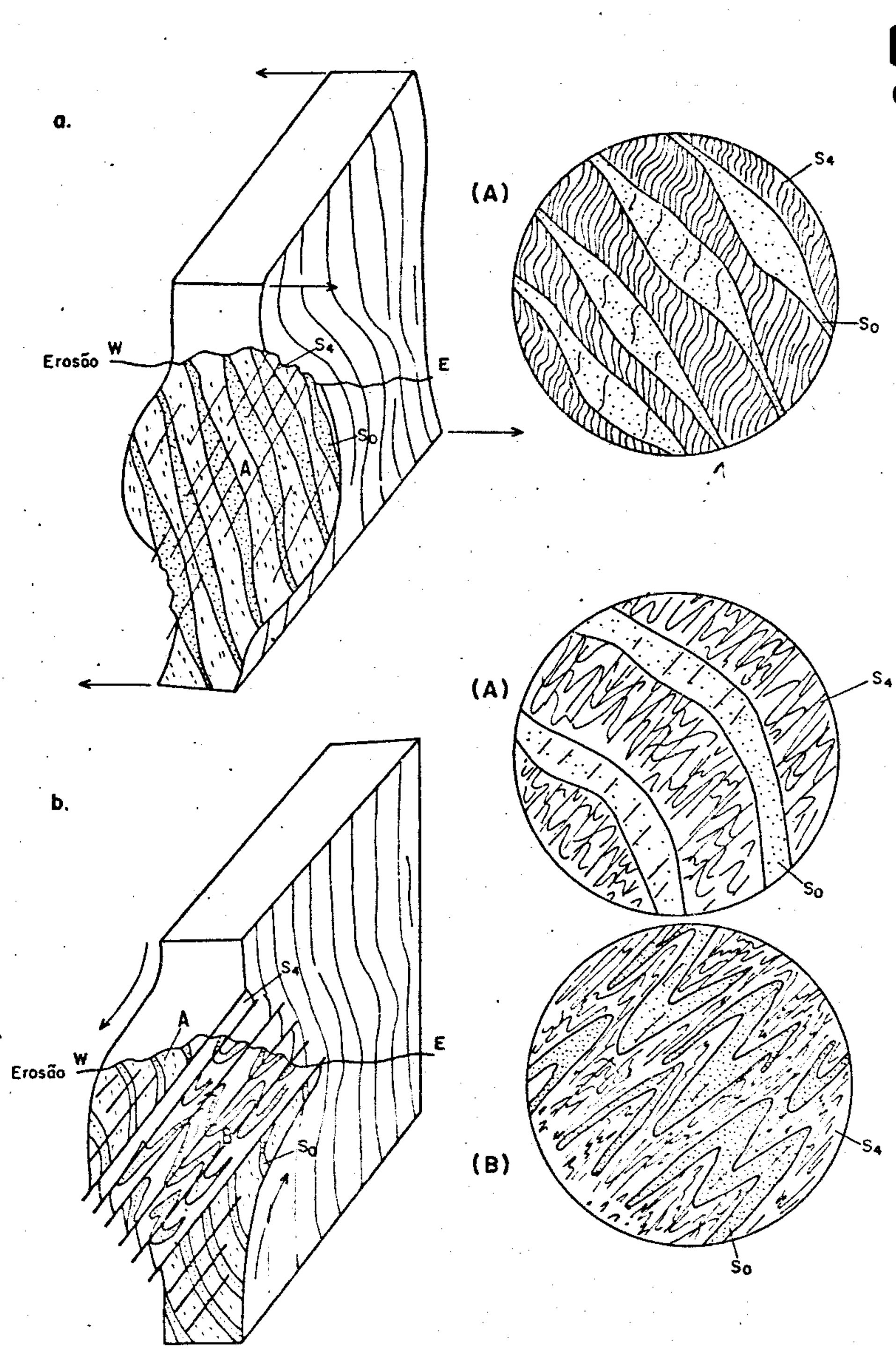


Figura 55 a.b. — Esquema de deformação na sequência de quartzitos e rochas xistosas do Super Grupo Espinhaço, mostrando o mecanismo de surgimento da clivagem S_4.

minentes (J_1), com atitude N 68°E/68°NW. Concentrações menores, em torno de 4% permitiram a identificação de mais dois outros sistemas de juntas (J_2 e J_3), respectivamente com atitudes : N 53°E/vertical e N 62°W/61°SW. As juntas J_1 e J_3 parecem refletir também componentes de cizalhamento.

Domínio 5 - Foram plotados 31 polos de foliações (Fig. 56), obtendo-se concentrações máxima de mais de 20% para o plano polar pS_2, cujo plano S_2 é representativo da superfície axial das dobras de arraste, apresentando atitude N 21°E / 76°SE e cujo eixo (βS_2) mergulha de 56°S. Concentrações menores, em torno de 10%, permitiram a configuração da superfície axial do dobramento primário (S_1), bastante rotacionada em relação aos dois outros domínios anteriormente discutidos, apresentando atitude de N 60°E/vertical, com eixo (βS_1) mergulhando de 16°/S 60°W.

Conclusão: Com base nos diagramas abordados e observações diretas de campo, o Super Grupo Espinhaço parece estruturar-se numa zona abatida, atualmente com feição fortemente linear, com fraca vergência para oeste (baixo angulo em relação a vertical) no trecho ao sul de Caetité e pronunciada - vergência também para oeste na região circunvizinha a esta localidade. Muito embora a vergência aqui referida seja relativa às superfícies de cisalhamentos mais visíveis, observações de campo associadas aos de análise estrutural, evidenciaram a presença de um dobramento primário, cuja vergência da superfície axial (S_1) se dispõe aproximadamente paralela àquela dos planos de cisalhamento principal (S_2) representativos de uma segunda fase de deformação de natureza transcorrente, com formação de dobras interfoliais de arraste, com transposição notadamente nas zonas de flancos de estruturação primária. A Fig. 57

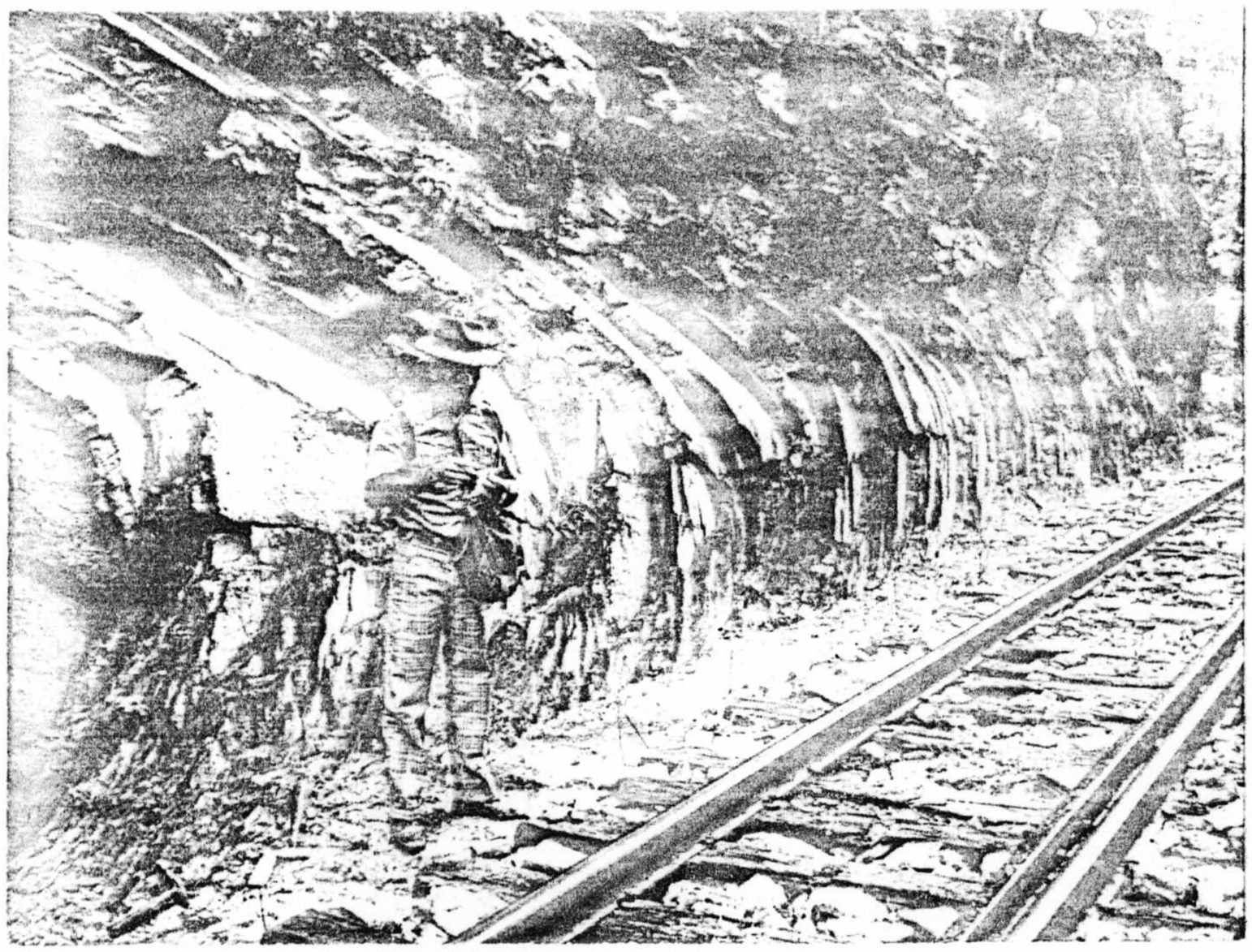


FOTO 62 - Bordo oriental da serra do Espinhaço (Trecho da linha férrea entre Licínio de Almeida até o cruzamento com a estrada de terra Urandi-Licínio) - Ondulação - proeminente no pacote de quartzito do Super Grupo Espinhaço por efeito do reajustamento vertical de blocos.

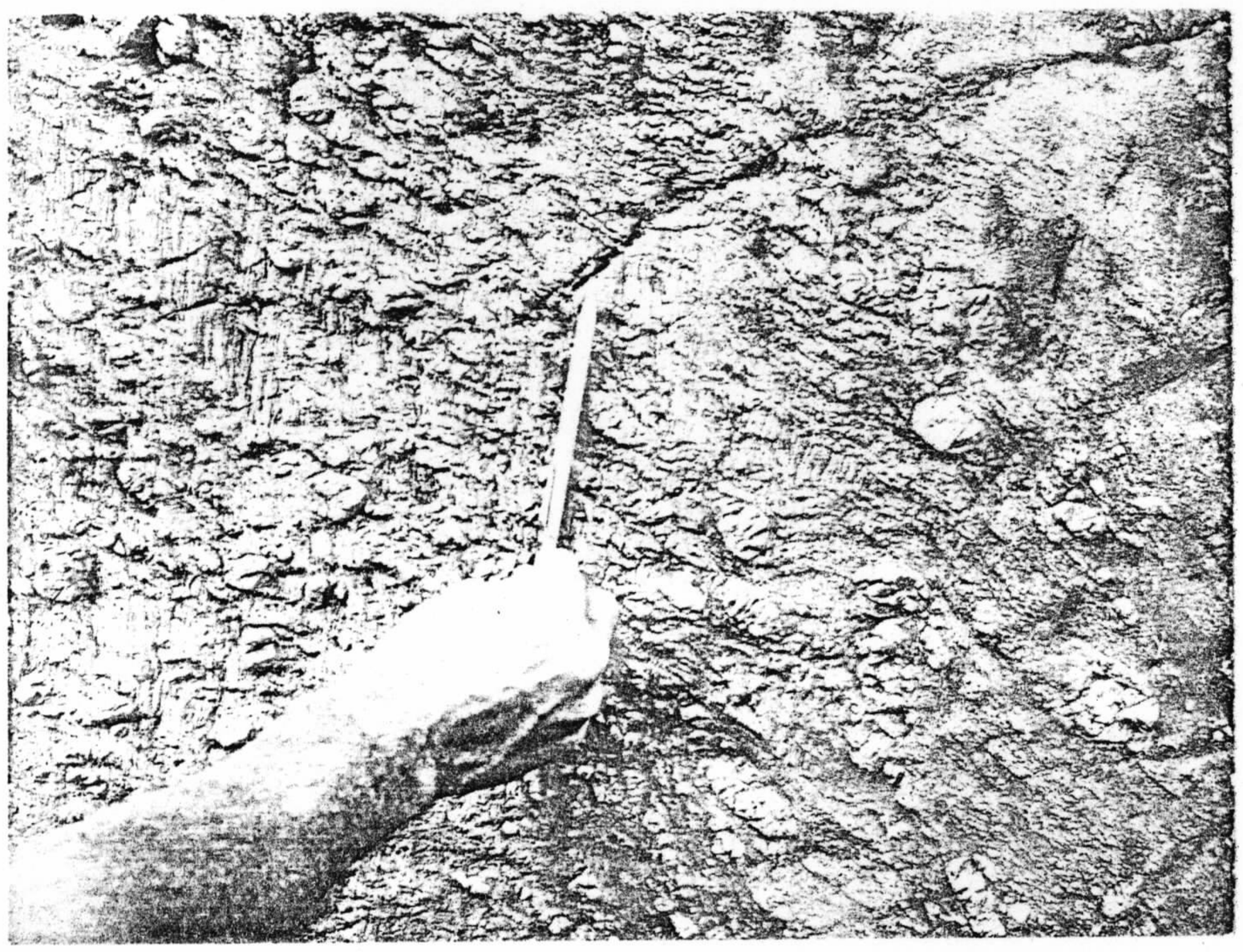
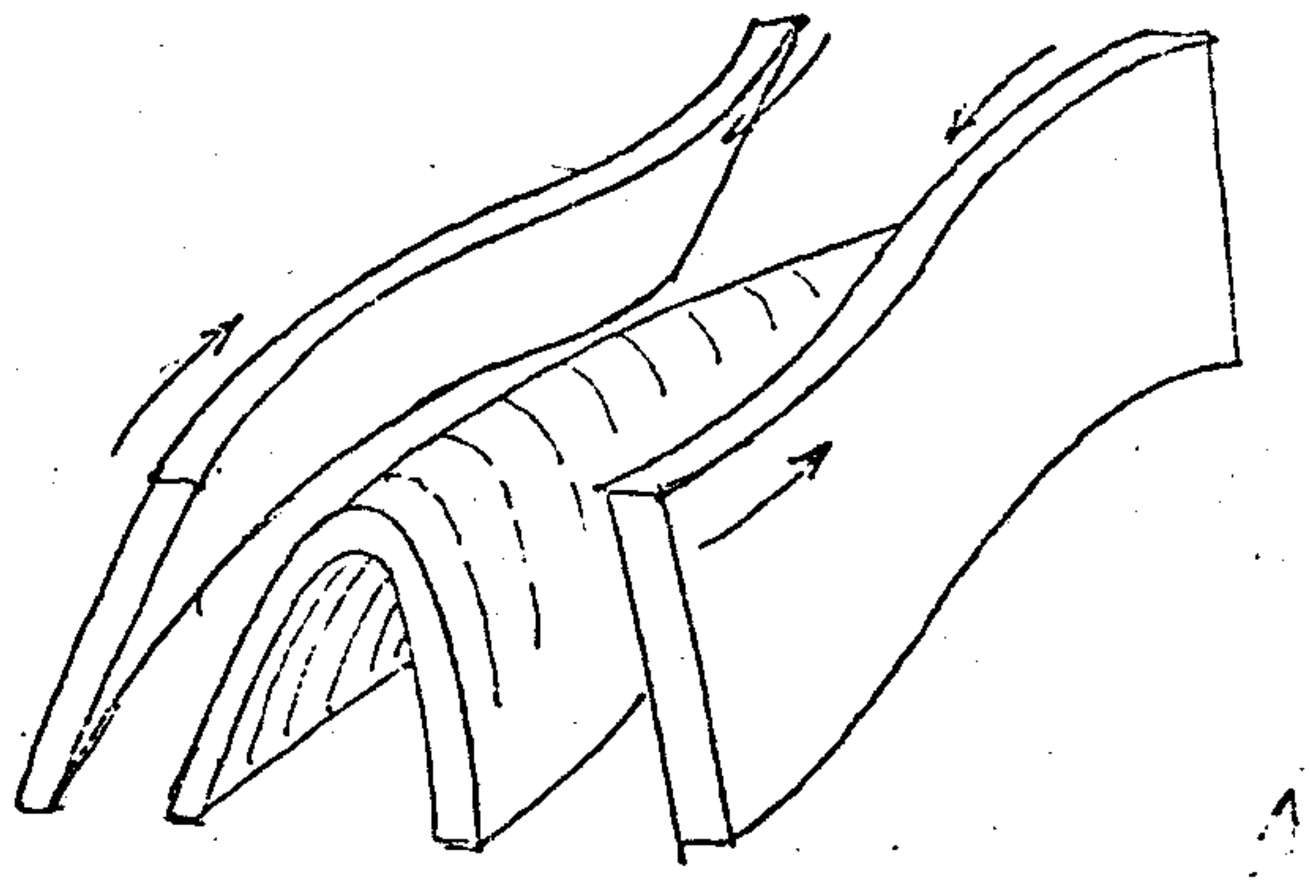
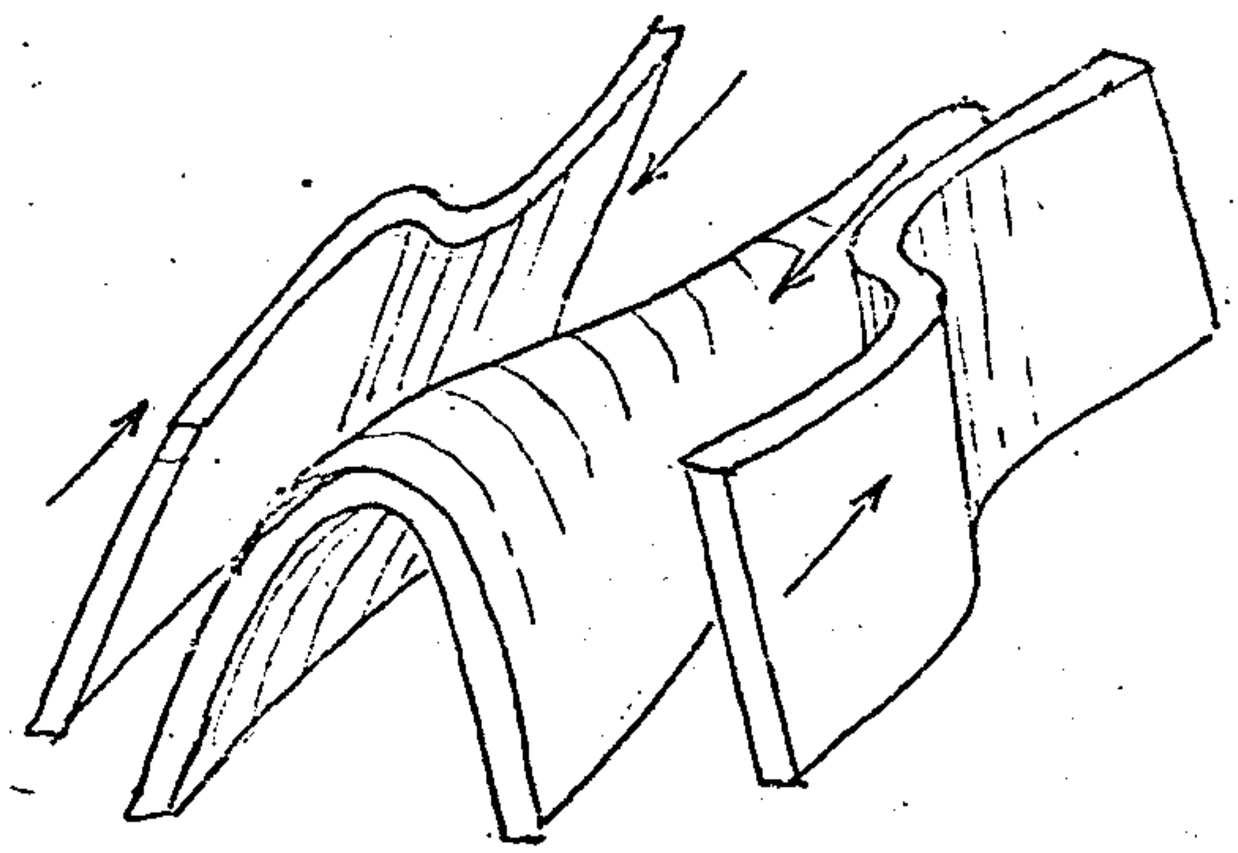


FOTO 63 - Mesma localização anterior - Mostra textura de fluxão cataclástica em xistos do Super Grupo Espinhaço. Os fenoclastos são provavelmente oriundos da brechação de veios quartzosos. Tênue lineação desenvolve - transversalmente ao fluxo cataclástico.

(a)



(b)



(c)

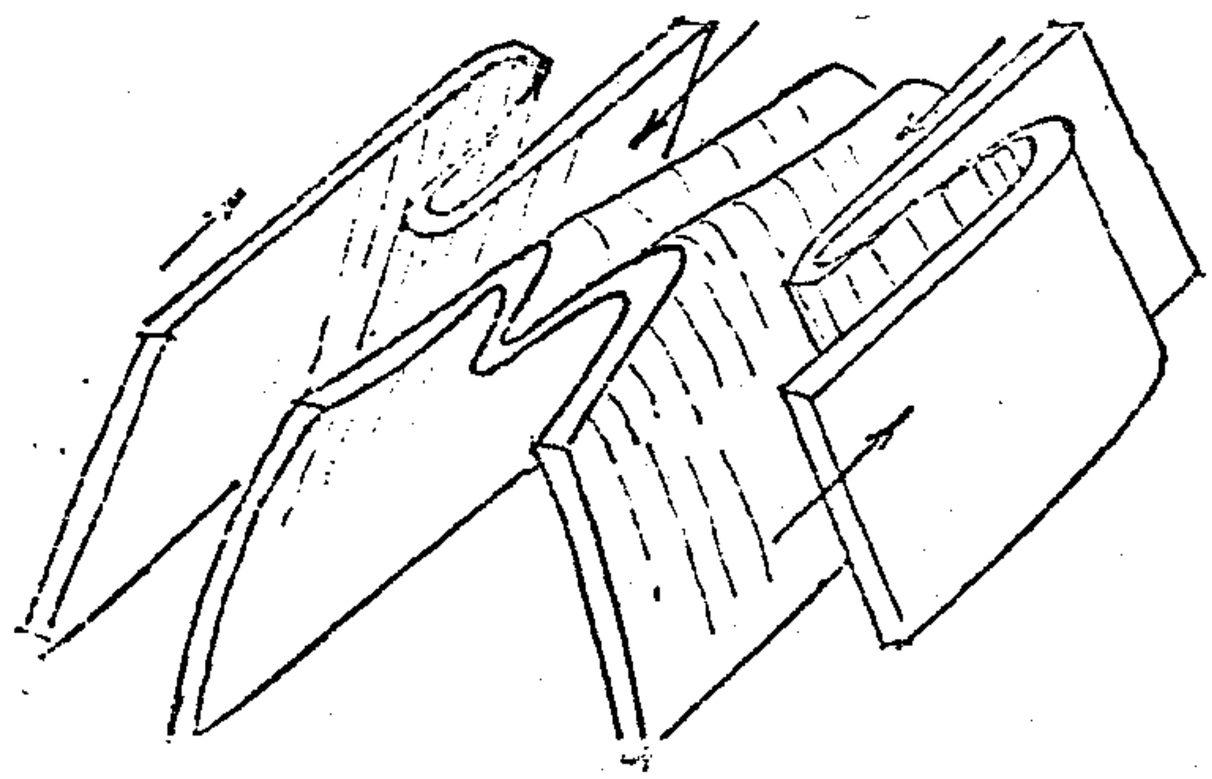


FIGURA 57 – Esquema simplificado da ovulação de sistemas de dobramentos no Super Grupo Espinhaço

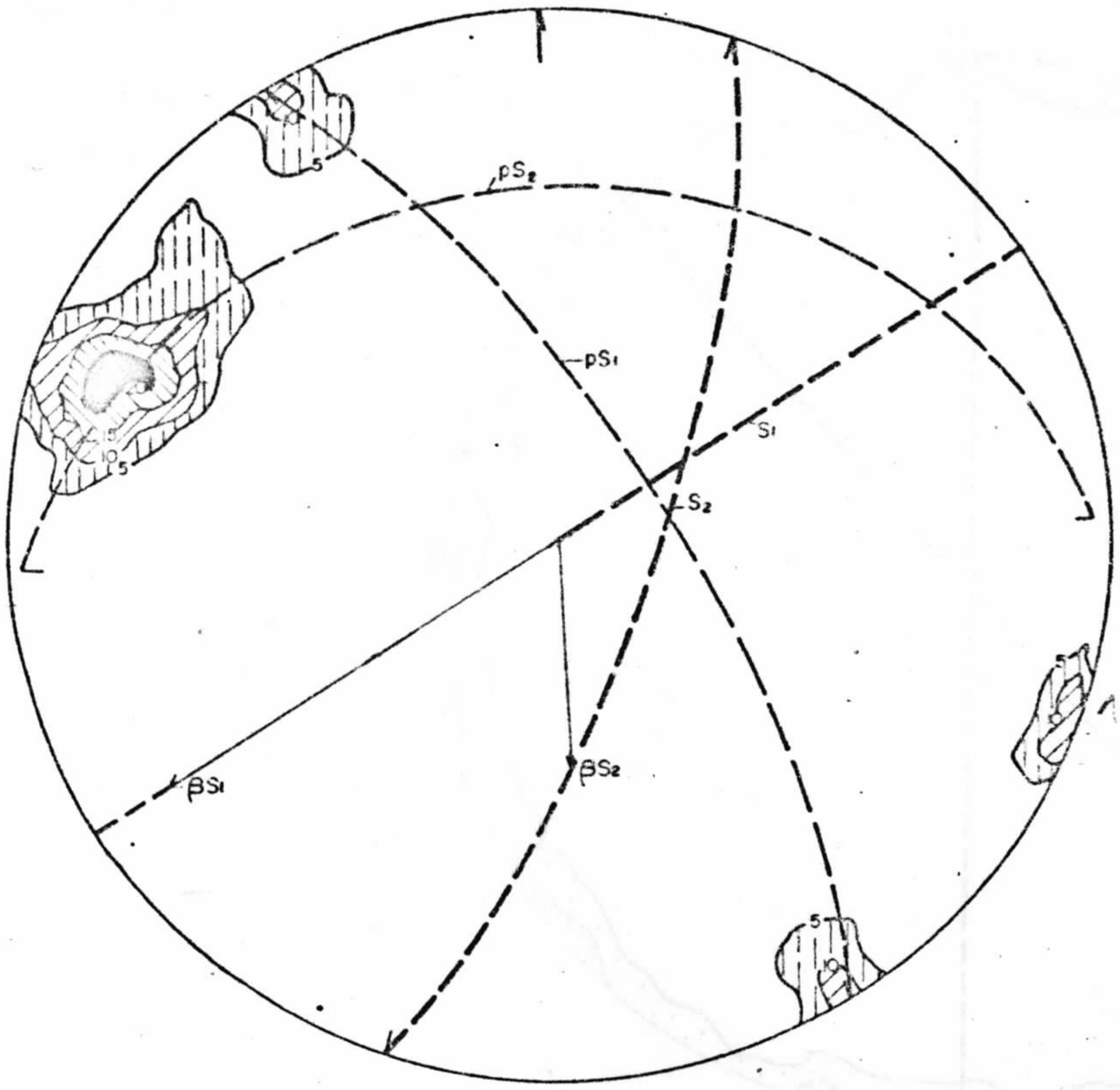
retrata de uma maneira esquemática a evolução dos sistemas de dobramentos do Espinhaço, fazendo-se a ressalva de que a posição das gravuras é uma posição ideal; atualmente o que ocorre é uma dissemetria do dobramento, com vergência para oeste e flancos mergulhantes para leste, como consequência da atuação de forças compressivas dirigidas de leste para oeste, em mais de uma fase orogenética. Sendo a segunda fase de natureza transcorrente, o seu mecanismo de atuação obedece ao esquema da Fig. 58, onde a cupla na placa produz uma indicativa disposição em "echelon" das dobras de arraste, seja propriamente dentro da placa ou ao longo da zona de cisalhamento simples que a rodeia. A cupla de cisalha de deslocamento lateral direito - produz um arranjo em "echelon" no sentido horário, enquanto que o deslocamento lateral esquerdo é produzido no sentido contrário. Um aumento da rotação pode produzir uma etapa de extrema deformação, com as dobras de arraste se montando umas sobre as outras. Esse mecanismo de extrema deformação parece se realizar na região de Caetité (domínio 3), onde a postura semi-horizontalizada (15°-30°) é indicativa de um mecanismo de superposição de planos , devido a montagem dos planos (S_2) de cisa - lhamento.

Domínio 6

Localiza-se a este do lineamento Espinhaço, ai ocorrendo rochas dos complexos Migmático-Plutônico, Granolítico e Brumado-Urandi.

Foram plotados 406 polos de foliações (Fig. 56) e 187 polos de juntas (Fig. 59). No diagrama de polos de folia - ções obteve-se concentrações máximas de mais de 5%, e cujo padrão de distribuição das curvas de iso-frequência permitiu a configuração de um plano polar representado pela periferia do

CPRM



S_1 = N 60E/vert

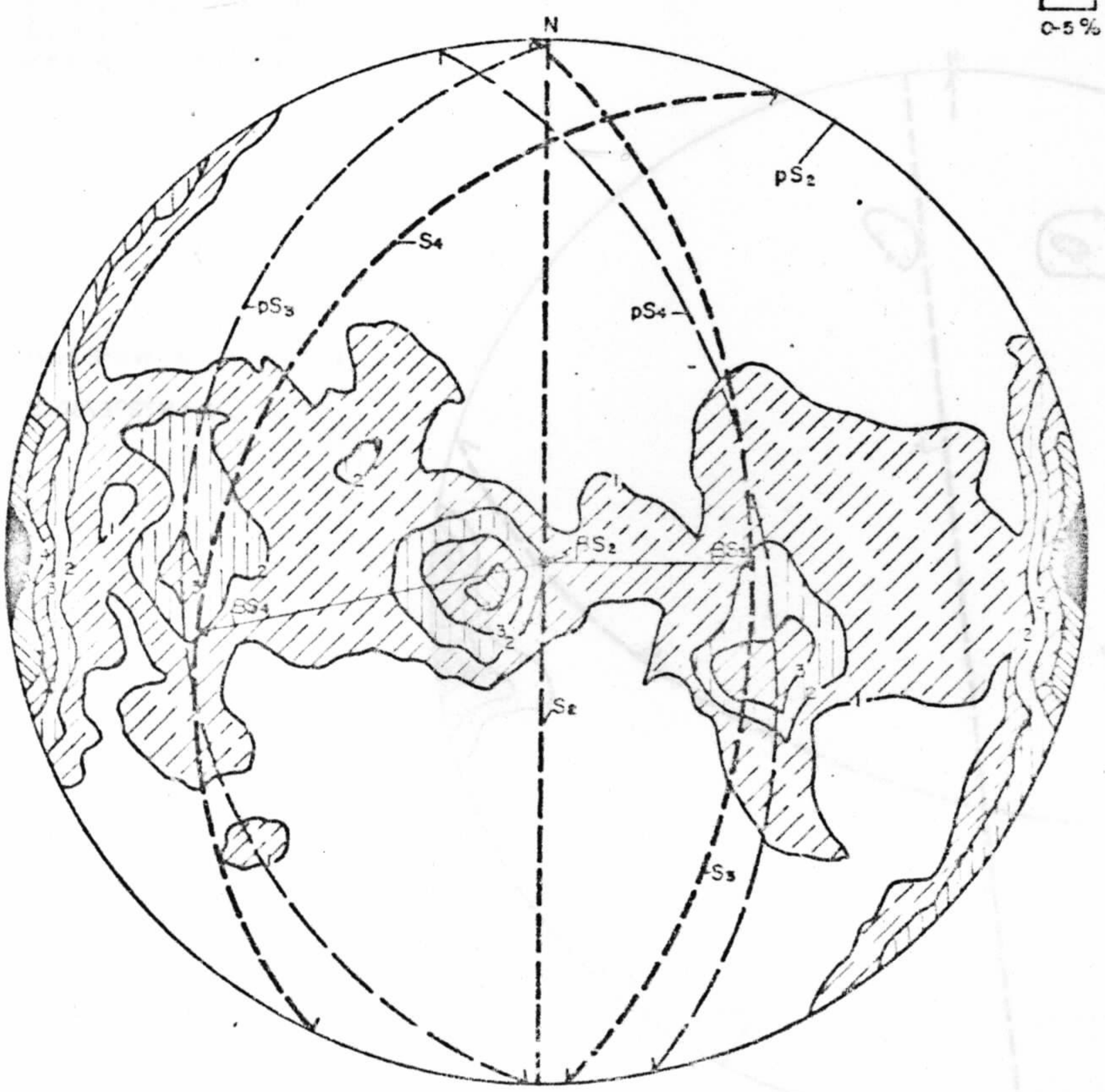
βS_1 = 16°/S60°W

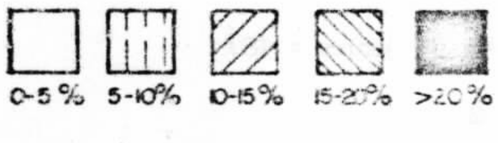
S_2 = N 21°E / 76°SE

βS_2 = 56°/S

Nº de polos de foliações = 31

Domínio = 5





S_2 = N – S / vert.

βS_2 = vert.

S_4 = N25°E/40°NW

βS_4 = 34°/S78°W

S_3 = N2°W/58°NE

βS_3 = 58°/E

Nº de polos de foliações = 406

Domínio = 6

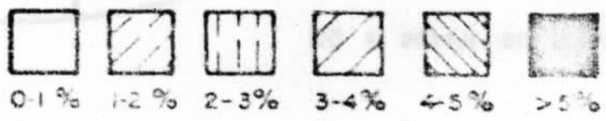
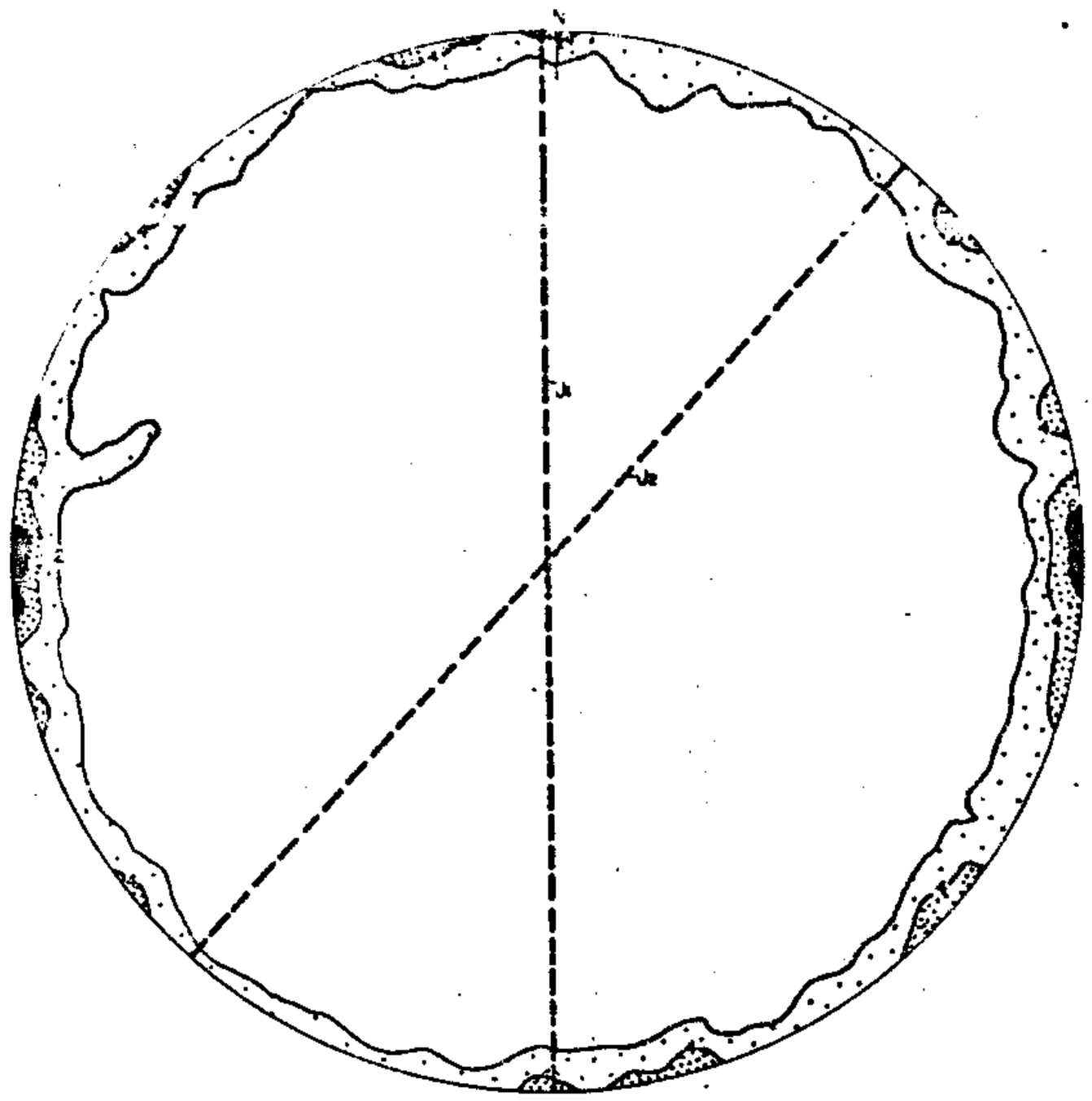


FIGURA 56 – Diagramas de frequência de polos de planos "S", dos domínios estruturalmente homogêneos 5 e 6.

