


MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL
CONVÊNIO DNPM - CPRM

PROJETO
MANTIQUEIRA-FURNAS

RELATÓRIO FINAL
VOLUME I TEXTO

Jodauro Nery da Silva ✓
Sylvio R.M. Seixas ✓
Geraldo de Barros Pimentel ✓
Maria G. da N. Coutinho ✓

T-96

 CPRM	SUREMI SEDOE
ARQUIVO TÉCNICO	
Relatório n.º	742
N.º de Volumes:	7 v: 1 S
OSTENSIVO	



PHL 34022

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE
1978

PROJETO
MANTIQUEIRA-FURNAS
RELATÓRIO FINAL

Chefe do Projeto

Jodouro Nery da Silva ✓

Equipe Executora

Sylvio R.M. Seixas ✓

Geraldo de Barros Pimentel ✓

Renato Gomes Santos ✓

Nicola Signorelli ✓

Maria Glícia da Nóbrega Coutinho ✓

Jairo Mascarenhas da Rocha ✓

Supervisão

Pedro Gervásio Ferrari ✓

Milton Brand Baptista ✓

Colaboração Especial

Ronaldo Ramalho ✓

PROJETO
MANTIQUEIRA-FURNAS
RELATÓRIO FINAL

ÍNDICE DOS VOLUMES

VOL I	TEXTO
VOL II	ANEXO - PARTE I
VOL III	ANEXO - PARTE II
VOL IV e VII	ANEXO - PARTE III

APRESENTAÇÃO

O presente trabalho expõe os resultados obtidos pelo Projeto Mantiqueira Furnas, executado pela Superintendência Regional de Belo Horizonte, da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, para o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, em prosseguimento ao Plano Mestre Decenal, através do Convênio DNPM-CPRM. Objetivou, fundamentalmente, o mapeamento geológico sistemático na escala 1:250.000, numa área de aproximadamente 72.600 km², localizada na porção centro-sul do Estado de Minas Gerais e extremidade nordeste do Estado de São Paulo.

PROJETO MANTIQUEIRA - FURNAS

RELATÓRIO FINAL

ÍNDICE DOS VOLUMES

VOLUME I - TEXTO - PARTE I

RESUMO; Abstract; Introdução; Clima; Vegetação e Solos;
Geomorfologia; Estratigrafia; Quadrilátero Ferrífero ;
Geologia Estrutural; Recursos Minerais; Sugestões de áreas;
Bibliografia.

VOLUME II - ANEXOS - PARTE II

Mapas Geológicos, Mapa Geológico Integrado, Mapa Geomorfológico, Mapa de Ocorrências Minerais e Mapa de Sugestões de Áreas.

VOLUME III - ANEXOS - PARTE III

Fichas Petrográficas.

VOLUME IV - ANEXOS PARTE IV

Folha Franca - Fichas de Descrição de Afloramentos e
Mapa de Caminhamentos.

VOLUME V - ANEXOS - PARTE IV

Folha Furnas - Fichas de Descrição de Afloramentos e

Mapa de Caminhamentos.

MAPA DE CAMINHAMENTOS - ANEXOS
VOLUME VI - ANEXOS - PARTE IV
ANEXO I

Folha Divinópolis - Fichas de Descrição de Afloramentos
e Mapa de Caminhamentos.

ANEXO II
VOLUME VIII - ANEXO

Folha Barbacena - Fichas de Descrição de Afloramentos e
Mapa de Caminhamentos.
Fichas de Descrição de Afloramentos
(JS).

ANEXO III - ANEXO - III

ANEXO IV - ANEXO

ANEXO V - ANEXO

ANEXO VI - ANEXO

ANEXO VII - ANEXO - VII

ANEXO VIII - ANEXO

(1972) CIENTISTAS DE MINÉRIAS

SIGLAS UTILIZADAS NESTE RELATÓRIO

ABNT	Associação Brasileira de Normas Técnicas
AÇOMINAS	Aço Minas Gerais S.A.
CECAR	Centro de Cartografia (CPRM)
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
DEGEO	Departamento de Geologia (CPRM)
DFPM	Divisão de Fomento da Produção Mineral (DNPM)
DGM	Divisão de Geologia e Mineralogia (DNPM)
DIGEOM	Divisão de Geologia Marinha (DEGEO)
DIVGEO	Divisão de Geologia (SUREG-BH)
DNPM	Departamento Nacional da Produção Mineral
EFCB	Estrada de Ferro Central do Brasil
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
LAMIN	Laboratório Central de Análises Minerais (CPRM)
LPM	Laboratório da Produção Mineral (DNPM)
IGA	Instituto de Geociências Aplicadas (MG)
NB	Norma Brasileira
PETROBRÁS	Petróleo Brasileiro S.A.
SECLAB	Seção de Laboratório (SUREG - BH)
SUREG-BH	Superintendência Regional de Belo Horizonte (CPRM)



SUREG-SP Superintendência Regional de São Paulo (CPRM)

USAF United States Air Force

VFCO Viação Férrea Centro-Oeste

PNB Projeto de Norma Brasileira

UFMG Universidade Federal de Minas Gerais

BRASIL

Centro de Estudos e Pesquisas em Transporte

CEP

Departamento de Engenharia de Transportes

DEP

Departamento de Engenharia de Estruturas

DEE

Departamento de Engenharia de Materiais

DEM

Departamento de Engenharia de Segurança

DES

Departamento de Engenharia de Tráfego

DET

Departamento de Engenharia de Operações

DEO

Departamento de Engenharia de Manutenção

DEM

Departamento de Engenharia de Planejamento

DEP

Departamento de Engenharia de Qualidade

DEQ

Departamento de Engenharia de Meio Ambiente

DEMA

Departamento de Engenharia de Saúde e Segurança

DESS

Departamento de Engenharia de Gestão

DEG

Departamento de Engenharia de Inovação

DEI

Departamento de Engenharia de Sustentabilidade

DESUS

Departamento de Engenharia de Trabalho

DET

Departamento de Engenharia de Tecnologia

DET

SUMÁRIO

1.	RESUMO	01
2.	ABSTRACT	02
3.	INTRODUÇÃO	03
3.1.	Histórico	03
3.2.	Objetivos	04
3.3.	Localização e Acesso	05
3.4.	Aspectos Sócio-Econômicos	09
3.5.	Metodologia	14
3.6.	Evolução dos Conhecimentos Geológicos	18
3.7.	Dados Físicos de Produção	28
4.	CLIMA, VEGETAÇÃO E SOLOS	29
4.1.	Clima	29
4.2.	Vegetação e Solos	33
5.	GEOMORFOLOGIA	38
5.1.	Considerações Gerais	38
5.2.	Compartimentação do Relevo	39
5.2.1.	Platô Arenítico-Basáltico	40
5.2.2.	Serra da Canastra	42
5.2.3.	Depressão do São Francisco	43
5.2.4.	Superfície Cristalina do Alto Rio Grande	44
5.2.5.	Superfície do Sul do Espinhaço	45
5.2.6.	Serra da Mantiqueira	47
5.2.7.	Planalto Cristalino Rebaixado	48
6.	ESTRATIGRAFIA	49
6.1.	Comentários Gerais	49

6.1.1	Utilização do Termo Associação	56
6.2	Pré-Cambriano	57
6.2.1	Associação Paraíba do Sul	58
6.2.1.1	Complexo Charnoquítico	58
6.2.2	Associação Barbacena	65
6.2.2.1	Complexo Gnaissico-Migmatítico	65
6.2.2.2	Complexo Piedade	92
↓	6.2.2.3 Complexo Andreilândia	107
↓	6.2.2.4 Complexo São João Del Rey	125
↓	6.2.2.5 Complexo Canastra	143
×	6.2.2.6 Complexo Furnas	152
	6.2.2.7 Complexo Bom Sucesso	181
	6.2.3 Rochas Intrusivas	183
↓	6.2.4 Grupo Bambuí	188
	6.3 Bacia do Paraná	216
	6.3.1 Comentários Gerais	216
	6.3.2 Paleozóico	218
×	6.3.2.1 Super Grupo Tubarão	218
	6.3.2.1.1 Grupo Itararé Indiviso	221
	6.3.3 Mesozóico	231
×	6.3.3.1 Grupo São Bento	231
	6.3.3.1.1 Formação Botucatu	232
	6.3.3.1.2 Formação Serra Geral	236
×	6.3.4 Formação Bauru	245
	6.4 Cenozóico	253
	6.4.1 Coberturas Detriticas Indiferenciadas	253
	6.4.2 Aluviões	257
7.	QUADRILÁTERO FERRÍFERO	258
	7.1 Série Rio das Velhas	258
	7.1.1 Grupo Nova Lima	258

7.1.2 Grupo Maquiné	264
7.2 Série Minas	267
7.2.1 Grupo Tamanduá	268
7.2.1.1 Quartzito Cambotás	269
7.2.1.2 Formação Sem Nome	271
7.2.2 Grupo Caraca	272
7.2.2.1 Formação Moeda	273
7.2.2.2 Formação Batatal	275
7.2.3 Grupo Itabira	277
7.2.3.1 Itabirito Cauê	278
7.2.3.2 Formação Gandarela	283
7.2.4 Grupo Piracicaba	287
7.2.4.1 Formação Cercadinho	288
7.2.4.2 Formação Fecho do Funil	293
7.2.4.3 Quartzito Taboões	294
7.2.4.4 Formação Barreiro	295
7.2.4.5 Formação Sabará	296
7.3 Série Itacolomi	299
7.4 Aluviões	305
7.5 Lateritos e Cangas	305
8. GEOLOGIA ESTRUTURAL	307
8.1 Comentários Gerais	307
8.2 Domínio do Pré-Cambriano	307
8.3 Domínio da Bacia do Parana	318
8.4 Domínio do Quadrilátero Ferrífero	319
9. GEOLOGIA ECONÔMICA	326
9.1 Comentários Gerais	326

9.2	Jazidas e Ocorrências de Minerais Metálicos ...	326
9.2.1	Bauxita	326
9.2.2	Cassiterita	330
9.2.3	Cobre	333
9.2.4	Cromita	334
9.2.5	Ferro	336
9.2.6	Manganês	350
9.2.7	Minerais Radioativos	354
9.2.8	Níquel	357
9.2.9	Ouro	360
9.2.10	Outras Ocorrências de Minerais Metálicos ...	363
9.3	Jazidas e Ocorrências de Minerais Não Metálicos.	364
9.3.1	Água Mineral	364
9.3.2	Amianto	366
9.3.3	Argilas	366
9.3.4	Barita	367
9.3.5	Calcários e Dolomitos	368
9.3.6	Cianita	375
9.3.7	Grafita	375
9.3.8	Materiais de Construção	377
9.3.9	Talco e Pedra Sabão	379
9.3.10	Outras Ocorrências de Minerais Não Metálicos.	381
10.	RECOMENDAÇÕES	383
11.	BIBLIOGRAFIA	386

1. RESUMO

O presente relatório é o resultado do mapeamento geológico na escala 1:250.000 de uma área de aproximadamente 72.600 km², localizada na porção centro sul do Estado de Minas Gerais e extremidade nordeste do Estado de São Paulo. Está inserida entre os paralelos 20° e 21° de latitude sul e os meridianos 43°30' e 48° de longitude oeste de Greenwich, e os paralelos 21° e 22° de latitude sul e os meridianos 43°30' e 45° de longitude oeste de Greenwich. Ocorrem dois grandes grupos climáticos, CWb e Cwa, segundo a classificação de Köppen. A cobertura vegetal se caracteriza por apresentar a fisionomia florestal e a campestre. Os solos são representados amplamente pelos latossolos, sendo entretanto bastante comuns também os litossolos e os podzólicos. Geomorfologicamente são caracterizadas sete compartimentações do relevo, ou sejam, platô arenítico/basáltico, serra da Canastra, depressão do rio São Francisco, superfície cristalina do Alto Rio Grande, cristas do sul do Espinhaço, serra da Mantiqueira e o planalto cristalino rebaixado. Geologicamente, encontra-se quatro domínios bastante distintos entre si; as rochas pré-cambrianas complexamente arranjadas, a bacia do Grupo Bambuí, a bacia do Paraná e o quadrilátero Ferrífero. O primeiro domínio é constituído de conjuntos heterogêneos de rochas altamente transformadas, para os quais optou-se por uma divisão que refletisse apenas o comportamento regional de seus vários tipos litológicos, sem implicar num empilhamento lito-estratigráfico. Assim sendo, foram caracterizadas duas grandes unidades de mapeamento, denominadas de Associação Barbacena e Paraíba do Sul e subdivididas em unidades menores. A Associação Paraíba do Sul está representada pelo Complexo Charnóquítico - charnoquitos maciços e foliados, diorito e gnaisses diversos. A Associação Barbacena está representada por sete complexos, a saber: o Gnáissico-Migmatítico - gnaisses granitóides, gnaisses granulíticos e bandados de composição granítica a granodiorítica, migmatitos com estruturas diversas, rochas intensamente deformadas, milonitos, ultramilonitos, filonitos, corpos intrusivos de composições e estruturas variadas não individualizados em mapa, rochas quartzosas, micaxistos, gonditos e calcosilicáticas; o Furnas, compreendendo as unidades Passos-micaxistos granatíferos feldspáticos, rochas quartzosas intensamente catacladasas, gnaisses cataclásticos, ultrabasitos e metabasitos maciços e filonitizados e a Itau filitos e calcários; o Canastra quartzitos, micaxistos, ultrabasitos e filonitos; o Bom Sucesso - rochas filoníticas, quartzosas e ultrabasitos xistificados; o São João del'Rey que foi subdividido na unidade Carandaí - micaxistos, calcários e xistos verdes; a Prados - filonitos, rochas quartzosas e calcário e a Tiradentes - quartzitos e conglomerados; o Andrelândia - micaxistos granatíferos, quartzitos, gnaisses bandados e xistos verdes e o Piedade - Gnaisses bandados, micaxistos, cataclasitos e gnaissio sienítico. Os corpos intrusivos de origem, composição e idades diferentes são amplamente distribuídos em todos os complexos. O Super Grupo São Francisco é representado pela Formação Paraopeba do Grupo Bambuí, constituída de argilitos puros e calcíferos, calcários, arcósios e conglomerados (facies Samburá). A parte da bacia do Paraná que ocorre nesta área apresenta as seguintes divisões desde o paleozoico ao mesozoico: Super Grupo Tubarão, representado pelo Grupo Itararé Indiviso - constituído por arenitos, conglomerados e diamictitos; o Grupo São Bento dividido nas formações Botucatu com arenitos e conglomerados e a Serra Geral - com basaltos e arenitos; e a Formação Bauru com arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados. As coberturas detríticas diferenciadas e os aluviões ocorrem por toda a área do projeto e especialmente nas folhas Franca e Furnas. Estruturalmente a região caracteriza-se por apresentar dois sistemas de falhamentos distintos; um de direção variando de NW-SE, E-W e NE-SW representado por falhas do tipo transcorrente e o outro por falhamentos inversos ou de empurrão de sentidos diversos. Estas últimas possuem uma vergência para NE-SW, na parte leste do projeto. Economicamente ressaltam-se o minério de ferro do Quadrilátero Ferrífero, o níquel de Pratápolis, o calcário, em Itau de Minas, Lavras, Barroso e Carandaí, o manganês em Lafaiete, a grafita em Itapeçerica, o diamante na Vargem Bonita, a bauxita em Ouro Preto, e inúmeros outros bens minerais de menor representatividade.

2. ABSTRACT

Geological mapping in a 1:250.000 scale has been carried-out over an area of about 72.600 Km², covering southern parts of Central Minas Gerais State and Eastern edges of São Paulo State. The area may be limited by Parallels 20° S, 21° S, Meridians 43°30', 48° W, and by parallels 21° S, 22° S, Meridians 43°30' W, and 45° W. Two major types of climatic conditions prevail in the region, the Cwb and Cwa types, (Köppen's Climatic Classification). Predominant vegetation includes tropical forests and campestrial types. Soils are predominantly latosol, podsol, and lithosol. Geomorphologically, seven types of landforms may be distinguished, namely: a Sand-Basaltic Plateau, Canastra Mountains, São Francisco River Depression, Rio Grande Highland crystalline Surface, Summits of the Southern Espinhaço, Mantiqueira Mountains, and the Lowlands crystalline plateau. Geologically, the area may be characterized by four distinct domains, namely: The Pre-Cambrian rock Complexes, Bambuí Group Basin, Parana Basin, and Quadrilátero Ferrífero. The first consisting of heterogeneous assemblages of highly transformed rocks, for which was chosen a division, reflecting only a regional behaviour of its varied lithological types, without a litho-stratigraphical piling implication. Thus, two main units were characterized for mapping purposes, namely: the Barbacena and the Paraíba do Sul Assemblages, also sub-divided into minor units. The Paraíba do Sul Assemblage may be represented by a Charnockite Complex (massive and foliated), by dicrites, and by several gnaiss types. The Barbacena Assemblage may be represented by seven Complexes, namely: a) Gnaiss-Migmatite Complex gnaiss-granitoids, granulitic and banded gnaisses of granitic and grano-dioritic composition, migmatites of varied structures, highly deformed rocks, mylonites ultra-mylonites, phyllonites, intrusive bodies of varied composition and structures, impossible to be characterized in maps of such a large scale (1:250.000), quartzose rocks, micaschists, goudites, and calco-silicate rocks; b) Furnas Complex - consisting of Passos Unit (garnet-feldspath-mica-schists, highly cataclastic quartzose rocks, cataclastic gnaisses, massive and pylonitized ultra-basic and meta-ultrabasic rocks) and Itau Unit (limestones and phyllites); c) Canastra Complex - consisting of quartzose rocks and ultrabasic schistified rocks; d) São João Del Rey Complex - consisting of Carandai Unit (mica-schists, limestones, and green-schists), Prados Unit (phyllonites, quartzose rocks, and limestones), and Tiradentes Unit (quartzites and conglomerates); e) Andrelandia Complex - consisting of garnet-mica schists, quartzites, banded gnaisses and green-schists; f) Piedade Complex - consisting of banded gnaisses, mica-schists, cataclasites and syenitic-gnaisses. Intrusive bodies of different origins, compositions, and ages are largely distributed throughout these Complexes. The São Francisco Super Group is represented by Paraopeba Formation of the Bambuí Group, consisting of argillites (pure argillites and calco-argillites), limestones, arkoses, and conglomerates (Sambura Facies). The section of the Parana Basin occurring in the region may be represented by rocks, from Paleozoic to Mesozoic ages and may be divided as follows: Tubarão Super Group, represented by the undivided Group Itararé (sandstones, conglomerates, and diamictites); São Bento Group, subdivided into Botucatu Unit (sandstones and conglomerates), and Serra Geral Unit (basalts and sandstones); Bauru Formation, consisting of sandstones, argillites, and conglomerates. Undifferentiated detrital soils and alluvia occur over the entire area, especially in Furnas and Franca regions. Structurally, the region may be characterized by two distinct fault systems: one, striking NW-SE, E-W, and NE-SW, may be represented by transcurrent faults; the other system may be represented by reversed and thrust faults, of varied directions, the latter showing a tendency towards NE-SW direction, in Eastern sections of the mapped area. Economically, we may distinguish the iron ores of Quadrilátero Ferrífero, Pratapolis' nickel ores, limestones in Itau de Minas, Lavras, Barroso, and Carandai; Lafaiete's manganese ores; Itapeçerica's graphite ores, Vargem Bonita's graphite, Ouro Preto's bauxites, and a number of minor ore deposits of lesser minerals.



3. INTRODUÇÃO

3.1 Histórico

O projeto em questão foi criado graças ao convênio CPRM/DNPM e faz parte do programa de mapeamento básico na escala 1:250.000, tendo seu início operacional em 28 de agosto de 1975.

A equipe para a execução do projeto foi constituída pelos geólogos Jodauro Nery da Silva, Sylvio R.M. Seixas, Geraldo de Barros Pimentel, Renato Gomes Santos, Maria Glicia da N. Coutinho e Nicola Signorelli, contando ainda com a participação especial do geomorfólogo Ronaldo Ramalho.

Esse projeto foi dividido em três etapas, com apresentação de seus respectivos relatórios.

A primeira etapa resultou no Relatório Preliminar, condensado em três volumes: Volume I - Análise Fotogeológica, constando de texto, ilustrações, mapa geológico preliminar integrado na escala 1:500.000 e mapa geomorfológico na escala 1:1.000.000; Volume II - Recursos Minerais, contendo texto, fichas de cadastro de ocorrências minerais e mapa índice das ocorrências minerais; e o Volume de Bibliografia, apresentado em separado a fim de ser acrescentado no Relatório Final, constando de resumos e 4 mapas índices dos trabalhos executados no âmbito da área do projeto e adjacências.

A segunda etapa deu origem ao Relatório de Progresso em um único volume contendo texto e os mapas geológicos preliminares na escala 1:250.000 das folhas Barbacena (SF-23-X-C), Divinópolis (SF-23-X-A), Furnas (SF-23-V-B) e Franca (SF-23-V-A). Esta etapa condensou os resultados obtidos na primeira etapa de campo.

A terceira e última etapa condensa todos os resultados obtidos durante a fase de execução do projeto, originando o presente Relatório, constando de sete volumes.

O Volume I, contendo o texto; no Volume II estão contidos os mapas geológicos, mapa geomorfológico integrado, de ocorrências minerais e o de previsão de projetos; no Volume II encontram-se as fichas petrográficas; e nos Volumes IV, V, VI e VII estão as fichas de descrição de afloramentos com os respectivos mapas de caminhamento.

Os estudos petrográficos na sua quase totalidade foram efetuados, pela petrógrafa da SUREG/BH, Ângela Maria Martins Marques dos Santos e revisadas pelo geólogo Pedro Gervásio Ferrari. Parte dos estudos petrográficos foram realizados no LAMIN:

As análises espectrográficas semiquantitativas para 30 elementos e sedimentológicas, foram realizadas no LAMIN; as químicas quantitativas no LAMIN e no SECLAB; as de absorção atômica, no SECLAB e as de espectrografia ótica na GEOSOL.

A supervisão técnica esteve a cargo do DEGEO, na pessoa do geólogo Milton Brand Baptista e da SUREG/BH, pelo geólogo Pedro Gervásio Ferrari.

3.2 Objetivos

Com o propósito de incrementar o conhecimento do subsolo brasileiro, o Ministério das Minas e Energia através do DNPM, contratou os serviços da CPRM, para a elaboração do mapeamento geológico sistemático na escala 1:250.000 na porção centro-sul do Estado de Minas Gerais e extremidade nordeste do Estado de São Paulo.

Este mapeamento justificou-se pela necessidade de

congregar todos os conhecimentos fragmentários já existentes dentro da área em apreço, visando a definição, posicionamento e as relações de contato das várias unidades litoestruturais.

O projeto Mantiqueira Furnas por estar localizado numa das principais províncias metalogenética de Minas Gerais, se propôs a relacionar áreas potencialmente promissoras visando a indicação de projetos específicos.

3.3 Localização e Acesso

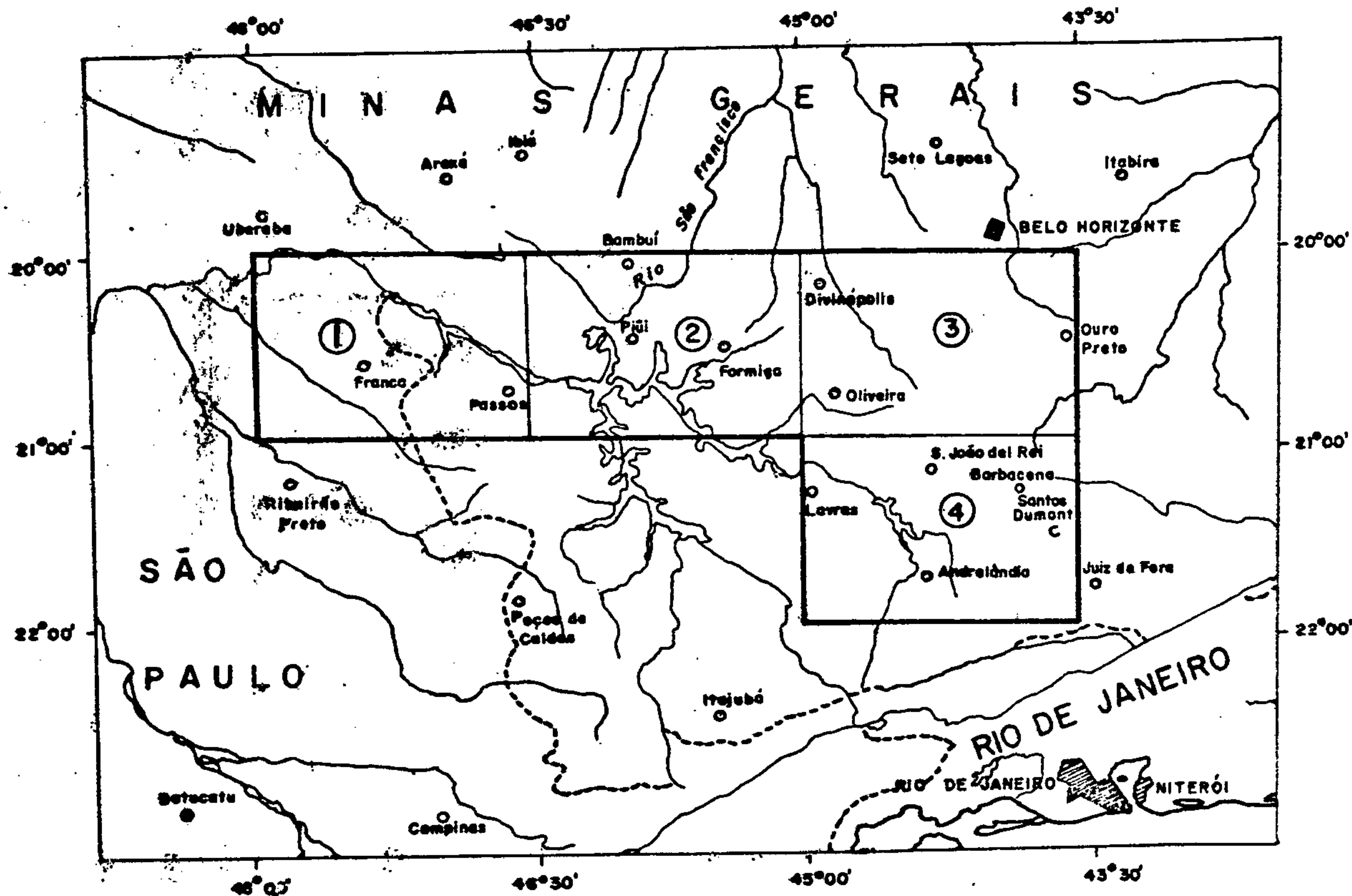
A área do projeto tem aproximadamente 72.600 km², abrangendo parte do sudoeste do Estado de Minas Gerais, e porção nordeste do Estado de São Paulo, correspondendo a quatro folhas de 1°00' x 1°30', segundo a Carta Internacional ao Milionésimo, denominadas de Franca, Furnas, Divinópolis e Barbacena (figura 01). A região em apreço é representada por um polígono irregular de seis vértices, correspondendo à intersecção das seguintes coordenadas geográficas:

20°00' S	48°00' W
20°00' S	43°30' W
22°00' S	43°30' W
22°00' S	45°00' W
21°00' S	45°00' W
21°00' S	48°00' W

Na figura 02 tem-se a situação do projeto, em relação aos projetos limítrofes de mapeamento básico, na escala 1:250.000, executados pela CPRM. Os projetos Três Marias, Jequitinhonha e Vale do Paraíba do Sul, são da responsabilidade da SUREG/BH, enquanto o Sapucaí ficou a cargo da SUREG/SP.

Esta região por possuir uma alta densidade de nú-

PROJETO MANTIQUEIRA - FURNAS



ESCALA 1:5 000 000

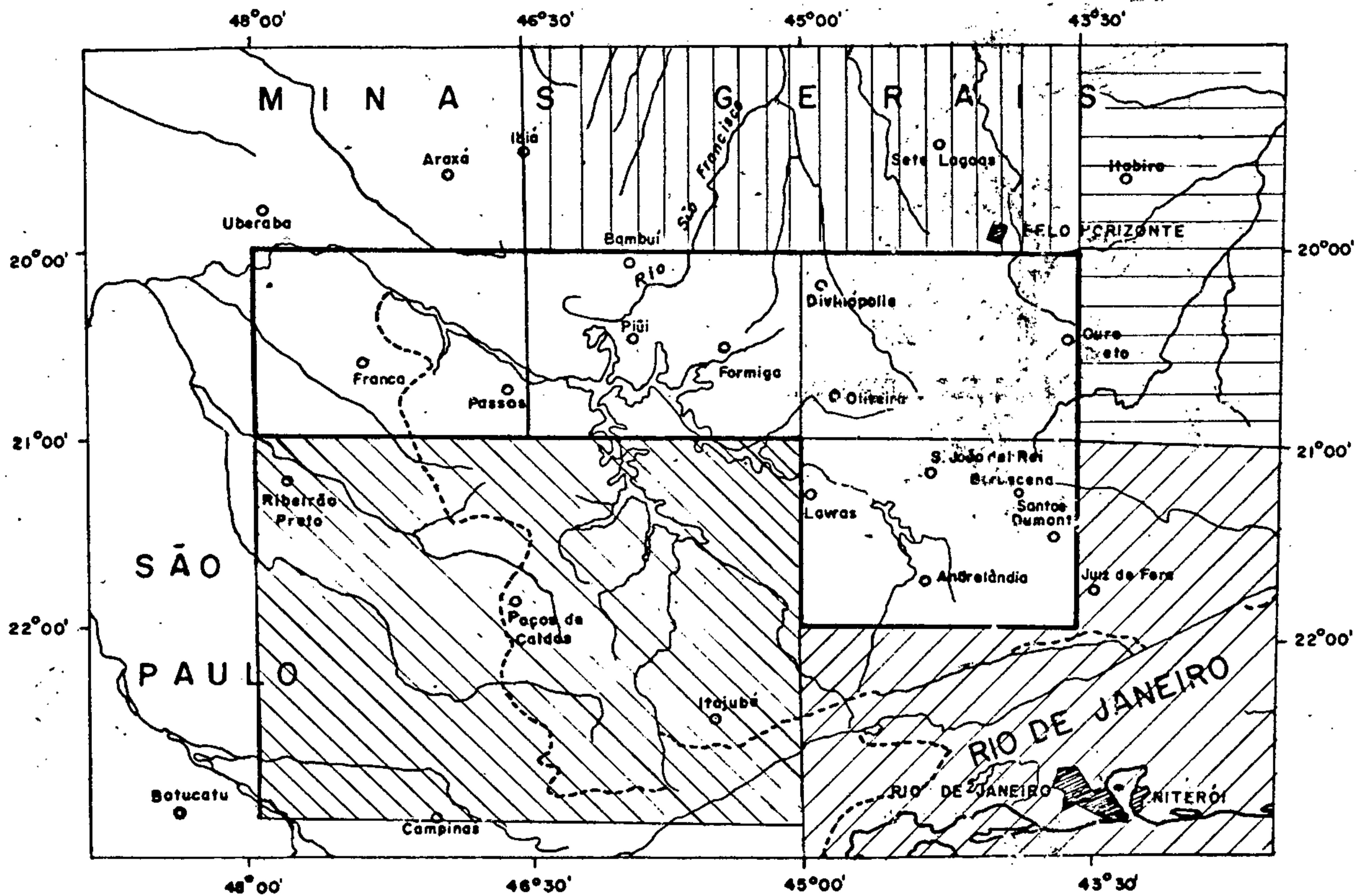
FOLHAS 1:250.000



- 1 - SF.23-V-A - FRANCA
- 2 - SF.23-V-B - FURNAS
- ✓ 3 - SF.23-X-A - DIVINÓPOLIS
- ✓ 4 - SF.23-X-C - BARBACENA

FIGURA 01 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO

PROJETO MANTIQUEIRA - FURNAS



ESCALA 1:5 000 000





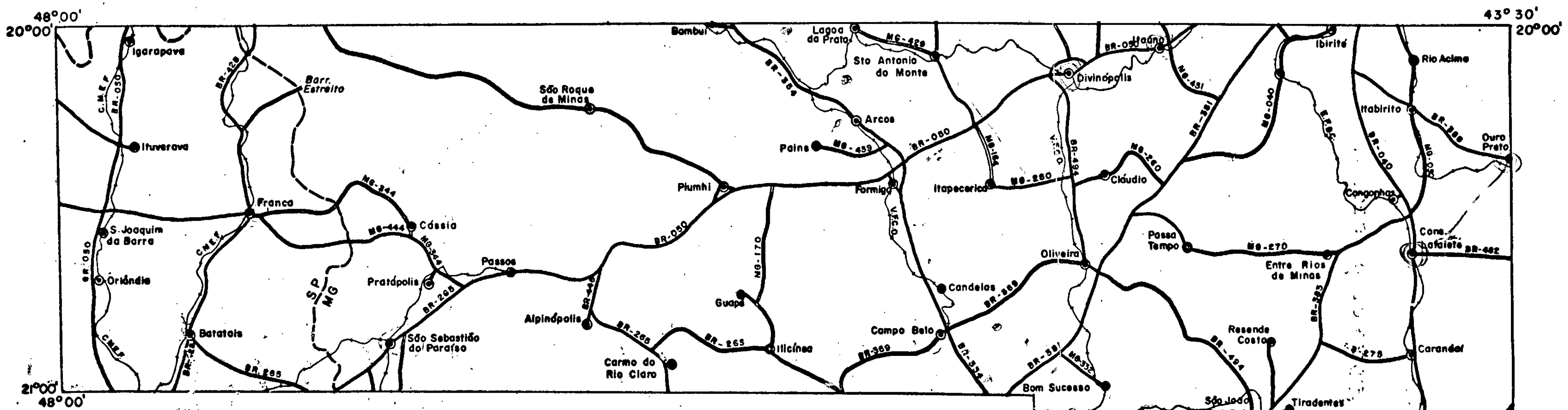
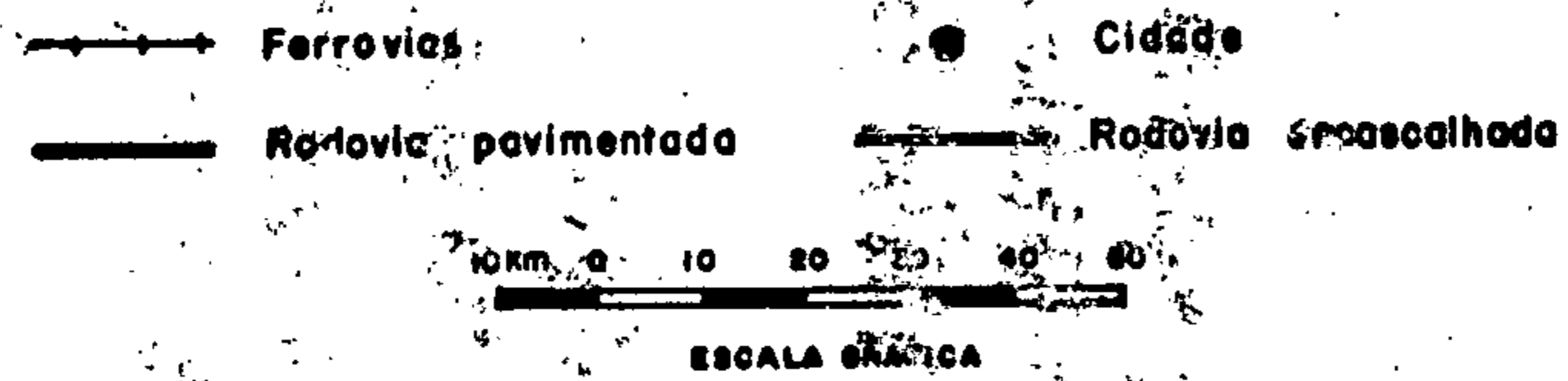
-  PROJETO TRÊS MARIAS (1978)
-  PROJETO JEQUITINHONHA (em execução)
-  PROJETO VALE DO PARAIBA DO SUL (1976)
-  PROJETO SAPUCAÍ (1977)

FIGURA 02 - SITUAÇÃO DO PROJETO MANTIQUEIRA-FURNAS EM RE-
LAÇÃO AOS PROJETOS LÍMITROFES EXECUTADOS OU EM EXECUÇÃO PELA
CPRM PARA O DNPM.



OPRM - PROJETO MANTIQUEIRA - FURNAS - RELATÓRIO FINAL - J.N. DA SILVA et cili - 1976

MAPA DE RODOVIAS E FERROVIAS



FONTE: MAPA RODOVIÁRIO DE MG - N. 2 - 1977

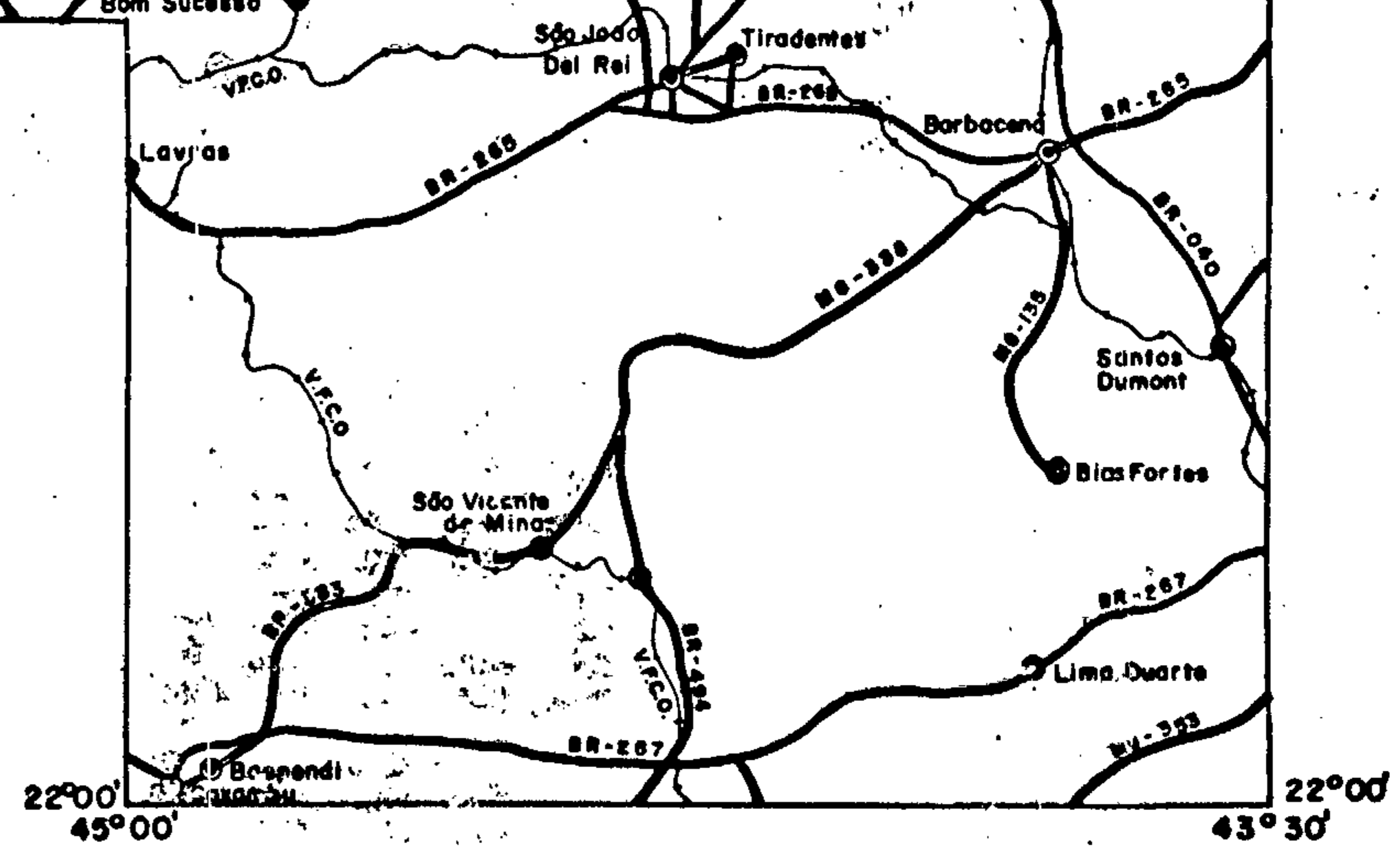


FIGURA-03

cleos populacionais e estar próxima aos grandes centros industriais, tais como Belo Horizonte, São Paulo e Rio de Janeiro, é bem servida por rodovias federais, estaduais e municipais, sendo na grande maioria asfaltadas.

Dentre os principais núcleos populacionais podem-se destacar: Franca no Estado de São Paulo, Passos, São João Del Rey, Lavras, Barbacena, Divinópolis, Formiga, São Sebastião do Paraíso, Piuí, Oliveira, Campo Belo, etc., no Estado de Minas Gerais.

O acesso à área do projeto é feito pelas rodovias: BR-040 que corta a extremidade leste do projeto e liga Belo Horizonte ao Rio de Janeiro; BR-381 atravessando a área na direção SW-NE e liga Belo Horizonte a São Paulo; A MG-050 que liga Belo Horizonte a São Sebastião do Paraíso. A BR-262 que fica situada logo ao norte do projeto também dá acesso a área através da BR-354, a qual liga aquela à BR-381. Inúmeras rodovias cortam a região em apreço, sendo muitas pavimentadas e outras de tráfego permanente (figura 03).

Nas cidades principais são encontrados pequenos aeroportos.

As principais ferrovias que cortam a região pertencem a Estrada de Ferro Central do Brasil, ligando Belo Horizonte ao Rio de Janeiro, e a Viação Férrea Centro Oeste ligando dentro da área, as cidades de Barbacena, São João Del Rey, Perdões, Campo Belo, Formiga, Arcos e Bambuí (Figura 03).

3.4 Aspectos Sócio-Econômicos

A área do projeto pode ser dividida inicialmente em duas regiões com características distintas. Uma, por estar

próxima da metrópole mineira, onde se implantou e desenvolveu a industrialização e a outra está mais intensamente ligada a atividade agro-pastoril.

A primeira região pode ser delimitada por um polígono em cujos vértices estão as cidades de Itaúna, Divinópolis, Conselheiro Lafaiete, Ouro Preto e Belo Horizonte, esta já fora da área do projeto.

Dentro desta região mais industrializada, tem-se a tradicional produção de ferro-gusa, sendo a Usina Esperança, localizada em Itabirito uma das mais antigas do Brasil, construída em 1888. Com o desenvolvimento da indústria automobilística, foi amplamente estimulada a produção de gusa em Divinópolis e Itaúna. Outra indústria de grande porte dentro da área do projeto é a fábrica de alumínio Saramenha, nas imediações de Ouro Preto e a Companhia Industrial Santa Matilde.

Num futuro próximo, um dos polos de maior desenvolvimento industrial, dentro da área do projeto, será sem dúvida a cidade de Ouro Branco, com a implantação da AÇOMINAS.

Além do minério de ferro, que é o mais importante e economicamente, outros minerais se destacam na interiorização da industrialização em Minas Gerais. Os grandes depósitos de calcário de baixo teor magnésiano propiciaram a indústria de Cimento Portland tais como: Fábrica de Cimento Barroso, em Barroso; Fábrica de Cimento Itaú, em Pratápolis; Fábrica de Cimento Tupy, em Carandaí e em Arcos o cimento é produzido pela Companhia Laminação e Cimento Portland.

Ganinhando-se para o sul, na área do projeto, ainda se observa o reflexo do ciclo da mineração de ouro nas cidades de São João Del Rey e Tiradentes, sendo que a primeira juntamente com Barbacena são as representantes da indústria

textil, dentro da região enfocada. Mais para o sul, em Caxambu, desenvolve-se uma das mais importantes estâncias hidrominerais de Minas Gerais, localizada no denominado "Circuito das Águas"; tendo como fonte principal a D. Pedro, na qual é engarrafada e exportada a famosa água mineral Caxambu.

A segunda região, ou seja, a que está mais intensamente ligada a atividade agro-pastoril, atinge quase a totalidade da área do projeto.

O processo de desenvolvimento da agricultura, pode ser visto através de vários fatores. Em primeiro lugar, pela quase totalidade da área ser dotada de um conjunto de recursos de solos e climas altamente favoráveis, resultando em condições ecológicas capazes de permitir a obtenção de grande variedade de produtos agrícolas. O segundo fator é o desenvolvimento urbano-industrial cujo reflexo é observado na estrutura agrícola regional, ampliando o mercado de gêneros alimentícios em consequência da demanda urbana e a expansão dos produtos agrícolas que constituem matérias primas industriais.

As lavouras de mais ampla difusão na região são: o café, o milho, o arroz e a cana de açúcar.

O café, juntamente com a mineração, foi o responsável pelo povoamento do interior brasileiro, nos primórdios do século passado. Embora tenha havido um período de decadência, cujo vestígio é observado pelas grandes fazendas, praticamente abandonadas, encontradas dispersas pela região, onde nota-se nestas, os grandes terreiros que serviam para secar o café. Entretanto, esta lavoura vem ressurgindo graças aos incentivos governamentais através do Instituto Brasileiro do Café e a elevação dos preços do produto no mercado internacional.

O plantio desta rubiácea vem se desenvolvendo em grandes proporções, sendo que os produtores tem procurado a perfeição das técnicas empregadas na lavoura, utilizando, para isso, fertilizantes e adubos orgânicos conseguidos em suas próprias fazendas onde a criação de gado é sempre uma atividade paralela. Nos cafezais novos, os terrenos são arados e as culturas são feitas em curvas de nível.

Dentro da área do projeto, os maiores produtores estão concentrados nos municípios de Campo Belo, Franca, Oliveira e São Sebastião do Paraíso.

A cultura do milho, encontra-se em plena expansão, contudo torna-se necessário o crescimento de seus rendimentos pela adoção de melhores técnicas de produção, de modo a ser possível a exploração generalizada desse cereal em bases comerciais satisfatórias, para inclusive, reforçar sua posição do produto de exportação.

Nos municípios de Lavras, Passos e Piui estão concentradas as maiores lavouras de arroz, sendo que já se encontra bem difundida a técnica da irrigação, sendo empregada, largamente, a adubagem, especialmente o adubo orgânico.

A cultura da cana de açúcar desenvolve-se em áreas limitadas em extensão e sem tendências de expansão, permanecendo como pequenas e tradicionais ilhas canavieiras. Estas culturas estão restritas às regiões de Passos, Lagoa da Prata e Arcos, onde o uso de insumos básicos é muito limitado e as terras cultivadas há muitos anos começam a se exaurir, necessitando o emprego de fertilizantes para recuperação.

Próximo aos grandes centros desenvolve-se também a atividade hortigrangeira. Na região de Barbacena desenvolve-se também a tradicional produção de rosas, sendo que grande

parte é exportada.

Na região da Serra da Canastra, onde antigamente era terra devoluta, graças as novas técnicas de aproveitamento do solo está desenvolvendo o reflorestamento com a plantação de pinheiros.

Mesmo com a aplicação de novas técnicas de aproveitamento de solos, nota-se que é uma constância o grande êxodo rural, fazendo com que a carência de mão de obra torne-se cada vez maior, forçando aos proprietários de terra apelarem para a criação de gado leiteiro e de corte, o que evidentemente necessita de menos mão de obra.

Conseqüentemente, a criação de gado bovino encontra-se dispersa em toda a área do projeto, embora verifica-se grande deficiência no tratamento do rebanho, isto porque na maioria dos pastos geralmente predomina o capim gordura, e a pecuária leiteira é feita em moldes bastante tradicionais. Contudo, melhoramentos têm sido introduzidos, tais como o uso de capineiras, com a utilização de capim napier, cana forrageira e rações. Entretanto, a produtividade é, ainda, muito baixa.

Por outro lado, a avicultura vem tendo expressivo índice de crescimento, principalmente próximo às cidades maiores, em especial devido aos melhoramentos genéticos introduzidos, além dos progressos realizados nas formas de criação e nutrição.

Não pode ser deixado de mencionar ainda a indústria de calçados que se desenvolve em Franca, no Estado de São Paulo, sendo que grande parte da sua produção é exportada.

A exploração de níquel na região de Pratápolis, assim como a produção de energia elétrica, em grande escala na

região do rio Grande, reforça sobremaneira o incremento do desenvolvimento da área do Projeto Mantiqueira-Furnas. Para reforçar este argumento basta citar a usina de Furnas, que se coloca entre as maiores do mundo em operação, com capacidade de 1200 MW. Dentro deste mesmo complexo sobressai ainda a usina de Estreito (700 MW), Jaguará (640 MW) e Mascarenhas de Moraes (477 MW). Itutinga e Camargos são as usinas pioneiras do rio Grande.

3.5 Metodologia

Obedecendo a sistemática imposta pelo cronograma pré-estabelecido para o desenvolvimento do projeto, os trabalhos foram divididos nas seguintes fases:

A) Compilação Bibliográfica

Nesta primeira fase, foi inicialmente elaborada uma listagem dos trabalhos, de interesse para o projeto, baseada, principalmente nos boletins da série "Bibliografia e Índices da Geologia do Brasil" da D.G.M. Como muitas das obras selecionadas não constavam do acervo da CPRM, foram adquiridas cópias xerox e/ou estudadas nas bibliotecas visitadas, das quais destacamos:

a) Belo Horizonte

- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais;
- Departamento Nacional da Produção Mineral;
- Instituto de Geociências Aplicadas;
- Instituto de Geociências da UFMG;
- Escola de Engenharia da UFMG;
- Biblioteca Pública;
- Instituto Histórico e Geográfico e
- Instituto de Ciências Biológicas

- b) Em Ouro Preto.
 - Escola de Minas e Metalurgia;
- c) No Rio de Janeiro
 - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais; e
 - Departamento Nacional da Produção Mineral.

O trabalho de consulta constou do exame do acervo bibliográfico documentado e a preparação dos resumos, índices bibliográficos e remissivos, fichas de cadastro de ocorrências minerais e mapas índices.

As obras selecionadas foram relacionadas por ordem alfabética dos autores em três índices bibliográficos: os trabalhos resumidos; os consultados mas não resumidos e os para consulta. A partir dos resumos elaborados foram organizados por ordem alfabética, dois tipos de índices remissivos: o temático e o toponímico. Os resumos foram agrupados por ordem cronológicas e constituem o volume intitulado Bibliografia.

O desenvolvimento desta fase obedeceu aos critérios adotados pelas instruções técnicas contidas no "Manual de Geologia" da CPRM. Assim sendo, as referências bibliográficas e os resumos foram elaborados de acordo com o PNB-66, e NB-88, da ABNT.

B) Fotointerpretação

Nesta fase procedeu-se a análise fotogeológica preliminar utilizando-se das fotografias verticais de escala aproximada de 1:60.000 da USAF. Do estudo destas aerofotos, sob estereoscópio de bolso, resultou a separação dos vários parâmetros fotogeológicos, baseados no relevo, drenagem, erosão e vegetação.

Os dados interpretados nas fotografias foram transferidos para as bases cartográficas existentes na escala 1:250.000, e estes por sua vez foram reduzidos para a escala 1:500.000, constituindo o mapa integrado de fotointerpretação preliminar.

As informações obtidas nesta fase foram reunidas no Volume I do Relatório Preliminar. O Volume II desse Relatório contém as informações obtidas através de consulta bibliográfica relativa à parte de recursos minerais, acompanhando as fichas de cadastro, tabelas e mapa índice das ocorrências minerais.

C) Etapa de Campo I

Neste evento, foi iniciado o mapeamento geológico sistemático concomitantemente nas quatro folhas que abrangem a área do projeto. Neste período, procurou-se observar o verdadeiro significado dos parâmetros fotogeológicos separados na fase anterior e constatar as estruturas e tipos litológicos e eles relacionados.

Em cada campanha de campo, efetuou-se também a coleta de amostras para análises químicas, geoquímicas e petrográficas, sendo que nos intervalos das campanhas, procurou-se fazer a integração dos dados obtidos em cada folha.

Os resultados obtidos nesta fase, foram coligidos no Relatório de Progresso, constando além do texto, de quatro mapas geológicos preliminares, na escala 1:250.000.

D) Etapa de Campo II e Consolidação da Dados

Nesta fase, além dos trabalhos de praxe de mapeamento geológico sistemático, foi efetuado perfis específicos em

áreas complexas e/ou regiões que por possuírem acesso muito difícil, não deu para serem atingidos na primeira etapa de campo.

Após as campanhas de campo, foi processada uma foto interpretação final, utilizando-se os novos dados obtidos. Estes, foram transladados das aerofotos para as bases na escala 1:125.000, obtidas a partir de redução fotográfica, efetuada pelo CECAR, das bases cartográficas do IBGE na escala 1:50.000.

O mapa geológico final foi obtido pela redução das bases 1:125.000 para escala do mapeamento.

E) Relatório Final

De posse de todos os dados obtidos nas etapas anteriores foi iniciada a elaboração do Relatório Final e também a confecção dos mapas geológicos na escala 1:250.000 e o integrado na escala 1:500.000, cobrindo toda a área do Projeto.

A metodologia seguida pelos geólogos da DIGEOM para a integração dos dados da área da Bacia do Paraná constou dos seguintes trabalhos:

Inicialmente efetuou-se uma pesquisa bibliográfica detalhada da área em estudo, dando-se ênfase especial aos trabalhos de mapeamento realizados pela PETROBRÁS, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Ribeirão Preto e Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro. Resultou da compilação destes dados um mapa geológico integrado, na escala 1:250.000, que orientou os trabalhos de campo da etapa de campo I.

Durante o desenvolvimento desta fase, apenas obteve-se uma visão bastante geral da geologia da área e obser-

vou-se algumas divergências, que para a sua solução se faziam necessárias outras observações de campo.

A fim de orientar as novas observações a serem realizadas na etapa de campo seguinte, procedeu-se a fotointerpretação sistemática de toda a área, usando-se as fotografias aéreas na escala 1:60.000 da United States Air Force (U.S.A.F.). Esta fotointerpretação foi transferida para as bases planialtimétricas na escala 1:1250.000, obtidas a partir da redução das folhas na escala 1:50.000 do IBGE e DSG.

A seguir realizou-se os trabalhos de campo da etapa II, a fim de solucionar os diversos problemas geológicos ainda existentes, e a reinterpretação das aerofotos para obtenção dos mapas na escala 1:250.000 ora apresentados.

A parte referente a geomorfologia foi integralmente realizada pelo geomorfólogo Ronaldo Ramalho, abrangendo desde a fotointerpretação e observações no campo até o relatório final.

3.6 Evolução dos Conhecimentos Geológicos

As primeiras notícias sobre a geologia da área são atribuídas ao explorador e mineralogista inglês Mawe, que realizou entre 1809 e 1810, diversas viagens na Capitania de Minas Gerais, relatadas na sua obra "Travels in the interior of Brazil", publicada em 1812. Nesta obra, Mawe não só descreve as várias explorações de ouro e diamante, como também, a existência de outras ocorrências minerais.

O naturalista francês Saint-Hilaire, entre 1816 e 1822, percorreu entre outras províncias a de Minas Gerais. Em sua obra "Voyage dans le district des diamans et sur le littoral du Brésil", editada em 1933, relata no percurso e-

fetudo de Tijuco, atual Diamantina, até o Rio de Janeiro, as minerações de ouro existentes.

Visando estimular a pesquisa científica no Brasil, Dom João VI contratou os serviços do militar, engenheiro e naturalista alemão Eschwege, que acompanhou a corte portuguesa no ano de 1807, na sua transferência para o Rio de Janeiro. No Brasil, Eschwege realizou diversas viagens e explorações científicas em Minas Gerais e São Paulo, e escreveu "Pluto Brasiliensis", publicado em 1833. Nesta obra história a descoberta, lavagem e extração do ouro na Província de Minas Gerais e descreve a organização da mineração de ouro no Brasil.

Valendo-se de sua condição de consul em Santos, o explorador inglês Burton, em 1867, visitou a Província de Minas Gerais e desceu pela bacia do rio São Francisco, desde Sabará até o mar. No livro "The Highlands of Brazil", dado a lume em 1869, Burton relata, além da fisiografia sobre a mineração de ouro em Minas Gerais, particularmente em Morro Velho, e noticia a existência de algumas outras ocorrências minerais.

Em 1882, Derby executou estudos geológicos nos vales dos rios das Velhas e alto São Francisco, para o "Estado dos Negócios da Agricultura, Comércio e Obras Públicas" onde propôs então a primeira divisão estratigráfica para a região. Nos grupos propostos predominam as rochas metamórficas e são denominados de primeiro a quinto.

No ano seguinte, Gorceix, em sua contribuição ao estudo da área do Quadrilátero Ferrífero, cria três divisões estratigráficas denominadas de inferior, média e superior.

No relatório anual de 1893, Lombard, relata os seus estudos realizados nos arredores de São João del Rey, tecen-

de considerações sobre a posição estratigráfica das diversas rochas e sobre a geologia econômica. Considerou em suas descrições os quartzitos da serra do Lenheiro e São José como da mesma idade.

Derby em 1906, foi quem na região da serra do Espinhaço denominou de Série Minas, ao complexo constituído predominantemente de rochas argilosas, xistosas com quartzitos, quartzitos ferruginosos, itabiritos e calcários subordinados. Todas estas rochas estão intensamente cisalhadas e caracterizam-se pelo desenvolvimento dos minerais micáceos. Os horizontes quartzosos, ferruginosos e calcíferos, observa ele, são repetidos podendo os mesmos servirem de referência para uma subdivisão desta série, mas reconhecendo entretanto, que esta repetição pode ser provocada por dobramentos e falhamentos.

Esta série foi dividida em 1915, por Harder & Chamberlin, na região do Quadrilátero Ferrífero, nas formações de Piracicaba, no topo, Ferruginosa de Itabira, na parte média e Xistos Batatal e Quartzito do Caraça na parte inferior. Ao quartzito sobreposto à Série de Minas, os autores, denominam de Itacolmi. O quartzito do Caraça, definido na serra homônima e que constitui a base da espessa série sedimentar de suposta idade algonquiana, assenta em discordância erosional sobre o Arqueano provável.

A denominação de Série Bambuí foi o nome proposto por Riman em 1917, para uma sequência de rochas pelíticas e carbonáticas que ocorrem na bacia do rio São Francisco, embora Derby, em 1880, já tivesse usado a denominação de Série São Francisco, para definir esta mesma sequência de rochas.

No mapeamento da "Folha Geológica de Barbacena", na

escala 1:100.000, Erichsen e Bastos (1927), identificaram cinco grupos de rochas e descreveram diversos depósitos minerais. Os grupos de idade algonquiana são representados pelos xistos Carandaí e Rio das Mortes, equivalentes à Série Minas e pelos quartzitos e arenitos conglomeráticos, de idade cambriana, chamados São José, correlacionados à Série Lavras. Os calcários segundo os autores, são semelhantes aos da bacia do rio das Velhas, da serra do Macaia e da região de Bambuí, tanto pelo modo de ocorrência, como pelo aspecto físico e composição mineralógica.

Erichsen, elaborou também a Folha Geológica de São João del Rey, publicada em 1929. Neste trabalho separou quatro grupos litológicos, reconheceu algumas estruturas sedimentares e tectônicas, e descreveu vários depósitos minerais. Considerou os hidro-mica-xistos e calcários de idade algonquiana, e os correlacionou à "Série Minas" e os quartzitos xistosos como constituindo um outro grupo de idade incerta.

Em 1931 Guimarães estudou os quartzitos sobrejacentes à Série de Minas considerando-a então constituída por quartzitos micáceos (itacolomitos) na base, rochas ferríferas e manganésíferas no andar médio e rochas micáceas e xistosas no topo.

Freyberg, na década de 1920 e 1930, viajou amplamente através do Estado de Minas Gerais e fez exaustiva pesquisa bibliográfica, que reuniu em duas obras sobre a Geologia Geral e Recursos Minerais datados de 1932 e 1943, respectivamente. Neste trabalho propôs uma coluna estratigráfica para a área do Quadrilátero Ferrífero, constituída pela Série Itacolomi no topo, a Série de Minas subdividida em um grupo de xistos superiores com lentes de calcário representando o to-

po, os itabiritos, quartzitos e xistos constituindo a parte intermediária, enquanto a base seria constituída por um grupo de xistos.

Realizando um trabalho sobre água subterrânea em Bambuí, Barbosa, em 1939, reconheceu naquela região a Série Bambuí e teceu ainda comentários sucintos sobre a tectônica da área. Ainda na mesma região, Miranda, em 1943, efetuou estudos nas cabeceiras do rio São Francisco e cadastrou os recursos minerais do município de Bambuí. Neste trabalho o autor cita a ocorrência de um aglomerado epimetamorfizado e rico em seixos de tamanhos variados, aflorante no rio Samburá, bastante semelhante aos da Série Lavras, que se encontram cobertos pelos sedimentos da Série Bambuí.

Após visitar a região de São João del Rey, Capper de Souza, em 1943, propalou suas investigações sobre os depósitos de ouro e cassiterita aí existentes, relatando suas descobertas, explorações pretéritas, modos de ocorrências e métodos de lavra então utilizados. Descreveu a geologia local, baseado em observações próprias e no estudo desenvolvido por Erichsen, definindo as estruturas das serras do Lenheiro e Tiradentes como sendo respectivamente, "uma anticlinal cortada por um sistema de falhas" e um "bloco monoclinal falhado". Correlacionou ainda os quartzitos da serra do Lenheiro à Série de Minas e os da serra de Tiradentes ao Grupo Itacolomi.

Os depósitos estaníferos da região de São João del Rey foram estudados por Guimarães e Guedes, em 1944, e asseguraram que a cassiterita está sempre relacionada à presença de diques e veios de granito pegmatóides cortando as formações arqueanas ou algonquianas. Acrescentam que estes corpos, com potência desde alguns centímetros até cerca de 30 metros, e extensão por vezes superior a dois quilômetros, mos

tram distribuição irregular da cassiterita, sendo o seu enriquecimento dependente da diminuição de feldspato. Com base no estudo petrogenético, identificaram duas fases de granitização, uma de composição menos ácida, rica em sódio, quando talvez se cristalizou a cassiterita, e outra de composição mais ácida, rica em potássio e determinada por efeito tectônico.

Após realizar um estudo estratigráfico e estrutural na área de Congonhas do Campo, Barbosa, em 1945, dividiu localmente a Série de Minas em duas formações denominando-as de Ouro Preto e Santo Antônio, baseado numa desconformidade observada entre ambas.

Rolff, em 1947, concluiu que na província pegmatítica do rio das Mortes ocorrem muitos pegmatitos portadores de monazita e chama a atenção para as boas possibilidades de ocorrência de areias monazíticas, nos vales superiores dos ribeirões Santo Antônio e Mosquito. Continuando suas investigações na província pegmatítica do rio das Mortes, o mesmo autor, em 1948, denunciou a existência de três tipos de jazidas de cassiterita nesta região: as de filões primários, as de aluviões originadas de filões primários, denominados localmente de casqueiros e as de aluviões originadas de ambos os tipos anteriores.