CPRM

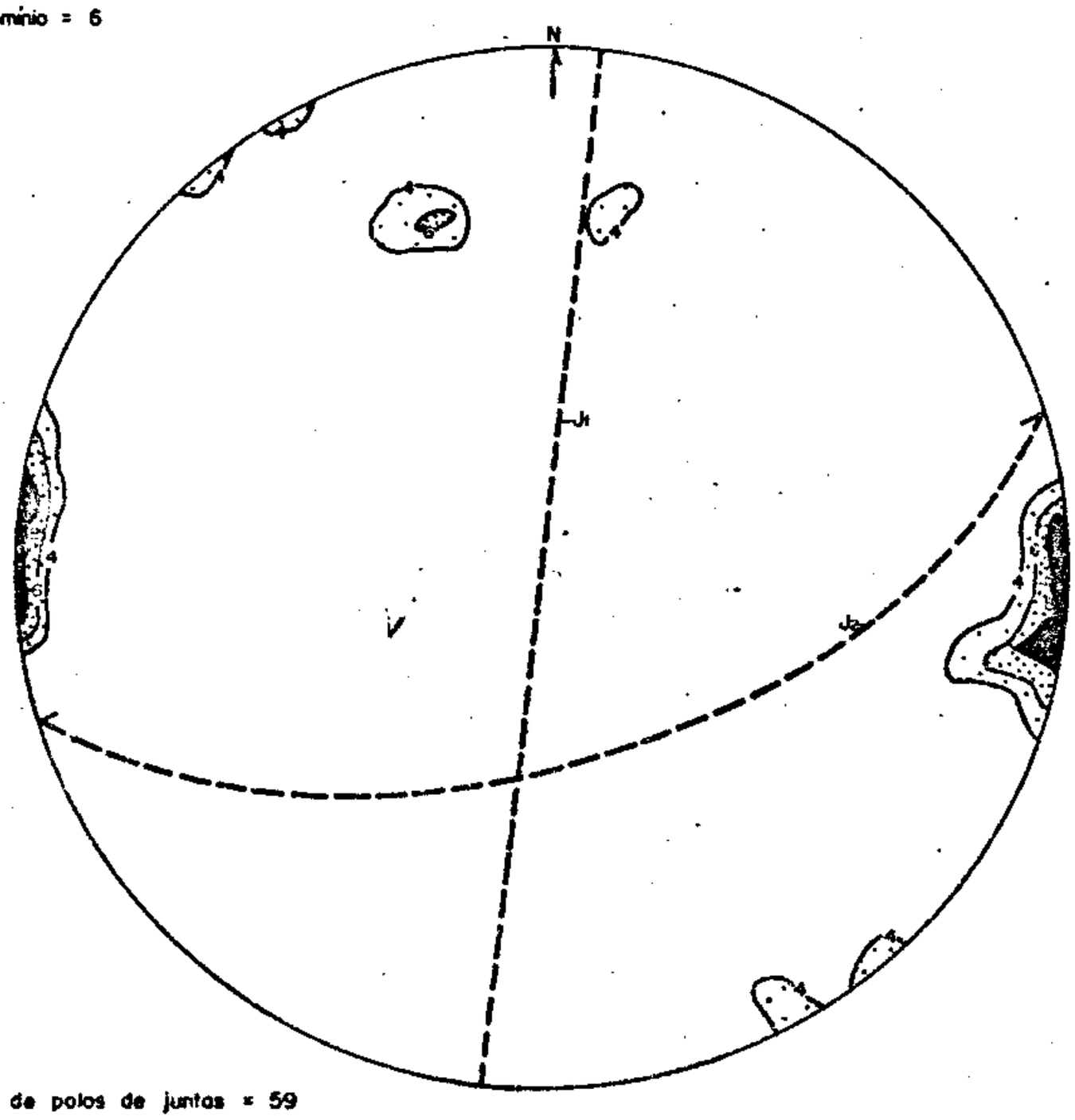


J1 = N2°W/vert

J2 = N41°E/vert

Nº de polos de juntas = 187

Domínio = 6



0-2% 2-4% 4-6% > 6%

J1 = N6°E/vert

J2 = N72°E/60SE

Nº de polos de juntas = 59

Domínio = 7

0-4% 4-6% 6-8% > 8%

FIGURA 59 – Diagramas de frequência de polos de juntas, dos domínios estruturalmente homogêneos 6 e 7.

círculo e cuja superfície axial (S_2), vertical e na direção N-S, é representativa de dobras de arraste com eixo (βS_2) verticalizado.

À partir de concentrações menores de polos, obteve-se outros dois planos (S_4 e S_3), respectivamente com atitudes N 25°E/40°NW e N 2°W/58°NE, com eixos (βS_4 e βS_3) mergulhando respectivamente de 34°/S 78°W e 58°/E.

Pelo diagrama de juntas, obteve-se concentrações - máximas de mais de 6% para o principal sistema de juntas (J_1), com atitude N 2°W/vertical. Concentrações menores de mais de 4% poderiam permitir a configuração de outros planos de juntas, no entanto o mais realçante deles foi o que gerou o sistema de juntas (J_2), com atitude N 41°E/vertical.

Conclusão: Tendo em vista que no diagrama de polos de foliações houve uma tendência de concentração de polos ao - longo da linha equatorial, embora com densificação muito baixa, porém realçado pelo padrão de curvas, este comportamento - parece refletir a possibilidade de um plano polar vertical e disposto segundo a linha equatorial, o que permitiria deduzir uma superfície axial do dobramento primário no sentido norte-sul e com eixo horizontalizado (não representados no diagrama). Como a fase superimposta, de natureza transcorrente, é também representada por superfície axiais divergentes das dobras de arraste (S_4 e S_3), cujo plano bissetriz cai para oeste, e considerando, por raciocínio análogo ao da orogenia do Ciclo Espinhaço, que essa fase tenha retrabalhado os flancos das estruturas primárias, a estruturação para esse domínio seria de dobras assimétricas com vergência para leste e cujos flancos foram arrastados por movimentos tangenciais cisalhantes. Esta fase de transcorrencia é bastante realçada no lineamento Caculé-

Ibiassucê, cuja projeção para norte e para sul se faz contornando a periferia do núcleo migmático-plutônico de Rio do Antônio. A superfície axial (S_2), com direção norte-sul no segmento Caculé-Ibiassucê (área de influência do domínio) e com eixos das dobras de arraste verticalizados, constitui a feição linear mais realçante do referido domínio.

Domínio 7

Abrange a região situada a sudeste do lineamento - Espinhaço, incluindo as cidades de Jacaraci e Irundiara. Ocorre dominantemente rochas granitoides, com os bordos gnaissificados, merecendo destaque o segmento do Super Grupo Espinhaço que se dispõe segundo a direção nor-nordeste, balizando a cidade de Jacaraci. Este segmento acha-se prensado entre dois núcleos de granitoide, situados a leste e a oeste do segmento. O granitoide situado a oeste desse segmento apresenta-se com a sua parte norte totalmente xistificada por processos tectônicos, responsáveis pela transmutação do mesmo em milonito xistos. Para sul de Jacaraci, essa faixa de metamorfitos estreita se consideravelmente pela aproximação dos dois núcleos de granitoide.

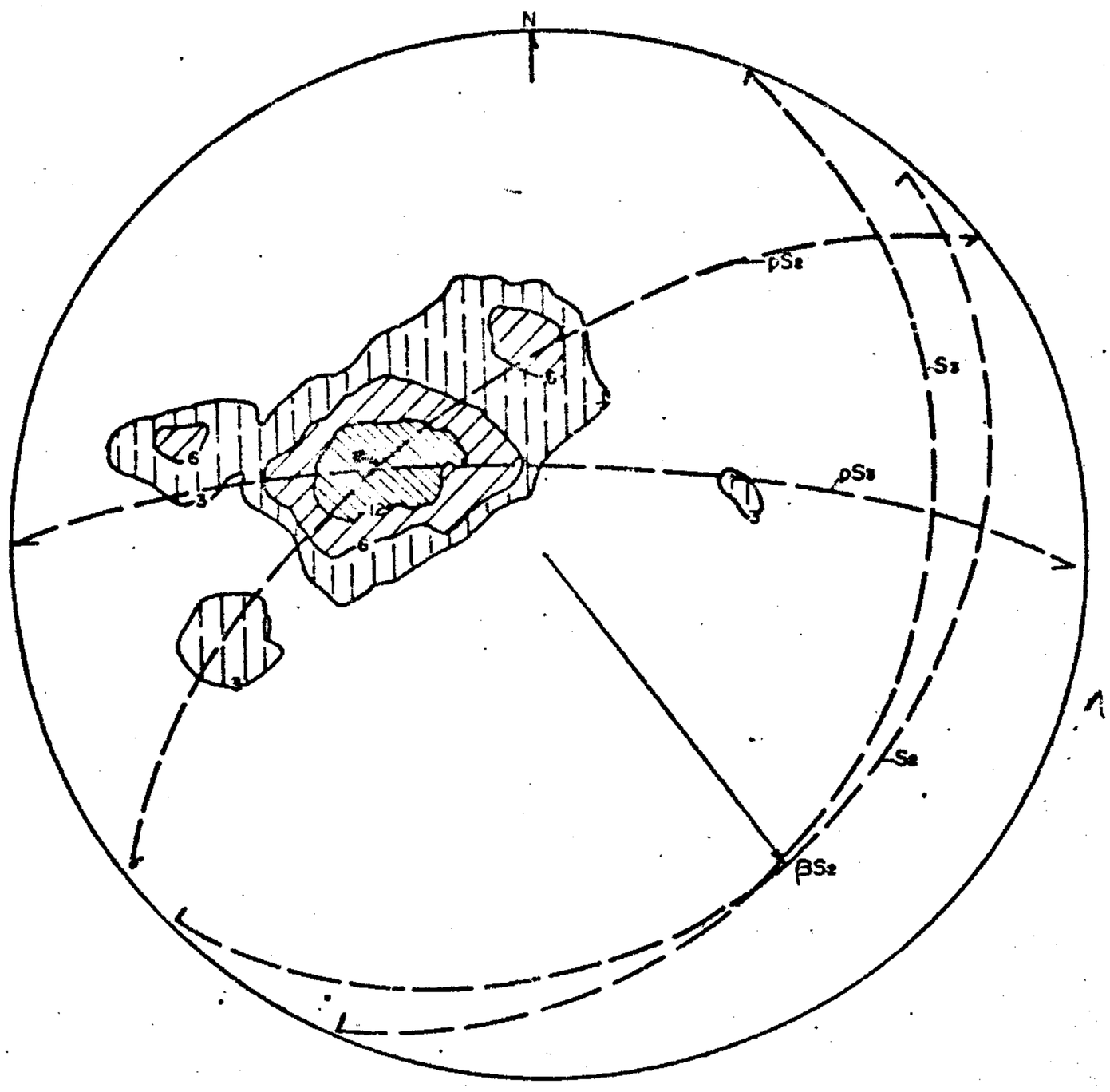
Foram plotados 76 polos de foliações (Fig. 60) e 59 polos de juntas (Fig. 59). No diagrama de polos de foliações obteve-se concentrações de mais de 18%, o que permitiu a configuração dos planos polares pS_2 e pS_3, e suas respectivas superfícies S_2 e S_3. A primeira (S_2), com atitude N 46°E/27°SE representa a superfície axial de dobras de arraste, cujo mergulho baixo do eixo S_2 é explicado pelo mecanismo de rotação em fase de extrema deformação que provoca a montagem das dobras de arraste, devido aos maiores efeitos da componente compressiva (vide Fig. 58). A superfície S_3, com atitude N 25°E/31° SE

CPRM

S_2= N46°E/27°SE

βS_2 = 27°/S35°E

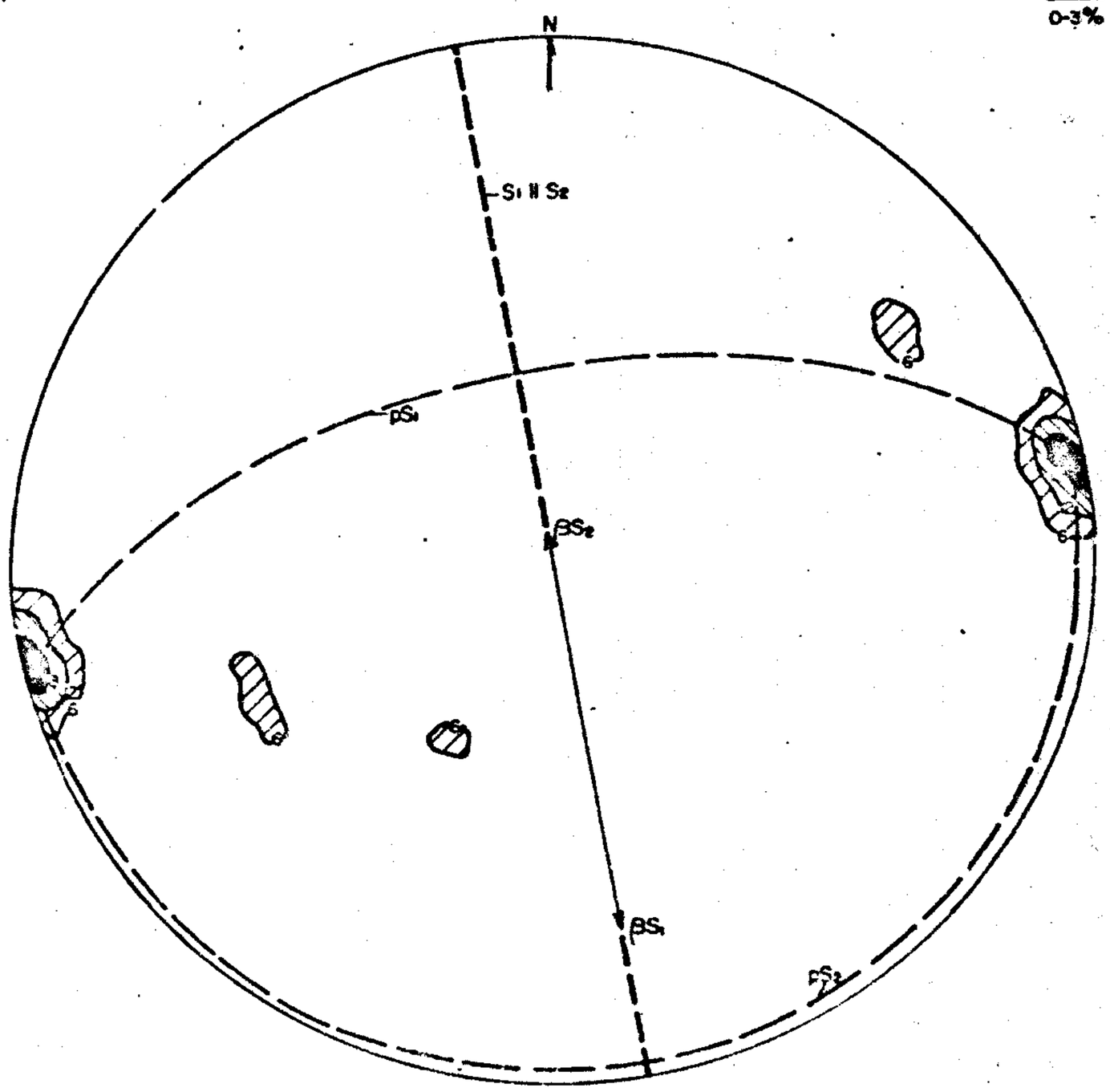
S_3=N25 °E /31 °SE



Nº de polos de foliações = 76

Domínio = 7

0-3% 3-6% 6-12% 12-18% >18%



S_1 = N10°W/vert.

βS_1 = 30°/S 10°E

S_2 = N10°W/vert.

βS_2 = 86°/N10°W

Nº de polos de foliações = 27

Domínio = 8

0-6% 6-12% 12-18% >18%

FIGURA 60 – Diagramas de frequência de polos de planos "S", dos domínios estruturalmente homogêneos 7 e 8.

representa a superfície de cisalhamento de baixo angulo que afeta os terrenos granitoides, como consequência da movimentação transcorrente em fase avançada. A Fig. 61a mostra uma secção esquemática Urandi-Jacaraci, verificando-se que a leste do riacho Jaboticaba, o cisalhamento é de baixo angulo.

Domínio 8

Localiza-se a SE de Caculé, na terminação sul do grande lineamento transcorrente Ibitira-Caculé. Foram plotados 27 polos de foliações (Fig. 60), que apesar da relativa escassez de informações, permitiram a configuração de dois planos coincidentes , verticalizados e aproximadamente meridianos, um representando a superfície axial do dobramento primário (S_1) , cujo caimento do eixo (S_1) é de 30°/S10^oE e outro, menos conspícuo,representando a superfície axial da fase superimposta de natureza transcorrente, cujo eixo (βS_2) mergulha forte de 86°/N 10^oW.

Conclusão: Este diagrama complementa a informação do dobramento primário, não realçado no domínio 6 (Fig. 56) e reforça a zona de transcorrência de faixa Ibitira-Caculé.

Domínio 9

Este domínio localiza-se ao norte da área, na região de S. Timóteo. Foram plotados 65 polos de foliações(Fig. 62) e 42 polos de juntas (Fig. 63). No diagrama de polos de foliações, obteve-se concentração máxima superior a 8%, o que permitiu a configuração de um plano polar (pS_2), cujo plano - (S_2), com atitude N 44^oW/32^oNE, representa a superfície axial de dobras de arraste, cuja posição espacial original já foi provavelmente alterada, tendo em vista o baixo valor (32°) do eixo (βS_2). Concentrações menores, em torno de 6%, materializa

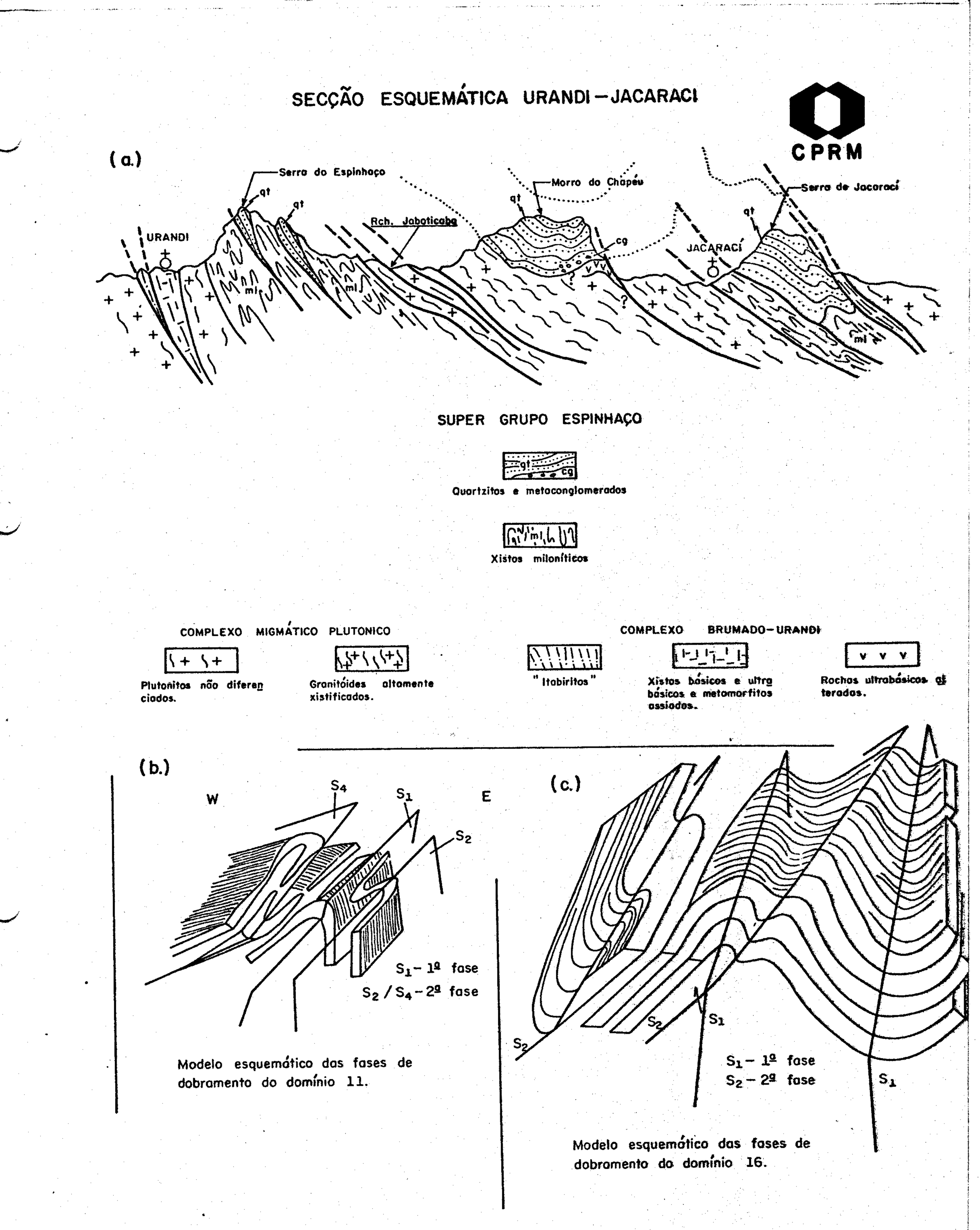
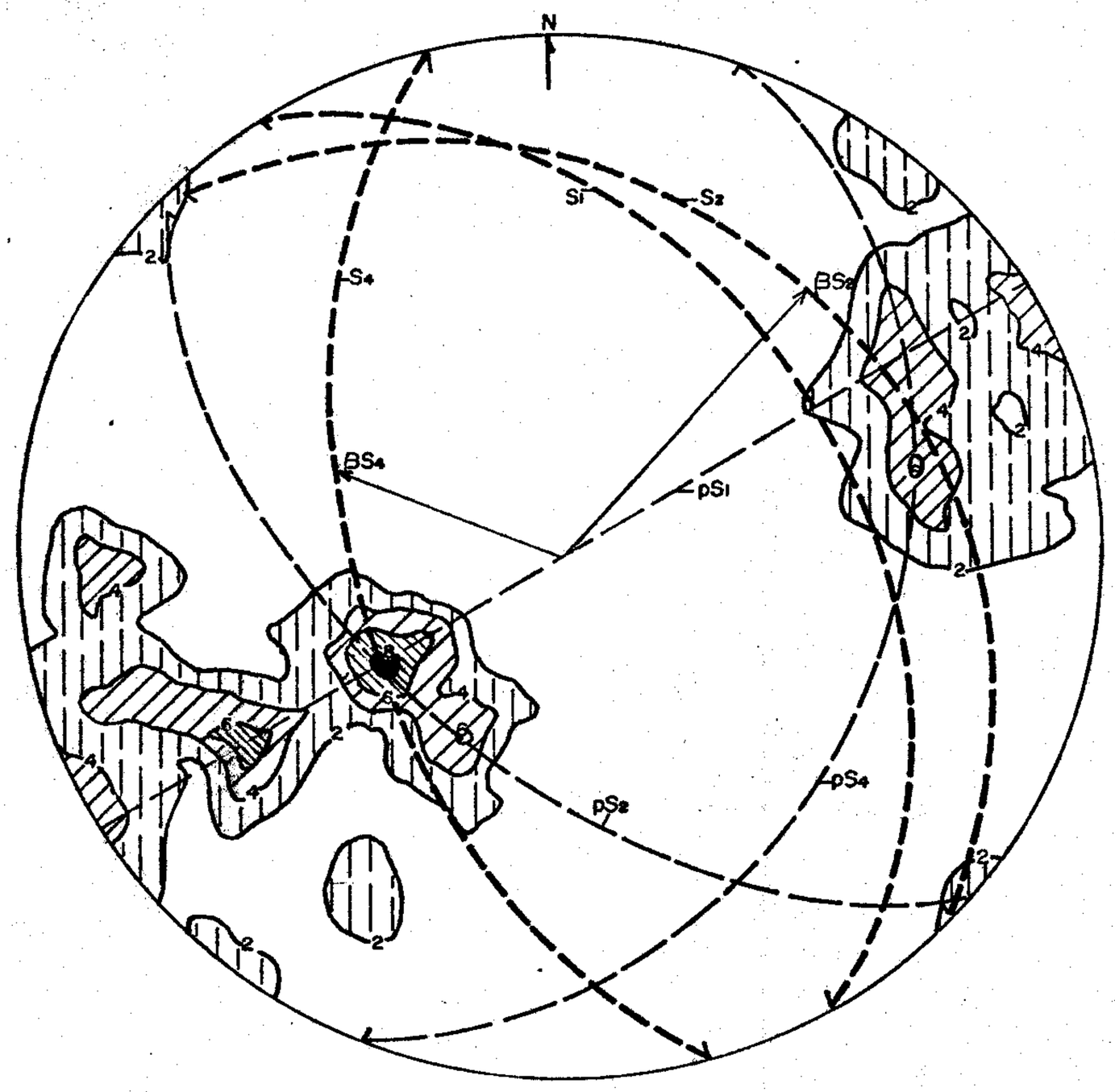


Figura 61 — Secção esquemática Urandi-Licínio de Almeida (a) e esquemas das fases de desdobramento nos domínios 11 (b) e 16 (c).

CPRM



S1 = N30°W/44°NE

S2 = N44°W/32°NE

βS2 = 32°/N43°E

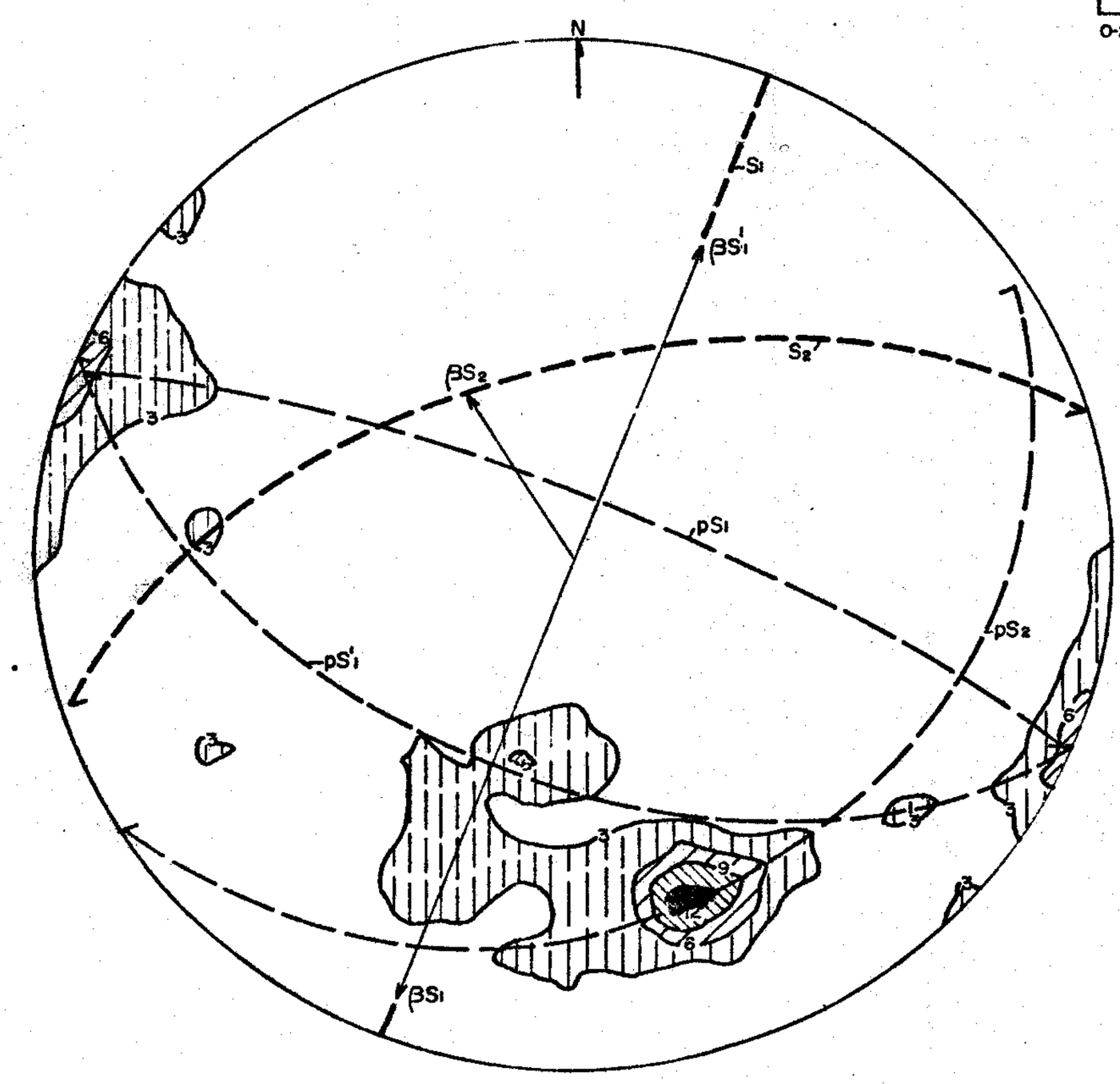
S4 = N13°W/58°SW

βS4 = 52°/N67°W

Nº de polos de foliações = 65

Domínio = 9

0-2% 2-4% 4-6% 6-8% > 8%



S1 = N21°E /vert.

βS1 = 10°/S21°W

βS1' = 75°/N21°E

S2 = N72°E/60°NW

βS2 = 59°/N32°W

Nº de polos de foliações = 91

Domínio = 10

0-3% 3-6% 6-9% 9-12% >12%

FIGURA 62 – Diagramas de frequência de polos de planos "S", dos domínios estruturalmente homogêneos 9 e 10.

ram os planos S_4 e S_1, o primeiro, com atitude N 13°W/58°SW, representando a superfície axial também de dobras de arraste, com eixo (βS_4) mergulhando de 52°/N 67°W, e o segundo plano (S_1), com atitude N 30°W/44°NE, representando a superfície axial do dobramento primário, com eixo horizontalizado.

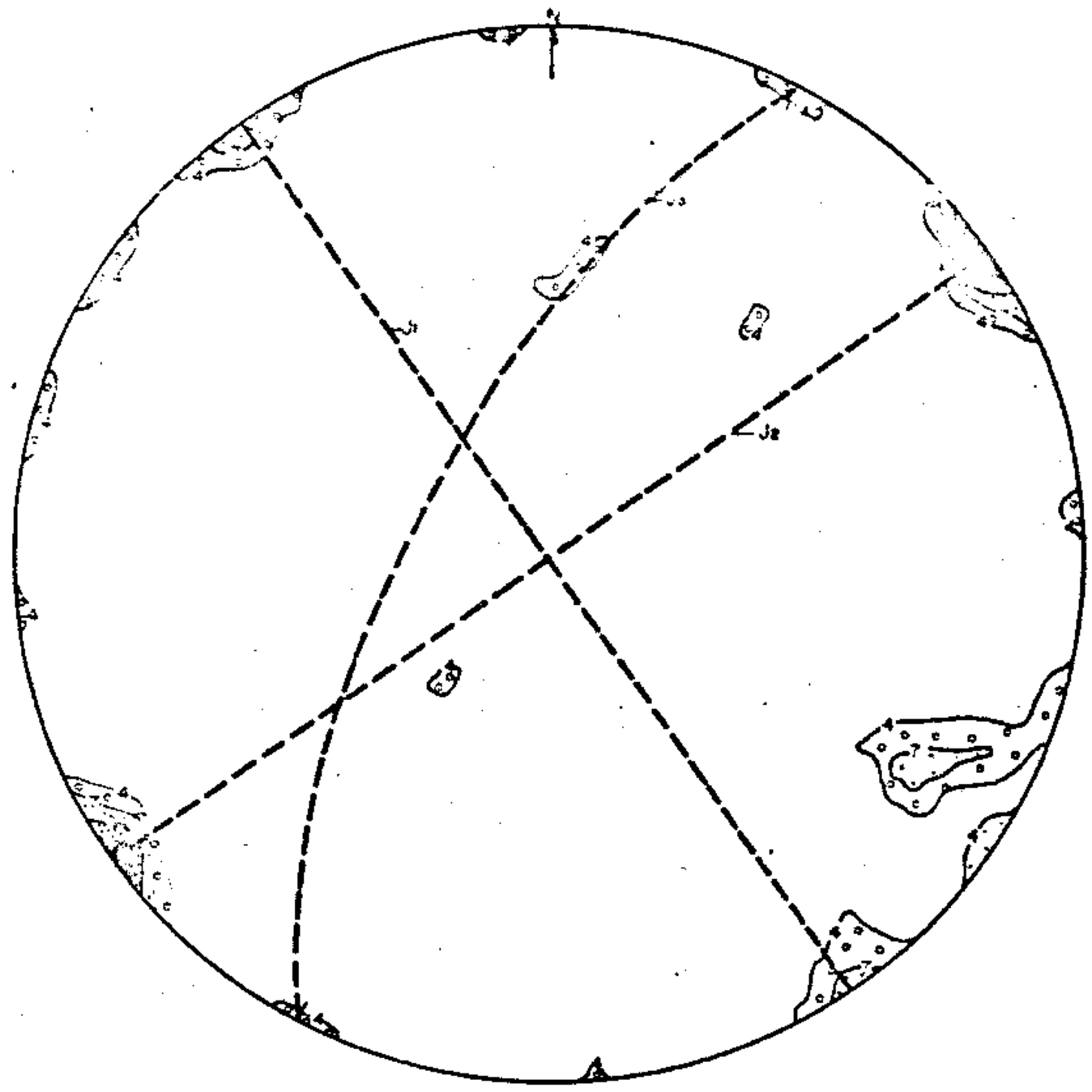
Nos diagramas de polos de juntas, obteve-se concentração máxima superior a 13% para o principal sistema de juntas (J_1), com atitude N 35°W/vertical e concentrações menores, em torno de 7 a 10%, para a representação dos sistemas de juntas secundárias J_2 (N 54°E/ vertical) e J_3 (N 27°E/70°NW).

Conclusão: O diagrama de polos de foliações evidencia que a área do domínio em foco foi afetada inicialmente por uma estruturação de dobras assimétricas, com vergência para o este e sem caimento axial. Posteriormente a esta estruturação, superimpos-se uma nova fase tectônica de caráter transcorrente, com movimentação dos flancos do dobramento primário. A presença de rochas granolíticas neste setor parece evidenciar que o evento transcorrente movimentou blocos profundos da crosta, aproveitando-se de uma sutura já existente (zona de interação de núcleos migmático -plutônicos), com geração de condições favoráveis a granolitização.

Domínio 10

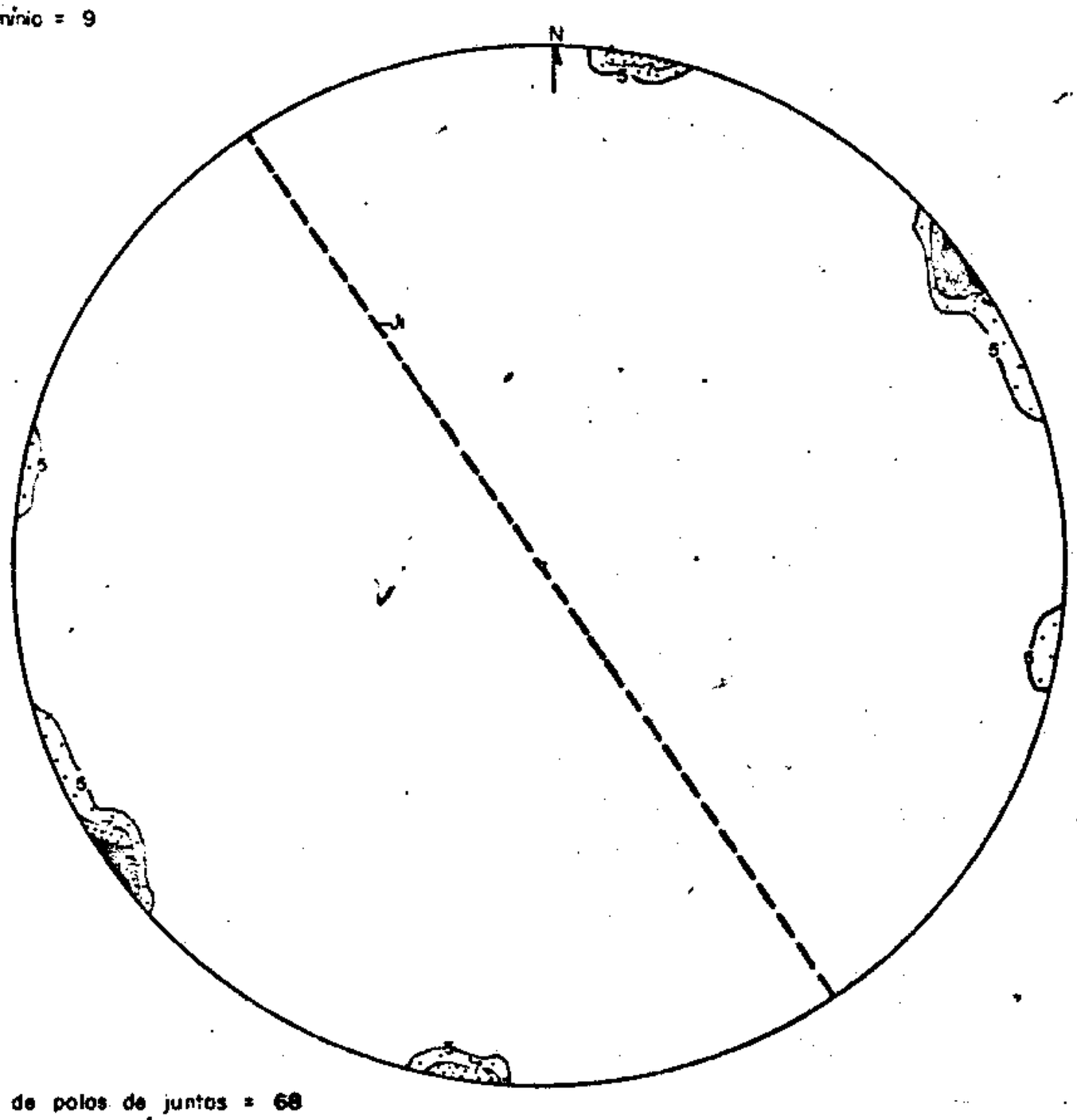
Este domínio engloba a projeção da faixa transcorrente Ibitira-Caculé na região de Ibitira. Foram plotados 91 polos de foliações (Fig. 62) e 68 polos de juntas (Fig. 63). No diagrama de polos de foliações, obteve-se concentração máxima de mais de 12%, o que permitiu a configuração de um plano polar (pS_2), cujo plano (S_2), com atitude N 72°E/60°NW, representa a superfície axial de dobras de arraste e cujo eixo (βS_2)

CPRM



Nº de polos de juntas = 42

Domínio = 9



Nº de polos de juntas = 68

Domínio = 10

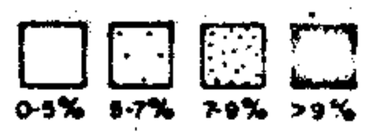


FIGURA 63 – Diagramas de frequência de polos de juntas, dos domínios estruturalmente homogêneos 9 e 10.

mergulha de 59°/ N 32°W. Concentrações menores de 6 a 9% materializaram o plano S_1 (N 21°E/vertical), cujo eixo ora mergulha norte, ora sul, devido a dobramento secundário da charneira.

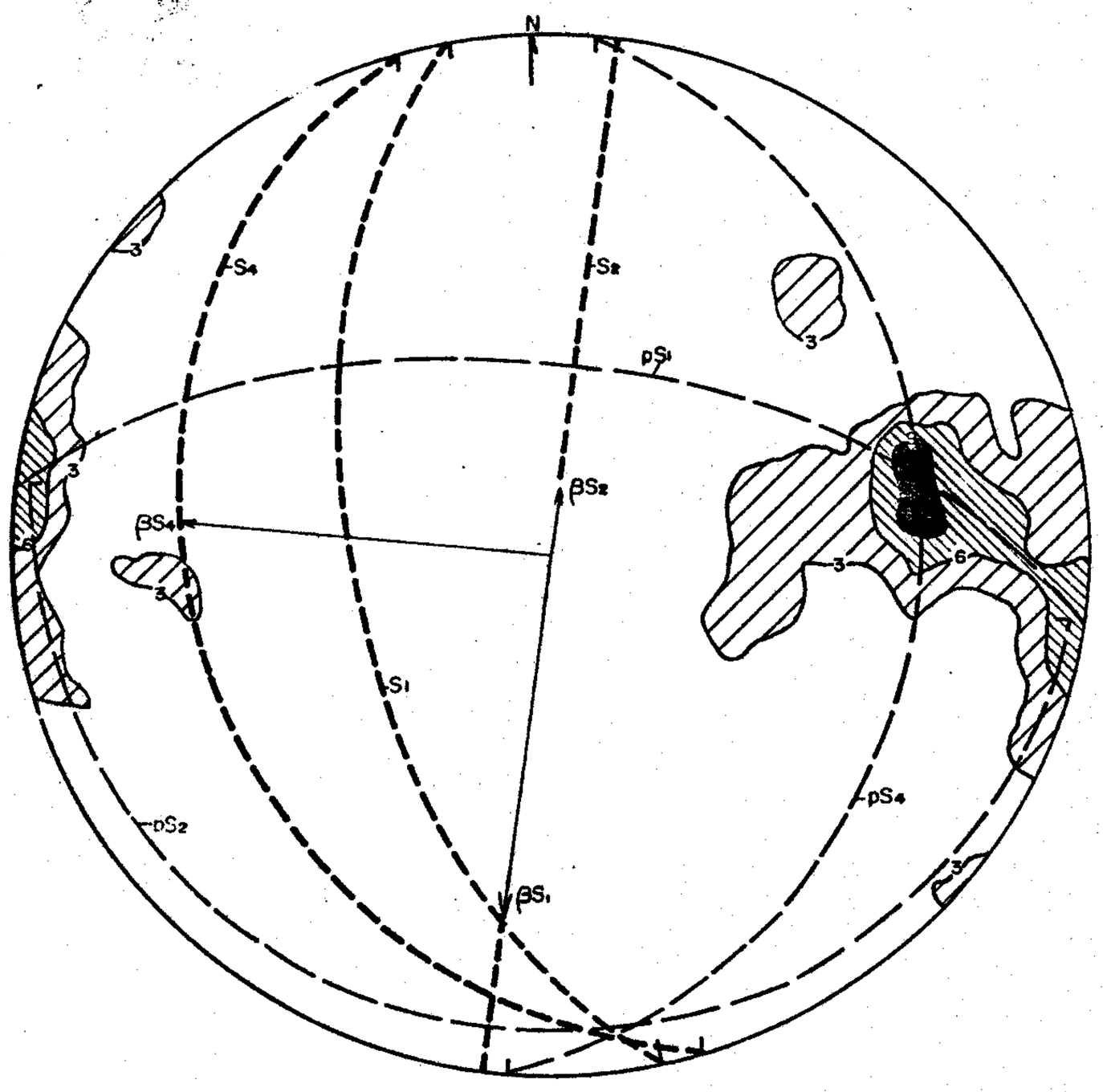
No diagrama de juntas obteve-se concentração máxima de mais de 9% para o principal sistema de juntas de tensão (J_1), com atitude N 30°W/vertical.

Conclusão: A superfície axial do dobramento primário é pouco realçada no diagrama de juntas devido a uma maior dominância das medidas da fase transcorrente superimposta. No morro do Bom Jardim ainda está preservada a estruturação primária em terrenos carbonáticos. A estruturação dominante ENE-WSW reflete acentuado movimento rotacional da superfície axial das dobras de arraste (S_2), no sentido horário, acomodando-se à periferia dos núcleos de Lagoa Real e Rio do Antonio.

Domínio 11

Localiza-se à ocidente da serra das Éguas e entre os municípios de Itaquaraí e Iguatemi, abrangendo parte da zona transcorrente Ibitira-Caculé e um trecho do núcleo migmático de Itaquaraí. Foram plotados 82 polos de foliações (Fig.64) e 94 polos de juntas (Fig. 65). No diagrama de foliações, obteve-se concentrações máximas de mais de 9%, as quais permitiram as configurações dos planos polares (pS_1 e pS_4), cujos planos S_1 (N 8°W/60°SW) e S_4 (N 15°W/33°SW) representam, respectivamente, às superfícies axiais do dobramento primário, cujo eixo (βS_1) mergulha de 30°/Sul e da fase superimposta de natureza transcorrente, cujo eixo (βS_4) mergulha de 31°W, cujo posicionamento espacial parece refletir uma montagem de planos de cisalhamento causado por movimento de rotação em fase de avançada deformação. Concentrações menores entre 6 a 9% são represen

CPRM



S_1 = N8°W/60°SW

βS_1 = 30°/S10°W

S_2 = N10°E/vert.

βS_2 = 80°/N10°E

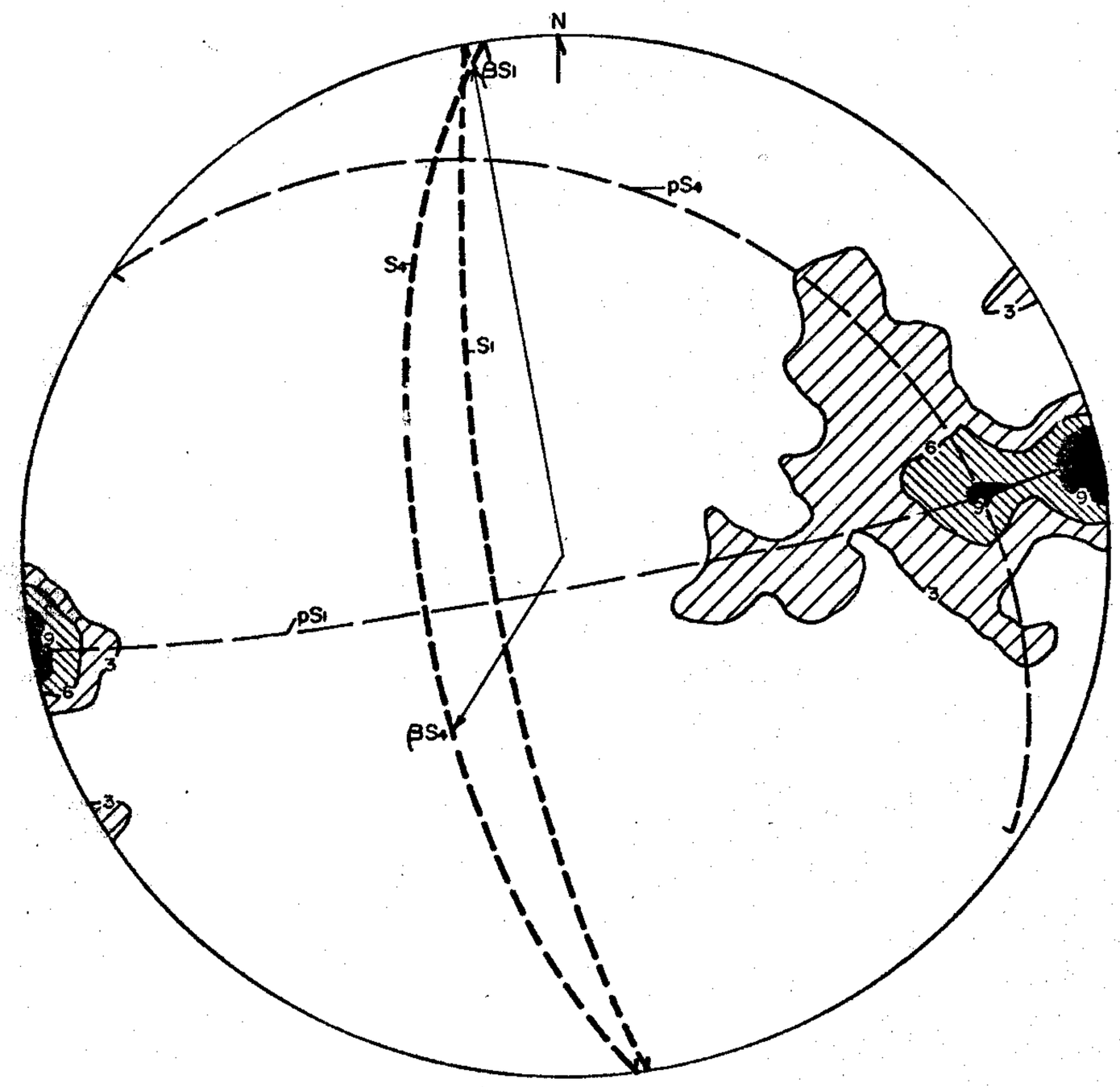
S_4 = N15°W/33°SW

βS_4 = 31°/N80°W

Nº de polos de foliações = 82

Domínio = 11

0-3% 3-6% 6-9% > 9%



S_1 = N9°W/79°SW

βS_1 = 5°/N10°W

S_4 = N8°W/68°SW

βS_4 = 58°/S33°W

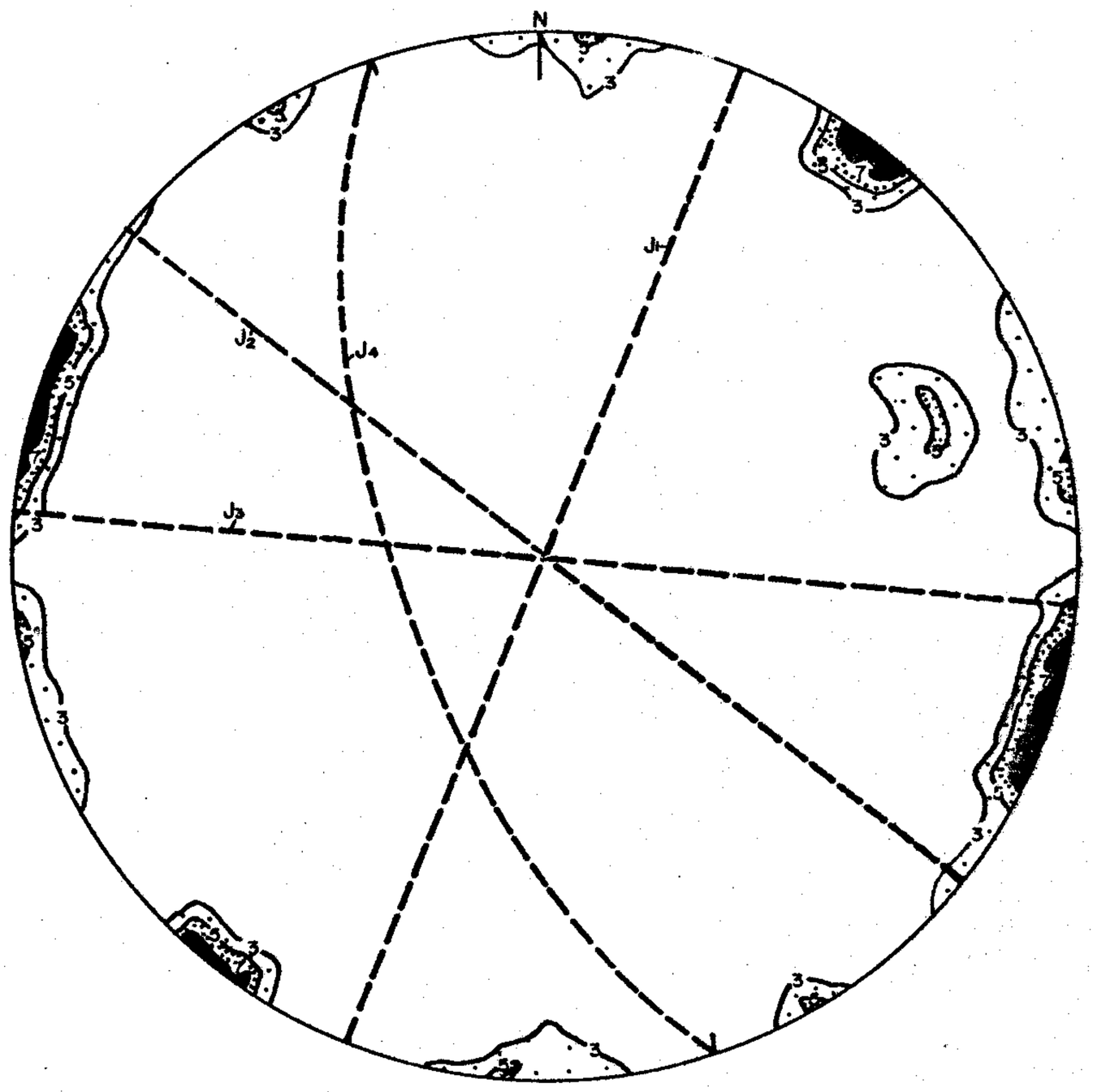
Nº de polos de foliações = 85

Domínio = 12

0-3% 3-6% 6-9% > 9%

FIGURA 64 – Diagramas de frequência de polos de planos "S", dos domínios estruturalmente homogêneos 11 e 12.

CPRM



J1 = N22°E /vert

J2 = N50°W/vert

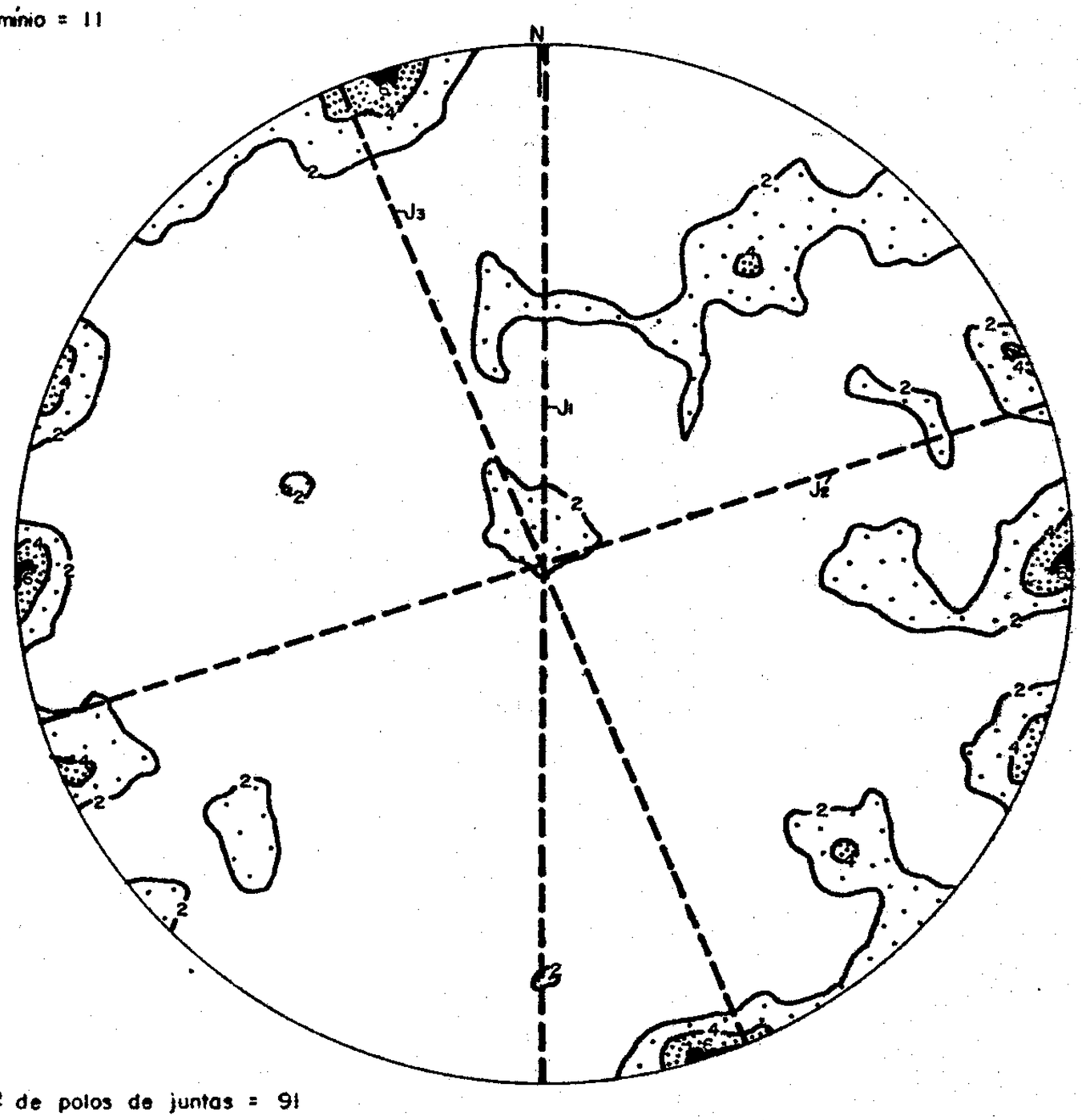
J3 = N84°W/vert

J4 = N18°W/67°SW

Nº de polos de juntas = 94

Domínio = 11

0-3% 3-5% 5-7% > 7%



J1 = N1°E /vert

J2=N72°E/vert

J3=N22°W/vert

Nº de polos de juntas = 91

Domínio = 12

0-2% 2-4% 4-6% > 6%

FIGURA 65 – Diagramas de frequência de polos de juntas, dos domínios estruturalmente homogêneos 11 e 12.

tativas da superfície axial (S_2) de dobras também de arraste, com atitude N 10°E/vertical e cujo eixo (βS_2) mergulha forte para norte, como consequência do retrabalhamento do flanco verticalizado do dobramento primário. A Fig. 61b esquematiza as fases de deformação constatadas para o referido domínio.

No diagrama de juntas, obteve-se concentrações máximas de mais de 7%, que permitiram a caracterização dos principais sistemas de juntas verticais (J_1 e J_2), com direções respectivamente de N 22°E e N 50°W. Concentrações menores de 5 a 7%, materializaram os sistemas de juntas J_3 (N 84°W/ vertical) e J_4 (N 18°W/67°SW).

Conclusão: O diagrama de polos de foliações, em associação com dados de campo, permitiram visualizar que neste trecho a faixa linear Caculé-Ibitira possui estruturação de dobras assimétricas fechadas, charneiras pouco desenvolvidas e vergência para leste. A charneira do dobramento primário é ondulado, fato que é realçado quando se compara as direções do eixo neste domínio com aquele do domínio 10 (Fig. 62). A fase de transposição, de natureza transcorrente, retrabalhou notadamente os flancos das estruturas primárias.

Domínio 12

Localiza-se a NW da serra das Éguas, abrangendo grande parte das folhas (15' x 15') de Boa Sentença e Iguatemi. Foram plotados 85 polos de foliações (Fig. 64) e 91 polos de juntas (Fig. 65). No diagrama de polos de foliações, obteve-se concentrações máximas de mais de 9%, que permitiram a caracterização dos planos polares (pS_1 e pS_4), cujos planos S_1 (N 0°W/79°SW) e S_4 (N 8°W/68°SW) representam, respectivamente, as superfícies axiais do dobramento primário, com eixo (βS_1) mergulhando de 5°/N 10°W e de dobras de arraste geradas

durante a tectônica transcorrente, com eixo (βS_4) mergulhando 58°/S 33^oW.

No diagrama de polos de juntas, obteve-se concentrações máximas de mais de 6% para os sistemas de juntas J_1 - (N-S/vertical) e (J_2), com atitude N 72^oE/vertical). Concentrações menores de 4 a 6% materializaram o sistema de juntas J_3 (N 22^oW/vertical).

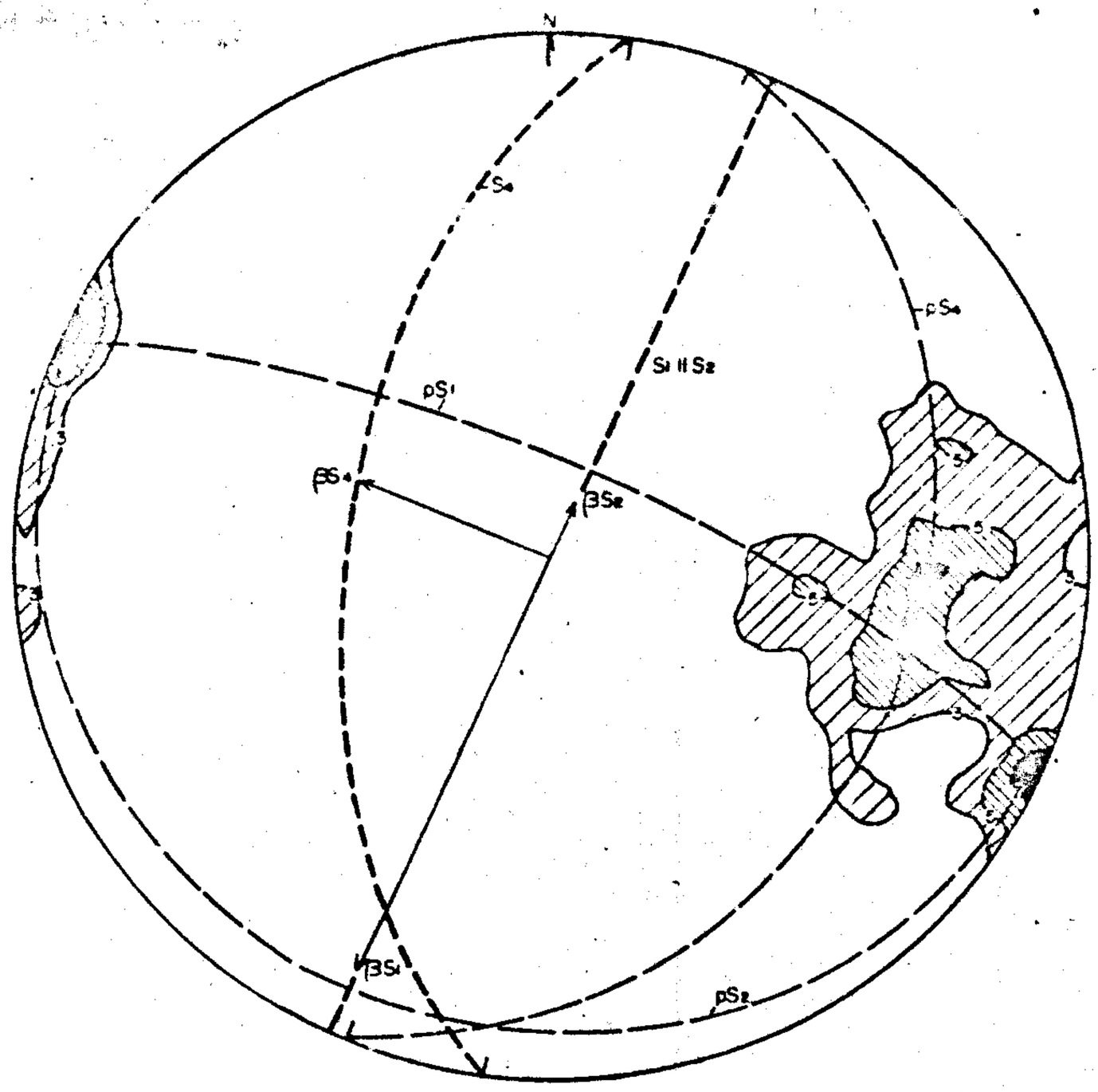
Conclusão: O diagrama de foliações permitiu observar que o dobramento primário tem vergência para leste e que a fase tectônica que se implantou posteriormente é de natureza transcorrente e desenvolveu aproximadamente paralela a direção de S_1.

Domínio 13

Localiza-se na região de Brumado englobando a serra das Éguas e adjacências. Foram plotados 204 polos de foliações (Fig. 66) e 187 polos de juntas (Fig. 67). No diagrama de polos de foliações obteve-se concentrações máximas de mais de 7%, que permitiram a caracterização dos planos polares pS_1, pS_2 e pS_4, cujos planos correspondentes representam, respectivamente, às superfícies axiais do dobramento primário S_1 - (N 24^oE/vertical), com eixo (βS_1) mergulhando de 14°/S 24^oW, e das dobras de arraste da fase superimposta de natureza transcorrente, representada pelos planos S_2 (N 24^oE/vertical), com eixo (βS_2) mergulhando de 80°/N 24^oE e S_4 (N 8^oE/58^oNW), com eixo (βS_4) mergulhando de 58°/N 68^oW.

No diagrama de polos de juntas, obteve-se concentrações máximas maiores do que 4% para os principais sistemas de juntas J_1 e J_2, o primeiro com atitude N 11^oW/80^oSW e o segundo, com atitude (N 53^oW/59^oSW).

CPRM



S1 ll S2 = N 24°E /vert

βS1 = 14°/S 24°W

βS2 = 90°/N 24°E

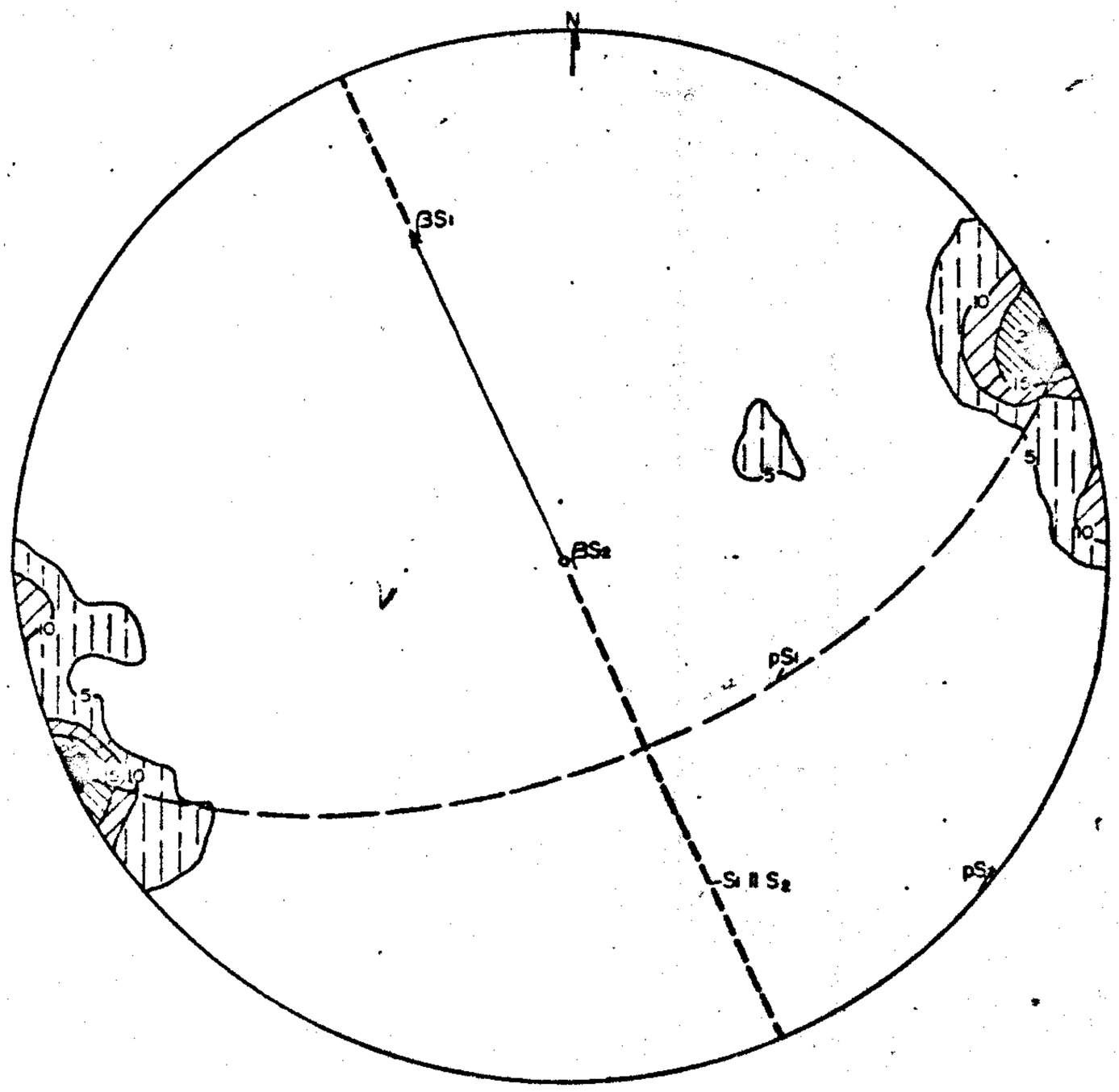
S4 = N 8°E / 58°NW

βS4 = 58°/N 68°W

Nº de polos de foliações = 204

Domínio = 13

0-3% 3-5% 5-7% >7%



S1 ll S2 = N24°W /vert.

βS1 = 32°/N24°W

βS2 = vertical

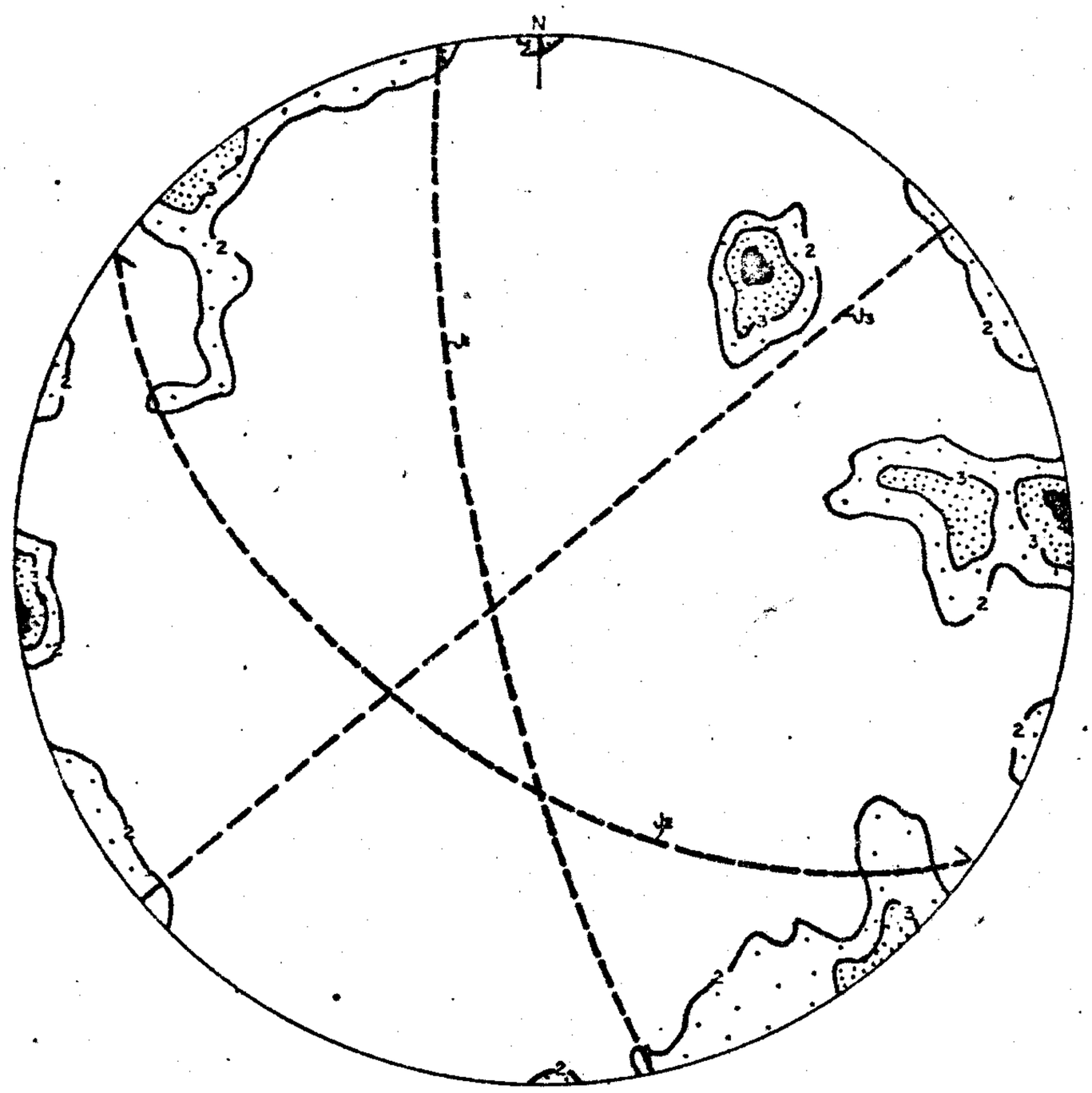
Nº de polos de foliações = 41

Domínio = 14

0-5% 5-10% 10-15% 15-20% >20%

FIGURA 66 – Diagramas de frequência de polos de planos "S", dos domínios estruturalmente homogêneos 13 e 14.