Interessado na descoberta de depósito de minerais radioativos, o Conselho Nacional de Pesquisa contratou a PROSPEC S.A., em 1951, para executar um levantamento geológico-geofísico na região de São João del Rey, onde minerais radioativos tinham sido encontrados em diques de pegmatitos na bacia do rio das Mortes. Este levantamento, denominado "Projeto São João del Rey", foi concluído em 1958 e evidenciou que os pegmatitos objetivados não apresentavam importância co

mo jazidas de minerais nucleares, mas, em compensação, revelou diversas outras anomalias radiométrica. Entre estas a da serra do Matola correspondente ao grande maciço de gnaíse sienítico, alongado na direção meridiana e transversal às linhas tectônicas regionais. Além desta interessante descoberta, o projeto forneceu valiosas informações estratigráficas e estruturais, que contribuíram para o melhor conhecimento da geologia da região. No relatório deste projeto, Ebert et alii sugerem uma nova divisão estratigráfica para a região e consideram as unidades litológicas existentes, com exceção dos diques de diabásio, relacionados ao vulcanismo rético e pertencentes aos períodos arqueano e algonquiano. A distinção entre as unidades arqueanas e algonquianas foi estabelecida como base no magmatismo ácido, que atingiu só as primeiras. As unidades arqueanas individualizadas foram o gnaíse tipo Piedade, o Maciço do Matola, a Série Barbacena, e redefinida como compreendendo duas facies, e finalmente a Formação Lafaiete. Todas estas unidades estão separadas por discordâncias. As unidades algonquianas são as Séries Paraíba, Juiz de Fora, Andreilândia, Minas e também as formações Carandaí, Barroso, Prados e Tiradentes.

Os resultados obtidos no Projeto São João del Rey recomendaram um programa de pesquisa nas áreas das anomalias radiométricas detectadas. Este programa, em 1962, foi cumprido também pela PROSPEC S.A., que realizou nas áreas das cinco principais anomalias da serra do Matola, total de 187 furos a trado. Segundo Barbosa que orientou estes trabalhos, a parte superior do horizonte C é a que mostra maior radioatividade, sendo esta produzida por um mineral amorfo, estável às condições intemperismo, denominado thorogummita. O mineral original seria a allanita. Diante dos baixos teores de

óxido de urânio, constatados nos solos da serra do Matola, Barbosa recomendou, antes do abandono da região, a execução de uma perfuração com 100 metros de profundidade em cada uma das áreas anômalas, afim de verificar a possibilidade de concentração de allanita nos gnaisses alcalinos do maciço. Finalizando, acrescentou que a região é sem dúvida radioativa, podendo, no futuro, tornar-se interessante para a obtenção de combustível nuclear.

Alves, em 1962, descreveu a serra do Matola, como um maciço estrutural, bem individualizado, de contorno aproximadamente elíptico, equivalente a um "stock" álcali-sienítico intrusivo no gnaisse regional. Uma tectônica posterior, segundo o autor, imprimiu enérgica laminação a este "stock", e devido ao processo erosivo, responsável pela peneplanização da região, está atualmente em suas raízes.

Estudando a região da serra do Espinhaço, em 1954, Barbosa, definiu a Série de Minas como constituída de três formações. Uma que seria a superior, foi chamada de Formação Piracicaba, a intermediária, de Formação Itabira, e a inferior de Formação Caraça. Neste mesmo trabalho, o autor definiu a Série Barbacena como mais antiga que a Série Minas e a Série Mantiqueira como sendo o embasamento das unidades definidas na região.

Branco, em 1956, estudando uma região nas proximidades da nascente do rio São Francisco, descreveu o conglomerado Samburá. Este conglomerado, segundo o autor, está sob as formações da Série Bambuí e é encontrado numa extensão superior a dez quilômetros ao longo do rio.

A contribuição de Ebert, para o conhecimento geológico do sul de Minas, continua. Em 1964 fez estudos geológicos

cos detalhados no jazimento de manganês do Morro da Mina e arredores, situados no Município de Lafaiete e em 1971, escreveu sobre as relações entre paraibides e as estruturas conhecidas da área de São João del Rey (MG) e a do nordeste de São Paulo, e o modo como se realiza a bifurcação entre os paraibides e araxaídes. Em seu relatório, ainda não considerando os trabalhos completos, apresenta para a zona de Lavras e Carrancas, o mesmo Grupo São João del Rey da região de Carandaí. Entretanto, para a área citada, divide o grupo nas formações denominadas de baixo para cima, Tiradentes, Rio das Elvas, Barroso e Macaia e as correlaciona respectivamente com as formações da região de Carandaí.

O convênio DNP/USGS, iniciou em 1946 o mapeamento detalhado do Quadrilátero Ferrífero e que foi desenvolvido com uma equipe formada por geólogos destas duas entidades. Em 1965, os trabalhos estavam concluídos depois de consumirem mais de cem anos homem e ter vários trabalhos locais e relatórios individuais, abrangendo uma ou mais folhas de 1:25.000, publicados. Em relatório integrado, publicado em 1969, Door apresenta o resultado final deste trabalho.

A equipe executora deste mapeamento foi chefiada por Door, que apresentou uma coluna litoestratigráfica para a área dividida de cima para baixo em Série Itacolomi, Série de Minas e Série Rio das Velhas. A Série de Minas foi dividida em Grupo Piracicaba, o superior; Grupo Itabira, o médio e Grupo Caraca, o inferior. Por sua vez, a Série Rio das Velhas foi dividida nos grupos Maquiné, mais novo e o Grupo Nova Lima, mais antigo. Já em 1958, Door subdividiu grupos da Série Minas em formações. E assim, o Grupo Piracicaba foi subdividido nas formações Sabará, Quartzito Taboões, Fecho do Funil e Cercadinho; o Grupo Itabira nas formações Gandarela e

Itabirito Cauê e Grupo Caraça ficou constituído pelas formações Batatal e Moeda.

Em 1969, Door reuniu todos os dados obtidos pela equipe de mapeamento, completando e redefinindo a coluna estratigráfica. Nesta época foi então acrescentado ao Grupo Piracicaba a Formação Barreiro, posicionada entre as formações Sabará e Quartzito Taboões; o Grupo Tamandua passou a constituir a base da Série Minas e foi dividido em uma formação inferior denominada de formação Cambotas e uma superior sem nome. Na Série Rio das Velhas, redefiniu o Grupo Maquiné, separando a Formação Palmital da Formação Casa Forte, superior.

O Projeto Chaminés, executado em 1970, por Barbosa et alii, mapeou toda área do triângulo mineiro, contígua à parte norte das folhas Franca e Furnas. Nesta época foram redefinidos os grupos Araxá e Canastra. No relatório integrado são apresentados os aspectos geomorfológicos, estratigráficos, petrológicos e tectônicos regionais, além de um grande acervo de dados sobre recursos minerais da região...

Com a aprovação do Plano Mestre Decenal, em 1965, criou-se o Projeto ao Milionésimo da Folha do Rio de Janeiro, que por vários motivos não teve um desenvolvimento adequado, e em 1969, com uma mudança na orientação dos trabalhos, e aproveitando os dados já existentes, selecionou-se as áreas-chaves para o mapeamento na escala 1:100.000. Em 1970, com a criação da CPRM, os trabalhos ficaram a cargo desta entidade.

Integrando os estudos feitos pela CNEN, DAEE e Petrobrás, foi desenvolvido por Soares et alii, em 1974, o mapeamento geológico sistemático na escala de 1:50.000, da região norte e nordeste do Estado de São Paulo. Basicamente, este trabalho objetivava a caracterização do padrão estrutural

regional, o conhecimento da estratigrafia e definição das condições hidrogeológicas das diversas formações da região.

Vários outros trabalhos foram desenvolvidos na área em questão, que por se tratarem de trabalhos mais específicos, não foram aqui mencionados.

3.7 Dados Físicos de Produção

Os dados físicos de produção estão contidos na tabela abaixo, distribuídos por folha de 1°00' x 1°30'.

Folha / Atividade	Barbacena (SF-23-X-C)	Divinópolis (SF-23-X-A)	Franca (SF-23-V-A)	Furnas (SF-23-V-B)	Total
Mapeamento Geológico (km ²)	18.150	± 13.550	± 7.150	18.150	± 57.000
Integração da Geologia da Bacia do Paraná (km ²)	-	-	± 11.000	-	± 11.000
Compilação da Geologia do Quadrilátero Ferrífero (km ²)	-	± 4.600	-	-	± 4.600
Caminhamento Geológico (km ²)	6.112	7.271	5.682	10.598	29.663
Afloramentos estudados	710	886	997	749	3.342
Amostras coletadas	420	257	454	559	1.690
Análises petrográficas	167	111	95	86	459
Análise química quantitativa	5	1	8	4	18
Análises geoquímicas (espectrográficas + absorção atômica)	43	60	16	37	156

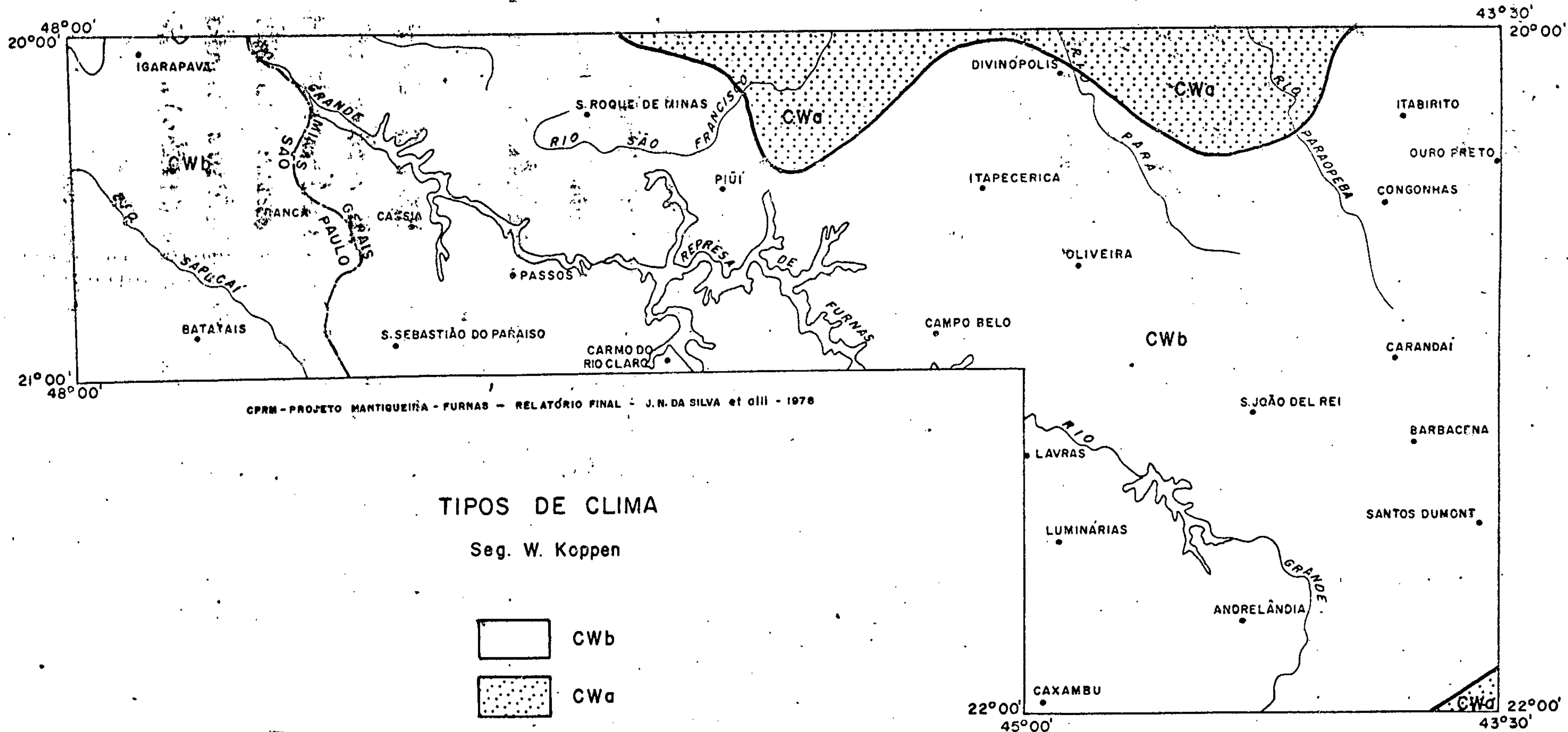
4. CLIMA, VEGETAÇÃO E SOLO

4.1 Clima

Devido ao reduzido adensamento dos registros climatológicos, ou quando muito, restritos a microregiões e de pouca confiança, tornaram este estudo uma aproximação às condições climáticas existentes.

A princípio pode-se notar que, a área do projeto está situada numa faixa de transição entre os climas quentes das latitudes baixas e os climas temperados das latitudes médias. Entretanto, o caráter de transição climática inclina-se mais para os climas tropicais do que para os temperados, sendo ponto característico deste fato, a marcha estacional da precipitação, determinando uma estação muito chuvosa e outra seca. Esta maneira transitória, está refletida em todos os aspectos de seu regime térmico, e estes por sua vez, exprimem a maior ou menor influência do relevo, da latitude e dos sistemas de circulação atmosférica.

Na sistemática de classificação de Köppen, observando-se a predominância das características, que enquadram grande parte da região no âmbito dos climas mesotérmicos correspondendo às variedades Cwb (clima mesotérmico, com verões brandos e estação seca de outono-inverno) e Cwa (clima mesotérmico, com verões quentes e estação seca de outono-inverno) (figura 04). Esta área é de clima tropical de altitude, denominação que exprime muito bem as diferenças adquiridas pelo clima tropical nos planaltos do sudeste do Brasil. As temperaturas mais baixas do que na Baixada Litorânea, caracterizam os níveis de maior altitude da Mantiqueira e do Espinhaço. Devido a não contribuição da umidade oceânica, esta re-



CPRM - PROJETO MANTIQUEIRA - FURNAS - RELATÓRIO FINAL - J. N. DA SILVA et alii - 1978

TIPOS DE CLIMA

Seg. W. Koppen

- Cwb
- Cwa

ESCALA APROXIMADA : 1 : 2.000.000

Fonte: Galvão, M.V. & Nimer, E. (1965)

FIGURA - 04

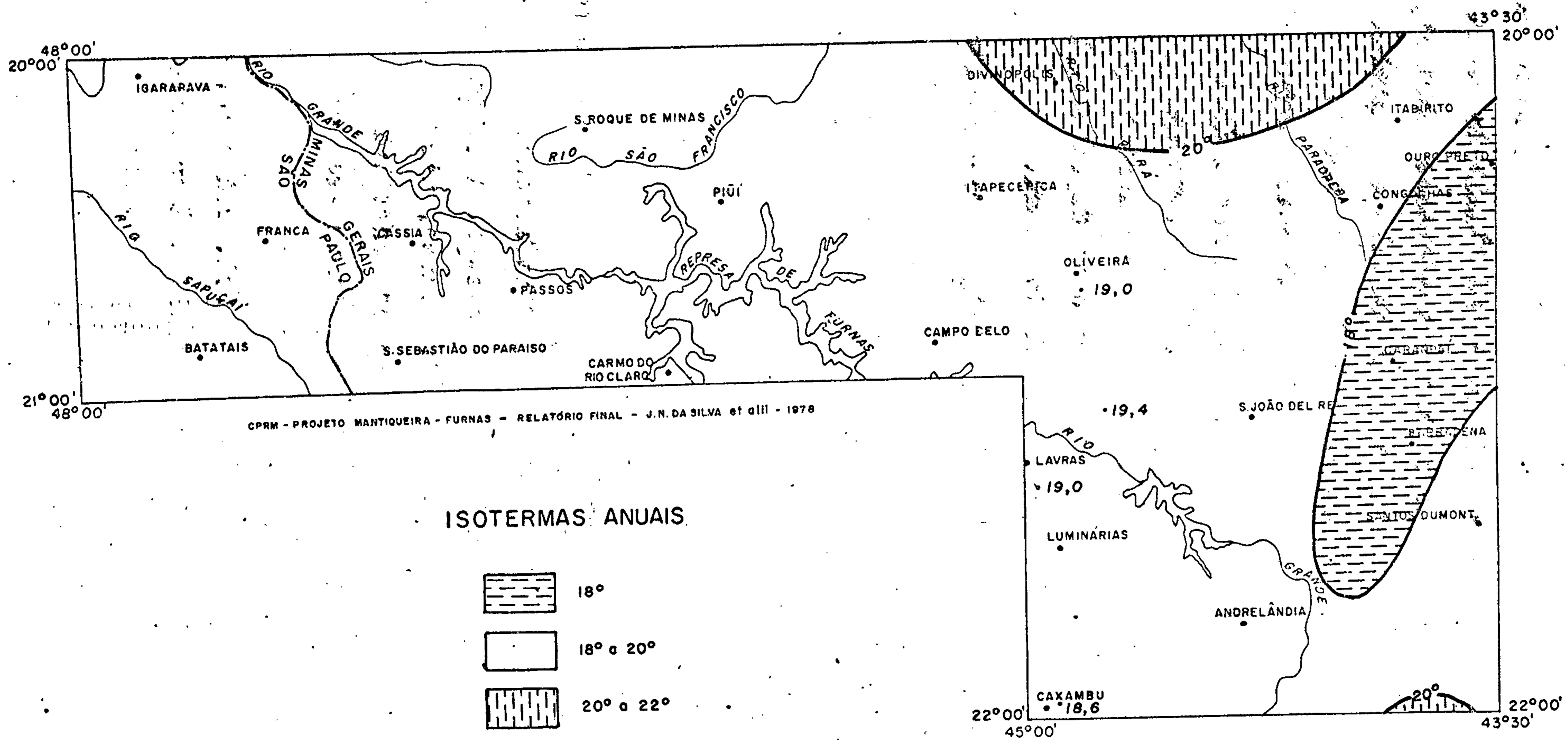
gião apresenta um clima relativamente seco. A umidade relativa acusa, de um modo geral, porcentagens que oscilam em torno de 75 a 85%.

O regime das precipitações é um outro tópico que merece ser aludido como uma das características do clima regional. Neste aspecto, é nítido o predomínio das chuvas no semestre de verão (outubro a março). Nessa época, são frequentes ao cair da tarde, as trovoadas acompanhadas de fortes aguaceiros, desencadeados pelo intenso aquecimento da região. Esta se acha, então envolvida pela Massa Equatorial Continental, quente e úmida, no seu avanço máximo para o centro do continente sul-americano.

No inverno a região volta a ser dominada pelo ar tropical (Massa Tropical Atlântica) que, nesse período desloca para o interior do continente, o seu centro de ação, trazendo uma atmosfera de estabilidade, com céu límpido fraquíssima nebulosidade e ausência quase absoluta de chuvas. Mesmo assim, nessas áreas de clima tropical de altitude, o mês mais seco, quase sempre julho, registra um total de chuvas de dez vezes inferior ao mês mais chuvoso.

Na área do projeto, as temperaturas médias anuais oscilam entre 17°C e 21°C (figura 05).

A isoterma de 22°C no mês mais quente, delimita as áreas de clima tropical de altitude Cwb, com verões frescos correspondendo à Mantiqueira, e também, aos níveis de maior altitude do Espinhaço. Nessa vasta área de clima Cwb são assinaladas várias estações. As temperaturas médias anuais são inferiores a 19°C, a média do mês mais frio (julho), geralmente abaixo de 16°C e a dos meses mais quentes (janeiro e fevereiro) variando entre 16°C e 22°C. Os índices mais baixos



são registrados no planalto da Mantiqueira, são inferiores a 15°C . Há de se fazer referência à incidência de geadas na faixa sul do projeto, sendo os trechos afetados exatamente os fundos dos vales, onde o ar frio se acumula e se processa mais fácil a condensação do vapor d'água. O período de maior ocorrência do referido fenômeno vai de maio a agosto.

Os registros pluviométricos revelam nessa área de clima Cwb, variação geralmente entre 1.500 e 1.700 mm anuais, observando-se os máximos no verão, em dezembro ou janeiro. Já a estação seca acentua-se na região do Espinhaço, registrando no mês mais seco, junho, menos de 10 mm.

Em direção ao vale do rio das Velhas, gradativamente se passa ao clima mesotérmico com verões quentes, Cwa sendo as temperaturas médias anuais superiores a 20°C , a média do mês mais frio acima de 16°C e a do mês mais quente superior a 22°C . Por outro lado, no que concerne a vertente oeste do Espinhaço, a pluviosidade alcança ordem superior a 1.500 mm.

4.2 Vegetação e Solos

Na área do projeto são duas as fitofisionomias encontradas, ou sejam, a florestal e a campestre. A fisionomia florestal constituída de "Campos" e "Cerrados", perfeitamente enquadrados no tipo savânico. O "Campo" constitui a savana propriamente dita e o "Cerrado", caracteriza-se como savana arborizada.

A faixa florestal encontra-se a sul, sudoeste, oeste e estende-se para nordeste, onde envolve a área campestre do rio Grande. Ao norte acompanhando a calha do referido rio, encontra-se outra área florestal, alinhada de leste para oes

0

te, desde a jusante de São João del Rey e Tiradentes, até a região de Delfinópolis, Cássia e Capetinga. Esta faixa tem continuidade em Itapecerica, Carmo da Mata e Oliveira, entrando em contato com a área do vale do São Francisco, nas matas dos terrenos de Pains e Arcos.

Restos de vegetação florestal são encontrados ainda nas encostas da Mantiqueira, que apresentam espécimes pouco ramificados na porção média e inferior do tronco.

A partir do meridiano 46° nota-se uma diferenciação na vegetação florestal, que se traduz num aumento de espécies decíduas em direção a oeste. Daí, sugerir uma maior duração nas estações secas, condicionando fortemente a fitofor_{ma}ção dessa região.

Na distribuição do tipo campestre verifica-se principalmente, sua ocorrência na faixa sul, da área em apreço. Neste tipo distinguem-se dois subtipos, ou sejam, a savana e a savana arborizada. No primeiro enquadrando-se os "Campos" encontrados ao longo da Mantiqueira, os da bacia do rio Grande e seus afluentes (rio das Mortes, Aiuruoca). Na savana arborizada, o "Cerrado" e, como fisionomia entre estes dois ocorrem as comunidades predominantes arbustivas das serras quartzíticas de Aiuruoca, Ibitipoca e, de outros relevos residuais pré-cambrianos disseminados pelas bacias dos rios Grande e Aiuruoca. Em linhas gerais, o tipo campestre é mais uniforme no seu conjunto, podendo não se tornar rígida a existência de uma perfeita semelhança. Por outro lado, o limite entre a vegetação florestal e campestre, são mais ou menos nítidas, como pode ser observado nas imediações de Barbacena.

As comunidades campestres são herbáceas. ou arbusti

vas, sendo que a segunda pode estar situada em área menos elevada, porém, a alternância não constitui fato estranho.

As comunidades herbáceas, que ocorrem ao longo do bordo da Mantiqueira, constituem o "Campos da Mantiqueira" - nas cercanias de Dores de Campo, estendendo-se para o sul e abrangendo áreas de Barbacena, Antônio Carlos e Ibiritoga. Ainda definidos como "Campos da Mantiqueira" apresenta-se a savana arborizada (cerrado), que se distribui em faixa quase contínua, disposta de oeste para leste, ao longo da calha do rio Grande e em ilhas isoladas em meio a zonas florestais, sendo denominadas de "Campo".

As modificações ecológicas, seja pela elevação da temperatura, e pela natureza do solo diferente que se observa no vale do rio Grande em direções oeste, ou norte rumo a São João del Rey, reflete-se no caráter da vegetação. Assim é que a oeste apresenta enriquecimento das savanas em espécies arbóreas de pequeno porte, tortuosas e folhas grandes; em outras áreas, falta o caráter tortuoso do tronco e as folhas são pequenas, mas sempre se instalam sobre um tapete herbáceo, onde dominam as gramíneas.

A savana arborizada típica, somente vem a se caracterizar a partir do meridiano $45^{\circ}30'$ para oeste. Nessa região é que o "Cerrado" encontra condições mais favoráveis ao seu desenvolvimento, talvez em decorrência dos solos síltico-argilosos, que ocorrem em terrenos típicos da cuesta do Botucatu, em seu prolongamento para oeste na folha de Passos.

Na folha de Divinópolis, o solo parece ser fator comum de diferenciação fitofisionômica. A paisagem neste trecho está relacionada aos quartzitos pré-cambrianos formado - res de relevos residuais, como são exemplos a serra de Ouro

0

Branco e a serra do Caraça. No entanto, há uma substituição por um tipo peculiar de vegetação na área onde a predominância dos quartzitos perde lugar para os xistos e filitos da formação ferrífera de Nova Lima, que incidem em Rio Acima e Nova Lima, indo até Outeiro Preto. Já o sul e sudeste de Itabirito, apresentou-se uma outra comunidade arbórea atribuída a ocorrência de rochas granito-gnáissicas, por isso mesmo de teor em argila mais elevado.

Na serra de Ouro Branco, a vegetação dominante é o tipo campestre, muito embora ocorra junto a córregos, formações arbóreas, em geral de pequeno porte.

A oeste da serra da Moeda, em área da bacia do Paraopeba, ocorrem solos de alteração de rochas intrusivas e gnáissicas, originando dessa multiplicidade edáfica, o aparecimento da vegetação florestal.

Em áreas dos municípios de Brumadinho, Jeceaba, Moeda, Desterro de Entre Rios e Entre Rios de Minas, a presença de calcário proporcionando solos férteis, originou condições para o aparecimento da outrora "Mata dos Paulistas".

Os itabiritos e xistos da região do Quadrilátero Ferrífero estão caracterizados pela fitoformação arbustiva, cujas espécies são dotadas de troncos finos, altura até dois metros e bastante engalhada.

Os levantamentos pedológicos da região de F. Furnas (MG), caracterizam uma área de interpenetração do cerrado e floresta, predominando ao norte o primeiro tipo de vegetação e ao sul o segundo tipo. É comum ocorrer ilhas de cerrado dentro da floresta ou vice-versa, às vezes mesmo em áreas extensas.

A paisagem dominante a noroeste da serra da Canas -

tra, onde aparece uma topografia acidentada e de maior altitude, porém apresentando sinais de aplainamento, constitui um alto platô, coberto de vegetação campestre e com dominância de litossolos. Circundando essa área e ao longo do rio Grande, ocorrem sobretudo latossolos, num relevo de patamares colinosos e vegetação em parte formada de cerrado. Já a oeste da referida serra, faixa de característica montanhosa, a vegetação é o tipo florestal, e predomina o podzólico vermelho amarelo. Ainda na Serra da Canastra, na parte sul, aparecem manchas de podzólico vermelho-amarelo eutrófico. Em termos gerais estão intrinsecamente correlacionadas as unidades pedológicas e fitoformações.

5. GEOMORFOLOGIA

5.1 Considerações Gerais

O sudeste de Minas Gerais, área na qual se situa o Projeto Mantiqueira-Furnas, é uma das regiões brasileiras onde foi realizado o maior número de estudos de natureza geológica, visto que ela engloba o Quadrilátero Ferrífero e outras áreas de importantes reservas minerais. Do ponto de vista geomorfológico, entretanto, pouco se tem escrito sobre a área, excetuando-se alguns trabalhos de cunho regional, nos quais são estudadas, sobretudo, as diversas superfícies de aplainamento aí observadas.

O projeto em questão abrange uma área de morfologia bastante diversificada, na qual se alternam platôs tabulares, vigorosas escarpas de falha e superfície onduladas cortadas por extensos espigões. Nesta área, situa-se o divisor de águas das bacias do Paraná (Rio Grande), do São Francisco (Rio São Francisco e Rio das Velhas), do Doce e do Paraíba (Rio Paraibuna). Este extenso divisor d'água, formado a partir do Terciário Superior, condicionou a dissecação do planalto em diferentes níveis de base, constituindo um relevo fortemente dissecado na parte leste, onde o forte gradiente dos rios se aliou a uma litologia menos resistente.

O Planalto do alto Rio Grande, a serra do Espinhaço, a serra da Mantiqueira e os Platôs arenítico-basálticos tiveram sua morfologia esculpida essencialmente durante o ciclo Sul Americano, que conservou aplainamentos na serra da Canastra e no topo dos espigões que cortam a superfície cristalina do alto Rio Grande. A diversificação litológica, por outro lado, foi responsável pela movimentação do relevo, esca-

vando o pediplano em áreas de rochas menos resistentes. O Ciclo Velhas retocou esses planaltos, causando o aprofundamento e o alargamento dos vales e formando a depressão do São Francisco.

Os terrenos remanescentes do pediplano Sul America no estão geralmente cobertos por uma canga laterítica, que, de certa forma, preservou o relevo. Essa canga apresenta hoje importantes concentrações minerais, quando formadas sobre rochas básicas ricas em ferro e manganês. Este fenômeno, evidenciado desde estudos de King (1956), e, depois, reestudado por Braun (1970) e outros autores, parece ser um processo generalizado para toda a superfície sul americana do Brasil, como na serra do Navio, no Amapá, ou na serra dos Carajás, no Estado do Pará.

5.2 Compartimentação do Relevo

Destacam-se sete unidades de relevo na área do projeto:

- platô arenítico-basáltico
- serra da Canastra
- depressão do Rio São Francisco
- superfície cristalina do Alto Rio Grande
- cristas do sul do Espinhaço
- serra da Mantiqueira
- planalto cristalino rebaixado.

Em consequência da litologia variada e da complexa estrutura, as unidades de relevo podem apresentar diversificações em suas formas, guardando o conjunto, entretanto, uma certa homogeneidade.

5.2.1 Platô Arenítico-Basáltico

O platô arenítico-basáltico ocupa o extremo-oeste da área e é constituído de arenitos, siltitos, argilitos e basaltos pertencentes às formações Baurú, Serra Geral e Botucatu. Possui a morfologia típica das cuevas areníticas do sudoeste brasileiro, das quais é o rebordo (frente) nordeste. Está desmembrado em vários platôs escalonados com direção geral de caimento para sudoeste, isto é, para o eixo do Rio Paraná. Tanto a escarpa frontal como as escarpas secundárias são esculpidas essencialmente, nos arenitos da Formação Serra Geral e estão voltadas para leste-nordeste fazendo face aos terrenos cristalinos que compõem o planalto do alto rio Grande e aos metassedimentos pré-cambrianos da serra da Canastra. De maneira geral, o contato entre o platô sedimentar e a superfície cristalina, faz-se através de uma sucessão de degraus e patamares esculpidos também nos sedimentos mesozóicos.

Parte do platô encontra-se recoberta irregularmente por formações detríticas de natureza diversa. Ao norte, na região do Pedregulho, os capeamentos recobrem o cretáceo. Ao sul repousam diretamente sobre os basaltos da Formação Serra Geral. Os capeamentos são constituídos de material arenoso inconsolidado de idade terciária e alcançam maior expressão espacial nas regiões de Orlandia, Batatais e Franca, sendo o seu contorno mal delineado pela ausência de quebras no relevo.

O rio Sapucaí disseca o reverso do platô, abrindo largos vales nos quais desenvolvem-se níveis rebaixados de morros e colinas, recobertas por espessa capa de formações superficiais. Em área onde o capeamento é de pouca espessura, pode-se entrever afloramentos dos bancos areníticos.

A dissecação irregular do platô ocasiona zonas arenítico-basálticas de morfologias diversas. Só uma faixa de contorno festonado guarda o aspecto de platô com superfície tabular estrutural e com rebordos quase sempre em escarpas. Na superfície do topo, estão situadas as cidades de Franca e Pedregulho e o platô se coloca em um nível que varia em torno de 1.000 metros no frontão leste, descambando para oeste até cotas de 800 metros. Nesta zona, os capeamentos mascaram as escarpas, e, gradativamente, confundem-se com os colúviões das vertentes. Um patamar de altitude intermediária contorna o platô de Franca na face leste, situando-se em cotas em torno de 850 metros. Neste patamar, onde se situam as cidades de Patrocínio Paulista e Ibiraci, salientam-se morros testemunhos que alcançam altitudes superiores a 1.100 metros. Este patamar de nível intermediário também é guarnecido de escarpas, e entra em contato com a superfície de morros cristalinos diretamente ou através dos degraus do nível inferior.

Os capeamentos de Orlândia e Batatais, situados na margem esquerda do Sapucaí, estão na mesma altitude deste patamar intermediário.

Um nível mais baixo, composto de platôs residuais, patamares em degraus e morros tabulares, contorna a leste e a sul os platôs de nível mais elevado. No extremo oeste, nos vales dos rios Sapucaí e Pardo, os morros areníticos perdem a superfície tabular e formam colinas de vertentes suaves recobertas por espessa camada de material de alteração. Esta última zona alcança altitudes em torno de 750 metros. baixando a 600 metros nas margens do rio Grande, nas quais, eventualmente, os terrenos basáltico-areníticos são recobertos pelos aluviões dos altos terraços fluviais.

5.2.2 Serra da Canastra

A serra da Canastra é formada por uma faixa de espigões quartzíticos que atravessam a área de noroeste para sudeste. Suas altitudes alcançam cotas de até 1.500 metros no topo de alguns espigões, mas o corpo principal da serra está seccionado por uma superfície aplainada residual de cerca de 1.300 metros de altitude cortada sobre basaltos da Formação Serra Geral e capeada em parte por formações detrítico-lateríticas.

Nas áreas onde o capeamento basáltico já foi removido, a erosão escavou vales profundos que individualizam as cristas e apresentam desníveis de até 700 metros. Alguns vales são talhados em V, outros em calha, com o assoalho revestidos de rochas "filíticas" ou xistosas, formando vertentes suavemente inclinadas, semelhantes a pedimentos. Ao norte da faixa de cristas quartzíticas, a serra da Canastra evolui para um platô rebaixado de superfície amorreada, talhado em micaxistos e filitos que termina em um rebordo erosivo frente à depressão do São Francisco.

Nas proximidades do rio Grande, os quartzitos encontram-se erodidos, formando uma zona rebaixada de morros e de esporões, na qual identificaram-se níveis de terraços fluviais de abrasão.

O chapadão de topo truncado, característico da serra da Canastra, na área de Franca, desdobra-se para o sul, na altura da cidade de Capitólio. Na área de Furnas, as áreas aplainadas do topo são de importância bem mais reduzida, estão recobertas por sedimentos terciários e já não apresentam capeamentos basálticos. O relevo da serra da Canastra é fortemente influenciado pela tectônica, sendo seus maiores

desníveis condicionados aos falhamentos que acompanham a ser
ra na sua frente sul.

A serra da Canastra é um importante divisor de águas que separa as bacias dos rios São Francisco e Grande, e nela se localizam as nascentes desse primeiro rio.

5.2.3 Depressão do São Francisco

A depressão do rio São Francisco corresponde à região rebaixada que marca a passagem dos relevos elevados esculpidos nos quartzitos, xistos e filitos para os siltitos, argilitos e calcários do Grupo Bambuí. Possui relevo suave, com interflúvios achatados e/ou alongados, quase plano na região de Arcos, drenagem esparsa e encaixada. Os vales são am plos e preenchidos por farto material aluvial. Algumas áreas são dissecadas por um intenso ravinamento nas vertentes parecendo coincidir com a região na qual afloram os conglomerados. Nas áreas onde existe cobertura de material detrítico a renoso predomina uma morfologia de interflúvios planos ou suavemente abaulados. Em áreas onde esta cobertura está ausente o relevo torna-se mais dissecado com drenagem de características dentríticas. O rebordo da depressão é nítido, tanto na bacia do rio Santo Antônio, no contato com os mica-xistos e filitos, quanto na região a leste de Pimenta. Esta última possui afloramentos de aspecto ruiniforme, onde apontam os calcários, quebrando o relevo uniforme da depressão. Nas vizinhanças de Bambuí e de Lagoa da Prata o relevo é quase plano e observa-se no topo dos interflúvios a ocorrência de pequenas depressões circulares. Esta área apresenta um extenso recobrimento de material detrítico de natureza arenosa.

As altitudes na depressão variam em torno de 850 me
tros, decaindo para norte, onde atingem cotas inferiores a

700 metros.

O fato das rochas do Grupo Bambuí estarem deprimidas em relação às formações circundantes, levou os geomorfólogos a interpretarem a calha do São Francisco como sendo um vale de afundamento.

5.2.4 Superfície Cristalina do Alto Rio Grande

A superfície cristalina do Alto Rio Grande ou planalto sul de Minas, como é comumente chamado, ocupa a maior parte da área do projeto. É uma ampla superfície de relevo ondulado com altitudes variando em torno de 900 metros, na qual salientam-se espigões de altitude um pouco superior a 1.000 metros. É talhada essencialmente em rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico. Ocupa, grosso modo, a região correspondente à bacia do Alto Rio Grande, estendendo-se até as bacias dos rios Pará e Paraopeba, afluentes do São Francisco (superfície de Belo Horizonte). A sul, encontra-se os contrafortes da serra da Mantiqueira, e, a leste, limita-se no rebordo do planalto cristalino rebaixado. Em direção oeste, a superfície cristalina é penetrada por uma faixa de espigões pertencentes a serra da Canastra, perdendo sua unidade espacial e compondo um sub-compartimento do planalto na região de Passos.

O planalto sul de Minas é ligeiramente basculado para leste, alcançando 1.100 metros no rebordo que faz face ao planalto cristalino rebaixado, no topo das cristas que cortam a superfície e no rebordo erosivo que forma as cabeceiras do rio Pará, para decair até 700 metros no contato com os sedimentos mesozóicos. A decomposição das rochas que constituem o planalto é extremamente profunda, principalmente nas

áreas onde predominam os granito-gnaisses. Fato importante a salientar é a existência, nesta região de uma faixa de voçorocas, localizadas preferencialmente no vale do rio das Mortes e nas bacias de recepção dos rios Jacaré, Paraopeba, Elvas e Capivari. Essas voçorocas encontram-se em pleno processo evolutivo e podem causar notáveis modificações no modelo, principalmente na rede de drenagem. A posição topográfica dessas formas erosivas, localizadas preferencialmente nas encostas dos morros, sítios onde o material decomposto atinge profundidades consideráveis, facilita e acelera seu crescimento. Soma-se a isto, o elevado grau de pluviosidade da região (Lavras 1508 mm/ano; São João del Rey 1535 mm/ano) e a desordenada devastação das vertentes, já há longo tempo desprovidas da vegetação original e submetidas a incessantes trabalhos agrícolas.

A evolução das formas de relevo, dentro dos diferentes tipos litológicos que compõem o planalto, se faz diferentemente. Enquanto os gnaisses e migmatitos possuem drenagem densa, relevo fortemente ondulado, vertentes abruptas, cristas de interflúvios bem delimitados, os xistos foram interflúvios achatados, com drenagem esparsa, poucas ravinas e vales mais largos.

Praticamente, toda a superfície cristalina possui vegetação de campos. Grande parte das vertentes era antes florestada, porém, a intensa ocupação humana devastou a vegetação original, sendo a que hoje resta, de caráter secundário.

5.2.5 Cristas do Sul do Espinhaço

As cristas do sul do Espinhaço ocupam extensão reduzida no extremo nordeste da área do projeto, e, geografica

mente, correspondem às serras da Moeda, do Caraça, do Ouro Branco e do Curral. Fazem parte dos relevos talhados em rochas metassedimentares que, se estendendo desde as cabeceiras do rio Doce até o norte da Bahia, servem de divisor de águas entre o São Francisco e os rios da fachada Atlântica. Essas cristas são esculpidas notadamente, em quartzitos, itabiritos e filitos.

O Espinhaço possui morfologia extremamente complexa, em consequência dos intensos falhamentos e dobramentos que afetam as rochas que o constituem.

As cristas são orientadas para norte, contrariando as direções SW-NE, predominantes nas rochas cristalinas circunvizinhas. O Espinhaço está intensamente dobrado e falhado, sendo suas cristas elevadas esculpidas nas rochas mais duras como quartzitos ou itabiritos e seus vales e cristas secundárias, nos filitos.

O relevo da serra do Espinhaço serviu de base a King, para estudo da evolução das superfícies cíclicas do Brasil. De Martonne em 1944, já havia anteriormente feito referência ao escalonamento deste relevo.

Além da estrutura e tectônica, a erosão diferencial teve importância básica na evolução do relevo do Espinhaço. Aliados aos processos de erosão diferencial, as cangas ferruginosas formadas sobre as formações ferríferas, mantiveram estas rochas subjacentes em relevos elevados, protegendo-as da erosão e acentuando assim os contrastes de relevo. Estas cangas, produto das oscilações climáticas a que a área foi submetida, alcançaram um desenvolvimento considerável a ponto de serem hoje exploradas para obtenção do minério de ferro que faz a riqueza da região.

5.2.6 Serra da Mantiqueira

A serra da Mantiqueira desenvolve-se paralela ao mé dio Paraíba, truncando a superfície cristalina do alto rio Grande. É esculpido sobre rochas do Complexo Cristalino: migmatitos, bem como quartzitos, micaxistos e filitos. A tectônica terciária foi responsável pela elevação dos terrenos do litoral do Brasil Sudeste, com a conseqüente formação dos ma çios litorâneos das serras do Mar e da Mantiqueira, o mais alto degrau deste planalto.

A Mantiqueira ocupa, na área do projeto, a região sul e sudeste. Apresenta um relevo vigoroso, com vales fortemente incisos, sobretudo no sul, onde começaram a se elevar as escarpas do maciço do Itatiaia, o ponto mais elevado do Brasil Sudeste.

Na região de São Tomé das Letras, Luminárias e Itutinga, ao lado esquerdo da barragem de Camargos, elevam-se cristas quartzíticas monoclinaes, cujo conjunto forma amplos sinclinaes. Estas cristas apesar de pertencerem ao planalto da Mantiqueira, estão separadas deste por um estreito corredor rebaixado que dá continuidade ao planalto sul de Minas e termina, em uma superfície mais baixa na área de Caxambu. A leste, a serra da Mantiqueira forma um rebordo erosivo, sustentado por rochas quartzíticas que marca a passagem da Mantiqueira para o planalto cristalino rebaixado.

A tectônica é o elemento primordial na formação da escarpa da Mantiqueira. No contato do planalto com o vale do Paraíba, este fato é evidente, porém, no contato do planalto sul de Minas com o planato cristalino rebaixado, as evidências tectônicas foram mascaradas, pela intensa erosão diferencial.

5.2.7 Planalto Cristalino Rebaixado

O planalto cristalino rebaixado faz parte estruturalmente da serra da Mantiqueira. Morfologicamente, apresenta-se como um patamar de planalto, que, iniciando-se a norte do rio Paraibuna, se estende até o sul do Espírito Santo. Este planalto corresponde à chamada zona da Mata Mineira e é composto de rochas cristalinas mais homogêneas que aquelas da superfície do alto rio Grande, com quase total predominância de migmatitos. A formação deste planalto está ligada aos falhamentos, que escalonaram a Mantiqueira em toda sua extensão. Sua topografia é a de modelado cristalino típico, formando uma superfície mais ou menos uniforme, que varia em torno dos 750 metros (Santos Dumont, 840 metros).

Vários níveis foram reconhecidos para este planalto: nível de Leopoldina (300-400), o nível Guarani - Rio Novo (450-500) e o nível de Ervália (800-900).

A tectônica se faz notar no escalonamento destes níveis, se bem que a passagem de um para outro seja gradativa.

6. ESTRATIGRAFIA

6.1 Comentários Gerais

Desde o início da execução do projeto deparou-se com a complexidade dos conhecimentos geológicos e a maneira heterogênea que se distribuíam, caracterizando desta forma áreas com levantamentos detalhados, semidetalhados ou sem algum estudo sistemático. Baseado nestes aspectos, no relatório preliminar dividiu-se a área em estudo em quatro regiões, com colunas estratigráficas distintas por não mostrarem qualquer possibilidade de correlação entre as formações do Pré-Cambriano. Após a primeira etapa de campo, por ocasião do relatório de progresso, agrupou-se os diversos tipos litológicos desta idade, exceto do grupo Bambuí, porém, ainda em caráter provisório, em Associações, Complexos e Unidades, procurando-se com isso evitar alguma conotação lito-estratigráfica.

Por não terem sido observadas as relações das várias unidades descritas na literatura geológica, como lito-estratigráficas optou-se desde aquele relatório, para os terrenos pré-cambrianos, por uma sistemática que traduzisse apenas o comportamento regional dos diversos tipos petrográficos. Para o cômputo de rochas altamente transformadas, intimamente relacionadas e complexamente estruturadas, adotou-se a sistemática de mapeamento proposto por Braun (1974). Por sua vez, a classificação para as rochas cataclásticas foi feita segundo Higgins (1971).

Foge a esta sistemática a divisão do Grupo Bambuí, que seguiu aquela adotada por Braun (1969).

Na pequena parte da Bacia do Paraná foram adotadas as divisões mais aceitas pelos diversos autores conhecedores da sua grande extensão.

0

Partindo deste contexto e levando-se em consideração o atual estágio do conhecimento geológico da área, organizou-se a coluna estigráfica proposta na tabela (01).

A parte referente a Associação Barbacena corresponde a Associação B de Braun e Baptista (1976) - foi subdividida em sete complexos a saber : Canastra, Furnas, Gnáissico - Migmatítico, São João Del Rey, Piedade, Andrelândia e Bom Sucesso.

Os nomes destes complexos correspondem, sempre que possível, aos das unidades geológicas anteriormente descritas, e já mais ou menos consagradas.

A) Complexo Bom Sucesso

A denominação deste complexo foi-lhe emprestada pela serra homônima em cuja área restringe-se aproximadamente a sua ocorrência.

Parte deste complexo, ou seja, a serra propriamente dita foi cartografada por Ebert (1958), como pertencente à "Série" Minas. Entretanto, pelos trabalhos desenvolvidos no projeto, concluiu-se que as rochas denominadas de quartzitos e filitos pelo autor, representam rochas altamente cataclásticas, sendo que os primeiros seriam rochas quartzosas de segregação e os itabiritos produtos originários de rochas básicas e/ou ultrabásicas. Os filitos considerados, nada mais seriam que filonitos de rochas ultrabásicas. A passagem gradativa das rochas ultrabásicas para os filonitos é bem visível nas subidas da serra.

Baseado nas observações acima referidas, optou-se pela caracterização deste complexo, como um conjunto de rochas ultrabásicas e filoníticas que ocorrem intimamente associadas.

B) Complexo Andrelândia

Sob esta denominação foi englobado o Grupo Andrelândia de Ebert (op. cit.) constituído por quartzo-biotita-plagioclásio xistos (micaxistos escuros) e quartzo-biotita-moscovita xistos (micaxistos claros), comumente com granada, por vezes com cianita e estauroлита. Nestes xistos podem ocorrer níveis de "quartzitos", às vezes moscovíticos e raramente granatíferos e cianíticos; intercalações de biotita-gnaisses, em geral finamente bandados e vez por outra granatíferos; lentes de metacalcário cinza de granulação fina a média, plaqueado e raros corpos de ultrabásitos.

C) Complexo São João Del Rey

Fazendo parte deste complexo foram englobadas as rochas mapeadas por Ebert (op. cit.) como pertencentes ao Grupo São João Del Rey, que foi subdividido em três unidades recebendo nomes correspondentes às formações descritas por Ebert (op. cit.). Assim sendo, com pequenas variações na área de sua ocorrência, as formações Prados, Carandaí e Tiradentes passaram a ser alcunhadas de unidades Prados, Carandaí e Tiradentes. Esta modificação foi adotada devido a não se reconhecer as relações estratigráficas entre essas unidades litológicas altamente tectonizadas e complexamente arranjadas. Exceção seja feita para a unidade Tiradentes, na qual são encontradas ainda estruturas primárias, que entretanto não permitem visualizar a sua posição estratigráfica.

Pelos trabalhos realizados, concluiu-se que a formação Barroso de Ebert (op. cit.) nada mais é que megalentes de calcário, intercaladas nas unidades Carandaí e Prados, e foram consideradas apenas como uma litologia dentro das respectivas unidades.

A unidade Carandaí caracteriza-se pela presença de: quartzo-plagioclásio-moscovita-biotita-xistos, de tonalidade cinza, por vezes com clorita e moscovita; sericita xistos cinza azulados, com lentículas de quartzo granular, comumente microdobradas, encerrando megalentes de metacalcário cinza, de granulação média e textura granoblástica.

A unidade Prados é representada por tipos petrográficos identificados como filonitos de origens diversas, níveis quartzosos finamente laminados, milonito-xistos calcíferos e microdobrados; rochas mangano-ferríferas e megalentes de calcário.

A unidade Tiradentes é constituída por quartzitos puros ou sericíticos, maciços ou bem estratificados e quartzitos conglomeráticos. Neste conjunto de rochas são encontradas estruturas primárias do tipo estratificação cruzada, marcas de onda, que definem, aliadas aos leitos conglomeráticos o acamamento.

D) Complexo Canastra

Fazem parte deste complexo, parte das rochas tidas por Barbosa et alii (1970) como Grupo Canastra, e por Brandalise et alii (1971) como pertencentes parcialmente ao grupo Canastra e ao Araxá. É constituído de um conjunto litológico altamente tectonizado e com características mineralógicas peculiares.

Esta unidade possui como característica, uma zona com predominância de rochas "filíticas" de tonalidade cinza escura, micaxistos à clorita, às vezes com granada microscópica e veios de quartzo "boudinados", podendo apresentar localmente, intercalações de níveis quartzosos finamente lami-

nados (quartzitos); e uma zona de rochas quartzosas (quartzitos), com intercalações de rochas de aspecto filítico.

Estas rochas foram individualizadas nas folhas Franca e Furnas e limitadas na Cachoeira da Casca d'Antas pela falha transcorrente de dimensão regional separando-as do Complexo Furnas.

E) Complexo Furnas

Neste complexo foram individualizadas duas unidades: Unidade Passos e Unidade Itau.

A área correspondente à primeira unidade foi mapeada por Brandalise (op. cit.) como pertencente ao Grupo Araxá e parcialmente ao Grupo Canastra. Porém, por constituir um conjunto intensamente tectonizado e não possuir continuidade física com o Grupo Araxá de Barbosa (op. cit.), preferiu-se não utilizar essa denominação.

Nesta unidade distingue-se três conjuntos litológicos distintos, assim caracterizados: rochas quartzosas bastante semelhantes àquelas do Complexo Canastra e separadas destas por uma falha de extensão regional; por uma faixa de rochas de aspecto filítico, filonitos de prováveis vulcânicas básicas, se bem que não tenham sido caracterizadas como tais, devido ao seu alto grau de filonitização e decomposição. O terceiro conjunto litológico é caracterizado por mica xistos feldspáticos à biotita e moscovita, geralmente granatíferos e com intercalações de rochas gnáissicas. Estas últimas, estão geralmente associadas a zonas de falhas e possuem na sua composição, geralmente, microclina, evidenciando serem elas provavelmente oriundas dos xistos, devido a uma feldspatização mais intensa.

0

A unidade Itauú, por sua vez é constituída por calcá-
rios e filitos. É bom salientar que estes tipos litológicos-
são bastante semelhantes aos encontrados no Grupo Bambuí, sen-
do que em alguns alforamentos de calcário foram observados
aspectos macroscópicos semelhantes a oólitos.

F) Complexo Gnáissico Migmatítico

Foram englobadas neste complexo, todas as rochas de
estrutura gnáissica de composição e origens diversas inclui-
das por Braun e Baptista (1976) na Associação B, correspon-
dendo aos domínios do Craton do São Francisco, em parte co-
berto pela sequência sedimentar do Grupo Bambuí.

Este complexo abrange rochas gnáissicas granitóides
ou com estruturas bandadas e migmatíticas, às vezes intensa-
mente deformadas tectonicamente. São constituídas por quart-
zo-plagioclásio, microclina e biotita, podendo conter como
minerais varietais moscovita, granada, anfibólio e localmen-
te hiperstênio cordierita, silimanita e piroxênio. Fazem par-
te também deste complexo, os corpos intrusivos não individua-
lizados de composição desde ácida até ultrabásica, maciços,
xistificados ou filonitizados; anfibolito; micaxistos; ro-
chas quartzosas ferro-manganesíferas; gonditos; calcosilicá-
ticas e quartzitos cataclásticos.

G) Complexo Piedade

Neste complexo foram englobados os gnaisses do tipo
Piedade de Ebert (1968), parte da "Série Barbacena" segundo
o mesmo autor e as rochas do Maciço de Matola.

Esta unidade se caracteriza por apresentar gnaisses

finamente bandados, com dobras suaves em estilo ondulado, às vezes com mergulhos subverticais, ou com o bandamento apresentando pequenas dobras fechadas. Nestas rochas encontram-se - frequentes níveis anfibolíticos, xistosos e quartzosos, de espessuras centimétricas e métricas.

A sua composição mineralógica é geralmente quartzo, feldspato, biotita, epidoto, localmente podendo ocorrer granada, hornblenda e silimanita.

Neste complexo pode ser encontrado ainda micaxistos, milonito-gnaisses, milonito-xisto e o gnaisse sienítico da região de Matola.

H) Associação Paraíba do Sul

Corresponde a unidade lito-estrutural proposta por Braun e Baptista (op. cit.), para englobar o conjunto litológico que se desenvolve na faixa Atlântica Brasileira.

Esta associação restringe-se a uma pequena faixa de rochas aflorante na extremidade SE da folha Barbacena e tem continuidade física com a faixa mapeada por Brandalise et alii (1976), como Complexo Charnoquítico.

Neste conjunto sobressaem rochas charnoquíticas maciças ou com foliação cataclástica e subordinadamente biotita gnaisses bandados, geralmente com porfiroblastos de feldspato e/ou granada, e hiperstênio-diorito.

I. Rochas Intrusivas

Há uma incidência de corpos intrusivos de natureza desde ácida até ultrabásica na área do projeto. Porém a grande maioria destes corpos não puderam ser individualizados, devido a sua pequena expressão areal.

0

Convém salientar, entretanto, que estes corpos são de idades e gerações diferentes, que por falta de datações geocronológicas não foram posicionados na coluna geológica. Apesar de terem sido englobados numa única unidade, sabe-se entretanto, que alguns tipos, pela sua total transformação e pela sua íntima relação com as outras rochas reconhecidamente mais antigas, possuem idade pré-cambriana, enquanto que outros ocorrem em diques preenchendo fraturas ou falhas, são de idade cretácea.

Uma outra ressalva que deve ser feita, é que as áreas individualizadas como tais, não representam um corpo intrusivo, mas sim, áreas de maior incidência deles e que não necessariamente são todos de uma mesma composição. Por exemplo, na região de São João del Rey, na área individualizada como de ocorrência de diorito, podem ser encontrados desde rochas granitóides até corpos básicos.

6.1.1 Utilização do Termo Associação

Com o advento dos mapeamentos geológicos básicos em escala 1:250.000, abrangendo vastas áreas, começaram a aparecer as dificuldades para a correlação e/ou cartografia das unidades. Isto por não apresentarem mais as características estratigráficas e conseqüentemente por não estarem corretamente definidas. Mc. Connell (1960), ao compilar os dados geológicos para a cartografia geológica ao milionésimo, sentiu dificuldades em agrupar as unidades descritas nos trabalhos de detalhe, que pareciam se correlacionarem ou gradavam para conjuntos mais complexos e neles se inserirem. Como solução reuniu-os em conjuntos pela continuidade geográfica e por determinadas características geológicas comuns.

A estes conjuntos denominou-se "Assemblages", con-

forme já usado por outros autores europeus.

Braun & Ramgrab (1972) adotaram a mesma sistemática no mapeamento executado em Roraima, traduzindo o termo inglês para Associação. Já em 1974, Braun propôs a utilização deste termo para poder reunir diversos outros conjuntos menores, até mesmo unidades estratigráficas. Ao conjunto de unidades que não possuam conotação estratigráfica, o autor denomina-o Associação, subdividida em complexos e unidades litológicas.

Esta nomenclatura foi utilizada com sucesso nos projetos Espírito Santo, Paraíba do Sul, Sapucaí e vários outros no âmbito da CPRM.

Pelo exposto, utilizou-se também para este projeto o termo Associação, para designar as rochas complexamente arranjadas, subdividindo-as em complexos e unidades litológicas onde fosse possível.

A divisão no presente trabalho é fundamentada naquela proposta por Braun & Baptista (1976), que porém, devido ao maior número de trabalhos encetados na área, sofreram algumas modificações.

A denominação das associações utilizadas nesse relatório seguiu a divisão utilizada por Brandalise et alii (1976) no Projeto Paraíba do Sul, ou seja, Associação Barbacena e Associação Paraíba do Sul.

A primeira predomina amplamente na área do Projeto e foi subdividida em vários complexos, enquanto a segunda está restrita apenas a extremidade SE da folha Barbacena, representada pelo Complexo Charnoquítico.

6.2 Pré-Cambriano

6.2.1 Associação Paraíba do Sul

6.2.1.1 Complexo Charnoquítico

1. Histórico

Foi Brajnikov, em 1953, ao efetuar estudos no Espírito Santo e parte de Minas Gerais (áreas do alto e médio rio Doce), o primeiro a constatar a existência de rochas charnoquíticas no Brasil, denominando-as de "charnoquitos gnaisses", por serem, segundo ele, indubitavelmente rochas metamórficas. Baseado em estudo petrográfico, o autor afirmou que os "charnoquitos-gnaisses" resultaram da granitização (potassificação e silicificação) de rochas noríticas, invariavelmente associadas aos mesmos, em razão da presença sintomática de antipertita no plagioclásio e micropertita no ortoclásio. A idade da granitização, consoante Brajnikov, não pode ser definida com precisão, mas deve situar-se entre o pré-Cambriano Superior e o Devoniano Inferior, conforme indicação fornecida por minerais radioativos, possivelmente ligados à fase granitizante.

Estudando microscopicamente diversas amostras de rochas procedentes da faixa litorânea compreendida entre os Estados do Rio de Janeiro e Bahia, Guimarães, em 1956, concordou com as conclusões de Brajnikov sobre a origem dos charnoquitos e apresentou mais alguns subsídios a respeito. A frequência de cristais de hiperstênio com estrutura lamelar remanescente e extinção oblíqua, por exemplo, foi considerada por este, antes, como uma prova da origem magmática dos charnoquitos (as características apresentadas pelo hiperstênio resultaram da transformação de clino em ortopiroxênio, na fase ortomagmática). Outra contribuição formulada pelo mesmo autor refere-se aos indícios de existência de duas fases metamórfi

cas que afetaram os charnoquitos, uma de idade Penoqueana , responsável pela aparição de granada, diopsídio e quartzo, oriundos das transformações de hiperstênio e anortita e outra de idade Caledoniana, correspondente à granitização sílico-potássica, que ocorreu após um período de preparo tectônico.

Influenciado pela estrutura geológica dos Alpes Suíços onde trabalhou antes de vir para o Brasil, Rosier, em 1957, interpretou a Serra do Mar como formada por duas grandes "nappes" empurradas de sudeste para noroeste, originadas durante a Orogênese Assíntica, que ele denominou de "Nappe do Desengano" ("nappe" inferior) e "Nappe da Serra dos Órgãos" ("nappe" superior). Em cada uma dessas "nappes", o autor distinguiu um núcleo Arqueano, mais ou menos palingenético , e uma "cobertura" Algonquiana. A compressão horizontal muito forte que caracteriza a "Faixa do Paraíba", segundo Rosier, seria consequência de sua posição tectônica especial, entre a frente da "Nappe da Serra dos Órgãos" e o ante-país da orogênese, representado pelo Arqueano.

Em 1961, ao discorrer sobre a origem dos charnoquitos da Zona da Mata, em Minas Gerais, Guimarães acentuou que a granitização, evidenciada por recristalização de plagioclásio, em geral micropertítico, intergranular, foi precedida por deformações tectônicas, não indicando entretanto os períodos orogênicos correspondentes a tais eventos, como fizera anteriormente. Quanto aos charnoquitos da Serra do Mar, identificou microclina em lugar de ortoclásio, o que, para o autor, indica uma temperatura de granitização moderada, em contraste com os charnoquitos da Zona da Mata, onde a presença de ortoclásio aponta uma granitização sob condições de temperatura e pressão relativamente elevadas.

Ainda em 1961, Guimarães volta a se referir sobre a gênese dos charnoquitos da Zona da Mata, ao verificar, em dois grupos de amostras de charnoquitos, respectivamente com forte e fraca granitização, que elementos-traços característicos de rochas básicas (Cr, Cu, Ni, Co, Mn e V), ocorriam em proporções equivalentes ou aproximadas, conforme o grau de granitização, fato que o autor considerou como um reforço à sua concepção de derivação magmática dos charnoquitos.

O prosseguimento dos trabalhos de Rosier na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e adjacências, levou este autor, em 1965, a reformular suas idéias iniciais quanto a estrutura geológica da área. Assim, por exemplo, a "Série do Paraíba" e a "Nappe do Desengano", consideradas anteriormente como duas unidades tectônicas distintas, separadas pela "Série da Serra dos Órgãos", foram reunidas agora numa única unidade, a "Série Paraíba-Desengano", em razão de apresentarem semelhança litológica e continuidade física. Esta Série, de acordo com Rosier, seria constituída essencialmente por alternâncias de charnoquitos, gnaisses diversos (especialmente gnaisses kinzigíticos e biotita-plagioclásio-gnaisses) e migmatitos (muitas vezes com aparência de gnaisses em brechíticos). Os charnoquitos, que são rochas características da série, representariam ofiolitos formados durante a Orogênese Assíntica.

Mais recentemente, em 1976, foi executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), em convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), o Projeto Vale do Paraíba do Sul, situado a leste e sul do Projeto Mantiqueira-Furnas (especificamente a leste e sul da folha de Barbacena), cujos propósitos foram o mapeamento geológico regional, em escala 1:250.000, e o inventário de ocor-

rências minerais. Face aos problemas estratigráficos-estruturais existentes na área deste projeto, foi adotada uma divisão lito-estrutural, cujo objetivo era reunir os diversos tipos petrográficos em duas grandes unidades : A Associação Barbacena e a Associação Paraíba do Sul. Diversas unidades definidas anteriormente por Rosier, em 1965, como a "Faixa Eugenópolis - Caparaó", "Série Paraíba - Desengano", "Série da Serra dos Órgãos", "Série da Pedra Lisa", "Faixa Maricá Conceição de Macabu", e "Faixa Saquarema - Cabo Frio - Macaé" e por Ebert, em 1968, como o "Grupo Paraíba", foram incluídas na Associação Paraíba do Sul, que passou a ser constituída apenas por três grandes conjuntos litológicos. Um desses conjuntos, o Complexo Charnoquítico, que ocorre com maior frequência na folha Juiz de Fora, onde forma quatro faixas irregulares, com direções NE-SW, penetra na folha Barbacena (faixa ocidental). Como litologias integrantes desse complexo, são assinaladas, além de charnoquitos, que são as rochas típicas da unidade, granulitos granatíferos e, escassamente, leptinitos, migmatitos, hornblenda-biotita gnaisses, metagabros, metadioritos e anfibolitos.

2. Distribuição Geográfica

A Associação Paraíba do Sul, representada pelo Complexo Charnoquítico, ocupa restrita área no canto da folha Barbacena, onde estão situadas as vilas de Torreões e Monte Verde (fig. 06). A expressão topográfica desta unidade exhibe variações que refletem as diferenças litológicas existentes. Desse modo, as rochas charnoquíticas e dioríticas (raras) apresentam um relevo de colinas abruptas, algo mais acentuado que o relevo dos gnaisses circunvizinhos, da Associação Barbacena. Na faixa cataclástica situada a sudoeste da vila de

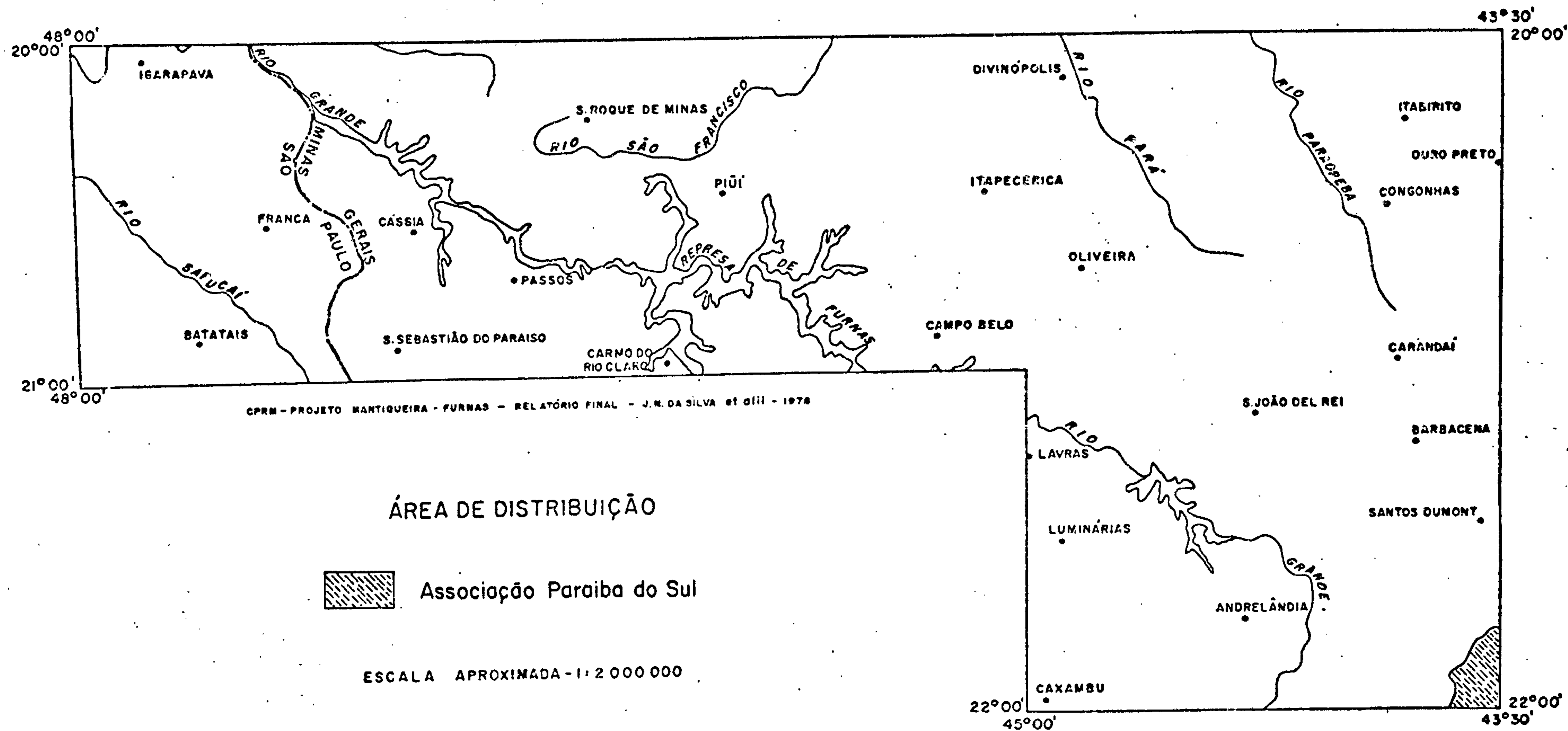


FIGURA - 06

Monte Verde, onde foram constatadas microbrechas gnáissicas, o relevo torna-se mais acidentado, por vezes alinhado, exibindo pequenas cristas, as quais retratam a existência de delgadas lentes "quartzíticas".

3. Relações de Contato

A fotoanálise e a observação de campo mostraram que o contato entre as rochas charnoquíticas da Associação Paraíba do Sul e os gnaisses da Associação Barbacena é de difícil delimitação, em virtude do caráter claramente gradativo entre essas duas unidades, fato que contrasta com o verificado na folha Juiz de Fora, do Projeto Vale do Paraíba do Sul, onde o mesmo foi interpretado como uma falha. O referido contato, devido a essas peculiaridades foi traçado de modo aproximado. Nas vizinhanças dele é comum observar-se, de um e de outro lado, litologias como granada - biotita-gnaisses e charnoquitos. A granitização manifestada pela presença de veios pegmatóides irregulares, que muitas vezes emprestam a essas rochas um aspecto migmatítico, é uma feição comum às duas unidades.

4. Litologia

Esta unidade foi definida no Projeto Vale do Paraíba do Sul, onde cobre grande extensão, como constituído por um conjunto de tipos petrográficos diversos, os quais apresentam dois caracteres principais: uma ascendência magmática e uma metassomatose sílico - potássica.

Duas espécies de rochas charnoquíticas foram distinguidas naquele projeto, de acordo com o grau de cataclase existente: charnoquitos gnaissóides e charnoquitos com discre

ta cataclase. Os charnoquitos gnaissóides são rochas que possuem uma estrutura formada pela alternância de bandas claras, quartzo-feldspáticas, com alguns máficos e bandas de tonalidade verde escura, constituídas predominantemente por anfibólio e piroxênio. A granada rósea pode estar presente nessas rochas, sob a forma de blastos ou porfiroblastos de até 1 cm de diâmetro, sendo geralmente achatada, segundo a foliação cataclástica. Os charnoquitos com discreta cataclase mostram uma estrutura que varia de maciça a orientada, onde os minerais como piroxênio, anfibólio, quartzo e feldspato, apresentam-se orientados, mas nunca individualizados em bandas. Estas rochas possuem tonalidade verde-escura e podem conter granada rósea idioblástica, por vezes achatada.

As rochas charnoquíticas na área do presente projeto, de acordo com observações de campo e os dados petrográficos, podem ser enquadradas no tipo dos charnoquitos gnaissóides.

No seio destas rochas, vez por outra, são encontrados afloramentos de dioritos a hiperstênio, os quais, segundo alguns autores, juntamente com gabros e noritos são as rochas que deram origem aos charnoquitos através de processos combinados de granitização e deformação tectônica.

Estas rochas, principalmente na faixa cataclástica de Monte Verde, definida por lineamentos de direção NE-SW e presença de microbrechas gnáissicas, encerram frequentemente pequenas lentes de "quartzito", algumas delas mapeáveis.

A análise petrográfica de uma amostra deste "quartzito" revelou ser constituída predominantemente por grãos de quartzo desiguais, bem orientados, exibindo forte denteamento e extinção ondulante, além de recristalização, em grande

parte dos mesmos, que é evidenciada pela presença de pequenas palhetas de sericita e biotita englobadas poiquiloblasticamente. O feldspato ocorre em pequena proporção, estando quase sempre parcial ou totalmente alterado.

6.2.2 Associação Barbacena

6.2.2.1 Complexo Gnáissico-Migmatítico

1. Histórico

As primeiras notícias sobre as rochas granito-gnáissicas aqui englobadas no Complexo Gnáissico-Migmatítico, foram mencionadas por Derby, em 1882, baseado nas observações realizadas desde o Vale do Rio das Velhas até o Alto do São Francisco. Neste trabalho este autor faz uma divisão estratigráfica desta região em cinco grupos, sendo o primeiro constituído de granitos, gnaisses e micaxistos. Já em 1906 o mesmo autor, no seu trabalho sobre a Serra do Espinhaço, faz menção aos gnaisses e micaxistos da região das serras do Mar e Mantiqueira como pertencentes ao Arqueano.

Harder & Chamberlin, em 1915, na sua coluna estratigráfica apresentada no trabalho "The Geology of Central Minas Gerais" situam os gnaisses, granitos e xistos como pertencentes ao "Arqueano Provável", constituindo o complexo subjacente. Para eles, os granitos e os gnaisses são as rochas mais abundantes, sendo que os primeiros são de composição e texturas variáveis e os segundos estão interestratificados com anfíbolitos, xistos micáceos e quartzosos.

Os primeiros trabalhos de mapeamento sistemático em escala de detalhe (1:100.000), foram executados por Bastos e Erichsen (1927) na folha de Barbacena e por Erichsen (1929) na folha de São João del Rey. Nos respectivos mapas os autores se

guiram a mesma sistemática de mapeamento, delimitando as áreas de ocorrência dos granitos, gnaisses e xistos, denominando-os de Complexo Cristalino e posicionando-os no Arqueano.

Barbosa, em 1949, estudando a região central de Minas Gerais, nas imediações de Belo Horizonte, Congonhas, Lafaiete e Ouro Preto, dividiu as rochas do pré-cambriano em: Arqueozóicas (migmatitos, granitos e anfibolitos) e proterozóicas. Estas últimas foram denominadas de Série Minas e foram subdivididas em formações Ouro Preto e Santo Antônio.

Este mesmo autor, em 1954, no seu trabalho sobre a serra do Espinhaço, criou a "Série Barbacena" mais nova, e a "Série Mantiqueira", constituindo o embasamento daquela, separadas por uma discordância encontrada entre Santos Dumont e João Aires.

Entretanto, neste mesmo ano, Ebert não observando esta discordância atestou que a segunda série seria uma facies tectônica da primeira, sendo pois imprópria a definição de Barbosa. Já em 1958, Ebert excluiu da "Série Barbacena" as gravacas conglomeráticas da faixa Carandaí-Pedra do Sino e os tipos litológicos constituintes da serra do Lenheiro, em São João del Rey. Contudo, estas rochas não estavam implícitas na proposição de Barbosa, haja visto ter correlacionado as rochas de Carandaí, Congonhas, Itatiaia, e Serro com caráter básico-ultrabásico. Ainda neste ano, Ebert subdividiu a "Série Barbacena" em "fácies sedimentar" (mica xistos, quartzitos, etc.) e em "fácies metabásico" (clorita-xistos, anfibolitos, metadiabásios, metagabros, seprentinitos, tremolita-xistos, etc.). Excluiu da mesma série, as camadas carbonáticas da faixa que se estende de Carandaí, Lavras e para Sudoeste, e criou então as formações Carandaí, Barroso e Prados. Estas formações foram englobadas, em 1967, pelo autor no grupo São João

del Rey.

Neste mesmo trabalho, Ebert (op. cit.) denominou a Série Andrelândia, o Gnaiss Tipo Piedade e a Formação Lafaie te, posicionando-os respectivamente: a primeira, no Algonquia no de metamorfismo mesozonal e, os dois últimos no Arqueano. Em 1968, passou a utilizar a denominação Grupo Andrelândia.

2. Distribuição Geográfica e Expressão Topográfica.

Estas rochas distribuem-se amplamente na folha Divinópolis e mais restritamente, nas outras três que cobrem a área do projeto (fig. 07).

Na folha Franca, contudo, o complexo está restrito a penas à extremidade SE da folha, ao sul de Fortaleza de Minas e a sul e este da Serras do Chapadão e Fortaleza. Na folha Furnas distribui-se em aproximadamente um terço da folha, possuindo duas áreas distintas de ocorrências. A menor é encontrada na extremidade SW, a sul de Alpinópolis e oeste de Carmo do Rio Claro. A segunda que abrange a quase totalidade do quadrante este, possui um contato "grosso modo" norte sul, passando a leste de Lagoa da Prata, oeste de Formiga e pelas imediações de Cristais.

Na folha Divinópolis, abrange quase toda a área cartografada, exceção à área do Quadrilátero Ferrífero.

Já na folha Barbacena, restringe-se mais à parte norte, envolvendo as regiões de Lavras, Bom Sucesso, Nazareno, Ritópolis, Cassiterita, Ressaquinha, Senhora dos Remédios, etc.

Este complexo, apresenta uma extensa área de distribuição, na qual os eventos geológicos são os mais variados possíveis, refletindo evidentemente nas características fisiográficas. Assim é que, as regiões onde a erosão foi mais inten

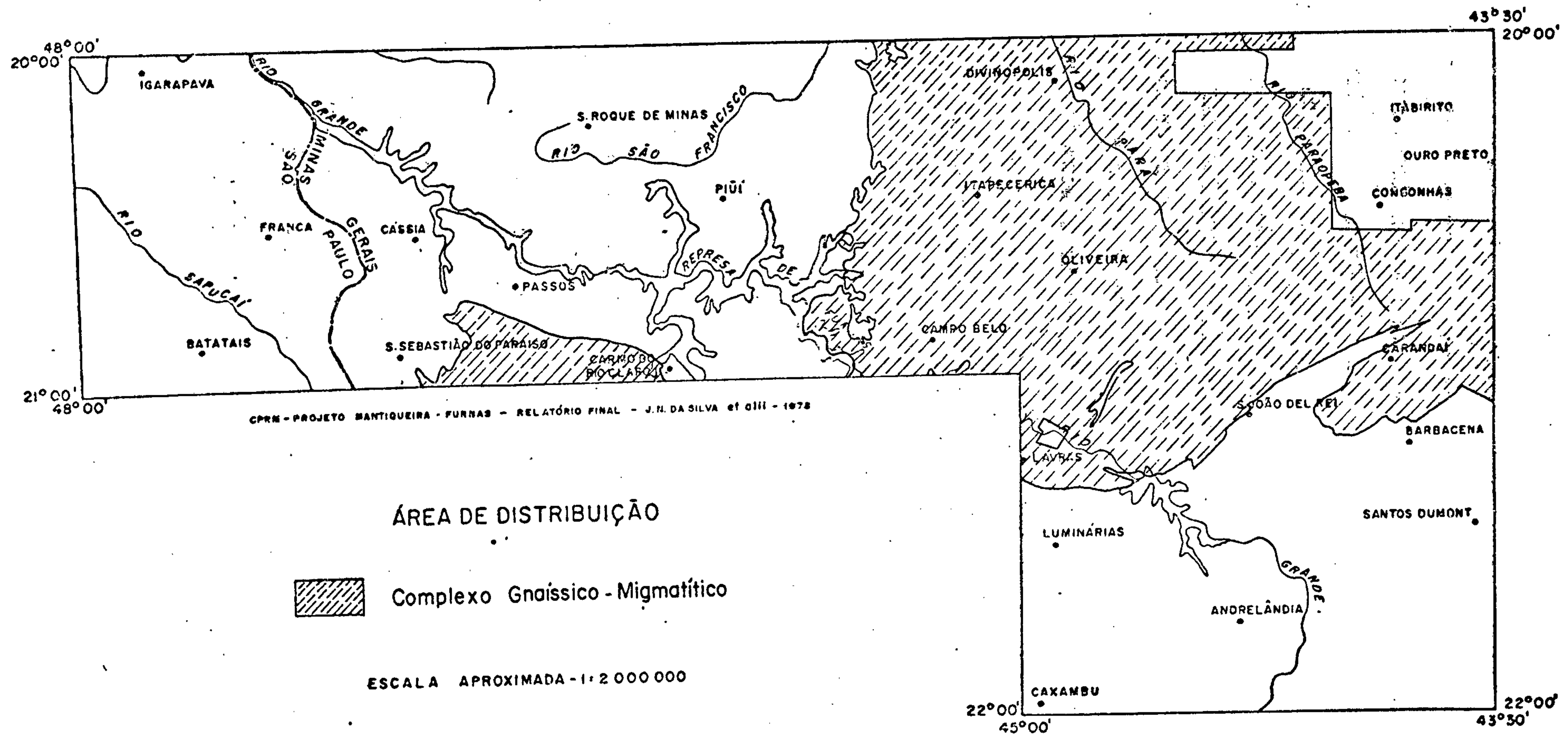


FIGURA - 07

sa e o relevo apresenta-se mais arrasado e peneplanizado, podendo ocorrer zonas de coberturas arenosas, representam zonas menos tectonizadas, enquanto que nas áreas mais tectonicamente afetadas o relevo é mais acidentado, dando serras abruptas e às vezes bastante escarpadas. Como exemplo, deste último caso pode-se observar na região ao sul de Alpinópolis, cujo condicionamento estrutural deu origem as serras de Santana das Posses, etc. Um outro evento que também condicionou o relevo, foram as intrusões básicas, as quais em alguns casos formam cristas como aparece no logradouro de Serrinha, nas imediações de Carmo da Cajuru.

A drenagem geralmente é dendrítica e em alguns casos pode ser dendrítica retangular quando condicionada à estruturação tectônica. Os vales em geral são profundos e os rios em alguns locais formam meandros, proporcionando grandes áreas aluvionares.

Nas zonas dos gnaisses os solos são arenosos de coloração variando de amarelo claro a castanho e geralmente são pobres para a agricultura. Entretanto, nos locais de ocorrência de rochas básicas e ultrabásicas encaixadas nos gnaisses, o solo é argiloso de coloração avermelhada e de boa fertilidade.

A vegetação predominante é do tipo cerrado e gramíneas, podendo ser encontradas matas ciliares nas nascentes e em alguns cursos de rios. Em algumas áreas está sendo desenvolvido o reflorestamento com eucalíptos. Esporadicamente encontram-se relictos de matas com madeiras de lei, tal como a sucupira.

3. Relação de Contato

0

Este complexo possui uma ampla distribuição geográfica, ocorrendo como foi dito, em todas as folhas que constitui o escopo deste projeto e faz contato com quase todos os outros complexos individualizados no presente trabalho.

Na folha Franca, o contato com o Complexo Furnas não é observado diretamente, entretanto pode-se perceber tanto nos trabalhos de campo como em aerofotos que é nítida a passagem de uma zona mais rígida, estável (Complexo Gnáissico-Migmatítico), para uma zona rúptil (Complexo Furnas).

Na folha Furnas, nas imediações de Lagoa da Prata, Formiga e Cristais, onde se tem o limite do bordo oriental da Bacia do Grupo Bambuí, observa-se que as rochas gnáissicas serviram de base para a sedimentação deste grupo.

De um modo geral os argilitos assentam diretamente sobre os gnaisses mas localmente pode ser encontrado entre os gnaisses e os pelitos, uma "espécie de breccia de talude", descrita pela primeira vez por Ferrari & Brandalise (1971), na rodovia Formiga - Arcos.

Na região de Carmo do Rio Claro, o contato das rochas gnáissicas com as rochas do Grupo Bambuí, embora seja normal, é difícil de ser definido devido ao intenso manto de intemperismo das rochas gnáissicas.

Na folha Divinópolis e Barbacena, este conjunto litológico faz contato por falha com a faixa rúptil da Unidade Prados, evidenciado pela extensa zona de rochas cataclásticas que constituem o último conjunto.

Não será aqui abordado o relacionamento deste complexo com as rochas do Quadrilátero Ferrífero. por não se ter procedido tal estudo, devido a disparidade da escala entre o mapeamento deste projeto e o já existente naquela área.

Na folha Barbacena, as rochas deste complexo estão em contato por falha com os metamorfitos do Complexo São João del Rey e do Complexo Piedade, sendo que ao sul de Lavras, nas proximidades de Itumirim, nota-se uma passagem das rochas granito-gnáissicas para um gnaissse bandado altamente cataclasadado, promovendo verdadeiros migmatitos estromáticos.

4. Litologia

As rochas deste conjunto são representadas por uma gama bastante variada de tipos litológicos de idades e origens diversas. Entretanto, as rochas encontradas com maior frequência são os gnaisses graníticos ou granitóides e os gnaisses bandados. Localmente pode ser encontrado ainda gnaisses migmatitizados com estruturas diversas, cataclasitos, metabasitos, metaultrabasitos, dioritos, granodioritos, granitos, rochas xistosas e quartzosas.

As rochas granitóides são geralmente de tonalidade cinza esbranquiçada, que não muito raro tomam uma coloração rósea, imposta pelo enriquecimento de porfiroblastos de microclina, ou ainda esbranquiçadas, quando estes são de plagioclásio ou ortoclásio. Na composição destas rochas são ainda encontrados o quartzo que é o mineral predominante, além da biotita, hornblenda, moscovita, titanita, epidoto e outros menos frequentes. São geralmente de granulação média a grosseira, incipientemente orientadas e às vezes cortadas por veios de leucogranitos, de granulação grosseira e de espessura variável, geralmente decimétrica.

Microscopicamente, estas rochas são caracterizadas por apresentarem textura granoblástica, compostas essencialmente de quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e contendo frequentemente como acessório: sericita, moscovita, e-

0

pidoto-zoisita, titanita, apatita, opacos. Como varietal podem ser encontrados hornblenda, granada, hiperstênio, cordierita, silimanita.

O quartzo é intergranular em grãos ou agregados, geralmente fraturados, com deformação acentuada, evidenciada pela forte extinção ondulante.

Os feldspatos dominantes são os plagioclásios (oligoclásio-andesina), apresentando geminação segundo a lei da Albita, da Periclina e combinações destas, não muito raro com as lamelas recurvadas e forte extinção ondulante. É frequente a sua transformação em sericita e epidoto-zoisita e a inclusão de grãos de quartzo.

A microclina é na maioria das vezes escassa, podendo em alguns espécimens predominar sobre os plagioclásios. É encontrada em grãos irregulares, micropertítica e com geminação em grade, podendo por vezes constituir porfiroblastos irregulares, envolvendo grânulos de plagioclásio sericitizado, denotando ser de neoformação.

A biotita ocorre em palhetas, geralmente bem desenvolvidas, apresentando lamelas recurvadas, extinção ondulante e são portadoras de inclusões de zircão, apatita, titanita, opacos. Observa-se em alguns casos, que as palhetas podem estar corroídas por plagioclásio e quartzo.

A hornblenda, quando presente, constitui agregados de grãos ou em cristais irregulares e fraturados.

O seu modo de ocorrência é geralmente associado a biotita, epidoto e opacos. Em alguns casos é evidente que, parte da biotita e epidoto são originários da hornblenda.

O epidoto, além de microcristalino pode ser encontra

do como cristais irregulares, fraturados ou como bordas em cristais de alanita. Em ambos os casos estão associados aos agregados biotíticos.

As rochas granitóides transicionam localmente para os gnaisses bandados e migmatíticos nas zonas mais intensamente deformadas.

Assim sendo, observa-se em algumas regiões, que os tipos mais homogêneos (gnaisse granitóide), estão localizados em zona metaestável, enquanto os heterogêneos (gnaises bandados e gnaisses migmatitizados com estruturas diversas), estão subordinados aos alinhamentos estruturais.

Os gnaisses bandados se caracterizam por apresentarem bandas félsicas e máficas alternadas e às vezes com porfiroclastos desenvolvidos de feldspatos estirados. Estas rochas são frequentemente descritas, petrograficamente, como gnaisses cataclásticos e milonito gnaisses.

Estes, possuem granulção fina a grosseira, de coloração cinza, com os porfiroclastos de feldspatos de forma ocelar, às vezes róseos e mais frequentemente esbranquiçados.

Ao microscópio, apresentam textura grano-cataclástica, estrutura de fluxo frequente e constituídas essencialmente de quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, podendo estar presente, como acessório, moscovita, sericita, clorita, epidoto, titanita, apatita, opacos. Os minerais varietais mais frequentes são hornblenda e granada.

O quartzo forma interaleitamentos e/ou agregados intergranulares de grãos fragmentados, estirados, com forte extinção ondulante, de bordas serrilhadas, recristalizados e

0

muito raro encontra-se entre os cristais como porfiroclastos, ou preenchendo microfraturas.

O plagioclásio constitui quase que predominantemente porfiroclastos de formas diversas, às vezes ocelar ou ainda totalmente transformado por saussuritização, produzindo epidoto-zoisita e sericita. Nos cristais preservados pode-se observar lamelas obedecendo a lei da Albita e da Periclina, geralmente recurvadas, com extinção ondulante dos grãos e com infiltração de quartzo.

A microclina ocorre como porfiroclastos irregulares, muito fraturados, com a geminação em grade fortemente deformada, às vezes corroendo e envolvendo plagioclásio sericitizado. Alguns cristais são micropertíticos e com sericitização incipiente.

Entre os porfiroclastos e envolvendo-os, ocorrem filmes micáceos juntamente com minerais opacos disseminados. Nestes leitos micáceos tem-se biotita em palhetas pouco desenvolvidas, normalmente associadas a sericita, moscovita e clorita. O epidoto forma cristais irregulares a grosseiramente prismáticos, às vezes com extinção reta e associado aos leitos micáceos.

Os minerais opacos são habitualmente intergranulares ou finamente disseminados pelos leitos micáceos, enquanto a titanita encontra-se dispersa, geralmente em cristais euhédricos e com duas direções proeminentes de partição.

Os outros tipos litológicos serão descritos nos seus respectivos domínios, por se tratar de tipos que possuem áreas restritas de ocorrência.

- Principais Domínios Litológicos

Embora em mapa não tenham sido individualizados estes domínios, é notório a incidência de determinados tipos litológicos em áreas específicas, das quais serão aqui relatadas algumas com predominância de um tipo sobre os outros.

Deve-se ressaltar, entretanto, que apenas algumas áreas de maior incidência de corpos intrusivos metamorfoseados, foram individualizados em mapa.

a) Domínio Sul de Passos e Alpinópolis

Ao sul de Passos e Alpinópolis e a oeste de Carmo do Rio Claro, as rochas predominantes são biotita-gnaisses e biotita-anfibólio-gnaisses, caracterizados por um bandamento, constituído por leitos alternados quartzo-feldspáticos e leitos de biotita e anfibólio. São geralmente de cor cinza, de granulação média. Já na região de Fortaleza de Minas e para oeste, dominam as rochas granitóides com orientação incipiente, de tonalidade rósea a cinza claro, de granulação média a grosseira e ricas em minerais félsicos.

Estas, por estarem intensamente tectonizadas, sofreram variações na textura, composição e no modo de ocorrência, condicionadas às principais direções de falhamentos.

Exemplo desta natureza pode ser observado a 1,5 km a NE do arraial de Três Barras, onde a rocha apresenta uma foliação gnáissica marcante, aflorando sob a forma de blocos alongados e orientados, com formato de placas, com direção concordante com o alinhamento estrutural e mergulhando para SW (foto 01).

Em sítios restritos, pode-se encontrar rochas migmatizadas, onde se tem intercalações de leitos anfibolíticos com até dez centímetros de espessura, concordantes com a fo-

FOTO 01 - Gnaiss em forma de matacões placóides, ^{a semelhança de lapides,} com orientação concordante com o lineamento estrutural, mergulhando para sudoeste (Complexo Gnáissico-Migmatítico).

LOCAL - A nordeste e próximo do arraial de Três Barras.

FOTO 02 - Rocha gnáissica migmatítica, contendo leito ^{? ou paleodique?} anfibolítico delgado (Complexo Gnáissico Migmatítico).

LOCAL - Cafundó de Baixo, a 14 km ao sul de Alpinópolis.



liação gnáissica (foto 02). Encontram-se ainda estruturas - migmatíticas do tipo dobrada (foto 03) e oftálmica (foto 04). Em outros locais, o anfibólio-biotita-gnaisse possui interca^lações de níveis anfibolíticos que variam de centímetros até dois metros de espessura, concordantes com a foliação gnáissica.

Nas zonas de falhamentos, as rochas passam a um milo nito gnaisse, como pode ser observado próximo à ponte sobre o ribeirão Conquista (sul de Alpinópolis), e a um quilômetro ao sul da localidade de Três Barras, onde estão associadas a metabasitos.

Também associado às zonas de falhas encontram-se cor^opos ultrabásicos xistificados ou não. Estas rochas podem ser encontradas nas imediações da ponte sobre o ribeirão Conquis^ta, no ribeirão das Almas (sul de Alpinópolis) e em vários cu^otros sítios.

A 5,6 km ao sul de Alpinópolis, na Estrada para Pe^túnia tem-se uma rocha de cor verde, granulação fina a mé^dia, talcosa, micácea, foliada. Trata-se de um talco-anfibolito xisto, preenchendo plano de falha.

Além destes, inúmeros outros corpôs semelhantes são encontrados neste domínio.

b) Domínio Santo Antônio do Monte-Formiga-Campo Belo

Neste domínio predominam de uma maneira geral, as rochas granitóides, podendo às vezes, os gnáissés se apresen^tarem bandados, ou ainda em zonas de falhas serem representa^dos por migmatitos com estruturas dobradas, ptigmática, oftál^mica, schilieren, flebítica, etc.

Na região de Pedra do Indaiá e Santo Antonio do Mon

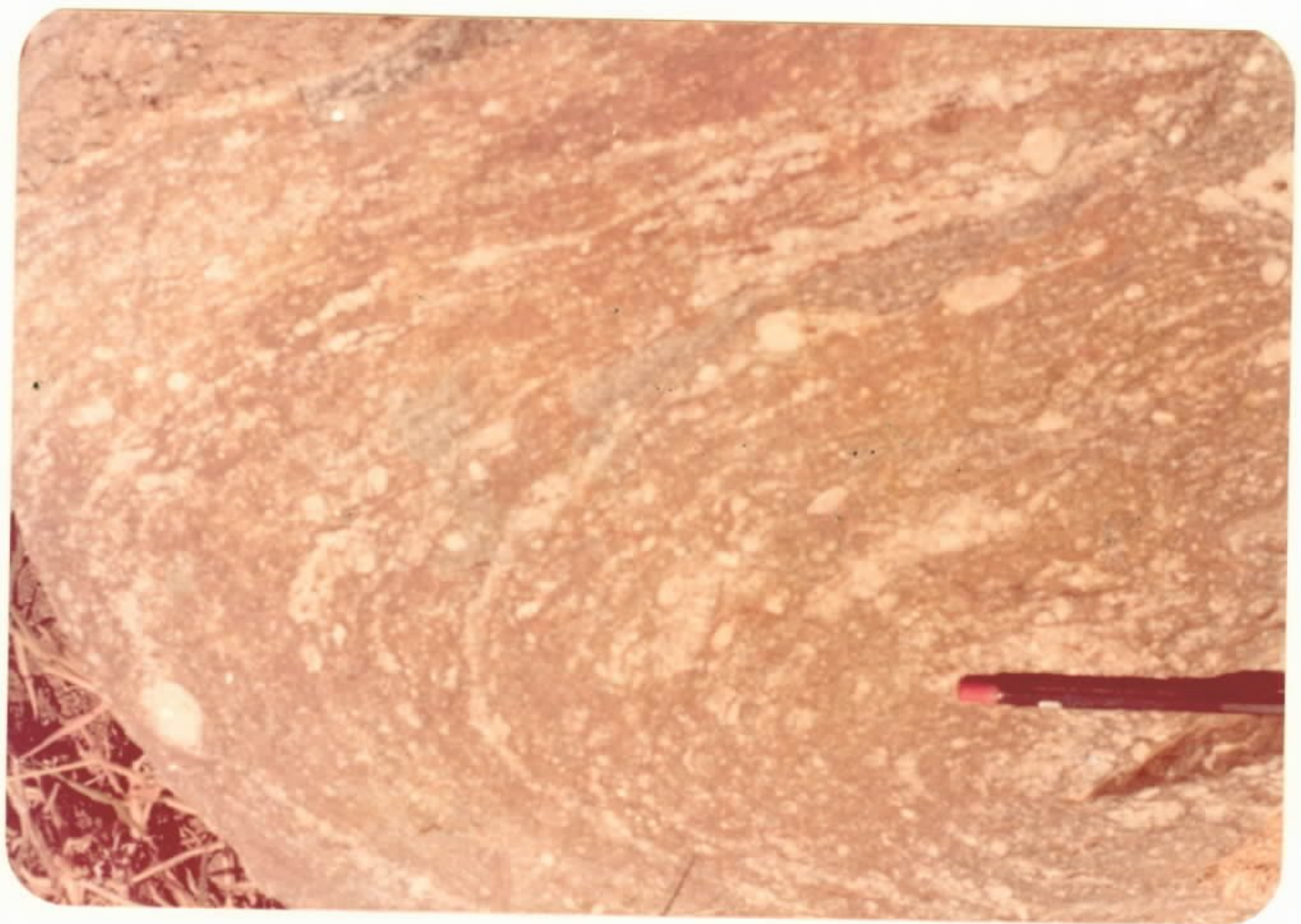
Migmatido dobrado

FOTO 03 - Gnaisse localmente migmatítico, com estrutura do tipo dobrada (Complexo - Gnáissico-Migmatítico).

LOCAL - Cafundó de Baixo, a 14 km ao sul de Alpinópolis.

FOTO 04 - Gnaisse localmente migmatítico, com estrutura do tipo *oftálmica* (Complexo Gnáissico-Migmatítico).

LOCAL - Cafundó de Baixo, a 14 km ao sul de Alpinópolis.



te, predominam as rochas granitóides de cor rosa a esbranquiçada, de granulação fina a grosseira e quando decompostas, o feldspato em parte apresenta-se caulinizado.

Nestes locais é bastante evidente as variações granulométricas, texturais e composicionais das rochas, comprovadas pelas observações de campo e ratificadas pelos estudos petrográficos.

Macroscopicamente foram identificados vários tipos, sendo que dentre eles salientam-se: quartzo-plagioclásio-biotita-moscovita-gnaïsse, de granulação fina a média, textura grano-lepidoblástica; biotita hornblenda-granito; quartzo-plagioclásio-biotita-gnaïsse, de granulação grosseira, textura granoblástica, levemente foliada e hornblenda-gnaïsse de granulação fina a média, de textura grano-cataclástica.

Nas imediações de Camacho e Candeias, associado aos gnaïsses foi encontrado um corpo diorítico. O gnaïsse foi classificado como quartzo-plagioclásio-microclina-biotita-piroxênio-gnaïsse, de textura granoblástica, de granulação média, inequigranular. O diorito apresenta-se como uma rocha de granulação média, textura xenomórfica granular. Já uma outra ocorrência de rocha diorítica, encontrada nas imediações do ribeirão do Moinho, foi classificada petrograficamente como um diorito metassomatizado (microclinizado). Esta rocha é de granulação fina, textura granoblástica, constituída predominantemente por microclina, quartzo e plagioclásio.

c) Domínio de Itapecerica

Associado às ocorrências de grafita, tem-se um conjunto litológico caracterizado por biotita-gnaïsse, biotita-granada-gnaïsse, milonito gnaïsse e apresentando intercala -

ções de rochas quartzosas cortadas por diques de anfibolito e diabásio.

A rocha que forma a serra dos Lopes ou Água Limpa, situada a norte de Itapeçerica, é de granulação média, com tonalidade rosa clara, apresentando foliação gnáissica e aflora desenvolvendo uma foliação esferoidal, possuindo intercalações de rochas quartzosas com grafita disseminada.

Na mina de Tejuco Preto, a rocha quartzosa, grafitosa parece formar uma dobra recumbente e possui a peculiaridade de ser fétida (foto 05). Neste local a grafita ocorre em finas lamelas, associadas a delgados veios de quartzo orientados. O biotita-granada-gnaisse que aflora neste região, é uma rocha bandada, de tonalidade cinza, granulação média, e que localmente ocorre dobrada. As granadas ocorrem disseminadas na rocha, como porfiroclastos de mais ou menos dois milímetros.

A foliação gnáissica apresentada por estas rochas, são concordantes com a direção e mergulho do lineamento estrutural, aos quais estão condicionadas ocorrências de grafita desta área.

d) Domínio de Belo Vale - Santana do Paraopeba - Moeda

Apresenta um gnaisse com estrutura oftálmica, no qual são observados "olhos" orientados de feldspato, de até dois centímetros, sendo eles, intensamente cataclasados e com bordos difusos, envolvidos por biotita, formando estrutura de fluxo; a granulação varia de média a grosseira.

A ocorrência deste tipo litológico está condicionada a faixas restritas, subordinadas a zonas de falhamentos de empurrão N-S da serra da Moeda, com vergência SE. A espessu-

ra destas rochas pode atingir até uma centena de metros.

Microscopicamente a rocha se caracteriza por apresentar uma granulação fina a média, inequigranular, textura granoblástica, formada por quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, hornblenda, titanita, epidoto-zoisita, zircão, leucóxênio, opacos.

A microclina é encontrada em cristais irregulares, porfiroblásticos e geminados em grade. Este mineral corroi e engloba grãos de plagioclásio com intenso fraturamento, e os indivíduos portadores de geminação obedecem a lei da Albita e da Periclina.

O plagioclásio também ocorre como porfiroblastos e são comuns inclusões de grânulos arredondados de quartzo, podendo ser encontradas em alguns casos, duas gerações de plagioclásio. Uma de granulação mais fina, de composição andesina, alterado metamórficamente, e outra constituindo porfiroblastos de composição albita.

O quartzo forma geralmente agregados intergranulares, de grãos amebóides, fraturados e com forte extinção ondulante.

A biotita possui lamelas recurvadas, bordas irregulares e portadoras de inclusão de zircão e apatita. A hornblenda é muito rara e é encontrada em cristais fraturados.

e) Domínio São Brás do Suaçui

Este domínio é caracterizado por apresentar um migmatito com estrutura agmática. Estas rochas são encontradas nos arredores de São Brás do Suaçui e são melhores cobradas nos cortes da Ferrovia do Aço. Trata-se de rochas granitóides, com tênue orientação, cortadas por veios quartzo -

FOTO 05 - Rocha quartzosa, grafitosa, fétida,[?] -
que parece formar uma dobra recumben-
te[?] (Complexo Gnáissico-Migmatítico).

LOCAL - Mina de grafita do Tejuco Preto, a
13 km ao norte de Itapeçerica.

FOTO 06 - Rocha migmatítica heterogênea,[?] apre-
sentando características agmáticas[?] -
(Complexo Gnáissico Migmatítico).

LOCAL - Corte da Ferrovia do Aço, nas imedia-
ções de São Brás do Suaçuí.



feldspáticos em várias direções, os quais constituem o neosoma (foto 06).

A SW da referida localidade, estas rochas estão em contato encoberto com anfibólio-gnaiss, constituído de porfiroblastos de anfibólio orientados, imersos numa massa quartzo-feldspática.

f) Domínio Morro do Ferro - Desterro de Entre Rios

Anotou-se neste domínio, com franca predominância, rochas granitóides, também cataclásticas e localmente migmatitos heterogêneos, bastante semelhantes às rochas que ocorrem nas outras áreas. Entretanto, característica marcante é a ocorrência de rochas quartzosas ricas em magnetita. Estas são finamente granuladas ou compactas (no caso da magnetita), com relictos de rochas metabasíticas e/ou metautrabasíticas.

Os corpos quartzo-magnetíticos individualizados em mapa, foram feitos de uma maneira exagerada e compatível com a escala de trabalho; estão dispostos em zonas francamente alinhadas dentro das rochas gnáissicas e distribuídos nos arredores de Morro do Ferro, Serra do Galga e a NW de Desterro de Entre Rios.

g) Domínio Santo Antônio do Amparo - Oliveira

Caracteriza-se pela presença de minerais de alto grau metamórfico, tais como: cordierita, silimanita e hiperstênio.

Ao microscópio estas rochas apresentam-se com textura granoblástica, cataclástica foliada, ou granolepidoblástica com porfiroblastos de granada, granulação média, tendo como minerais essenciais quartzo, plagioclásio, biotita; varietais granada, cordierita, silimanita, hiperstênio e como a-

cessórios podem ser encontrados clorita, zircão, titanita, apatita, sericita, opacos.

Estes gnaisses apresentam as seguintes associações mineralógicas :

- quartzo - plagioclásio - biotita - hiperstênio;
- quartzo - plagioclásio - biotita - cordierita - granada
- quartzo - plagioclásio - biotita - cordierita - hiperstênio.

Ainda na região de Oliveira, ao norte desta cidade, encontram-se níveis de gnaisses bandados, os quais estão relacionados a lineamentos locais. Este tipo de rocha é encontrado sempre próximo aos alinhamentos estruturais, como pode ser observado na região de Piranguito, Rio de Melo, Rio Espera e em inúmeras outras localidades.

h) Domínio Lavras - Bom Sucesso - Nazareno

Apresenta rochas granitóides de composição granodiorítica, com acentuada incidência de metabasitos e cortadas esporadicamente por diques de diabásio. sendo que, a oeste de Ijaci, a incidência deles é mais frequente. Estas rochas, localmente, podem apresentar uma estrutura granítica-porfiroblástica. (foto 07).

Ao sul de Lavras, nas imediações do contato destas rochas com as do Complexo Andrelândia, nota-se que os gnaisses tomam um aspecto estromático com injeções "lit-par-lit" de faixas quartzo-feldspáticas de granulação grosseira, ao se aproximar da grande falha de direção E-W que passa ao sul de Itumirim (foto 08).

Na região de Machado Xavier, entre Bom Sucesso e Macaia, percebe-se nitidamente a passagem dos gnaisses granitói

des para os migmatitos estromáticos.

Localmente podem ser encontrados ainda, migmatitos, onde num mesmo afloramento são encontrados vários tipos de estruturas, como na saída de Bom Sucesso, em direção a Santo Antonio do Amparo, no corte da estrada de ferro. Ali, a rocha apresenta estrutura estromática, oftálmica, dobrada, além de apresentar relíctos de rochas xistosas.

De uma maneira geral a rocha é bandada, com porfiroclastos de feldspatos de tamanho médio em torno de dois centímetros. Os relíctos do xisto podem representar restos da rocha original que por feldspatização deu origem ao gnaisse. Estes relíctos são de tamanhos variados e em alguns locais dão a impressão de terem sido parcialmente absorvidos pela rocha no estágio da migmatização, constituindo pequenas faixas melanocráticas (foto 09).

i) Domínio Cassiterita

Este domínio se caracteriza por apresentar uma maior incidência de corpos dioríticos, embora basicamente as rochas gnaissicas aí encontradas são semelhantes aos descritos nos domínios anteriores.

Vale ressaltar entretanto, que são frequentes também os inúmeros corpos de rocha básica (gabro) e diques de diabásio.

Ao microscópico, os gnaisses granitóides aí encontrados, também foram classificados como gnaisses granodioríticos.

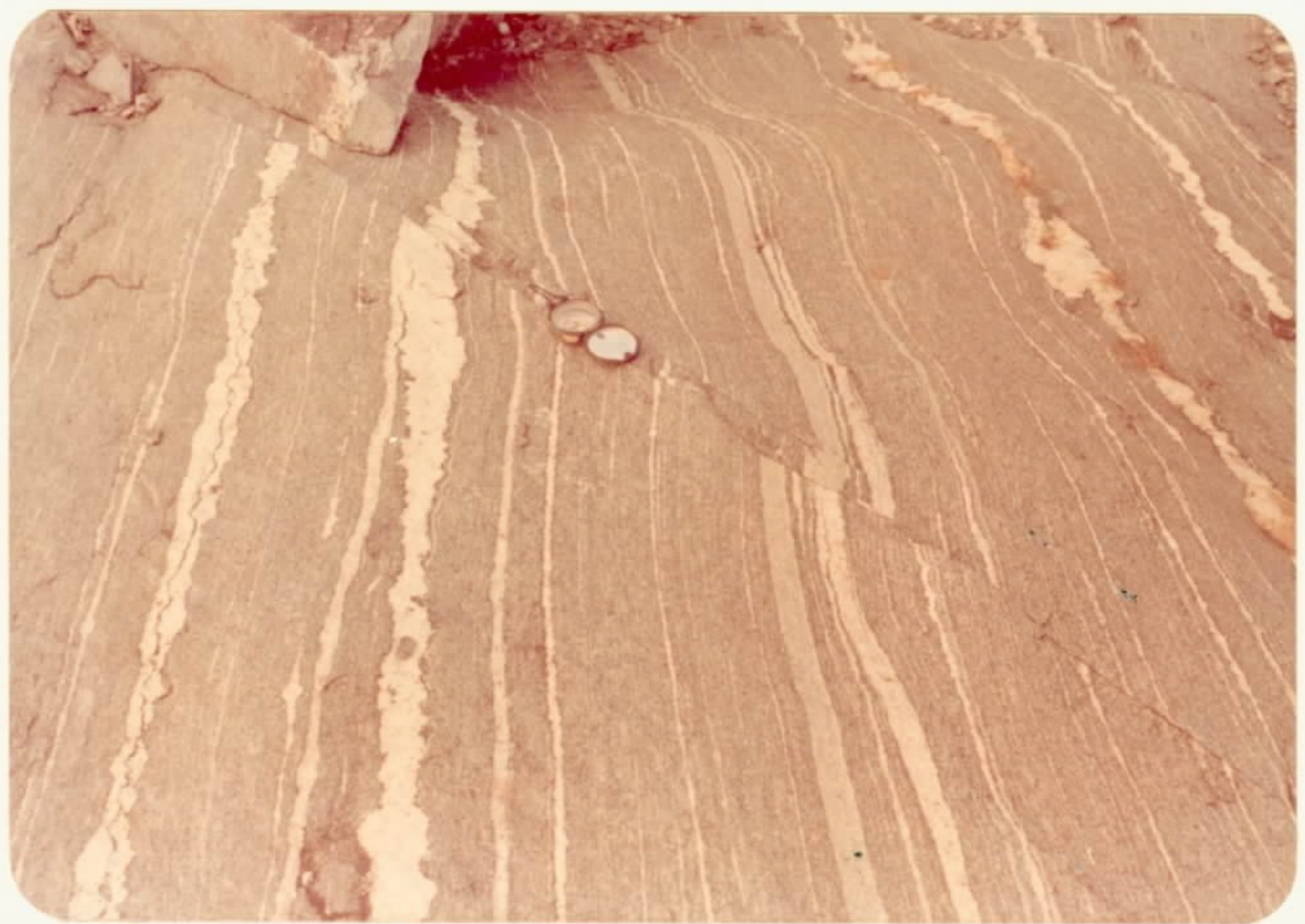
Nesta região são encontrados numerosos veios de pegmatito, em geral irregulares, com possança centimétrica, por vezes constituindo bolsões. Estes veios, nas áreas de Ritópolis e Cassiterita, apresentam mineralizações estaníferas.

FOTO 07 - Gnáisse granitóide porfiroblástico, de
composição granodiorítica (Complexo -
Gnáissico-Migmatítico).

LOCAL - Rodovia Fernão Dias, próximo à entra
da para Santo Antônio do Amparo.

FOTO 08 - Migmatito estromático cortado por mi
crofalha ^{pequena falha transcorrente dextral} de direção N25E (Complexo -
Gnáissico-Migmatítico).

LOCAL - Antiga estrada Itumirim - Lavras, na
saída de Itumirim.



É frequente ainda neste domínio, veios centimétricos de quartzo, cortando este conjunto litológico, e que foram lavrados no passado para a obtenção de ouro.

Uma outra região que apresenta as mesmas características, fica situada mais a leste, englobando parte dos municípios de Tiradentes, Prados e Dores de Campos.

5. Aspectos Estruturais.

Na região de Fortaleza de Minas, sul de Alpinópolis e oeste de Carmo do Rio Claro, os falhamentos são transcorrentes com direção geral em torno de $N60^{\circ}W$ a $N70^{\circ}W$. Às vezes esses planos de falhamentos são preenchidos por metabasitos ou metaultrabasitos, apresentando foliação cataclástica intensa e mergulhos fortes, em torno de 75° , geralmente para NE.

Exemplos típicos destes preenchimentos são encontrados ao sul de Alpinópolis, próximo ao ribeirão da Conquista, onde se observa piroxenito e um pouco mais ao sul serpentinito, os quais são cortados por finos veios de quartzo concordantes com a foliação.

Os gnaisses nestas zonas de falhas são intensamente cataclasados, constituindo milonitos, expostos na zona de contato com os metaultrabasitos. Exemplos deste tipo são encontrados em várias localidades, podendo ser citados aqui, os afloramentos mencionados no parágrafo anterior e um outro ao sul do arraial de Três Barras, onde o gnaiss está intensamente tectonizado, com uma foliação marcante e com aspecto de um blastomilonito.

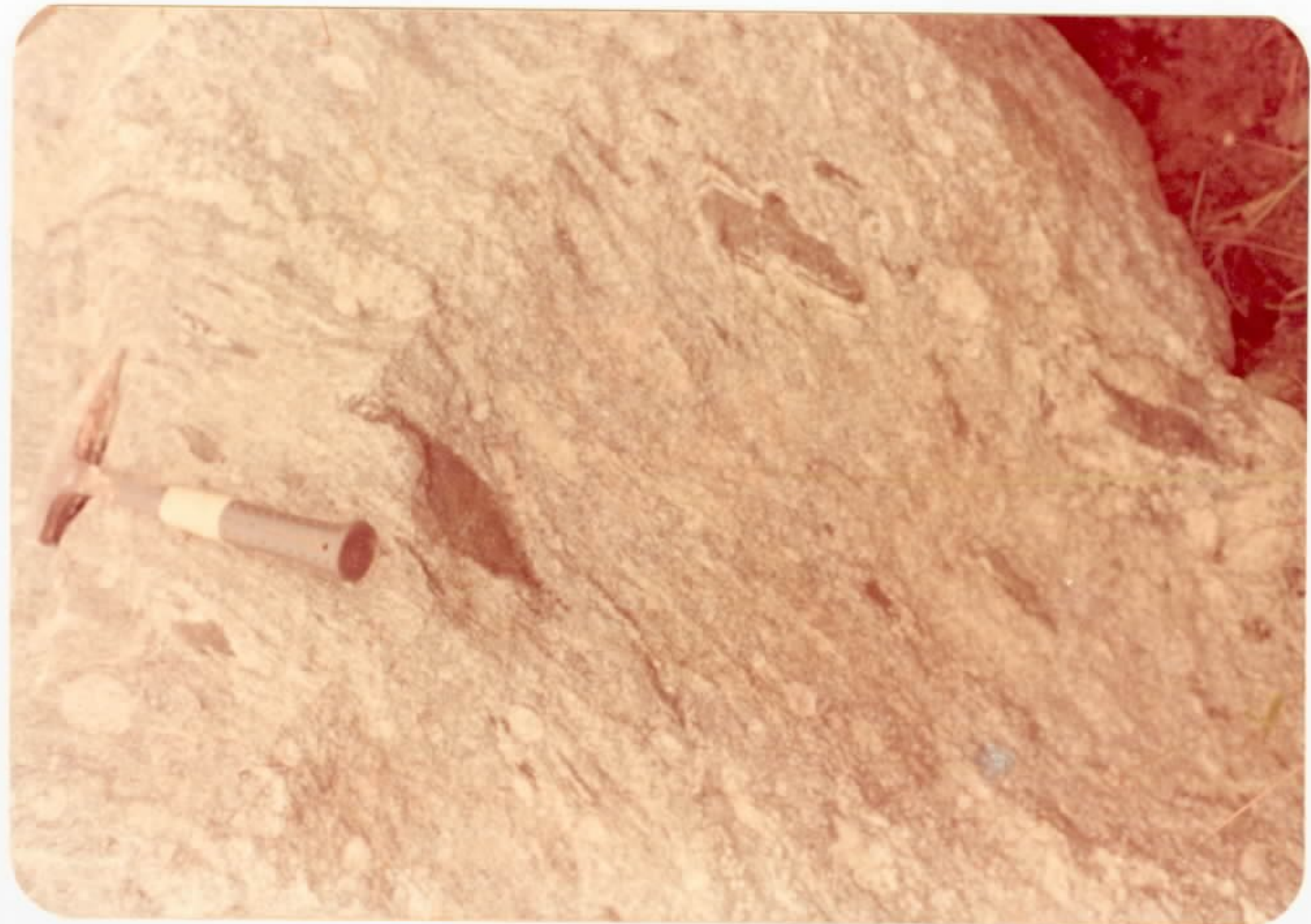
O alinhamento da serra das Posses é bem nítido nas aerofotos, e é devido ao falhamento transcorrente de direção

FOTO 09 - Migmatito evidenciando porfiroblastos de feldspato potássico e apresentando restitos de biotita-anfibólio-xisto. (Complexo Gnáissico-Migmatítico).

LOCAL - Bonsucesso, na saída para Santo Antônio do Amparo (corte da ferrovia).

suavemente ondulado
FOTO 10 - Relevo (arrasado, ondulado suave,) esculpido em rocha gnáissica finamente-bandada, subhorizontal e ^{saprolítica} (saprolítica) (Complexo Piedade).

LOCAL - Nordeste de Piedade do Rio Grande.



N60°W, constatado no campo, pela presença de um biotita-anfibólito-gnaiss, com foliação cataclástica acentuada e mergulhando de 75° SW. Devido ainda estes mesmos falhamentos, as rochas podem apresentar localmente estruturas migmatíticas, do tipo dobrado, oftálmica ou lineações do tipo colunas de foliação ("cleavage mullions"), cujo eixo tem direção N70° W.

Os falhamentos de direção N85°E e N75°E, localizados na zona de contato destes gnaisses com as rochas filoníticas do Complexo Furnas, são mais antigos do que os anteriormente mencionados, pois são truncados por eles. Estas estruturas são evidenciadas pela presença do gnaiss intensamente cataclasado e silicificado, encontrado na encosta sul da serra da Ventania.

Os lineamentos estruturais da parte leste da folha Furnas, possuem geralmente direções N50°W a N65°W, N45°E, e ainda raramente E-W e N-S.

Aqui também é frequente a presença de diques de diabásio, preenchendo planos de fraturas e/ou falhamentos, cujas direções vão desde N35°W a N70°W, sendo que em alguns casos, podem ser E-W ou N70°E. Do mesmo modo, corpos de gabro subfíticos, gabro epimetamórfico e hiperstênio gabro podem ser encontrados preenchendo estes planos, bem como corpos ultrabásicos e anfibólitos podem também estar presentes. Exemplos deste tipo foram encontrados entre Campo Belo e Candeias, na BR-354, a NW de Campo Belo e a NW de Santana do Jacaré.

A oeste de Formiga, há um falhamento com direção N20°E, passando nas imediações do entroncamento de MG-050 com a estrada para Ponte Vila. Este falhamento foi comprovado pela presença de rochas cataclásticas, classificadas petrograficamente como ultramilonito.

0

A 14,0 km a SE de Formiga, abrangendo a região drenada pelo rio Pouso Alegre, foi cartografada uma estrutura do tipo sinforme cujo eixo tem caimento para $N45^{\circ}E$. O eixo da sinforme foi medido numa estrutura de "mullion" encontrada a 3,5 km ao norte da Usina de Pouso Alegre, cujo eixo tem caimento de 25° para $N45^{\circ}E$.

Uma outra estrutura do tipo sinforme foi interpretada a NNW de Itapeçerica, cujo eixo tem caimento provável para SE, mostrado pelas atitudes de foliação das rochas que a constituem.

Fazendo parte desta estrutura, encontra-se biotita-granada-ganisse e ocorrências de grafita, em finas lamelas associada a uma rocha quartzosa, friável, dobrada e orientada segundo a direção do lineamento estrutural.

Na folha Divinópolis nota-se que o arranjo estrutural está representado por um intercruzamento de duas direções principais de alinhamentos tectônicos, sendo a NE-SW a mais conspícua e a outra NW-SE. Mais raramente foram constatados falhamentos WNW-ESE e N-S.

Na região de São José dos Salgados, Carmo do Cajuru e Itaúna, as lineações são esparsamente distribuídas, imprimindo à região uma característica mais estável, muito embora tenha sido determinada a orientação WNW-ESE. Estes alinhamentos não muito raras são preenchidos por diques de diabásio, sendo os mergulhos geralmente para sul e oscilando de 25° a 40° .

Na região de Entre Rios de Minas, Crucilândia e Oliveira, a direção predominante é para NW-SE, evidenciada por ocorrências de diques básicos parcialmente xistificados, milonito xistos e níveis de espessuras métricas de rochas constituídas de quartzo e magnetita, compactas ou finamente granuladas

vestígios de rocha básica ou ultrabásica, alinhadas segundo as direções de falhamentos. Uma outra característica destes alinhamentos é a presença de faixas de rochas gnáissicas com estrutura estromática, ocorrendo ao norte de Oliveira.

Uma falha, NE-SW, de relativa continuidade foi constatada nas bordas meridional e ocidental da referida folha, prolongando-se pela serra da Moeda (com reflexos em São Tiago, Morro do Ferro e Santo Antonio do Amparo) e serra Azul (com reflexos em Cláudio e Carmo da Mata). Esta se caracteriza pela marcante foliação cataclástica, ocorrência restrita de milonito-xisto e níveis extremamente orientados de rocha quartzo-magnetítica, encaixada no gnaisse encontrado em Morro do Ferro e na serra do Galga.

Na região de Congonhas, estendendo-se para Itaverava e tendo continuidade na área do Projeto Jequitinhonha, foi cartografada uma falha de direção NW-SE, caracterizada pela ocorrência de milonito-gnaisse, metabasitos e metaultrabasitos xistificados (xisto-verde).

Esta mesma direção é ainda observada nos arredores de Conselheiro Lafaiete, condicionando pelo menos aparentemente, o controle estrutural para as mineralizações manganésíferas associadas aos gonditos, basitos e gnaisses xistificados.

Na região de Ouro Branco, delineia-se uma falha com direção aproximada E-W margeando a serra homônima, colocando em contato migmatitos heterogêneos com rochas quartzosas com níveis extremamente orientados de quartzo-moscovita xisto.

Na folha Barbacena, na porção NW, nos sítios de Lavras, Ibituruna, Nazareno e Ritápolis, delineiam-se duas direções preferenciais de falhamentos: uma SW-NE, caracterizada por apresentar mergulhos fortes, acima de 60° , geralmente

para sul e rochas miloníticas que em alguns locais são representadas por milonito-xistos com intercalações de níveis de manganês. Estes milonitos-xistos foram interpretados por Ebert, como Formação Lafaiete.

A segunda direção de falhamentos cartográfados é ESW-ENE, cujas evidências são mais marcantes na região de Itutinga, caracterizada por faixas de gnaisses cataclásticos, milonito-xistos de rochas ultrabásicas e/ou básicas e mergulhos bastante fortes, próximos da vertical.

6.2.2.2 Complexo Piedade

1. Histórico

Ebert (1958), ao estudar a região de São João del Rey, reconheceu a existência de unidades arqueanas e algonquianas. A distinção entre elas foi estabelecida com base no magmatismo ácido, que atingiu as primeiras, não afetando as demais. Entre as arqueanas, Ebert, individualizou o "gnaisse Piedade", caracterizado pelo bandamento fino, postura subhorizontal e certas feições petrográficas singulares, que o levaram a pensar na origem a partir de metagrauvacas. A área de ocorrência deste gnaisse, segundo o autor, estaria situada ao norte do rio Grande, desde a vila da Capela do Rio Grande (atual Brasilinha), a oeste, até a serra do Matola, a leste.

O contato entre o "Gnaisse Piedade" e a "Série Andrelândia" sobrejacente, foi interpretado por Ebert como equivalendo a uma grande falha de empurrão dirigida de sul para norte. Essa interpretação foi baseada na concordância de foliações, com caimentos baixos para sul observada em ambas as unidades. A constatação de dobras fechadas com planos a-

xiais subhorizontais, foi outro argumento usado pelo autor para provar a existência da tectônica de empurrão. Este estilo tectônico, segundo ele, esclareceria o fato, algo estranho, da coincidência de atitudes entre o "Gnaisse Piedade" e a "Série Andrelândia". A suposição de Ebert de que o "Gnaisse Piedade" se estenderia mais para leste e pertenceria à "Série Barbacena", encontrou algum respaldo nas observações feitas durante a execução do presente projeto. Constatou-se que o "Gnaisse Piedade" prolonga-se realmente para norte, sudoeste e leste, compreendendo as suas "Série" Barbacena e "Formação Carandaí", além do que ele chamou de "Arqueano não subdividido". Fora de sua localidade-tipo, entretanto, este gnaisse apresenta um tanto diferente, pois nas cercanias de Barbacena, Santos Dumont e Lima Duarte, por exemplo, respectivamente a nordeste, leste e sudeste de sua localidade-tipo, mostra bandamento mais grosseiro, por vezes é migmatítico, está comumente dobrado em estilo ondulado e contém frequentes níveis de anfibolito e "quartzito grosseiro".

O "Maciço de Matola" foi outra unidade reconhecida por Ebert (1958) na região de São João del Rey, ao qual atribuiu idade algonquiana. No atual projeto, este "maciço" é considerado apenas uma litologia integrante do Complexo Piedade.

Ebert definiu esta unidade, situada ao sul da vila de Emboadas, como um maciço de "gnaisse sienítico", contendo minerais radioativos, alongado na direção norte-sul, transversal às linhas tectônicas regionais e que parece corresponder a uma parte alcalinizada do "Arqueano" (finitização de um gnaisse tipo Piedade). Entretanto, Guimarães (1956), anteriormente já o havia definido como uma formação gnáissica radioativa, de comprimento de duas dezenas de quilômetros e largura de uma dezena, com composição variando de anfibolito

epidotífero a migmatito leucocrático. Baseado em estudo petrográfico, observou que a rocha apresentava caráter cataclástico e que sua zona de ocorrência deveria pertencer a uma faixa de grandes deslocamentos, sucedidos em períodos anteriores ao Mesozóico.

Alves (1962), mais tarde, também apoiado em estudo petrográfico, interpretou a referida unidade como um maciço bem individualizado, alongado segundo norte-sul, de contorno grosseiramente elíptico, equivalente a um "stock" alcali-sienítico intrusivo no gnaisse regional. Uma tectônica posterior, teria lhe imprimido enérgica laminação, criando vias de acesso a soluções ricas em sílica, que promoveram sua metassomatose, transformando-o num maciço constituído por ortognaisse de composição alcali-granítica. Este autor concluiu ainda que o "stock", graças a prolongado processo erosivo, responsável pela peneplanização da região, está representado atualmente apenas por suas raízes.

2. Distribuição Geográfica e Expressão Topográfica

Este Complexo abrange a maior área da folha Barbacena. Suas rochas são encontradas em quase toda a sua parte leste, estendendo-se daí para a parte central, onde ocorrem em faixa irregular orientada leste-oeste. São observadas também na porção sudoeste da folha, ocupando extensa área. Está limitado a norte pelo Complexo Gnáissico-Migmatítico e a Unidade Carandaí e a oeste e sul pelo Complexo Andrelândia. No canto sudeste da folha, confina com o Complexo Charnoquítico da Associação Paraíba do Sul e na parte sudoeste, está circundado pelo Complexo Andrelândia. Em sua área de ocorrência estão situadas diversas cidades, destacando-se como principais as de Barbacena, Santos Dumont, Lima Duarte, Bias Fortes, I-

bertioga, Piedade do Rio Grande, Aiuruoca, Cruzília e Caxambu. Sua área é percorrida, em pequeno trecho, pelo rio Grande, que corre de leste para oeste banhando a cidade de Piedade do Rio Grande. As águas da represa de Camargos, em parte, estão contidas em sua área.

Suas rochas transpõem quase todo limite leste e sul respectivamente, com as folhas Juiz de Fora e Volta Redonda, do Projeto Vale do Paraíba do Sul e também ultrapassam a metade do limite oeste, penetrando na folha Varginha, do Projeto Sapucaí (fig. 08).