CPRM



J1 = N11°W/60°SW

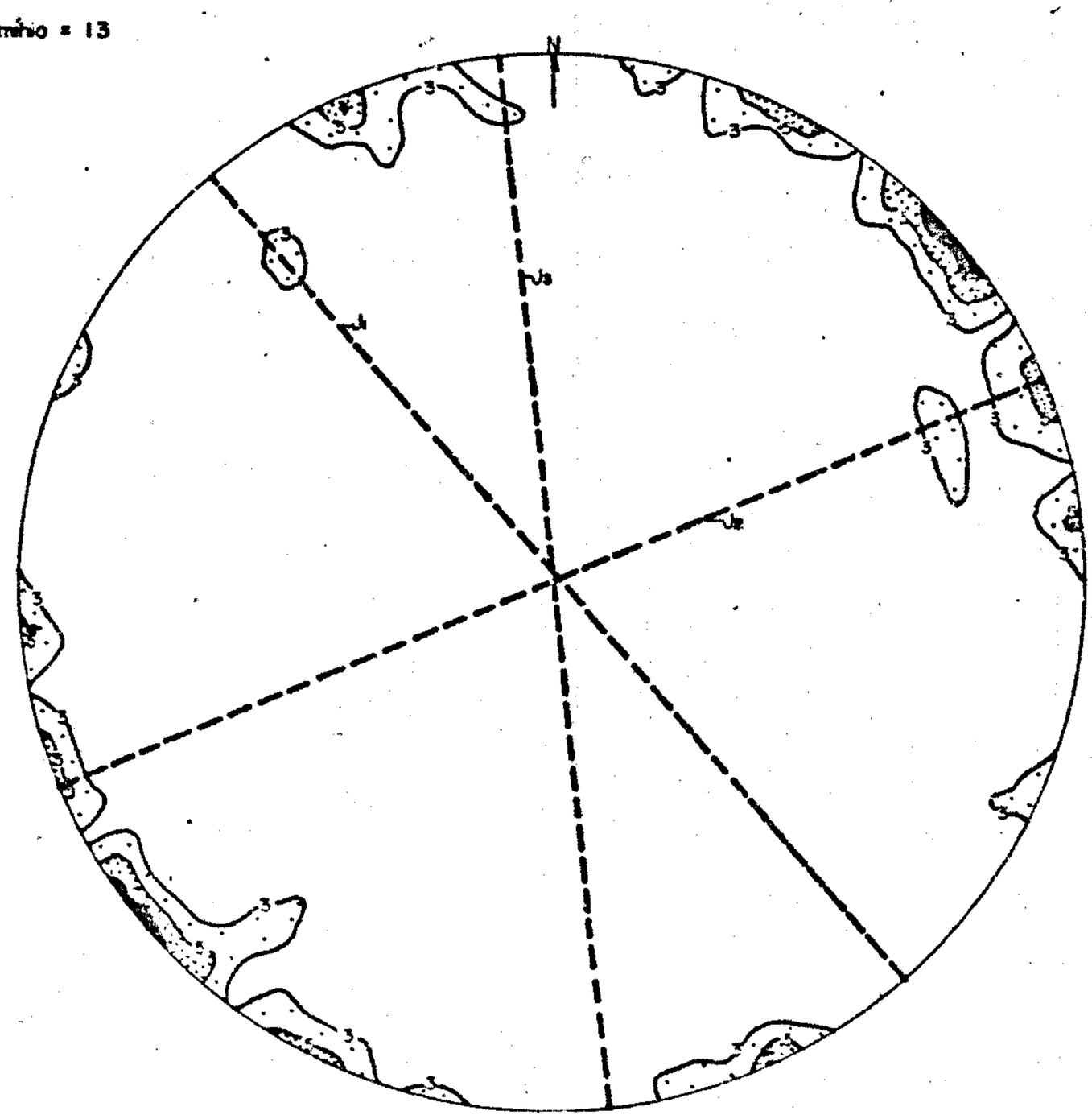
J2 = N53°W/59°SW

J3 = N50°E/vert

Nº de polos de juntas = 187

Domínio = 13

0-2% 2-3% 3-4% > 4%



J1 = N39°W/vert

J2 = N67°E/vert.

J3 = N 6°W/vert

Nº de polos de juntas = 79

Domínio = 15

0-3% 3-5% 5-7% > 7%

FIGURA 67 – Diagramas de frequência de polos de juntas, dos domínios estruturalmente homogêneos 13 e 15

Conclusão: Os dados da análise estrutural permitiram caracterizar para o domínio em foco uma estruturação de dobras assimétricas com vergência para leste e eixo mergulhando fracamente para SSW. A fase tectônica superimposta, de natureza transcorrente, representada pela superfície S_4, instalou-se segundo os flancos de mergulho mais íngreme, arrastando-os e imprimindo a estrutura forte feição linear, notadamente ao longo do Vale do Coité e pelos bordos ocidental e oriental da serra das Éguas. A estrutura similar e de um braquisinclinório, tão bem caracterizadas em fotos aéreas, não pode ser confirmada na análise estrutural do referido domínio, devido a ausência de eixos mergulhantes para norte. Levando-se em conta, no entanto, que no domínio 12, a estrutura mergulha suavemente para norte, a estrutura braquisinclinorial que se observa nas fotos aéreas poderia representar ondulações na charneira do dobramento primário. As Figs. 68 a.b representam secções transversais a serra das Éguas, mostrando, para ambos os casos uma variação de uma estruturação de dobras abertas (a oriente) para dobras fechadas (a ocidente).

Domínio 14

Localiza-se na serra do Rio de Contas, representando o Super Grupo Espinhaço no domínio geotectônico da Chapada Diamantina. Foram plotados 41 polos de foliações (Fig. 66), cujas concentrações máximas de mais de 20% e o padrão das curvas isopercentuais, permitiram a caracterização dos planos pS_1 e pS_2, onde as superfícies axiais do dobramento primário (S_1) e da fase superimposta de natureza transcorrente (S_2) estão verticalizadas e paralelizadas tectonicamente na direção N 24°W, com eixos, para o dobramento primário (βS_1), mergulhando de 32°/N 24°W e para o dobramento da fase transcorrente (βS_2), mer

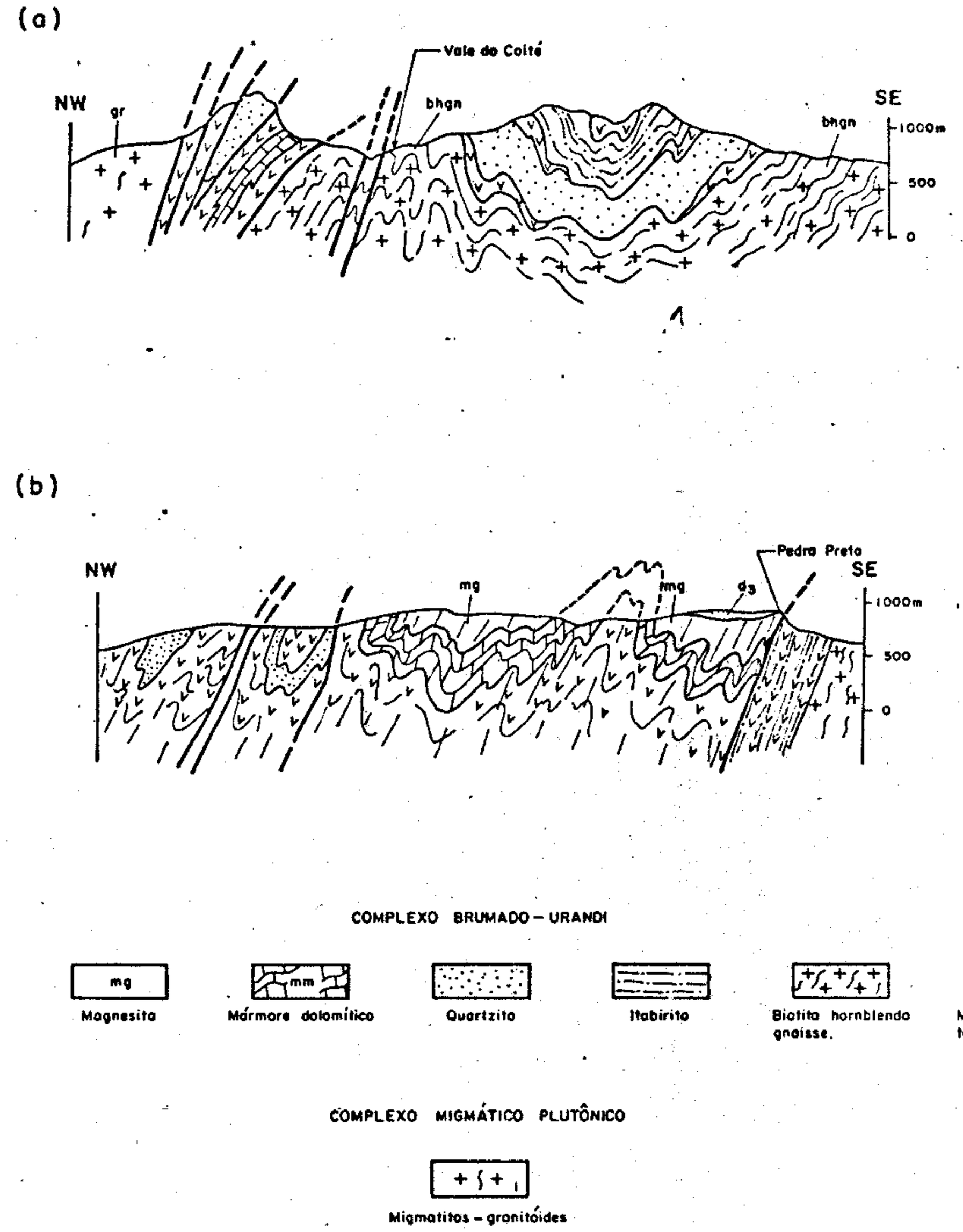


Figura 68 — Secções geológicas transversais à Serra das Éguas, mostrando a estruturação regional (Domínio 13).

gulhando forte na vertical.

Conclusão: As rochas metassedimentares do Super Grupo Espinhaço no domínio geotectônico da Chapada Diamantina, na terminação sul da serra do Rio de Contas, encontram-se afetadas por duas fases tectônicas de deformação: a primeira, é representada por dobras simétricas fechadas, charneiras pouco desenvolvidas e apresentando "plunge" de 32° para NNW ; a segunda fase é de natureza transcorrente, com transposição paralela a superfície axial do dobramento primário (S_1), gerando - dobras de arraste, cujo eixo (βS_2) apresenta-se verticalizado.

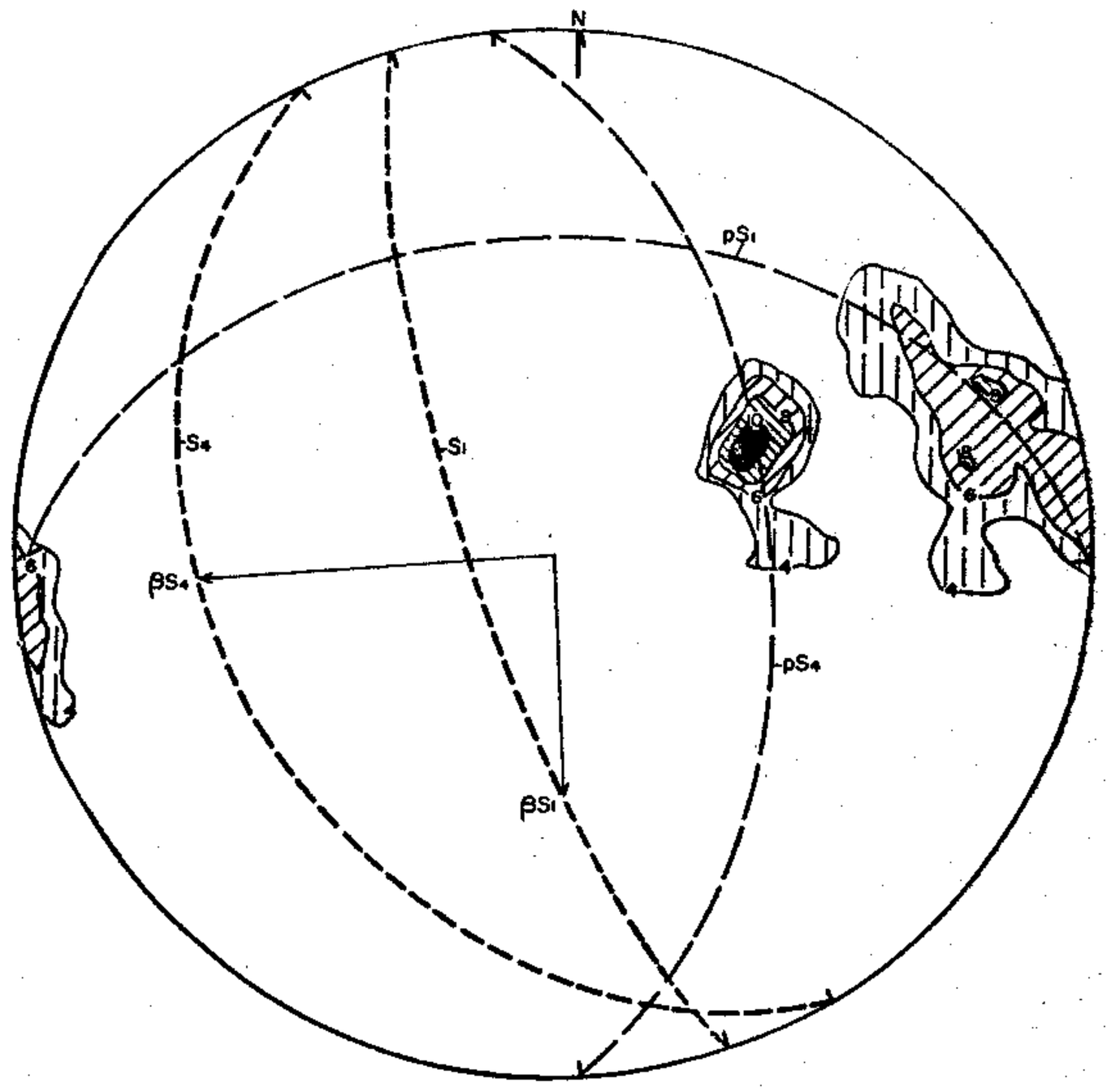
Domínio 15

Localiza-se entre os contrafortes das serras do Rio de Contas e Ituaçu, estendendo-se para sul até a região de Umburanas e adjacências. Foram plotados 158 polos de foliações (Fig. 69) e 79 polos de juntas (Fig. 67). No diagrama de polos de foliações, obteve-se concentração máxima de mais de 10%, o que permitiu a configuração do plano polar pS_4, com a superfície axial S_4 (N 32°W/36°SW) apresentando uma posição espacial medianamente inclinada devido a movimentos rotacionais operantes durante o mecanismo de deformação transcorrente, que provocam a montagem dos planos de cisalhamento, que materializam as próprias superfícies axiais das dobras arrastadas.

No diagrama de polos de juntas, obteve-se concentrações máximas de mais de 7%, representativas do principal - sistema de juntas J_1 (N 39°W/vertical). Concentrações menores de 5 a 7%, permitiram a caracterização dos sistemas de juntas J_2 (N 67°E/vertical) e J_3 (N 6°W/vertical).

Conclusão: Pelo diagrama de polos de foliações, ficou caracterizado que a região foi afetada por uma primeira fa

CPRM



S_1=N20°W/77°SW

βS_1=50°/S4°E

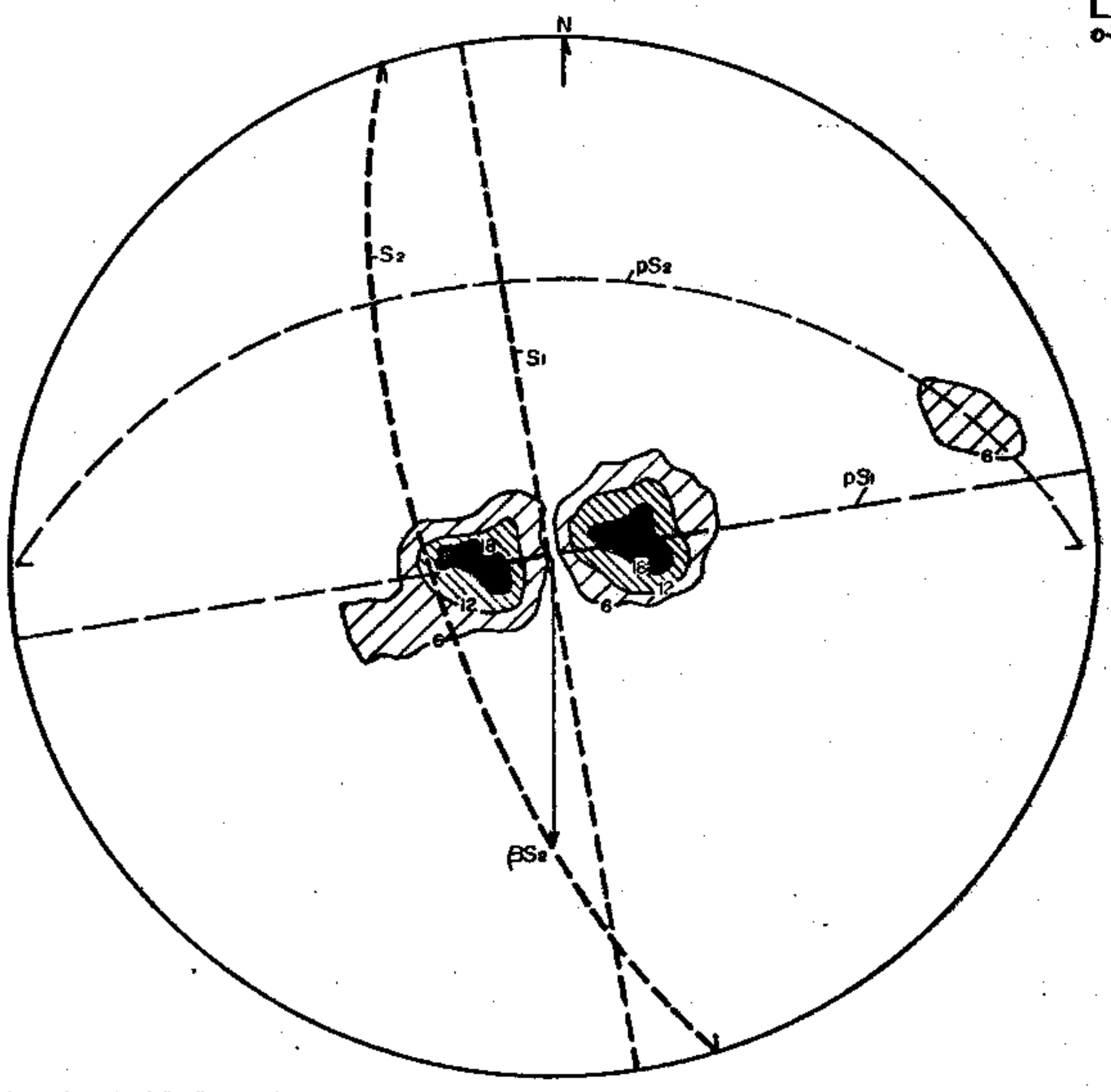
S_4=N32°W/36°SW

βS_4=34°/S83°W

Nº de polos de foliações = 158

Domínio = 15

0-4% 4-6% 6-8% 8-10% >10%



S_1 = N10°W/vert

βS_1 = horizontal

S_2=N19°W/72°SW

βS_2=44°/S

Nº de polos de foliações = 44

Domínio = 16

0-6% 6-12% 12-18% >18%

FIGURA 69 – Diagramas de frequência de polos de planos "S", dos domínios estruturalmente homogêneos 15 e 16.

se de dobramento representada por dobras assimétricas com vergência para leste e cujo eixo mergulha de 50°/SSE, parecendo traduzir um certo basculamento da posição original. A superfície axial S_4 é representativa de dobras de arraste (2ª fase) e desenvolveu obliquamente a superfície axial do dobramento primário (S_1), em virtude do angulo formado por essas duas superfícies.

Domínio 16

Localiza-se na serra de Ituaçu, representando o Super Grupo Espinhaço no domínio geotectônico da Chapada Diamantina. Foram plotados 55 polos de foliações (Fig. 69), cujas concentrações máximas de mais de 18%, simétricas e próximas do centro da rede de projeção, são representativas de planos subhorizontalizados e de mergulhos opostos, reflexo do dobramento primário com amplo raio de curvatura, com superfície axial (S_1) verticalizada e com direção N 10°W, sem "plunge" do eixo. Concentrações menores de 6 a 12%, permitiram a configuração do plano polar pS_2 com a superfície axial S_2 (N 19°W/72°SW), que representa a superposição de um segundo sistema de dobramento, de caráter transcorrente e cujo eixo (βS_2) mergulha de 44°/S.

Conclusão: De acordo com os dados de campo, admite-se que as rochas do domínio geotectônico da Chapada Diamantina, na região de Ituaçu, acham-se estruturadas segundo um braqui-sinclinório de amplo raio de curvatura. Pelo diagrama de polos de foliações, as litologias deste domínio acham-se afetadas por duas fases de dobramento: uma primeira fase é representada por dobras suaves com amplo raio de curvatura, superfícies axiais verticalizadas e eixos horizontalizados; uma outra fase, de natureza transcorrente, superimpõe-se a esta primeira e caracteriza-se por um redobramento dos flancos, cujas superfícies a

xiais inclinam-se fortemente para oeste, apresentando mergulhos dos eixos das dobras de 44°/S (vide esquema Fig. 61 c).

Domínio 17

Localiza-se na baixada de Ituaçu, no domínio das rochas do Super Grupo São Francisco. Foram plotados 23 polos de foliações (Fig. 70), cuja concentração máxima de mais de 35% localizou-se no centro do diagrama, o que traduz uma marcante horizontalidade dos estratos. Concentração menor de 5 a 15% permitiu a caracterização do plano polar S_2, com a superfície axial S_2 (N 38°W/70°SW), representando uma fase muito atenuada de dobramento, cujo eixo (βS_2) mergulha de 26°/N 43°W.

Conclusão: A comparação desse domínio com o domínio 16 (Fig. 69) permite-nos observar que a 2ª fase de dobramento que afetou os litotipos do Super Grupo Espinhaço na zona da Chapada Diamantina, teve seus efeitos muito reduzidos no Super Grupo São Francisco, apenas atingindo suas formações basais.

8.2 Avaliação dos Diagramas de Frequência de Falhas

A sistemática utilizada consistiu na divisão da área em 5 domínios estruturalmente homogêneos, numerados de I a V. Neste estudo foram computados as frequências dos comprimentos das falhas e suas direções.

Domínio I

Localiza-se na extremidade NNW da área, englobando terrenos granolíticos, dos complexos Migmático-Plutônico e Brumado-Urandi.

Foram computados um total de 510,2 km de falhas (Fig. 71), distribuidas nos diversos setores, sendo que 60,64%

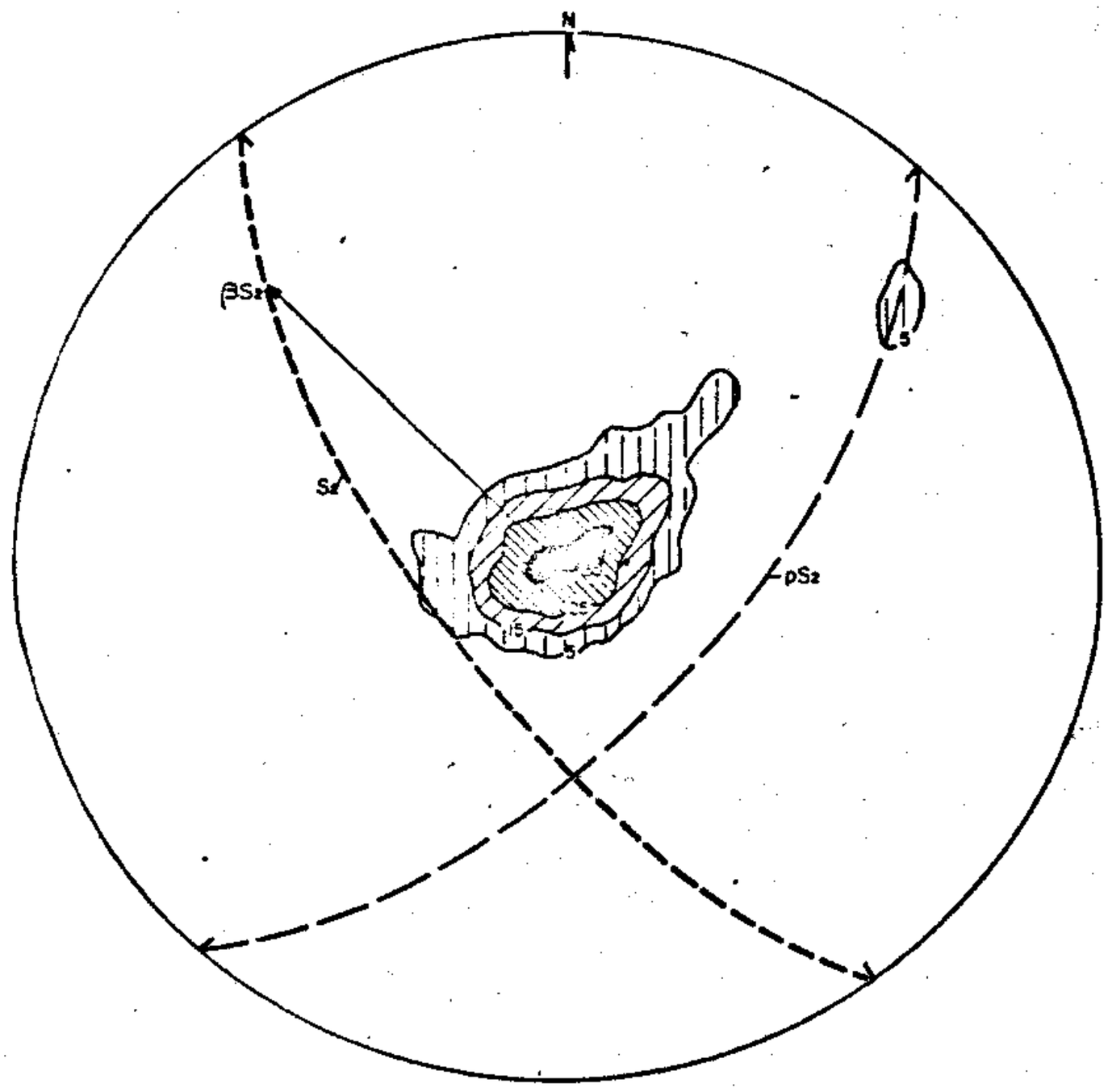
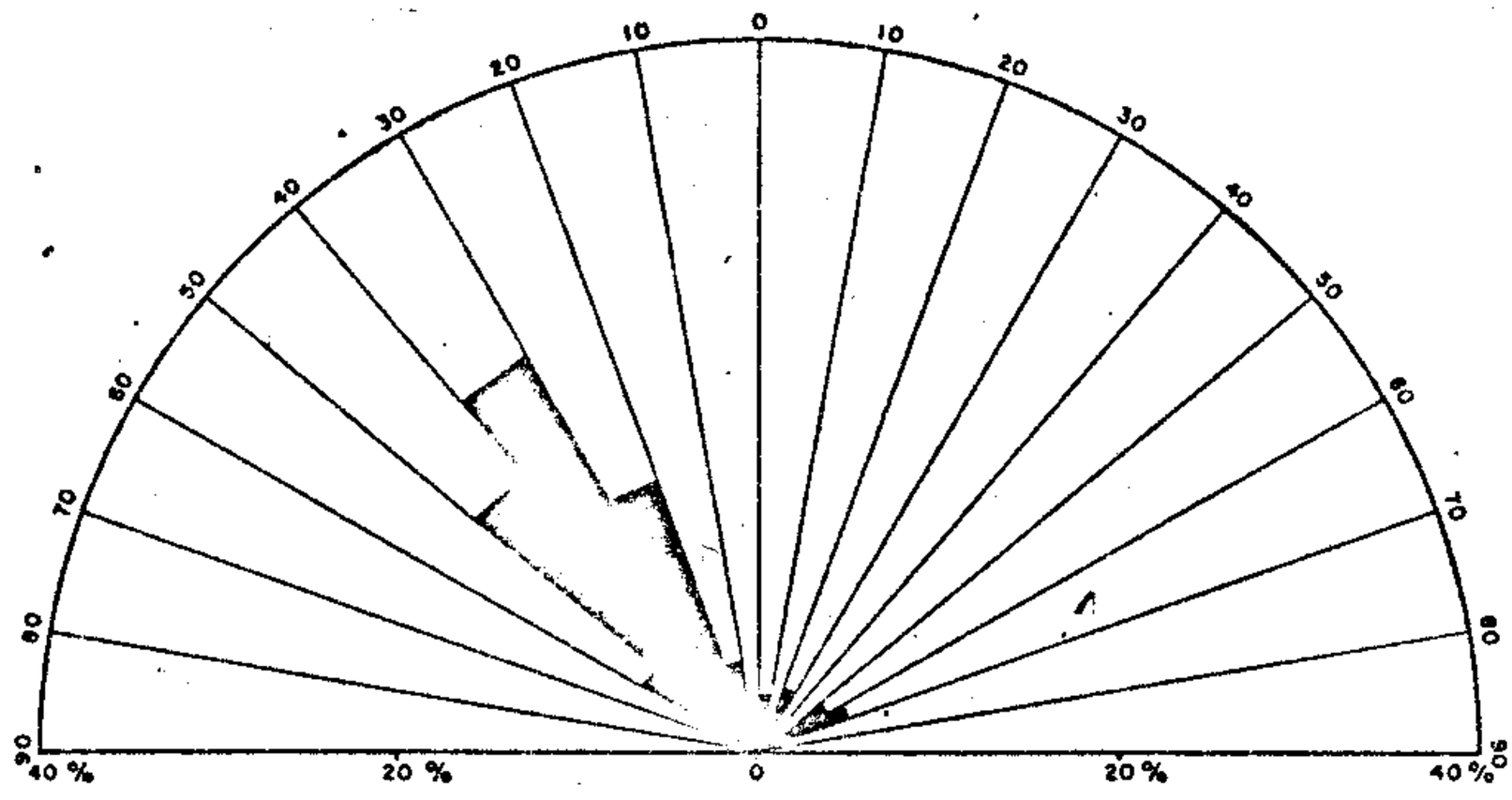


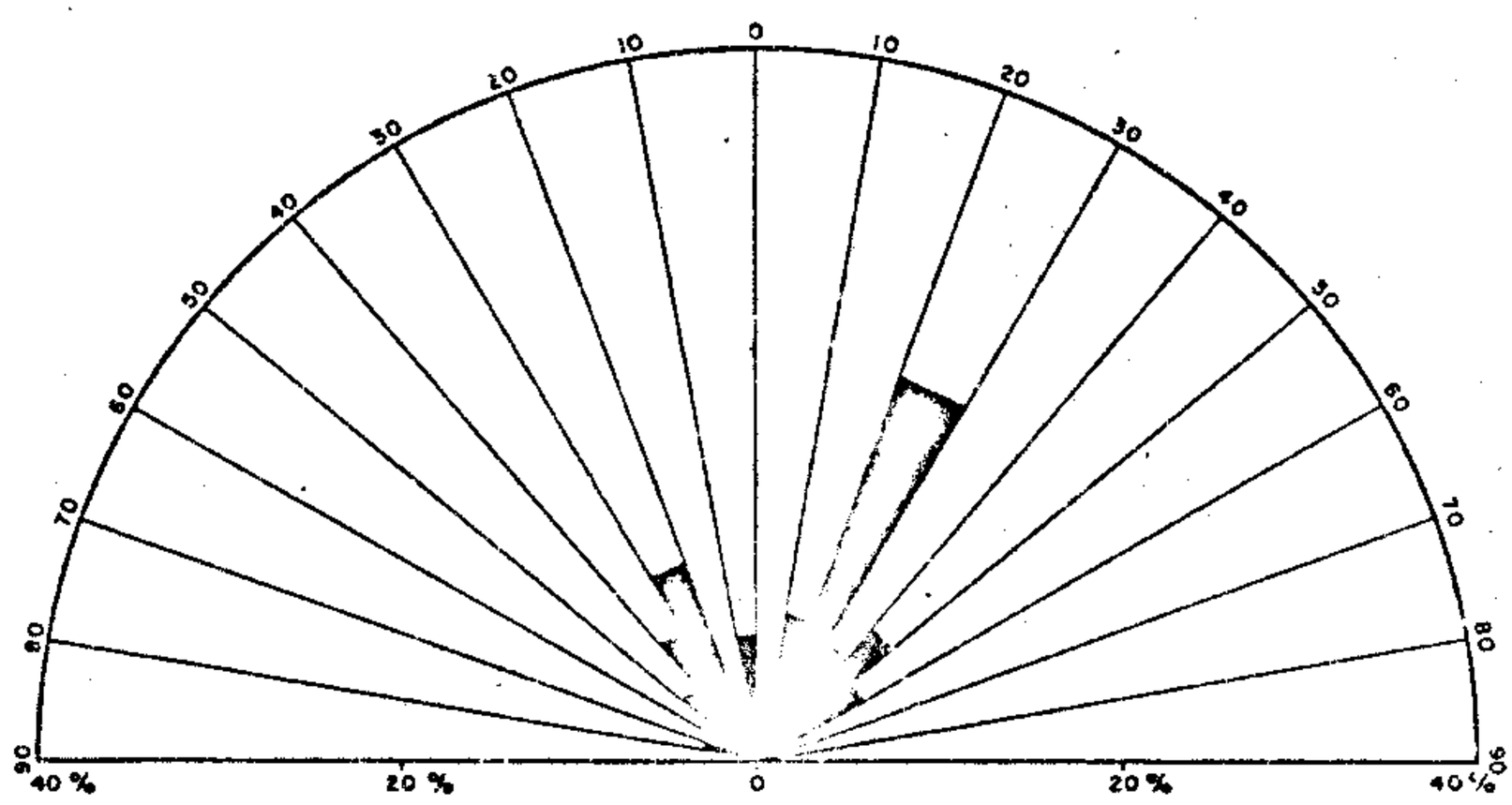
FIGURA 70 – Diagrama de frequência de polos de planos "S", do domínio estruturalmente homogêneo 17.



Domínio I

100 % = 510,2 km (comprimento total)

▭ – % comprimento / azimute



Domínio II

100 % = 410,8 km (comprimento total)

▭ – % comprimento / azimute

FIGURA 71 – Diagramas de frequência de falhas, dos domínios estruturais – I e II

situaram-se nos setores de N 20° - 50°W, com percentual máximo de 25,16% no setor de N 30° - 40°W. Nos demais setores não houve realce dos sistemas de falhas.

Domínio II

Localiza-se nas regiões de Brumado, Itaquarí e Iguatemi, englobando terrenos dos complexos Migmático-Plutônico e Brumado-Urandi.

Foram computados 410,8 km de falhas (Fig. 71), distribuídas em diversos setores variáveis desde N 80°W a N 60°E, com máximo percentual de 22,58% para o sistema de falhas nas direções N 20° - 30°E. Concentrações menores de 11,61% e de 9% representam sistemas de falhas com direções respectivas de N 40° - 50°E e N 20° - 30°W.