A porção oeste da área de ocorrência do Complexo Piedade, até mais ou menos o meridiano de Ibertioga, caracteriza-se por apresentar um relevo ondulado suave (foto 10), que é consequência de dois fatores distintos: um relacionado à tectônica, responsável pela postura subhorizontal dos gnaisses, e outro à meteorização química, que alterou profunda e extensivamente essas rochas. Nesta porção, a monotonia da paisagem é alterada apenas na chamada "Serra do Matola", que equivale a um relevo de colinas disposto na direção N-S, esculpido no gnaisse sienítico que é concordante com o gnaisse a biotita da área ondulada suave (foto 11). Na porção leste, o relevo apresenta-se mais movimentado, sendo essencialmente colinoso e em alguns locais, como nas vizinhanças de Santos Dumont e Aiuruoca, mostra-se um tanto abrupto. Suas colinas geralmente apresentam encostas convexas e, por vezes, estão associadas a vales de fundo chato. Na parte sudeste, apresenta-se acidentado, devido à existência de serras e serrotes, alinhados na direção geral NE-SW, que correspondem a níveis de "quartzitos" contidos nos gnaisses. As serras mais notáveis equivalem a níveis mais espessos e estão situadas nas cercanias de Lima Duarte, Olaria e vilas de Taboão e

FOTO 11 - Contraste morfológico entre os gnaisses do Complexo Piedade. Ao fundo, tem-se um relevo de colinas, disposto na direção norte sul, esculpido em gnaisse sienítico ("Serra do Matola"). Em primeiro plano, aparece um relevo ondulado suave, monótono, modelado em gnaisse a biotita e pídoto, que se apresenta profundamente de composto.

LOCAL - Serra do Matola, a nordeste de Piedade do Rio Grande.



1940

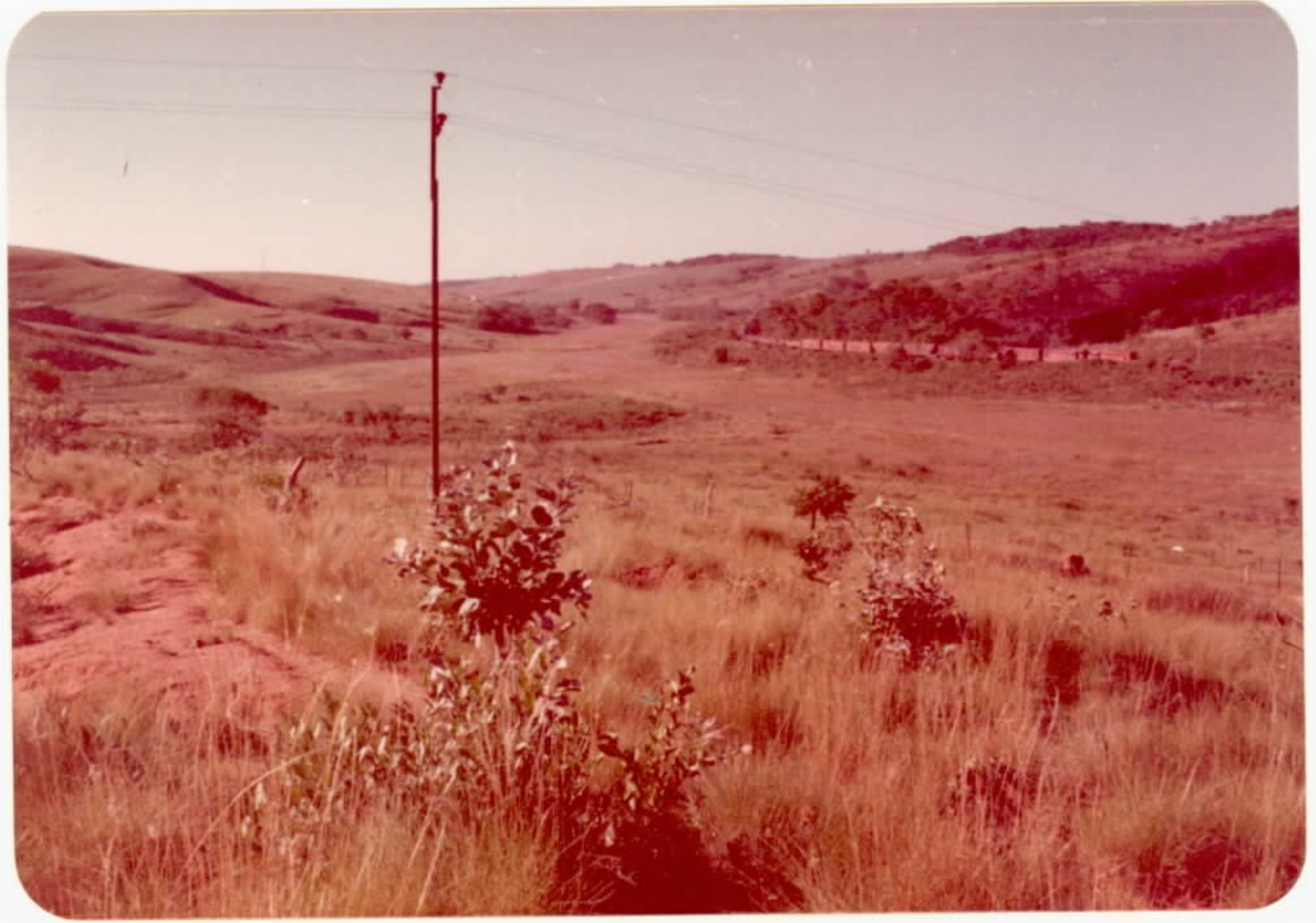
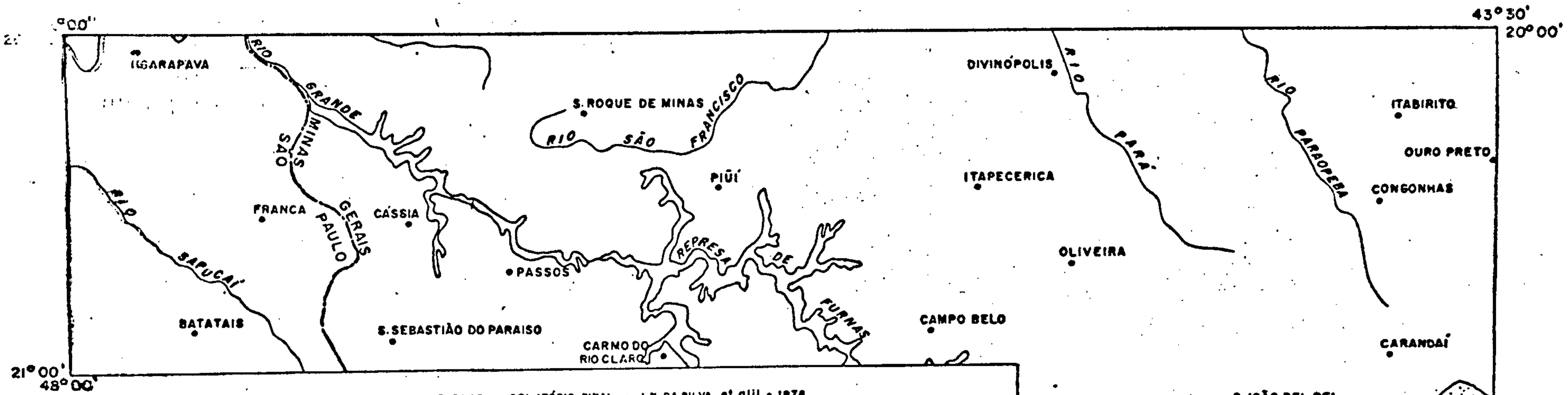


FOTO 12 - Relevo arrasado, com vale de fundo chato, modelado em zona de transição entre gnaisse (Complexo Piedade) e xisto (Complexo Andrelândia). A existência de um manto intempérico espesso nesta área, tornou difícil a separação destas rochas, em face da semelhança de seus modelos geomórficos.

LOCAL - Leste de Minduri.

FOTO 13 - Afloramento de quartzo-plagioclásio - biotita-hornblenda-gnaisse, de aspecto migmatítico, contendo níveis anfibolíticos delgados (Complexo Piedade).

LOCAL - a 9,5 km de Bias Fortes, na estrada - para Barbacena.



CPRM - PROJETO MANTIQUEIRA - FURNAS - RELATÓRIO FINAL - J.N. DA SILVA et alii - 1978

ÁREA DE DISTRIBUIÇÃO

 Complexo Piedade

ESCALA APROXIMADA - 1:2.000.000

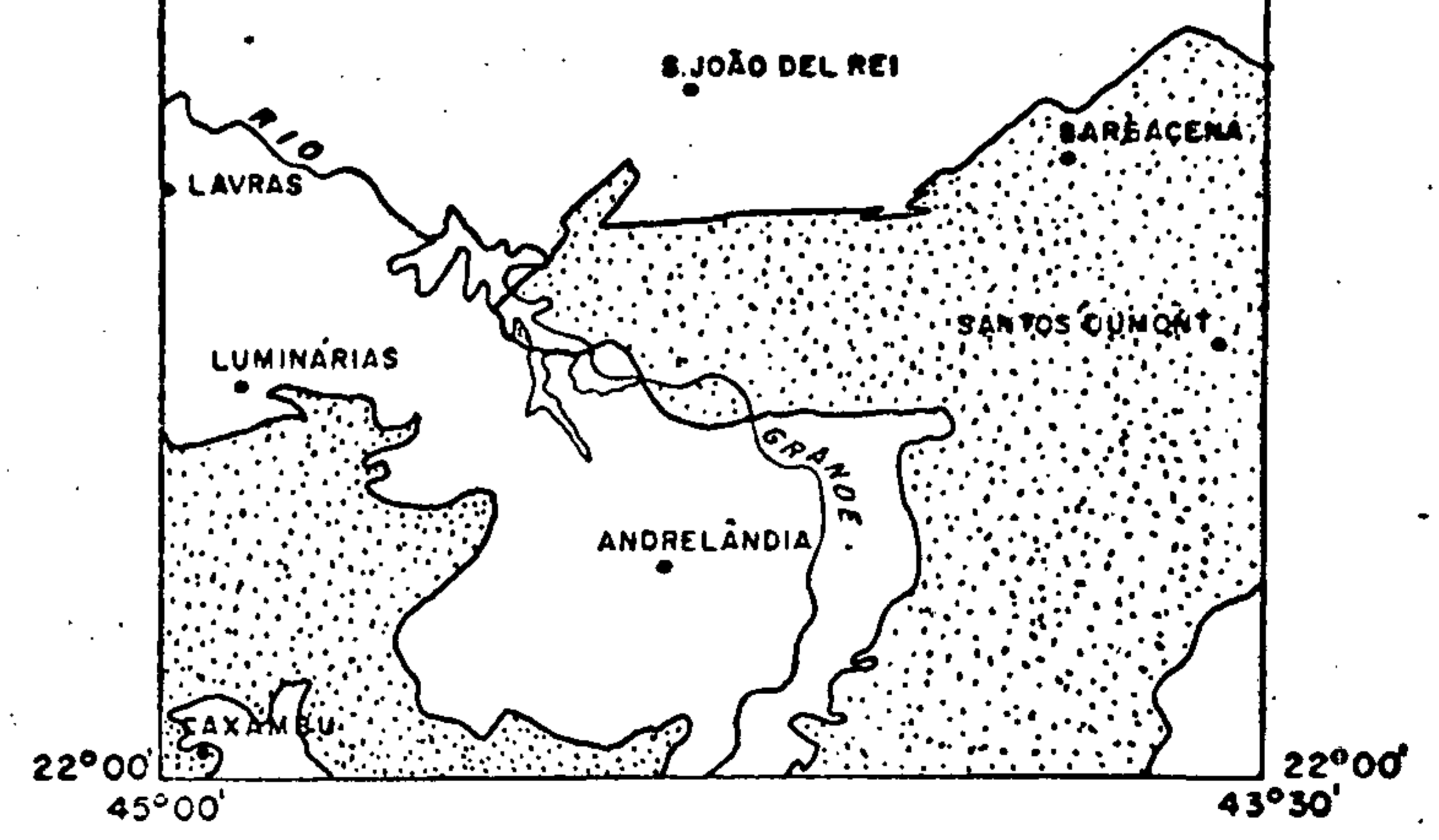


FIGURA - 08

Santa Bárbara do Monte Verde, sendo conhecidas pelos nomes de Serra Negra, das Flores e de Lima Duarte. Ao norte destas, nas proximidades da vila de Conceição do Ibitipoca, existe uma outra de destaque, que é também sustentada por "quartzitos": é a do Ibitipoca. Já na porção sudoeste, o relevo varia de ondulado a serrano. O primeiro é observado a leste, nas vizinhanças de Cruzília e Minduri, onde o intemperismo químico pronunciado é responsável pela quase inexistência de rochas frescas. É comum neste relevo a existência de vales de fundo chato, que estão relacionados às redes de drenagem dos rios Ingaí e Pitangui (foto 12). O segundo, notado a oeste, corresponde às serras do Sobradinho e São Tomé, que são mantidas por dois espessos níveis de "quartzitos". Estes níveis, que mergulham para NW, W e SW, formam duas escarpas, que podem ser classificadas como "hogbacks". Próximo a estas escarpas, os gnaisses apresentam um relevo mais movimentado, colinoso, que se atenua para leste, passando a ondulado como já foi referido.

3. Relações de Contato

O caráter gradativo entre os Complexos Piedade e Gnáissico-Migmatítico, dificultou sobremodo a sua separação tanto nas fotos aéreas, visto que seus modelos geomórficos são similares, como nos trabalhos de campo. Apesar da natureza transitiva destas unidades, adotou-se como limite alguns falhamentos.

Nos trabalhos de campo, verificou-se, por vezes, no domínio do Complexo Gnáissico-Migmatítico, a existência de rochas bandadas semelhantes aos gnaisses do Complexo Piedade. Ebert (1958) separou em seu domínio, várias faixas gnáissicas, que ele considerou como pertencentes à sua "Série Bar

0

bacena". A simples observação do mapa de Ebert, mostra que estas faixas gnáissicas estão sempre orientadas segundo as direções de falhamentos transcorrentes, o que indica que estas rochas da sua "Série Barbacena" nada mais são que os granitóides do Complexo Gnáissico-Migmatítico orientados por tectonismo. Assim, supõe-se que os gnaisses do Complexo Piedade também foram formados a partir desses granitóides, mas por meio de uma tectônica provavelmente de empurrão, pela razão destas rochas apresentarem, em certos locais, atitudes subhorizontais, como nas redondezas de Piedade do Rio Grande. Mesmo nos locais onde mostram-se dobrados, percebe-se que o bandamento, apesar de ondulado, é, em escala regional, essencialmente horizontal.

Em face do exposto, torna-se clara a relação íntima entre os Complexos Piedade e Gnáissico-Migmatítico, que dificultou a sua separação. As falhas que apartam esses complexos, embora reais, não correspondem a contatos precisos, mas a limites aproximados que isolam domínios litológicos e estruturais algo distintos.

Os contatos do Complexo Piedade com a Unidade Carandaí correspondem às falhas pertencentes a dois sistemas diferentes, um de direção NE-SW, relacionado ao sistema de falhas de São João del Rei, e outro E-W, concernente ao sistema de falhas de Itumirim e Itutinga.

A oeste de Barbacena, o Complexo Piedade é separado da Unidade Carandaí também por falhas dos dois sistemas, as quais são paralelas e transversais entre si. Estas falhas foram evidenciadas principalmente nas fotos aéreas, pela existência de nítido contraste morfológico retilíneo. No campo, foram constatadas evidências que as comprovam, como por exemplo, a presença de atitudes verticais no gnaisse, concordando

tes, com as mesmas.

Uma falha de direção aproximada E-W que corresponde ao prolongamento da falha transcorrente de Itutinga, limita, ao norte de Arcângelo e da vila de Emboabas, o Complexo Piedade da Unidade Carandaí. Esta falha, entretanto, não representa, como no caso anterior, um contato preciso entre as referidas unidades, mas tão somente um limite aproximado. A utilização deste recurso deve-se à relação íntima existente entre as unidades, fato constatado em alguns sítios, como por exemplo no rio Elvas, a 4 quilômetros da vila de Padre Brito, na estrada para a vila de Emboabas, onde existe intercalações de gnaisse no xisto Carandaí. O vínculo íntimo entre estas unidades, aliado à presença de um intemperismo pronunciado, que mascara as suas feições morfológicas típicas, tornou sua separação nas fotos aéreas praticamente impossível. Assim, a referida falha representa apenas um limite mediano entre os dois domínios litológicos diferentes.

A sudeste da vila de São Sebastião da Vitória, o contato entre o Complexo Piedade e a Unidade Carandaí, corresponde a uma pequena falha relacionada ao feixe de falhas que atravessa a área de São João del Rey. Esta falha foi interpretada pela diferença morfológica e na constatação de atitudes fortes, tanto no gnaisse Piedade como no xisto Carandaí.

As relações de contato do Complexo Piedade com os Complexos Andrelândia e Charnoquítico foram discutidas anteriormente.

4. Litologia e Aspectos Estruturais

O Complexo Piedade é constituído fundamentalmente -

0

por gnaisses, que contêm frequentes intercalações de anfíbolitos e "quartzitos". Em menor escala, contêm também intercalações de xistos, principalmente próximo aos contatos com o Complexo Andrelândia e a Unidade Carandaí. Por vezes, contêm ainda rochas gabróicas intercaladas, sugerindo corpos intrusivos concordantes, e em pequena área são observados gnaisses de composição sienítica.

Os estudos petrográficos realizados pelo projeto, revelaram que os gnaisses são constituídos principalmente por três minerais essenciais: quartzo, microclina e plagioclásio. Esta associação entretanto nem sempre foi observada em todas as amostras analisadas, pois foi constatada também, a associação quartzo e plagioclásio. A associação quartzo e microclina foi verificada apenas em uma amostra dos arredores de Aiu ruoca, onde se intercalam nos xistos do Complexo Andrelândia. O mineral varietal mais constante observado foi a biotita. O epidoto foi constatado apenas em duas amostras, uma do rio Pinho, perto da vila de Mantiqueira, nas vizinhanças de Santos Dumont, e outra do córrego Taboão, a 3 quilômetros de Piedade do Rio Grande, na estrada para Madre de Deus de Minas. Ebert (1958), faz referência a uma análise petrográfica modal de gnaissê, coletado perto do morro do Chapéu, a leste de Piedade do Rio Grande, que acusou 6% de epidoto (clinozoisita). A hornblenda foi detectada como mineral varietal apenas uma vez, em uma amostra coletada a 9,5 quilômetros de Bias Fortes, na estrada para Barbacena (foto 13). Os minerais acessórios mais comumente encontrados são epidoto-zoisita, sericita, clorita, titanita, apatita, carbonato, zircão, opacos e allanita. As análises petrográficas realizadas em gnaisses, de diferentes locais da área do Complexo, revelaram que os tipos mais comuns, por ordem de frequência, são

os seguintes: quartzo microclina-plagioclásio-biotita-gnaissese, quartzo-plagioclásio-biotita-epidoto-gnaissese, quartzo-plagioclásio-biotita-hornblenda-gnaissese e quartzo-microclina-plagioclásio-gnaissese. Estes tipos petrográficos, apresentam frequentemente textura granoblástica fina a média. É comum mostrarem textura cataclástica, que, muitas vezes é evidenciada pela presença de uma massa fina triturada, recristalizada formada por quartzo, microclina e plagioclásio, onde se salientam porfiroclastos de microclina e plagioclásio.

Os anfibolitos são as rochas que ocorrem mais frequentemente intercaladas nos gnaisses, formando geralmente níveis delgados e lentes, observados em toda área. Raramente formam corpos mapeáveis na escala 1:250.000. Apenas dois corpos lentiformes foram separados em mapa, por apresentarem expressões morfológicas notáveis. Um deles, o maior, tem comprimento e largura respectivamente de 4,5 e 0,5 quilômetros (dimensões aflorantes) e está situado na fazenda Campo Lindo, a meia distância entre Cruzília e Minduri.

Várias amostras de anfibolitos, provenientes de diversos locais, foram analisadas petrograficamente, revelando que são constituídos, em grande parte, por associações como plagioclásio e hornblenda; plagioclásio, hornblenda e quartzo; e hornblenda e quartzo. Em apenas uma amostra, coletada logo na saída de Barbacena, para a vila de Campolide, constatou-se ser a tremolita-actinolita e mineral essencial. As texturas destes anfibolitos são geralmente granonematoblásticas, mas podem ocorrer texturas nematoblásticas e, esporadicamente, até mesmo texturas granoblásticas. A granulação varia comumente de fina a média. Em dois sítios, os anfibolitos apresentam-se granatíferos. Estas rochas quando decompostas, assumem caracteristicamente uma cor amarelo-ocre,

quais, muitas vezes, observam-se pequenas pintas negras manganesíferas.

Os "quartzítos" são observados com maior frequência e mais desenvolvidos na porção sudeste da folha Barbacena. A parecem em níveis delgados, observados apenas em afloramentos, e em níveis possantes, mapeáveis, que se salientam no relevo, constituindo serras e serrotes. Estes níveis, que são concordantes com os gnaisses, denunciam por vezes estruturas antiformes e sinformes. São rochas constituídas por grãos médios a grosseiros de quartzo, quase sempre angulosos. São comumente algo foliados e um tanto friáveis. É comum conterem alguma moscovita e/ou sericita. Algum feldspato alterado, vez por outra, é também encontrado.

Na parte sudoeste da folha, são observados dois grandes níveis destes "quartzítos", que sustentam duas serras paralelas, compondo uma estrutura sinforme. Estes "quartzítos" geralmente são finos, sericíticos, bem foliados e plaqueados, e contêm, por vezes, níveis estreitos de quartzo-moscovita-xistos. Nas imediações de São Tomé das Letras, são explorados para revestimentos de pisos e paredes de casas e edifícios.

Os xistos ocorrem principalmente nas proximidades dos contatos com a Unidade Carandaí e Complexo Andrelândia, em razão da natureza gradativa existente entre estas unidades. Entretanto, em alguns locais longe dos contatos, é comum a ocorrência de níveis xistosos intercalados nos gnaisses, associados a níveis anfibolíticos e quartzíticos. Quando próximos da Unidade Carandaí, apesar da elevada decomposição que dificulta as observações, percebe-se que são semelhantes aos xistos desta unidade, e quando próximas do Com-

plexo Andrelândia, acontece o inverso. Nem sempre, porém, estas rochas são semelhantes aos xistos Carandaí e Andrelândia, como acontece por exemplo, na pedreira situada na periferia de Barbacena, onde constatou-se a existência de níveis delgados de hornblenda-biotita-xisto.

Em sua área, de quando em vez, nota-se a ocorrência de blocos arredondados de rocha gabróide dispersos no solo. A princípio, pensou-se em rocha intrusiva discordante dos gnaisses. Entretanto, em um afloramento situado a 6 quilômetros da vila de Correia de Almeida, no sentido de Santos Dumont, pela BR-040, constatou-se que ocorria intercalada nos gnaisses, exibindo tênue foliação concordante.

Ao sul da vila de Emboabas, aparece o maciço de Matola constituído pelos gnaisses sieníticos radioativos e com área alongada na direção norte sul. Durante os trabalhos de campo, observou-se uma perfeita concordância estrutural entre estes gnaisses e os gnaisses Piedade adjacentes, definida pela concordância das foliações sub-horizontais. Ebert (1958) concebeu este gnaisse sienítico como uma parte alcalinizada do "Arqueano", formada por fenitização do gnaisse. Alves (1962) já o interpretou como um "stock" álcali-sienítico intrusivo, posteriormente tectonizado. A análise petrográfica revelou que é constituído por feldspato potássico, pouco plagioclásio e algum quartzo, tendo hornblenda como mineral ferromagnésiano dominante. Evidências de cataclase, como a presença de pequenos grãos rodeando grãos maiores, principalmente de feldspato potássico e recristalização, foram notadas em lâmina.

Os gnaisses deste complexo apresentam quase sempre bandamento dobrado (foto 14), geralmente em estilo ondulado

FOTO 14 - Corte exibindo dobra em gnaisse decomposto, a qual é realçada pela presença de níveis delgados de "quartzito" ^{quartzos} - grosseiro, tipo "sal grosso" (Complexo Piedade). *Diferenciações metamórficas, com segregação de quartzos concêntricos na matriz da dobra.*
Dobra bem inclinada, quase deitada (recumbente)

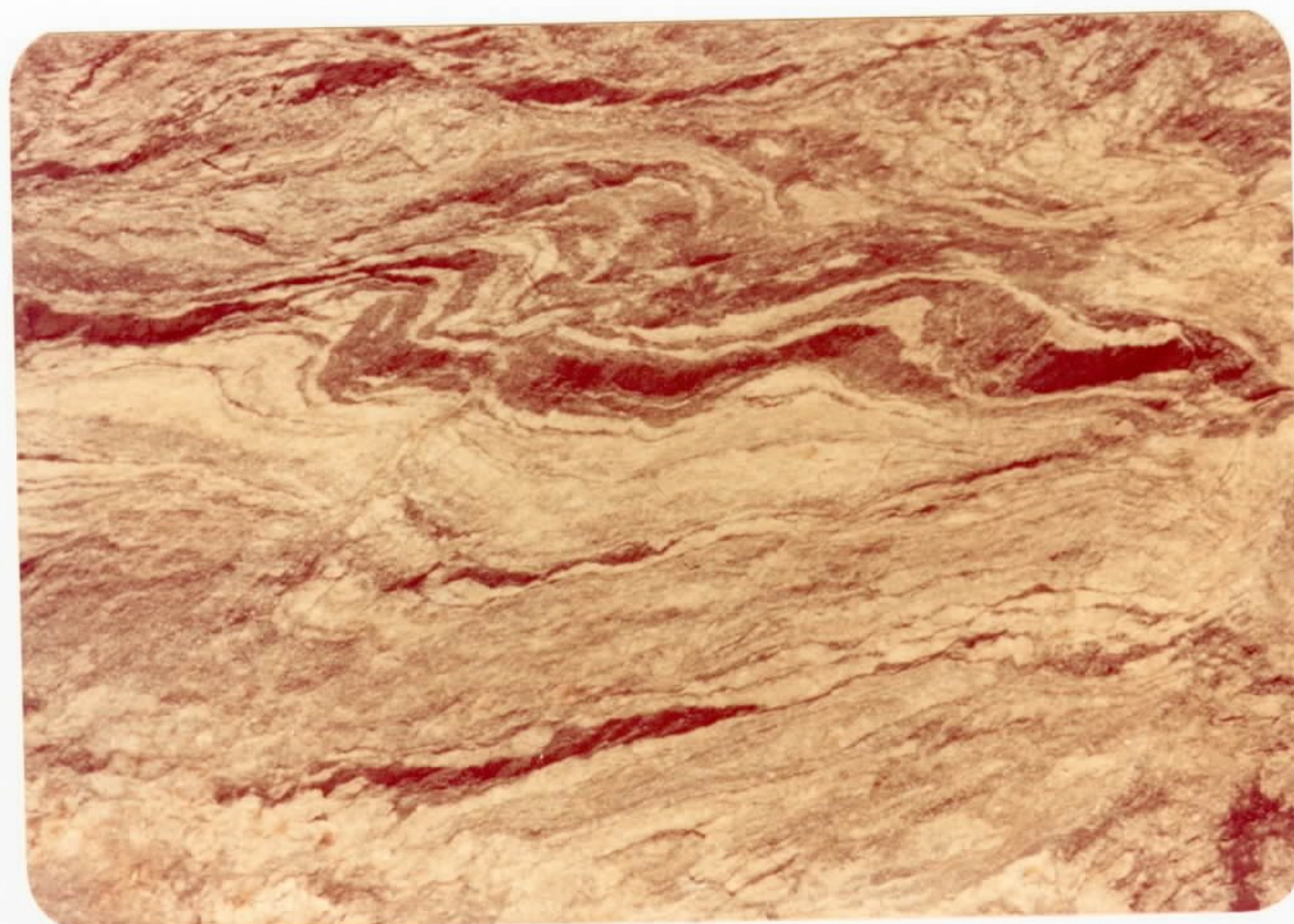
LOCAL - a 22 km de Lima Duarte, na antiga estrada de ferro para São Domingos da Bocaina.

FOTO 15 - Corte apresentando saprólito de gnaisse, onde se visualiza o estilo de dobramento ondulado (Complexo Piedade).

LOCAL - a 7 km de Barbacena, na estrada para Antônio Carlos.









(foto 15) e mostram, por vezes, em virtude de veios quartzo-feldspáticos que os cortam, aspecto migmatítico. Este aspecto migmatítico pode ser visto nos arredores de Barbacena, Desterro do Melo (foto 16), Lima Duarte (foto 17) e em locais onde os gnaisses foram afetados por falhas, como próximo ao contato com a Unidade Carandaí (foto 18). O bandamento ondulado apenas não é observado nas redondezas de Piedade do Rio Grande, onde assumem postura sub-horizontal e próximo a falhamentos onde mostram-se subverticais. Numa pedreira situada na periferia de Barbacena, pertencente à Prefeitura Municipal, esse bandamento subvertical pode ser bem visualizado (foto 19). Localmente esses gnaisses, em escala de afloramento exibem bandamento com dobras fechadas (foto 20). Em geral afloram sob forma de saprólito (foto 21), sendo poucas vezes encontrados frescos. Seus saprólitos são similares, muitas vezes, aos saprólitos dos xistos do Complexo Andrelândia e Unidade Carandaí. Esta semelhança dificultou tanto na foto interpretação como nos trabalhos de campo, a separação destas litologias.

6.2.2.3 Complexo Andrelândia

1. Histórico

A "Série" Andrelândia foi criada por Ebert, em 1958, por ocasião do Projeto São João del Rey, que teve por escopo a pesquisa de minerais radioativos em pegmatitos da bacia do rio das Mortes. Quatro diferentes litologias, com feições clásticas originais similares às da Formação Carandaí, foram reconhecidas por Ebert, como constitutivas dessa Série:

- a) micaxistos claros, moscovíticos e granatíferos, geralmente com cianita e estaurolita, por vezes com rutilo

FOTO 16 - Afloramento de gnaisse, mostrando as
pecto de migmatito flebítico (Comple-
xo Piedade).

LOCAL - a 21 km da BR-040, na estrada para -
Desterro do Melo.

FOTO 17 - Afloramento de gnaisse, apresentando-
aspecto migmatítico. (Complexo Piedade)

LOCAL - a 3,5 km da vila de Manejo, na estra-
da para Lima Duarte (BR-267).

- b) micaxistos escuros, ricos em plagioclásio e biotita, contendo granada subordinadamente
- c) quartzitos puros ou com moscovita, cianita e granada
- d) meta-arcósios listrados.

Em razão das aludidas semelhanças clásticas originais, o autor considerou "Série Andrelândia" como uma facies mesozonal da "Formação Carandaí" epizonal.

Na parte norte da "Série", a concordância de foliações e lineações, com caimentos invariavelmente baixos para sul, levou Ebert a interpretar o contato entre esta e o "Arqueano", subjacente, como correspondendo a uma grande falha de empurrão dirigida de sul para norte. Este estilo tectônico, para o autor, explicaria o fato aparentemente estranho, da coincidência de atitudes entre o "Arqueano" e a "Série Andrelândia", considerada algonquiana. Trata-se pois, segundo Ebert, de uma pseudo-concordância do "Arqueano" com o "Algonqueano", ou melhor, de uma adaptação forçada do "Arqueano" ao estilo tectônico do "Algonquiano" sobreposto. Não obstante ter sido Ebert o criador da "Série Andrelândia", foi Lamgeo, em 1936, ao estudar a área do Maciço de Itatiaia, para confecção da Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, o primeiro a se referir sobre essa unidade, quando disse: "existem poderosas massas de mica-xistos em toda a bacia do rio Grande, no alto curso, e podemos constatar que estas rochas nada mais são que um produto metamórfico, resultante da ação de uma magma granítico sobre os filitos da Série de Minas". Também foi Lamgeo o primeiro a observar, nas cercanias de Aiuruoca, embora com interpretação incorreta, o caráter transitivo de contato entre os Complexos Andrelândia e Piedade. Lamgeo julgou que as intercalações alternadas de mica-xistos e gnaisses, resultantes de variações

FOTO 18 - Afloramento de gnaiss do Complexo - Piedade, exibindo aspecto migmatítico e bandamento subvertical. Estas feições estão relacionadas à falha (Sistema São João del Rei) que separa este Complexo da Unidade Carandaí.

LOCAL - a 7,5 km de Barbacena, na estrada para Barroso (BR-265).

FOTO 19 - Afloramento de quartzo-microclina-plagioclásio-biotita-gnaiss, de aspecto migmatítico, contendo níveis delgados de anfibolito e hornblenda-biotita-xistito. Seu bandamento subvertical deve-se a falhamento relacionado ao Sistema São João del Rei. A rocha possui textura cataclástica (Complexo Piedade). (*Zona de falha*).

LOCAL - Pedreira situada na periferia de Barbacena, pertencente à Prefeitura Municipal.

mineralógicas (os mica-xistos quando se enriquecem em feldspato passam a gnaisses), corresponderiam a intrusões concordantes de um granito laminado, denominado por ele de "Granito de Aiuruoca", nos filitos da "Série de Minas", que, pelo metamorfismo intenso, transformaram-se em mica-xistos. As ocorrências minerais existentes no Sul de Minas (ouro, diamante, rutilo, etc.), segundo Lamego, estariam relacionadas ao "Granito de Aiuruoca", que seria o agente mineralizador da "Série de Minas" na área.

2. Distribuição Geográfica

O Complexo Andrelândia cobre ampla área que abrange as porções centro sul e centro oeste da folha Barbacena (fig. 09). Está circundada pelo Complexo Piedade, exceto a norte, (trecho a sul de Cassiterita e Lavras), onde confina com o Complexo Gnáissico-Migmatítico. Os seus limites com as unidades circundantes correspondem a contatos de transição (Complexo Piedade, principalmente) e por falha (Complexo Gnáissico-Migmatítico, em grande parte). Ocorre em quase toda a porção centro sul da folha, onde ocupa uma área de formato ovalado, e em grande parte da porção centro-oeste, formando faixa de direção leste-oeste. A sul, nas cercanias de Bom Jardim de Minas, seu limite ultrapassa a folha Barbacena, penetrando na folha Volta Redonda, do Projeto Vale do Paraíba do Sul. Na extremidade sudoeste da folha Barbacena, a leste de Baependi, seu limite volta a aparecer, e o complexo, também aí, se acha em contato com o Complexo Piedade. A oeste, onde o complexo está representado por uma faixa leste-oeste, seus limites transpõem a folha Barbacena, alcançando a folha Varginha, do Projeto Sapucaí.

As feições topográficas ostentadas por esta unida-

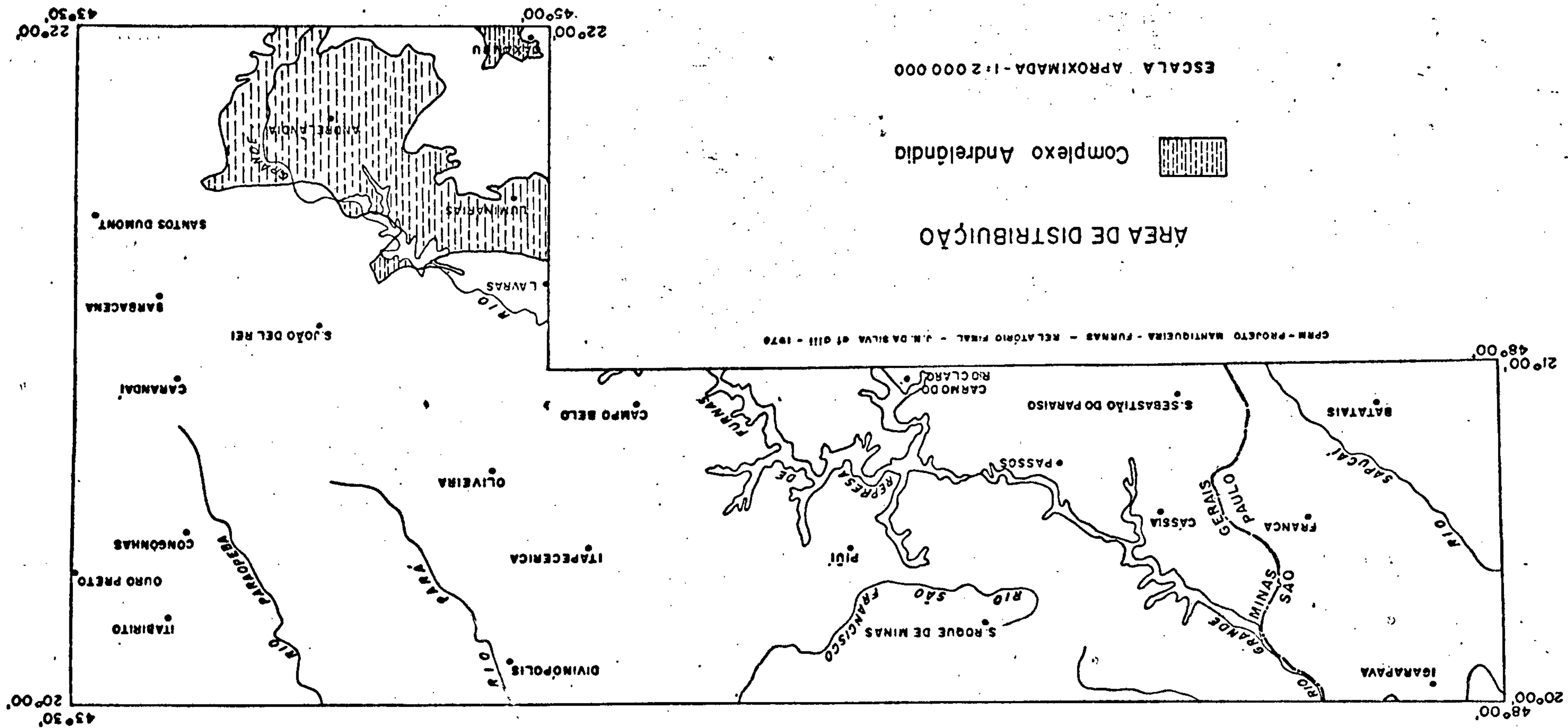
FOTO 20 - Detalhe do afloramento anterior, mostrando dobras fechadas com planos axiais sub-paralelos ao bandamento do gnaisse (Complexo Piedade).

LOCAL - Pedreira situada na periferia de Barbacena, pertencente à Prefeitura Municipal.

FOTO 21 - Aspecto de um saprólito de gnaisse do Complexo Piedade, apresentando níveis amarelos-ocres derivados de anfíboli to.

LOCAL - a 13 km de Santos Dumont, na estrada para Cabangu (BR-499), próximo à ponte sobre o rio Pinho.

FIGURA - 09



de foram modeladas por três agentes distintos: a tectônica, a litologia e o intemperismo.

O relevo dominante na unidade é o colinoso, oriundo do entalhe de xistos, que pode ser mais ou menos proeminente conforme a frequência de intercalações "quartzíticas" e o grau de intemperismo presente. Nas vizinhanças de Santana do Garambéu, por exemplo, onde se nota uma tectônica de dobra - mento, este relevo colinoso mostra-se alçado, em consequên - cia da existência de múltiplos níveis delgados de "quartzito". O relevo colinoso alçado, devido a intemperismo menos acentua - do, é observado nas imediações de Serranos e Andrelândia, lo - cais onde podem ser vistos norros exibindo afloramentos fres - cos, fato incomum na região. Nas áreas onde o manto de intem - perismo é espesso e as intercalações de "quartzito" escas - sas, o relevo dos xistos é suave, fracamente ondulado, sendo muito semelhante ao relevo do Complexo Piedade, nas áreas de grande alteração. Nas áreas de manto intempérico profundo, a delimitação do contato entre os "Xistos Andrelândia" e os "Gnaisses Piedade", em face da similaridade de seus modelos geomórficos, tornou-se uma tarefa extremamente difícil de ser levada a termo.

Uma outra forma de relevo, menos frequente que a an - terior, porém mais saliente na paisagem, é aquela referente - aos níveis "quartzíticos" espessos, contidos nos xistos. Es - tes níveis, que formam serras e serrotes, estão quase sempre orientados de acordo com os lineamentos estruturais, que por vezes representam zonas de falha. Alguns destes níveis apre - sentam expressões topográficas de realce, com os existentes a sul de Itumirim (Serras do Campestre e do Pombeiro), sul - de Itutinga (serra do Ouro Grosso), arredores de Carrancas - (serra de Carrancas e das Bicas), arredores de Luminárias (ser

ra da Fortaleza), sul de Santana do Garambéu (serra da Boa Vista) e norte de São Vicente de Minas (serrote da Covanca), sendo por isso representados em mapa.

3. Relações de Contato

Os contatos do Complexo Andrelândia com as unidades limítrofes, Complexo Piedade e Gnáissico - Migmatítico, são dos tipos gradativos e por falha. Com o Piedade o contato é predominantemente gradativo, sendo apenas localmente por falha, e com o Gnáissico-Migmatítico ocorre o inverso.

O caráter transitório deste Complexo em relação ao Piedade, aliado à existência de um espesso e frequente manto de regolito, dificultou sobremaneira a separação desta unidades. Porém o limite norte foi relativamente fácil de ser delineado nas fotos aéreas, em face do contraste morfológico existente. O Piedade apresenta aí um relevo ondulado suave, reflexo da existência de um profundo manto intempérico, enquanto que o Andrelândia exibe um relevo um tanto erguido e mais movimentado, em consequência dos múltiplos níveis "quartzíticos" delgados, entremeados nos mica-xistos. Este contraste morfológico dá uma pequena escarpa, ou melhor, um ressalto no Andrelândia, o qual pode ser observado ao longo de todo o contato norte com o Piedade, com exceção apenas de um pequeno trecho a sudeste de Madre de Deus de Minas, onde o mesmo se atenua, diluindo-se no manto de intemperismo. A noroeste de Santa Rita do Ibitipoca, o ressalto do Andrelândia, começa a se desfazer, desaparecendo completamente nos arredores - desta cidade, em face do desaparecimento dos níveis quartzíticos. Daí para sul, até próximo da vila de São Domingos da Bocaina, a separação foi feita apenas com base nos dados de campo, já que os modelos geomórficos exibidos por essas uni-

0

dades são idênticos. Problema semelhante foi encontrado na de-
limitação oeste, desde norte de Aiuruoca até a oeste de Lumi-
nárias. A sul, desde Bom Jardim de Minas, até o norte de Aiuruoca, apesar da decomposição menos pronunciada, o contato tam-
bém foi marcado de modo aproximado, em virtude das intercala-
ções alternadas entre mica-xistos Andrelândia e gnaisses Piedade.

As melhores relações entre os Complexos Andrelândia e Piedade, foram observadas em alguns locais do contato a norte e sul. No contato norte, a serra do Criminoso, a sul de Piedade do Rio Grande, nas cercanias da vila de Santo Antônio do Porto é um sítio onde as relações de contato são bem expostas. Tem-se aí, na subida da serra, no sentido de Piedade para Andrelândia, um gnaisse finamente bandado, micáceo, com níveis anfibolíticos estreitos, sobreposto por um quartzito moscovítico (sustentáculo da serra), com intercalações de quartzito-xisto e mica-xisto granatífero, tido por Ebert (1958) como Andrelândia, e posicionado sobre o Piedade por falha de empurrão. Numa voçoroca, perto do referido quartzito, evidenciou-se claramente as relações de contato, pois o gnaisse Piedade sob forma de saprólito, possui intercalações de quartzito-xisto e mica-xisto granatíferos, idênticos àqueles que se acham entremeados no quartzito. Os finos níveis anfibolíticos, existentes nesse local, também são vistos no flanco oposto da serra, intercalados nos quartzitos e quartzito-xistos.

As relações entre estes Complexos podem ser notadas também ao longo da rodovia Caxambu-Juiz de Fora (BR-267), trecho entre Caxambu e Bom Jardim de Minas, onde existem excelentes cortes. Nestes cortes, nota-se o mica-xisto granatífero - (granadas de até 1 cm), alternado com níveis delgados de quartzito fino foliado, por vezes moscovítico e granatífero. O xis

to, vez por outra, apresenta-se rico em quartzo (quartzo-mica-xisto), sendo sempre granatífero, e, algumas vezes, cianítico. É comum verificar-se a passagem do quartzo-mica-xisto para quartzito micáceo, também granatífero e, de quando em vez, também cianítico. Este xisto quando fresco, mostra-se escuro, biotítico, granatífero, contendo também quartzo e plagioclásio (foto 22).

Em outros cortes observa-se um gnaisse escuro, fino, biotítico, granatífero (granadas de até 0,2 cm), tendo por vezes cristais algo ocelares de feldspato, que apresenta níveis quartzíticos delgados, intercalados. Esse gnaisse, de quando em quando, mostra bandamento incipiente, podendo ser confundido, quando alterado, com o xisto biotítico granatífero já referido. Em certos locais, este gnaisse mostra-se médio, menos biotítico e mais quartzo-feldspático.

É comum as rochas destes dois complexos apresentarem uma feldspatização, caracterizada pela presença de pegmatitos, por vezes com turmalina preta (afrisita), concordantes e discordantes. Foram observados, no trecho entre as pontes dos rios Aiuruoca e Turvo, corpos tabulares, de até 1 m de espessura, entremeados frequentemente em xistos (foto 23), e veios irregulares cortando tanto os xistos como os gnaisses. Uma feldspatização enérgica, atingindo somente o gnaisse pode ser vista numa pedreira situada à margem da estrada, entre a ponte do ribeirão das Posses e a entrada para Carvalhos. O gnaisse aí acha-se intensamente cortado por veios quartzo-feldspáticos concordantes e discordantes, tendo aspecto de migmatito.

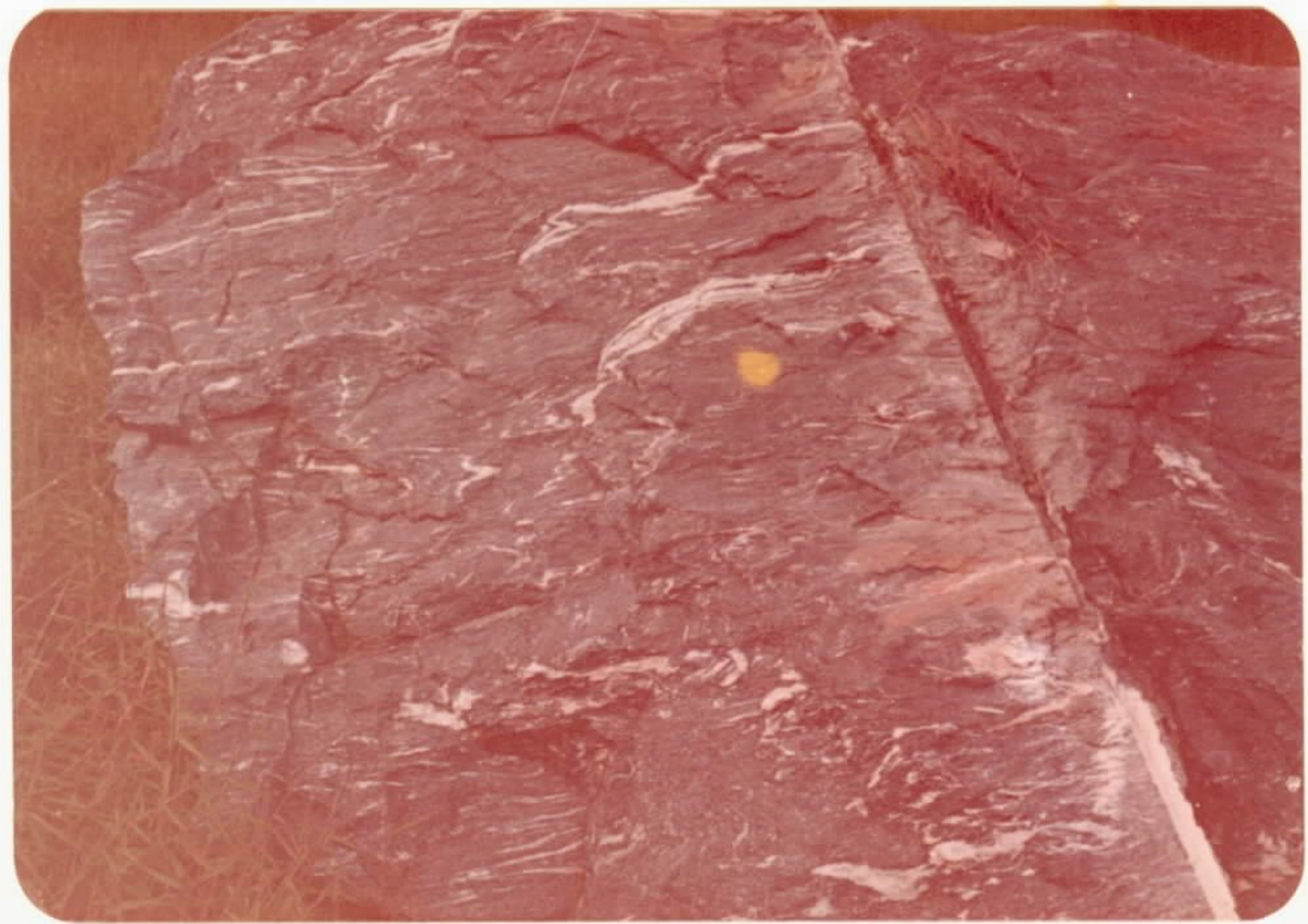
Em todos os cortes examinados, observou-se uma única tectônica afetando estes Complexos, equivalente a um dobramento com estilo ondulado, onde as foliações das rochas, vez por

FOTO 22 - Bloco de xisto fresco, biotítico e granatífero, permeado por veios de quartzo. Trata-se de xisto do Complexo Andrelândia.

LOCAL - A 5,5 km de Caxambu (trevo rodoviário), na estrada para Juiz de Fora (BR-267).

FOTO 23 - Corpos tabulares de pegmatito caulinizado, de até 1 m de espessura, entremeados em xisto granatífero decomposto do Complexo Andrelândia.

LOCAL - Trecho da BR-267 situado entre as pontes dos rios Aiuruoca e dos Franceses, a 5,5 km da primeira.



outra, mostram-se horizontais.

Em alguns cortes, notou-se o vínculo existentes entre estes Complexos, ou seja, o caráter de transição litológica entre os mesmos. Foram observados cortes com exposições de xistos granatíferos Andrelândia, contendo intercalações de gnaisses granitíferos Piedade e vice-versa. Com base nos fatos descritos, pode-se apresentar quatro argumentações para mostrar a íntima relação existente entre os Complexos Andrelândia e Piedade.

- 1) Existem intercalações de gnaisses biotítico granitífero (Complexo Piedade) no xisto biotítico granatífero (Complexo Andrelândia) e vice-versa;
- 2) Existem exposições que mostram o caráter gradativo entre os Complexos Piedade e Andrelândia (presença de xisto biotítico granatífero gnaissóide; rocha com bandamento incipiente, equivalente a uma forma intermediária entre o gnaisses biotítico granatífero Piedade e o xisto biotítico granatífero Andrelândia);
- 3) Todas as rochas exibem caracteristicamente a mesma associação mineral (quartzo, plagioclásio, biotita e grana) o que indica grau metamórfico idêntico para ambos os Complexos;
- 4) Todas as rochas apresentam-se afetadas por uma mesma tectônica, correspondente a um dobramento em estilo ondulado.

Apenas em pequeno trecho a leste das vilas de Capela do Saco e Caquende, o contato entre os Complexos Andrelândia e Piedade é controlado por falha transcorrente, de direção geral NE-SW, pertencente ao sistema de falhas de São João del

Rey. A interpretação desta falha teve apoio na existência de mudanças litológicas algo bruscas e na constatação, em ambos os Complexos, de atitudes com mergulhos de 25° a 50° para sudeste. Entretanto, não está descartada a possibilidade desse contato ser do tipo gradativo, apesar da inequívoca existência da falha.

Com relação ao Complexo Gnáissico-Migmatítico, pode-se afirmar que seus contatos com o Andrelândia são quase sempre por falhas, as quais pertencem a três sistemas distintos: E-W, NE-SW e outro NNW-SSE. A falha que passa próximo a Itumirim, integrante do sistema E-W, separa, em grande extensão, o Complexo Gnáissico-Migmatítico do Andrelândia, aí representado por um conjunto quartzítico permeado de leitos delgados xistosos. As melhores evidências dessa falha, que é inversa e transcorrente, são encontradas tanto nos quartzitos na forma de dobras menores, com caimentos de até 20° para WSW, indicando um movimento de sudoeste para nordeste, como nos granitóides adjacentes, que, em consequência do esforço tectônico, apresentam-se frequentemente com estrutura gnáissica e textura cataclástica, constituindo por vezes milonito-gnaisses. Outra falha componente do sistema E-W, que limita estes complexos, é a que passa próximo a Itutinga, com características similares à falha de Itumirim. Entretanto, nos quartzitos da serra do Ouro Grosso, semelhantes aos citados anteriormente, não foram observadas dobras menores. Duas outras falhas de características transcorrentes, relacionadas aos sistemas NE-SE e NNW-SSE, completam parcialmente a separação entre os dois Complexos. Ao sul de Itutinga, excepcionalmente, a separação entre os mesmos não é feita por falha. Notou-se aí, entre as falhas de Itumirim e Itutinga, uma certa transição entre estes Complexos, apesar de se ter

observado muito localmente um contato brusco. Constatou-se aí que o xisto Andrelândia, com mergulho da ordem de 75° para su deste, repousa sobre o granitóide do Complexo Gnáissico-Migmatítico. Este fato talvez signifique a existência de uma falha inversa, situada entre as Falhas de Itumirim e Itutinga, onde o Complexo Gnáissico-Migmatítico, limitado aí pelas referi - das falhas, tenha se projetado para leste, sendo acavalado pe - lo Complexo Andrelândia. As direções das lineações, quase les - te-oeste, exibidas pelo granitóide neste local, podem refor - çar esta suposição.

4. Litologia

Os xistos são as rochas predominantes no Complexo An - drelândia. Neles se encontram intercalados quartzitos, gnaiss - ses, metacalcários e metaultrabasitos. Em relação aos quartzit - tos, os gnaisses, metacalcários e metaultrabasitos são, de longe, as rochas menos frequentes. Ebert (1958) reconheceu na sua "Série Andrelândia dois tipos de xistos, que ele denomi - nou de mica-xistos claros, compostos principalmente por mosco - vita e granada, tendo também cianita, estaurolita e algum ru - tило e mica-xistos escuros, ricos em biotita e plagioclásio , com granada subordinada.

Os estudos desenvolvidos pelo projeto mostraram que os xistos deste Complexo apresentam em sua composição quatro minerais essenciais: quartzo, biotita, moscovita, e plagioclá - sio. Não é comum, entretanto, de acordo com os dados petrográ - ficos disponíveis, estes quatro minerais ocorrerem simultanea - mente numa mesma amostra. As combinações mais frequentes dos mesmos, em doze análises de amostras de diferentes locais são as seguintes: quartzo-biotita-plagioclásio e quartzo-biotita - moscovita. Nestas análises observou-se que o quartzo e a bio -

tita são minerais constantes. O plagioclásio e a moscovita às vezes não ocorrem como minerais essenciais, mas em geral estão presentes, mesmo em quantidades mínimas. Os minerais varietais mais assíduos são granada, cianita, estaurolita e, por vezes, clorita. A microclina foi constatada como mineral varietal apenas em uma amostra, que foi classificada petrograficamente como quartzo-microclina-plagioclásio-biotita-xisto (milonito). Essa rocha foi observada a 4 quilômetros de São Vicente de Minas, numa pedreira à margem da estrada para Andrelândia (foto 24). Macroscopicamente é uma rocha cinza clara, fina, levemente foliada, composta de quartzo, feldspato e biotita, tendo cristais diminutos de granada. Sua aparência, em afloramento, lembra um gnaisse finamente bandado e subhorizontal. Trata-se na verdade, no âmbito do Andrelândia, de uma litologia atípica. Os minerais acessórios mais comuns nos xistos são rutilo, apatita, hematita, zircão e turmalina. Algumas vezes essas rochas exibem textura cataclástica, a qual é evidenciada pela presença de grãos de quartzo e plagioclásio cominuídos marginalmente, grãos de quartzo fraturados e com forte extinção ondulante, lamelas de plagioclásio curvadas e palhetas curvas de biotita. Em muitas das lâminas estudadas observou-se que a moscovita e a clorita foram originadas a partir da biotita, fato que denuncia a existência de retrometamorfismo. A granada, um dos minerais varietais mais comuns, geralmente ocorre em porfiroblastos, sendo frequentemente peciloblástica. Em muitas lâminas, notou-se inclusões de quartzo e mica na granada, concordantes com a xistosidade, o que implica em crescimento sintectônico para este mineral. Em geral, sob o microscópio, os xistos exibem textura lepidoblástica. Outra feição microscópica observada nessas rochas são as microdobras.

Os "quartzitos" que formam frequentes níveis nos xistos são observados por quase toda área do Complexo. Podem formar níveis delgados, observados apenas em escala de afloramentos e níveis espessos, que se projetam no relevo constituindo serras. Nos níveis espessos, esses "quartzitos" invariavelmente contêm leitos estreitos de xistos, por vezes granatíferos, idênticos aos já referidos. Estes "quartzitos" quase sempre são bem foliados, muito finos a médios, por vezes algo friáveis. É comum conterem raras palhetas de moscovita e/ou sericitita. Algumas vezes têm moscovita em quantidade considerável, sendo então moscovíticos. Em uma amostra da serra de Carrancas, estudada petrograficamente, constatou-se a presença de biotita, associada à moscovita, porém em quantidade bem menor. A biotita, como em algumas amostras de xistos, ocorre na forma de remanescentes inclusos nas palhetas de moscovita. Este fato sugere que a moscovita foi originada por retrometamorfismo da biotita. A foliação do "quartzito", verificada em lâmina delgada, é determinada pelo arranjo planar das micas. Estes "quartzitos" raras vezes são granatíferos ou cianíticos.

Os gnaisses são encontrados em uns poucos locais, estando intercalados nos xistos. Suas áreas de ocorrência são restritas, equivalendo às vezes a um afloramento. Assim, não apresentam expressões morfológicas que permitam a sua separação nas fotos aéreas. Alguns afloramentos desta rocha foram observados a nordeste de São Vicente de Minas, na estrada para Madre de Deus de Minas, no trecho onde o rio Aiuruoca corre seguindo a referida estrada. Em geral, apresenta-se finalmente bandado, por vezes dobrado (dobras em S), constituído por quartzo, feldspato e biotita. Contém, localmente, intercalações de basitos e seu aspecto em afloramento lembra o Gnáise Piedade.

FOTO 24 - Exposição de quartzo-microclina-plagioclásio-biotita-xisto (milonito), apresentando atitude subhorizontal. Trata-se de uma litologia atípica no âmbito do Complexo Andrelândia.

LOCAL - Pedreira situada a 4 km de São Vicente de Minas, à margem da estrada para Andrelândia.

FOTO 25 - Afloramento natural fresco da Unidade Prados, formado por rocha filítica - cinza clara (filonito).

LOCAL - Córrego Itacambi, ao norte da vila de São Sebastião das Campinas.

Os metacalcários, como os gnaisses, são observados em uns poucos sítios onde ocorrem na forma de lentes, de exposição bastante restrita, que não permite a sua separação. Nos arredores de Ingaí, existe uma destas lentes com espessura máxima de 5 metros, que é considerada a maior ocorrência desta rocha no Andrelândia. Aí o calcário é cinza, fino à médio e plaqueado. Quatro análises petrográficas, de diferentes amostras deste local, revelaram que o mesmo possui textura granoblástica, sendo constituído predominantemente por calcita. Outros minerais como quartzo e moscovita, foram observados em quantidades mínimas.

Finalmente, como litologias de ocorrência rara no complexo, pode-se citar os metaultrabasitas, que formam geralmente pequenos corpos lentiformes. Estas rochas estão expostas em locais como a noroeste de São Vicente de Minas e a leste da serra das Bicas, onde constituem morrotes. Estes corpos devem estar relacionados a eventos tectônicos, pois estão situados em zonas de falha.

As rochas deste Complexo, de acordo com as associações minerais observadas, devem pertencer à facies metamórfica almandina-anfibolito, segundo Winkler.

6.2.2.4 Complexo São João del Rey

1. Histórico

O "grupo São João del Rey" foi proposto por Ebert, em 1967, para reunir as "Formações Carandaí, Barroso e Prados", definidas por ele, em 1958, nas áreas de Carandaí e São João del Rey. Em Carandaí, Leonardos, em 1940, descreveu uma sequência metassedimentar, discordante sobre granitos, como constituída da base para o topo, por metatilitos, calcá

cários cristalinos e rochas filíticas decompostas, que denominou de "Formação Carandaí". Ebert (1958), ao estudar a área de Carandaí, modificou o conceito original desta sequência, por constatar a existência de inconformidades entre seus membros. Desse modo, os membros inferior, médio e superior foram chamados respectivamente de "Formações Carandaí, Barroso e Prados". A primeira, no novo conceito de Ebert, seria constituída por grauvas conglomeráticas (tilito metamórfico de Leonardos) e, superiormente, por xisto preto (micrograuvas). A segunda estaria representada por grandes lentes de calcário cinzento, geralmente com filmes silicáticos na base, equivalentes talvez a recifes de origem orgânica. E a terceira seria formada invariavelmente por metassiltitos listrados, de caráter varvítico, contendo, vez por outra, conglomerados intraformacionais. Ebert, acrescentou que a "Formação Prados" constituiria uma faixa contínua de Carandaí até São João del Rey, enquanto as "Formações Carandaí e Barroso" desapareceriam logo a oeste de Carandaí. Estas formações foram consideradas por este autor como algonquianas, por não terem sido atingidas por magmas graníticos. Na área de São João del Rey, a "Formação Prados", segundo Ebert, repousa concordantemente sobre a "Formação Tiradentes", definida por Leonardos (1940), e correlacionada por outros autores à Série Itacolomi. A "Formação Tiradentes" foi subdividida por Ebert (1958) em três membros, que se distinguem pelo caráter litológico. O membro inferior conforme o autor, seria constituído por quartzitos puros, que, próximo ao contato com o "Arqueano", exibem estratificação cruzada. O membro médio seria formado por arenito caolínico e o membro superior por quartzito sericítico. Nos membros médio e superior existem camadas conglomeráticas. No atual projeto, as "Formações Ca-

randai, Prados e Tiradentes", referidas antes, foram agrupadas como unidades componentes do "Complexo São João del Rey". A "Formação Barroso", de acordo com este conceito, passou a constituir apenas uma litologia integrante da Unidade Carandaí, em razão da impossibilidade de separá-la como unidade independente.

2. Distribuição Geográfica

O Complexo São João del Rey está representado em parte por uma faixa de direção NE-SW, que se estende desde a vila de Caranaíba (folha Divinópolis) até a serra do Leñheiro, nas cercanias de São João del Rey (folha Barbacena), com comprimento de cerca de 75 quilômetros. A largura máxima desta faixa, que é composta pelas Unidades Prados e Tiradentes, é observada nas proximidades de Prados, sendo da ordem de 7,5 quilômetros. Esta faixa, em suas duas extremidades nordeste e sudoeste, termina por adelgaçamento. Na extremidade sudoeste, ao norte da vila de Rio das Mortes, a faixa inflete para oeste, desviando-se de sua direção NE-SW. O complexo, nas redondezas de São João del Rey, estende-se para sul e sudeste, através da Unidade Carandaí, cujos limites se acham próximos de Arcângelo, vila de Emboabas, vila de Padre Brito, Barbacena (a leste), Barroso, Dolores de Campos (a norte) e Tiradentes (fig. 10).

A unidade Prados mostra um relevo colinoso moderado, por vezes abrupto. Localmente, nos sítios outrora explorados para obtenção de ouro, apresenta-se voçorocado, como por exemplo nos arredores de Prados.

Em certos locais, devido ao manto intempérico espesso, este relevo é ondulado. Ao longo dos cursos d'água maiores, que cortam a unidade, este relevo mostra-se bastan-

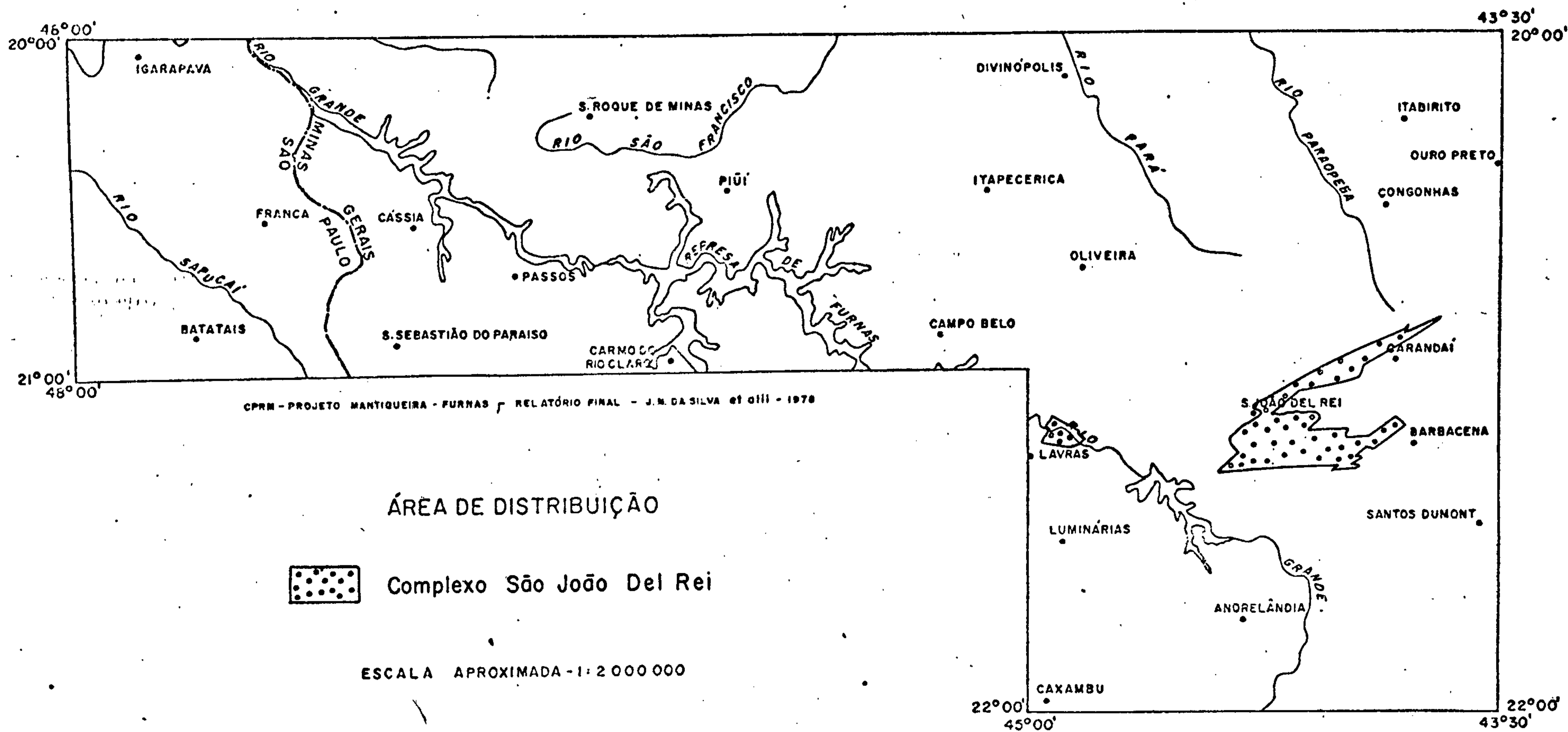


FIGURA - 10

te ravinado, devido à natureza argilosa de suas rochas. A unidade Tiradentes, em razão de sua litologia resistente ao meteorismo, destaca-se na paisagem regional, constituindo duas serras quartzíticas, situadas nas cercanias de Tiradentes e São João del Rey, as quais são conhecidas respectivamente como serras de São José e do Lenheiro.

O relevo da Unidade Carandaí varia de colinoso a ondulado. Nas áreas onde o manto de regolito é espesso, este relevo é ondulado, sendo semelhante ao relevo do Complexo Piedade, nas áreas também de manto intempérico profundo. Esta semelhança, não é demasiado repetir, constitui-se em obstáculo para a separação destas unidades nas fotos aéreas. Nas áreas onde o manto de intemperismo é mínimo, o relevo dessa unidade é caracteristicamente colinoso ravinado.

3. Relações de Contato

A Unidade Prados, que equivale a uma faixa cataclástica de direção geral NE-SW, está circundada quase inteiramente pelo Complexo Gnaíssico-Migmatítico. Em pequena extensão, nas vizinhanças de São João del Rey, limita-se com as Unidades Tiradentes e Carandaí. Em razão de sua condição de faixa cataclástica, seus contatos com as unidades limítrofes são sempre por falhas. Essa unidade, em toda sua extensão norte, está limitada por uma sucessão ininterrupta de falhas com direções mudando (sentido São João del Rey - vila de Caranaíba) de $N60^{\circ}E$ a $N75^{\circ}E$ e mergulhos variando de 40° a 90° , para sudeste e nordeste. Uma outra série contínua de falhas, com direções mudando (sentido São João del Rey - vila de Caranaíba) de $N80^{\circ}E$ a $N45^{\circ}E$, e de $N45^{\circ}E$ a $N60^{\circ}E$, e mergulhos oscilando de 35° a 90° , para sudeste e noroeste, limita esta unidade, a sul, do Complexo Gnaíssico-Migmatítico. A partir do merídia-

no de Carandaí, duas falhas norte - sul, limitantes locais desta unidade, convergem para nordeste, juntando-se um pouco além da vila de Caranaíba, onde passam a constituir uma única falha de direção NE-SW. A junção dessas falhas limita a Unidade Prados e nordeste.

As relações entre a Unidade Prados e o Complexo Gnáissico-Migmatítico podem ser vistas com clareza a 12 quilômetros de São João del Rey, no sentido de Lagoa Dourada (BR-383), em corte situado próximo à entrada para Coronel Xavier Chaves. Neste corte nota-se saprólito róseo-esbranquiçado, finamente foliado, em contato com rocha filítica decomposta, localmente grafitosa (leito de 3 a 4 metros de espessura), contendo níveis delgados e lentículas de quartzo leitoso. Em relação ao corte, a rocha filítica predomina para sul e o saprólito róseo-esbranquiçado para norte. No contato, observa-se intercalações de rocha filítica no saprólito-róseo-esbranquiçado. A análise foto-geológica realizada anteriormente, indicava a existência de uma falha neste local, que se evidenciava, embora de modo pouco nítido, devido à alteração intempérica pronunciada, por contraste morfológico em linha reta. Um exame pormenorizado do corte, conduziu à conclusão de que o saprólito róseo-esbranquiçado corresponde a um milonito-gnaisse e a rocha filítica a um filonito. O mergulho da foliação destas rochas é de 65° para sudeste. Ebert (1958) definiu o limite norte de sua "Formação Prados" como uma falha vertical quase retilínea, que se estende desde a estação férrea de Pedra do Sino até a serra do Lenheiro. Apesar de Ebert considerar o limite norte da Unidade Prados como uma falha vertical, fato que não corresponde à realidade, pois seus mergulhos variam de 35° a 90° para sudeste e noroeste, sua interpretação tectônica pode ser considerada razoável -

vel. Entretanto, com relação à litologia da unidade, o autor errou completamente ao julgá-la constituída por metassil_titos listrados.

Ebert (1958) considerou a "Formação Tiradentes" mais antiga que a "Formação Prados", notando entre estas uma aparente concordância. Esta suposição pode ser visualizada na serra de São José, onde a Unidade Tiradentes, de origem sedimentar, representada pela referida serra, mergulha no sentido da Unidade Prados. Esta disposição particular conduziu Ebert à falsa idéia de que a Unidade Tiradentes está sotopos_ ta à Unidade Prados. Levando-se em consideração que a Unida_ de Prados corresponde a uma faixa cataclástica, a idéia des_ se autor não tem a mínima validade.

As Unidades Prados e Carandaí estão em contato ape_ nas em pequeno trecho situado nos arredores de São João del Rey. As relações de contato entre essas unidades não foram observadas. Notou-se, entretanto, nas proximidades do conta_ to, que as rochas destas unidades são semelhantes. Assim, ao longo da rodovia para Lagoa Dourada, entre a ponte do rio das Mortes e o aeroporto, existem xistos decompostos da Unidade Prados que são similares aos xistos da Unidade Carandaí. E_ bert (1958) interpretou estes xistos como pertencentes à sua "Formação Carandaí".

As relações de contato entre a Unidade Tiradentes e o Complexo Gnáissico-Migmatítico também não foram observadas. Essas relações foram procuradas ao longo da escarpa da serra de São José, mas em virtude do coluvião aí existente, forma_ do por areia e blocos de quartzito, não foram encontradas. Mas é fora de dúvida que a Unidade Tiradentes, comprovadamente se_ dimentar, devido às estruturas primárias que contém, repousa

sobre o Complexo Gnáissico-Migmatítico, em evidente discor -
dância litológica ("nonconformity").

Com relação à Unidade Carandaí, os seus contatos com o Complexo Gnáissico-Migmatítico são similares àqueles observados entre esta unidade e o Complexo Piedade, ou seja, seus contatos equivalem a falhas pertencentes a dois sistemas distintos, um de direção NE-SW (sistema de falhas de São João del Rey) e outro E-W (sistema de falhas de Itumirim e Itutinga). A Unidade Carandaí, a noroeste de Barbacena é separada do Complexo Gnáissico-Migmatítico por uma falha do sistema NE-SW, a qual é paralela à falha que separa esta unidade do Complexo Piedade. Esta falha foi determinada durante a fase de fotointerpretação, devido à existência de contraste morfológico retilíneo. No campo, foram constatadas evidências que comprovaram a foto-análise, como por exemplo, próximo à falha, presença de atitudes concordantes com a mesma, com mergulhos fortes, e grande incidência de veios de quartzo leitoso. A nordeste de Barroso, a separação é feita por pequenas falhas dos dois sistemas, as quais são sub-paralelas e transversais entre si. As falhas do sistema NE-SW apresentam direção $N35^{\circ}E$, um tanto diferente das de São João del Rey, que têm direção $N60^{\circ}E$. Estas pequenas falhas foram suspeitadas nas fotos aéreas e comprovadas no campo. Ao norte, a Unidade Carandaí é separada do Complexo Gnáissico-Migmatítico por falhas do sistema E-W combinadas com falhas do sistema $N35^{\circ}E$. Estas falhas também foram evidenciadas nas fotos aéreas e comprovadas no campo. As relações de contato da Unidade Carandaí com o Complexo Piedade já foram discutidas em capítulo anterior.

4. Litologia

O Complexo São João del Rey, integrado pelas Unidades Prados, Carandaí e Tiradentes, apresenta uma litologia - algo diversificada. A Unidade Prados, que equivale a uma faixa cataclástica de direção NE-SW, é constituída fundamentalmente por rochas filíticas decompostas, localmente grafíticas, que encerram por vezes lentes e megalentes de calcário. Em pequena escala, é formada por calco-xistos e xistos grafíticos, que quase sempre ocorrem associados a calcários.

A disposição estrutural da Unidade Prados, suas relações com o Complexo Gnáissico-Migmatítico e os estudos petrográficos executados pelo projeto, conduziram à idéia de que as rochas filíticas que a constituem correspondem na verdade a filonitos. Devido à pouca resistência destas rochas ao intemperismo químico, o achado de afloramentos frescos capazes de fornecerem amostras apropriadas para análises petrográficas pode ser considerado como um fato geológico raro. Assim, em toda extensão da Faixa Prados, desde a vila de Carandaí até a serra do Lenheiro, foram encontrados afloramentos frescos apenas em uma pequena cachoeira do córrego Itacambi, ao norte da vila de São Sebastião das Campinas (foto 25), em uns poucos cortes da Estrada de Ferro Central do Brasil, entre as estações de Carandaí e Pedra do Sino, e em um corte da rodovia BR-383, a 9 quilômetros de São João del Rey, no sentido de Lagoa Dourada. Nestes afloramentos frescos, a rocha apresenta-se cinza clara, muito fina a fina e foliada. Exibe por vezes dobras fechadas, com planos axiais subparalelos à foliação. Localmente, contém níveis calcíferos. Um poucas análises petrográficas de amostras destes raros afloramentos frescos revelaram que as rochas filíticas são constituídas essencialmente por quartzo, sericita e clorita. Em lâmina, geralmente se observa uma massa de sericita

0

e clorita, contendo quartzo em grãos isolados, em agregados de grãos irregulares ou em microveios descontínuos e irregulares. Nestes agregados de quartzo, por vezes, são observados cristais irregulares de plagioclásio, geminados segundo a lei da Albita.

Estas geminações, vez por outra, mostram-se curvadas e evanescentes. Os minerais acessórios mais frequentes nestas rochas são a magnetita, algumas vezes presente em quantidades consideráveis, turmalina, zircão e epidoto. Em geral, apresentam grã muito fina a fina, textura lepidoblástica a granolepidoblástica, e, de vez em quando, crenulação. As evidências de cataclase nas lâminas estudadas restringiram-se a raras feições observadas, como por exemplo, a existência de formas ocelares "fantasmas", constituídas por sericita e epidoto, que sugerem antigos cristais de feldspato. Assim, a decisão de classificar estas rochas como cataclásticas deveu-se principalmente à disposição estrutural da Faixa Prados e às suas relações com o Complexo Gnáissico-Migmatítico. Na maioria dos afloramentos, a rocha filítica apresenta-se quase sempre alterada, exibindo cores amarelada (principalmente), cinza clara ou, por vezes, arroxeadas. É comum conter veios delgados de quartzo, em geral de até 10 cm de espessura, concordantes, e, vez por outra, discordantes e irregulares. É frequente apresentarem lenticulas de quartzo. No passado, os veios de quartzo, em alguns locais, como nos arredores de Prados, foram objeto de exploração aurífera. Em alguns afloramentos, estas rochas apresentam leitos cinza-escuros, grafitosos, de até 3 a 4 metros de espessura. Em dois destes leitos, um situado a 2 quilômetros de Prados, na estrada para a fazenda Quilombo, em local conhecido como Cava da Ursa (foto 26), é outro a 12 quilômetros de São João del Rey, na es

trada para Lagoa Dourada (BR-383), em corte situado próximo à entrada para Coronel Xavier Chaves, foram coletadas amostras para análise química, que revelaram teores de carbono fixo de 2,2 e 0,7%, respectivamente. Os calcários contidos nestas rochas filíticas ocorrem geralmente na forma de lentes e megalentes, que são observadas com maior frequência ao norte de Carandaí e nos arredores de São João del Rey.

Estes calcários, superiormente, são cinza azulados, maciços, granoblásticos e calcíferos e, inferiormente, devido à presença de níveis finos cloríticos e, às vezes, biotíticos, são caracteristicamente foliados, passando, algumas vezes, a calco-xistos. Na parte inferior, em certos locais, observa-se um calcário branco, foliado, biotítico. As pedreiras de calcário existentes nesta unidade estão situadas sempre na parte superior das megalentes.

Ebert (1958) considerou a "Formação Prados" como constituída por metassiltitos listrados, de aspecto varvóide, contendo por vezes conglomerados intraformacionais. Segundo este autor, estas rochas foram depositadas numa bacia pouco profunda, de subsidência contínua, mas interrompida por períodos de erosão. Os fragmentos clásticos formados durante os períodos de erosão foram posteriormente depositados, sem discordância angular, constituindo conglomerados intraformacionais. Ebert acrescentou que estas rochas foram originadas em clima moderado, com alternância regular de estações.

Os conglomerados referidos por Ebert na "Formação Prados", tanto o basal, situado sobre a "Formação Barroso", como os intraformacionais, não foram localizados durante os trabalhos de campo, pelo menos nos afloramentos visitados.

Quanto à grauvasca conglomerática da "Formação Caran

FOTO 26 - Leite grafitoso contido em rocha filítica decomposta (filonito) da Unidade Prados. A análise química de uma amostra desta rocha filítica grafitosa revelou um teor de carbono fixo da ordem de 2,2%.

LOCAL - Cava da Ursa (a 2 km de Prados, na estrada para a fazenda Quilombo).

Zonas micáicas
→

FOTO 27 - Afloramento fresco de quartzo - clorita-moscovita-plagioclásio-xisto da Unidade Carandaí, contendo níveis delgados e lentículas de quartzo.

LOCAL - a 11,5 km de Barbacena, na estrada para Barroso (BR-265).



daí", definida por Ebert (1958) e, anteriormente, por Leonardos (1940), que a chamou de tilito metamórfico, pode-se afirmar, sem dúvida, que esta rocha não corresponde à parte basal de nenhuma sequência metassedimentar. Trata-se de um conglomerado de idade incerta, mas posterior ao Complexo São João del Rey, em razão do mesmo conter seixos, embora escassos e pequenos, de calcário e rocha filítica da Unidade Prados.

A Unidade Carandaí é constituída principalmente por xistos que contêm lentes e megalentes de calcário. Associados aos calcários é comum a ocorrência de calco-xistos. Localmente, estes xistos contêm intercalações de gnaisses finos a biotita.

Em afloramento, quando frescos, esses xistos são cinzentos azulados ou escuros esverdeados, quase sempre contêm lentículas e veios delgados de quartzo granular ou leitoso, concordantes e discordantes, por vezes mostram-se microdobrados e vez por outra são levemente calcíferos. Quando alterados, apresentam-se avermelhados ou amarelados. Quando saprolíticos, assemelham-se aos saprólitos dos gnaisses finamente bandados do Complexo Piedade (foto 27).

Em quatro análises petrográficas, realizadas em amostras de diferentes locais da unidade, constatou-se que esses xistos são constituídos essencialmente por quartzo, plagioclásio, moscovita, clorita e biotita.

Os quatro tipos petrográficos revelados pelas análises foram os seguintes: quartzo-plagioclásio-moscovita-clorita-biotita-xisto, quartzo-clorita-moscovita-plagioclásio-xisto, moscovita-quartzo-clorita-plagioclásio-biotita-xisto e quartzo-plagioclásio-moscovita-clorita-biotita-xisto. Sob o

microscópio, estes xistos mostram comumente microdobras. Exibem geralmente textura granolepidoblástica, definida pela alternância de lâminas puramente micáceas e lâminas quartzo-plagioclásticas, com minerais micáceos associados. Observa-se em lâmina que a clorita e moscovita foram originadas da biotita, por esta ocorrer como relictos no interior daquelas. Os minerais acessórios mais frequentes são apatita, opacos, turmalina, zircão, carbonato e epidoto.

Os calcários que compõem as megalentes contidas nos xistos são cinzentos azulados, maciços, granoblásticos e calcíticos (foto 28).

Em geral, exalam cheiro fético quando percutidos com o martelo. Em algumas exposições, nota-se que estes calcários, inferiormente, tornam-se micáceos (presença de moscovita, biotita e clorita), passando muitas vezes a calco-xistos. Nos arredores de Barroso, onde existe maior incidência de megalentes, estes calcários são explorados para fabricação de cimento, cal e corretivo de solos. A nordeste de Barroso, existem calcários desta unidade, limitados por falhas, que são diferentes daqueles observados nas vizinhanças desta cidade. São calcários cinza claros e escuros, microcristalinos, foliados (foliação determinada pela presença de biotita e/ou clorita), plaqueados e comumente dobrados. Por vezes, existem calcários brancos, sacaróides e foliados (foliação definida pela presença de biotita). É provável que estes calcários representem uma megalente preservada por falhas, representada atualmente por sua parte basal. Estas megalentes carbonáticas correspondem ao que Ebert (1958) denominou de "Formação Barroso". Segundo este autor, a referida formação estaria situada em posição intermediária entre as "Formações Carandaí" (inferior) e "Prados" (superior). Durante os serviços de foto-

interpretação e campo essas relações não foram observadas, em face das formações de Ebert não serem unidades estratigráficas, como é o caso da Unidade Prados, que equivale a uma faixa cataclástica. Assim, a "Formação Barroso" passou a ser apenas uma litologia componente da Unidade Carandaí. Propõe-se o uso do termo "Calcário Barroso" para as rochas carbonáticas contidas na Unidade Carandaí.

O principal critério adotado pelo projeto para distinguir a Unidade Carandaí do Complexo Andrelândia, foi o fato dos xistos Carandaí não conterem minerais como granada, cianita e estauroлита, que são característicos dos xistos Andrelândia. A presença dos mesmos nos Xistos Andrelândia indica que estas rochas possuem um grau metamórfico mais elevado do que os Xistos Carandaí. Ebert (1958) foi o primeiro a se referir sobre a semelhança dos Xistos Carandaí e Andrelândia, ao afirmar que estes apresentavam feições clásticas originais similares. O autor considerou a "Série Andrelândia" como uma fácies mesozonal da "Formação Carandaí", tida como epizonal.

Em face da existência de semelhanças litológicas e estruturais, correlacionou-se os xistos com megalentes de calcário da área de Ijaci e vila de Macaia, a nordeste de Lavras, à Unidade Carandaí. Ebert (1967) designou este conjunto litológico de "Formação Macaia", a qual incluiu no "Grupo São João del Rey". Rolff (1958), anteriormente, estudando a serra do Macaia, definiu a seguinte sequência estratigráfica: mármore esverdinhado, calcário cinzento, filito calcífero cinzento e arenito síltico fino.

Os estudos desenvolvidos pelo projeto mostraram que a Unidade Carandaí, nesta área, está limitada por quatro sis

FOTO 28 - Megalente de metacalcário calcítico -
contida em xisto da Unidade Carandaí.
O calcário é explorado para fabrica-
ção de vidro e corretivo de solos.

LOCAL - Casa de Pedra, próximo a Tiradentes.

? ou metarenito?
FOTO 29 - Arenito plaqueado da parte inferior -
da Unidade Tiradentes. A rocha é uti-
lizada como pedra ornamental, no reves-
timento de pisos e paredes de casas
e edifícios.

LOCAL - Lavra da Areia Preta, na extremidade-
nordeste da serra de São José.



temas de falhas que se interceptam, formando um polígono irregular. Estes sistemas apresentam direções N30°E, N65°E, N60°W e N80°E, o sistema N30°E é concordante com a direção da serra de Bonsucesso, o sistema N65°E corresponde ao prolongamento da falha que passa em Volta Grande, onde existem jazidas de cassiterita e manganês, o sistema N60°W deve ser a continuação do de Capitólio, na folha Furnas, e finalmente o sistema N80°W é tido como concordante ao de Itumirim e Itutinga. Três amostras de xistos desta área, estudadas petrograficamente, revelaram ser constituídas essencialmente por quartzo, moscovita, clorita e biotita. Os três tipos petrográficos determinados pelas análises foram os seguintes: quartzo-clorita-xisto, quartzo-moscovita-biotita-xisto e quartzo-moscovita-clorita-xisto. O conteúdo mineral destes xistos é semelhante aos xistos da área de São João del Rey, diferindo apenas pela presença de plagioclásio nos xistos desta última área. Os calcários contidos nestes xistos são também bastante similares aos que ocorrem na área de Barroso. São calcários cinzentos claros, maciços, granoblásticos e calcíticos. Quando percutidos com o martelo, geralmente exalam cheiro fétido. Um outro tipo de calcário também ocorre associado a estes xistos. Trata-se de um calcário que geralmente aflora nas margens do rio Grande, e está situado em posição inferior aos calcários cinzentos claros, que ocorrem no sopé da serra. Esse calcário é branco, marmóreo e foliado (foliação determinada pelo arranjo planar de biotita e clorita). Por vezes, mostra-se creme e laminado (presença de níveis finos cloríticos). Este conjunto litológico é integrado, em pequena escala, por uma "rocha quartzítica" branca, extremamente foliada, muito fina, pura e algo friável, que apresenta direção concordante com a falha que limita a unidade a leste, pertencente ao sis

tema de direção N65°E. Sem dúvida, esta rocha de aparência quartzítica equivale a um filonito. De um modo geral, os xistos e calcários neste área apresentam atitudes subhorizontais. As atitudes com mergulhos fortes, correspondem a direções de falhamentos.

A Unidade Tiradentes, na serra de São José, é integrada essencialmente por arenitos ortoquartzíticos, arenitos sericíticos e caulínicos, arenitos conglomeráticos e conglomerados. Os arenitos ortoquartzíticos são observados na base da sequência. São arenitos brancos a róseos, muito finos a médios, e estratificados em bancos centimétricos. Por vezes são sericíticos e algo friáveis. Exibem às vezes estratificação cruzada e marcas ondulares. Por serem localmente plaqueados, são explorados como pedra ornamental, e utilizados na confecção de pisos e revestimentos de casas e edifícios (foto 29). Na extremidade sudoeste da serra, ainda na parte inferior da unidade, existem arenitos variegados, muito finos a médios, caulínicos e friáveis, que se mostram afetados por uma falha do sistema São João del Rey. Nota-se aí que os arenitos apresentam estratificação e foliação com direções coincidentes (N60°E), mas com mergulhos diferentes e opostos (foto 30). A estratificação mergulha para noroeste (30° a 35°) e a foliação para sudeste (55° a 60°). Ebert considerou o membro intermediário da "Formação Tiradentes" como constituído por arenitos ricos em sericita e caulim. Rolf (1946) também se referiu a estes arenitos, quanto estudou as jazidas de caulim aí existentes. Para este autor, o caulim, que ocorre na forma de camadas delgadas, foi formado por alteração da sericita. Os conglomerados são observados na parte superior da sequência. São rochas de matriz cinza clara a escura, are

nosas, finas a muito grosseiras, sericíticas, algo xistosas, por vezes friáveis, que contêm seixos arredondados, de até 5 cm de diâmetro, de quartzo e quartzito. Apresenta estratificação pouco visível, mas em bancos centimétricos. Quando os seixos tornam-se raros ou ausentes, esta rocha passa a um arenito conglomerático ou arenito fino a médio, que exhibe por vezes estratificação cruzada (foto 31). Na serra do Lenheiro, ocorrem arenitos similares, porém mais afetados por tectonismo (foto 32). Mesmo assim, estes arenitos mostram casualmente estruturas primárias, como estratificação paralela (foto 33) e marcas ondulares.

6.2.2.5 Complexo Canastra

1. Histórico

O termo "Canastra" foi introduzido na literatura geológica por Barbosa (1955), quando definiu a "Formação Canastra" constituída de filitos prateados ou acinzentados com quartzitos associados, aflorantes na região de serra homônima. Em 1960, o mesmo autor denomina de "Série", quando estudava a geologia dos arredores de Brasília.

Em 1967, Barbosa et alii, passaram a utilizar a classificação de "Grupo Canastra" e verificaram que as suas relações de contato com o Grupo Araxá eram por falha, ficando assim incógnito o posicionamento estratigráfico das duas unidades, porém consideraram a primeira mais nova.

Ferrari & Brandalise (1971), estudando a região do Médio Rio Grande, observaram a transição entre os dois Grupos, que foi ratificada por Braun e Baptista (op.cit.), po-

? ou me lembro?
FOTO 30 - Arenito caulínico e friável da Unidade Tiradentes, exibindo nítida foliação causada por falhamento do Sistema São João del Rei. A foliação mergulha para sudeste (55 a 60°) e a estratificação, perceptível apenas em afloramento, para noroeste (30 a 35°).

LOCAL - Extremidade sudoeste da serra de São José.

FOTO 31 - Arenito[?] da parte superior da Unidade Tiradentes, apresentando estratificação cruzada.

LOCAL - Sopé da serra de São José (a 5 km da BR-383, na estrada para Prados).



rém considerando o "Grupo Canastra" inferior ao "Araxá".

Nas extremidades nordeste da folha Franca e noroeste da folha Furnas, há predominância de micaxistos e filititos, com intercalações de quartzitos, os quais foram mapeados pelo Projeto Três Marias, na área contígua a norte, como uma Unidade denominada Canastra, dentro da Associação Araxá. Entretanto, no atual estágio de conhecimento, adotou-se a denominação de Complexo Canastra para este conjunto, associado aos quartzitos que formam a serra da Canastra.

2. Distribuição Geográfica e Expressão Topográfica

Este complexo se distribui nas extremidades nordeste da folha Franca e noroeste da folha Furnas, englobando as regiões de Desemboque, Serra da Canastra e oeste de Bambuí (fig. 11).

Esta unidade caracteriza-se por apresentar uma região colinosa com cristas alinhadas e realçadas, onde ocorrem as rochas filíticas com intercalações de quartzitos e com chapadões, nas regiões de ocorrência dos quartzitos. Nestes chapadões é comum o aparecimento de um nível de peneplanização com a formação de superfícies lateríticas.

A zona de predominância dos quartzitos é representada pela serra da Canastra que exhibe um relevo acidentado, com topos aplainados sob a forma de chapadão e onde se tem cotas variando de 1400 a 1500 metros. Esta serra é limitada em todo o seu contorno por escarpas abruptas e íngremes, contrastando com o relevo suave e uniforme das rochas pelíticas da Formação Paraopeba.

A drenagem é de padrão dendrítico retangular, essen

7 é rocha putrefica.

FOTO 32 - Arenito filonitizado da Unidade Tira
dentes, com foliação subvertical, mos-
trando erosão alveolar. Sua foliação-
foi determinada por falhamento do Sis-
tema São João del Rei.

LOCAL - Flanco sul da serra do Lenheiro, pró-
ximo à Mineração Nossa Senhora do Am
paro.

FOTO 33 - Arenito da Unidade Tiradentes, exhibin-
do estratificação paralela em bancos.

LOCAL - Flanco sul da serra do Lenheiro, próxi-
mo à Mineração Nossa Senhora do Ampa
ro.



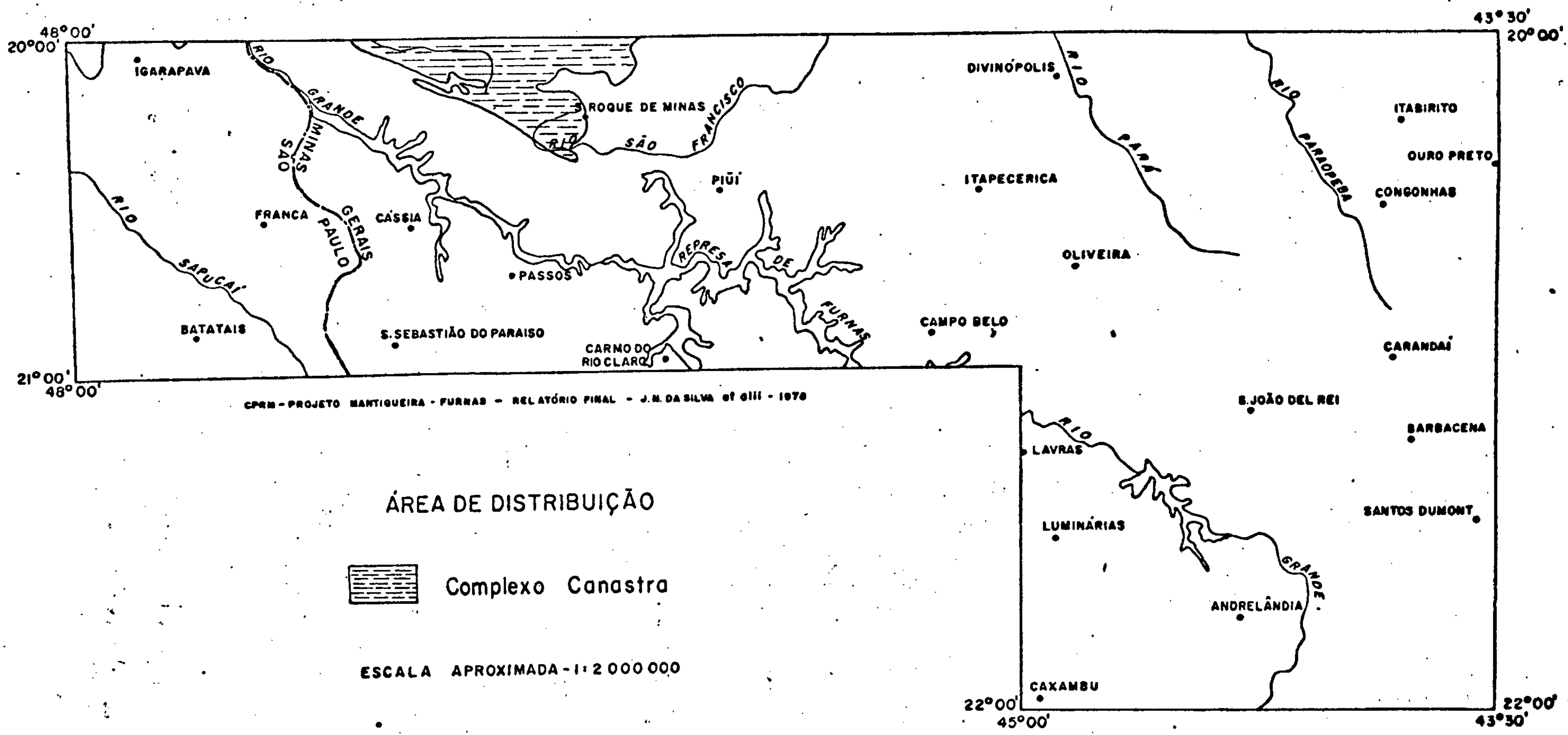


FIGURA - II

cialmente controlada pela estruturação da serra e dando formas bastante entrecortadas com escarpas abruptas, devido ao intenso fraturamento. Os rios são do tipo subsequente dentro da serra e inseqüentes nas escarpas da mesma. O solo é arenoso, de granulometria fina e de cor clara. A vegetação é principalmente do tipo campo limpo, ocorrendo porém localmente os cerrados e as matas galerias nas nascentes e cursos de rios.

A zona de predominância dos clorita-xistos e filitos, apresenta um relevo sub-aplainado, composto de colinas típicas e alguns morros isolados. Raramente aparece acidentado com a ocorrência de serras de escarpas íngremes e desniveis abruptos, sustentados pelos quartzitos, como por exemplo, a serra da Fazenda, contrastando com aquele anteriormente citado.

A drenagem mostra em geral o padrão dendrítico, variando localmente para dendrítica retangular e em treliça. A densidade da drenagem varia de média a alta.

Os vales apresentam encostas de pendor médio a escarpado, geralmente em forma de U. O solo é de espessura e comportamento variado, sendo arenoso, de granulometria fina e de cor clara para os quartzitos das serras, pobre para a agricultura e argilo-arenosos de cor avermelhada para os clorita-xistos e filitos, com relativa fertilidade.

A vegetação predominante é a do tipo "cobertura rasteira", com arbustos esparsos; seguem-se o cerrado ralo e matas galerias nos cursos e nascentes dos rios.

3. Relações de Contato

As rochas deste complexo fazem contato ao sul, por falhamento transcorrente com as rochas do Complexo Furnas, o qual passa próximo a escarpa da serra da Canastra. A leste as rochas quartzíticas desta serra estão empurradas sobre os pelitos do Grupo Bambuí. Ao norte deste local o contato, ainda com os pelitos Bambuí, tem direção geral NE, porém de maneira irregular ora seguindo corretamente a direção citada e ora com direção NW, quase ortogonal à primeira. Tanto nas rochas do Complexo Canastra como nas do Grupo Bambuí podem ser visualizadas estas duas direções. Não foi constatada, entretanto, qualquer evidência que permita defini-lo precisamente. A oeste as rochas do Complexo estão sobrepostas pelos sedimentos e magmatitos da Bacia do Paraná.

4. Litologia

Neste conjunto litológico predominam amplamente os quartzitos plaqueados, maciços e filitos, podendo ser ainda encontrados subordinadamente xistos, lentes de calcários e possíveis vulcânicas xistificadas.

São bem visualizados dois domínios na área de ocorrência deste complexo. Em um, ocorrem os "quartzitos" e em outro as rochas filíticas e xistosas.

A) Domínio dos "Quartzitos"

Os "quartzitos" são geralmente de granulação fina a média, de coloração clara, sericíticos ou não, plaqueados ou maciços, não muito raro apresentam-se crenulados ou com finas intercalações de filitos. Podem entretanto, também ser de granulação mais grosseira com aspecto microconglomerático; bastante silicificados, denominados então de "gelados" e po-

de . ainda ser finamente foliado quando são designados de "mil folhas". Este último aspecto é resultante da intensa cataclase sofrida pela rocha. As rochas deste domínio constituem a serra da Canastra e podem constituir também finas intercalações nos clorita-xistos e filitos aparecendo até como verdadeiros pacotes formando serras com escarpas íngremes e abruptas, como a serra da Fazenda.

B) Domínio dos Filitos e Xistos

As rochas filíticas são encontradas geralmente bastante decompostas, tendo coloração amarelada, avermelhada e alaranjada e quando não intemperizadas, apresentam coloração cinza clara, esverdeada, cinza chumbo ou mesmo amarronzada.

Os tipos mais comuns são os filitos sericíticos e os filitos quartzíticos. Os primeiros são constituídos, essencialmente, de sericita e clorita, contendo como acessórios hematita lamelar, turmalina, zirconita e óxido de ferro. A textura é lepidoblástica, sendo constante a presença de microdobras e microfalhas.

Os filitos quartzíticos são constituídos por intercalações de lâminas de material de granulometria argila, com lâminas de quartzito muito fino. Ao microscópio apresentam-se com textura grano-lepidoblástica, formados por: sericita, clorita e quartzo. Os acessórios são: turmalina, titanita, zirconita, hematita lamelar, óxido de ferro, plagioclásio, calcita. O quartzo de granulometria síltica, apresenta forte extinção ondulante, em cristais xenoblásticos e evidenciam entamento devido à recristalização. A clorita ocorre em duas variedades, sendo uma, com pleocroísmo de incolor a verde pá-

lido. É notório os dobramentos impostos pelos efeitos da cataclase nestas rochas. Os clorita xistos são encontrados subordinados aos quartzitos e filitos e bastante decompostos. Possuem a peculiaridade de desagregar-se soltando pequenas plaquetas ou discos com tamanho aproximado inferior a um centímetro e ligeiramente alongados. Apresentam lentículas de quartzo boudinados e estão relacionados geralmente a zonas de falhamento. Os mesmos mostram-se granatíferos em determinados níveis (granadas em torno de 0,5 cm) conforme se observa em um afloramento junto à ponte sobre o córrego da Buraca na estrada arraial da Burca-Desemboque. Neste local a rocha tem um mergulho muito suave, é crenulada e em algumas partes micro-dobrada.

Apresentam uma coloração avermelhada, amarelada e esverdeada, contendo lentículas de quartzo estiradas. Por possuírem um alto grau de intemperismo, não foi possível a realização de estudos petrográficos destas rochas.

Este conjunto ocorre ao norte da serra da Canastra donde se prolonga para fora da área do projeto.

A partir destes dados, conclui-se, que as rochas deste domínio, foram afetadas por uma fase de metamorfismo regional posicionado na transição do baixo para o médio grau metamórfico e com posterior incidência de uma fase metamórfica diafóretica.

5. Tectônica

A Serra da Canastra foi submetida a um empurrão de NW para SE, sanfonando as rochas quartzosas desta serra, e dando como resultado diversas escamas, cujas direções se en-

0

curvam de E-W para N-S. A direção de mergulho é sempre para SW e W evidenciando o sentido de empurrão, ao dorso das falhas transcorrentes situadas a sul e a norte da área quartzítica.

Este evento tectônico imprimiu nas rochas quartzosas uma foliação cataclástica, que mergulha com ângulos de valores médio a baixo. Estes quartzitos foram empurrados sobre as rochas pelíticas da Formação Paraopeba, filitizando - muitas vezes, as mesmas, donde se observa uma faixa de rochas filíticas ao longo da escarpa leste da serra.

Na área de ocorrência das rochas xistosas e filíticas registra-se lineamentos estruturais mostrando, muitas vezes, estruturas do tipo sinforme, e na zona de contato com a Formação Paraopeba, estas rochas estão orientadas segundo direções NE e NW. Porém, esta estruturação é difícil de ser visualizada devido aos valores baixos dos ângulos de mergulho geralmente em torno de 15° a 30° .

É na folha Franca que se observa melhor os alinhamentos de direção SE-NW, próximo às falhas transcorrentes e se comprova duas estruturas tipo sinforme, localizadas uma a nordeste do povoado de Serra da Canastra e outra a leste de Desemboque. Os eixos destas estruturas mergulham para nordeste. Foi observado no campo, em alguns locais, que as rochas existentes, obedecem um certo paralelismo com a direção geral dos falhamentos.

6.2.2.6 Complexo Furnas

1. Histórico

O Complexo Furnas ocorre em área cujas rochas foram

mapeadas por Brandalise et alii (1971), quando do mapeamento da Folha do Rio de Janeiro, como pertencentes aos Grupos Araxá e Canastra, segundo a denominação de Barbosa et alii (1969).

Devido a complexidade apresentada por estes tipos litológicos, face as intensas deformações tectônicas sofridas, não foi possível uma separação estratigráfica mais detalhada. Entretanto, foram individualizadas, dentro deste complexo, duas unidades litológicas, Itaú e Passos.

2. Distribuição Geográfica e Expressão Topográfica

Este Complexo encontra-se nas folhas Furnas e Franca, com a sua área de ocorrência em formato grosseiramente elíptico e orientado na direção NW-SE, abrangendo o leito do rio Grande desde a represa de Jaguará até a montante da de Furnas, na região das serras da Pimenta e Mundo Novo. Abrange todo canto SW da folha Furnas, excetuando-se apenas aquela próxima a Fontalexa de Minas e Carmo do Rio Claro. Entretanto, na folha Franca estende-se em uma faixa contínua desde o rio Grande até a serra situada a sul. Para oeste desaparece sob os sedimentos e basaltos da Bacia do Paraná (fig. 12).

A expressão topográfica é função do tipo litológico dominante e dos grandes traços estruturais, levando o relevo apresentar formas suavemente onduladas sob a forma de colinas e morros isolados ou acidentados com serras de desniveis abruptos, constituindo escarpas acentuadas e em cristas estreitas e alinhadas, condicionadas ao desenvolvimento estrutural.

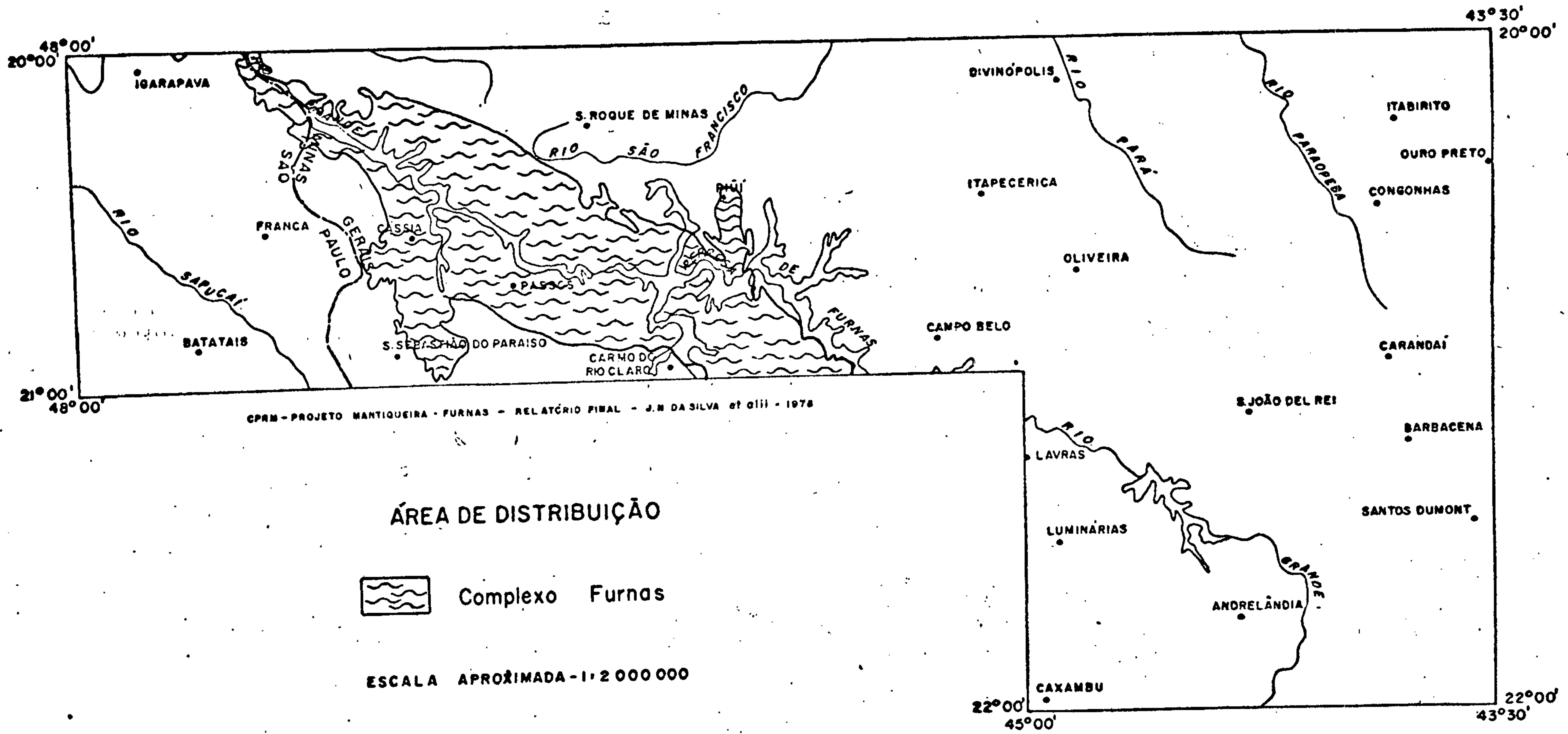


FIGURA - 12.

Nas áreas onde ocorrem as rochas quartzosas geralmente deformadas cataclasticamente ("quartzitos" plaqueados) com maior ou menor intensidade, aparecem as formas topográficas de maior expressão, atingindo cotas de até 1300 m, como o Chapadão da Babilônia, Serra da Pimenta, Serra do Mundo Novo, Serra da Boa Esperança e o "cinturão" constituído pelas serras da Ventania, de Alpinópolis, da Pindaíba, dos Pinheiros, etc. Estas serras geralmente dão um relevo acidentado, com escarpas ou escalonado, com topos geralmente aplainados devido a sub-horizontalidade e/ou mergulhos fracos da foliação. Os topos quando aplainados possuem zonas de coberturas ou de predominância de solo residual. Este último geralmente é arenoso de cor clara e apresenta a vegetação do tipo campo limpo com matas galerias ou ciliares nas nascentes dos cursos dos rios. Podem ainda formar relevo do tipo cristas alinhadas segundo as direções tectônicas.

A drenagem é do tipo dendrítico retangular e os vales dos rios são profundos, onde aparecem constantemente escarpas abruptas.

Nas zonas de predominância de rochas filíticas, a morfologia é suave e o solo é argilo-arenoso, de cor marrom-amarelado ou avermelhado com vegetação do tipo campo sujo.

A drenagem é pobre do tipo dendrítica, passando localmente a dendrítica retangular, com os vales dos rios abertos, rasos que formam meandros nas zonas de grandes áreas aluvionares.

3. Relação de Contato

O contato entre as rochas deste Complexo com as da

0

Formação Paraopeba, do Grupo Bambuí, na região da serra da Pimenta, é bastante complexo devido a grande deformação tectônica. Observa-se aí um conjunto litológico constituído por rochas, que de acordo com seus caracteres texturais e suas composições, foram classificadas como diamictitos, ritmitos e arenitos ortoquartzíticos, associadas com filonitos de rochas básicas, rochas quartzosas foliadas, ultrabásicas xistificadas, gnaisses e rochas micáceas com clorita e/ou sericita, em zona de intensos falhamentos, inversos de modo que as rochas pelíticas da Formação Paraopeba encostam ao longo de todo o bordo este da Serra da Pimenta, estando topograficamente abaixo das rochas quartzosas que a constituem. Do mesmo modo, na zona compreendida entre a encosta sul e as águas da barragem, na estrada Araúna - Santo Hilário, afloram rochas conglomeráticas, que apresentam seixos estirados de quartzo de veio e quartzito, envoltos por uma matriz areno-síltica, de cor rósea-amarelada, tectonicamente orientados, sendo que próximo a ponte de Santo Hilário, ocorrem ritmitos e leitões argilosos associados aos quartzitos.

O conjunto formado pelas serras do Mundo Novo, da Volta Grande, do Pereiras, da Mamona e da Boa Esperança apresenta a mesma complexidade no que concerne às relações de contato. Foram registradas ocorrências de rochas gnáissicas e rochas sedimentares do tipo argilito-síltico e diamictito como na serra da Pimenta "embutidas" nas rochas quartzosas que as constituem.

Os diamictitos ocorrem muito localmente em contato com as rochas gnáissicas e rochas argilo-sílticas.

Na faixa compreendida entre as encostas NE da Serra

do Mundo Novo e as águas da barragem, na região do arraial de Monteiro, afloram rochas com estrutura rítmica (ritmitos), caracterizadas pela alternância de finos níveis argilosos (amarelados) com finos níveis sílticos (de cor rósea), as quais encostam nas escarpas da serra.

O contato do lado sul, abrangendo as folhas Franca e Furnas, está localizado na zona de falha situada ao sul da crista da serra da Ventania a Itaú de Minas. Nesta região, as rochas filíticas da unidade Itaú estão em contato com as rochas gnáissicas do Complexo Gnáissico-Migmatítico, situado a sul da serra de Alpinópolis. Compreende uma extensa zona de falhas de direções $N70^{\circ}W$ e E-W, que em parte está mascarada pela cobertura de solos. O contato com as rochas conglomeráticas do fácies Samburá da Formação Paraopeba é difícil de ser definido devido ao grau de intemperismo, porém, tudo leva a crer que seja um contato discordante.

Ao sul de Termópolis e a leste da Serra do Chapadão, o contato é também por falha, evidenciado por rochas filonitizadas, quartzitos cizalhados e rochas básicas xistificadas.

4. Litologia

Neste complexo predominam amplamente os "quartzitos" e os quartzo-biotita-moscovita-xistos, granatíferos ou não; podendo ser encontrados ainda, micaxistos feldspáticos; sericitaxistos prateados; clorita-xistos; moscovita-xistos; xistos verdes; rochas quartzosas moscovíticas, plaqueadas e não raro granatíferas; rochas quartzosas finamente foliadas e sericíticas; gnaisses fitados, metabasitos, metaultrabasitos e rochas altamente deformadas cataclasticamente (blastomilo-

0

nitos, milonitos e filonitos), que foram agrupados em uma unidade de Passos e filitos e calcários englobados em outra, denominada de Itaú.

A) Unidade Passos

Na área de sua ocorrência, de acordo com sua composição e com seus caracteres texturais, estruturais, podem-se distinguir três domínios distintos.

a) Domínio dos micaxistos a duas micas e quartzo-xistos

Neste domínio observa-se a predominância de moscovita-biotita-xistos ou quartzo-moscovita-biotita-xistos, geralmente intemperizados de cor rósea, tendo como acessórios a granada que pode aparecer sob a forma de diminutos cristais ou constituindo porfiroblastos cujos espécimes maiores podem atingir 5,0 cm, sendo entretanto, mais constantes os de dimensões variando de 1 a 2,5 cm. Ocorrem ainda, a cianita, sob a forma de pequenos cristais tabulares de coloração azul; a turmalina preta (afrizita), em pequenos cristais com hábito acicular e mais raramente o rutilo e a estaurolita. Comumente, mostram mudanças de fácies laterais e verticais, em que os micaxistos vão se enriquecendo em quartzo, passando a quartzo-xistos e a rochas quartzosas.

Estes xistos, às vezes, mostram intercalações de finos leitos descontínuos de rochas quartzosas, de granulação média a grosseira, moscovíticas, frequentemente granatíferas e às vezes cianíticas; em certos casos estas rochas quartzosas apresentam-se plaqueadas e dobradas. Podem-se apresentar localmente feldspáticas com o aparecimento dos blastos len-

lenticulares de feldspato de até 1 cm, segundo a xistosidade.

Embora seja bastante sutil, foram registradas variações do ponto de vista textural, de micaxistos a xistos gnaissóides até verdadeiros gnaisses. Esta transição foi observada no perfil Fazenda Campanha - Arraial de Roseira, onde o micaxisto granatífero passa a uma rocha constituída pela alternância de finos leitos biotíticos com leitos mais claros (quartzo-feldspáticos), com a presença de pequenos blastos arredondados e lenticulares de feldspato. Em alguns locais tem o aspecto de um gnaisse finamente bandado, adquirindo nas zonas de falhas, natureza cataclástica, como na Cachoeira da Laje, cuja descrição petrográfica a classificou de milonito gnaisse.

Percebe-se uma transição do quartzo-clorita-xisto fresco de cor esverdeada com a presença de finos leitos de quartzo lenticulares concordantes com a xistosidade para o quartzo-biotita-moscovita-xisto granatífero (granadas até 5 mm) apresentando-se geralmente alterado e de cor rósea-arroxeadada.

As rochas quartzosas, são de cor clara, granulação média a grosseira, moscovíticas, às vezes granatíferas, podendo constituir cristas alinhadas segundo a direção da xistosidade.

A transição dos micaxistos granatíferos ou quartzo xistos para os gnaisses é evidenciada por uma espessa faixa intensamente alinhada segundo a direção $N70^{\circ}W$ com inflexão para $N45^{\circ}W$, constituindo a Serra do Grotão que é cortada transversalmente pela MG-050 a 15 km E de Passos.

Nesta serra, a foliação gnáissica é concordante em

0

direção e mergulho com a xistosidade das rochas circundantes, havendo predominância de biotita-gnaissse onde embora a grana da esteja completamente partida, não há evidências de que a rocha tenha sofrido cataclase (?), tratando-se de um gnaissse fino com textura lepidoblástica. Esta faixa tem continuidade física para a folha Franca.

Deste modo, viu-se que dentro do domínio dos mica-xistos a duas micas, vários tipos de rochas foram encontradas e para melhor caracterizá-las serão tratadas a parte cada uma das rochas principais, inclusive com descrição petrográfica.

- Quartzo-biotita-moscovita-xisto

Esta rocha caracteriza-se por uma granulação fina, textura granolepidoblástica foliada e microdobrada. O quartzo constitui cristais angulares, levemente alongados, que se agregam em aleitamentos intercalados às micas, ocorrendo também em micro-veios descontínuos com grãos mais grosseiros. Em ambos os casos, os grãos exibem contatos engrenados e extinção ondulante. A biotita, geralmente, intercala-se como lamelas nos agregados moscovíticos ou ocorre em palhetas pouco desenvolvidas. A moscovita, via de regra, predomina sobre a biotita e se apresenta como palhetas agregadas em forma de lentículas alinhadas, às vezes abauladas, dobradas e com extinção ondulante.

Encontra-se ainda nas lâminas raros cristais de zircão, opacos e plagioclásio. Os primeiros estão geralmente incluídos na mica e os opacos estão disseminados.

- Quartzo-biotita-moscovita-granada-xisto

Esta rocha se apresenta, geralmente, com granulação fina a média; textura grano-lepidoblástica, estrutura xistosa, caracterizada por intercalações de quartzo com textura granoblástica e leitos micáceos. O quartzo se apresenta como agregados de grãos irregulares ou grosseiramente poligonais, com forte extinção ondulante e recristalizados. Os agregados possuem formas lenticulares levemente arqueados, acompanhando a foliação. A biotita e a moscovita formam lenticulas onde a biotita se situa nas bordas ou como lamelas isoladas nas palhetas de moscovita. A biotita ocorre em palhetas curtas, às vezes descoloridas, chegando à mica branca. A moscovita, via de regra, ocorre em palhetas maiores, com lamelas recurvadas e extinção ondulante. A turmalina pode estar presente, em grãos irregulares ou prismáticos, intimamente associada à biotita e moscovita. A granada forma porfiroblastos ovalados, muito fraturados, poikiloblásticos, encontrando-se no seu interior: quartzo, biotita, titanita, moscovita e plagioclásio. A apatita e a zirconita são os acessórios mais frequentes. O plagioclásio ocorre como porfiroblastos com formas ocelares e frequentemente isento de geminação polissintética.

- Quartzo-plagioclásio-biotita-moscovita-granada-xisto
to

Possuem granulação fina a média, xistosa, geralmente de textura grano-lepidoblástica, às vezes cataclástica.

Os espécimens encontrados são geralmente constituídos por quartzo e feldspatos numa textura em mosaico e agregados paralelos de mica em forma de lentes.

Os cristais de quartzo são irregulares, em contato

0

dobrado entre si e com extinção ondulante. Os cristais de plagioclásio são irregulares, geralmente fraturados, em cujas fraturas são encontrados argilo-minerais. A moscovita - constitui agregados de formas lenticulares, cujas palhetas podem estar recurvadas e fraturadas, apresentando extinção ondulante. Nestas lentes podem também ocorrer minerais opacos e zircão. A biotita aparece em finas lamelas dentro do agregado, mais comumente bordejando-o e também em palhetas isoladas segundo a foliação. A granada é esporádica, em grãos ocelares, poikiblastica, geralmente fraturada, envolta por moscovita e biotita. Na maioria das vezes, as inclusões de quartzo e feldspato preservam a orientação geral das amostras.

- Moscovita-hematita-turmalina-xisto

Este espécime é menos frequente, e foi encontrado a SE de Delfinópolis, na estrada para São João Batista do Glória. É constituído predominantemente por moscovita, em palhetas de tamanho médio, formando leitos intensamente crenulados. As palhetas de moscovita exibem extinção ondulante e se encontram com as lamelas recurvadas nos ápices das microdobras. Entre as palhetas de moscovita ocorrem agregados de quartzo e feldspatos, ambos com formas irregulares e com extinção ondulante. A turmalina é frequente, distribuída por toda a amostra, seguindo a foliação geral; são cristais irregulares e prismáticos bem desenvolvidos. A hematita é lamelar e encontra-se inclusa na moscovita ou intergranular e é tão frequente quanto a turmalina.

- Rochas Gnáissicas

Este tipo litológico caracteriza-se por apresentar uma individualização de leitos quartzo-feldspáticos alternando-se com leitos micáceos (biotíticos e/ou moscovíticos), proporcionando uma foliação marcante. Nos trabalhos de campo, ficou evidenciado que as áreas de ocorrência destas rochas estão condicionadas às zonas de feldspatização dos xistos, proporcionadas por falhamentos. Isto pode ser provado, porque na maioria dos estudos de lâminas executadas, caracterizam estas rochas como milonito gnaisse cataclástico. Estas rochas são de coloração cinza escura a cinza clara, contendo clastos de feldspatos e/ou quartzo estirados e na maioria das vezes originando "boudins". São caracterizadas pela paragenese quartzo-plagioclásio-microclina-biotita-moscovita, podendo ainda ser encontrado granada, epidoto-zoisita, alanita, sericita, opacos, zircão, titanita, apatita. Estruturalmente, apresentam-se aspectos variados, com tipos de granulação fina a média, inequigranular, às vezes com porfiroclastos geralmente de microclina.

Ao microscópio evidenciam textura cataclástica, granocataclástica, mais raramente grano-lepidoblástica, microdobradas. Geralmente são foliadas.

O quartzo pode ocorrer sobre vários aspectos como porfiroblastos, tendendo ao estiramento; em grãos finos, irregulares, recristalizados, constituindo interaleitamentos com níveis micáceos, dando orientação à rocha; como inclusão nos grãos de microclina e plagioclásio; em cristais de bandas lobadas, intergranular em grãos únicos ou microagregados, ou ainda em agregados alongados descontínuos de grãos mais grosseiros. Em alguns casos, o quartzo tende a penetrar nos demais minerais, especialmente nos plagioclásios. Este mine-

0.

ral apresenta-se geralmente com forte extinção ondulante e em alguns casos a neorecristalização é evidenciada pela ocorrência em seu interior dos demais constituintes da rocha. O plagioclásio (geralmente oligoclásio) pode ocorrer associado ao quartzo em cristais irregulares que agregam, compondo uma textura em mosaico. Neste caso os grãos são desprovidos de geminação. Outras vezes, pode ocorrer como cristais lenticulares geminados segundo a lei da Albita, da Periclina, ou da Albita-Periclina ou ainda Albita-Carlsbad. Em outros espécimes pode ocorrer ainda em cristais irregulares, quebrados como porfiroclastos, às vezes fraturados. Este mineral ainda pode ser encontrado constituindo uma fração mais grosseira, cujos grãos são predominantemente ocelares. Em alguns cristais em que as geminações estão presentes, as lamelas podem ser recurvadas, interrompidas, evanescentes e em muitos grãos a extinção é ondulante e levemente perturbada. Em alguns casos a transformação dos grãos é generalizada, produzindo epidoto microcristalino a sericita (saussuritização), sendo que em outros casos a alteração é produzida apenas nos planos de fratura. Em alguns cristais apresenta-se também bordas corroídas e mirmequitizadas pela microclina. A microclina pode ocorrer sobre os mais variados aspectos, sendo que os mais frequentes são em grãos irregulares, geminados em grade, em agregados com o quartzo e o plagioclásio, ou como porfiroclastos de formas variadas, mas frequentemente arredondadas. Nos porfiroclastos é frequente a presença de inclusões de quartzo, plagioclásio e palhetas de biotita. A geminação em grade é às vezes fortemente evanescente, e é frequente a presença de micropertita, assim como a seritização. Numa preparação, verificou-se um cristal de microclina com forma lenticular associado a um agregado de quartzo, representando um relicto -

da rocha original, preservado na fase cataclástica. A biotita ocorre mais frequentemente em agregados de palhetas alinhadas, às vezes associada com a moscovita em agregados grosseiramente lenticulares envolvendo os porfiroclastos de feldspatos, numa estrutura de fluxo, evidenciando a foliação cataclástica. Em alguns casos as palhetas podem apresentar extinção ondulante, inclusão de halos pleocróicos, e também podem estar cloritizados, moscovitizadas ou ainda alterada para epidoto. A moscovita é encontrada geralmente como agregados de palhetas (bem desenvolvidas ou curtas), associada à biotita lamelar, opacos, epidoto-zoisita, turmalina e com inclusão de biotita e quartzo. Estes agregados podem também formar níveis paralelos lentiformes, ou ainda se dispõem em leitos segundo a foliação, contornando os grãos. Pode apresentar extinção ondulante e ser originária da alteração dos feldspatos.

Tanto palhetas de biotita como da moscovita, não muito raro, podem se dispor em posição oblíqua à foliação. Em algumas lâminas observa-se um contraste na granulometria da biotita e da moscovita. Enquanto a primeira é muito fina, a outra ocorre em porfiroblastos. Isto acontece, provavelmente porque a geração da moscovita foi concomitante à feldspatização potássica, enquanto que as palhetas da biotita foram trituradas na fase cataclástica.