Domínio III

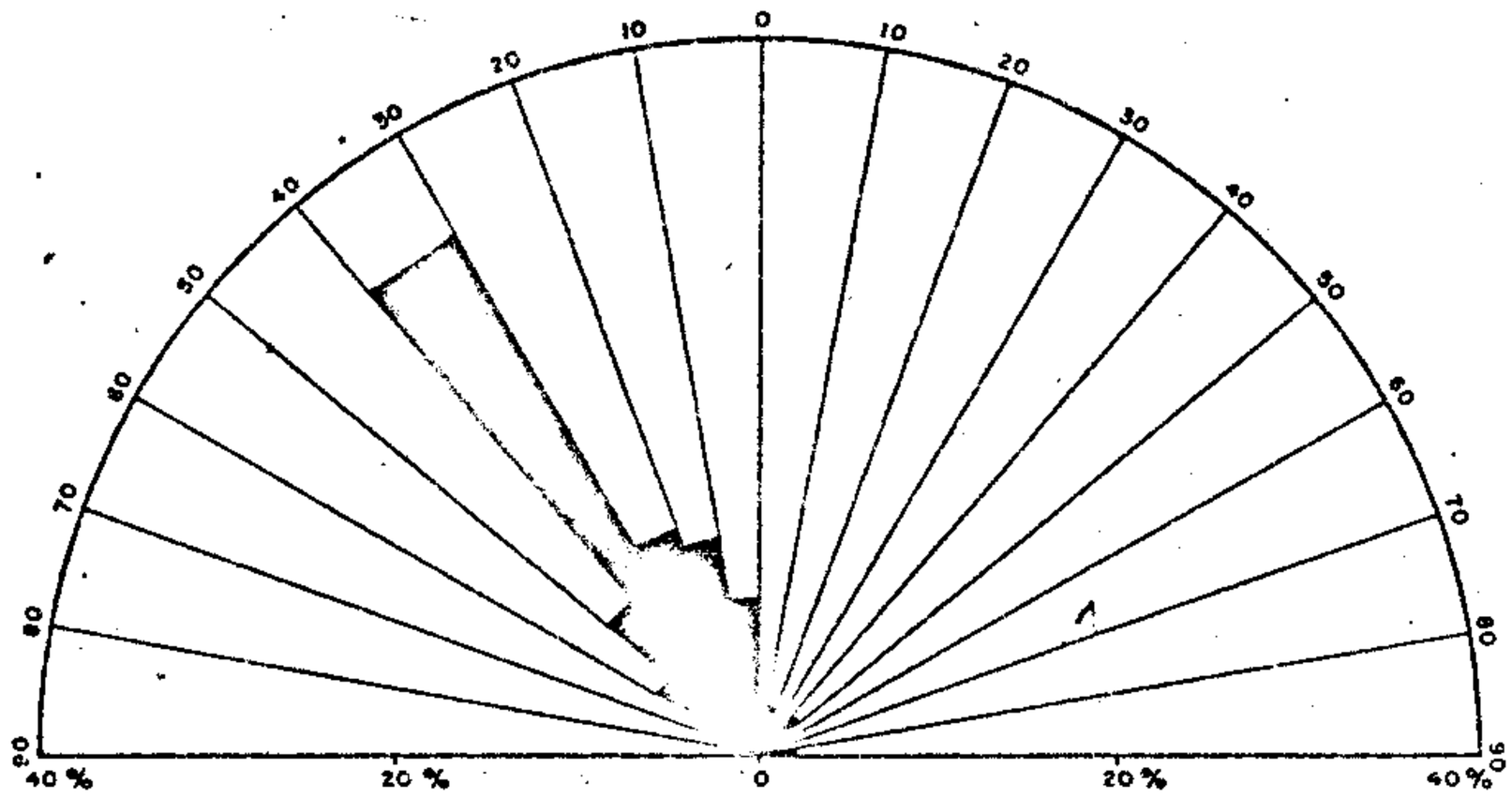
Localiza-se nas regiões de Umburanas, Cristalândia e Ituaçu, englobando rochas dos complexos Migmático-Plutônico, e Brumado-Urandi, do domínio geotectônico da Chapada Diamantina e do Super Grupo São Francisco.

Foram computados 524,2 km de falhas (Fig. 72) distribuidas em setores que variaram de N 70°W a diretamente para leste, com pronunciada concentração no quadrante NW, onde obteve-se máximo de 39,90% nas direções N 30° - 40°W.

Domínio IV

Localiza-se a oeste da área, englobando terrenos dos complexos Migmático-Plutônico e Granolítico e do Super Grupo Espinhaço.

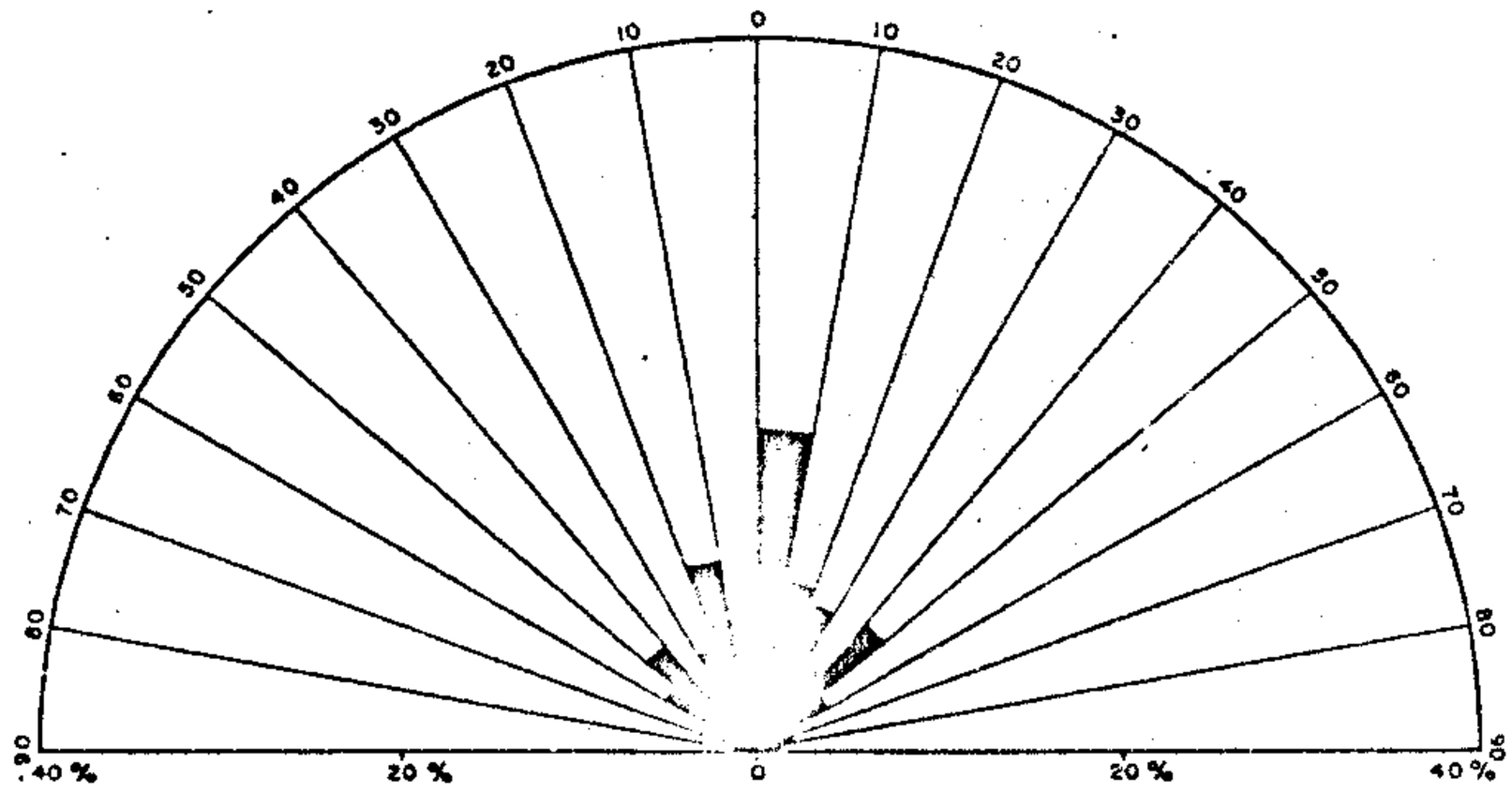
Foram computados 1461,8 km de falhas que foram distribuidas no diagrama de setores (Fig. 72). Obteve-se frequên



Domínio III

100 % = 524,2 km (comprimento total)

▭ – % comprimento / azimute



Domínio IV

100 % = 1.461,8 km (comprimento total)

▭ – % comprimento / azimute

FIGURA 72 – Diagramas de frequência de falhas, dos domínios estruturais – III e IV

cia máxima de 17,41% para falhas na direção N 0° - 10°E, que representa o principal sistema de falhamentos transcorrentes - (1ª ordem). Secundariamente obteve-se falhamentos com distribuição regular nos diversos setores, variáveis de 60°W à 60°E, com máximos de 10,65% na direção N 10° - 20°W e 9,35% na direção N 30° - 40°E.

Domínio V

Localiza-se nas regiões de Ibitira e Caculé, como também na região adjunta ao bordo oriental da serra do Espinhaço, no trecho entre Licínio de Almeida e Brejinho das Ametistas.

Foram computados 691,6 km de falhas (Fig. 73), distribuidas em todos os setores do semi- círculo, havendo uma predominância nos setores de N 20° - 50°W, com máximo de 9,67% nas direções de N 20° - 30°W; também nos setores de N 10°W a N 20°E observou-se também uma concentração menos proeminente - de falhas, com máximo de 6,95% nas direções N 0° - 10°W; uma concentração de 9% também foi registrada nas direções de N 30° 50°E. Em regra, pode-se verificar uma certa regularidade na distribuição dos sistemas de falhamentos pelos diversos setores, com máximos registrados na porção mediana do semi-círculo (direção aproximada N-S) e nas porções medianas dos quadrantes NW e NE.

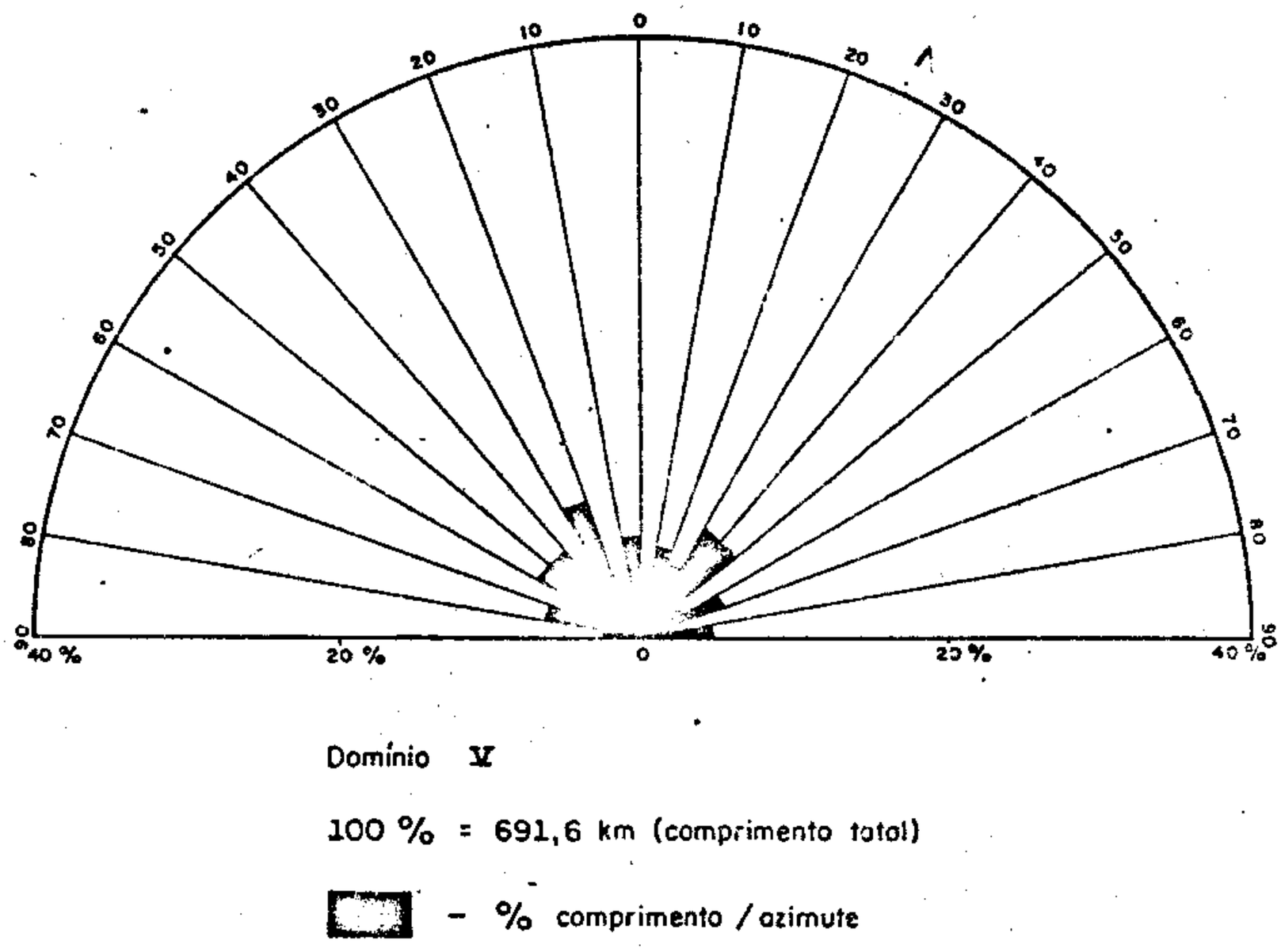


FIGURA 73 – Diagrama de frequência de falhas, do domínio estrutural – V

9. GEOLOGIA HISTÓRICA

Muito dos dados referentes a este capítulo já foram abordados no item - PETROQUÍMICA/PETROGÊNESE, e aqui far-se-á apenas uma síntese da evolução que se admite para a área. Considerando ainda o baixo índice de datações radiométricas, não foi possível notadamente nos terrenos arqueanos, conciliar os dados disponíveis com os períodos de evolução aqui concebidos; a evolução é em grande parte alicerçada em dados de organização geotectônica, da faciologia litológica e do grau de metamorfismo, procurando-se, na medida do possível, uma compatibilização com os dados radiométricos disponíveis, muito embora, por imposição imperiosa da hipótese concebida, houvesse necessidade de divergências laterais, que aqui foram posicionadas no aguardo de futuras investigações que possam contribuir ou não na sua aceitação. Convém solientar, que no transcrever-da evolução traçada, houve necessidade de reportar aspectos concernentes a outras áreas, no sentido de uma melhor compreensão e montagem do quadro evolutivo.

ARQUEANO - A

Aceita-se aqui a divisão proposta por Salop (1976), no qual o referido autor admite idades anteriores a 3.500 m.a. para esse período da história da terra. Poucos são os registros radiométricos de núcleos antigos na Bahia, destacando-se os valores Rb-Sr de 4.200 m.a. na região de Mutuipe, e 3.780 ± 234 m.a., na região de Brumado.

A evolução concebida nesse período é aqui sumarizada nas seguintes fases:

a) no estágio primordial admite-se a concepção de Glickson (1976), ou seja, abatimentos de segmentos da crosta

simática, sob regime de um proto-oceano. Esses abatimentos foram provavelmente iniciados por uma maior acreção de matéria simática extravasada em zonas de maior ruturamento fissural, com participação concomitante de eventos sedimentares químicos e clásticos pelíticos, ocasionando, em determinadas zonas da crosta, o aumento do peso da coluna rochosa, que somado a atuação de forças conveccionais dirigidas para o interior da terra, deram margem ao surgimento de zonas abatidas, cujo maior ou menor aprofundamento foi uma função das inúmeras variáveis atuantes. Nessa fase, admite-se estar vinculada a formação dos litotipos do Complexo Brumado-Urandi. Com respeito a sequenciação litológica do referido complexo, esta guarda estreitas similaridades com o Grupo Aldan, que para Salop constitui o mais perfeito "stratotype" da Sibéria e proposto para os terrenos arqueanos do globo.

b) fusão parcial de segmentos subsidentes e ascenção diapírica, lenta a progressiva, do material diferenciado e ainda em estado híbrido (partes fundidas e não fundidas) dando margem a individualização de domos migmático-plutônicos de natureza cálcio-sódica (granodioritos, tonalitos, dioritos), com estruturas internas mobilizadas e portando numerosos fragmentos, de pequeno a grande porte, da crosta oceânica subsidente. Esta constitui a fase embrionária da formação de núcleos migmático-plutônicos, ou seja, representa um período de nucleação ensiálica da crosta, como também os primeiros estágios de granitização seletiva por injeção de material diferenciado ao longo das zonas interfoliares de litotipos arqueanos.

c) ainda em estágio energético bastante acentuado, tem-se início a fase de movimentação dos paleo-núcleos. Essa movimentação, de caráter transcorrente, devido aos deslocamentos tangenciais, impõe-se sob a ação de elevados gradientes -

térmicos e de densidades. Durante esse estágio, os núcleos migmático-plutônicos deformam-se e adquirem formas ovaladas. As zonas inter-ovais, que correspondem aos segmentos da crosta oceânica não fundida ou parcialmente fundida, ficam sujeitas à ação de forças tangenciais e compressivas e sofrem profundas transformações, quer do ponto de vista tectônico, quer do ponto de vista metamórfico ou químico. Nesta fase, admite-se a formação de granulitos em zonas periféricas dos núcleos migmático plutônicos, pela criação de domínios tensionais e desidratação por influência do fluxo térmico gerado pelo atrito durante a movimentação de massa. Progridem os efeitos da granitização seletiva da crosta, devido a formação de fluidos diferenciados. Até o final desta fase permóvel, grandes mudanças texturais e mineralógicas ocorrem, sob a influência do campo de metamorfismo de médio grau, ou mesmo, em zonas com condições de temperatura e pressão mais atenuadas, na presença de uma fase fluida, que permitam regressões metamórficas no campo de metamorfismo de grau fraco. O resultado é uma perda de zonalidade metamórfica, devido a falta de zonação vertical.

Sendo uma época caracterizada por um meio permóvel da crosta, o seu desenvolvimento caracterizou-se pela ausência de grandes arcabouços tectônicos rígidos, ou seja, a cratonização estava ainda num estágio incipiente.

ARQUEANO - B

Esta divisão corresponde ao que Salop (op.cit.) denominou de Era Paleoprotozoica, ou seja o período da história da terra compreendido entre 3.500 - 2.600 m.a. Para o referido autor, nesse período, formaram-se os "greenstone belts".

No início do período, a crosta, já num estágio de

cratonização mais avançado que a era precedente, fica submetida a novos episódios tectonotermais, agora em fase mais rígida. Zonas de suturamento pré-existentes ficam susceptíveis a novos abatimentos crustais, agora caracterizados pela movimentação vertical de blocos, dando margem a estruturação dos primeiros "rifts". Tem-se início, então, a nova fase de magmatismo-sedimentação, com eventos vulcano-sedimentares, plutônicos e hipoabissais. Entre as estruturas que poderiam ter se formado neste período citam-se as de Jacobina (parte inferior), a de Contendas-Mirante (parte inferior) e a de Serrinha. As estruturas referidas, muito embora se situem fora da área em foco, foram citadas no sentido de se ter uma melhor compreensão da linha de raciocínio estabelecida. Com respeito as unidades xistosas de diversas estruturas, como por exemplo: parte inferior do Super Grupo Espinhaço (eml); Unidade Bate-Pé (Lima et alii, em andamento); Sub-Unidade Santana, definida por Marinho et alii, 1979, na estrutura de Contendas-Mirante, e posteriormente (1980), incluída pelos mesmos autores como correspondente da Sub-Unidade Mirante, formando a parte basal do compartimento superior da referida estrutura; estas parecem representar uma evolução no curso de estruturação de prováveis "greenstone belts". Com respeito ao Super Grupo Espinhaço, aqui considerado como incluindo todo o conjunto litológico situado no domínio do lineamento da serra homônima, inclusive a unidade de rochas xistosas acima abordada, foram feitas no capítulo concernente a discussão desta unidade, as considerações necessárias para tal procedimento, dando-se, no entanto, alternativas para uma melhor investigação de sua procedência, dada as características de similaridades petrográficas e químicas com tipos xistosos vinculados ao Complexo Brumado-Urandi. Aventou-se a possibilidade dessa unidade do Super Grupo Espinhaço ter pelo

menos parte de sua evolução ligada àquela do ciclo vulcano sedimentar do referido complexo (vide item 7.4.1.2). Se analisados esses fatos com algumas características abordadas por outros autores para sequências similares, as situações são bem análogas. Senão vejamos: Marinho et alii (1979) admitem que a Sub-Unidade Santana, considerada constituída por tipos xistosos e filíticos, ora dominantemente micáceos (biotita-muscovita-sericita-clorita), com ou sem plagioclásios, ora portando minerais aluminosos (estaurolita, silimanita, cordierita), apresenta intercalações concordantes de calcossilicáticas, anfibolitos e/ou metabasitos, fato que levou esses autores a situá-la como integrante da unidade inferior da estrutura de "rift" de Contendas-Mirante, admitida como provável "greenstone belt", evoluida no período entre 3.180 - 2.760 m.a. e reativada no Ciclo Trans-Amazônico (1.800 - 2.200 m.a.). Lima et alii (Projeto Aracatu, em andamento) consideram a Unidade Bate-Pé como representada por xistos composicionalmente similares àqueles do Super Grupo Espinhaço na faixa de dobramento Araçuai, inclusive do ponto de vista de paragêneses metamórficas, situando-a no mesmo patamar cronoestratigráfico da Unidade Guajeru, mas fazendo-se a ressalva desta última vir a ser uma sequência mais antiga e possivelmente do tipo "greenstone belt" devido as suas características litoestratigráficas. Com respeito a Unidade Bate-Pé, consideram-na como correlata da Sub-Unidade Santana (Marinho et alii, 1979) ou Mirante (Marinho et alii, 1980), mas acreditam que as paragêneses de médio grau desses xistos (presença de alumino-silicatos) não são exclusivamente devida ao metamorfismo termal provocado por intrusões graníticas. Mascarenhas (1979) cogita muitas dúvidas quanto ao caráter supracrustal dessa sequência de xistos e quartzitos que ocorrem na região de Anajé-Tremedal e correlativa da Unidade Bate-Pé (Li

ma et alii, op.cit.), pelo fato de considerá-la como pertencente a sequência do "embasamento". Recentemente, Gervásio (inédito) admite paragêneses similares para sequências xistosas, filíticas e quartzíticas no norte do Estado de Minas Gerais, inclusive em área atualmente considerada de domínio do Grupo Macaubas, chegando mesmo a admitir a possibilidade desta província vir a se constituir num futuro "greenstone-belt", dado a natureza ácida do vulcanismo (atualmente representado por uma sequência xistosa-filítica-quartzítica, em elevado estágio de retrometamorfismo e alteração hidrotermal), em associação com rochas ultrabásicas alteradas e apresentando ainda relíquias da textura "spinifex".

Até aproximadamente 3.000 m.a. houve acreção progressiva de material siálico, aumentando consideravelmente a área dos núcleos ou blocos siálicos. A aglutinação de núcleos primitivos menores para formar arcabouços geotectônicos rígidos de maior dimensão, parece ter sido o processo dominante ocorrido até aproximadamente 3.000 m.a. À partir dai, tudo indica ter havido condições, devido ao maior espessamento da crosta siálica, para o estabelecimento de processos de deriva, similarmente ao que ocorreu em época pós-permiana. No período compreendido entre 3.000 - 2.600 m.a. parece ter havido condições para a incidência de fenômenos de placas tectônicas, e o episódio mais realçante registrado nessa época, é a formação da faixa costeira (Cinturão Granulítico Costeiro), cujo grau máximo de mobilidade tectônica verificou-se no período de 2.800 - 2.600 m.a. (Ciclo Jequié).

PROTEROZOICO INFERIOR

No período compreendido entre 2.600 - 2.300 m. a.

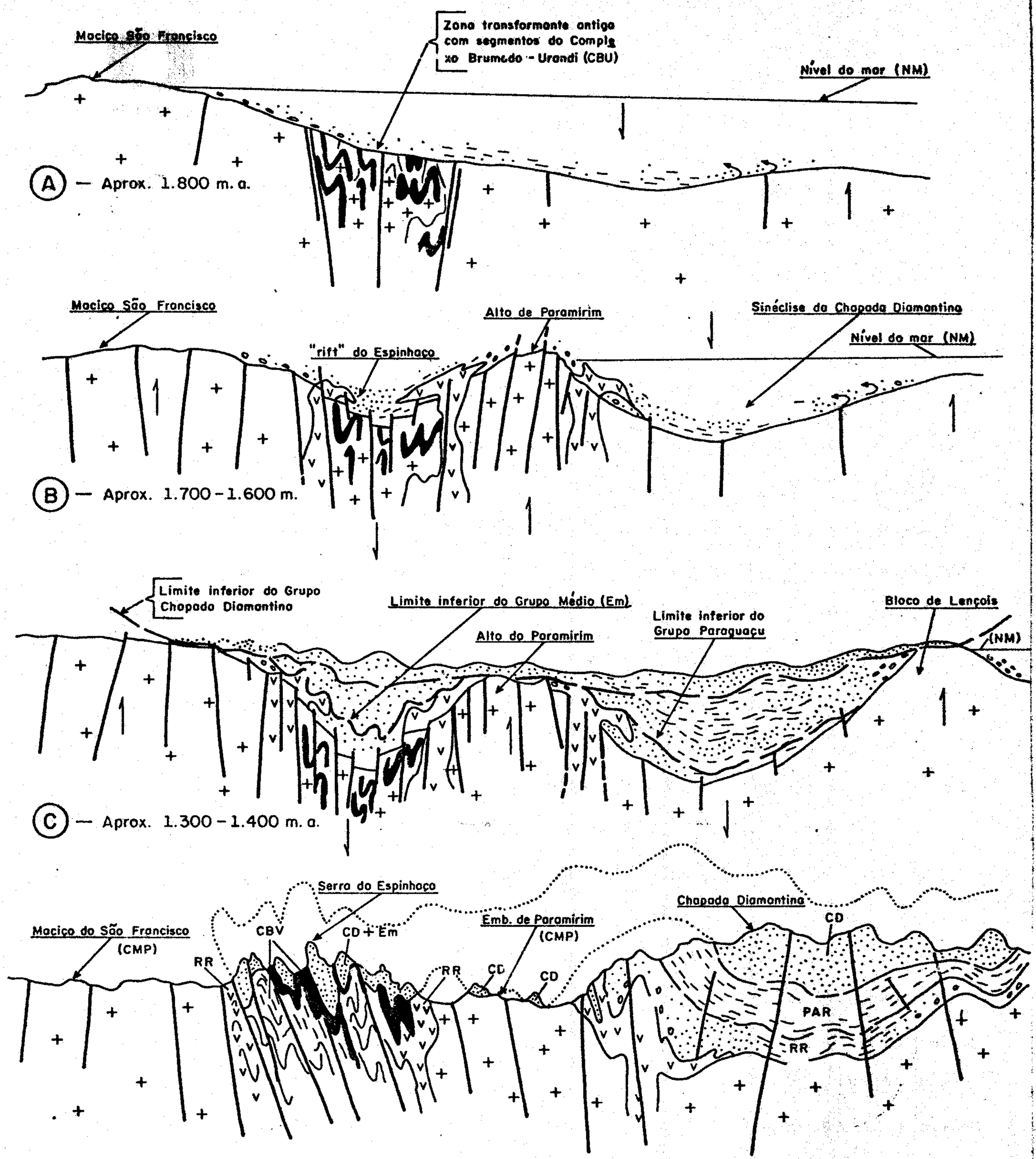
foram provavelmente reativados antigos "rifts" pelo Ciclo Trans-Amazônico, proporcionando a deposição da sequência clástica da unidade superior das estruturas de Contendas-Mirante e Jacobina. Questionavelmente, poderá está incluido o pacote quartzítico que culmina a sequência da serra das Éguas.

O período compreendido entre 2.300 - 1.800 m.a. caracterizou-se pelos primeiros episódios granitogênicos de afinidade potássica, podendo inclusive estar incluido alguns produtos hipoabissais e extrusivos ácidos, como aqueles que ocorre pelo bordo ocidental da serra de Jacobina, na estrutura de Contenda-Mirante, nos segmentos de Boquira e Umburanas e na localidade de Lagoa Rasa, norte de Piripá, segundo informações de Lima et alii (op.cit.).

PROTEROZOICO MÉDIO

Corresponde ao período de atuação do ciclo orogenético Espinhaço ou Uruaçuano (1.800 - 1.100 m.a.). O início do período caracterizou-se pelos primeiros suprimentos de material terrígeno, em condições marinhas, com o nível do mar alcançando o maciço do São Francisco. Facies dominantemente arenosos depositaram-se em ambiente de plataforma marinha, próximo ao maciço do S. Francisco, com variações para clásticos mais finos à pelitos, em direção ao leste. Com a implantação da orogenia Espinhaço, a zona adjacente ao maciço do S. Francisco e que correspondia a uma zona transformante antiga originada da interação de núcleos migmático-plutônicos, sofre os primeiros abatimentos crustais. Com o avanço do sistema de "rifts", inverte-se o relevo, configurando para o embasamento de Paramirim um alto estrutural dividindo o "rift" do Espinhaço, a oeste, e a sinéclise da Chapada Diamantina, a leste. Aborta-se, então, a sedimentação marinha no "rift" do Espinhaço, devido a barreira

do alto estrutural de Paramirim. Com o progresso da tectônica vertical de blocos, ocorre os primeiros episódios de vulcanismo ácido, de caráter fissural, com focos localizados nos bordos do alto de Paramirim e bordo oriental do maciço do São Francisco, havendo consolidação tanto em subsuperfície ou sobre esta devido ao extravasamento de lava dos condutos fissurais e derramamento sobre sedimentos clásticos supridos anteriormente ou contemporâneamente ao evento extrusivo, ou mesmo sobre as rochas do embasamento (Grupo Rio dos Remédios). O fato de ocorrer intenso vulcanismo ácido no bordo oriental do alto de Paramirim (região de Ibitiara e Rio dos Remédios) sugere ter ocorrido um maior abatimento crustal nas proximidades do referido alto, o que atesta uma dissimetria da sinéclise. Após um período de quiescência, progridem os processos de sedimentação e preenchimento da sinéclise da Chapada Diamantina, com a deposição do Grupo Paraguaçu. Contemporaneamente, o "rift" do Espinhaço é preenchido por sedimentos terrígenos dominantemente arenosos e de caráter fluvial, com regulares maturidades textural e mineralógica. Como consequência do suprimento terrígeno, eleva-se o Bloco de Lençóis para compensar a taxa de subsidência da sinéclise. Novo período erosivo e sedimentação do Grupo Chapada Diamantina, assoreando com suprimento terrígeno a sinéclise da Chapada Diamantina e o "rift" do Espinhaço. A regular maturidade textural e mineralógica dos quartzitos do Espinhaço parece ser indicativa de um regime não muito rápido de soterramento, com uma relativa energia das correntes transportadoras. No período compreendido entre 1.400 - 1.300 m.a. , verifica-se a maior intensidade da fase diastrófica do Ciclo Espinhaço, com dobramentos holomórficos de amplitude não muito acentuada e caracteristicamente mais atenuados em direção a sinéclise da Chapada Diamantina. A Fig. 74 mostra o esquema e-



CD — Grupo Chapada Diamantina
PAR — Grupo Paraguaçu
RR — Grupo Rio dos Remédios
CBU — Complexo Brumado – Urandi
CMP — Complexo Migmático – Plutônico

Figura 74 — Esquema evolutivo simplificado do ciclo de sedimentação e orgênese Espinhaço

volutivo simplificado do ciclo de sedimentação e orogênese Espinhaço.

O período compreendido entre 1.200 - 1.000 m.a. correspondeu a uma fase de distenção crustal, com episódios magmáticos de natureza gabro-diorítica, que afetaram indistintamente os diversos compartimentos tectônicos e marcaram o fechamento do Ciclo Espinhaço.

PROTEROZÓICO SUPERIOR

Corresponde ao período de implantação do ciclo orogenético Brasiliano (1.100 - 550 m.a.). Caracterizou-se por uma tectônica notadamente transcorrente, com grandes deslocamentos tangenciais de blocos, afetando consideravelmente a Zona do Espinhaço e o bordo ocidental da Zona da Chapada Diamantina, imprimindo forte feição linear na primeira.

O evento orogenético Brasiliano seria o responsável pelas diferenças no estilo de dobramento nas zonas do Espinhaço e Chapada Diamantina, atuando mais intensamente na Zona do Espinhaço, notadamente ao sul do paralelo que passa por Oliveira dos Brejinhos, com máxima intensidade entre os paralelos 14°00' - 15°00', provocando um maior fechamento do sistema primário de dobramento e configurando um sistema superimposto de dobras de arraste devido ao deslocamento tangencial de placas.

Esta fase caracterizou-se também pela geração de novas manifestações graníticas, não distinguidas na área trabalhada, mas referenciadas existir em diversos locais afetados por esta orogenia, notadamente nas faixas de dobramento Araçuai, Rio Preto e Sergipana. Durante a movimentação transcorrente, o fluxo de calor gerado pela movimentação de blocos, cria condições PT favoráveis a implantação de metamorfismo de médio

grau, com surgimento de paragêneses aliminosas (muscovita, cianita, estaurolita, granadas) em sítios de maior deformação tectônica, assim como reorganização textural e química das rochas pelo processo de diferenciação metamórfica-cataclástica, com cristalização de micas e poligonização de grãos de quartzo. Com o transcorrer do processo, essas zonas tornam-se vulneráveis a infiltrações de soluções hidrotermais, responsáveis pelo retrometamorfismo de fases minerais e formação de novas fases.

Contemporaneamente a todo esse mecanismo de deformação do Ciclo Brasiliano ocorre a deposição, em zonas orogeneticamente estabilizadas, situadas mais para o interior dos maciços, dos litotipos do Super Grupo São Francisco, culminando com uma fase dominantemente carbonática (Grupo Una). Os efeitos do diastrofismo Brasiliano afetaram muito pouco os litotipos do referido super-grupo, devido a sua situação em zona de estabilidade tectônica.

10. GEOLOGIA ECONÔMICA

Neste capítulo são enfocados os principais recursos minerais registrados durante o mapeamento geológico, os quais são analisados em conjunto com as informações do cadastramento mineral executado pela Secretaria de Minas do Estado da Bahia, objetivando dar uma interpretação metalogenética integrada.

A sistemática utilizada consistiu no agrupamento dos bens minerais nas categorias de METÁLICOS E NÃO METÁLICOS, procurando, sempre que possível, estabelecer uma conotação econômica.

No mapa metalogenético integrado na escala de 1:200.000 (ANEXO III), utilizou-se uma simbologia adequada, que além de realçar a potencialidade do bem mineral, fornece elementos sobre os aspectos genéticos e seus controles litológicos e estruturais.

Dentro da classificação utilizada, os minerais metálicos foram agrupados em: metais preciosos, ferro e metais ferrosos, metais não ferrosos e metais energéticos. Os minerais não metálicos foram agrupados em: pedras preciosas e semi-preciosas, sendo que os demais foram englobados, a priori, utilizando-se a sistemática da sua aplicação imediata indicada pela bibliografia.

10.1 Minerais Metálicos

Metais Preciosos

10.1.1 Ouro

Registrou-se ocorrências deste metal indistintamente em litotipos arqueanos como também em sequência de cobertura podendo estar vinculadas a eventos magmáticos primários ou secundários, ou mesmo sedimentares, estes últimos podendo in-

clusive englobar depósitos de idade terciário-quaternária.

Os veios ou filões hidrotermais de quartzo constituem a fonte de ouro na área, o qual foi depositado por soluções ascendentes. A desagregação mecânica desses filões permite a concentração em níveis conglomeráticos inconsolidados de coluviões e aluviões da cobertura terciário-quaternária.

Na área registrou-se três ocorrências de ouro. Naquelas relacionadas a veios hidrotermais de quartzo, estes, ocorrem seccionando quartzitos do tectofacies vulcanogênico - "ect_3" do Super Grupo Espinhaço, nas adjacências da zona de falha do bordo ocidental (CG-146), e granitoides do Complexo Migmático-Plutônico, na região a sudoeste de Jacaraci. Nesta última, os veios chegam a atingir 2m de espessura, sendo constituidos comumente por quartzo leitoso. A estes depósitos associam-se frequentemente concentrações aluviais e coluviais.

A ocorrência de "Lavra do Umbuzeiro", localizada no bordo oeste da Serra do Rio de Contas, encontra-se em nível conglomerático com espessura de 1m na cobertura terciário-quaternária; admite-se que o ouro seja proveniente de filões quartzosos hidrotermais concordantes com os metassedimentos do domínio da Chapada Diamantina, em zonas fortemente afetadas por cisalhamentos transcorrentes.