A granada, quando ocorre, possui formas variadas, geralmente em porfiroblastos arredondados a grosseiramente hexagonais muito fraturados, poikiloblásticos com inclusões mais frequentes de quartzo, biotita e clorita. O epidoto-zoisita é o mineral mais encontrado do grupo e ocorre em forma

de cristais geralmente arredondados ou grosseiramente prismáticos, encontrando-se nos leitos micáceos, em cristais microcristalinos, inclusos em plagioclásio, como produto de transformação, e ainda como cristais irregulares em leitos descontínuos. A alanita é outro mineral do grupo que quando é encontrado se apresenta em cristais desenvolvidos, grosseiramente prismáticos, frequentemente com geminação simples e bordas de óxido. Deste mesmo grupo ainda pode ser encontrado o epidoto-clinozoisita como grãos irregulares e as vezes prismáticos, fraturados, geralmente com geminação simples, extinção oblíqua, podendo encontrar envolvendo cristais de alanita.

Os opacos, quase sempre frequentes, geralmente formam microleitos descontínuos que acompanham a foliação da rocha, sendo que os óxidos na maioria das vezes, impregnam fraturas de minerais ou percolam entre eles. O zircão, apatita e a titanita ocorrem geralmente em cristais bem formados, dispersos na rocha.

b) Domínio das rochas quartzosas foliadas

Estas rochas são geralmente de tonalidade esbranquiçada, às vezes rósea, de granulação variando de fina a grosseira. As de granulação fina são, via de regra, plaqueadas, soltando placas milimétricas, enquanto as mais grosseiras têm um aspecto sacaroidal e são geralmente ricas em granada e/ou cianita.

Dentro deste domínio foram identificados os seguintes tipos petrográficos:

- Rocha quartzosa moscovítica

Estão englobadas aqui as rochas de granulação fina, textura grano-lepodiblastica a grano-cataclástica, foliadas, consistindo de interaleitamentos de quartzo e mica.

O quartzo ocorre em grãos angulares em contatos engrenados entre si, evidenciando forte extinção ondulante, sendo que alguns casos observa-se microlentes de quartzo mais grosseiro. A moscovita se agrega em lentículas interligadas. As palhetas se encontram fraturadas, de bordas irregulares e com extinção ondulante. Os opacos, vias de regra, estão inclusos nas lentículas micáceas e são grãos de formas variadas. O zircão e o epidoto são raros.

Em preparações estudadas, observou-se que a rocha sofreu cataclase e neorecristalização do quartzo evidenciada pelo aprisionamento dos demais constituintes pelo quartzo.

O plagioclásio e o epidoto são relictos da rocha original, sendo o primeiro isento de geminação e alguns estão saussuritizados. São frequentes as formas ocelares de moscovita, que lembram a forma de antigos cristais de feldspato.

Tal rocha é originária de cataclase e neorecristalização de uma provável rocha gnáissica.

- Rocha quartzosa sericítica

Este tipo se caracteriza por apresentar granulação fina, textura grano-cataclástica, constituída predominantemente por quartzo corroído e recristalizado, com forte extinção ondulante. Os grãos são geralmente irregulares, apresentando contatos engrenados entre si.

Nestes espécimens é comum a presença de leitões descontínuos de quartzo mais grosseiro com forte extinção ondulante.

dulante, e microcristais de minerais do grupo do epidoto.

A sericita é encontrada como microfilmes, com formas abauladas contornando os grãos ou como palhetas agregadas formando lentículas juntamente com minerais opacos.

- Rocha quartzosa granatífera e/ou cianítica

São rochas de granulação média a grosseira, textura granoblástica, às vezes levemente foliada.

O quartzo forma um mosaico de grãos irregulares, inequigranular, bastante fraturado, com forte extinção ondulante, sendo que alguns grãos tendem ao estiramento. A granada e a cianita ocorrem, frequentemente, como cristais, geralmente poiquiloblásticos com inclusões de quartzo, rutilo, moscovita, biotita, zoisita, opacos. Podem ainda ser encontrados nestas rochas, rutilo e apatita.

Em trabalhos anteriores, estas rochas quartzosas foliadas foram chamadas de quartzito. Como este termo tem implicações genéticas e pelo fato destas rochas terem sido intensamente deformadas cataclasticamente, achou-se por bem denominá-las simplesmente de rochas quartzosas.

- Rochas quartzosas plaqueadas

Estas rochas formam as principais expressões topográficas da área, como o Chapadão da Babilônia, o paredão de serras E-W de Alpinópolis, a serra da Rapadura, a serra dos Macacos. De um modo geral, são de cor branca, granulação fina, sericíticas, fraturadas e finamente foliadas (cognominadas por Octávio Barbosa, de quartzito "mil folhas"). Às vezes, mostram intercalações de níveis mais silicosos de cor cinza-escura (quartzito "gelado" de Barbosa). Podem apresen-



tar-se suavemente onduladas ou muito localmente com pequenas dobras truncadas por micro falhas (foto 34).

Vale a pena mencionar as afinidades que existem entre estas rochas com os chamados xistos "chapinha", nome dado para designar aquelas rochas constituídas pela separação de pequenas escamas lenticulares de cor cinza prateada. Constituem intercalações milimétricas a métricas, conforme observava-se no topo da serra dos Pinheiros, onde os xistos "chapinha" intercalam-se espessamente e concordantemente com as rochas quartzosas.

Sotoposta a estas rochas, pelo menos topograficamente, foi encontrada em um pequeno corte da rodovia MG-050, localizado a 5 km SW do trevo de Capitólio, uma rocha que petrograficamente foi classificada como milonito xisto (quartzo-plagioclásio-biotita-clorita-epidoto-xisto), de grã fina e com textura grano-lepidoblástica diferenciada em leitos devido a cataclase. Apresenta continuidade física, bordejando a serra Morro do Chapéu em quase toda a sua extensão. Comportamento análogo encontramos na Cachoeira do Paredão a SW de Guapé e na Cachoeira do Capão Grande nas encostas E da serra Pimenta, onde foram registradas rochas com características semelhantes, abaixo dos "quartzitos" e que foram classificadas como um milonito xisto (quartzo-plagioclásio-biotita-clorita-xisto), de grã fina, com textura cataclástica e xistosa.

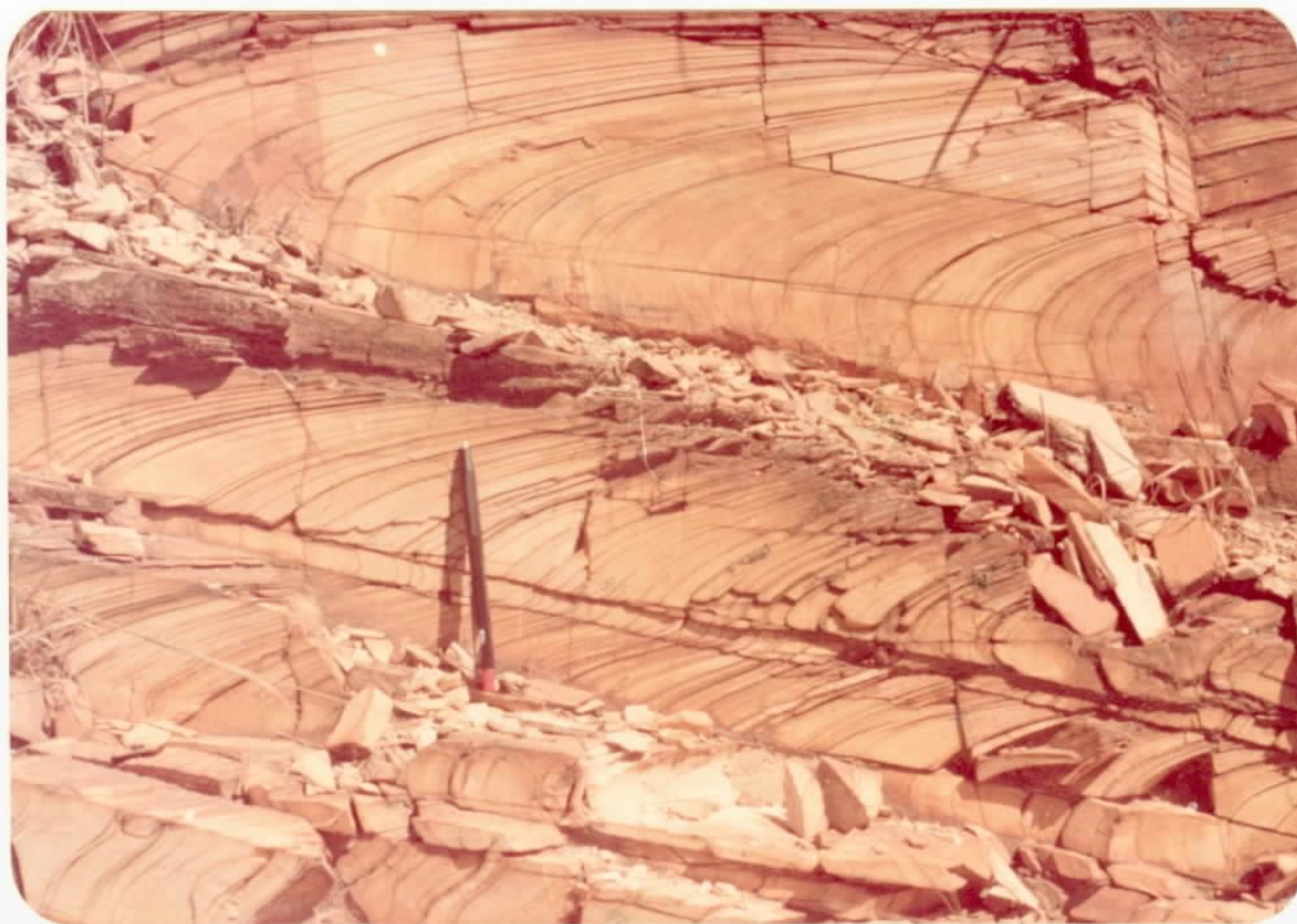
As rochas quartzosas do topo da serra da Pimenta são geralmente de cor branca, granulação média com os grãos ovais ou lenticulares ("grãos de arroz") orientados, constituindo a foliação da rocha. Este aspecto parece não estar restrito a zonas de falhas, pois são encontrados os grãos

FOTO 34 - "Quartzito" finamente foliado, tipo "mil folhas", exibindo pequenas dobras truncadas por microfalhas (Complexo Furnas).

LOCAL - Corte da rodovia MG-050, a 3 km a leste da ponte sobre o rio Turvo.

FOTO 35 - Milonito - Gnaisse apresentando foliação cataclástica horizontal (Complexo Furnas).

LOCAL - Cachoeira da Lage, no rio Cancã.



lenticulares ou sub-arredondados sem orientação. Estas rochas tem a particularidade de serem placóides, tendo sido afetadas por um tectonismo menos intenso e podem ser chamadas de quartzitos, devido a presença de aspecto textural que mostra uma provável origem sedimentar.

No topo da serra estas rochas apresentam intercalações métricas de filito sericítico (untuoso ao tato), e diamictitos, ritmitos, rochas micáceas (clorita e/ou sericita), conglomerados, etc.

Balizada por falhas e em contato com os quartzitos - ocorre no meio da serra da Pimenta, uma faixa de rochas gnáissicas de direção N-S. São geralmente de cor esverdeada, bem foliada, de grã média e constituídas de quartzo (sob a forma de porfiroclastos lenticulares), feldspato, biotita e clorita. Esta rocha transforma-se em um protomilonito próximo às zonas de falhas, como acontece nas proximidades das ocorrências de cromita. Rocha semelhante ocorre na fazenda da Serra, próximo ao ribeirão da Vargem onde apresenta-se com grã variando de média a grosseira, inequigranular, textura cataclástica, porfiroclástica e constituída predominantemente por quartzo, sericita e opacos.

Nesta serra ocorrem ainda, rochas constituídas por finas camadas de quartzito de granulação muito fina, alternadas com finas camadas de hematita (quartzito hematítico finamente foliado), cortado por finos veios de quartzo com especularita, formando cristas alinhadas segundo a estruturação tectônica.

A serra Itaipava que é um prolongamento este da serra da Pimenta, tem no topo um quartzito sericítico consti

tuído de: quartzo, sericita, turmalina, zircão, opacos, com a granulometria variando de fina a muito fina, inequigranular e finamente foliada. No prolongamento desta serra, junto a ponte de Santo Hilário, são encontrados intercalados na rocha quartzítica, leitos de rocha argilosa, de cor esverdeada a cinza, com finas camadas de arenito. Petrograficamente, a segunda foi classificada como um pararenito cataclástico, constituído de quartzo, sericita, zircão, titanita e apatita, tratando-se de uma rocha de granulação fina a média, com textura clástica; e a primeira como ritmito que apresenta como constituintes quartzo, sericita, moscovita, opacos, turmalina, zircão, óxido de ferro, sendo uma rocha de grã fina, com textura clástica. O acamamento é evidenciado não só pelas lâminas com diferenças texturais e composicionais como também pela disposição linear das palhetas clásticas de moscovita.

Nas serras Mundo Novo e da Boa Esperança, que nada mais são do que uma continuidade das serras da Pimenta e Itaipava, ocorre um conjunto litológico bastante complexo no que se refere a composição e aos aspectos texturais e estruturais. Tem-se no topo da serra do Mundo Novo, quartzitos semelhantes àqueles da Serra da Pimenta, topograficamente acima das rochas que afloram, próximas ao arraial dos Pereiras ou Cachoeirinha, constituídas por argilito síltico, de textura clástica e constituído predominantemente por sericita e clorita que compõem a matriz, na qual se distribuem os poucos grãos clásticos de quartzo e minerais opacos. Esta rocha encontra-se sotoposta ao protomilonito de gnaiss que é uma rocha de grã fina a média, textura cataclástica, rica em porfiroclastos, com proeminente estrutura de fluxo e consti-

tuída mineralogicamente por quartzo, sericita, opacos, apatita e zircão.

Encontra-se no topo da Serra da Boa Esperança, quartzitos semelhantes aos da serra da Pimenta, sendo que no bordo norte da serra, localmente chamada de Chapadão, ocorre diamictito em contato com rochas gnáissicas que formam uma "ilha", em parte balizada por falhas, dentro dos quartzitos. Estas rochas nas zonas de falhas passam a um milonito de gnaise.

c) Domínio dos Clorita-xistos e Filitos

Para melhor efeito descritivo, subtende-se neste domínio todas as rochas que por um motivo ou outro, produzem uma morfologia "lisa" ou do tipo filítica; isto se dá porque as zonas de predominância dos clorita-xistos se apresentam semi ou totalmente intemperizados dando um solo argilo-arenoso de cor avermelhada. Às vezes é encontrado o clorita-xisto fresco, como no caminho da Fazenda do Retiro para o arraial de Roseira, onde se tem a transição do quartzo-clorita-xisto (xisto "chapinha"), para o moscovita-biotita-xisto granatífero.

O quartzo-clorita-xisto pode ocorrer sotoposto ou intercalado aos "quartzitos" plaqueados e transicionar para os xistos do primeiro domínio. Isto pode ser observado no trecho da estrada do núcleo residencial de Furnas até o trevo MG-050 com MG-446, onde nota-se a transição do quartzo-clorita-xisto fresco de cor esverdeada, para o quartzo-biotita-moscovita-xisto granatífero (granadas de até 5 mm).

Estes xistos podem apresentar, uma vez ou outra, in

tercalações centimétricas ou métricas de rochas quartzosas finamente foliadas ("quartzitos plaqueados") do domínio anterior, como também constituir "ilhas" ou faixas alinhadas, apresentando morfologia "lisa" contrastando com a dos "quartzitos", como ocorre nas serras do Tabuleiro, da Rapadura, do Mendonça e dos Pereiras. Nesta última, verificou-se tratar-se de uma zona de predominância de xistos "chapinha" bastante intemperizados dando um solo argiloso de cor avermelhada. Nas observações de campo, foi constatado que a faixa alinhada segundo a direção $N45^{\circ}W$, com morfologia "lisa", encaixada nos "quartzitos" do Chapadão da Babilônia e balizada em parte por falhas, é constituída por filonitos de gnaisses e metabasitos. Da mesma maneira, acontece com as faixas balizadas por falhas transcorrentes de direção $N70^{\circ}W$ e compreendidas entre as encostas NE do Chapadão da Babilônia e o contato com as rochas da Formação Paraopeba. Estas faixas são constituídas por filonitos e milonitos de gnaisses com "ilhas" isoladas de rochas quartzosas. Algumas destas "ilhas" são compostas de quartzo de veio milonitizado e possuem formas grosseiramente alongadas e alinhadas segundo a direção da estruturação regional.

B) Unidade Itau

Bordejando todo o cinturão de serras de Alpinópolis que vai desde a serra da Ventania até a serra dos Pinheiros, com direção E-W, existe uma faixa de rochas filíticas com intercalações de lentes e megalentes de calcário, de cor cinza, fitado, dobrado e com aspecto marmóreo. Observam-se intercalações centimétricas de clorita-xisto neste calcário, concordantes com a laminação que por sua vez pode apresentar-se

localmente bastante dobrado. Esta faixa tem continuidade para oeste até a região de Itaú de Minas, apresentando os mesmos aspectos litológicos. Petrograficamente, o calcário é constituído de carbonato, sericita, clorita, quartzo e piri-ta. Trata-se de uma rocha de textura granoblástica, com carbonato em cristais finos estirados segundo a direção da laminação da rocha. Pelo fato de terem sido encontradas formas "fantasmas" de antigos oólitos destruídos pela recristalização pós-tectônica e pela possibilidade de se encontrar estrutura oolítica em outras partes dessa sequência, estas rochas carbonáticas são de provável origem química. As mesmas são encontradas nas pedreiras da serra da Caieira a sul de Alpinópolis e no sopé da serra da Ventania. São encontrados também para oeste no sopé das serras do Jaú das Posses, São João, etc., até Itaú de Minas, onde são explorados para o fabrico de cimento.

Foi encontrado calcário com características semelhantes ao de Alpinópolis no arraial de Mumbuca, próximo às encostas E da serra da Volta Grande.

Tectônica

Os grandes falhamentos transcorrentes reativados, com direção $N70^{\circ}W$ e com inflexão para $N45^{\circ}W$, afetaram sobremaneira as rochas do Complexo Furnas. São de amplitude regional, particularmente aquele que passa a 1,5 km NE de Capitólio, e evidenciado pelo alinhamento de cristas, com sua maior expressão topográfica no trecho compreendido entre o arraial de Vista Alegre e o Ribeirão da Vargem. Nesta faixa localizada na zona de falha, houve o deslocamento de rejeito horizontal com intensa fricção, milonitizando e filonitizando as ro-

chas pré-existentes.

Dentro desta faixa, a foliação do milonito do gnais se tem direção $N70^{\circ}W$ e mergulhos de $70^{\circ}SW$, concordante com a estruturação da falha.

Na região onde estes falhamentos truncam os de direção N-S da serra da Pimenta, são evidenciados pelas rochas - classificadas como quartzito protomilonítico. O quartzo ocorre principalmente como porfiroclastos alongados não só como grãos com forte extinção ondulante, mas como fragmentos policristalinos recristalizados, podendo se apresentarem também intensamente fraturados e deformados. A matriz é formada por sericita e quartzo finamente recristalizado, sendo verificados traços de micrais opacos distribuídos preferencialmente em "leitões", segundo a estrutura de fluxo da amostra.

As outras falhas transcorrentes paralelas à de Capitólio, e de menores extensões, também milonitizaram e filonitizaram as rochas gnáissicas das regiões de Capitólio, Macaúbas, Penedos, Vista Alegre, Confusão e Baú, segundo a direção da estruturação regional, abrangendo uma faixa alongada que bordeja as encostas NE do Chapadão da Babilônia e da serra do Grotão. Estas falhas imprimiram às rochas uma foliação cataclástica com direção $N70^{\circ}W$ e mergulhos variando de 20° a 80° , sempre para o quadrante SW. As "ilhas" de rochas quartzosas distribuídas e orientadas dentro desta faixa são constituídas em sua maior parte por veios de quartzo milonitizado cuja foliação cataclástica tem também a direção tectônica predominante $N70^{\circ}W$ e mergulham com ângulos altos para SW, sendo que em alguns locais são encontradas atitudes verticais (mais uma evidência de falhamento do tipo transcorren-

te).

A foliação dos "quartzitos" plaqueados do Chapadão da Babilônia a norte da represa de Furnas, tem geralmente direção E-W com mergulhos sub-horizontais para o sul, dando como consequência um relevo escalonado. Isto reflete o comportamento ondulado destes "quartzitos", conforme pode ser bem observado em cortes da rodovia MG-050, no trecho em que a mesma corta o referido Chapadão. Os "quartzitos" da serra do Baú e do Chapadão da Babilônia foram afetados intensamente - pelo tectonismo transcorrente, que impimiu-lhes uma foliação proeminente de direção $N70^{\circ}W$ com mergulho para SW.

Na região da represa de Furnas estes falhamentos mudam para a direção $N30^{\circ}W$, com provável preenchimento de um destes planos de falhas, por dique de diabásio que seria o sustentáculo da referida barragem. A sinforme do rio Grande tem o seu fechamento na região da barragem de Peixoto, bastante perceptível no mapa geológico, sendo que os mergulhos de sua aba NE têm direção $N60^{\circ}W$ com valores de 40° a 75° para SW, ao passo que a aba SW, com direção $N45^{\circ}W$, apresenta mergulho oscilando em torno de 40° para NE.

O eixo dos sinformes da região de Desemboque tem direção variando de NW para E-W, sendo que os mergulhos que desenvolvem esta estrutura são geralmente baixos, o que entretanto não dificulta a sua caracterização. O mesmo fato se dá com os sinformes situados a leste de São Sebastião do Paraíso, cujos eixos têm a direção NE-SW e mergulho para SE.

Os quartzitos da serra do Chapadão situada a sul do Morro do Níquel, estão dobrados e aparentam uma estrutura sinforme de eixo caindo para W. Este dobramento parece ter sido

influenciado pelo falhamento do tipo transcorrente de direção NE e que passa próximo à citada serra.

Os "quartzitos" plaqueados, das demais serras, geralmente mergulham com ângulos de valores baixos, às vezes até sub-horizontais pois seus dobramentos são suaves.

Os micaxistos a duas micas e quartzo-xistos foram afetados principalmente por dois eventos tectônicos: um de direção $N45^{\circ}W$ com inflexão para $N70^{\circ}W$ evidenciado pela faixa de biotita-granada-gnaissse, cuja foliação mergulha para SW, imprimindo nos micaxistos granatíferos e quartzo-xistos uma xistosidade concordante em direção e mergulho aos falhamentos. Truncando os mesmos, aparece outro falhamento de direção NE-SW, obviamente originário de um evento tectônico mais jovem e evidenciado pelo milonito-xisto (transição gnaissse-xisto) intemperizado, de cor cinza-amarelado que aflora em pequeno corte da rodovia MG-446 a 5,2 km S do trevo com a MG-050.

A 800 metros norte do arraial de Cachoeira da Laje foi registrada uma atitude horizontal da foliação da rocha de cor clara (milonito xisto?), do mesmo modo na Cachoeira propriamente dita, no rio Cancã, aflora uma rocha que foi classificada petrograficamente como milonito gnaissse, cuja atitude da foliação também é horizontal (foto 35). A oeste do arraial de São José da Barra na estrada para a balsa de Guapé, também foi registrada xistosidade com atitude horizontal. A partir destes dados se conclui que os xistos das regiões de Cachoeira da Laje e São José da Barra apresentam estrutura dobrada e que as atitudes foram medidas nas cristas ou nas quilhas das dobras. Nas regiões mais ao sul, as xistosidades

mergulham com ângulos de valores baixos, evidenciando o dobramento suave destas rochas, que provavelmente foram submetidas a um empurrão no sentido N-S. O falhamento inverso ou de empurrão está evidenciado pelo cinturão de serras de Alpinópolis, de direção geral E-W com ligeiro encurvamento para N70°W, constituídas por "quartzitos" plaqueados, com foliação de direção E-W e mergulhando com ângulos de valores médios sempre para N.

As rochas que fazem parte do conjunto da serra da Pimenta foram provavelmente submetidas a um empurrão no sentido aproximado W-E, devido ao deslocamento de blocos segundo os planos de falhas transcorrentes reativados. Como consequência, estas rochas foram dobradas e falhadas segundo a direção N-S com mergulho para W. Isto é em parte evidenciado pelos quartzitos do topo da serra da Pimenta, que próximos às zonas de falhas adquirem uma foliação N-S, mergulhando com ângulos de valores médios para W. Os dobramentos estão bem evidenciados no perfil realizado, subindo a serra da Pimenta pela estrada que vai até ao topo onde está a torre da Embratel. A meia encosta, encontra-se uma rocha constituída por intercalações rítmicas de níveis arenosos e argilosos esverdeados ou argilo-micáceos (clorita), intensamente dobrados, com pequenos "boudins" de quartzo ou quartzito dentro da matriz argilo-micácea (foto 36). Próximo a torre da Embratel quando a estrada corta transversalmente a estrutura, observa-se "boudins" de quartzo dentro dos quartzitos (foto 37). No corte da estrada nota-se que os "boudins" se alinham, segundo um plano encurvado que seria no caso os flancos da dobra.

O termo boudinage (Lohest et alii, 1908, 1909 e 1910) aplica-se a estrutura desenvolvida durante a deforma-

FOTO 36 - Rocha constituída por níveis rítmicos arenosos e argilo-cloríticos. Apresenta-se intensamente dobrada (Complexo-Furnas).

LOCAL - Meia encosta da serra da Pimenta, na estrada para a torre da EMBRATEL.

FOTO 37 - "Boudins" de quartzo contidos em quartzito. Em escala maior, observa-se - que estes se dispõem ao longo dos flancos da dobra, formando uma "boudinage" (Complexo Furnas).

LOCAL - Topo da serra da Pimenta, próximo à torre da EMBRATEL.



ção quando uma rocha competente, como uma camada, um dique ou um veio, encaixada em litologias menos competentes sofre espessamento, adelgaçamento e constrictões, de modo que em seção tem-se uma série de elipses, em geral ligadas entre si através das extremidades de seus eixos maiores, de modo a simular um cordão de salsichas.

Daí se conclui que para a formação das boudinagens acima citadas, na serra da Pimenta teria que haver predominantemente, rochas competentes (arenitos) intercaladas com rochas incompetentes (argilitos), que foram dobradas e falhadas devido ao esforço tectônico, originando os quartzitos foliados ou não do topo da serra e a ocorrência de boudinagem desenvolvida em uma camada competente nos flancos de uma dobra de deslizamento.

De modo análogo, aconteceu com o conjunto litológico das serras do Mundo Novo, da Volta Grande, da Mamona e dos Pereiras, com uma estruturação formada por falhas de direção N-S e mergulho para W, evidenciadas por faixas de rochas intensamente deformadas cataclasticamente como os protomilonitos e milonitos de gnaisses.

Os quartzitos da serra da Boa Esperança apresentam-se em parte plissados com a formação de sinformes e antiformes, devido ao empurrão a que foram submetidos no sentido W-E, evidenciado pelas direções dos planos axiais que geralmente são N-S e pelas foliações dos quartzitos que mergulham em alguns locais para SW.

6.2.2.7 Complexo Bonsucesso

1. Histórico

Ebert (1958) ao estudar a região de São João del Rey, referiu-se sobre a serra de Bonsucesso afirmando ser formada por itabiritos, quartzitos e filitos da Série Minas, que compõem um sinclinal apertado dentro da Série Barbacena.

Recentemente, Quéméneur (1978) estudando as regiões pegmatíticas de Minas Gerais, reportou-se sobre a área de Bonsucesso como constituída por formações do Pré-Cambriano - antigo, nas quais se distinguem, pelo menos, três fases orogênicas: Pré-Minas, Minas e Post-Minas. Conforme este autor, as formações do Pré-Minas estariam representadas por gnais-ses com intercalações de quartzito e esteatito, as do Minas por uma sequência de itabiritos, quartzitos, sericita-biotita-xistos e ultrabásicas metamórficas, de estratigrafia incerta, e as do Post-Minas por rochas intrusivas, como granitos, alguns dos quais talvez sintectônicos, e dioritos com anfibólio. Finalizando, Quéméneur afirmou que a área mostra duas direções tectônicas fundamentais: uma E-W, mais antiga, e outra NE-SW, concordante com a serra de Bonsucesso.

2. Distribuição Geográfica

O Complexo, representado pela serra do Bonsucesso, corresponde a uma estreita faixa, com largura de 0,5 a 01 km orientada na direção $N25^{\circ}E$, que se estende por uma distância de cerca de 24 km, a partir dos arredores de Ibituruna.

As extremidades sudoeste e nordeste da faixa estão situadas respectivamente nas folhas de Barbacena e Divinópolis.

O relevo do Complexo é o próprio relevo da serra, que corresponde a uma pequena crista sustentada por rochas

duras, como "quartzitos" e "quartzitos ferruginosos".

3. Relações de Contato

Por estar representado por rochas cataclásticas, seus limites com o Complexo Gnáissio-Migmatítico correspondem a contatos tectônicos. Existem realmente na área, conforme Qué méneur acentuou, duas direções tectônicas principais, uma mais antiga, de direção E-W, observada nos gnaisses do Complexo Gnáissio-Migmatítico e outra mais nova, que trunca a primeira, correspondendo à própria faixa cataclástica da serra de Bonsucesso.

4. Litologia

O Complexo está representado por um conjunto litológico, de caráter cataclástico, integrado por ultrabásito xistificado, contendo por vezes níveis delgados de "quartzito grosseiro"; "quartzito" fino, foliado, moscovítico e sericítico (quartzito milonitizado); rocha filítica arroxeadada (ultrabásito filonitizado alterado); "quartzito ferruginoso"; rocha filítica amarelada e arroxeadada (ultrabásito filonitizado alterado); e, finalmente, "quartzito" fino, moscovítico e sericítico (quartzito milonitizado). Esta sequência foi definida numa seção de direção NW-SE, realizada no trecho onde a estrada que liga Bonsucesso à vila de Mercês de Água Limpa - corta a serra. As rochas que compõem este conjunto apresentam foliações concordantes com a direção da serra e mergulhos de 60° a 80° para sudeste e noroeste.

6.2.3 Rochas Intrusivas

Sob esta denominação estão agrupadas as rochas mesocráticas e melanocráticas, entre as quais apenas algumas puderam ser individualizadas em mapa. Vale salientar que as áreas assim cartografadas não representam necessariamente um só corpo intrusivo mas sim áreas de grande incidência destes.

Na região de São João del Rey, por exemplo, foi individualizada uma área como constituída de diorito, entretanto, nela podem ser encontradas rochas das mais diversas composições, desde ácidas até básicas, predominando entretanto as rochas dioríticas.

Estas rochas distribuem-se amplamente em toda a área do projeto, cortando ou intimamente relacionadas às rochas dos Complexos. A dificuldade de posicionamento destas rochas no pré-Cambriano deve-se às transformações metamórficas nelas encontradas, se bem que alguns corpos em forma de diques de diabásio, são reconhecidamente mais novos e de idade cretácea.

A maioria dos corpos intrusivos de natureza básica e ultrabásica estão condicionados aos alinhamentos tectônicos e não tem expressão areal. Entretanto, as em diques aparecem geralmente em blocos e matacões de formas arredondadas, devido a esfoliação esferoidal. Estes diques estão alinhados geralmente segundo direções que variam de $N35^{\circ}W$ a $N70^{\circ}W$, em alguns casos têm direção E-W ou $N70^{\circ}E$ e NNE-SSW, produzindo um relevo tipo alçado, dando alinhamentos bem perceptíveis nas aerofotos. Desta maneira, pode-se ter uma idéia da sua extensão, que varia desde 2,5 km até 18 km com larguras, medidas no campo, que variam de 10 a 20 metros.

As áreas de maiores incidências destes diques, estão concentradas nas regiões de Santana do Jacaré, Cristais, Formiga, Santo Antônio do Monte, Oliveira, Santo Antônio do Amparo, Lavras e Bom Sucesso.

Macroscopicamente, estes diques são formados por rochas de cor cinza esverdeada, granulação fina a média, composta por uma "massa" onde se observa em grande quantidade, os minerais máficos com hábitos prismáticos acicular. Quase sempre tem-se a disseminação de "pintas" amarelas de sulfetos metálicos, no caso pirita e/ou calcopirita.

Microscopicamente, os diabásios que constituem a maior parte dos diques têm como componentes principais, o plagioclásio transformado, augita, minerais opacos, hornblenda, epidoto-zoisita, clorita, titanita, leucoxênio, etc. É sempre de granulação média e de textura subofítica. O plagioclásio aparece como o mineral dominante, sob a forma de grãos ripiformes, afetados por intensa saussuritização, que em alguns casos destruiu a geminação. O máfico que predomina é a augita, em cristais subhédricos, fraturados, que pode se apresentar total ou parcialmente uralitizado. Os minerais opacos são frequentes, em grãos irregulares bordejados por leucoxênio.

Em algumas localidades, como no arraial de Chaves e na região de Bom Sucesso, encontram-se ocorrências de diabásio porfirítico. Macroscopicamente, é uma rocha de cor escura, onde se observa fenocristais de feldspato cujas dimensões atingem até 12 cm x 6,0 cm distribuídos aleatoriamente numa mesóstase escura de granulação muito fina.

Os corpos de rochas gabróides e anfibolíticas são

na maioria das vezes de pequena expressão areal e não puderam ser plotados em mapa. Entretanto, algumas áreas de maior incidência desses corpos foram separadas, como na região de Lavras, São Sebastião da Vitória, Santo Antônio do Monte e Fortaleza de Minas.

As rochas classificadas como gabro, possuem como constituintes principais: plagioclásio (andesina), hornblenda, augita e não muito raro hiperstênio. São de granulação média, textura hipidiomórfica granular, com os plagioclásios às vezes mostrando zoneamento incipiente e sericitização de alguns grãos. Com relação aos máficos, o piroxênio predomina geralmente sobre os anfibólios. Entre os piroxênios a augita é a dominante. O quartzo é raro, intergranular, geralmente em grãos irregulares e com extinção ondulante. Às vezes, este mineral evidencia crescimento posterior, envolvendo grãos de plagioclásio, piroxênio e opacos.

As rochas anfibolíticas são geralmente foliadas, de granulação fina a média, constituídas essencialmente de hornblenda e plagioclásio e não muito raro são encontrados os piroxênio-anfibolitos.

Nas imediações de Dores de Campos e Capela Nova, foram individualizadas zonas de predominância de rochas dioríticas. Na última localidade, estas rochas apresentam uma textura porfirítica, observando-se cristais de feldspato de até 3,0 cm.

Miscroscopicamente, caracterizam-se como de granulação média, de textura hipautomórfica-granular, constituídas de plagioclásio transformado, quartzo, hornblenda, biotita, opacos, sericita, clorita, epidoto-zoisita e zircão. O pla-

gioclásio transformado, provavelmente andesina, encontra-se em cristais irregulares de bordas suturadas, preservando incipiente geminação polissintética segundo a lei da Albita e combinação Periclina-Albita. Os cristais se encontram invariavelmente saussuritizados, produzindo abundante epidoto. O quartzo é escasso, com menos de 5%, ocorre geralmente incluso em anfibólio e plagioclásio, e por vezes, forma microveios preenchendo fraturas. A hornblenda é frequente, com cristais prismáticos ou irregulares poiquiloblásticos. Os cristais em alguns casos, apresentam bordas descoloridas, bem como sofrendo biotitização. A biotita ocorre em palhetas curtas e longas e não muito raro encontram-se cloritizadas.

Os principais corpos de ultrabásitos foram cartografados nas regiões de Bom Sucesso, Ouro Branco, Fortaleza de Minas, arraial de Baiões, São Vicente de Minas, Piúví e na encosta oeste da serra da Pimenta. Os tipos mais frequentemente encontrados são o serpentinito, piroxenito e peridotito, podendo ser maciços ou xistificados.

Os serpentinitos são de granulação fina a média, de tonalidade esverdeada e constituídos de serpentina, talco, tremolita e magnetita. Geralmente formam morros conspícuos, realçados da topografia e facilmente identificáveis nas aerofotos. Estudos petrográficos revelaram que estas rochas são constituídas, frequentemente, por uma massa de talco e serpentina, onde esta última ocorre como agregados mais ou menos puros, de formas não definidas. A tremolita possui formas prismáticas dispostas irregularmente na mesóstase serpentinitica. Os microfraturamentos existentes são acentuados e preenchidos por óxidos.

Os piroxenitos são rochas de granulação média a grosseira, formados por piroxênio, anfibólio, opacos e espi-nélio. Ao microscópio estas rochas se apresentam compostas de piroxênio e anfibólio em cristais tanto isolados como em agre-gados intergranulares. O primeiro ocorre em cristais grossei-ros, irregulares, muito fraturados. Em alguns casos, parece que o piroxênio dá origem a tremolita-actinolita. Esta, ocor-re em cristais prismáticos longos, em seções romboédricas ou em cristais irregulares.

Os peridotitos são também de tonalidade esverdeada, quando não intemperizados e de granulação média. Na região de Baiões aflora sob a forma de matações angulosos, formando pequenos paredões, onde nas superfícies observam-se caneluras horizontais, paralelas e dando a falsa impr-ssão de bandamen-to. Este mesmo tipo de rocha, ocorre também no ribeirão dos Motas, próximo a Usina do Anil, a NE de Santana do Jacaré - (foto 38). Esta rocha foi classificada petrograficamente co-mo olivina-piroxenito(wehrlito), constituído por interaleita-mento de augita, bronzita, olivina, anfibólio e níveis ser-pentiníticos. É de granulação média e foliada.

Os corpos básicos e/ou ultrabásicos, individualiza-dos na encosta oeste da serra da Pimenta e a sudoeste de Piuí, estão representados por rochas filoníticas. Estas são encontradas geralmente alteradas e possuem um aspecto filíti-co. As da região de Piuí são cortadas por veios de crisotila e nelas estão inseridas as ocorrências de cromita.

6.2.4 Grupo Bambuí

1. Histórico

Vários foram os geólogos que de longas datas vem se preocupando com esta unidade, sendo que cada um procurou dar sua contribuição à proporção que os conhecimentos desta bacia iam sendo aquilatados.

As principais observações de cunho estratigráfico - deve-se a Eschwege, em 1832, quando utilizou o termo "Arenito Pirapora" para designar uma formação essencialmente horizontal, superposta a "xistos argilosos" mais antigos, aflorantes na região da Cachoeira de Pirapora e prolongando - se pela serra da Porteira.

A primeira referência sobre a sequência de rochas pelíticas e carbonáticas, aflorante em grande extensão na bacia do rio São Francisco, foi feito por Derby, 1879, denominando-a de "Série" São Francisco. Já em 1906, este autor sugere sua divisão em duas unidades tectônicas e cronologicamente diferentes.

O termo Bambuí, deve-se a Rimann (1917), que utilizou para caracterizar a mesma sequência já descrita por Derby (op. cit.), sendo entretanto esta denominação indevidamente, consagrada na literatura geológica.

Moraes & Guimarães (1903), descreveram o Bambuí como constituído de ardósias, calcários, siltitos metamórficos e arenitos.

Baseado nas evidências tectônicas, Freyberg(1932), divide em duas fáceis, batizando-as de Camadas Gerais e Camadas Indaiá. Entretanto, estas duas sequências pertencem a um mesmo nível estratigráfico.

Em 1952, João Miranda, no Relatório Anual do Dire-

FOTO 38 - Olivina-piroxenito (wehrlito) verde-escuro, foliado, aflorando sob a forma de matacões. Sua foliação mostra-se realçada pelo intemperismo químico diferencial.

LOCAL - Junto à ponte sobre o ribeirão dos Motas, na estrada para a usina do Anil.

FOTO 39 - Forma cárstica ruiforme modelada em calcário do Grupo Bambuí.

LOCAL - 11 km a noroeste de Vila Costina.



tor de 1951, da DGM-DNPM, acrescenta um novo elemento, o conglomerado do Samburá, posicionando-o no topo da coluna Bambuí, sendo que, já no Relatório Anual do ano seguinte, estudando mais detalhadamente a sequência, coloca-o sotoposto aos arenitos conglomeráticos.

A primeira tentativa de uma divisão estratigráfica para as rochas do Bambuí foi sugerida por Costa e Branco (1960), baseados num perfil linear ao longo da rodovia Belo Horizonte-Brasília. Estes autores dividiram as rochas do Bambuí em formações Sete Lagoas e Rio Paraopeba, sendo esta dividida em quatro membros: Serra Santa Helena, Lagoa Jacaré, Três Marias e Serra da Saudade.

Mais tarde, Barbosa (1965), por ocasião do XIX Congresso Brasileiro de Geologia, fez algumas modificações, separando esta sequência pelítico-carbonática nas formações: Samburá, Paranoá, Sete Lagoas, Serra Gineta, Lagoa Jacaré e Três Marias.

Pelas características de descontinuidade dos calcários, margas, siltitos e argilitos, Braun (1967), concluiu - que estes tipos litológicos representariam fácies, dividindo-os em quatro fácies. Três Marias, Indaiá, Sete Lagoas e Paranoá. No ano seguinte, este mesmo autor, após completar a cartografia geológica de toda a área de exposição do Bambuí, a oeste do meridiano 46'00 W de Greenwich e a norte do paralelo 20°00'S, totalizando uma área de aproximadamente 100.000 km², elaborou uma coluna estratigráfica, dividindo o Bambuí em três formações: inferior-Paranoá, médio-Paraopeba e superior-Três Marias. E dando à "Série Bambuí" a categoria de Grupo.

6.

Mais recentemente, Da Costa & Angeiras (1970) propuseram uma nova divisão para o Grupo Bambuí, dividindo-o em Tectonogrupos Sete Lagoas, Tectonogrupos João Pinheiro e Tectonogrupos Formosa.

Para o desenvolvimento do Projeto Mantiqueira-Furnas, levando-se em consideração a nomenclatura adotada nos projetos limítrofes e pela restrita área de exposição, optou-se pela divisão proposta por Braun (1968).

2. Distribuição Geográfica

As rochas desta unidade distribuem-se principalmente na área centro-norte da folha Furnas e em pequenas áreas das folhas Franca e Divinópolis (fig. 13). Está limitada a W pelas escarpas da serra da Canastra, a SW pelo Chapadão da Babilônia e a sul segue um alinhamento $N70^{\circ}W$, variando para NW e N para depois acompanhar mais ou menos um balizamento E-W e N-S.

A sua área de ocorrência tem um formato aproximadamente triangular, abrangendo os municípios de São Roque de Minas, Bambuí, Iguatama, Piúví, Vargem Bonita, Medeiros, Lagoa da Prata, Doresópolis, Japaraíba, Arcos e Formiga.

Aparece ainda no extremo SE na região circunvizinha de Carmo do Rio Claro, em área de contorno aproximadamente alongado segundo a direção NW-SE, balizada pelos falhamentos nesta direção.

Na folha Franca é encontrada a norte da serra da Canastra, em área provavelmente também preservada pelos falhamentos de direção NW-SE. Uma pequena ocorrência de rochas idênticas a esta formação aparece na região a sul de Oli-

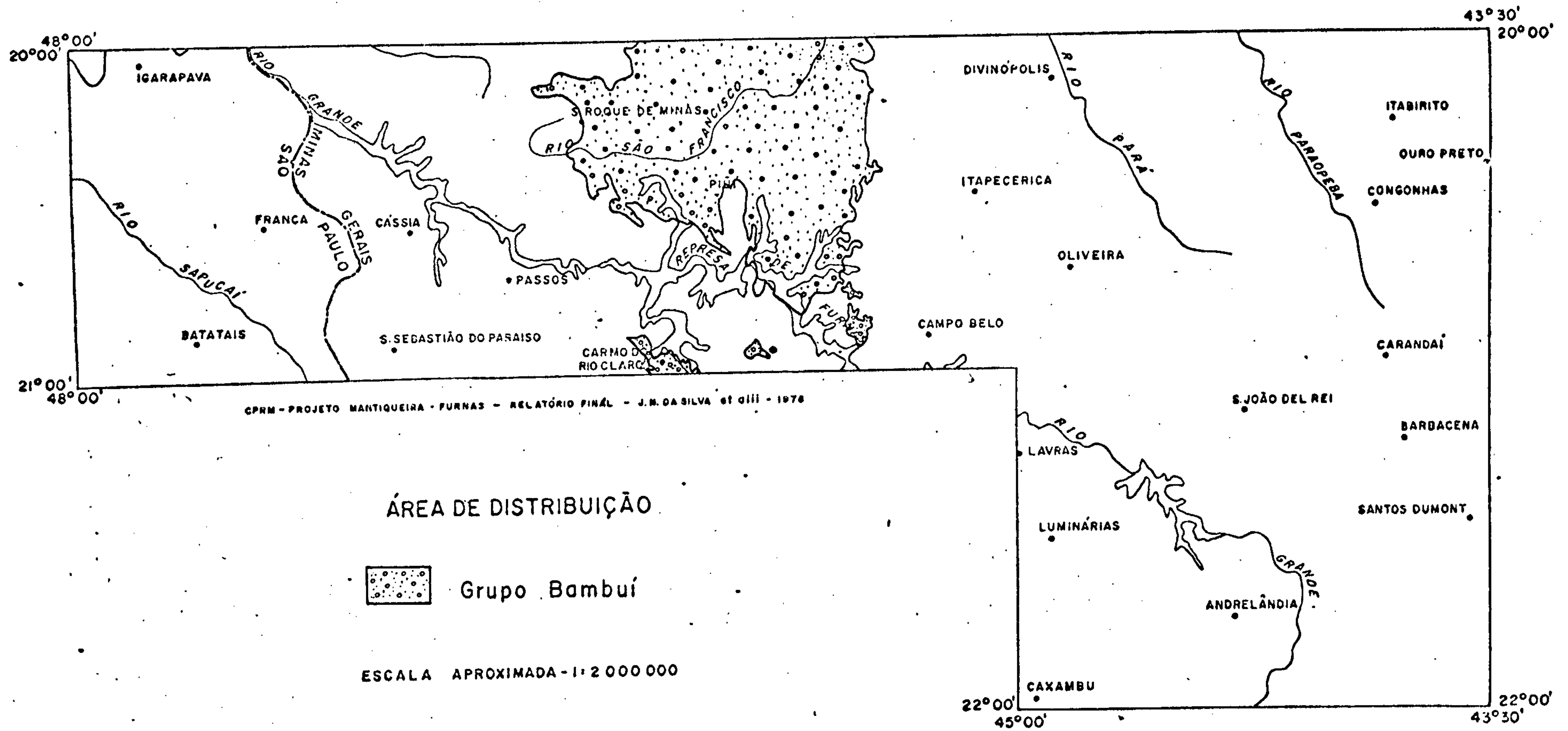


FIGURA - 13

veira, apesar de sua ocorrência um tanto singular.

3. Expressão Topográfica

Morfologicamente, a área de ocorrência da Formação Paraopeba apresenta três domínios distintos, de acordo com a sua predominância litológica.

- Domínio dos Argilitos

Na área de ocorrência destas rochas encontra-se um relevo constituído por morros arredondados e baixos, com formas abauladas e com vales amplos de encostas suaves, preenchidos por material aluvionar. No bordo oriental desta área, entretanto, devido a horizontalidade e a sub-horizontalidade das rochas pelíticas, estas feições são dissecadas, tendo em geral seus limites festonados e abruptos, no início e suavizando-se depois. Os ravinamentos são frequentes, geralmente formando voçorocas profundas.

Nas zonas de transição dos pelitos para os calcários (argilitos calcíferos), aparece um grande número de lagoas ladeando os rios principais ou isoladas em forma de dolinas. A drenagem, também aí, é de padrão dendrítico, sendo densa e com parcial controle estrutural. O gradiente dos rios principais é bastante baixo, que parecem ser do tipo subsequente, formando em consequência extensas planícies aluviais onde meandram.

Os solos originários da decomposição destas rochas, geralmente são argilosos, de cor amarelada, pulverulento e impróprio para a agricultura, excetuando-se porém aqueles originados de rochas, que têm contribuição calcífera.

A vegetação é do tipo cerrado, com matas ciliares ao longo dos cursos dos rios.

- Domínio dos Conglomerados

De um modo geral, o relevo onde ocorrem estas rochas é caracterizado por morros arredondados, de flancos mais ou menos abruptos, por vezes alongados, com vales profundos bastante dissecados e sempre bem ravinados.

Na região próxima de Carmo do Rio Claro, encontra-se um relevo semelhante àquele produzido pelos argilitos, ou seja, ondulado, com morros abaulados de flancos suaves, devido as intercalações de conglomerados.

A drenagem tem padrão dendrítico e bastante densa. O solo é sempre argilo-siltico ou arenoso-siltico, de cor amarelada e de fertilidade muito baixa para a agricultura. A vegetação dominante é de campo limpo, constituindo os chamados morros "pelados", com matas galerias ao longo dos cursos dos rios.

- Domínio dos Calcários

Nas zonas de predominância dos corpos carbonáticos, de margas a calcarenitos puros, o relevo varia de acidentado a ondulado, sendo frequentes os aspectos cársticos que aparecem alçados na topografia, contrastando com o relevo uniforme - produzido pelos argilitos. Formam morrotes alongados entre - cortados por paredes abruptas, devido ao intenso fraturamento. O relevo cárstico, corresponde às áreas de maior ocorrência dos calcários (foto 39). São inúmeras as elevações escarpadas e de aspecto ruiniforme, onde na base encontram-se ca-

0

vernas provocadas pela dissolução do calcário e onde estão presentes estalactites e estalagmites. Na parte mais oriental aparecem feições de "cuesta" e na ocidental as de "hogback" devido ao ângulo maior de mergulho que se acentua a oeste.

A drenagem é de padrão dendrítico retangular, controlada por intenso fraturamento. Os cursos dos rios são subseqüentes, com densidade média, e, em alguns casos, correm subterrâneos formando sumidouros. Os vales podem ser apertados, às vezes entalhados entre morros escarpados, ou abertos, quando em zonas de planícies aluviais, onde os rios meandram.

O solo é argiloso, de cor avermelhada, bastante fértil para agricultura, com a vegetação variando de porte, sendo em geral arbustiva.

Na topografia, essencialmente cárstica, encontram-se vegetações do tipo xerófitas e matas ralas, sendo as últimas cognominadas localmente de "Matas de Pains".

4. Relações de Contato

No bordo oriental da bacia, o contato da Formação Paraopeba com as rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico dá-se sempre por uma superfície erosiva, constituindo uma discordância angular do tipo não conformidade. O contato entre as rochas conglomeráticas da Formação Paraopeba-fácies Samburá-da região de Carmo do Rio Claro com as rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico, já foi anteriormente descrito no capítulo referente a esta unidade.

Já no bordo ocidental, o contato com os clorita-xis

tos do Complexo Canastra localizados no quadrante NW, é difícil de ser definido com segurança devido ao grau de intemperismo das rochas. Pode ser um contato por discordância angular do tipo inconformidade, conforme foi observado anteriormente em área do Projeto Três Marias ou um contato balizado por falhas escalonadas nas direções NE e NW. Os suportes que reforçam esta última hipótese, são que na zona de contato as rochas argilosas da Formação Paraopeba, com ou sem intercalações de rochas conglomeráticas, estão tectonicamente orientadas, geralmente com mergulho de médio a alto, para NW ou SW e sempre concordantes com a estruturação das falhas regionais. O mesmo acontece com as rochas filíticas do Complexo Canastra que ocorrem próximas, cujas xistosidades também são concordantes com estas direções.

O contato das rochas argilosas da Formação Paraopeba com as rochas quartzosas do Complexo Canastra, que constituem a serra da Canastra, é por falha inversa ou de empurrão. Esta falha é evidenciada pela diferença de cota, que chega até 450 metros entre a zona serrana, constituída de quartzitos, e o relevo aplainado dos pelitos e pelas atitudes concordantes da foliação cataclástica das rochas quartzosas com a xistosidade das rochas filíticas, ao longo de todo o contorno da escarpa da serra.

Em virtude do elevado grau de intemperismo a que foram submetidas as rochas da área do contato situado a sul, não se encontram subsídios para que o mesmo seja elucidado definitivamente. Tudo faz crer entretanto, que uma parte desse contato seja realmente condicionado por falhas transcorrentes, reativadas e que provocaram o desenvolvimento de uma foliação nos pelitos e nos diamictitos da Usina de Confusão.

2

Este contato segue mais ou menos um alinhamento $N70^{\circ}W$, ou seja, a direção dos falhamentos transcorrentes.

Por outro lado, ainda nesta área, ocorrem contatos onde as rochas da Formação Paraopeba estariam assentando discordantemente sobre as rochas cataclásticas do Complexo Furnas. Este contato foi delimitado pelas diferenças de morfologia e com um certo controle de campo, apesar de estar em grande parte mascarado pelas extensas áreas de cobertura.

Na região de Capitólio, ocorrem os conglomerados desta formação, em uma faixa de direção NW. Estas rochas estão preservadas neste local devido a uma estrutura em forma de "graben", produzidas pela reativação dos falhamentos NW-SE do tipo transcorrente. O contato na região das serras da Pimenta e Mundo Novo, foi descrito no capítulo referente ao Complexo Furnas.

5. Litologia

Litologicamente, esta unidade é constituída por argilitos, siltitos, calcários, margas, conglomerados, filititos, arenitos, ritmitos, diamictitos e arenitos arcossianos.

O bordo oriental da bacia faz contato com área tectonicamente estável. Aí os argilitos assentam discordantemente sobre as rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico, com atitudes horizontais a sub-horizontais, e mostrando ondulações, devido à compactação diferencial, como se observa na rodovia MG-050 a 9,7 km W de Formiga. Às vezes observa-se na base dos argilitos a presença de clásticos grosseiros sob a forma de leitões, com espessura máxima de 30 cm e constituídos por fragmentos de rochas gnáissicas, pegmatitos e quartzo de veio. Es

tes fragmentos são angulosos e com dimensões máximas de 5 cm e estão envolvidos por material argiloso, semelhante ao da sequência superior. Este material foi classificado como "breccia de talude", devido ao seu modo de ocorrência, ocupando posições nas depressões de relevo granito-gnáissico. Estes ruditos evidentemente não mostram qualquer expressão geográfica, quer lateral ou vertical.

Nas regiões onde predominamos argilitos, estes aparecem com cor amarela, quando intemperizados, tem uma fina laminação e conspícuo fraturamento, constituindo em geral, estratos homogêneos, com aspecto de lamitos típicos.

Em direção ao centro da bacia, a laminação dos argilitos torna-se cada vez mais evidente, na proporção em que aparecem intercalados os siltitos. Os minerais micáceos entre os seus planos, é bem perceptível, principalmente quando a rocha está intemperizada, podendo inclusive ter o aspecto de um ritmito. Este aspecto pode ser observado nos cortes da rodovia BR-354, no trecho entre Iguatama e Abacaxis, onde está intensamente dobrado. Raramente, encontram-se intercalações de arenito arcossiano, de cor rosa clara, de granulometria fina a média, com grãos bem arredondados e mal selecionados, conforme pode ser observado a 1,2 km NE de Japaraíba.

Muito frequentemente os argilitos aparecem em "ilhas" testemunhos sobre rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico, podendo citar como exemplos destes testemunhos: o que fica a norte de Martins Guimarães, com uma extensão areal considerável; o que fica próximo do arraial de Mirandas, com forma alongada segundo a direção NW-SE; o que se localiza na antiga estrada Formiga-Arcos, a 8 km NW da rodovia MG-050 e ainda o que se encontra a 3 km N de Santo Antônio do Monte,

de pequena extensão e de formato grosseiramente arredondado. A ocorrência dessas "ilhas" testemunhos leva a crer que a bacia Bambuí tinha uma expressão geográfica muito maior do que a atual.

Ainda, no bordo oriental da bacia, os argilitos sofreram a intrusão de veios de quartzo de origem hidrotermal, dando como consequência o aparecimento de formas cristalizadas, geminadas ou não, de quartzo-hialino (cristais de rocha), quartzo leitoso, quartzo róseo, etc. Como exemplo podem-se citar as ocorrências de Morro dos Cristais a sul da cidade de Cristais e as ocorrências localizadas a 6,5 km E de Arcos, na antiga estrada Formiga-Arcos.

Microscopicamente, os argilitos são constituídos exclusivamente de material argiloso de baixa birrefringência, isento de pleocroísmo, sendo que a granulometria impede uma determinação precisa desse material. O quartzo é de granulometria finíssima (silte-argila), de raríssima ocorrência, um ou dois grânulos por lâmina, tudo indicando ter-se originado autigenicamente, devido ao embainhamento de materiais argilosos pelos seus bordos. Também muito raramente ocorrem palhetas de clorita, de origem clástica.

A instabilidade tectônica da área ocidental, impôs mudanças na granulometria dos clásticos que estavam sendo depositados no interior da bacia, desta maneira o argilito pode constituir a litologia predominante, como também apresenta-se com intercalações métricas e centimétricas de leitos sílticos e conglomeráticos, com a particularidade de estarem sempre tectonicamente orientados. Há casos em que os calcários grosseiros (psefitos) predominam sobre os clásticos fi-

nos (psamitos e pelitos), isto pode ser observado a 6,4 km NE de Desempenhado, onde ocorre uma rocha conglomerática, de cor rósea-amarelada, com seixos de quartzo de veio e quartzi- to, com dimensões em torno de 1 a 3 cm, sub-arredondados e envoltos por uma matriz areno-síltica e com intercalações rít- micas de argilito bem laminado, ondulado e de conglomerado de grânulos e arenito grosseiro, cujas espessuras variam de 0,5 até 2,5 metros. A orientação tectônica é bem marcante nes- tas rochas.

Para o interior da bacia os argilitos transicionam lateral e verticalmente para as rochas carbonáticas (calcá- rios e calcarenitos), evidenciados pelas intercalações do calcário sob a forma de cunha nos argilitos. Na folha Furnas as ocorrências dos calcários abrangem extensas áreas dos mu- nicípios de Doresópolis, Pains, Iguatama, Arcos e Formiga. Com- preendem uma "ilha" a SW de Lagoa da Prata e ocorrências mui- to locais e restritas, como as da fazenda Boa Esperança, na região de Ponte Vila e a do ribeirão dos Cavalos a norte de Cristais. Já os calcários da região circunvizinha à Pedrei- ra Natureza, da Cia. Siderúrgica Nacional, drenada pelo cór- rego Ponte Grande, abrangem uma área restrita mapeável. No bordo ocidental as ocorrências se restringem às faixas ali- nhadas, localizadas a 9 km NE de São Roque de Minas, na re- gião do ribeirão Grande e a 3,7 km E de Sobradinho, sem fa- lar nos afloramentos sob a forma de paredões nos quais está encaixado o rio São Francisco.

Os calcários de uma maneira geral apresentam uma co- loração cinza escura a preta, são finamente laminados, ou maciços com intercalações de lentes e estratos finos de mate- rial argiloso. São grafitosos e piritosos, sendo a laminação

geralmente dada pela diferença composicional de lâminas calcíferas e grafitosas.

Os calcários da região de Pains mostram um acamamento bem visível, geralmente horizontal a sub-horizontal dando uma topografia cárstica típica e morros de aspectos ruiniformes. Foi feito o estudo petrográfico de uma amostra coletada a 3,3 km S desta cidade, que o classificou como calcarenito, tendo como constituintes principais carbonato e opacos. Trata-se de uma rocha de grã fina a muito fina, com textura em mosaico.

O carbonato ocorre como duas frações distintas. Uma delas muito fina, onde os grãos formam agregados microcristalinos e a outra onde os cristais são bem desenvolvidos, atingindo formas rômbricas perfeitas. Estes grãos exibem clivagens romboédricas e são raros os que apresentam geminação. A massa microcristalina está dispersa por entre os romboedros de carbonato, a ponto de constituir leitões. Os minerais opacos ocorrem sob a forma estilolítica, paralela à direção do aleitamento da amostra. A designação de calcarenito baseia-se na ocorrência de raríssimos relictos da estrutura anterior, originalmente oolítica.

A 10,5 km E de Pains, na rodovia MG-439, foram registradas intercalações de leitões de brechas intraformacionais no calcário cinza escuro bem laminado, notando-se a forma imbricada apresentada pelos fragmentos, que são constituídos de calcários escuros e argilitos dispersos numa matriz carbonática de tonalidade cinzenta escura. Os fragmentos apresentam forma de placas com os bordos pouco arredondados. O tamanho máximo medido foi de 20 cm de comprimento por 2 cm de espessura e ocorrem em leitões de no máximo 45 cm de espessura. O arredondamento dos bordos das placas, evidencia que

estiveram sujeitos às ações de correntes, provocando um ligeiro transporte.

Na estrada para Mina, a 3,5 km SW de Pains, encontram-se leitões de calcário com estruturas estromatolíticas do tipo "collenias" (foto 40), o que confere à bacia do Bambuí, de acordo com as referências de alguns autores, um prevailecimento de clima quente e úmido em seu ciclo de sedimentação. B.W. Logan et alii (1964), demonstraram que a forma do estromatolito depende das condições do ambiente onde viveram as algas responsáveis pela estrutura. No caso, trata-se da "Collenia itapevensis" que se forma de preferência em região litorânea, numa zona aplainada intertidal com fundo de lama carbonatada, exposta às ondas do mar, cuja abrasão não permitiu a coalescência dos indivíduos.

Junto à ponte sobre o rio São Francisco, a 31 km NW de Piuí, na estrada para Bambuí, foi encontrada uma ocorrência de calcário com estrutura oolítica, que representa mais um suporte para a origem química destas rochas carbonáticas.

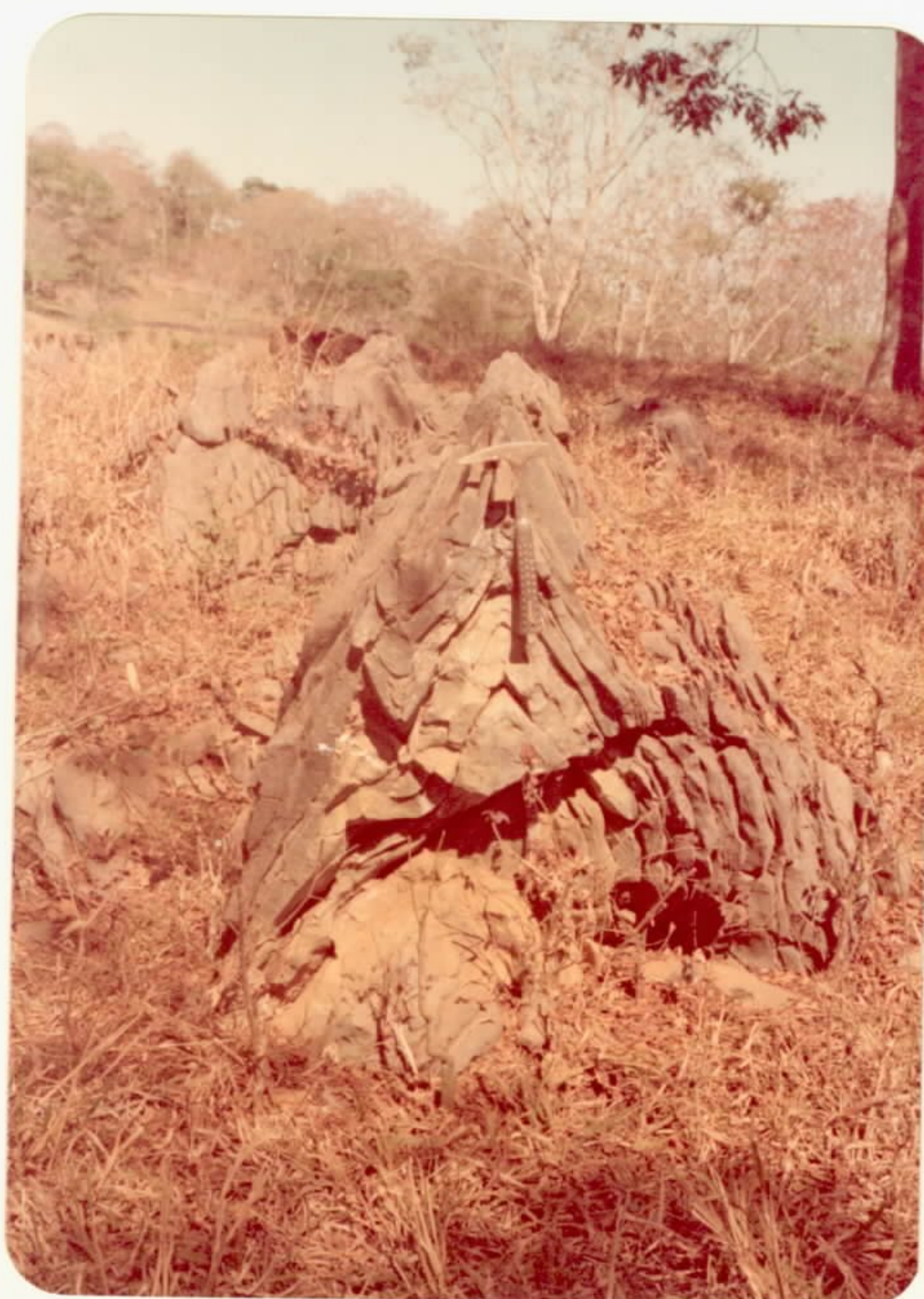
Os calcários da pedreira Natureza, da Cia. Siderúrgica Nacional, a 15 km NW de Campo Belo são de cor cinza clara, laminados, grafitosos e com bandas negras. Tem veios de calcita branca segundo a direção N-S e em forma de lentes. Associada aos mesmos, encontra-se uma rocha de cor verde, brechóide, com quartzo e pedaços de sílica branca. Ocorre também sílex cinza com pedaços angulosos de sílica e calcários, que foi classificada microscopicamente como microbrecha, sendo constituída de quartzo, feldspato K perítico, ortoclásio, plagioclásio, carbonatos, sericita, clorita, leucoxênio e opacos.

FOTO 40 - Estruturas estromatolíticas em calcário laminado do Grupo Bambuí.

LOCAL - 3,5 km a sudoeste de Pains, na estrada para Mina.

FOTO 41 - Dobras apertadas do tipo "chevron" em calcários laminados do Grupo Bambuí. O plano axial das dobras tem mergulho - subvertical para oeste.

LOCAL - A sul e próximo de Vila Costina.



Na região do ribeirão dos Veados, próximo a esta pedreira, o calcário é de cor cinza escuro e se divide em placas conduladas e lenticulares, com finas intercalações de níveis cloríticos. É constante a presença de um material de cor lilás entre os planos de laminação e de fraturas, provavelmente originados devido a uma intensa dolomitização, por substituição metassomática, cuja origem está associada a fraturamentos provocados por tectonismo. Associados a estes calcários encontram-se argilitos de cor amarela, bem laminados.

Os calcários do bordo ocidental são geralmente de cor cinza clara, bastante fraturados, com as fraturas preenchidas por calcita branca e com a laminação tectonicamente orientada em contato com as rochas argilosas e conglomeráticas.

As rochas conglomeráticas do fácies Samburá têm suas áreas de ocorrências, constituindo grandes "ilhas" de formas alongadas. Uma ocorre na região de Carmo do Rio Claro, sob a forma de uma faixa grosseiramente alongada, orientada NW - SE; a NE de Piuí, formando uma "ilha" que está limitada ao sul pelas encostas da Serra da Pimenta e cortada em grande parte pela rodovia MG-050; na região do rio Samburá onde constitui expressiva área serrana; próximo a Capitólio, condicionado a uma estrutura em forma de graben, e finalmente ocorrendo muito restritamente no extremo SE da folha Furnas, nas redondezas de Cristais, onde se prolonga para o norte, irregularmente até a rodovia Pimenta-Formiga e a norte de Campo do Meio.

São conglomerados polimictos com intercalações de argilitos, às vezes bastante fraturados (quebradiços), de cor amarela, laminados e com intercalações de arenitos feldspáticos.

cos ou não e com lentes de arcócio. Seus seixos são constituídos de quartzitos, quartzo de veio, filitos, micaxistos, gnais ses, "cherts" e rochas básicas. O grau de arredondamento é variável com o tamanho e natureza dos seixos. Os de melhor arredondamento são os de maior porte, enquanto os menores são sub-angulosos. A granulometria é variável, podendo-se encontrar de 1 e 2 cm até verdadeiros matacões de 50 cm x 20 cm. Em geral, predominam os de 15 cm de diâmetro médio, percebendo-se uma diminuição de granulometria no sentido da corrente. A matriz, elemento cimentante, tanto pode ser um arenito síltico feldspático, ou uma grauvacca-feldspática, com um mínimo de materiais líticos. Localmente, os conglomerados sugerem preenchimento de paleo-canaís, como são as lentes de arcócio intercalados com disposição irregular:

Como já foi citado anteriormente, estes conglomerados se distribuem em zonas próximas ao bordo ocidental de bacia e sua disposição apresenta características peculiares, pois, em determinados locais depositaram-se sobre os argilitos e em outros, distribuíram-se até os limites dos calcários e nitidamente sobre eles, ocorrendo em diversos níveis e com cotas diferentes. Em locais semelhantes a paleo-vales, que se desenvolviam na área em soerguimento (borda de bacia ativa) no sentido da bacia, sua deposição fez-se sobre filitos, adelgçando para dentro da mesma, onde já estavam depositados os sedimentos do Grupo Bambuí.

Estes conglomerados polimíctos, originados pelo soerguimento da área fonte, pela sua formação em leque e adelgçando para dentro da bacia em forma de cunha, são típicos "fanglomerados" (Lawson, 1952).

Os afloramentos típicos onde se encontram boas exposições destes conglomerados frescos localizam-se na Usina Hidrelétrica de Samburá, a 25 km NE de São Roque de Minas, na estrada para Bambuí; na rodovia MG-050 a 11 km NE de Piúí, onde possuem leitos arcóseos; no ribeirão Três Barras a 8 km E de Capitólio, na estrada para Araúna e no Córrego da Fazenda das Laranjeiras, nas encostas SW da Serra da Paciência.

As ocorrências esparsas da região de Cristais, geralmente aparecem capeando morros, como se observa próximo a esta cidade, ou preservadas em áreas afundadas pela reativação de falhamentos.

Os conglomerados que afloram a norte de Campo do Meio, estão intemperizados e tectonicamente orientados. São constituídos por seixos estirados (alongados) de quartzo, de veio (os menores) e quartzito (os maiores) em sua maior parte, cujas dimensões variam desde 1 a 30 cm de diâmetro, envolvidos por uma matriz arenosa ou areno-siltica de cor rósea-amarelada, orientados segundo a direção do fluxo cataclástico. Apresentam intercalações métricas de argilito amarelo, bem laminado, cujas atitudes são concordantes com a do conglomerado.

Na região de Carmo do Rio Claro eles apresentam matriz cinza esverdeada quando frescos, grauváquica, tendo seixos de diversas rochas; os menores são angulosos e de rocha argilosa e os maiores são arredondados e de quartzitos, gnaisses, basitos, etc. Ocorrem intercalados nestes conglomerados, níveis argilosos e areníticos. Entre os seixos foram observados alguns de quartzitos, apresentando as deformações encontradas nas rochas do Complexo Furnas.

0

As ocorrências das rochas filíticas se restringem às zonas de contato com as rochas do Complexo Canastra e do Complexo Furnas, ou seja, junto as escarpas da Serra da Canastra e do Chapadão da Babilônia. Próximo à escarpa norte da serra da Canastra, em uma zona intensamente tectonizada ocorrem rochas argilosas ou sílticas, de cor chocolate clara, bastante fraturadas e mostrando uma laminação tectônica bem visível. As mesmas passam lateralmente a uma rocha mais quartzosa, de cor esverdeada, onde se nota o desenvolvimento de elementos micáceos (plaquinhas de clorita). Quando mais decomposta, apresenta cor avermelhada, com microdobras e lentículas de quartzo segundo a direção da xistosidade, podendo ser classificada "a priori" como um quartzo-filito. Provavelmente foram originados de rochas pelíticas da Formação Paraopeba, que foram filitizadas devido ao intenso tectonismo a que foram submetidas. Outras rochas de aspecto filítico, são aquelas originadas dos argilitos da Formação Paraopeba que foram submetidos a intrusão de veios de quartzo de origem hidrotermal, formando clorita por dinamometamorfismo.

Ainda dentro da sequência da Formação Paraopeba, encontramos os ritmitos e diamictitos. Os ritmitos, conforme o próprio nome indica, apresentam estratificação rítmica, tratando-se de uma rocha argilo-síltica-arenosa, finamente estratificada, pela alternância rítmica de camadas de diferentes granulometrias. Localmente, esta litologia apresenta-se conglomerática, com grânulos (até 2 mm) arredondados de quartzo dispersos na matriz. Há leitões essencialmente argilo-siltosos e leitões apenas arenosos e de granulometria mista, com veios de quartzo cortando transversal e paralelamente a estratificação. Uma boa exposição destes ritmitos é encontrada a 13,2 km SW de Piuí, próximo às encostas NE da serra da Paci-

ência.

Os diamictitos que ocorrem a meia encosta W da serra da Pimenta, na estrada que vai para as torres da Embratel, e próximo a Santo Hilário, são constituídos de uma matriz arenosa de granulação média, de coloração cinza-amarelada, apresentando seixos de sílex carbonático amarronzado e leitoso, de granulometria variada (desde milímetros até decímetros), com os maiores alcançando 15 cm e ligeiramente estirados. Encontram-se em parte orientados, observando-se intercalações de filonito de rocha básica e a presença de veios de quartzo boudinados. Vale a pena mencionar a presença dos vacúolos na rocha, originados da dissolução dos fragmentos de carbonato, devido a percolação da água. A formação dos seixos de sílex carbonático foi devido a ação da sílica percolante sobre os seixos de carbonato, que por substituição os originou.

Os diamictitos ainda aparecem na Usina de Confusão e a 6,5 km E da mesma na estrada para Piuí. Na Usina de Confusão eles se apresentam frescos, de cor cinza, com os seixos angulosos de carbonato, "chert" calcífero, etc., envoltos por uma matriz cinza, bastante silicificada, notando-se a presença de grânulos de quartzo azulado dispersos na matriz.

6. Origem e Ambiente de Sedimentação

As sedimentações argilosas e sílticas predominantes, atestam uma área-fonte bastante senil, com rios de pouca competência, carreando sedimentos bastante finos, com a bacia possuindo caracteres de subsidência lenta. Enquanto a parte ocidental da bacia apresentava instabilidade na área fonte

0

de contribuição, a parte meridional extrema e seu bordo leste, apresentavam áreas-fontes cratonizadas.

Tais observações e mais a presença de "collenias" (observadas próximo a Pains) e o conteúdo de K nos argilitos, sugerem uma bacia intracratônica, com condições reinantes - durante a sedimentação de clima quente e úmido, possuindo estreita comunicação com o mar.

A presença da glauconita nos argilitos e siltitos (verdetes), é também indicativa de um ambiente marinho com sedimentação lenta (H.Heck 1972). Estudos em depósitos atuais por Porengo (in P.H.Heck, 1972), mostram que a glauconita forma-se principalmente, em águas marinhas com profundidades de até 6.000 pés, em regiões de pouca ou nenhuma sedimentação detrítica, sendo típica de ambientes de águas frias. "A lenta sedimentação é comprovada também pela finíssima granulação das rochas, a escassez de quartzo, mesmo em microgrãos e pela raridade de minerais pesados" (Guimarães, 1969).

No bordo ocidental, como consequência da instabilidade da área-fonte, a sedimentação pelítica foi interrompida e a mudança das condições de meio regional abriu oportunidade para sedimentação de clásticos grosseiros (conglomerados do fácies Samburá). Esta instabilidade está refletida na deposição de leitos de arcósio intercalados nos conglomerados.

A constante presença de calcários escuros, por vezes piritosos, levou Octávio Barbosa (1965) a considerar esta formação predominantemente pelítica-carbonática, depositada em um mar interior, geralmente raso e sem dúvidas, cheio de ilhas com águas quase sempre turvas e agitadas (fora da

época de atividades bioquímicas precipitadoras) .

Dados de campo relativos às estruturas sedimentares e às litologias dos corpos carbonáticos do grupo Bambuí, com parados a estudos desenvolvidos por pesquisadores modernos, evidenciam uma gênese de ambiência plataformal carbonática, mais especificamente, em zonas de supramarés (supratidal e infratidal), e deposição em um mar epicontinental transgressivo, com os ambientes próximo à costa migrando ativamente em direção à terra.

Muitos autores apresentam modelos explicando o desenvolvimento de uma sequência "onshore-offshore" específica de ambientes de costas deposicionais de pouca inclinação - (Shaw, 1954; Irwms, 1965; in Anderson, 1972).

Irwns demonstra que "para um mar transgressivo, o modelo típico inclui uma zona de baixa energia de baixio de marés e lagunas, exatamente "on-shore"; de uma zona de dissipação de ondas de alta energia, adjacente à zona de baixa energia, abaixo da base da onda".

As zonas de baixa energia são tipicamente zonas vastas, de sedimentos de granulação fina, enquanto a zona central da alta energia, é uma área relativamente estreita e de sedimentos grosseiros; estes últimos são o produto de numerosos ambientes deposicionais que incluem: canais de deltas de marés, depósitos de barreiras formados de recifes, dunas, praias e barras submarinas além de areias de plataforma "off-shore" de águas pouco profundas.

A Formação Paraopeba representa uma grande variação desses sub-ambientes, alguns graduando-se entre si, outros, acentuadamente demarcados, sobre e subjacentes, todos porém,

0

reconhecíveis e que em trabalhos de detalhes poderão ser individualizados. Os dados obtidos em trabalhos de campo aliados às observações comparativas de estudos de depósitos holocenos de baixios de marés, que apresentam similaridades litológicas estruturais, permitem-nos inferir que :

- a presença de estromatólitos algais é a feição orgânica que melhor diagnostica os sedimentos de planície de marés. Nessa ambiência, os estromatólitos algais são encontrados nas zonas de altos-intermarés e baixos-supramarés (Ginsburg and Lowestam, 1968; Logal et alii, 1964; Kendal and Spiwill, 1968; F.J. Lúcia, 1972; Illing et alii, 1965);
- a formação dos oóides típicos e oolitos requer condições físico-químicas bem específicas para sua precipitação em torno do núcleo, como também para promover a formação de lâminas regulares, (Newell, Purdey and Imbire, 1960 in P.H. Keckel, 1973). Tais condições requerem águas supersaturadas de CaCO_3 associadas à forte e constante agitação, pequena profundidade e temperatura relativamente quente. A acreção oolítica depende fundamentalmente do movimento dos grãos de areia sob o impulso das correntes marinhas, tornando-se imprescindível que tal ambiente seja de águas quentes. Medições realizadas nas Bahamas indicam que a temperatura do ar na plataforma é de 70°F , atingindo no verão 80°F a 90°F . A temperatura da água varia de 68°F a 86° , com média de 77°F .

Devido a inexistência de necrófagos, que devoram a fauna e a flora planctônica, mas sim a existência das bacté-

rias anaeróbicas que delas retiram o oxigênio decompondo-as ,
cria-se um ambiente redutor, tóxico para outros organismos
pela liberação de H_2 , que combina com o enxofre dos sulfatos,
que é tóxico e facilmente solúvel na água do mar. O H_2S as-
sim formado ataca os compostos solúveis de ferro, formando -
 FeS_2 , pouco solúvel e precipita-se como um pigmento escuro
finamente dividido, que se espalha pelos sedimentos do fun-
do. A sedimentação nessas bacias restritas explica a constan-
te presença de pirita e de matéria orgânica nessa ambiência.
A matéria orgânica decomposta colore de cinza escuro o fundo
(C.O. Dumbar, 1963).

- Os processos normais de formação carbonática são com-
petentes para desenvolver uma subsidência relativamen-
te constante, através de um simples plano inclinado ,
sem que seja necessária subsidência diferencial, o que
implicaria em arqueamento.

7. Tectônica

O conjunto Bambuí caracteriza-se por faixas que re-
fletem diferentes graus de tectonismo, em que áreas intensa-
mente dobradas alternam-se com outras praticamente horizonta-
lizadas.

Como o bordo oriental era área cratônica, tectoni-
camente estável, os argilitos se depositaram discordantemen-
te, dando como resultado atitudes horizontais a sub-horizon-
tais. Adentrando para a bacia no sentido oeste, estes argi-
litos com intercalações de níveis sílticos, apresentam-se do-
brados, com anticlinais e sinclinais simétricas, conforme ob-
serva-se em cortes da rodovia BR-354, no trecho Arcos-Iguatama

-Abacaxis.

Tanto estes dobramentos, como as xistosidades apresentadas pelas rochas calcárias, cujas direções variam desde N-S até E-W, mostram um certo encurvamento, consequência da reativação dos grandes falhamentos transcorrentes de direção $N70^{\circ}W$ e em menor escala os de direção N-S dos Complexos Furnas e Canastra. O esforço de compressão no sentido W-E foi responsável pelos plissamentos das rochas carbonáticas e pelíticas, evidenciados sobremaneira pelos exemplos citados no parágrafo anterior e pelas dobras apertadas tipo "chevron" nos calcários, conforme foi registrado a 1,5 km S da Vila Costina, onde a mesma apresenta plano axial com direção N-S e mergulhando sub-vertical/W (foto '41).

Outra evidência do esforço no sentido W-E são as direções de mergulhos das xistosidades dos calcários, nas regiões de Doresópolis e Vila Costina, que estão dirigidos para o SW e às vezes para S, com ângulos variando de médio a alto.

Na região a SE de Bambuí, os metassiltitos mostram xistosidade com direção NE-SW, mergulhando com ângulos altos para SE, como consequência, em parte, da reativação dos falhamentos NE-SW.

No bordo ocidental, na região NW da folha, a estruturação das rochas da Formação Paraopeba e do Complexo Canastra, está condicionada a um balizamento formado por um escalonamento de falhas de direções NE-SW e NW-SE. Estes falhamentos tectonizaram e orientaram as rochas argilosas e conglomeráticas, emprestando a elas uma xistosidade com mergulhos médio ou baixo, concordante com as direções das falhas.

Do mesmo modo, ocorrem com as rochas xistosas do Complexo Canastra, onde estes falhamentos escalonados juntamente com o falhamento do lado norte da serra da Canastra, constituíram um graben onde foram preservadas as rochas pelíticas da Formação Paraopeba, formando uma pequena faixa com direção E-W. Este esboço tectônico é comprovado pelas diferenças de cotas entre as rochas das duas unidades, ou seja, as mais elevadas pertencem ao Complexo Canastra e as mais baixas à Formação Paraopeba.

Como já foi mencionado, existe uma faixa de rochas filíticas, originadas de rochas pelíticas metamorfoseadas, circundando todo o contorno das escarpas leste da serra da Canastra e restritas à zona de contato entre as duas unidades. As xistosidades destas rochas são sempre concordantes com a foliação cataclástica das rochas quartzosas, evidenciando um contato por falha de empurrão ou inversa.

A falha transcorrente que balizou em parte o contato entre a Formação Paraopeba e o Complexo Furnas, segundo a direção $N70^{\circ}W$ filitizou parcialmente as rochas pelíticas desta unidade e causou uma silicificação e uma foliação, embora incipiente, nos diamictitos da região circunvizinha à Usina de Confusão.

Na região a E de Capitólio, ocorrem conglomerados que foram preservados pelo fato de terem sido depositados em áreas afundadas, originadas pela reativação de falhas de direção NW-SE.

Observa-se que as rochas conglomeráticas da região de Carmo do Rio Claro, próximas as zonas de falhamentos transcorrentes, apresentam-se bastante orientadas, enquanto que a-

0

queelas mais afastadas não mostram nenhuma ou apenas localmente aparecem com foliação incipiente. Provavelmente, existe aí, uma depressão originada pela reativação dos falhamentos e que deu condições para a preservação destes clásticos grosseiros. A continuação da reativação provocou a foliação cataclástica nos conglomerados próximos as zonas de falhas. Este fato pode ser observado nos conglomerados a norte de Campo do Meio, cuja foliação está orientada segundo a direção $N70^{\circ}W$ e mergulho de $70^{\circ}/SW$.

Junto às encostas da serra das Tormentas, a SE de Carmo do Rio Claro, constituída por quartzitos com intercalações de filitos, os conglomerados apresentam-se intensamente tectonizados, com a foliação concordante com as dos quartzitos e filitos. Foi realizada a descrição petrográfica deste conglomerado, que o classificou como conglomerado cataclástico, constituído de quartzo, plagioclásio, microclina, clorita, biotita, etc. e fragmentos de rochas de granito e quartzo de veio.

6.3 Bacia do Paraná

6.3.1 Comentários Gerais

A bacia do Paraná, localizada no centro-leste da América do Sul, abrange uma área total de $1.000.000 \text{ km}^2$ no território brasileiro. Constitui uma profunda depressão onde estão presentes cerca de 5.000 m de sedimentos neo-paleozóicos, mesozóicos (incluindo os derrames de lavas) e sedimentos cenozóicos.

Muitos trabalhos têm sido realizados sobre esta área, iniciando-se pelos trabalhos pioneiros de WHITE (1908) a

té o mais recente de Muhlmann et alii (1974), da Petrobrás.

Segundo Northfleet et alii (1969) as unidades litoestratigráficas da Bacia do Paraná apresentam grande continuidade lateral com pequenas variações faciológicas que são, em geral, subparalelas às linhas de tempo. Isto deve-se, segundo os autores citados, ao fato que a sedimentação da bacia se processou num ambiente pouco perturbado por fenômenos tectônicos. Porém, entretanto este fato não é constatado nas formações depositadas sob influências glaciais do Grupo Itararé, como também nas áreas marginais da bacia, como é o caso desta pequena parte abrangida pelo projeto.

De acordo com Soares et alii (1973), nas áreas marginais em que a subsidência foi muito lenta em relação ao centro da bacia, e onde os processos erosivos durante os episódios de soerguimento foram mais intensos, o registro sedimentar do tempo geológico é muito incompleto.

Assim é que na área, ora em estudo, está ausente, na coluna estratigráfica, todo o sistema Devoniano (Grupo Paraná); parte dos sedimentos Permo-Carboníferos (Grupo Guatá); todo o sistema Permiano representado pelo Grupo Passa Dois e os sedimentos triássicos, sem mencionar a Formação Caiuá do Cretáceo.

A Bacia do Paraná tem sido alvo de inúmeros trabalhos, propiciando o desenvolvimento de várias colunas estratigráficas, válidas apenas para a área pesquisada.

Os trabalhos de pesquisa nos sedimentos da bacia, realizados pela Petrobrás, nos Estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Minas Gerais, Goiás e Mato Grosso, induziram-na a realizar um estudo para a reavaliação

dos dados estratigráficos existentes e estabelecer uma coluna estratigráfica representativa para toda a sua área. Este trabalho realizado por Muhlmann et alii (1974), representou a estratigrafia da bacia através de 4 colunas, levando em conta o fato de algumas formações terem ocorrência restrita apenas em determinadas regiões, e também para manter nomes já consagrados (fig. 14).

A coluna estratigráfica de Muhlmann et alii (1974) para o Estado de São Paulo foi a adotada para a área do projeto, com as adaptações que se fizeram necessárias (fig. 15).

A seguir será descrita a coluna estratigráfica adotada na área do projeto:

6.3.2 Paleozóico

Conforme referido anteriormente, o Paleozóico está apenas representado por parte do Supergrupo Tubarão (Grupo Itararé), estando ausentes os Grupos Paraná, Guatá e Passa Dois.

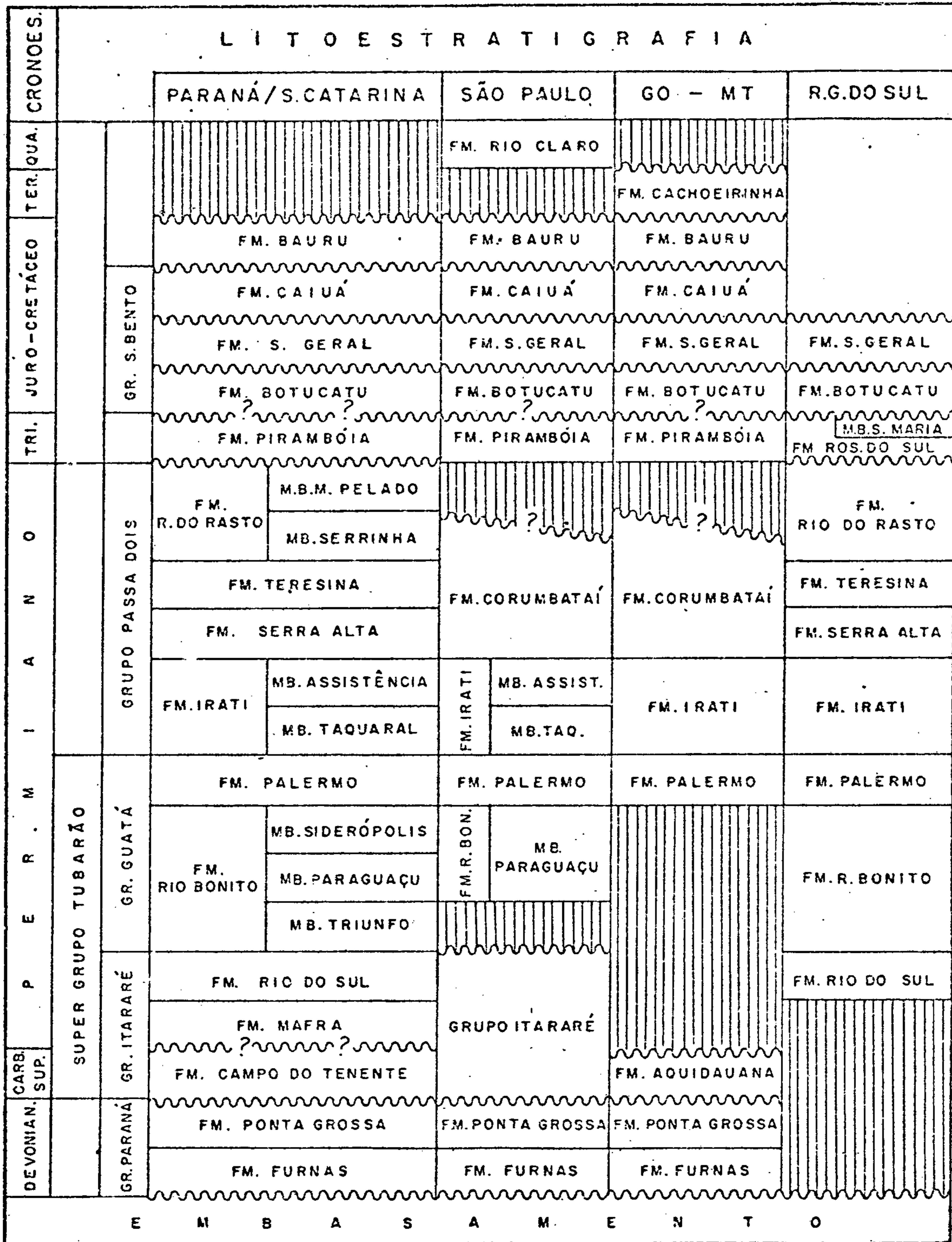
6.3.2.1 Supergrupo Tubarão

O nome Tubarão foi usado pela primeira vez por White (1908) para determinar o conjunto de rochas contendo leitos glaciais, bem como as camadas carboníferas e plantas fósseis que ocorrem no rio Tubarão, no Estado de Santa Catarina.

Oliveira (1961) usou o mesmo termo, mas de maneira mais restrita, chamando então de Série Tubarão apenas as camadas contendo carvão e plantas fósseis, e o conjunto de rochas com leitos glaciais, denominou de Série Itararé.

COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS DA BACIA DO PARANÁ

FONTE: MUHLMANN et alii, 1974.



C.P.R.M.
 PROJ. MANTIQUEIRA - FURNAS
 RELATÓRIO FINAL, SILVA, J.N.
 et alii, 1974.

PROJETO MANTIQUEIRA-FURNAS

COLUNA ESTRATIGRÁFICA DAS ROCHAS DA BACIA DO PARANÁ NA ÁREA DO PROJETO
MODIFICADA DE MUHLMANN EL ALII (1974)

PROJETO MANTIQUEIRA-FURNAS C.P.R.M.-RELAT.FINAL,SILVA,J.N. et alii, 1978.

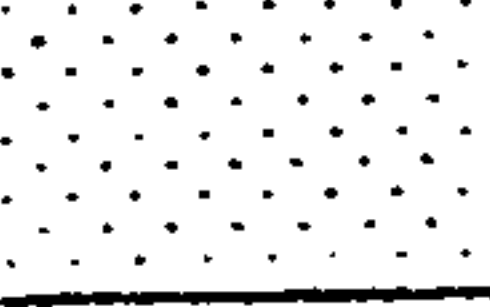





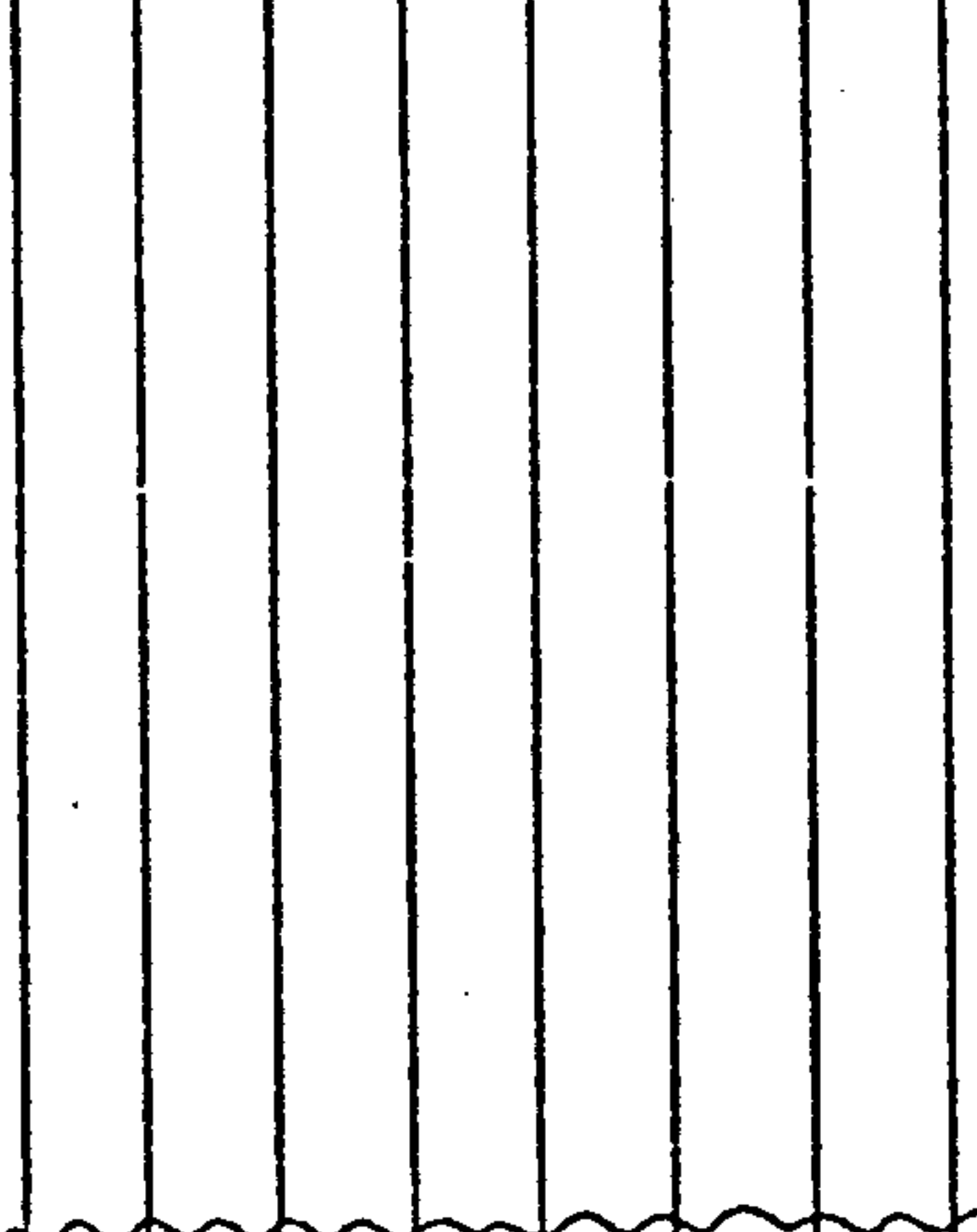
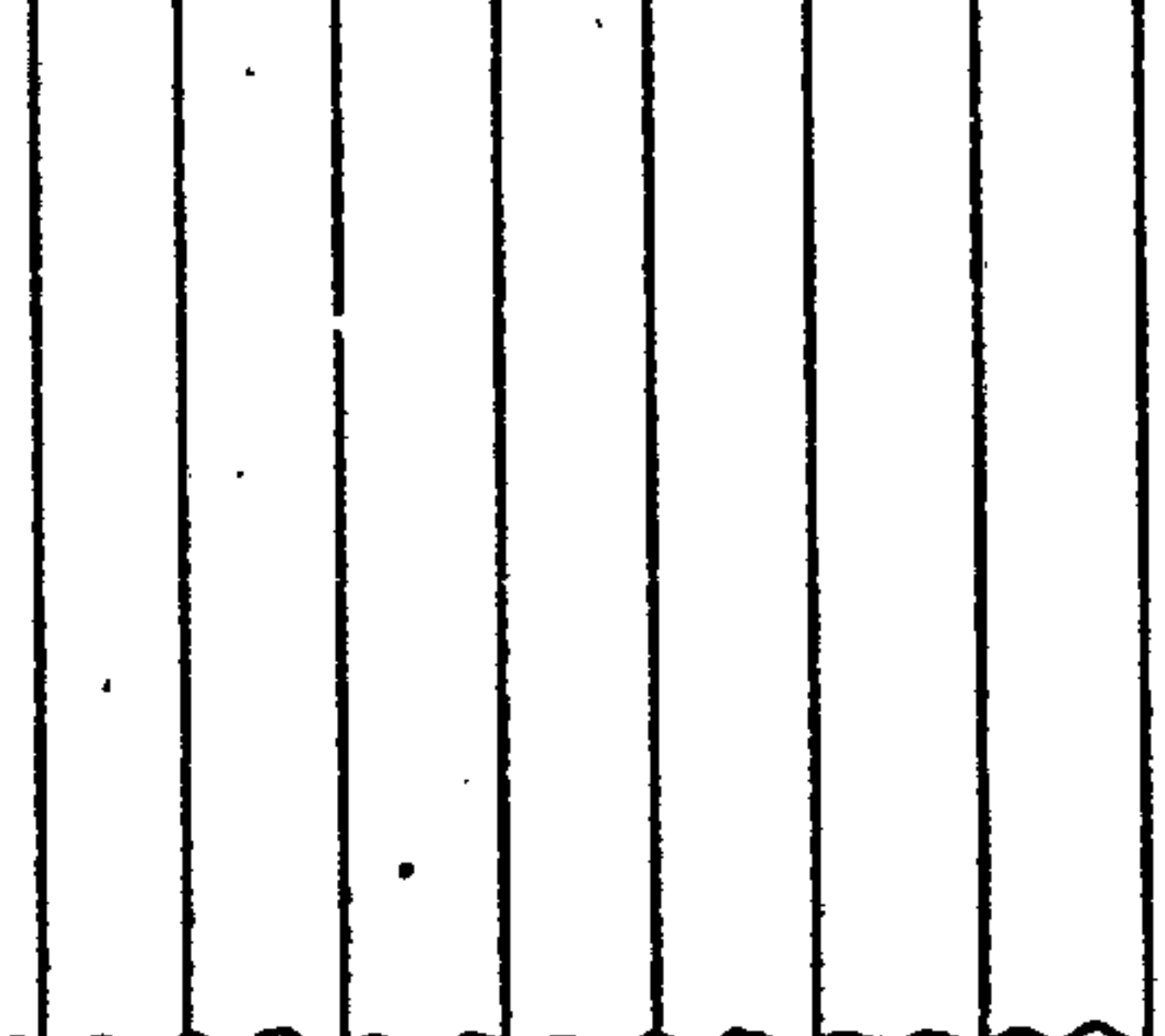
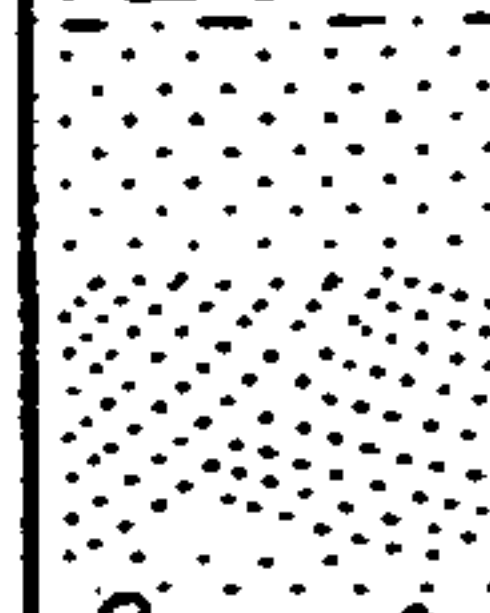

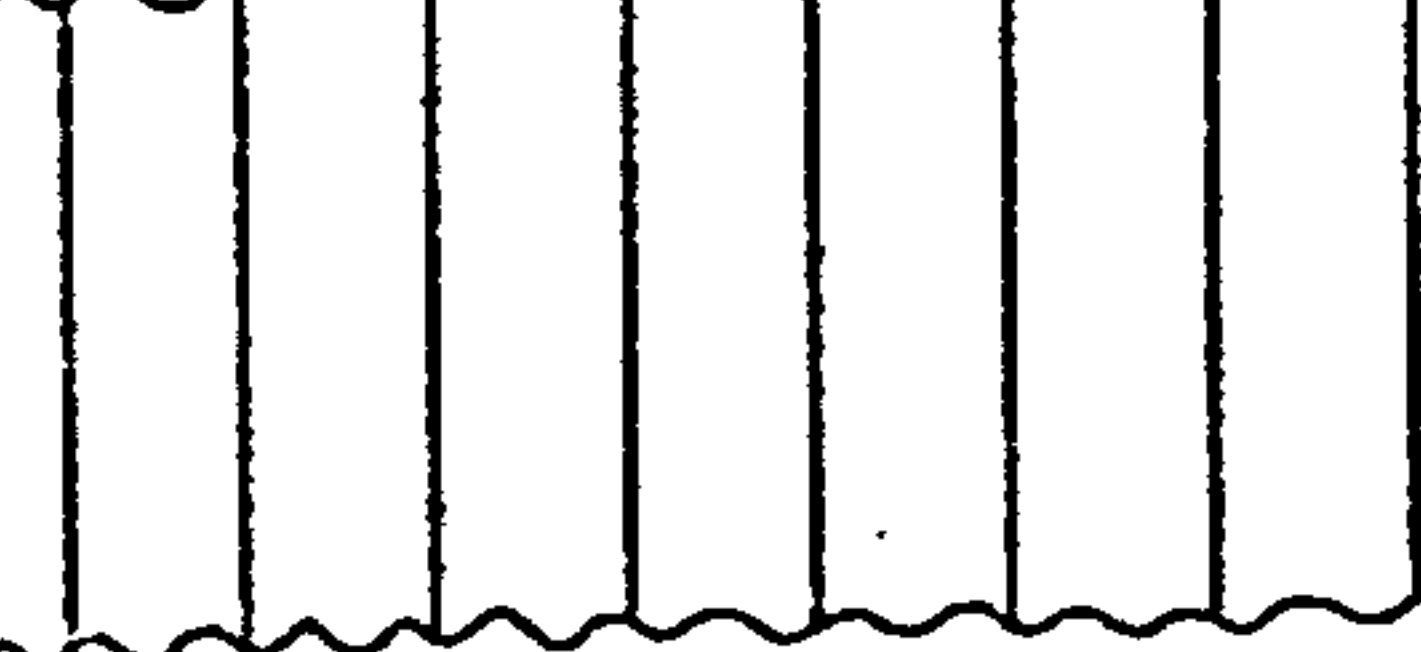

CRONOESTRAT.	LITOE STRATIGRAFIA		LITOLOG.	DESCRIÇÃO
QUA- TER- NÁRIO		ALUVIÕES		Qa- sedim. recentes.
TER- CIÁ- RIO		COBERTURAS INDIF.		TQi- sedim. areno-argilosos, mal selec. e inconsol.
JURO-CRETÁCEO		FORMAÇÃO BAURU		Kb-arenitos c/ocorr. de conglom. e silit.
	GRUPO SÃO BENTO	FM. SERRA GERAL		KJsg- lavas basálticas c/intercal. de lentes e camadas areníticas ("tipo arenito Botucatu")
		FM. BOTUCATU		KJb- aren. quartz., gran. fina a média, bem selec. estratíf. cruz. planar, tangencial na base.
TRI- ASS.				
P E R M I A N O				
	SUPER GRUPO TUBARÃO	GRUPO GUATÁ		
		GRUPO ITARARÉ INDIVISO		PCi-arenitos gross. a finos c/desenvol. subord. de diamictitos, passando a lamitos arenosos e silticos. Estratíf. cruz. planar de pequeno a médio porte.
CARB. SUP.				
DEVON.		GRUPO PARANÁ		
		EMBASAMENTO		Micaxisto granatífero e quartzito

FIG. 15

Retornando ao conceito original mais amplo de White (1908), Gordon e Maack (1947) empregaram o termo Série Tubarão englobando toda a sequência.

Já Northfleet et alii (1969) usaram o termo como grupo e Almeida (1954) denominou uma sequência equivalente no Estado de Mato Grosso, de Série Aquidauana.

Recentemente Muhlmann et alii (1974) elevaram o termo a categoria de Supergrupo e dividindo o Supergrupo Tubarão nos Grupos Itararé e Guatá, conceito este que é adotado no presente relatório.

6.3.2.1.1 Grupo Itararé Indiviso

a) Definição e Histórico

Segundo Muhlmann et alii (1974) o Grupo Itararé compreende a sequência sedimentar de idade permo-carbonífera, cujos depósitos são caracterizados por diamictitos, principalmente, e refletem influências glaciais nos seus diferentes ambientes deposicionais.

A sequência é constituída por sedimentos vermelhos que assentam tanto sobre as formações devonianas, como diretamente sobre o embasamento.

Oliveira (1916) definiu pela primeira vez a Série Itararé, tendo como localidade tipo a cidade homônima, entre os limites dos Estados de São Paulo e Santa Catarina.

Esta denominação manteve-se durante algum tempo, sendo aceita por todos os autores, com exceção de White (1908). Somente a partir dos trabalhos de Gordon (1947) e Maack (1947) o termo passou a categoria de grupo.

Na maioria dos trabalhos de mapeamento realizados na bacia, a denominação Itararé tem grande aceitação, mantendo-se sempre os mesmos limites estratigráficos. Entretanto observa-se uma certa discordância no seu emprego, variando de categorias como série, grupo, subgrupo, formação ou até mesmo facies.

Baseando-se em estudos fossilíferos de diversos níveis de tilitos, Barbosa & Almeida (1949) propuseram a primeira subdivisão deste grupo, no Estado de São Paulo, bacia do rio Tietê. Estes autores dividiram-no em 5 formações, denominando-as de Itu, Capivari, Gramadinho, Tietê e Itapetinga. Mais tarde (1953) porém, estes mesmos autores propuseram a redução para as Formações Gramadinho e Tietê.

Ainda para a região de São Paulo, Barbosa & Gomes (1958) propõem a denominação de Itu, Elias Fausto, Capivari e Gramadinho. Estas quatro divisões por apresentarem uso local e serem de difícil reconhecimento não foram aceitas.

Northfleet et alii (1969) propuseram a sua divisão em duas unidades, denominando-as de Formações Aquidauana e Itararé e que foram aceitas por Andrade & Soares (1971), para o Estado de São Paulo.

Baseando-se na integração de dados existentes, Muhlmann et alii (1974), dividem o Grupo Itararé para os Estados do Paraná e Santa Catarina, em três formações: Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul. Já no Estado de Goiás e Mato Grosso, o grupo estaria representado apenas pela Formação Aquidauana, contemporânea ou mesma contínua com a Formação Campo do Tenente. No Estado de São Paulo, embora a Formação Aquidauana seja bem reconhecida, o grupo foi mantido indiviso devi-

do a inexistência de mapeamento de detalhe. Este conceito é adotado neste relatório.

b) Características Fotogeológicas

Em fotografias aéreas, o Grupo Itararé, na área abrangida pelo projeto, reflete poucas divergências com relação as demais rochas sedimentares. Sua tonalidade, em geral, é cinza claro onde a vegetação apresenta-se rasteira, tornando-se cinza mais forte nas áreas de cerrado. A drenagem apresenta-se pouco desenvolvida, com um padrão do tipo ravinado. O relevo, pouco acidentado, é predominantemente assimétrico, cuja face de maior declive, geralmente é bastante dissecada pela erosão, apresentando-se em geral coberta por depósitos de piemonte do tipo talus e colúvio. A face oposta, com declive baixo, não ultrapassa 5°. Sobre esta encosta desenvolvem-se solos dos tipos eluvial e coluvial. Essas encostas são devido a alternância de pacotes de clásticos areno-argilosos com laminação plano-paralela ou maciço, com pacotes conglomeráticos, contendo estratificação cruzada, formando encostas com postas, dispostas em forma de monoclinas suaves. As cristas em geral são de formas agudas (aerofoto 01).

Formas simétricas de relevo são também encontradas, como mesas de topo arredondado e morros em meia laranja, presentes na região de São Sebastião do Paraíso (foto 43).

c) Características Litológicas e Sedimentares

Apesar da grande diversidade litológica, o Grupo Itararé caracteriza-se por sedimentos clásticos grosseiros, apresentando-se em corpos lenticulares e tabulares de grande extensão.

FOTO 43 - Morro testemunho com relevo simétrico, pertencente ao Grupo Itararé assentando sobre rochas do embasamento cristalino.

LOCAL - Próximo a cidade de São Sebastião do Paraíso, (MG).

FOTO 44 - Diamictito do Grupo Itararé constituído de uma massa areno-argilosa com frequentes seixos e matacoês. Os seixos - em geral são arredondados com esfericidade regular à má, são de quartzo, quartzito, granito, micaxisto e argilito.

LOCAL - Morro da Santa Cruz, próximo a São Sebastião do Paraíso (MG).



Northfleet et alii (1969) mostram que as variações laterais, denominadas por ele de facies, é uma das características mais marcantes desta unidade. Os diamictitos passam lateralmente para os folhelhos várvidos, ritmitos e arenitos.

Na área em estudo, estes sedimentos correspondem à Formação Aquidauana descrita por Almeida (1954), e por Buerlen (1956) como "Série Aquidauana", para a borda oeste da bacia.

Esse conjunto de rochas é constituído por sedimentos arenosos com diamictitos, caracterizados pela sua cor vermelho-tijolo. Os arenitos apresentam granulação bastante variável, desde grosseiros até muito finos, com matriz argilosa e grãos predominantemente subarredondados e foscos. A estratificação cruzada planar de pequeno a médio porte, é a estrutura sedimentar dominante, porém ocorre também a do tipo plano-paralela (fotos 45 e 46). Os diamictitos contêm seixos e matações de composições e formas variadas. Esses seixos têm em geral, formas arredondadas, achatadas e angulosas, atingindo até 20 cm de diâmetro. Esses clastos são geralmente de quartzo, quartzito, argilito, gnaisses, milonito, quartzo-moscovita-biotita-xisto e biotita-xisto (foto 44 e fig. 16).

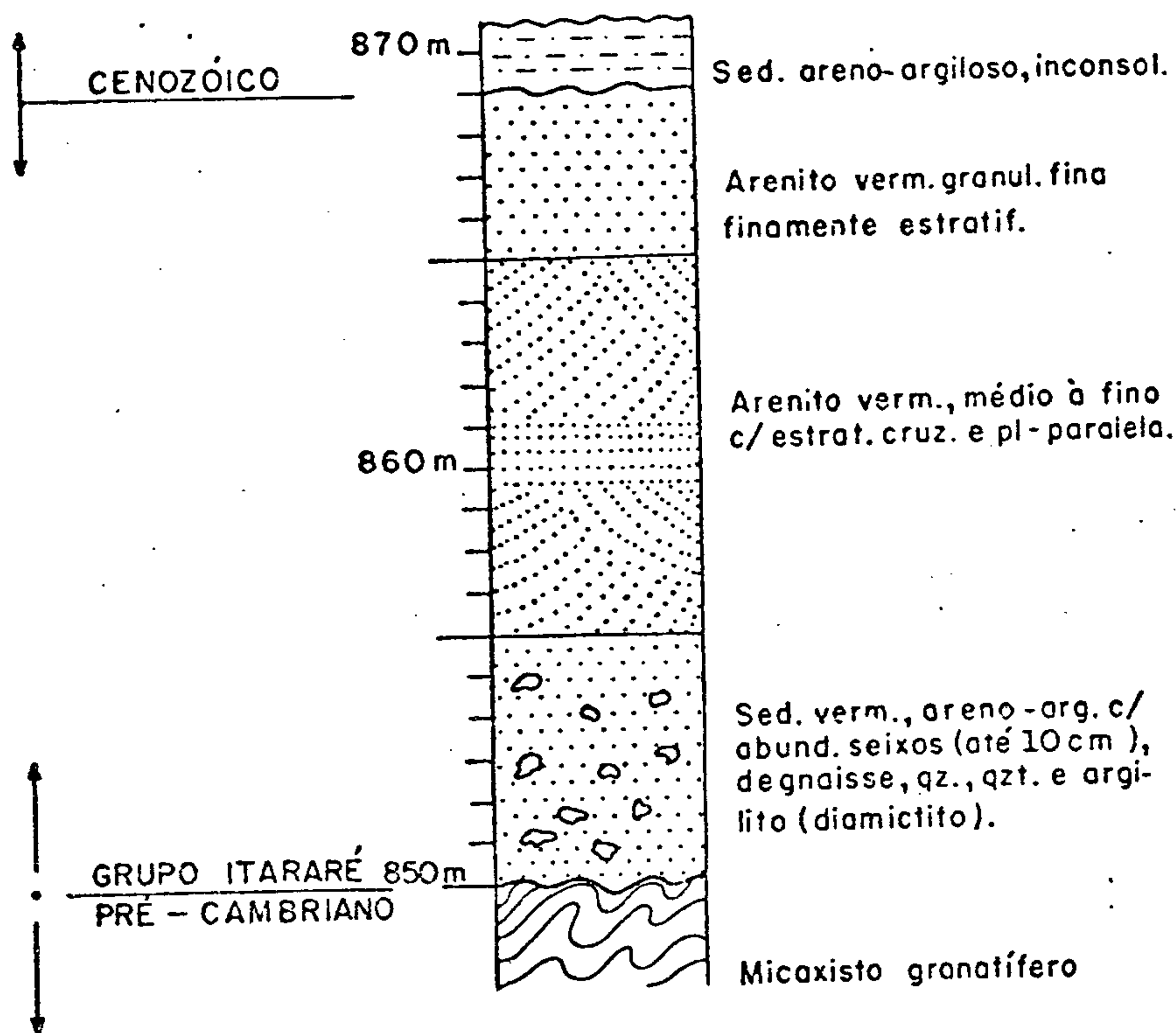
A percentagem de seixos nos diamictitos diminui em geral em direção ao topo, passando para lamitos arenosos e sílticos-argilosos. Os siltitos maciços e laminados são comuns em toda a sequência.

d) Espessura e Distribuição

Segundo Soares et alii (1974) a espessura da sequência basal do Grupo Itararé, correspondente a Formação Aquidauana

PERFIL LITOLÓGICO NO MORRO SANTA CRUZ PRÓXIMO A SÃO SEBASTIÃO DO PARAISO (MG).

SEDIMENTOS DO GRUPO ITARARÉ INDIVISO ASSENTANDO SOBRE ROCHAS DO PRÉ-CAMBRIANO.



ESCALA: 1:250

CPRM
PROJ. MANTIQUEIRA - FURNAS
RELATÓRIO FINAL, SILVA, J.N.
et alii (1978).

FIG-16

dauana, na região de Capetinga, alcança cerca de 50 m. Porém na região de São Sebastião do Paraíso, já ao sul da área em estudo, sua espessura é da ordem de 20 m (foto 43). Desenvolvendo-se numa direção aproximada N-S, esse conjunto de rochas apresenta neste último local uma área de ocorrência da ordem de 10 km de largura, que estreita-se para o norte em direção a Capetinga, onde desaparece. A leste, limita-se sempre com as rochas do Pré-Cambriano. Testemunhos isolados pertencentes a este grupo, foram identificados nas proximidades da Usina Hidrelétrica Marechal Mascarenhas, nas cercanias de Lage e próximo da represa de Estreito, na rodovia Predulho-Estreito.

Estes sedimentos cobrem uma área de aproximadamente 360 km² da folha Franca.

e) Relações Estratigráficas

Repousando diretamente sobre rochas do embasamento cristalino, o contato inferior do Grupo Itararé, na área, é feito sobre uma superfície de não conformidade. Este contato é bem visível próximo a Usina Hidrelétrica Marechal Mascarenhas, onde a existência de um conglomerado basal contendo seixos e matações das rochas metamórficas e em nível topográfico inferior ao dessas rochas, leva a admitir que a ocorrência esteja preservada por falhamentos (fig. 17).

f) Idade e Ambiente de Deposição

O espectro palinológico encontrado nas rochas do Grupo Itararé permite, segundo Daemon & Quadros (1970), estabelecer idade compreendida entre o Carbonífero Superior -

FOTO 45 - Estratificação cruzada e acamamento -
plano-paralelo nos diamictitos do
Grupo Itararé.

LOCAL - Morro de Santa Cruz, próximo a São Se
bastião do Paraíso (MG).

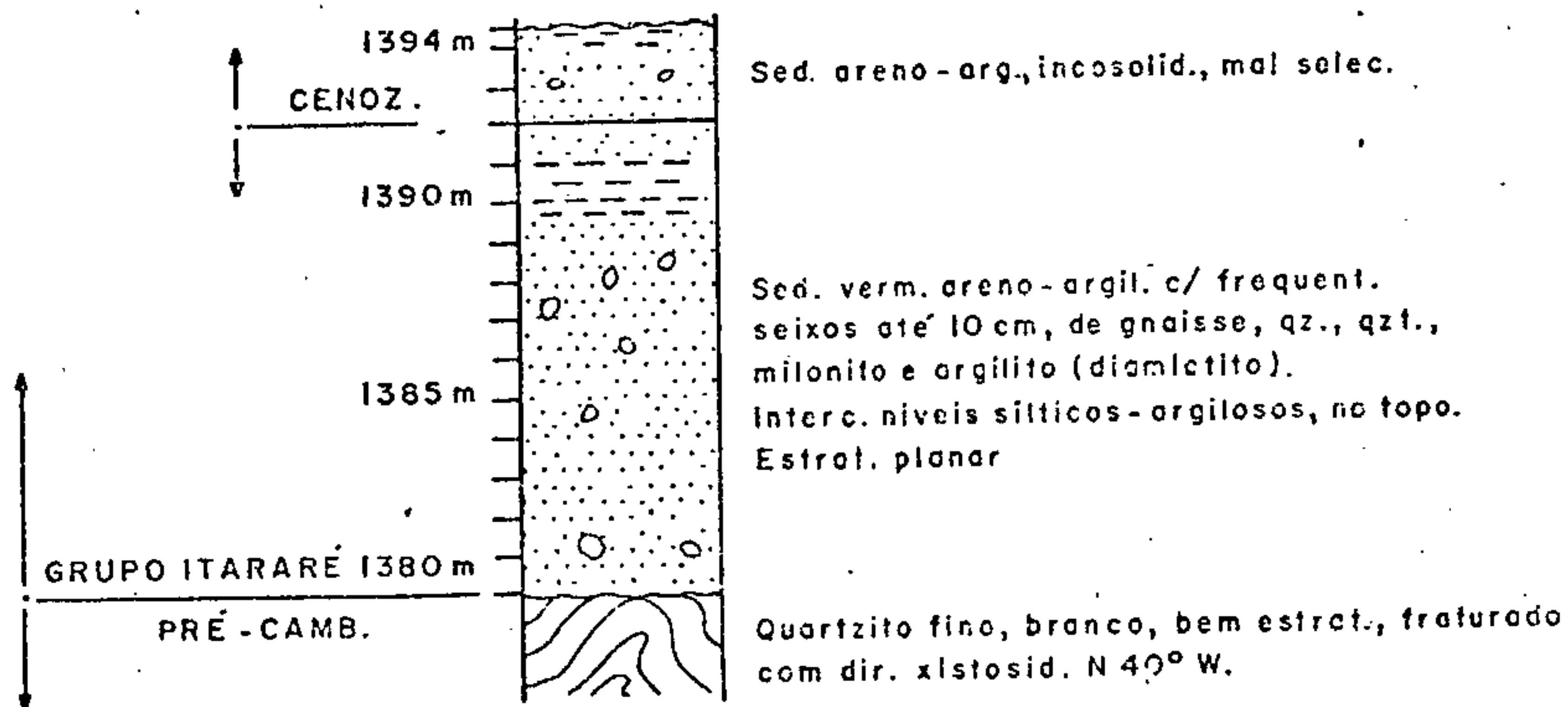
FOTO 46 - Forma lenticular e taoular de grande -
extensão característica dos diamicti -
tos do Grupo Itararé.

LOCAL - Morro de Santa Cruz, próximo a São Se
bastião do Paraíso (MG).



PERFIL LITOLÓGICO PRÓXIMO A USINA DE ESTREITO

SEDIMENTOS DO GRUPO ITARARÉ INDIVISO ASSENTANDO
SOBRE ROCHAS DO PRÉ-CAMBRIANO



ESCALA 1:250

C.P.R.M
PROJ. MANTIQUEIRA - FURNAS
RELAT. FINAL, SILVA, J.N. et alii
(1978)

FIG. 17

(Stephaniano) e Permiano Médio (Kunguriano). Ainda, segundo esses autores, no leste e sul da bacia, as rochas pertencentes à seção superior desta unidade, foram submetidas a uma deposição contínua, desde o Stephaniano até o Kunguriano, enquanto que a deposição do pacote basal (Formação Aquidauana) do flanco oeste, deu-se apenas no Stephaniano.

Estudos realizados por Andrade & Soares (1971), na região centro-leste do Estado de São Paulo entretanto, revelaram uma interdigitação dos "sedimentos tipo Aquidauana", com rochas pertencentes ao topo do Grupo Itararé e as análises palinológicas nessa área confirmam esta contemporaneidade, e deram idade Kunguriana para todo o pacote.

Conforme já abordado anteriormente, de acordo com Muhlmann et alii (1974), o Grupo Itararé caracteriza-se, principalmente pela presença de diamictitos, refletindo influências glaciais nos seus diferentes ambientes deposicionais. A maioria dos autores são unânimes em admitir origem continental para os sedimentos da sequência inferior, sem qualquer registro de contribuição marinha. Os depósitos fluviais são os mais comuns, desde a base ao topo. Alguns tipos de sedimentos evidenciam condições torrenciais de deposição, enquanto outros correspondem à deposição por rios meandrantés.

Segundo Soares et alii (1973), os diamictitos poderiam ter se originado do retrabalhamento de depósitos glaciais por água corrente. Uma fase de aridez climática sucedendo à glacial, produziu o retrabalhamento de depósitos glaciais pelos rios, torrentes e corridas de lamas. Parece não ter se formado verdadeiros tilitos na região, considerando-se a proporção relativamente pequena de seixos e a grande con

tribuição arenosa presente nos diamictitos. A cor vermelha primária desses sedimentos, parece refletir condições oxidantes do processo sedimentar a que o material foi submetido. Os processos glaciais parecem não exercer nenhuma modificação na cor original do material da área fonte.

6.3.3 Mesozóico

Na área em estudo, o Mesozóico está representado por parte das rochas pertencentes ao Grupo São Bento, (Formações Botucatu e Serra Geral) e pela Formação Bauru.

6.3.3.1 Grupo São Bento

Em 1908, White empregou pela primeira vez a denominação São Bento na categoria de série, para designar o conjunto de rochas situadas litoestratigraficamente acima do "Calcário Rocinha", expostas no rio São Bento no Estado de Santa Catarina. Dentro deste conceito englobava as "camadas vermelhas do rio do Rastro", o "Grés São Bento" e as rochas eruptivas da Serra Geral.

Gordon (1947) usou o termo considerando como série, mas, porém, com limites diferentes, passando a englobar as formações triássicas, jurássicas e cretáceas, separadas do Permiano (Grupo Passa Dois) por um hiato de sedimentação.

O termo na categoria de grupo foi usado pela primeira vez por Northfleet et alii (1969), que adotaram o mesmo limite estratigráfico de Gordon (1947), englobando as Formações Botucatu, Serra Geral e Caiuá.

Muhlmann et alii (1974) mantêm a denominação de grupo, porém introduzindo modificações no limite estratigráfico.

No conceito destes autores o Grupo São Bento é representado por rochas de idade juro-cretáceas, situadas estratigraficamente acima das formações triássicas e sotopostas à Formação Bauru, compreendendo portanto as Formações Botucatu, Serra Geral e Caiuá. Soares (1975), inclui a Formação Pirambóia no referido grupo, considerando que a mesma constitui a facies fluvial da Formação Botucatu. Entretanto como a Formação Pirambóia está ausente na área em estudo, adotamos o conceito de Muhlmann et alii (1974), sem entretanto ser evidenciado a presença da Formação Caiuá.

6.3.3.1.1 Formação Botucatu

a) Definição e Histórico

O nome Botucatu foi introduzido na literatura geológica da Bacia do Paraná por Campos, 1889 (in Muhlmann et alii, 1974) denominando de "Grés de Botucatu" os arenitos que constituem a serra do mesmo nome, no Estado de São Paulo. Pela definição original o nome engloba tanto os arenitos inferiores pertencentes à Formação Pirambóia, como as intercalações de arenitos com derrames de lavas basálticas da Formação Serra Geral. A seção tipo da formação indicada por Campos (1889) encontra-se ao longo da ferrovia que liga as cidades de Conchas e Botucatu, São Paulo.

Sanford & Lange (1960) empregaram pela primeira vez o termo Botucatu como formação.

Em 1975 Soares redefiniu o termo de Sanford & Lange precisando seus limites estratigráficos, e considerou a Formação Botucatu como uma unidade genética depositada em ambiente desértico, eólico, admitindo a existência de derrames

basálticos nesta unidade.