Segundo Boyle (1976), os depósitos econômicos de ouro, excluindo aqueles formados por concentração secundária - em aluviões e coluviões podem ser formados pelos seguintes - processos:

a) Granitização de pilhas compostas de sedimentos e vulcanitos que constituem os conhecidos "greenstone belts" . Quando esta granitização se desenvolve produzindo fundidos, os

vários voláteis, metais base, ouro e prata são expelidos durante a cristalização do fundido (corpos graníticos, granodioríticos) e penetram em estruturas disponíveis, especialmente falhas e zonas de cisalhamento, onde precipitam.

b) Secreção metamórfica do ouro por difusão de uma pilha de rochas vulcano-sedimentares. O mecanismo neste caso, também envolve a mobilização de voláteis, ouro, prata, metais base, etc e concentração em falhas e zonas de cisalhamento.

c) Secreção de zonas carbonatadas em "greenstones" e sedimentos. Segundo Boyle (op. cit.), as zonas intensamente carbonatadas causam profundas alterações químicas nos minerais. Quando o processo se implanta, grandes quantidades de sílica - são liberadas através da reação:

$$(Ca,Fe,Mg)\ \text{silicatos} + CO_2 \longrightarrow (Ca,Fe,Mg)\ CO_3\ (\text{ankerita}) + SiO_2$$

esta sílica migra para zonas de dilatação ("drags folds", zonas contorcidas, fraturas, zonas de cisalhamento, etc.) e cristaliza como quartzo. Segundo o autor, não apenas a sílica foi envolvida; o ouro, similarmente, pode ser cinduzido para estas zonas. Ele estima que 1 milha cúbica de rochas altamente carbonatadas pode produzir acima de 2 milhões de onças de ouro através do processo de carbonatação. Relativamente, grandes quantidades de enxofre, arsênio, antimônio e metais base, os ingradientes de muitos dos depósitos de ouro-quartzo, podem de igual maneira serem formados.

d) Secreção de formações ferríferas, notadamente - com xistos sulfetados (facies sulfeto da formação ferrífera) . Segundo o autor estes depósitos podem ocorrer concordantemente com o bandamento da formação ferrífera, ou podem ser discordantes. O ouro associa-se a sulfetos (pirrotita, arsenopirita e

pirita).

Fazendo-se uma analogia das variantes apontadas - por Boyle (op.cit.) com as ocorrências de ouro registradas na área, é possível que na região de Jacaraci tenha havido condições para a formação de depósitos auríferos pelo processo (a), considerando que nesta ocorrência o ouro relaciona-se a veios quartzosos que preenchem zonas de cisalhamento em rochas granitoides próximo ao contato com testemunhos arenosos do Super Grupo Espinhaço, com posição marcadamente discordante sobre o embasamento granitoide e atualmente representados pelos quartzitos do Morro do Chapéu. Considerando que o ouro também acha-se inserido em material coluvionar, esta ocorrência é passível de futuras investigações, principalmente levando-se em conta que a área já foi foco de garimpagem.

Nas ocorrências do bordo ocidental da serra do Espinhaço (Faz. Brejo dos Padres) e bordo ocidental da serra do Rio de Contas (Lavra do Umbuzeiro), o ouro relaciona-se a veios quartzosos hidrotermais que preenchem zonas cisalhantes em rochas quartzosas do Super Grupo Espinhaço. Muito embora os tectofacies encaixantes do ouro possam ter filiação com even - tos vulcânicos, notadamente no bordo ocidental da serra do Espinhaço, a época de colocação dos veios quartzosos ainda é incerta, assim como a fonte primária do ouro. No garimpo de Brejo dos Padres os veios quartzosos, com espessuras variáveis - desde alguns centímetros a pouco mais de 0,5 metro, ocorrem - preenchendo zonas cisalhantes com atitude N 10°W/70°NE, sendo intensamente garimpados na década de 1930, sendo os veios triturados no local, lavados e o ouro concentrado durante o pro - cesso. Paralelamente, os trabalhos de garimpagem estendiam - se também a material eluvionar, com resultados menos promissores. A ocorrência de Lavra do Umbuzeiro, embora seja relacionada a

um cascalho aurífero de um córrego (Riacho dos Crioulos) que corre no local paralelamente ao sistema de falhas transcorrentes com direção N 40°W, acha-se provavelmente relacionada a veios quartzosos que preenchem essas zonas cisalhantes. O cascalho que ocorre subjacente a uma cobertura arenosa superficial apresenta fragmentos angulosos de quartzito sericítico cisalhado e de uma rocha cinza igualmente cisalhada (metavulcânica ?), fato que faz supor a possível presença de metavulcânicas ácidas intensamente transmutadas a cataclasitos e milonitos ; fato que impossibilitou a sua identificação e individualização na folha geológica. Considerando o aspecto rudimentar da lavra e o fato dos serviços de garimpagem restringirem-se ao capeamento acima do nível freático, recomenda-se novas investigações nas áreas.

Com respeito a possibilidade de formação de depósitos auríferos pela variante (c), as regiões da serra das Éguas, Umburanas, morro do Jardim e o segmento de Ibitira-Ubiraçaba-Iguatemi são as que se apresentam com maiores perspectivas, considerando que nessas áreas foram constatados a atuação do processo de carbonatação sobre rochas básico-ultrabásicas do Complexo Brumado-Urandi. Sendo essas zonas afetadas por intensos lineamentos cisalhantes e as rochas ai presentes sofridos os efeitos dessa tectônica transcorrente, existe altas possibilidades de formação de depósitos auríferos em facies quartzosos hidrotermais que preenchem zonas dilatantes, notadamente em zonas com intensa carbonatação e diaftorese. Recomenda-se , portanto, trabalhos mais específicos nessas áreas.

10.1.2 Prata

Diversos valores anômalos para Ag foram registrados em xistos ultrabásicos do Complexo Brumado-Urandi, no

trecho Ibitira-Iguatemi, como também a leste de Brumado. Também no domínio da Associação Espinhaço, registrou-se alguns valores anômalos em xistos máficos quartzosos e metavulcanitos ácidos (?). Em rochas quartzíticas do Complexo Brumado-Urandi, notadamente em áreas associadas com carbonatos, foram encontrados alguns valores anômalos, podendo tratar-se de "traps" geoquímicos de interesse econômico.

Ferro e Metais Ferrosos

10.1.3 Ferro

Ocorrências de rochas ferruginosas bandadas foram registradas em diversos pontos da área, merecendo destaque pela sua expressão as seguintes:

a) serra das Éguas - as rochas ferríferas ocorrem sobrejacentes a sequências de rochas vulcanogênicas de caráter básico a ultrabásico, apresentando intercalações de níveis carbonáticos. Ocorrem em área limitada, atingindo espessura máxima não superior a 50 metros.

b) bordo oriental da serra do Espinhaço - ocorrem associadas concordantemente a foliação cataclástica de sequências vinculadas ao Complexo Brumado-Urandi (metabasitos, metaultrabasitos, xistos e calcossilicáticas) assim como àquelas vinculadas ao Super Grupo Espinhaço, representadas por milonito xistos com intercalações concordantes de quartzitos e anfibolitos. Os milonito xistos, ao sul de Brejinho das Ametistas, tornam-se com muita frequência impregnados com óxido de manganês. Os níveis ferríferos ocorrem de uma maneira descontínua e transicional no interior dessas sequências xistosas, mostrando localmente variações para níveis manganesíferos misturados com óxido de ferro. A extensão longitudinal de ocorrências ferrífe

ras ao longo do bordo oriental da serra do Espinhaço é apreciável, iniciando-se logo abaixo do paralelo 14°00' e se projetando para sul por cerca de 50 km.

c) segmento de Urandi - ocorrem cordões estreitos de rochas ferruginosas bandadas em zonas de cisalhamento que cortam sequências básico-ultrabásicas diaftoreticamente alteradas, chegando as vezes a se prolongarem continuamente por mais de 12 km.

d) segmento Caculé-Ibitira-Iguatemi-S.Timóteo - ocorrem descontinuamente rochas ferruginosas bandadas em zonas de pronunciada deformação tectônica, associando-se com frequência a rochas básico-ultrabásicas transmutadas a xistos, onde não muito raro é a presença de lentes carbonáticas ou de calcossilicáticas. As rochas ai presentes são de médio grau de metamorfismo, pela presença de bastante anfibólio da série grunerita-cumingtonita, em associação ou não com anfibólio actinolítico.

Com respeito a origem dessas rochas, diversos autores tem emitido as mais diversas opiniões sobre o assunto, sendo relacionadas abaixo as hipóteses mais corriqueiras para tipos arqueanos:

a) sublimatos com altos teores em ferro, sílica e sais sobre sequências de lavas (notadamente tufos ácidos) e outros produtos vulcanoclásticos. Relacionam-se a episódios vulcanogênicos, onde a sílica e o ferro foram lixiviados pelos gases ascendentes dos condutos fissurais durante os episódios vulcânicos e precipitados sobre as lavas e vulcanoclásticos associados, na forma de carbonatos e óxidos.

b) precipitação direta de sílica, ferro e vários -

voláteis emanados de fumarolas submarinas.

c) concebida para o escudo Ucraniano (U.Soviética), o ferro seria derivado através de alterações hidrotermais de - rochas anfibolíticas, básicas e ultrabásicas, durante proces - sos de granitização.

Com respeito ao bandamento das formações ferrífe - ras, as seguintes hipóteses tem sido admitidas:

a) ritmicidade na precipitação (processo cuja causa ainda é obscura)

b) interação de complexos coloidais associado a fenômenos de interdifusão cíclica.

c) diferenciação metamórfica.

d) diferenciação cataclástica.

Na área em questão, os depósitos de ferro da serra das Éguas poderiam ser encaixados nos tipos genéticos (a) e (b). Os demais, no entanto, poderiam apresentar uma certa relação com o tipo genético (c). A ritmicidade dos tectossilicatos e inossilicatos seria processada durante os estágios de intensa cataclase, dai a presença da trama granoblástica a grano-nematoblástica muito comum nessas rochas. Essa hipótese apresenta reforço na associação muito constante das unidades ferríferas com rochas ultrabásicas e básicas cataclasadas e diaftoreticamente alteradas, mostrando pronunciada alteração hidrotermal dos seus piroxênios e anfibólios para micas ferromagnesianas (clorita ± biotita), com ou sem formação de carbonatos e quase sempre com grande liberação de óxidos de ferro, atualmente sob a forma de magnetita, hematitizada ou não. A presença às vezes, de material chertoso associado a essas rochas é formado secundariamente por ação de soluções ricas em sílica ,

talvez até em épocas ligadas a fatores paleoclimáticos.

10.1.4 Manganês

Os depósitos de manganês acham-se vinculados aos litotipos do Super Grupo Espinhaço e do Complexo Brumado-Urandi. Aqueles relacionados ao Super Grupo Espinhaço distribuem-se pelo bordo oriental da serra homônima, como também pelo bordo oriental da serra de Jacaraci. Os depósitos relacionados ao Complexo Brumado-Urandi distribuem-se nas proximidades do bordo leste da serra do Espinhaço, no trecho entre Licínio de Almeida, ao sul, à localidade de Campinas, ao norte, como também no segmento nor-nordeste de Urandi.

Muito embora seja difícil a separação, pelo bordo oriental da serra do Espinhaço, do que se considera Super Grupo Espinhaço e Complexo Brumado-Urandi, por razões já esclarecidas em capítulo específicos, abordar-se-á primeiro aquelas ocorrências e depósitos vinculados ao que se considerou como Super Grupo Espinhaço.

Os depósitos vinculados ao Super Grupo Espinhaço apresentam um controle nitidamente tectônico, considerando que as unidades a que se acham encaixadas não são mineralizadas em toda a sua extensão e que o domínio de incidência de depósitos manganesíferos acha-se restrito ao bordo oriental da serra do Espinhaço, (segmentos da serra homônima e de Jacaraci) em zonas altamente afetadas por lineamentos cizalhantes. Nestas zonas foram constatados diversos depósitos de manganês associados com milonito xistos granatíferos, onde também ocorrem em associação íntima níveis de xistos ferromagnesianos esverdeados, rochas ferruginosas tectonicamente laminadas (itabiritos), quartzitos cataclásticos, veios quartzosos recristalizados e localmente cisalhados, como também níveis de metabasitos, meta

ultrabasitos e anfibolitos, notadamente em zonas de transição para os litotipos do Complexo Brumado-Urandi.

No domínio da serra do Espinhaço, o minério de manganês pode ocorrer relacionado aos litotipos acima relacionados, podendo apresentar-se com textura disseminada ou concentrada sob a forma lenticular tipo "boudin", em disposição concordante com a foliação cataclástica. Concentra-se supergenicamente por influência da fisiografia da serra do Espinhaço ou pode ainda formar concentrações econômicas por processo mecânico (rolados na meia encosta de elevações topográficas). O teor de Mn varia de acordo com a situação do depósito, oscilando numa faixa de 30 a 42%. O teor de sílica, alumina e ferro sofrem variações, na dependência de fatores tectônicos e hidrotermais atuantes sobre litotipos específicos. Segundo informações das firmas que operam na área, as reservas de manganês para a Zona do Espinhaço podem atingir cifras da ordem de 1,5 milhões de toneladas, cujos teores variam desde 20 até 50% de Mn metálico. Quase toda a produção é consumida no Estado da Bahia, com pequena parte exportada para o Estado de São Paulo. A produção - média mensal está em torno de 7.000 ton, e o preço na boca da mina oscila entre Cr$ 600,00 a Cr$ 800,00/ton., a depender das concentrações de manganês, sílica e ferro.

Geneticamente, o minério de manganês no domínio da serra do Espinhaço, parece estar relacionado com sequências de rochas xistosas e "itabiríticas", cuja procedência carece ainda de melhores investigações. Conforme discutido em capítulo - específico, acredita-se que os litotipos que encaixam o minério devam a sua textura xistosa a processos cataclásticos, cujas paragêneses minerais foram modificadas por processos diaftoréticos em sucessivas fases hidrotermais. Pelo menos é o que

parece atestar a presença de cloritoides com estrutura triclínica e a geração de alumino-silicatos (inclusive granadas), estes últimos cristalizados em sítios de maior deformação tectônica, às expensas do excesso de alumina e ferro, ou mesmo manganês. Considerando a marcante incidência de valores elevados para o elemento Cromo em rochas xistosas, com máximo de até 1.500 ppm no granada-estaurolita(?) xisto (referência CG-171), confirmado pela presença de Koschubeita no xisto com manganês que ocorre a oeste de Licínio de Almeida (referência CG-165), acredita-se que grande parte dessas rochas tenham relacionamento com eventos vulcânicos, cuja idade não está ainda confirmada. Se comprovado o caráter vulcanogênico para a sequência de xistos e rochas itabiríticas associadas, então ter-se-á que se admitir uma filiação também vulcanogênica para o manganês. As concentrações relativamente elevadas para os elementos Sr (1500 ppm), Ba (1500 ppm), Co (500 ppm) e V (500 ppm) na amostra de minério de manganês da Mina do Olivo, a 2,5 km a NE de Brejinho das Ametistas, são condizentes com tal hipótese (referência CG-168).

A presença de anfibólio da série cumingtonita-grunerita ainda sobrando como relíquia na paragênese de itabiritos do Super Grupo Espinhaço (referência CG-121), parece atestar que a sequência atingiu o médio grau de metamorifsmo, e que os sucessivos períodos tectotermais ligados a fases hidrotermais, provocou a regressão das fases minerais de médio grau. Considerando esses aspectos, não se afasta a possibilidade dos minerais de manganês, mesmo admitindo-se sua gênese ligada a precipitação direta durante os processos exalativos submarinos viessem a sofrer os efeitos do metamorfismo de médio grau que permitissem a cristalização de fases silicatadas, e que posteriormente, sob a influência de processos cataclástico-diaftoróticos, estes possibilitassem a liberação do Mn da estrutura -

dos silicatos e uma primeira diferenciação seletiva junto a óxidos de ferro e silica. Fases hidrotermais tenderiam a provocar novas migrações catiônicas do Mn e reconcentração sob a forma de óxidos em zonas preferenciais. A migração catiônica de Mn foi defendida por Yoshimura (1952, 1967, in Watanabe, 1970). A supergênese seria o processo final de concentração dos depósitos, com elevação do teor de minério.

Muito embora essa sequenciação de eventos ainda careça de melhores investigações, um fato parece patente: os depósitos de manganês aqui considerados como vinculados ao Super Grupo Espinhaço distribuem-se pelo bordo oriental da serra homônima, nos setores onde constatou-se incidências de misturas tectônicas com litotipos do Complexo Brumado-Urandi e onde as paragêneses minerais são nitidamente regressivas.

Os depósitos de manganês situados no domínio do Complexo Brumado-Urandi relacionam-se com uma sequência de rochas verdes de caráter básico a ultrabásico, granulometria fina, cataclasadas e hidrotermalmente alteradas, localmente associadas com níveis itabiríticos, calcossilicáticos, carbonáticos e xistosos.

Os depósitos localizam-se a oriente e a ocidente da serra do Espinhaço. Aqueles situados a oriente desta serra, ocorrem notadamente a nor-noroeste, bem como a sul-sudeste da localidade de Tauape, formando um "trend" aproximado noroeste-sudeste. À partir de Tauape para norte, as rochas que encaixam o minério formam um alinhamento encurvado amoldado a periferia do granitoide de Jurema e prensado entre os contrafortes da serra do Espinhaço, voltando a aparecer novas ocorrências de manganês nas imediações da Faz. Faca. Dai para norte as ocorrências de Manganês acompanham a morfologia da serra das Cobras

até o seu término na região circunvizinha a localidade de Campinas, sempre acompanhando o bordo oriental da serra do Espinhaço. Os depósitos localizados à ocidente desta serra, ocorrem segundo o "trend" NE-SW que forma o segmento de Urandi.

As rochas esverdeadas encaixantes do minério de manganês apresentam-se invariavelmente afetadas por fortes cisalhamentos, responsáveis pela regressão das paragêneses minerais originais. São constituidas por anfibólios da série tremolita-actinolita e cloritas, além de talco e carbonatos secundários. Transicionam para sequências carbonáticas (calcossilicáticas, mármores flogopíticos, etc) e itabiríticas (magnetita-grunerita-quartzo), estando quase sempre presente veios quartzosos hidrotermais ou de segregação tectônica. Na região de Urandi, ocorrem em associação sequências de rochas filoníticas a xistosas, com ou sem granadas, apresentando valores marcadamente elevados para cromo, níquel e titânio. Muito embora a sequência aparente um baixo grau de metamorfismo, sabe-se que as paragêneses ai encontradas são resultantes do metamorfismo regressivo. Tudo indica que as condições metamórficas tenham sido muito mais enérgicas, no facies anfibolito alto, pela presença de mármores com piroxênio e escapolita (referência RC - 181) em associação com rochas calcossilicáticas portando clinopiroxênios, além da presença de níveis ferruginosos com grunerita nas paragêneses minerais (referências RX-4b e RX-47).

O minério de Mn ocorre em faixas descontínuas no âmago dessas rochas, muitas delas com forma "pinch and well " (boudins"). Apresenta-se superficialmente enriquecido por processos supergênicos, formando crostas ferro-manganesíferas, ou concentrado por processos mecânicos (minério rolado). Na região existem diversas frentes de lavra, da responsabilidade da -

Mineração Urandi, já tendo sido avaliadas reservas superiores a 1 milhão de toneladas. Segundo informações do cadastramento mineral da Secretaria de Minas do Estado da Bahia, os teores em Mn variam entre 39 a 52%; Fe varia de 1,02 a 17%; SiO_2 varia de 0,25 a 10%, podendo atingir até 20% em setores enriquecidos em sílica; Al_2O_3 varia de 2 a 4%; BaO varia de 0,06 a 1% e o conteúdo em fósforo varia de 0,008 a 0,3%. A presença de Jacobsita atesta ter sofrido o minério condições metamórficas provavelmente dentro do campo do médio grau.

Geneticamente, o minério acha-se relacionado a uma sequência de rochas esverdeadas, provavelmente de filiação vulcanogênica. Sendo essas rochas dominantemente constituidas de anfibóleos das séries tremolita-actinolita e cumingtonita-grunerita, em associação com clorita, talco e carbonatos, e considerando que a sequência tenha suportado condições metamórficas compatíveis com o facies anfibolito alto, então ter-se-á que - se admitir que as paragêneses citadas são regressivas de outros minerais silicatados, provavelmente piroxênios ricos em Ca, Fe e provavelmente Mn. A presença de carbonatos nesta sequência pode ser explicado através de um processo de sedimentação-contemporânea aos eventos vulcânicos, ou mediante o processo - de carbonatação progressiva de piroxênios ricos em Ca, Mn e Fe, permitindo a formação de carbonatos de cálcio, ferro e manganes, de substituição metassomática, com liberação de grandes quantidades de sílica. Este processo já foi inclusive constatado na - serra das Éguas. A possibilidade também dessa sequência provir do metamorfismo de sedimentos margosos com níveis de calcário , enriquecidos em óxidos e carbonatos de manganês, onde o minério de manganes foi concentrado durante o metamorfismo, é advogada por geólogos que trabalharam nas áreas de lavra. Sobre qualquer aspecto, existe sempre o fator tectônico controlando os depó -

sitos. Estes, invariavelmente encontram-se em zonas intensamente deformadas por lineamentos cisalhantes, onde não muito raro é a presença de granitos nas adjacências ou afetando as rochas encaixantes dos depósitos.

10.1.5 Níquel

A única ocorrência mineral registrada dentro da área localiza-se a aproximadamente 10 km a SSW de Ibitira, na localidade conhecida como Faz. Muriçoca, município de Rio do Antônio. A ocorrência é relacionada a um corpo de ultrabásica encaixado em diatexitos. O corpo apresenta uma largura estimada de 500-800m e uma extensão superior a 1 km. Alinha-se na direção aproximada E-W e possui mergulho em torno de 65° para SSW. A carbonatação se processa ao longo de zonas cisalhantes, que fazem um pequeno angulo (20-35°) com a direção principal do corpo. A rocha ultrabásica encontra-se em pronunciado estágio de alteração e superficialmente desenvolve uma canga de sílica criptocristalina. O níquel é provavelmente do tipo silicatado (garnierita, uma serpentina niquelífera), ocorrendo disseminada no serpentinito. A magnesita é branca, amorfa, e ocorre sob a forma de veios e vênulas irregulares. Segundo informações do cadastramento mineral da SME, amostras de magnesita e serpentinito analisadas em Salvador revelaram teores de 43,03% de MgO e 1,48 de níquel, respectivamente.

Considerando-se a natureza komatiítica das rochas ultrabásicas do Complexo Brumado-Urandi, era de se esperar maior incidência de minerais niquelíferos, não somente na forma de silicatos, como também na forma de sulfetos (pentlandita). Como, no entanto, estas rochas apresentam invariavelmente valores anômalos para cromo e níquel, não se descarta a possibilidade de vir estas a conter depósitos de níquel, inclusive do

tipo sulfetado.

10.1.6 Scheelita

Foram encontrados alguns cristais disseminados em rochas metaultrabásicas calcomagnesianas, com auxílio de luz ultravioleta. Os cristais são de dimensões centimétricas e coloração esbranquiçada.

Embora o registro de ocorrências deste mineral tenha sido fraco, o condicionamento geológico da área, com intensa pegmatização sobre rochas do Complexo Brumado-Urandi, abre boas perspectivas para a pesquisa deste bem mineral.

A scheelita ocorre associada a berilo em escavações realizadas pela empresa MINEBRA S/A, no denominado Morro da Grota, próximo a localidade de Correias, em mina paralizada de vermiculita.

Metais Não-Ferrosos

10.1.7 Cobre

As ocorrências de cobre na área acham-se relacionadas a veios de preenchimento em fase hidrotermal. As rochas vulcanogênicas básicas e ultrabásicas podem ser potencialmente enriquecidas neste metal, e quando cortadas por zonas de cisalhamento que abrem caimento para a percolação de fluidos hidrotermais, estes podem ser os agentes condutores dos sulfetos ai presentes para zonas de dilatação, cujo posicionamento espacial pode estar próximo ou distante da fonte primária.

A ocorrência de cobre da Faz. Salobro, próxima ao extremo sul da serra do Rio de Contas, consiste em oxidados de cobre (malaquita) em veio de quartzo brechado concordante com a foliação cataclástica de rochas básico-ultrabásicas altera-

das e intercaladas com níveis de rochas ferruginosas diaftoréticas. Esta ocorrência foi pesquisada pela DOCEGEO S/A, não tendo apresentado interesse imediato. Na ocorrência de cobre da Faz. Bandarra, localizada entre a borda oriental do Espinhaço e a cidade de Jacaraci, o cobre foi concentrado em veio de quartzo em zona de cisalhamento que corta granitoide na direção N 70°E, com mergulho de 25° para SE.

Na serra das Éguas existem duas ocorrências de cobre provavelmente relacionadas a rochas metabásicas: na Faz. Cantagalo, no extremo nordeste da serra, o cobre é concentrado em veio hidrotermal com calcita, quartzo, hematita e calcedônia, cortando rochas dolomíticas intercaladas em anfibolitos. Na borda leste da serra ocorre calcopirita disseminada e oxidado nas fraturas de metagabro intercalado em rochas carbonatadas e metaultrabásicas.

Próximo a Umburanas ocorrem sulfetos (calcopirita e bornita) disseminados em rochas calcossilicáticas de granulometria grossa, estando esta rocha encaixada em rochas miloníticas de granulometria muito fina, supostas serem derivadas de vulcanitos intermediários. Associados a sequência também ocorrem metabasitos e metaultrabasitos de granulometria também muito fina, hidrotermalmente alterados por influência metassomática do cálcio.

10.1.8 Estanho

Diagnosticou-se no norte da folha de Guirapá, pelas imediações do bordo oeste da serra do Espinhaço, em pequeno trecho do rio Grande, alguns fragmentos rolados de cassiterita aluvionar. A ocorrência deste mineral carece ainda de melhores investigações objetivando uma melhor caracterização de sua proveniência.

Metais Energéticos

10.1.9 Urânio

As mineralizações uraníferas constituem uma das mais importantes descobertas dos últimos tempos. As anomalias foram detectadas por aerocintilometria e confirmadas por métodos geofísicos terrestres. Os trabalhos são da responsabilidade da Nuclebrás e encontram-se atualmente em nível de dimensionamento de setores específicos, como também de prospecção de outras áreas, objetivando um melhor conhecimento do "trend" mineralizado.

A rápida inspeção no local permitiu-nos visualizar que existem incidências de anomalias numa extensão aproximadamente meridiana de mais de 5 km, e que duas áreas estão sendo objetos de prospecção direta por sondagem.

As mineralizações uraníferas acham-se hospedadas em rochas com textura granoblástica (mosaica), foliadas, em parte cataclasadas, basicamente constituidas por cristais de oligoclásio, entre os quais ocorrem cristais prismáticos de coloração verde intensa de ferro-augita, algo sódicos, que estão dispostos rudimentarmente segundo a foliação cataclástica. Frequentemente ocorrem grandes massas de titanita granular. O quartzo presente não excede a 10% e a microclina é também muito subordinada e tem caráter metassomático.

A mineralização uranífera parece ter sido formada por influência de fluidos teletermais. Observou-se oxidados de urânio, notadamente autunita, impregnando os planos de foliação cataclástica da rocha, provavelmente esses minerais representam os produtos de oxidação de uraninita e outros minerais primários de urânio.

A rocha hospedeira da mineralização uranífera transiciona lateral e longitudinalmente para rochas também de textura granoblástica poligonizada, composição oscilável desde charnockitos até tipos sieníticos, com intercalações de granolitos básicos piriclasíticos e pirigarníticos, à depender da relação piroxênio-hornblenda e piroxênio-granada, respectivamente. Em muitos locais a textura dominante é "augen" gnáissica, granoblástica, poligonizada, com nítida fluxão cataclástica (protomilonitos e blastomilonitos).

Como mais para sul identificou-se nessas rochas o mineral índice do facies metamórfico granulito, acredita-se que as rochas que atualmente encaixam as mineralizações uraníferas atingiram o metamorfismo de catazona, e que posteriormente foram afetadas por nova fase de metamorfismo cataclástico, onde atuaram fluidos granitizantes responsáveis pela regressão do facies metamórfico e pelos processos de metassomatismo alcalino e alteração hidrotermal pronunciada.

Admite-se, portanto, um caráter teletermal para as mineralizações de urânio aproveitando-se da principal zona de fraqueza do cisalhamento transcorrente com direção NW-SE. O valor anômalo detectado para chumbo (500 ppm) na amostra mineralizada em urânio, em associação com outros dados anômalos na área para bário, fluor e zircônio, parecem confirmar a participação de fluidos hidrotermais.

Considerando as informações verbais de geólogos da Nuclebrás sobre a vinculação das mineralizações uraníferas com zonas de piroxênio-albita gnaisses, comumente denominados albititos, estes depósitos poderiam aproximar no seu modelo genético daqueles que ocorrem no hemisfério norte, em Kazakhstan - (URSS) vinculados a zonas de albititos lineares que seccionam rochas de afinidade ácida e alcalina (parte apical de protusões

de maciços magmáticos hipoabissais , segundo Nakovnik, 1954) . Os pontos de similaridades são os seguintes: a) formação de zonas cisalhantes lineares nas quais se desenvolvem intenso metassomatismo alcalino de caráter post-magmático, responsável pela transformação de minerais pré-existentes e consequente individualização de zonas albitizadas; b) intenso metassomatismo potássico nas adjacências (rochas encaixantes); c) caráter post-magmático da fase de maior concentração de urânio, ligada a implantação de uma fase hidrotermal, em temperaturas mais - baixas. Os pontos de dissimilaridades são os seguintes: a) a região não se constitui numa província alcalina; b) não foi - até o momento constatado a presença de greinsen nas adjacências das zonas de piroxênio-albita gnaisses; c) evidências petrográficas admitem uma geração anatética para as rochas plutônicas, muito embora admite-se ter ocorrido um paraautoctonismo.

10.2 Minerais Não Metálicos

Refratários, Abrasivos, Isolantes, Corretivos e outros usos

10.2.1 Mármores Calci-dolomíticos e Magnesíferos

Estas rochas ocorrem notadamente sustentando as partes mais elevadas do relevo. Excelentes exposições ocorrem na serra das Éguas, Morro Jardim, serras de Ibitira e Capão, como também nas regiões a SW de Iguatemi, nas proximidades da vila de Umburanas, noroeste da vila de Campinas, nas adjacências do bordo oriental da serra do Espinhaço e nas proximidades de S. Timóteo.

Mármores calci-dolomíticos e magnesíferos encontram-se invariavelmente associados com metabásicas e/ou metaultrabásicas do Complexo Brumado-Urandi, podendo ocorrer como concen-

trações lenticulares e esfarrapadas no âmago dessas rochas, ou individualizadas como pacotes mais espessos para as partes superiores da sequência vulcanogênica, conforme pode ser verificado na serra das Éguas, na região de Brumado e Morro do Jardim, na região de Ubiraçaba.

Possuem em geral bom grau de recristalização devido aos processos metamórficos a que foram submetidas, podendo, no caso da magnesita, ocorrer as variedades microcristalinas - até tipos de granulometria fina a média. As cores são geralmente variáveis desde tonalidades de cinza claro a cinza esverdeado, com variações para tons avermelhados devido a impurezas ferruginosas. No caso da magnesita, as cores são comumente esbranquiçadas a avermelhadas, com intensidades variáveis na dependência da presença de ferro nas amostras.

Os mármores calci-dolomíticos possuem muitas vezes impurezas de silicatos (anfibólios, piroxênios, olivina, micas, etc.) e óxido de ferro, mas podem ocorrer com maior grau de pureza. A relação CaO/MgO varia bastante. As quatro amostras submetidas a análise (Tab. 29) são insuficientes para um perfeito diagnóstico do aproveitamento industrial dessas rochas, porém as baixas proporções verificadas para sílica, alumina e ferro já constituem boas características para o seu aproveitamento econômico. Os trabalhos de campo permitiram estender as áreas de ocorrência superficial dessas litologias , que não ficaram restritas apenas a serra das Éguas, ocorrendo em outras áreas como no morro do Jardim, à nordeste de Ubiraçaba e se prolongando mais para oeste ao longo da grande faixa transcorrente que passa por Ibitira, numa extensão linear de mais de 20 km. Também mais para norte, a sudoeste de Iguatemi e na serra do Capão, à noroeste desta mesma localidade, diag -

CPRM

Amostra	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	R.I.	P.P.	SiO_2 / Al_2O_3	Fe FeO / Al_2O_3	Fe_2O_3 / Al_2O_3	MgO / CaO	Classificação seg. Pettijohn
JB-182 E	0,4	0,2	1,00	30,0	21,7	1,1	46,0	2	7,5	5	0,72	dolomito
JB-188	0,5	0,2	0,57	53,0	3,3	0,9	42,1	2,5	4,3	2,85	0,06	calcário dolomítico
JB-196	2,6	0,4	0,71	41,7	13,0	5,4	41,2	6,5	2,6	1,7	0,31	dolomito calcítico
AR-173	—	—	—	29,9	20,8	1,0	45,4	—	—	—	—	dolomito

TABELA 29 — Análises de óxidos em rochas carbonáticas do Complexo Brumado – Urandi

nosticou-se outras faixas de rochas marmóreas. Estas faixas, desconhecidas ou não devidamente reconhecidas e pesquisadas, constituem potenciais reservas de alguns bilhões de toneladas, cujo interesse precisa ser despertado no sentido de seu melhor conhecimento e aproveitamento econômico.

Similarmente a serra das Éguas, existem evidências de ocorrências de magnesita em associação com mármores calci-dolomíticos nas regiões de Ibitira, Ubiraçaba e S. Timóteo, o que precisa ser melhor investigado no sentido de uma avaliação mais rigorosa. A magnesita, tradicionalmente conhecida na serra das Éguas e considera estar incluida entre os maiores depósitos do mundo, ocorre em associação com mármores dolomíticos, que por sua vez transicionam para rochas calcossilicáticas e metabasitos e/ou metaultrabasitos tremolitizados por processos retrometamórficos. Ocorre pelo bordo oriental e ocidental da serra das Éguas, sendo recoberta na parte central (ao norte) por sedimentos tércio-quaternários. São reconhecidas diversas minas, porém as mais conspícuas são as denominadas Pedra Preta, Bate-Pé, Pirajá, Cabeceiras e Cordeiro. Existem diversos tipos de magnesita, sendo os tipos mais extensivos aqueles com aspecto sacaroide, coloração esbranquiçada (tipo "Washington") e a magnesita ferruginosa com manchas vermelhas (tipo "austríaco"). Com menor intensidade ocorrem o tipo "grego", ou seja uma variedade de magnesita branca, amorfa ou criptocristalina. Segundo Abreu (1973), os afloramentos têm justificado avaliações da ordem de 500 milhões de toneladas. A magnesita é de boa qualidade, com teores osciláveis de MgO entre 41 a 47%, sendo baixas as proporções de sílica, ferro, alumina, óxidos de cálcio e manganês.

A gênese desses depósitos de carbonato é questioná

vel e passível ainda de muitas discursões. A hipótese de precipitação direta de carbonato de cálcio e magnesita hidratada, sob condições oceânicas, encontra suporte na espessura dos pacotes dolomíticos e magnesíferos e no caráter estratiforme; por outro lado, é falha quando se considera o grau de metamorfismo prevalescente na sequência que é de médio grau, cujas condições PT seriam suficientes para consumir a magnesita nas reações metamórficas. A hipótese do metassomatismo progressivo de dolomitas por soluções hidrotermais magnesianas encontra suporte na forma de ocorrência da magnesita no seio da dolomita, com interdigitação de contatos, como também no controle estrutural dos depósitos, que se encontram geralmente em zonas de cisalhamento, que facilitariam a permeação de soluções hidrotermais. A fonte do magnésio seria mediante o retrometamorfismo da sequência vulcanogênica básico-ultrabásica de natureza calco-ferromagnesiana. Como também são largas as evidências de carbonatação de rochas metabásicas e/ou metaultrabásicas por influência de uma pressão de fluido onde $P_{CO_2} > P_{H_2O}$, torna-se possível que tenha ocorrido uma participação dos processos sedimentar, metamórfico-metassomático e metassomático-hidrotermal, ou até mesmo por ação de água meteórica "in descensum", todos concorrendo, em épocas distintas, na geração de magnesita. Devido a interação desses processos, difícil se torna separar os produtos deles derivados, a não ser por criterioso estudo e emprego de métodos isotópicos apropriados.

10.2.2 Talco

Existem na área três tipos de depósitos que podem apresentar interesse econômico:

a) aqueles originados pelo retrometamorfismo da magnesita com adição de sílica e água, segundo a reação:

$$\text{Magnesita} + \text{Sílica} + \text{Água} \longrightarrow \text{Talco} + CO_2$$

b) aqueles derivados de alteração hidrotermal de rochas ultrabásicas (processo de esteatitização), segundo as reações:

$$\text{Olivina} + 2\ H_2O + CO_2 \longrightarrow \text{Serpentina} + \text{Magnesita}$$

$$\text{Serpentina} + 2\ SiO_2 \longrightarrow \text{Talco} + H_2O$$

Caso exista uma fração molar de CO_2 muito elevada na pressão do fluido, forma-se magnesita, segundo a reação:

$$2\ \text{Serpentina} + 3\ CO_2 \longrightarrow \text{Talco} + 3\ \text{Magnesita} + 3\ H_2O$$

Caso as soluções termais contenham excesso de $CaCO_3$ e CO_2, forma-se dolomita ao invés de magnesita.

c) aqueles formados por concentração mecânica. A magnesita que ocorre associada é dissolvida, deixando o talco com película superficial de impurezas, o que requer seu beneficiamento para utilização.

As principais jazidas localizam-se na serra das Éguas, onde os depósitos são notadamente do 1º e 2º tipos, e subordinadamente do 3º tipo. Estes depósitos são explorados por várias companhias, sendo os mais importantes os da Magnesita S/A, Xilolite, Companhia Bahiana de Talco e Mineração Guarulhos. O talco ai explorado é de excelente qualidade, e após sofrer um pequeno beneficiamento local, é remetido ao Rio de Janeiro onde a Magnesita possui sua própria fábrica de talco, que pulveriza o material e prepara diversos tipos para os diferentes usos.

10.2.3 Vermiculita

As mineralizações deste mineral restringem-se aos litotipos do Complexo Brumado-Urandi, estando invariavelmente

relacionadas à zonas de cisalhamento que afetam rochas básicas ou ultrabásicas retrometamorfisadas. Em função da rocha original e condições específicas, formam-se algumas variedades de vermiculita e de ganga (feldspato, flogopita, biotita e clorita).

Os depósitos mais importantes localizam-se preferencialmente na região a norte de Brumado, nas adjacências do bordo oriental da serra das Éguas, onde os efeitos granitizantes são mais intensos. Os depósitos acham-se relacionados à pegmatização que formou a biotita pelo suprimento de potássio em zonas de baixa pressão, seguindo-se o seu lixiviamento, ou através da percolação da água meteórica "in descensun", ou através da ação de fluidos hidrotermais. Alguns depósitos apresentam-se com aspecto filoniano, com bolsões acompanhando as zonas de cisalhamento.

10.2.4 Asbesto

Foram assinaladas apenas cinco ocorrências vinculadas ora a pequenos corpos de metaultrabásicas e de anfibolitos encaixados como "enclaves" em rochas do Complexo Migmático-Plutônico e do Complexo Granolítico, ora relacionadas a metaultrabásicas do Complexo Brumado-Urandi e do Super Grupo Espinhaço.

Pode-se classificar as mineralizações de asbesto nos tipos venular e disseminado, ambos relacionadas à ação de processos metassomático -hidrotermais sobre rochas peridotíticas e piroxeníticas originais. Diagnosticou-se asbestos crisotílicos com "cross fiber" milimétricas, em fibras maiores alongadas com até 3 cm e em vênulas centimétricas; mais raramente ocorre o asbesto antofilítico com fibras de até 50 cm disseminadas no corpo da hospedeira.

Considerando-se a inexpressibilidade qualitativa e

quantitativa das mineralizações, a área não tem apresentado a princípio boas perspectivas para este bem mineral.

10.2.5 Granada

A granada ocorre largamente disseminada nos milonito xistos do Super Grupo Espinhaço e naqueles resultantes de processos cataclástico-diaftoréticos de rochas metabásicas e metaultrabásicas do Complexo Brumado-Urandi, tendo na maior parte dos casos uma importância apenas mineralógicas.

Apenas duas ocorrências de granada merecem citação: uma situa-se ao longo da grande faixa transcorrente Ibitira-Caculé, ao norte desta última localidade. Esta ocorrência da Faz. Água Branca consiste em cristais castanhos de granada disseminados em estaurolita-granada-biotita (flogopita) xisto, cujas paredes acham-se em contato com biotita-gnaisses cataclásticos e hornblenda-granada-xistos, o que parece evidenciar que os xistos sejam retrometamórficos de rochas básicas sob condições PT do médio grau de metamorfismo.

De igual maneira, no domínio do Complexo Brumado - Urandi (serra das Éguas, proximidades de Caculé e SW de Urandi) ocorrem xistos cataclástico-diaftoréticos provenientes de anfibolitos e metabasitos, portanto abundante disseminação de granada almandina.

A outra ocorrência que merece citação é localizada na mina de manganês da Faz. Barreiro do Campo, a SW de Urandi. Ai ocorrem veios centimétricos metassomáticos dispostos paralelamente a foliação cataclástica de rochas calcossilicáticas, possuindo no seu âmago cristais bem desenvolvidos de granada esperssartita, cujo diâmetro pode exceder aos 5 cm.

De um modo geral, as ocorrências de granada são

inexpressivas qualitativa e quantitativamente, encontrando-se estas quase sempre com graus de alteração e fraturamento muito pronunciados.

10.2.6 Cristal de Rocha

As ocorrências de cristal de rocha acham-se localizadas em zonas de intensa deformação tectônica, estando relacionadas a veios que preenchem zonas dilatantes (falhas e fraturas). Os fragmentos de quartzo concentram-se especialmente no solo elúvio-coluvionar, atingindo tamanhos consideráveis, já tendo encontrado fragmentos com até 28 kg.

As principais ocorrências localizam-se na Faz. Grama, município de Rio do Antonio, bordejando a grande faixa - transcorrente Ibitira-Caculé; na região de Jacaraci, na localidade denominada Faz. Banho, entre os contrafortes das serras do Morro do Chapéu e de Jacaraci e na região a SE de Urandi, no bordo ocidental do lineamento Espinhaço, em zona de influência da grande falha de Santo Onofre, onde o quartzo aparece preenchendo fraturas diagonais ao cisalhamento regional.

Devido a relativa escassez de cristais límpidos, a pouca espessura dos solos coluvionares e o elevado grau de brechação e impurezas dos exemplares, os garimpos encontram-se atualmente paralizados.

10.2.7 Muscovita-Fluorita-Cianita

Muscovita - Registrou-se apenas uma ocorrência relacionada a veios pegmatíticos encaixados em terrenos migmáticos. Localiza-se no município de Pindaí, já tendo sido extraídas placas flexíveis de até 20 cm. Atualmente o garimpo encontra-se abandonado.

Fluorita - Este mineral tem importância apenas mineralógica, encontrando-se disseminado fracamente em rochas granoblásticas que compõem os terrenos granolíticos na região de Maniaçu e Vereda do Cais. A presença de fluorita nessas rochas pode estar ligada às soluções de halógenos percolantes durante a fase de retrometamorfismo de rochas granolíticas.

Cianita - Ocorre principalmente sob a forma de veios próximos a zonas de cisalhamento, em associação com quartzo e sericita, podendo também concentrar-se em "schear zone" de determinados tipos litológicos, sem haver preenchimento quartzoso. Os cristais de cianita são geralmente centimétricos, hábito comumente tabular, disposição aleatória ou radial, podendo atingir até 15 cm de comprimento por 4 cm de largura Foram detectadas ocorrências na serra das Éguas (mina de magnesita do Pirajá), onde verificou-se a presença de cianita dispersa na magnesita e também concentrada em planos de cisalha. As ocorrências relacionadas a veios quartzoso em "trends" de cisalhamento, ocorrem ao longo do bordo oriental da serra do Espinhaço (Faz. Faca), ao norte de Ubiraçaba (Faz. Baixão) e na região de Jacaraci (Faz. Cedro). A geração de cianita é explicada por processos que envolvem a concentração de sílica e alumina em zonas de cisalhamento, com uma imposição posterior de condições de PT em sítios de maior deformação tectônica.

10.2.8 Argilas e Solos Carbonáticos

Argilas - Concentrações abundantes de material argiloso do tipo caolínico ocorrem na parte ocidental da semi-folha 15' x 15' de Maniaçu, ao longo da escarpa de erosão do planalto de Maniaçu, sendo resultante do intemperismo sobre granoblastitos de composição enderbítica à andesinítica, com percentuais de Al_2O_3 oscilláveis de 25,5% a 33,1%. Estas concentra -

ções argilosas carecem de melhores investigações objetivando o seu melhor conhecimento quanto a extensão e qualidade.

Solos Carbonáticos - Ocorrem na região que bordeja o ocidente da serra do Rio de Contas, na folha de Boa Sentença (15' x 15'). Neste trecho constatou-se existir uma área receptáculo de sedimentos tércio-quaternários, inconsolidados e calcíferos. Estes depósitos, que podem atingir espessura máxima de até 10 m, apresentam a seguinte composição (resultado de 1 amostra): SiO_2 (14%), Al_2O_3 (3,8%), CaO (40,7%) MgO (1,4%), Na_2O (0,12%) e K_2O (menor do que 0,05%).

Pedras Preciosas e Semi-Preciosas

10.2.9 Ametista

Este mineral ocorre na região oriental da serra do Espinhaço e adjacências, em garimpos e minas exploradas de forma rudimentar, sem continuidade, cuja produção encontra-se na dependência das oscilações do preço do mercado e disponibilidade da mão de obra.

Atualmente encontra-se em atividade seis garimpos distribuidos pelos municípios de Licínio de Almeida (Lagoa da Tapagem e Piabanha); Ibiassucê (Lagoa do Bananal) e Caetité (Brejinho das Ametistas). A ametista geralmente é extraída do material elúvio-coluvionar, podendo também ser retirada dos veios, onde associa-se com o quartzo e forma concentrações em forma de drusas.

Segundo informações dos moradores e garimpeiros, a lavra encontra-se atualmente numa fase baixa, muito embora na localidade de Brejinho das Ametistas, já ter sido extraida pedras de boa qualidade. Aquelas de baixa qualidade, classificadas como escória ou "lambreu", após a queima a temperatura -

de 300° - 400°C, tornam-se amarelas e são denominadas de citrino ou falso topázio.

10.2.10 Lazulita

Este mineral ocorre a norte de Jacaraci, estando a ocorrência relacionada a zonas de cisalhamento que corta rochas granitoides transmutadas a milonito-xistos. Associa - se a veios quartzosos que preenche zonas de dilatação desses "trends" cisalhantes.

A lazulita, sendo um fosfato de alumínio, ferro e magnésio, hidratado, sua composição pode variar bastante a depender da razão Fe/Mg (Ca). Com esta razão igual a 1/2 pode conter até 45,4% de P_2O_5, teor este superior ao da apatita.

Esta ocorrência merece melhores investigações objetivando determinar sua extensão e concentração da lazulita no veio quartzoso.

10.2.11 Esmeralda

Por informações de técnicos da Magnesita S/A, a esmeralda ocorre nas proximidades da mina de magnesita do Pirajá, tendo sido intensamente garimpada no início do século. Neste local, a esmeralda concentra-se no material elúvio-coluvionar, não se conhecendo ainda os parâmetros da mineralização. Supõe-se que esta mineralização esteja relacionada a pegmatização que ocorreu durante as manifestações graníticas potássicas tardias. Os fluidos magmáticos portanto berilo, cuja alta mobilidade atribui-se ao seu pequeno raio iônico, penetraram as rochas metaultrabásicas calcomagnesianas, onde o cromo necessário a estrutura da esmeralda, adviria dessas rochas.

10.2.12 Andaluzita-Turmalina

Andaluzita - Apenas na localidade a SW de São Timóteo registrou-se uma ocorrência de andaluzita, atualmente em fase de garimpo rudimentar. Não foi possível verificar a rocha hospedeira deste mineral, tendo em vista o mesmo ser extraido do material elúvio-coluvionar. Regionalmente ocorrem metaultrabásicas alteradas por processos de carbonatação, sericitização e silicificação.

Turmalina - Merece citação duas ocorrências: uma localizada ao norte de Ubiraçaba, na Faz. Cotovelo, onde pequenos cristais de turmalina esverdeada ocorrem associados a veios pneumatolíticos-hidrotermais no seio de rochas carbonáticas. Os veios apresentam formas irregulares, podendo atingir até 20 cm de espessura. Também na serra das Éguas ocorre turmalina (dravita) disseminada no talco proveniente do metamorfismo hidrotermal silicoso sobre magnesita.

Materiais de Construção

10.2.13 Granitos-Quartzitos-Rochas Ferruginosas

A área apresenta uma grande gama de tipos litológicos utilizáveis na construção de casas, no calçamento de ruas e na pavimentação de estradas que interligam municípios, ou mesmo naquelas que dão acessibilidade às minas. Na região são exploradas pedreiras de granito, granolitos, rochas ferruginosas e quartzito. Na região de Brumado existem algumas pedreiras de rochas graníticas, muitas de propriedade da Magnesita S/A. Na região de Caetité, utiliza-se bastante o quartzito na pavimentação de ruas e rochas ferruginosas endurecidas são também utilizadas na construção de casas nas fazendas, devido a propriedade de sua fácil partição.

11. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Aqui serão expostos uma síntese dos principais tópicos abordados neste relatório, com o objetivo de familiarizar o leitor com os mais importantes resultados alcançados pelo projeto, e que acredita-se deverão somar mais um numeroso acervo de conhecimento à geologia do Estado da Bahia, tanto nos seus aspectos puramente geológicos quanto geo-econômicos.

1. O Projeto Brumado-Caetité, cujo início operacional deu-se à partir de agôsto de 1978, foi executado pelo convênio DNPM-CPRM e objetivou na sua 1ª etapa, fruto do presente relatório, o mapeamento básico e uma avaliação preliminar dos recursos minerais de uma área de 13.850 km^2, situada no centro sul do Estado da Bahia, com ênfase especial para a caracterização litológica, estrutural e geo-econômica, aliada à definição das relações espaço-temporal e estratigráfica entre os mesmos.

2. A área do projeto representa, dentro do Estado da Bahia, um polo de desenvolvimento tanto no setor mineral - quanto no agro-pecuário. A região já é detentora de importantes recursos minerais, destacando-se os depósitos de magnesita, no município de Brumado, manganês nos municípios de Caetité, Urandi, Licínio de Almeida e Jacaraci, e mais recentemente foram descobertos importantes depósitos de urânio no município - de Caetité. Por outro lado, dispõe de toda uma infra-estrutura para novas instalações de projetos de lavra e escoamento de minério, merecendo salientar a existência de uma rede ferroviária que corta diagonalmente toda a extensão da área do projeto, desde Espinosa até Ituaçu. Somam também a implantação e viabilização de projetos de pesquisa mineral, a existência de mapas cartográficos plani-altimétricos do IBGE na escala

1:100.000 em mais da metade da área, com perspectiva a curto prazo de sua complementação; imagens de radar e de satélite em toda a sua extensão, fotografias aéreas convencionais na escala 1:103.000, 1:60.000 e mais recentemente 1:25.000, do levantamento aerofotogramétrico executado pela Prospec.

3. Excetuando-se as coberturas térciário-quaternárias, a região apresenta uma evolução eminentemente pré-cambriana, desde o Arqueano até o Proterozóico Superior.

4. Ficou caracterizado um padrão comum de evolução estrutural em estágio permóvel para as rochas arqueanas pertencentes aos complexos Migmático-Plutônico, Brumado-Urandi e Granolítico. O modelo evolucional aqui proposto é baseado nas idéias de Salop (1977) para os terrenos arqueanos do hemisfério norte, com algumas modificações dentro da concepção de evolução crustal traçada por Glikson (1972), como também alicerçada em novas experiências vividas pelos autores. Dentro do modelo admitido, os litotipos do Complexo Migmático-Plutônico (migmatitos, granitoides anatéticos e parautóctonos) estruturam-se segundo núcleos ovalados (ovais migmático-plutônicos), que por sua vez são cricunscritos pelos litotipos dos complexos Brumado-Urandi e granolítico (zonas interovais), este último desenvolvido na periferia ou nas proximidades das ovais plutono-migmáticas. Este modelo pode ser concebido pela constatação de diversos parâmetros similares com áreas correlatas do hemisfério norte, porém o mais palpável deles diz respeito a organização geotectônica global, onde pode ser visualizada uma perfeita acomodação das litologias que formam o quadro arqueano. Este fato, bastante realçado em fotografias aéreas e confirmado por observações de campo, conduziu a admissão de que os tempos arqueanos foram caracterizados por mobilidade contínua e progres

siva, sem qualquer individualização de grandes arcabouços tectônicos rígidos. Dentro deste ambiente energético bastante acentuado da crosta arqueana, ocorreram após o estágio de individualização dos paleonúcleos, movimentos tangenciais acentuados e em sentidos contrários dos mesmos, como resultado da instalação de elevados gradientes de pressão e temperatura, movimentos esses bastante similares àqueles verificados em zonas transcorrentes, sendo favorecidos enormemente pelo estágio semi-plástico das litologias envolvidas. Por outro aspecto, a constatação de zonação química e estrutural desde o centro até a periferia das ovais migmáticas, veio dar maiores subsídios à concepção do modelo.

5. O Complexo Brumado-Urandi, dentro do modelo concebido, representa grande parte das zonas inter-ovais, sendo caracterizado por uma associação pluto-sedimento-vulcanogênica, dela fazendo parte gnaisses arteritizados, metaultrabásicas - ferromagnesianas e calco-ferromagnesianas, em parte xistificadas por processos tectônicos, anfibolitos e metabasitos esverdeados de granulometria fina, rochas calcossilicáticas, metaultrabásicas carbonatadas e ferruginosas, mármores calci-dolomíticos e magnesíferos, quartzitos diversos, rochas ferruginosas bandadas por diferenciação metamórfica e cataclastica, metavulcanitos intermediários e numerosos tectofácies representados por produtos milonitizados e filonitizados. A sequência apresenta registro de metamorfismo desde o grau fraco até o forte, porém com uma maior incidência do metamorfismo de grau médio. Em regra, os metamorfismos de grau médio a fraco são em geral provenientes do retrometamorfismo generalizado durante a instalação de processos cataclástico-diaftoréticos, sob a influência de uma pressão de fluido com frações molares de CO_2 e H_2O variáveis. Também eventos metassomáticos alcalino-silicosos -

contribuiram em muito na regressão do facies metamórfico. Convém frisar, que apenas na parte superior da sequência da serra das Éguas, o metamorfismo de grau fraco parece estar preservado no pacote superior de quartzitos de restrita distribuição - superficial que ocorre encimando a sequência vulcanogênica, e cuja posição cronoestratigráfica carece ainda de melhores in - vestigações, principalmente devido a uma provável dissimilaridade no grau de metamórfismo com a sequência inferior, o que - poderia refletir uma possível discordância.

Admite-se a possibilidade de que os gnaisses arteritizados, que em representatividade areal abrangem grande parte dos terrenos do Complexo Brumado-Urandi, sejam produtos híbridos de segmentos básico-intermediários da crosta oceânica , levados a um estágio de granitização responsável pelo retrometamorfismo e pelo maior ou menor grau de alcalinidade dos mesmos. Caracterizou-se também uma afinidade toleítica para os anfibolitos e metabásicas do Complexo Brumado-Urandi, considerados representantes de ambientes oceânicos e de arcos de ilhas. Para as rochas metaultrabásicas ficou caracterizado uma natureza komatiítica, porém a ausência da textura "spinifex" parece refletir que o evento vulcanogênico ocorreu abaixo da superfície (diques, sills).

Dentro da concepção do modelo evolutivo estabelecido, as rochas do Complexo Brumado-Urandi representariam produtos evoluidos à partir de segmentos ensimáticos e a sequência caracterizada apresenta estreitas similaridades com os terre - nos tipicamente arqueanos abordados por L.J. Salop para algumas partes do mundo, ou seja, aquelas sequências formadas em regimes oceânicos, onde inexistiam regiões cratônicas extensivas e estabilizadas e a crosta estava ainda em estágio de grande mo

bilidade. Para Glikson (1972), estas condições são compatíveis com a evolução dos "greenstone belts", mas para Salop (1977), os "greenstone belts" teriam se formado em época posterior, denominada por ele de Era Paleoprotozóica, numa fase onde a cratonização já tinha se definido.

6. O Complexo Granolítico, por uma questão de sistematização descrita, foi desvinculado da Associação Migmático Plutônica, e discutido separadamente. São, no entanto, rochas formadas sob condições plutônicas, geradas provavelmente no Arqueano e retrabalhadas intensivamente durante o evento tectonotermal Guriense (2,6 - 2,8 b.a.). Ocorrem segundo quatro lineamentos principais, sendo o mais representativo deles aquele que ocorre a oeste da serra do Espinhaço, abordado como Complexo Santa Isabel por Jardim de Sá (1976), ao norte do paralelo de 14°00' e oeste do meridiano de 42°30'. Apresenta uma tendência de distribuição na periferia ou nas proximidades das ovais migmáticas, vinculados sempre a zonas de grande deformação tectônica de natureza transcorrente, sendo o evento granolitizante extensivo tanto às rochas do Complexo Migmático-Plutônico quanto às rochas do Complexo Brumado-Urandi. Admite-se a hipótese dessas rochas terem sido formadas durante a movimentação dos paleonúcleos, ainda em estágio permóvel, pela criação de domínios tensionais e elevação do fluxo térmico. A maior parte das rochas granolíticas encontra-se retrabalhada por cataclase posterior e afetada fortemente por eventos hidrotermais e metassomáticos de natureza alcali-silicosa, muitas dessas rochas não possuindo o mineral índice, mas apresentando quase sempre uma trama granoblástica-poligonizada.

7. Conservou-se nesse relatório a denominação de Super Grupo Espinhaço com o sentido que se admite atualmente -

na geologia do Estado da Bahia, ou seja, um sistema orogenético tipo aulacógeno, de evolução durante o Proterozoico Médio (1.800 - 1.100 m.a.), abrangendo as zonas do Espinhaço Setentrional e da Chapada Diamantina. Vale no entanto ressaltar que a conclusão a que se chegou com os trabalhos de campo foi a de que essas duas zonas apresentam características bem distintas do ponto de vista genético-evolutivo, paleogeográfico, sedimentológico, petrográfico e químico. Essas diferenças parecem ter sido adquiridas na evolução dos dois sistemas - "rift", para a Zona do Espinhaço Setentrional e sinéclise para a Zona da Chapada Diamantina, com uma fase final de assoreamento clástico arenoso para ambos os sistemas, caracterizada por uma sedimentação de caráter orto a paraplataformal, representada pelos litotipos do Grupo Chapada Diamantina. Dentro desse raciocínio evolutivo, a concepção de Almeida (1977/78) para o Super Grupo Espinhaço, que corresponde ao "Upper Quartzite" de Hoppe (1980), é a que mais se aproxima da evolução concebida, uma vez que a parte superior dominantemente arenosa está sobrejacente, em diversas localidades, a sequência de rochas com aspecto textural xistoso a filítico. Estando todo o conjunto retrabalhado tectônicamente por uma fase de deformação última de caráter notadamente transcorrente, os litotipos ai presentes, notadamente aqueles vinculados a parte inferior, encontram-se profundamente afetados por fenômenos retrometamórficos em sucessivas fases - hidrotermais, onde provavelmente atuaram os processos de silicificação, sericitização, piritização, carbonatação, hematização e grafitização.

Considerando a grande similaridade petrográfica e química dos tipos "xistosos e filíticos" comuns ao Super Grupo Espinhaço e ao Complexo Brumado-Urandi, especificadamente no segmento adjacente a esta última localidade e pelo bordo orien

tal da serra do Espinhaço, estabeleceu-se a hipótese de uma derivação vulcanogênica para os referidos litotipos como também para determinados tectofacies quartzíticos e itabiríticos a eles associados, aventando-se a possibilidade de que, pelo menos em parte, possam representar os produtos finais do ciclo evolutivo do Complexo Brumado-Urandi, provavelmente num estágio da evolução arqueana onde os processos de cratonização já estivessem bem avançados e que permitissem a formação dos primeiros "rifts", aproveitando-se de zonas de interação de núcleos primitivos.

8. Primeiros retrabalhamentos dos terrenos granolíticos pelo ciclo Guriense (2,6 - 2,8 b.a.) e novos episódios de deformação e granitogênese pelos ciclos subsequentes, levaram indistintamente os litotipos da área a um processo de homogeneização isotópica nos ciclos Trans-Amazônico (1,8 - 2,6b.a.) Uruaçuano (1,8 - 1,1 b.a.) e Brasiliano (0,65 - 1,1 b.a.), com uma maior probabilidade de criptometamorfismo pelo ciclo Brasiliano, ao longo de zonas susceptíveis a um maior retrabalhamento tectônico, como aquela que se delineia ao longo do lineamento Espinhaço.

9. O Super Grupo São Francisco expõe-se muito restritamente na região de Ituaçu, sendo seus litotipos sedimentados durante a instalação do ciclo Brasiliano (1,1 b.a.) e metamorfisadas muito fracamente a 600 m.a.

10. O estudo estrutural da área, através do tratamento estatístico de polos de foliações, constituiu numa poderosa ferramenta para uma melhor compreensão dos efeitos produzidos pela instalação dos diversos ciclos tectonotermais, da reação ao esforço oferecida pelos diversos compartimentos litológicos e da sua geometria atual, permitindo visualizar com

mais clareza a postura espacial dos parâmetros estruturais inerentes a cada domínio homogêneo e estabelecer as diversas fases de deformação e estilos de dobramento. Ficou seguramente evidenciado que a área foi afetada por no mínimo duas fases de deformação: uma fase inicial de dobramentos assimétricos à simétricos, com charneiras pouco desenvolvidas, baixos ângulos de vergência em relação a vertical e "plunges" axiais fracos, ora para norte, ora para sul. A 2ª fase caracterizou-se essencialmente por ser de natureza transcorrente, com formação de dobras de arraste, cujas superfícies axiais são aproximadamente paralelas ou levemente inclinadas em relação a superfície axial do dobramento primário. Montagem das dobras de arraste foram presenciadas em diversos setores, como resultado de um mecanismo de alta deformação, devido a acentuação do movimento - rotacional de cuplas de cisalha atuantes nesta segunda fase e talvez em outras que a sucederam e não ainda perfeitamente determinadas. Concomitantemente a implantação dessas fases, outras componentes de esforços provocaram oscilações suaves na charneira dos dobramentos primários, porém este estágio não pode ser considerado pertencente a uma fase independente. O Mapa Estrutural Integrado do anexo nº II mostra a distribuição dos domínios estruturais homogêneos e os diagramas simplificados de polos de foliações e juntas, assim como os diagramas semi-circulares de frequência de falhamentos que afetaram a região.

11. Conforme dito anteriormente, a região já é tradicionalmente conhecida como portadora de importantes recursos minerais como magnesita, talco e manganês e mais recentemente foram revelados importantes depósitos de urânio. Graças às atividades desenvolvidas pelo projeto pode-se melhor compreender a gênese e a geometria dos depósitos minerais conhecidos e poder antever com relativa segurança outras áreas igualmente pro

missoras. Objetivando fornecer subsídios a futuros empreendimentos de pesquisa mineral, elaborou-se o mapa da síntese metalogenética, na escala 1:200.000, com fundo geológico simplificado, no qual adotou-se uma simbologia apropriada, que não somente realça a potencialidade de cada bem mineral, mas também fornece elementos sobre os aspectos genéticos e seus controles litológicos e estruturais.

Especial atenção deverá ser dada aos seguintes aspectos de interesse econômico:

a) melhor investigação das faixas de rochas carbonáticas descobertas durante às atividades de campo do projeto, nas regiões de Ibitira, Ubiraçaba, Iguatemi, Caetité, S. Timóteo e Cristalândia, objetivando quantificar a sua potencialidade e qualificá-las para os diversos usos industriais.

b) melhor investigação das rochas do Complexo Brumado-Urandi ao longo da grande faixa transcorrente Ibitira-Caculé, tendo em vista às reais perspectivas que elas oferecem à pesquisa de ouro, prata e outros metais base como Cu-Pb-Zn. Estes estudos deverão ser direcionados para aquelas zonas de maior deformação, notadamente naqueles trechos onde comprovadamente foi diagnosticado a atuação de processos intensivos de carbonatação, com segregações de sílica em zonas de dilatação, tendo em vista uma maior probabilidade dessas zonas serem mundialmente reconhecidas como as mais favoráveis à contenção de depósitos de ouro, prata, antimônio, arsênio, molibidênio e sulfetos de metais base (Cu-Pb-Zn).

c) maior detalhamento do lineamento Espinhaço, tendo em vista que dentro desta associação petrotectônica existem rochas da suite vulcânica ácida a intermediária, atualmente em

pronunciado estágio de alteração hidrotermal, mas que podem - ser potencialmente prospectáveis para ouro, prata e sulfetos - de metais base (Cu-Pb-Zn). Deverá ser dada especial atenção - aos tectofacies quartzíticos vulcanogênicos contendo alinhamentos curvos de poeira microcristalina de opacos e microglobulitos (bolhas gasosas), assim como aquelas zonas intensamente afetadas por processos de carbonatação, sericitização, hematização e piritização, vinculadas a zonas dilatantes e brechadas, que são as mais favoráveis a deposição mineral.

d) melhor investigação ao longo dos "trends" manganesíferos vinculados aos litotipos do Complexo Brumado-Urandi e Super Grupo Espinhaço, não somente visando uma melhor quantificação desses depósitos, mas também objetivando a prospecção de ouro e outros sulfetos básicos, pelo fato dessas mineralizações estarem vinculadas a zonas de intensa deformação, com formação de zonas de dilatação preenchidas por material quartzoso, que podem funcionar como "traps" de retenção de metais. Além do mais, existem evidências diretas de sulfetos de cobre em algumas ocorrências manganesíferas, como aquela que ocorre na mina de Barreiro dos Campos, a SW de Urandi.

e) trabalhos mais detalhados ao longo dos "trends" de rochas ferruginosas tectônicamente laminadas, como aquelas que ocorrem nas adjacências do bordo oriental do lineamento Espinhaço, segmento de Urandi e no trecho Ibitira-Iguatemi-S. Timóteo, objetivando não somente um melhor conhecimento do seu potencial em ferro, como também a pesquisa de ouro e sulfetos básicos, notadamente Cu-Pb-Zn, considerando a existência de algumas anomalias por espectrografia semi-quantitativa para esses elementos e principalmente porque estas zonas constituem - sítios de grande deformação tectônica, com associações litoló-

gicas bastante similares àquelas encontradas na região de Boquira, já detentora de mineralizações em chumbo.

f) as prospecções uraníferas deverão ser dirigidas às faixas lineares transcorrentes com pronunciada alteração retrometamórfica e com evidências de metassomatismo sódico pronunciado, realçado pela presença de minerais sódicos ou pela diminuição da basicidade dos plagioclásios, devido a atuação de processos de carbonatação e saussuritização. As prospecções devem ser estendidas minuciosamente por toda a faixa do domínio I onde obteve-se uma maior frequência de falhamentos na direção NW-SE sobre rochas plutônicas metassomaticamente transformadas por eventos alcalinos sódico-potássicos.

g) os corpos ultrabásicos que ocorrem vinculados - as Complexo Migmático-Plutônico na região a SW de Ibitira e noroeste de Rio do Antonio, devem ser criteriosamente detalhados, inclusive por trincheiras, objetivando a prospecção de crono e níquel.

h) aconselha-se maiores detalhamentos na região de Jacaraci, objetivando prospecção de ouro na cobertura elúvio - coluvionar, no metaconglomerado basal do tectofacies quartzítico que sustenta a morfologia do morro do Chapéu, como também ao longo de zonas cisalhantes de baixo ângulo que cortam terrenos granitoides transmutados à xistos cataclásticos, com especial atenção para as zonas dilatantes brechadas e preenchidas por quartzo com a presença de minerais como turmalina e lazulita. Dentro deste mesmo raciocínio, aconselha-se pesquisas de - ouro na região que bordeja o ocidente da serra do Rio de Contas, não só pelas evidências diretas na cobertura elúvio coluvionar, como também por ser esta zona intensamente cisalhada, brechada, e preenchida por quartzo hidrotermal, onde se su

põe existir ouro associado.

i) maiores detalhamentos geológico-geoquímicos deverão ser empreendidos também na região de Umburanas, objetivando a pesquisa de ouro e sulfetos especialmente cupríferos, tendo em vista não somente a presença de indícios superficiais de sulfetos de cobre, mas também pela presença dessas mineralizações estarem vinculadas a uma província vulcanogênica básica a intermediária, com associação de produtos carbonáticos e ferruginosos. Por outro lado, a região é afetada por fenômenos de forte transposição, com evidências de intenso retrometamorfismo pelos processos de carbonatação e sericitização.

j) trabalhos geoquímicos de sedimento de corrente e principalmente de concentrado de batéia, em malha conveniente, deverão ser empreendidos nos terrenos granolíticos do bordo oeste do lineamento Espinhaço e a nordeste deste mesmo lineamento, na região de Maniaçu e Vereda do Cais, objetivando uma melhor caracterização das áreas potencialmente prospectáveis - para estanho.

Esses trabalhos de prospecção mineral dirigida, deverão ser criteriosamente elaborados e analisados, objetivando a aplicação de uma metodologia adequada e sistematizada desde o detalhamento geológico com fotos aéreas 1:25.000, até o emprego de outras técnicas diretas e indiretas de prospecção, como a abertura e detalhamento de trincheiras, em associação com métodos geoquímicos e geofísicos, cuja aplicação deverá ser precedida de criterioso estudo para a viabilização dos métodos mais apropriados.

12. BIBLIOGRAFIA

ABREU, S. F. Recursos Minerais do Brasil. 2 ed. rev. São Paulo, Edgard Blucher/USP/INT, 1973 vol. 2.

ALMEIDA, F.F.M. de, et alii. The upper Precambrian of South America. Bol. IG, Instituto de Geociências, USP, 7:45-80, 1976. il.

ALMEIDA, F.F.M. de. O Craton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências. São Paulo, 7(4):349-364, 1977. il.

ALMEIDA, F.F. M. de. A evolução do Craton Amazônico e do São Francisco comparada com a dos seus homólogos do Hemisfério Norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais do ... Recife, SBG, 1978. v.6. p. 2393-2407.

ANHAUESSER, C.R. et alii. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. Geological Society of America Bulletin, 80 (11): 2175 - 2200, Nov. 1969.

BAHIA Secretaria das Minas e Energia Coordenação da Produção Mineral. Projeto cadastramento mineral do Estado da Bahia. Salvador, CBPM, 1975 v. 1. Convênio SME/CBPM.

BIONDI, J.C. et alii. Basitos e ultrabasitos do Espinhaço Meridional e região sul de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais do ... Recife, SBG, 1978, v.3. p. 1213-1225. il.

BODENLOS, A.J. Magnesite deposits in the serra das Éguas, Bahia Brasil. Washington, Geological Survey, 1954. 167 p. il. mapas. (Geological Survey Bull. 975-C).

BOYLE, R.W. Mineralization process in Archean greenstone and sedimentary belts. Ottawa, Geological Survey of Canadá, 1976. 45 p. (Geological Survey Paper 75 - 45). pg. 184)

BORBA, G.S. Aspectos petrogenéticos dos vulcanitos - Cabo - PE. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais do ... Recife, SBG, 1978. v. 3. p. 1226 - 1231.

BORGES, N.R.A et alii. Contribuição à geologia da região de Guanhães. In: SOC. BRASILEIRA DE GEOLOGIA/Núcleo Minas Gerais. Atas do I Simpósio de Geologia de Minas Gerais; geologia do Espinhaço. Belo Horizonte, 1979. 135 p.il. (SBG. Núcleo Minas Gerais, bol. 1). p. 101 - 123.

BRANNER, J.C. The Tombador escarpment in the state of Bahia. American Journal of Science, New Haven, 30 (179): 335 - 343, 1910. Ser. 4, il.

BRANNER, J.C. Outlines of the Geology of Brazil; to accompany the geological map of Brazil. Geological Society of America Bulletin, New York, 30 (2): 189 - 338, 1919 il. mapa.

BRITO NEVES, B.B. Geologia das folhas de Upamirim e Morro do Chapéu, Bahia. Recife, CONESP/SUDENE, 1967. sp. (Relatório técnico 17).

CENTRO DE PLANEJAMENTO DA BAHIA. Atlas climatológico do Estado da Bahia. Documento final. Salvador, CEPLAC, 1978. 191p.

COSTA, L.A. Moutinho, et alii. Projeto leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco; relatório final. Fase V. /Petrópolis PROSPEC, 1976. v. I-A e B. Convênio DNPM/CPRM.

COUTO, P.A. et alii. Projeto Serra de Jacobina; geologia e prospecção geoquímica. Relatório final. Salvador, CPRM, 1978. v. 1. Convênio DNPM/CPRM.

DEER, W.A. et alii. Rocks forming minerals. London, Longman, 1972. 3 v.

DELHAL, J. Metamorfismo de alto grau; fácies granulito. (Curso de pós-graduação, USP. Instituto de Geociências, 1977).

DERBY, O.A. The serra do Espinhaço, Brazil. Journal Geology, 14 (5): 374 - 401, jul./aug. 1906.

DORR II, J.V.N. et alii. Esboço geológico do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais, Brasil. Rio de Janeiro, DNPM, 1959. 115 p. (DNPM. Publicação Especial, 4).

EBERT, H. Ocorrências da facies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. Anais Academia Brasileira de Ciências, 40, 1968.

FERRARI, P.C. Considerações sobre o Super Grupo Espinhaço. CPRM, Belo Horizonte, 1980. Inédito.

GELINAS, L. et alii. Chemostratigraphic divisions within the Abitibi Volcanic Belt Rouyn Noranda District, Quebec. In: BARAGAR, W.R.A. et alii eds. Volcanic regimes in Canada. Waterloo, Geological Association of Canada, 1977. 476 p.il.(The Geological Association of Canada Special Paper, 16) p. 265 - 295.

GLIKSON, A.Y. Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. Geological Society of America Bulletin, 80 (11): 3323 - 3334, Nov. 1972. il.

GORMAN, B.E. On the Structure of Archean greenstone belts. Precambrian Research, Amsterdam, 6 (1): 23-41, 1978.

GUIMARÃES, D. Petrografia das rochas metamórficas. Ouro Preto Escola Nacional de Minas e Metalurgia, 1959. 96 p.

HERZ, N. Gneissic and igneous rocks of the Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais. Washington, Geol. Surv. 1970. 58 p.

(Projesional Paper, 641-B).

HIGGINS, M.W. Cataclastic rocks. Washington, Geological Survey, 1971. 97 p.il. (Geological Survey Profissional Paper, 687).

HOPPE, A. Geology and petrography of the Middle Precambrian in the Southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Precambrian Research, Amsterdam, 13 (2-3): 275 - 296, 1980. il.

INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.F. Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia; escala 1:1.000.000. Salvador, SME/CPM, 1978. 137 p. il.

IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. A guide to the classification of the common volcanic rocks. Canadian journal of Earth Sciences, Ottawa, 8: 523-548, 1971.

JARDIM DE SÁ, E.F. et alii. Novos dados geocronológicos sobre o Craton do São Francisco no Estado da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 29. Ouro Preto, 1976. Anais do ..... Belo Horizonte, SBG, 1976. 4p. 185-204.

KING, L.C. A geomorfologia do Brasil Oriental. Revista Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro, 18 (2): 147-265, 1956. il. mapas.

KRONER, A. Proterozoic crustal evolution in parts of southern Africa and evidence for extensive sialic crust since the end of the Archaean. Phil. Trans. Royal. Society of London, London, A 280: 541-553, 1976.

LEAKE, B.E. The chemical distinction between ortho and para-amphibolites. Journal of Petrology, 5: 238-254, 1964. Part II.

LIMA, J.A.D. et alii. Projeto Aracatu; geologia e geoquímica. Relatório final. Fase I. Salvador, CPRM, 1981. v. 1. Convênio DNPM/CPRM. No prelo.

MARINHO, M.M. et alii. Projeto Contendas-Mirante, Relatório final. Salvador, CBPM, 1979. v.1. 225 p.il. Convênio SME/CBPM.

MARINHO, M.M et alii. Projeto Anagé-Caldeirão. Relatório final. Salvador, CBPM, 1980. v.1. Convênio SME/CBPM.

MASCARENHAS, J.F. et alii. Geologia da região centro-oriental da Bahia. Projetos Bahia, Bahia II, Sul da Bahia; relatório integrado. Salvador, CPRM, 1976. 2 v. Convênio, DNPM/CPRM.

MASCARENHAS, J.F. Estruturas do tipo greenstone belts no leste da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. Anais do ... Belo Horizonte, SBG, 1976. v. 4. p. 25 - 50.

MEHNERT, K.R. Granulites. Results of a discussion II. No jahrbuch f. Mineralogie. Montshefte, 4: 139 - 152, 1972.

MEHNERT, K.R. Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam, Elsevier, 1968. 393 p.il.

MEUNIER, A.R. - Contribution à l'étude géomorphologique du Nord Est du Brésil. Bulletin de la Sociétè - Géologique de France, Paris, 5 : 492-500, 1961.

NAKOVNIK, N. Albititi - Greisen deposits. 1954. (Fonte não identificada).

NALDRETT, A.J. & ARNDT, N.T. Volcanogenic nickel deposits and some guides for exploration. AIME Meeting, New York, February, 1975.

NAQVI, S.M. et alii. The primitive crust: evidence from the indian shield. Precambrian Research, Amsterdam, 6 (3,4):323-

345, May, 1975.

PEARCE, J.A. & CANN, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19: 290 - 300, 1973.

PEDREIRA, A. J. et alii. Projeto Bahia; geologia da Bacia do Rio de Contas. Relatório final. Salvador, CPRM. 1975. v.3. Convênio DNPM/CPRM.

PEDREIRA, A.J. et alii. Projeto Bahia; Geologia da Chapada Diamantina, relatório final. Salvador, CPRM, 1975. v. I. Convênio DNPM/CPRM.

PEDREIRA, A.J.; KISHIDA, A.; TORQUATO, J.R.; MASCARENHAS, J. F. Inventário e reavaliação do conhecimento geológico da parte central do Craton São Francisco. In: SBG/Núcleo da Bahia. Anais da reunião preparatória para o simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas faixas marginais; AGOSTO, 1977. Salvador, SME/CPM, 1978. 466 p.il. (Publicação Especial nº 3). p. 1 - 136.

PFLUG, R. A Geologia da parte Meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1965. 51 p.il. (DNPM. DGM. Boletim nº 226).

PFLUG, R. & RENGER, F. Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Craton Sanfranciscano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. Anais do ... Aracaju, SBG, 1973. p. 6-19.

SALOP, L.J. Precambrian of the Northern Hemisphere, and general features of early geological evolution. Trad. G.M. Young. Amsterdam Elsevier, 1977. 378 p.il. (Developments in Paleontology and Stratigraphy, 3).

SCHOBBENHAUS, C. & KAUL, P.F.T. Contribuição à estratigrafia

da Chapada Diamantina, Bahia central. Mineração e Metalurgia, Rio de Janeiro, 53 (315): 116-120, mar. 1971.

SCHOBBENHAUS, C. Mapa Geológico preliminar da Região Setentrionak da Serra do Espinhaço, Bahia Central - Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Salvador, 1969. Anais do ... . Salvador, SBG, 1969. p. 75-86.

SCHOBBENHAUS, Fº, C. et alii Carta geológica do Brasil ao milionésimo; folha Belo Horizonte. Brasília, DNPM, 1978.

SCHOLL, W.U. Estratigrafia, sedimentologia e paleografia na região de Diamantina; Serra do Espinhaço, Minas Gerais. Münst. Forsch. Geol. paläont, 1979. (no prelo).

SCHOLL, W.U. & FOGAÇA, A.C. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina, M.G. In: SOC. BRAS. GEOL./ Núcleo Minas Gerais. Atas do I Simpósio de Geologia de Minas Gerais; Geologia do Espinhaço. Belo Horizonte, 1979. 138 p.il. (SBG. Núcleo Minas Gerais, bol. 1) p. 55-71.

SILVA, T.C. et alii. Comentário da carta fotogeográfica do Estado da Bahia. Boletim Baiano de Geografia, Salvador, 9 (14): Jul, 1967.

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA/Núcleo da Bahia. Anais da reunião preparatória para o simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais; agosto 1977, Salvador, SME/CPM 1978. 466 p.il. (SBG. Bahia. Publicação Especial, nº 3).

SPIX, J.B. von & MARTIUS, C.F.P. von. Através da Bahia. Trad. M. Piripá da Silva e P. Wolff. São Paulo, Nacional, 1938. 342 p. (Brasiliana, Bibl. Pedagogica, série 5, v. 118).

STRECKEISEN, A. To each plutonic rocks its proper name. Earth Sc. Rev. 12: 1-33, 1976.

TRICART, J. & SILVA, T.C. da. Estudos da geomorfologia da Ba

hia e Sergipe. Salvador, 10B. 1968. 167 p.il.

TURNER, F.J. & VERRHOOGEN; J. Igneous and metamorphic petrology. New York, Mc Graw Hill, 1969. 678 p.

VAN DE KAMP, P.C. The green beds of Scottish Dalradian series. Geochemistry, origin and metamorphism of mafic sediments. Journal of Geology, 78: 281-303, 1970.

VILJOEN, M.S. & VILJOEN, R.P. An introduction to the geology of the Barberton granite-greenstone terrain. In: GEOLOGICAL SOCIETY OF SOUTH AFRICA. Upper Mantle Project. Petronia, 1969. 484 p.il. (Special Publication, nº 2) p. 2-27.

VILJOEN, M.J. & VILJOEN, R.P. Archaean volcanicity and continental evolution in the Barberton region, Transvaal. An: CLIFORD, T.N. ed. African magmatism and tectonics. Edinburgh, Oliver and Boyd, 1970. p. 27-49.

WERNICK, E. & ALMEIDA, F.F.M. de. The Geotectonic environments of early Precambrian granulites in Brazil. Precambrian Research, Amsterdam, 8 (1-2): 1-17, 1979. il.

WILSON, A.F. Granulite terrains; tectonic setting and relationship to associated metamorphic rocks. In: Mc CALL, G.J.H. ed. The Archean; search for the beginning. Sowden, Hutchinson & Ross, 1969. cap. 25, p. 357 - 365.

WINDLEY, B.F. & BRIDWATER, D. The evolution of Archaean low and highgrade terrains. In: GLOVER, J.E. ed. Symposium on Archaean Rocks. Perth, May 1970. Camberra, Geological Society of Australia, 1971. (Spec. Public. Geol. Soc. Inst. nº 3) p. 33 - 46.

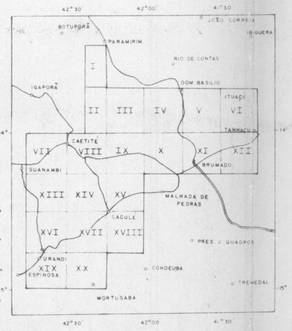
WINDLEY, B.F. Crust development in the Precambrian. Phil Trans. Royal Society of London, London, A 273: 321-341, 1973.

WINKLER, H.G. Petrogênese das rochas metamorficas. Petrogenesis of metamorphic rocks - 4 ed. Trad. Carlos Burger Junior. Porto Alegre, Edgard Blucher/UFEGS, 1977. 254 p.il.

MAPA GEOLÓGICO INTEGRADO

MAPA DE SITUAÇÃO

MAPA DE LOCALIZAÇÃO



CHEFE DO PROJETO : Luiz Carlos de Moraes

GEOLOGIA POR : Adriano Alberto M. Martins
Antônio Rabelo Sampaio
Claudio Antonio A. Gil
Edgard Lázaro de A. Filho
João Batista A. Arcanjo
Rolf C. da Cunha Lima
Roberto Campelo de Melo
Rui Bani D'Araujo e Oliveira
Rui S. F. X. Martins Margalho

I	Folha	Vereda do Cais
II	,,	Maniaçu
III	,,	São Timóteo
IV	,,	Iguatemi
V	,,	Boa Sentença
VI	,,	Ituaçu
VII	,,	Pajeu do Vento
VIII	,,	Santa Luzia
IX	,,	Ibitira
X	,,	Ubiraçaba
XI	,,	Correias
XII	,,	Cristalândia
XIII	,,	Guirapá
XIV	,,	Jurema
XV	,,	Rio do Antônio
XVI	,,	Licínio de Almeida
XVII	,,	Paiol
XVIII	,,	Brejinho
XIX	,,	Urandi
XX	,,	Jacaraci

CPRM

ANEXO – I

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL
CONVÊNIO DNPM - CPRM

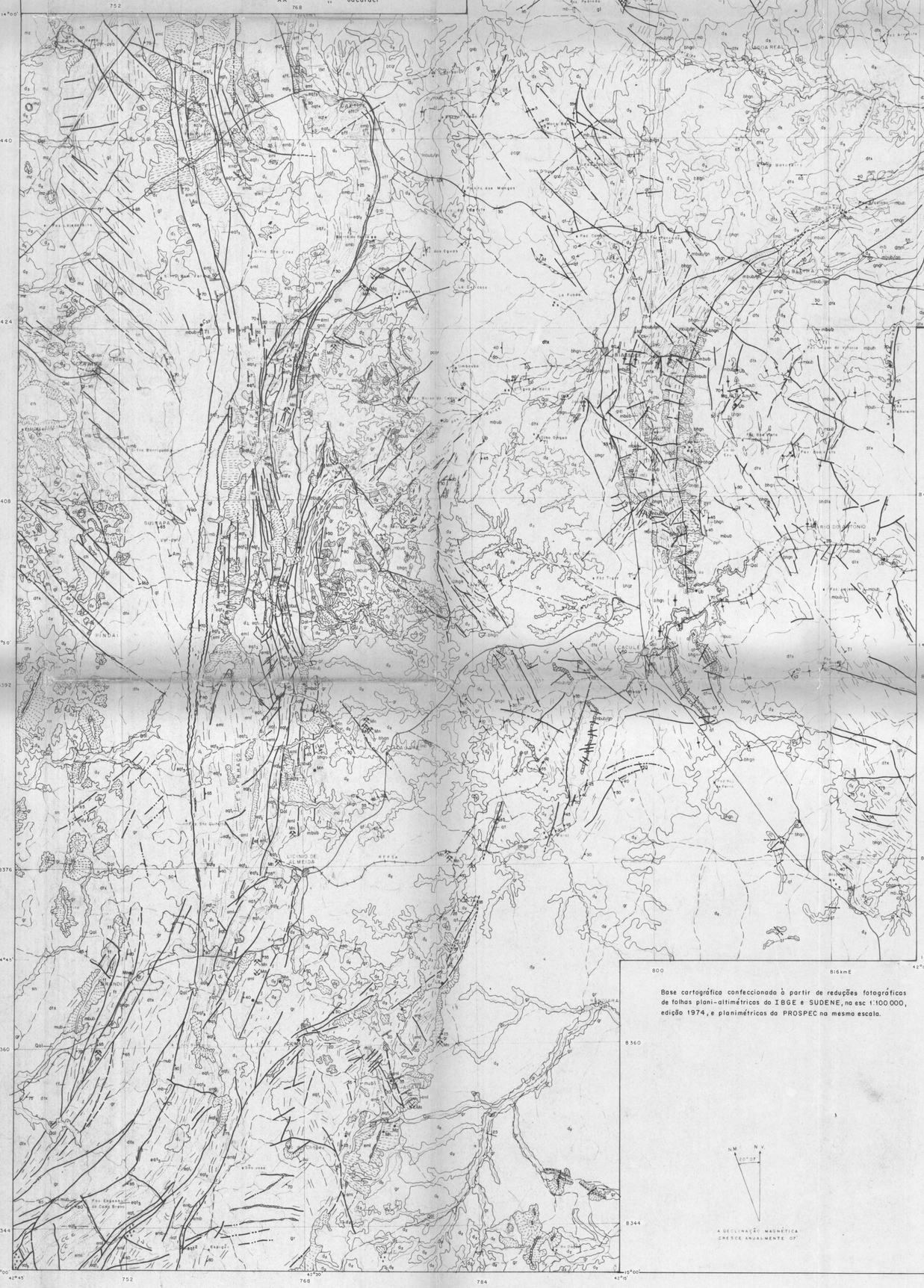
PROJETO BRUMADO – CAETITÉ

MAPA GEOLÓGICO INTEGRADO

ESCALA 1:200.000

0 5 10 20 km

1980



Base cartográfica confeccionada à partir de reduções fotográficas de folhas plani-altimétricas do IBGE e SUDENE, na esc 1:100.000, edição 1974, e planimétricas da PROSPEC na mesma escala.

A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA CRESCE ANUALMENTE 07'

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

TERCIÁRIO – QUATERNÁRIO

Qal

Depósitos aluvionares

d_1	d_2	d_3	si
TQ			

Coberturas detríticas relacionadas aos ciclos de erosão Sul – Americano (d_1), Soledade (d_2) e Velhas (d_3); coberturas e alterações silexíticas (si).

Depósitos de talus

PROTEROZÓICO SUPERIOR

SUPER GRUPO SÃO FRANCISCO

GRUPO UNA

bs	sa
BASE	TOPO
p€afu	

sa - Formação Salitre — calcários de coloração cinza - escuro a creme, microcristalinos, dolomíticos, siliciosos

bs - Formação Bebedouro — metagraraconglomerados polimictos, com intercalações de níveis arenosos, metassiltosos, folhelhos e metacrisianas

PROTEROZÓICO MÉDIO

T

Intrusivas Básicas

SUPER GRUPO ESPINHAÇO

DOMÍNIO GEOTECTÔNICO DA CHAPADA DIAMANTINA

GRUPO CHAPADA DIAMANTINA

t
p€cd

t - Formação Tombador – metarenitos e quartzitos

GRUPO PARAGUAÇÚ

qt_1	qt_2	qt_3	qt_4	r_1	mar
BASE					TOPO
s€p					

Metaconglomerados (psg), com intercalação de metassiltito (pst); quartzitos cinza amarelados (pqt_1); quartzitos róseos, finos, com nível conglomerático (pqt_2); quartzitos róseos, granulação fina a média, coalinicos, cisalhados, (pqt_3); quartzito creme, impuro bem estratificado (pqt_4); filitos cinza e metassiltitos subordinados (pff); metarenitos bem estratificados, localmente feldspático, algo cisalhados (pmar).

GRUPO RIO DOS REMÉDIOS

qt	v
p€rr	

Metavulcanitos de coloração cinza, sericíticos, cisalhados (rrv), quartzitos esbranquiçados a cinzentos, finos, cisalhados (rrqt).

DOMÍNIO GEOTECTÔNICO DA SERRA DO ESPINHAÇO

mf	xf	qt_1	qt_2	qt_3	qt_4	ff	mb
p€e							

Milonito xistos, ultramilonitos e filonitos não diferenciados, localmente exibindo diferenciação metamórfica - cataclástica, em certos trechos grafitosos, manganesíferos e granatíferos (emi); milonito xistos, diaftoréticos, bioríticos, localmente com granada e cianita, (exi); quartzitos claros, puros a poucos sericíticos, cataclásticos, em íntima associação com sericita - quartzo xistos, cataclásticos (eqt_2), podendo tratar-se de um tectofacies do unidade eqt_1; quartzitos cataclásticos com grãos pingados de quartzo azul - arroxeado, que localmente exibem inclusões microcristalinas de opacos e bolhas (eqt_3); quartzitos extremamente cataclásticos, impuros, friáveis (eqt_4); formação ferrífera cataclástica (eff); metabasitos esverdeados, cataclásticos (emb).

PROTEROZÓICO - MÉDIO / INFERIOR

G

Granitos intrusivos

ARQUEANO

COMPLEXO GRANOLÍTICO

gl	pyr – pyo	ch	gnb	gl-sn	pyr	pyo
p€g							

Granulitos indiferenciados (gl); granulitos básicos não diferenciados (pyr – pyo); granulitos charnoquíticos (ch); granulitos sieníticos (gl - sn); granulitos piroxênicos (pyr); granulitos piritolítico (pyo); granobinstitos (gnb).

ARQUEANO

COMPLEXO MIGMÁTICO-PLUTÔNICO

mtx	dtx	bhdtx	pcgp	pcgr	gr	gngr
bhgr	mgr	mz	sn			
p€myp						

Biotita (hornblenda) metatexitos não diferenciados (mtx); diatexitos bioríticos e/ou hornbléndicos não diferenciados (dtx); diatexitos com biotita e/ou hornblenda, textura homogênea (bhdtx); gnaisses porfiroclásticos com textura pseudo – oftálmica (pcgn); granitóides a biotita e/ou horn – blenda com textura porfiroclástica (pcgr); biotita - granitos / quartzo - monzonitos / granodioritos, cinzentos a rosáceos, com tênue foliação, não diferenciados (gr); granitos / granodioritos, com bandamento gnaissico difuso (gngr); granitóides com biotita e hornblenda, localmente com textura granoblástica similar a de granulitos (bhgr); granitóides rosados com magnetita disseminada e em níveis (mgr); granitóides de composição predominantemente quartzo - monzonítica a monzonítica (mz) e sienítica a quartzo-sienítica (sn).

COMPLEXO BRUMADO-URANDI

mbub	mub	ub	mb	af	cs	
gmm	m.m	mg	qt	qts	ff	
ffs	pgs	bhgs	mv - mi	mbub-gr	csmm	
mgb	ml					
p€bu						

Metabasitos e metaultrabasitos comumente esverdeados, finos, foliados, em associação com rochas calcissilicatadas não diferenciadas (mbub); metaultrabasitos comumente esverdeados, finos, foliados, diaftoreticamente alterados (mub), ultrabásicas serpentinizadas e fucsificadas (ub); metabasitos comumente esverdeados, finos, alterados (mb); anfibólitos (af); rochas calcissilicatadas (cs) metadolomitos e mármores não diferenciados (gmm); mármores (mm), magnesita (mg), quartzitos diversos incluindo tipos fuchsíticos, não diferenciados (qt); quartzitos impuros (qts), formação ferrífera, cataclástica, diaftorética (ff); formação ferrífera vulcanogênica (ffs), gnaisses porfiroclásticos metassomáticos (pgn), biotita - hornblenda granitos, em grande parte alterrificados (bhgn), metavulcanitos intermediários - ácidos, não diferenciados, miloníticos (mv - mi), metabasitos, metaultrabasitos e gnaisses não diferenciados (mbub/gr), calcissilicatadas e/ou mármores (cmm) e metagabros (mgb); milonitos diversos não diferenciados (ml).

Foliações com valor medido, vertical e indicado — Foliações cataclástica de valor medido, vertical e indicado — Foliação com lineação — Estratificação medida — Lineação com valor medido

Contato definido — Limite litológico — Contato aproximado — Contato transicional — Contato suposto

Contato encoberto — Falha definida — Falha transcorrente — Falha provável — Falha encoberta

Zona ampla de falha transcorrente — Fratura — Anticlinal com caimento — Sinforme com caimento — Braquisinclinório simétrico

Braquisinclinório assimétrico, tracejado quando inferido — Lineamentos estruturais — Milonitos e ou Cataclasitos — Brecha de Falha — Veio de quartzo

Dique

Afloramento de rocha ultrabásica — Ocorrência mineral — Garimpo paralisado — Garimpo em atividade — Mina a céu aberto em atividade — Mina a céu aberto paralisada

Au - Ouro ; At - Ametista ; Am - Amianto ; Ci - Cianita ; Cst - Cassiterita ; Mg - Magnesita ; Mo - Mármore ; Mn - Manganês ; Ni - Níquel ; Qt - Quartzito ; Qz - Quartzo ; Ti - Talco ; Cu - Cobre ; Tu - Turmalina ; Es - Esmeralda ; Ep - Especularita ; Sc - Scheelita ; Mc - Material de construção ; Grd - Granada ; Lz - Lazulita ; Mo - Moscovita ; Ct — Cristal de rocha.

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

Cidades e povoados — Estrada de ferro

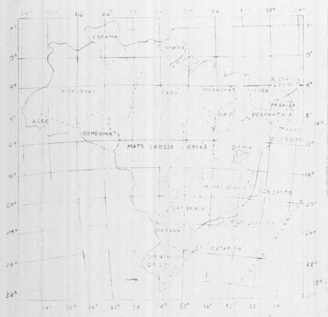
Fazendas — Estradas carroçáveis ou caminhos

Estradas principais — Rios e riachos

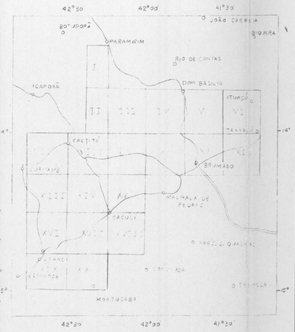
Estradas secundárias — Lagoas e açudes

MAPA ESTRUTURAL INTEGRADO

MAPA DE SITUAÇÃO



MAPA DE LOCALIZAÇÃO



CHEFE DO PROJETO : Luiz Carlos de Moraes

GEOLOGIA POR : Adriano Alberto M. Martins
Antônio Rabelo Sampaio
Cláudio Antônio A. Gil
Edgard Lázaro de A. Filho
João Batista A. Arcanjo
Raif C. da Cunha Lima
Roberto Campelo de Melo
Rui Bani D'Araujo e Oliveira
Rui S. F. X. Martins Margalho

I	Folha	Vereda do Cais
II	"	Maniaçu
III	"	São Timóteo
IV	"	Iguatemi
V	"	Boa Sentença
VI	"	Ituaçu
VII	"	Pajeu do Vento
VIII	"	Santa Luzia
IX	"	Ibitira
X	"	Ubiraçaba
XI	"	Correios
XII	"	Cristalândia
XIII	"	Guirapá
XIV	"	Jurema
XV	"	Rio do Antônio
XVI	"	Licínio de Almeida
XVII	"	Paiol
XVIII	"	Brejinho
XIX	"	Urandí
XX	"	Jacaraci

CPRM

ANEXO — II

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL
CONVÊNIO DNPM - CPRM

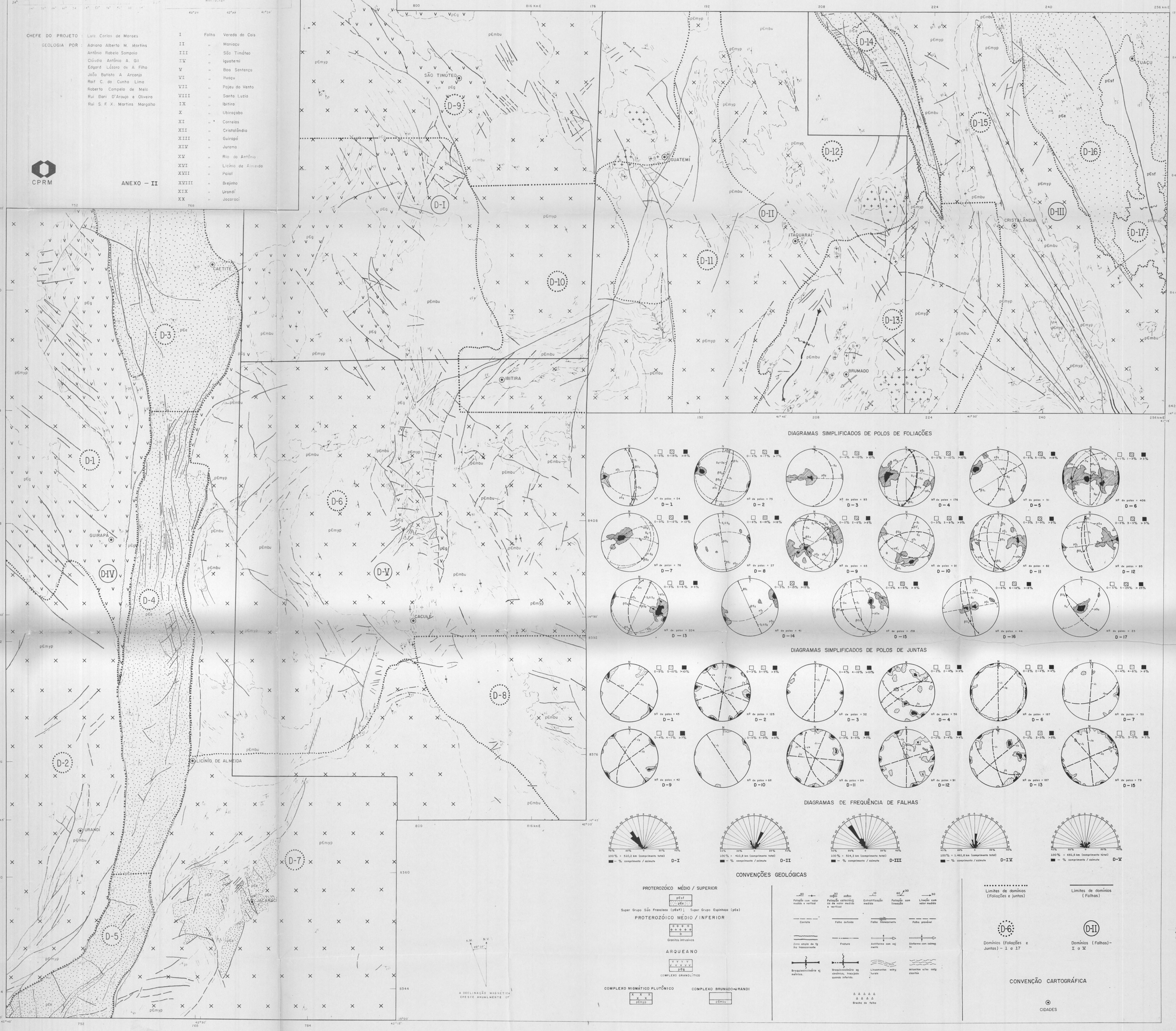
PROJETO BRUMADO — CAETITÉ

MAPA ESTRUTURAL INTEGRADO

ESCALA 1:200.000

0 5 10 20 km

1980



MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

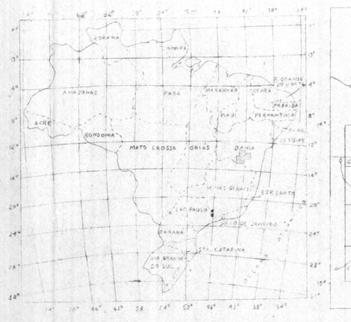
CONVÊNIO DNPM – CPRM

PROJETO BRUMADO – CAETITÉ

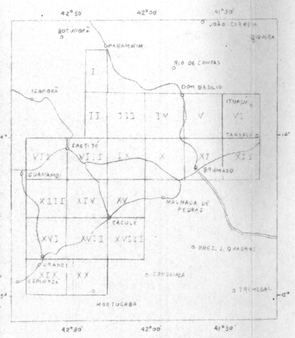
MAPA DE INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS E METALOGENÉTICOS

MAPA DE INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS E METALOGENÉTICOS

MAPA DE SITUAÇÃO



MAPA DE LOCALIZAÇÃO



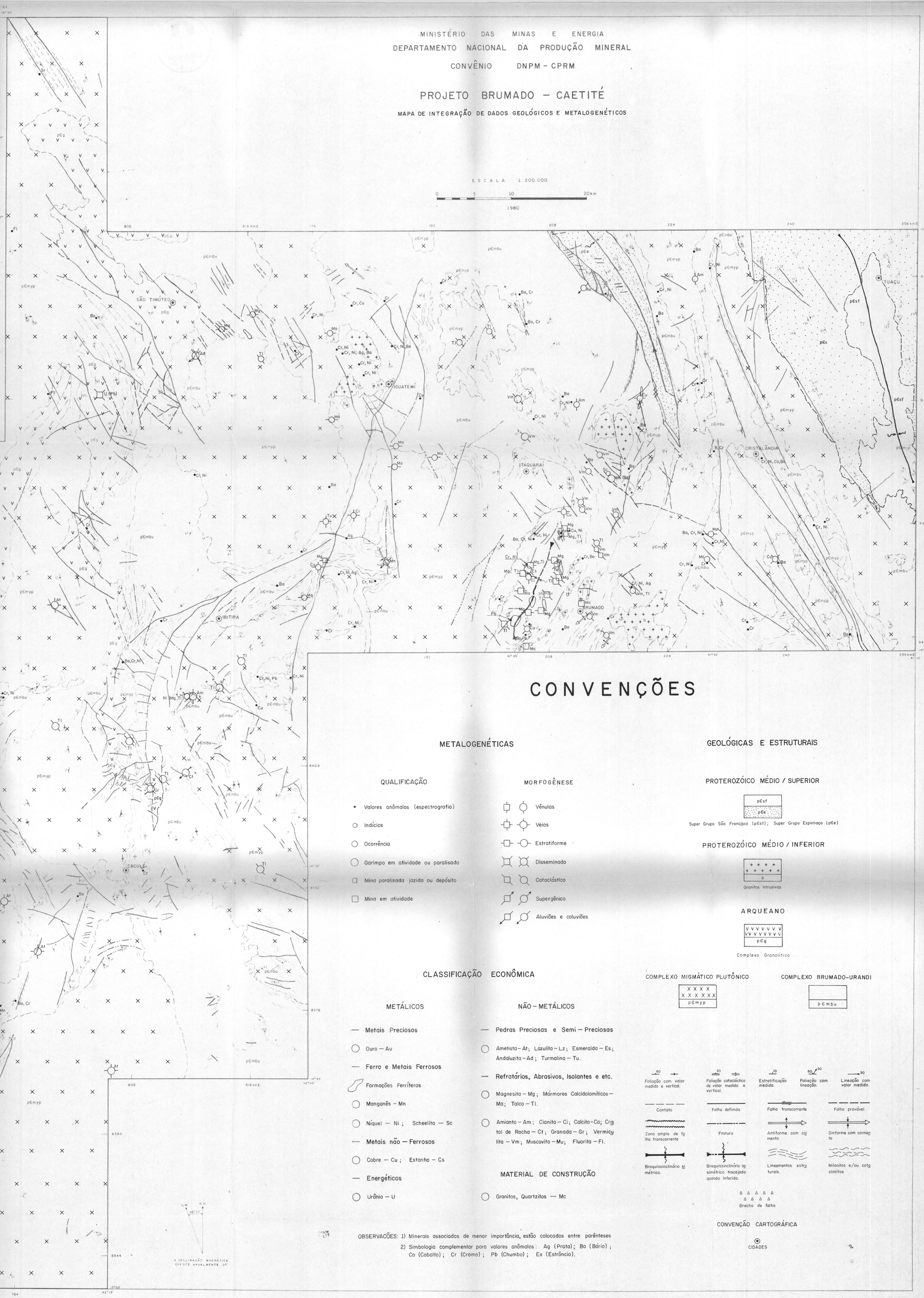
CHEFE DO PROJETO: Luiz Carlos de Moraes

GEOLOGIA POR: Adriano Alberto M. Martins
Antônio Robelo Sampaio
Cláudio Antônio A. Gil
Edgard Lázaro de A. Filho
João Batista A. Arcanjo
Rolf C. da Cunha Lima
Roberto Compelo de Melo
Rui Bani D'Araujo e Oliveira
Rui S. F. X. Martins Margalho

I	Folha	Veredo do Cais
II	"	Maniaçu
III	"	São Timóteo
IV	"	Iguatemi
V	"	Boa Sentença
VI	"	Ituaçu
VII	"	Pajeu do Vento
VIII	"	Santa Luzia
IX	"	Ibitira
X	"	Ubiraçaba
XI	"	Correios
XII	"	Cristalândia
XIII	"	Guirapá
XIV	"	Jurema
XV	"	Rio do Antônio
XVI	"	Licínio de Almeida
XVII	"	Paiol
XVIII	"	Brejinho
XIX	"	Urandi
XX	"	Jacaraci

CPRM

ANEXO – III



CONVENÇÕES

METALOGENÉTICAS

QUALIFICAÇÃO

- Valores anômalos (espectrografia)
- Indícios
- Ocorrência
- Garimpo em atividade ou paralisado
- Mina paralisada jazida ou depósito
- Mina em atividade

MORFOGÊNESE

- Vênulas
- Veios
- Estratiforme
- Disseminado
- Cataclástico
- Supergênico
- Aluviões e coluviões

CLASSIFICAÇÃO ECONÔMICA

METÁLICOS

— Metais Preciosos

- Ouro – Au

— Ferro e Metais Ferrosos

- Formações Ferríferas
- Manganês – Mn
- Níquel – Ni ; Scheelita – Sc

— Metais não – Ferrosos

- Cobre – Cu ; Estanho – Cs

— Energéticos

- Urânio – U

NÃO – METÁLICOS

— Pedras Preciosas e Semi – Preciosas

- Ametista – At; Lazulita – Lz; Esmeralda – Es; Andaluzita – Ad; Turmalina – Tu.

— Refratários, Abrasivos, Isolantes e etc.

- Magnesita – Mg ; Mármores Calcidolomíticos – Ma; Talco – Tl.
- Amianto – Am ; Cianita – Ci; Calcita – Ca; Cristal de Rocha – Ct; Granada – Gr; Vermiculita – Vm; Muscovita – Mu; Fluorita – Fl.

MATERIAL DE CONSTRUÇÃO

- Granitos, Quartzitos — Mc

OBSERVAÇÕES: 1) Minerais associados de menor importância, estão colocados entre parênteses

2) Simbologia complementar para valores anômalos: Ag (Prata); Ba (Bário); Co (Cobalto); Cr (Cromo); Pb (Chumbo); Es (Estrôncio).

GEOLÓGICAS E ESTRUTURAIS

PROTEROZÓICO MÉDIO / SUPERIOR

pEsf
pEe

Super Grupo São Francisco (pEsf); Super Grupo Espinhaço (pEe)

PROTEROZÓICO MÉDIO / INFERIOR

+ + + +
+ + + + +
δ

Granitos intrusivos

ARQUEANO

V V V V V V V
V V V V V V V V
pEg

Complexo Granulítico

COMPLEXO MIGMÁTICO PLUTÔNICO

X X X X
X X X X X X
pEmyp

COMPLEXO BRUMADO-URANDI

pEmbu

Foliação com valor medido e vertical.

Foliação cataclástico de valor medido e vertical.

Estratificação medida.

Foliação com lineação.

Lineação com valor medido.

Contato

Falha definida

Falha transcorrente

Falha provável

Zona amplo de falha transcorrente

Fratura

Antiforme com caimento

Sinforme com caimento

Braquissinclinório simétrico.

Braquissinclinório assimétrico tracejado quando inferido.

Lineamentos estruturais.

Milonitos e/ou cataclasitos

Δ Δ Δ Δ Δ
Δ Δ Δ Δ
Brecha de falha

CONVENÇÃO CARTOGRÁFICA

CIDADES