Porém, Muhlmann et alii (1974) definem o limite superior desta formação como situada imediatamente abaixo dos primeiros derrames da Formação Serra Geral. Este conceito é o adotado neste relatório.

b) Características Fotogeológicas

Os arenitos da Formação Botucatu caracterizam-se fotogeologicamente por apresentar tonalidade cinza claro a branca, com textura bastante mosqueada devido à vegetação errante. O sistema de drenagem é, em geral, pouco desenvolvido. A vegetação, também pouco desenvolvida, é do tipo cerrado. O relevo apresenta-se suavemente ondulado, formando extensos areiões, em contraste com as grandes encostas mantidas pelos basaltos da Formação Serra Geral (aerofoto 02). Este contato frequentemente próximo da crista é mascarado pelo material dela originado, formando um colúvio argilo-arenoso.

c) Características Litológicas e Sedimentares

A Formação Botucatu é constituída predominantemente por arenitos quartzosos, de cor rósea, avermelhada e esbranquiçada, com granulação variando de fina a média, e, menos frequentemente, muito fina. Friáveis, em geral, estes arenitos apresentam-se regular a bem selecionados, com grãos foscos, bem arredondados e com boa esfericidade. Os grãos mais grosseiros ocorrem em níveis descontínuos, salientando a estratificação. Na parte basal da unidade ocorrem intercalações de arenitos mais grosseiros, conglomeráticos e até mesmo conglomerados, com até 5 m de espessura. Localmente e com maior

frequência na parte basal, ocorrem níveis de arenitos argilosos mal selecionados.

As estratificações cruzadas do tipo planar, tangenciais na base, são as estruturas sedimentares singenéticas - características da unidade.

d) Espessura e Distribuição

Segundo Muhlmann et alii (1974), a Formação Botucatu tem uma espessura que ultrapassa aos 100 metros.

De acordo com Soares (1975) esta formação apresenta espessuras bastante variáveis, porém não atinge valores superiores a 150 metros.

No local da seção tipo a espessura máxima medida foi de 130 m e uma média de 50-70 metros.

Levando-se em conta que o contato superior desta unidade não é uma superfície regular, a sua espessura sofre variações consideráveis, donde considera-se que ela esteja em torno de 60 m.

O mapa de isópacas da Formação Botucatu, no Estado de São Paulo, segundo Soares (1973), traçado a partir de dados de poços da Petrobrás, mostra um aumento de espessura desta formação em direção ao centro do estado.

Na área do presente projeto, a faixa de ocorrência da Formação Botucatu é representada por extensos areões situados a SE, nas proximidades de Guardinda, Patrocínio Paulista e Ibiraci, o que torna difícil o estabelecimento do seu limite com a unidade sotoposta. Este contato não foi constatado na área, ora em estudo.

e) Relações Estratigráficas

Segundo Muhlmann et alii (1974), o contato inferior da Formação Botucatu com o embasamento cristalino ou com as rochas do Grupo Itararé é discordante.

O contato superior com as rocha basálticas da Formação Serra Geral é também discordante, porém esta superfície é difícil de ser reconhecida. Isto deve-se, principalmente, a ocorrência de "sills" de diabásio dentro desta formação, à dificuldade de se distinguir corpos intrusivos tabulares de derrames, como também à presença de corpos areníticos "tipo Botucatu" intercalados nos derrames. Uma outra dificuldade é que na frente das escarpas há sempre grande quantidade de material coluvial cobrindo os contatos. Este material é proveniente dos arenitos Bauru, basalto e dos arenitos iterderrames (tipo arenito Botucatu).

f) Idade e Ambiente de Deposição

Levando-se em consideração as relações estratigráficas dos arenitos Botucatu, situados imediatamente abaixo dos derrames basálticos do Cretáceo Inferior e acima da Formação Rosário do Sul, de idade triássica, Muhlmann et alii (1974), atribuíram idade juro-cretácea para esta unidade, tida como afossilífera até então.

As características litológicas e sedimentares da Formação Botucatu, levaram vários autores a admitirem uma deposição em ambiente desértico, eólico, como campos de dunas, tendo localmente na sua parte basal depósitos de origem torrencial e mais raramente, no topo, depósitos lacustres.

6.3.3.1.2 Formação Serra Geral

a) Definição e Histórico

A Formação Serra Geral compreende a sequência de derrames de lavas basálticas com intercalações de lentes e camadas areníticas, que capeiam as formações gondwânicas da Bacia do Paraná.

Esta formação foi descrita pela primeira vez por Derby (1878), que a denominou de "Paraná Trap" referindo-se a seção da localidade da Serra da Esperança, na rodovia Guaruapuava, no Paraná (in Sanford & Lange, 1960).

A designação Serra Geral foi usada pela primeira vez por White (1908) indicando como seção típica as exposições que ocorrem na Serra Geral ao longo da estrada que liga as cidades Lauro Muller e São Joaquim, Santa Catarina.

Porém deve-se a Gordon (1947) o emprego do termo como formação, atualmente de uso comum entre os geólogos.

b) Características Fotogeológicas

Em fotografias aérea, a Formação Serra Geral apresenta-se com tonalidade clara, textura lisa e intensamente ravada, contrastando com as feições descritas anteriormente para as áreas arenosas das formações sedimentares (aerofoto nº 03).

Devido à grande fertilidade oriunda dos solos provenientes da decomposição das suas rochas básicas, a vegetação é predominantemente representada por matas, capoeiras e áreas densamente cultivadas. Ao longo das escarpas são frequentemente preservados os tipos característicos de vegetação.

ção muito densa.

A drenagem também bastante densa segue um padrão grosseiramente dentrítico, e os vales mostram-se encaixados.

Essas áreas formadas por rochas de diversos derrames de lavas, são caracterizadas também por encostas simples com declives subverticais e muito recortados por elementos de primeira ordem de drenagem (foto 42).

Conforme já referido, o contato com a Formação Botucatu, sotoposta, é de difícil reconhecimento. Raramente observa-se quebra negativa conspícua. A presença de cobertura coluvial e o fato de se tratar de delimitação de estratos sub horizontais e de meia encosta, impossibilita uma caracterização precisa.

Níveis areníticos interderrames quando silicificados, formam cuevas agudas (região de Igarapava).

c) Características Litológicas

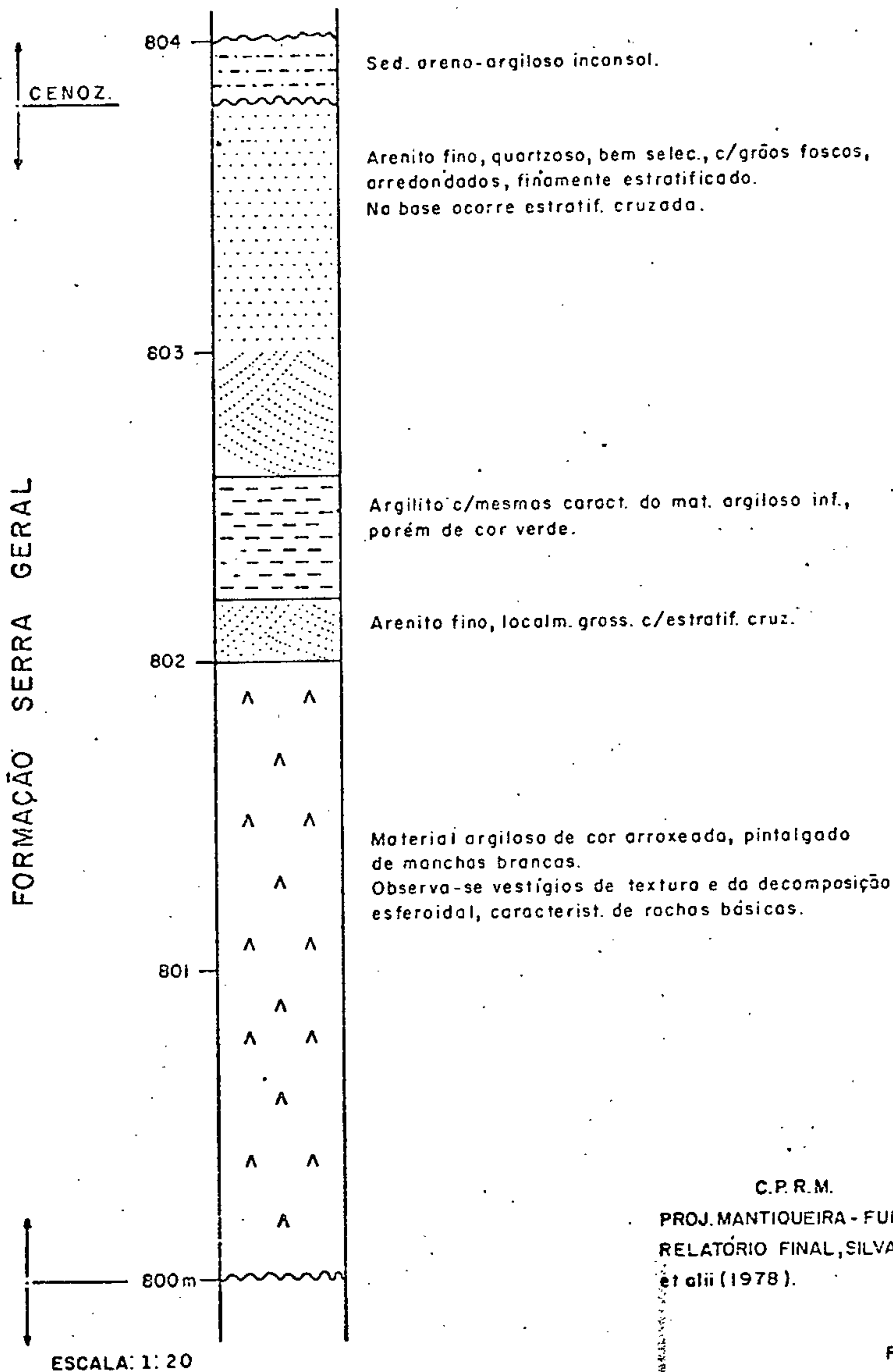
A Formação Serra Geral caracteriza-se por espessas ocorrências de rochas basálticas, toleíticas, de textura afa nítica, coloração cinza escuro a negra, amigdaloidal no topo dos derrames e com desenvolvimento de juntas verticais e horizontais (foto 59).

Intercalações de arenitos finos a médios, com estratificação cruzada tangencial, do "tipo Botucatu", ocorrem principalmente na sua parte basal. Na área ora em estudo, estas rochas, em geral, apresentam-se em avançado estágio de alteração (fig. 18).

Na área do Projeto, os níveis areníticos interder -

PERFIL LITOLÓGICO PEDREGULHO - RIFAINA, PRÓXIMO A IGAÇABA

ROCHAS ALTERADAS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL C/ INTERCALAÇÕES
DE NÍVEIS ARENÍTICOS (TIPO ARENITO BOTUCATU) INTERDERRAMES.



C.P.R.M.
PROJ. MANTIQUEIRA - FURNAS
RELATÓRIO FINAL, SILVA, J. N.
et alii (1978).

FIG. 18.

ramos ocorrem acunhados, com espessura maior atingindo cerca de 3 m, conforme observado na região de Pedregulho, em direção à Rifaina (foto 47). Já próximo a Igarapava esses corpos areníticos estão bastante silicificados, formando cuestas agudas com 6 m de espessura (fotos 48 e 49). No bordo sul do Chapadão da Zagaia, na estrada que vem do Estreito, estes arenitos interderrames alcançam 20 m de espessura, mostrando belíssimas estratificações cruzadas (fotos 50 e 51). Estas intercalações de arenito eólico "tipo Botucatu" também são muito frequentes ao longo do rio Sapucaí (fotos 52 e 53).

Soleiras e diques de diabásio, associados aos derrames são bastante comuns em toda a bacia. A distinção entre estas intrusivas e os derrames é de difícil obtenção, particularmente na zona de ocorrência da Formação Botucatu. Apenas identificou-se, na área do projeto, alguns "sills" de diabásio na região próximo a Patrocínio Paulista.

A composição química e mineralógica do magma basáltico (Sanford & Lange, 1960) é uniforme e constituída, principalmente, de plagioclásio, augita e piegmonita. Não foi identificada olivina.

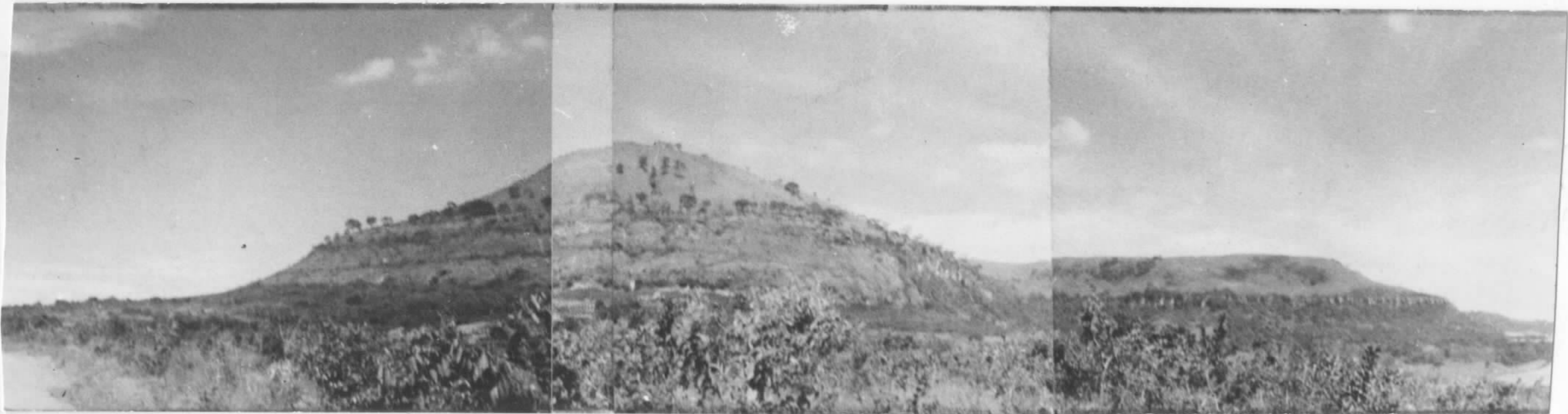
d) Espessura e Distribuição

Segundo Muhlmann et alii (1974), a Formação Serra Geral apresenta ocorrência generalizada na bacia; de acordo com o mapa de isópacas. Cobrindo aproximadamente 60% da área da Bacia do Paraná (em território brasileiro), a sua maior espessura medida foi de 1.529 m, no poço 2-PF-1SP, em Presidente Epitácio Pessoa, São Paulo.

Aproximadamente, 60% da área em estudo está repre-

FOTO 42 - Aspecto Morfológico do Planalto basáltico-arenítico da Formação Serra Geral, observando-se relevo suavemente ondulado com encostas simples e declives subverticais. Ocorrem níveis areníticos interrames.

LOCAL - Próximo a Pedregulho (SP).



sentada pelo planalto basáltico-arenítico da Formação Serra Geral, que é coberta apenas por sedimentos mesozóicos e cenozóicos em ocorrências irregulares, com espessura variando de 4 a 50 m.

e) Relações Estratigráficas

A Formação Serra Geral repousa discordantemente sobre os arenitos eólicos da Formação Botucatu. Os derrames de lavas tiveram início quando ainda perduravam as condições de sérticas da sedimentação Botucatu, conforme pode ser verificado através da presença de corpos areníticos eólicos ("tipo Botucatu") interderrames, na seção basal desta unidade.

O contato inferior da Formação Serra Geral com rochas mais antigas, é feito sobre discordância erosiva.

Na área do projeto, a Formação Serra Geral assenta ora sobre o embasamento, ora sobre os arenitos Botucatu. O seu contato superior, com a Formação Bauru, é também marcado por uma superfície de discordância (fig. 19).

f) Idade e "Ambiente de Deposição"

Amaral et alii 1966, (in Andrade & Soares, 1971) através de datações radiométricas atribuíram a idade de 110 a 125 m.a., correspondendo ao Cretáceo Inferior, para a Formação Serra Geral. Este período representa a principal fase de vulcanismo na Bacia do Paraná.

De acordo com Cordani & Vadoros 1967 (in Muhlmann et alii, 1974), os primeiros derrames na bacia já haviam se iniciado desde o Jurássico Superior.

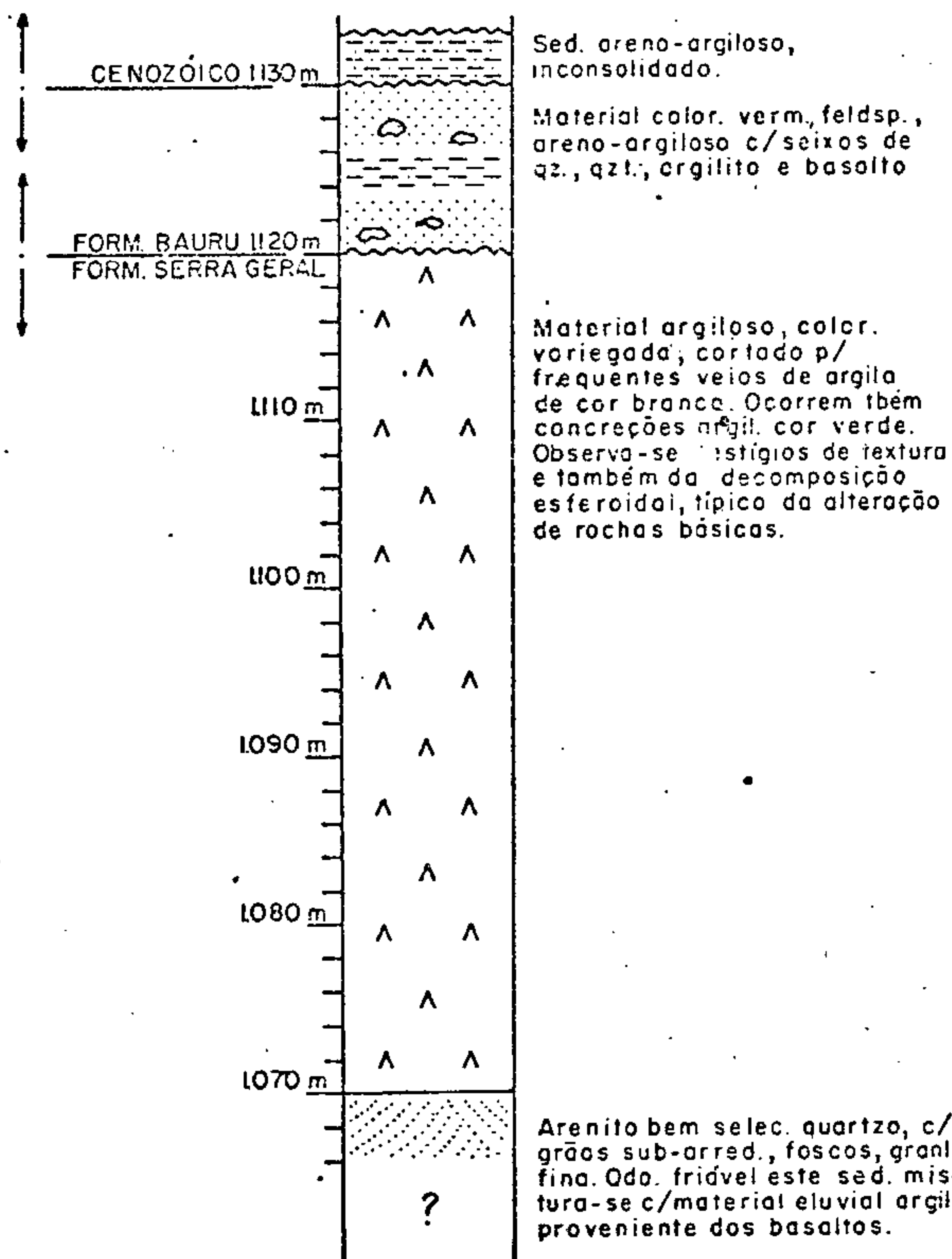
FOTO 47 - Observa-se a ocorrência de basaltos da Formação Serra Geral com níveis acunhados de arenito eólico "tipo Botucatu". Os basaltos estão bastante alterados representados por uma material de cor roxo-avermelhado muito argiloso, mostrando ainda vestígios de alteração esferoidal.

LOCAL - Rodovia Pedregulho - Rifaina (SP).



PERFIL LITOLÓGICO NA ESCARPA DA SERRA DE FRANCA; FRANCA (SP)

SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO BAURU EM CONTATO DISCORDANTE
C/ ROCHAS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL.



ESCALA: 1: 500.

C. P. R. M.
PROJ. MANTIQUEIRA - FURNAS
RELATÓRIO FINAL, SILVA, J. N.
et alii (1978)

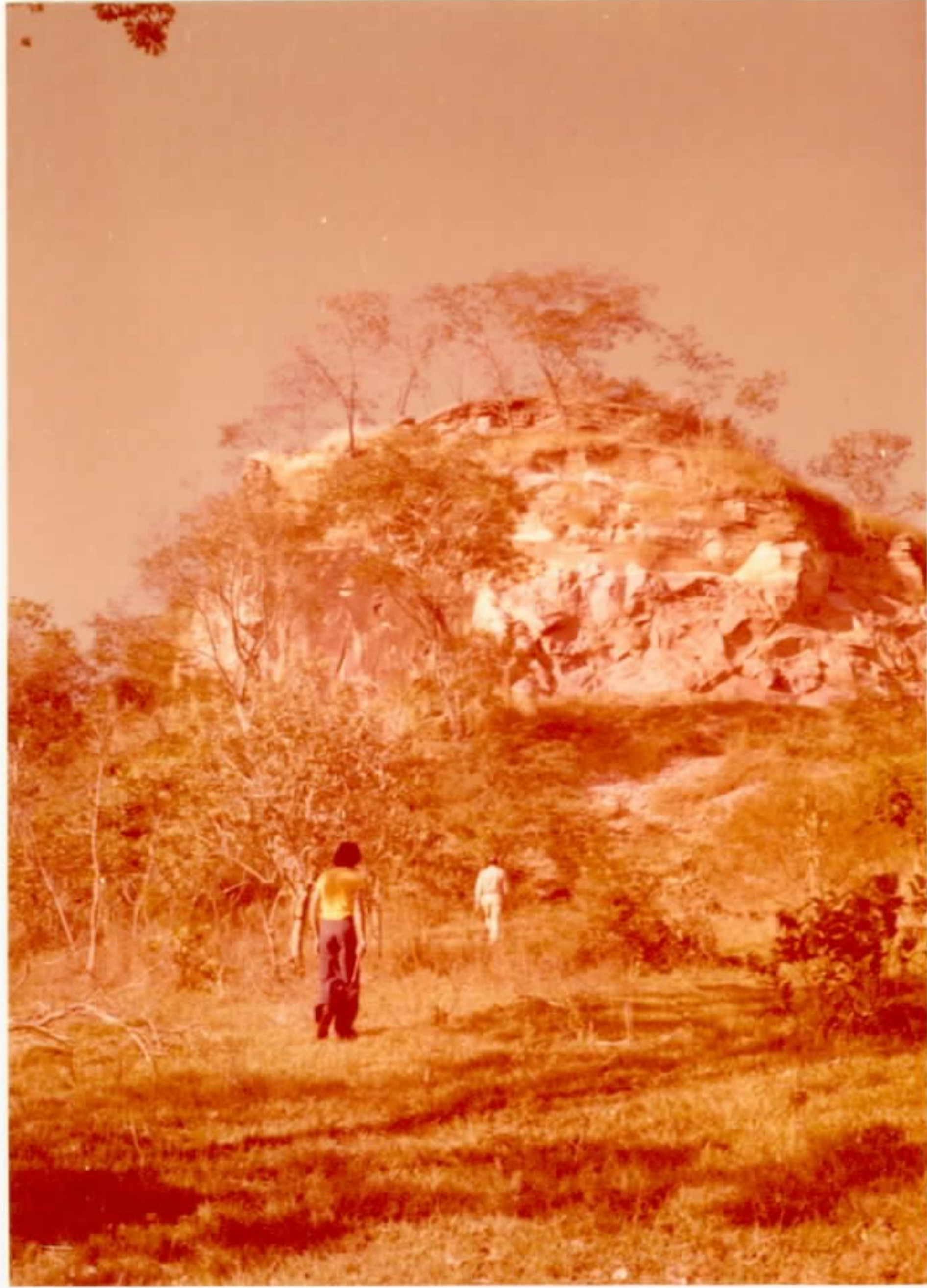
FIG. 19

FOTO 48 - Corpo arenítico interderrame bastante-silicificado em forma de cuesta aguda.

LOCAL - Proximidade de Igarapava (SP).

FOTO 49 - Detalhe dos arenitos da foto anterior-mostrando estratificação plano-paralela acentuada.

LOCAL - Proximidades de Igarapava.



Quando ainda não haviam cessado as condições desérticas de deposição da Formação Botucatu, a bacia foi submetida a um intenso vulcanismo de físsura, responsável pela deposição dos derrames da Formação Serra Geral.

Assim sendo, o ambiente desértico Botucatu manteve-se até as primeiras manifestações vulcânicas. Após os primeiros derrames, as areias continuaram a se movimentar, recobrando-os com finos e extensos lençóis de areia, originando os arenitos interderrames. Localmente, logo após as primeiras manifestações vulcânicas formaram-se sobre os derrames lagoas onde se depositaram siltes e argilas (Soares, 1974).

6.3.3.2 Formação Bauru

a) Definição e Histórico

Segundo Muhlmann et alii (1974) a Formação Bauru compreende a sequência suprabasáltica constituída de conglomerados, arenitos, argilitos e calcários de cores avermelhadas e rósea.

O termo Bauru foi introduzido na literatura por Campos (1905) sob a denominação de "Grés Bauru" referindo-se a seção cretácea do oeste do Estado de São Paulo.

Esta denominação teve aceitação generalizada desde sua proposição por Campos (1905), tendo sido agrupada segundo várias categorias estratigráfica, entre as quais, "Grés Bauru", série, grupo e finalmente Formação Bauru. Deve-se a Sanford & Lange (1960) esta designação.

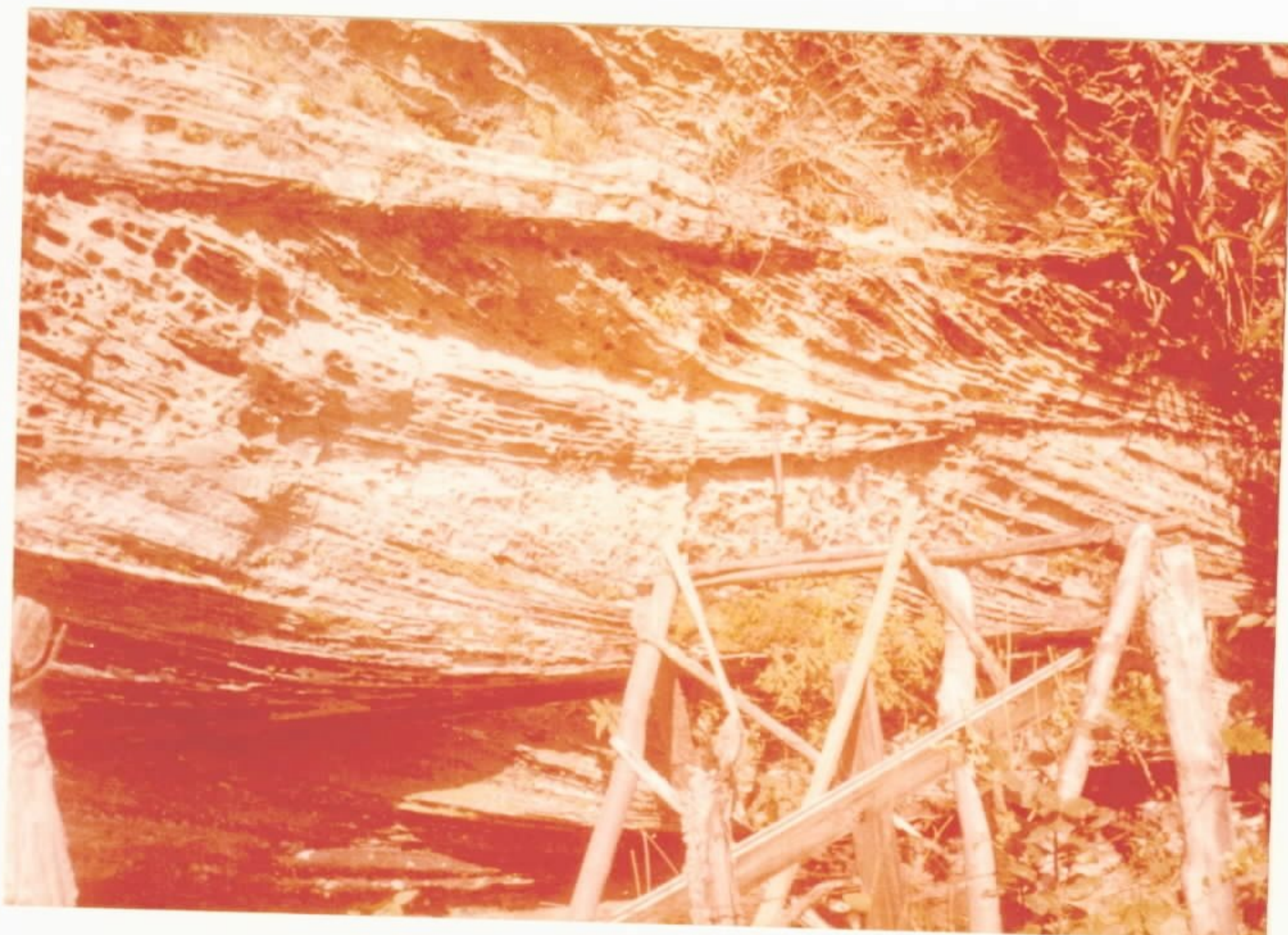
Almeida & Barbosa (1953) dividiram o Grupo Bauru em duas formações: uma inferior (Taquari) e outra superior (Marília).

FOTO 50 - Arenito interderrame ("tipo Botucatu")-
com espessura em torno de 20 m. A superfície de contato com os basaltos bastante alterados, da Formação Serra Geral é bem visível.

LOCAL - Borda sul do Chapadão da Zagaia (MG).

FOTO 51 - Estratificações cruzadas do tipo planar, tangenciais na base, presentes nos arenitos interderrames "tipo Botucatu".

LOCAL - Chapadão da Zagaia (MG).



Barbosa et alii (1970) propuseram uma subdivisão dessa formação em três facies, para a região norte de Uberaba.

Freitas, 1955 (in Muhlmann et alii, 1974) propõem a divisão desta unidade em dois membros: inferior (Taquari) e o superior (Bauru).

Muhlmann et alii (1974) empregam o termo Bauru como formação, sem divisões. Este conceito foi por nós o adotado.

b) Características Fotogeológicas

As observações aerofotográficas dos sedimentos Bauru mostram tonalidades essencialmente claras (branco a cinza claro) com relevo assimétrico, formando pequenas escarpas com pendentes abruptos. A cobertura vegetal é pouco desenvolvida, sendo constituída de campo sujo e cerrado. A drenagem está ausente e a erosão só é visível nos bordos escarpados - (aerofoto 04).

O contato com a formação sotoposta, Formação Serra Geral, é caracterizado por quebra negativa, evidenciado nas frentes de dissecação conforme ocorre na escarpa da Serra de Franca, em direção a Ibiraci.

c) Características Litológicas e Sedimentares

Esta unidade é constituída predominantemente por arenitos com ocorrência de conglomerado, siltito e mais raramente argilito (figs. 20 e 21). Os arenitos de coloração rósea, avermelhada e esbranquiçada são predominantemente feldspáticos. Com granulação média, às vezes, tornando-se grosseira ou conglomerática, estes arenitos têm cimento argiloso, não ocorrendo na área cimento carbonático. Os leitos siltico-ar-

FOTO 52 - Rochas basálticas da Formação Serra Ge
ral bastante alteradas, assentando so
bre corpos areníticos "tipo Botucatu".-
Capeando o conjunto ocorrem sedimentos-
cenozóicos.

LOCAL - Rodovia Franca-Batatais, margem do rio
Sapucaí (SP).

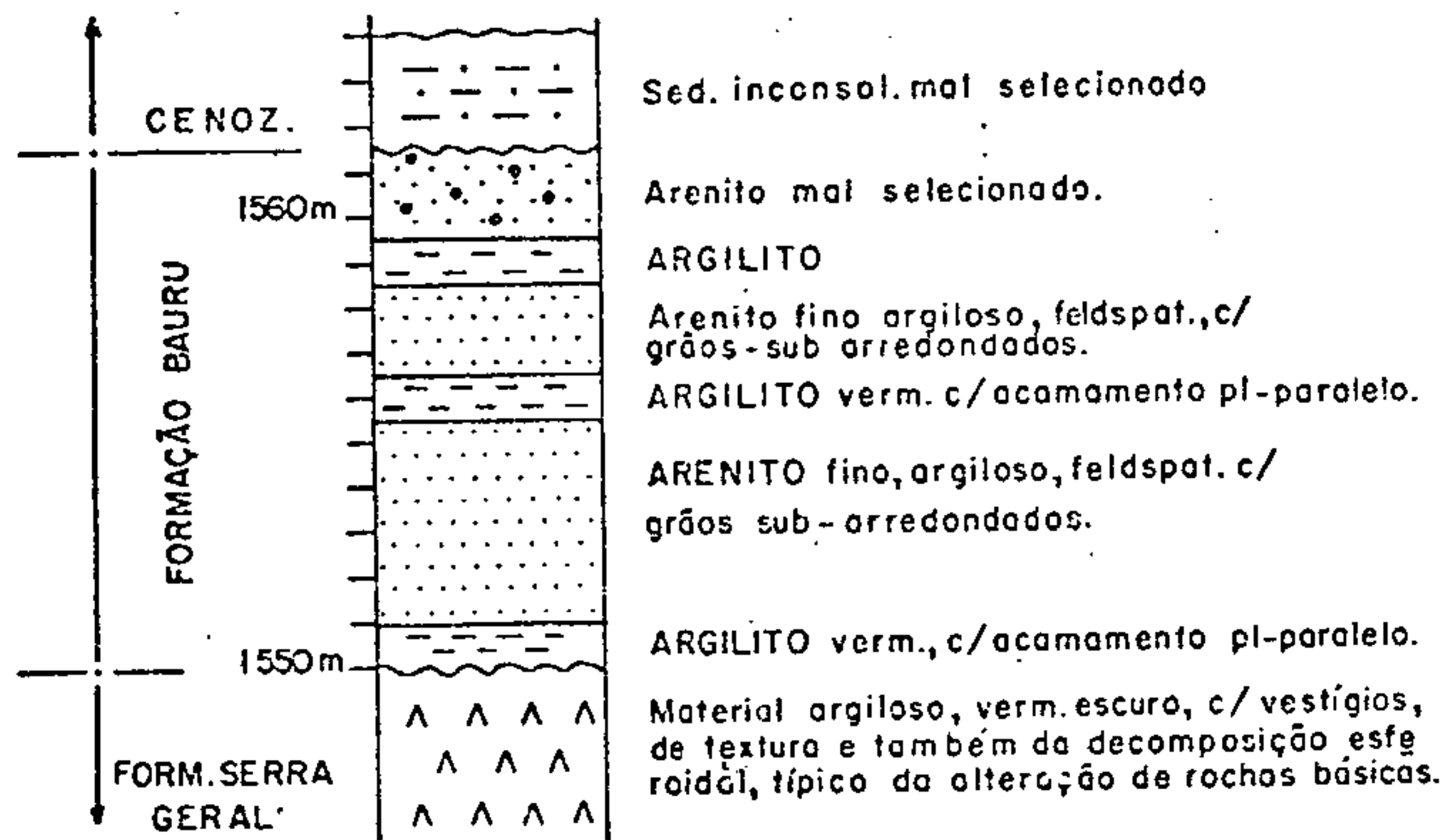
FOTO 53 - Detalhes da foto anterior, onde se ob
serva o basalto bastante alterado, com
colorações variegadas e mostrando ves
tígios da alteração esferoidal. Os are
nitos apresentam-se estratificados.

LOCAL - Rodovia Franca-Batatais, margem do rio
Sapucaí (SP).



PERFIL LITOLÓGICO PEDREGULHO - IGARAPAVA (S.P).

SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO BAURU EM CONTATO DISCORDANTE C/
ROCHAS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL.



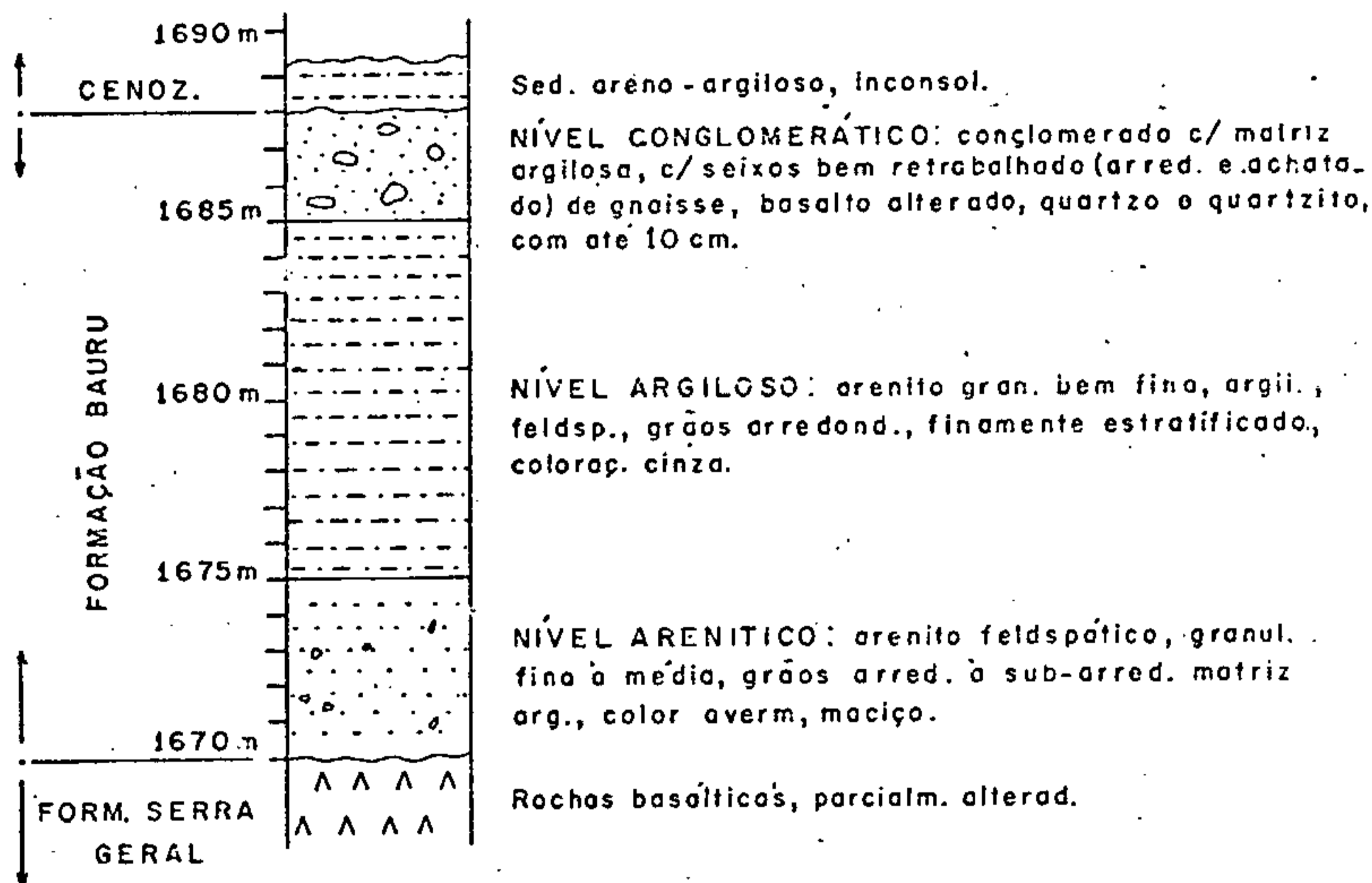
ESCALA : 1:250

C.P.R.M.
PROJ. MANTIQUEIRA - FURNAS
RELAT. FINAL, SILVA, J.N. et alii
(1978).

FIG. 20

PERFIL LITOLÓGICO PEDREGULHO - JERIQUEARA (S.P.)

FORMAÇÃO BAURU EM CONTATO DISCORDANTE COM ROCHAS DA
FORMAÇÃO SERRA GERAL



ESCALA: 1:250

C.P.R.M
PROJ. MANTIQUEIRA FURNAS.
RELAT. FINAL, SILVA, J.N. et alii
(1978)

gilosos intercalados, em geral maciços, contêm grãos de grnulação áreia, disseminados irregularmente. Os arenitos conglomeráticos e os conglomerados contêm frequentes seixos e matacões, atingindo até 15 cm de diâmetro. Os seixos são de formas e composição variadas, compreendendo os de quartzito, que são achatados e os de quartzo, argilito e basalto são mais arredondados (fotos 54 e 55).

d) Espessura e Distribuição

Na área em estudo, as principais e melhores exposições da Formação Bauru, estão situadas na região de Franca, Pedregulho e Jeriquara, com espessura aproximada de 10 m na região de Franca, atingindo valores em torno de 18 m em Pedregulho - Jeriquara (fig. 21). Considerando-se sua pequena espessura na área do projeto durante a confecção do mapa geológico, sua representação foi um pouco exagerada, propiciando assim uma melhor representação no mapa (foto 55).

Sedimentos pertencentes a esta unidade foram também identificados nas proximidades de Buritizal e no Chapadão da Zagaia, porém com espessuras inferiores aquelas registradas para as regiões citadas.

Segundo Muhlmann et alii (1974) a maior espessura obtida em perfurações, da Formação Bauru, foi de 222 m, encontrada na sondagem realizada pelo Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo, na localidade de Pirapozinho. Em superfície foi medida a espessura de 227 m nas proximidades de Poxoreu, Estado de Mato Grosso.

e) Relações Estratigráficas

FOTO 54 - Contato dos diabásios bastante alterados da Formação Serra Geral com sedimentos areníticos da Formação Bauru.

LOCAL - Escarpa da serra de Franca, Rodovia - Franca-Ibiraci.

FOTO 55 - Detalhes da Foto anterior observando-se os diabásios representados por um material argiloso de coloração variegada. Os sedimentos Bauru são areníticos variando de fino a médio, predominantemente - feldspáticos.

LOCAL - Escarpa da serra de Franca, Rodovia - Franca Ibiraci.



Sobreposta por sedimentos cenozóicos, a Formação Bauru, assenta discordantemente sobre a Formação Serra Geral.

f) Idade e Ambiente de Deposição

Estudos paleontológicos efetuados por Von Huene, baseando-se principalmente no gênero Titanosaurus, permitiu este autor atribuir idade do Cretáceo Superior para a Formação Bauru (in Muhlmann et alii, 1974).

As características litológicas aliadas ao conteúdo fossilífero, permitem a maioria dos autores admitirem uma deposição continental, em ambiente fluvial e lacustrino, geralmente de águas rasas e baixa competência, para estas rochas. A deposição realizou-se em condições de clima tropical a subtropical quente, com alternância de estações úmidas e secas.

A presença de conglomerados com seixos de argilito, sugere subsidência lenta e moderada com frequentes interrupções na sedimentação.

6.4 Cenozóico

6.4.1 Coberturas Detríticas Indiferenciadas

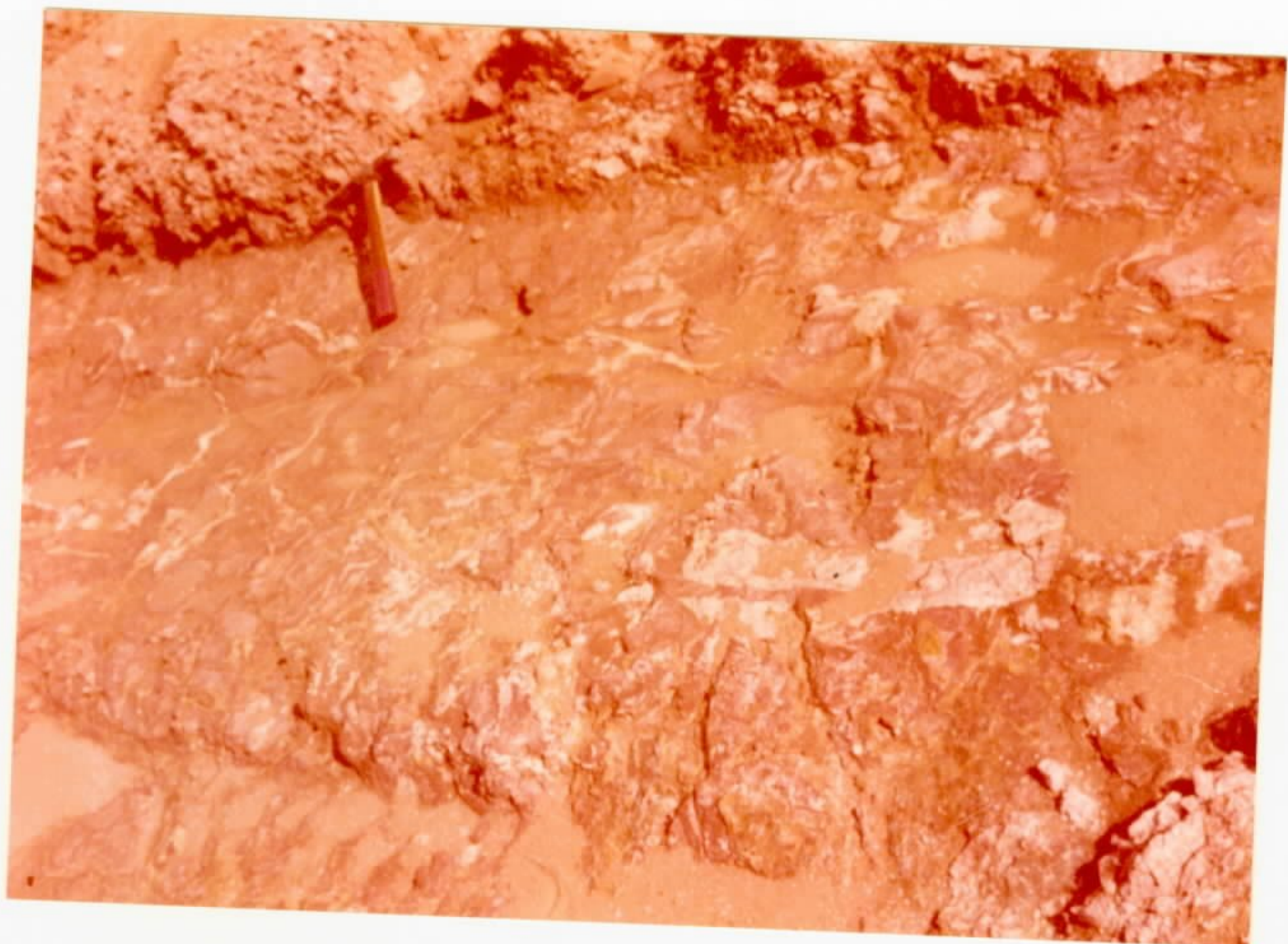
Na área da Bacia do Paraná, foram reconhecidas três níveis topográficos capeados pelos sedimentos cenozóicos. O nível situado com cotas em torno de 1.000 m a 1.100 m, na região de Franca-Pedregulho e Chapadão da Zagaia; o nível de cotas compreendidas entre 800 m e 900 m, bem distinto na região de Batatais, Brodosqui, Ibiraci e Patrocínio Paulista e o nível topográfico inferior, praticamente desenvolvido pelos rios Grande e Sapucaí, capeando o topo dos interflúvios

FOTO 56 - Contato do basalto alterado da Formação Serra Geral com sedimentos da Formação-Bauru.

LOCAL - Escarpa de Franca, Rodovia Franca-Ibiraci.

FOTO 57 - Detalhes da alteração esferoidal em rochas basálticas da Formação Serra Geral. Este material está em contato com sedimentos da Formação Bauru.

LOCAL - Escarpa da Serra de Franca, Rodovia Franca - Ibiraci.



numa cota de 500 m a 600 m, correspondendo a episódios locais.

Geralmente estas coberturas são representadas por sedimentos areno-argilosos, mal selecionados, pouco consolidados, de cor variando de amarelo-avermelhado a acastanhado, praticamente sem nenhuma evidência de estruturas sedimentares. Com bastante frequência, ocorre intercalado nestes sedimentos, um horizonte subsuperficial de seixos de composição variável. Na região de Franca, estes são de quartzo, basalto, e do próprio arenito Bauru.

Na região de Batatais-Brodosqui, a espessura desses sedimentos atinge valores em torno de quatro metros.

Em fotografias aéreas as coberturas cenozóicas caracterizam-se por extensos chapadões ligeiramente ondulados, com textura lisa e mosqueada. A vegetação é muito pobre com raros "capões de mata" e cerrado. A drenagem é praticamente nula (aerofotos 05 e 06).

Na folha Furnas estas coberturas estão no nível topográfico entre 700 m e 850 m e são encontradas com maior frequência capeando os interflúvios dos rios Samburá, Ajuda e Piúí, na região São Roque de Minas - Bambuí - Piúí; os interflúvios dos rios São Francisco e Bambuí, ao norte de Iguaçu; na região de Arcos - Lagoa da Prata e entre Cristais e Formiga.

Estas coberturas ocorrem amplamente nos domínios dos pelitos do Grupo Bambuí e esporadicamente em sítios, distribuídos aleatoriamente.

Na folha Divinópolis estes sedimentos detríticos ca

FOTO 58 - Aspectos morfológicos da área.

FOTO 59 - Afloramento de basalto da Formação Serra Geral, caracterizado por coloração escura, textura afanítica com desenvolvimento de juntas verticais e horizontais. Ocorrem drusas de ametista, localmente.

LOCAL - Rodovia Franca-Brodosqui.

peiam as rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico e estão situados em dois níveis topográficos: no de 700 m a 900 m, na faixa Divinópolis-Itaúna-Itaguara-Cláudio, onde se nota a maior concentração, e na região entre Igarapé e Azurita; e no de 950 m a 1.300 m, numa faixa restrita nas adjacências de Itatiaiuçu.

6.4.2 Aluviões

Nesta unidade estão englobados os sedimentos inconsolidados, argilosos, arenosos e cascalhos, encontrados ao longo dos principais rios e seus afluentes que drenam a região. Estes são mais expressivos bordejando os leitos dos rios Grande, a NW de Ituverava, a sul de Piuí e a sudeste de Formiga; São Francisco, onde corta a planícies da bacia do Grupo Bambuí; Baependi, nas imediações de Caxambu e no das Mortes, nas adjacências de São João del Rey.

Do ponto de vista econômico, os mais importantes estão localizados no alto rio São Francisco, onde desde há muito se explora seus cascalhos diamantíferos e no rio das Mortes, onde se garimpa ouro, cassiterita e monazita.

7. QUADRILÁTERO FERRÍFERO *

7.1 Série Rio das Velhas

Esta série foi definida por Dorr, Gair, Pomenere e Rynearson (1957, compreendendo as rochas xistosas metassedimentares e metavulcânicas, que ocorrem no Quadrilátero Ferrífero, e que são mais velhas que as da Série Minas.

Esta série é dividida em dois grupos, um mais antigo, chamado de Grupo Nova Lima, e um mais novo, chamado de Maquiné. Simmons e Maxwell, definiram o Grupo Tamanduá como sendo um terceiro e mais novo, pertencente também a esta série. Este último, entretanto, Dorr (1969), o considera pertencente à Série Minas.

Esta série possui uma grande variação estratigráfica e ocorre geralmente numa área em anticlinal. As suas rochas sofreram localmente forte metamorfismo, e, é bem provável que alguns granitos tenham sido derivados da granitização desta série, pois, localmente, as suas rochas gradam para granito-gnaisse (Dorr e Barbosa, 1963).

7.1.1 Grupo Nova Lima

A subdivisão deste grupo não foi conseguida durante o mapeamento executado por Dorr et alii, devido, principalmente à espessa cobertura de solo e saprólito

* Foi considerado um capítulo à parte, por se constituir uma compilação do trabalho executado por Dorr et alii, nesta região.

existente na área de sua ocorrência. Dorr, considera que as rochas deste grupo sejam equivalentes àquelas definidas por Ebert (1963), a sul e sudeste do Quadrilátero Ferrífero.

Várias foram as tentativas para a sua subdivisão. Matheson, quando estudou a região sul de Belo Horizonte e a norte de Itabirito distinguiu duas unidades; uma predominantemente quartzosa e outra predominantemente filítica. A quartzosa, que ocupa a parte central de uma sinclinal, seria a mais nova. Já Simmons (1968), mapeando a parte oeste do quadrilátero, distinguiu duas fácies pela presença da formação ferrífera e filitos ferruginosos, que seriam as rochas mais novas. Talbert (1964), distinguiu três divisões estratigráficas, quando estudou a área de Raposos e Morro Velho. Destas, duas eram formações ferríferas, que porém foi impossível dizer qual delas seria a mais velha. Outros autores não se manifestaram sobre a subdivisão deste grupo, e apenas se limitaram a mapear unidades litológicas.

Este grupo parece ser o mais velho da série. Gair (1962), mostrou que o Grupo Maquiné assenta discordante sobre ele na localidade típica do vale do Rio das Velhas. Porém, no vale do rio da Conceição, ele é indeterminado, porque os contatos são pobremente expostos e parecem ser por falhas em muitos lugares (Maxwell, 1962, e Moore, 1969). Também nas quadrículas de Antônio Pereira e Santa Rita Durão este contato não pôde ser determinado e apenas algumas relações estruturais sugerem que o Grupo Nova Lima seja o mais velho (Maxwell, 1962).

A sua base também não foi observada, devido não só a forte deformação como também a alteração que sofreram as rochas. Onde as rochas do grupo estão em conta-

to com as rochas graníticas, parece que estas últimas foram intrudidas.

Os tipos litológicos, segundo Gair, 1962, que teve oportunidade de estudar testemunhos de sondagens próximos às minas de ouro, são constituídos de quartzo-sericita xistos e filitos, quartzo-clorita-sericita xistos, filitos, xistos carbonáticos, quartzo-biotita xisto, xisto feldspático, filito grafitoso, xisto ferruginoso e xistos metavulcânicos. E, além destes, ainda foram reconhecidos uma facies carbonática, uma formação ferrífera, quartzito, grauvasca, quartzito dolomito, quartzo ankerita, sericita-quartzito xisto e conglomerado xistoso. No distrito de Itabira foi encontrado um meta-arcósio. Muitos dos talco-xistos e talco-filitos do Grupo Nova Lima provavelmente produtos de alteração de rochas ultramáficas intrusivas, são chamados de pedra sabão.

As rochas dominantes são filitos cloríticos, clorita xistos, quartzo-clorita xistos, quartzo sericita filitos, xistos e sericita quartzito. Estas rochas possuem intercalações de filito ferruginoso e formação ferrífera, cujos contatos são gradativos. Estas rochas são de granulção fina, exceto próximo às aurelas metamórficas. Passam, gradativamente, de uma para outra, e representam, sem dúvida, sedimentos argilosos pobremente selecionados com mistura de material vulcânico.

Os filitos e xistos no Grupo Nova Lima (Gair, 1962), tem como maior constituinte o quartzo, e apresentam sericita, moscovita, biotita e, em algumas amostras, aparece fuchsite. A clorita é o mineral dominante em alguns locais e, subordinado em outros. O plagioclásio sódico quase que chega a ser raro. Ocorrem como acessórios a turmalina

na, epidoto, grafita, magnetita, carbonatos e sulfetos.

No distrito de Itabira, também ocorre um metaarcócio de granulação grosseira e alto grau de metamorfismo. Nestes são encontrados granadas e andalusita.

As rochas metavulcânicas descritas por Gair, são constituídas principalmente por clorita xistos, com alguma hornblenda, epidoto, clinozoisita e, subordinadamente, plagioclásio sódico e quartzo, indicando a sua origem de rochas máficas. Dorr e Barbosa (1963), acreditam que as rochas da região de Itabira sejam metatulhas. As rochas de Congonhas (Guild, 1957), que fazem parte dos xistos verdes, também são ricas em clorita, epidoto, zoisita, clinozoisita e hornblenda são semelhantes às rochas descritas por Gair que também possivelmente, representem metavulcânicas.

A abundância de clorita, clorita xistos e filitos, mostram ser grande a influência vulcânica no Grupo Nova Lima, porém o elevado grau de decomposição das rochas não permite a separação delas. A variação de composição destas rochas, demonstra que a contribuição vulcânica foi muito misturada com o material sedimentar, antes e depois de sua sedimentação.

A formação ferrífera ocorre em finas lentes descontínuas. Elas são encontradas no distrito de Itabira, de Belo Horizonte e na área a sul de Lafaiete. Próximo a Nova Lima, no vale do rio Conceição e na área a norte de Gandarela, estas lentes, com dezenas de metros, podem ser observadas por vários quilômetros. Porém, no distrito de Itabira, na área de Congonhas, a sudoeste de Caeté e este de Mariana, elas têm de poucos centímetros a mais de dez metros.

As lentes se repetem, e o seu número é difícil de se dizer, devido principalmente à complexidade estrutural da área.

Todas as amostras da formação ferrífera deste grupo, tiradas abaixo da superfície de oxidação, mostram a facies carbonática ou a facies carbonática-magnética, com um conteúdo de quartzo de cerca de 38 a 60% na rocha inalterada. Os filitos grafitosos e carbonosos, são intimamente associados com a facies carbonática das formações ferríferas.

Em alguns lugares, bandas da formação ferrífera gradam, com grande aumento de material aluminoso e com decréscimo de quartzo e ferro, ao filito ferruginoso. Gair, 1962, associa a formação ferrífera, da facies carbonática, com as rochas metavulcânicas, o que não se observa na Série Minas. Este autor ainda descreve uma rocha peculiar, com aparência de rocha carbonática, parecida com dolomito, associada a um xisto de composição similar. Ela consiste de um mosaico de quartzo e carbonato, um pouco plagioclásio, clorita, grafita e ocorre em lentes descontínuas. Tem-se dúvida quanto à origem sedimentar desta rocha. Os quartzitos são muito impuros, parecendo quartzo-sericita xistos, e ocorrem próximos a Sabará e Caeté. Na estrada de Rio Acima para Itabirito, Wallace em 1963, observou um quartzito cinza verde com clorita e sericita, mostrando muito bem estratificação cruzada. Para oeste desta, as estruturas primárias estão obliteradas por cisalhamentos, e a rocha torna-se bastante xistosa.

Muitas das rochas xistosas deste grupo, são quartzosas, e gradam para um quartzito impuro ou a um quartzo-mica-xisto, ao longo da sua direção. Os metacherts

e quartzitos brancos, puros e finos, gradam lateralmente para a formação ferrífera em muitas localidades.

Os conglomerados nesta série são raros, porém, na rodovia Rio-Belo Horizonte (Pomerene, 1964), ocorre uma grande exposição desta rocha. Existe aí, um contato brusco entre um filito decomposto de cor vermelha e o conglomerado. Este tem seixos de até 50 cm, bem arredondados, em matriz filítica, e na qual constituem entre 20 a 80%. Os maiores seixos são de quartzito e quartzo de veio, e os outros, sempre menores, são de quartzo esfumado, filito, xisto e rocha gnáissica. Os seixos menores são orientados segundo a foliação. Está sobreposto por filito cinza, e pequenas lentes, mas espessas de quartzito puro com fuchsite. Esta ocorrência é a única na série e Dorr, atribuiu para ela uma origem sub aquosa.

São comuns ainda filitos grafitosos e xistos calcíferos, de cor cinza a negra e de granulação muito fina.

As rochas do Grupo Nova Lima, tanto de origem sedimentar como vulcânica, sofreram metamorfismo dinâmico e de contato, que obliteraram as estruturas primárias das rochas. Nas zonas de contato com os granitos, existem bandas de xistos com granada e estaurolita. No distrito de Itabira, Dorr e Barbosa (1963), descreveram a transição de um biotita xisto para um granito gnáissico também a biotita. A foliação de ambas as rochas é concordante, os contatos cortam as estruturas e a rocha granítica é em parte formada das rochas do Grupo Nova Lima. Reeves (1966), no distrito de Monlevade, considera os gnaisses Monlevade formados a partir das rochas da Série Rio das Velhas, devido a presença nestes

de lentes da formação ferrífera, dos quartzitos e dos anfíbolitos. No centro da quadrícula de Gandarela, ocorrem lentes da formação ferrífera intercaladas em folhelhos e argilitos de baixo grau de metamorfismo.

7.1.2. Grupo Maquiné.

Para a separação do Grupo Maquiné e Nova Lima, Dorr (1969), supõe que localmente exista uma discordância fracamente angular, mas que geralmente o contato é gradativo, e as suas rochas foram depositadas em região de baixo relevo.

Este grupo é dividido nas formações Palmital (Rourke, 1958) e Casa Forte (Gair, 1962), respectivamente inferior e superior. Esta divisão só é válida, apenas, numa extensão de 20 km, na sinclinal de Vargem do Lima, no vale do Rio das Velhas. Em outras partes do Quadrilátero Ferrífero foi impossível mapeá-las.

A Formação Palmital, inferior do Grupo Maquiné, consiste principalmente de quartzito sericítico, filito quartzoso e filitos em finas camadas, intercaladas nos quartzitos. Esta formação está sobreposta ao Grupo Nova Lima, com uma discordância angular local e, em algumas partes é concordante. A separação desta formação é feita pelo aparecimento de leitos quartzosos. Gair, entretanto, encontrou neste contato um conglomerado, que o considerou discordante e com baixo ângulo. Já Dorr, próximo a Gandarela, interpretou-o como sendo gradativo.

O contato com a formação superior do grupo é gradativo e marcado pelo aparecimento de um conglomerado ou de leitos conglomeráticos.

A Formação Palmital desaparece no flanco oeste da sinclinal de Vargem do Lima, próximo a Rio das Pedras, e a sudoeste desta, a Formação Casa Forte, superior, está em contato com o Grupo Nova Lima. As lentes de quartzito variam de poucos metros, a mais de 15 metros de espessura e com o comprimento de poucos metros a milhares. São grosseiros, e em alguns lugares, possuem 15% de grãos angulares de quartzo, em matriz de quartzo muito fina com 12% de sericita. Gair, (1962), cita também a presença de grauvacas e cloritóide, o qual ocorre em rosetas nos quartzitos.

A Formação Casa Forte foi definida por Gair, (1962), e separada da formação anterior pela presença de leitos de conglomerado. É mais quartzosa, menos filítica e sericítica. Assenta concordantemente sobre a Formação Palmital, e também sobre o Grupo Nova Lima. É constituída de quartzitos maciços ou xistosos, com sericita ou clorita, de conglomerados com pouca sericita, clorita xistos e filitos. Apresentam conspícua estratificação cruzada. Onde ela é mais finamente aleitada, os quartzitos afloram em cristas, parecendo os afloramentos do quartzito Moeda e Itacolomi. Tem cores branca e marrom, dependendo dos minerais acessórios. - Contém seixos bem arredondados de quartzo de veio e pequenos fragmentos de quartzo angulosos. Os quartzitos apresentam estruturas de escorregamento e microaugen. Os grãos angulosos de quartzo ocorrem na massa fina de quartzo. As zonas de conglomerado são lenticulares, mas podem ser seguidas às vezes por vários quilômetros. São geralmente marrom escuros, seus afloramentos dão escarpas pequenas e cristas lineares. Consiste de seixos de quartzo de veio, de filito, da formação ferrífera e quartzito. Os seixos são alongados, resultado do "stress" tectônico nos seixos plásticos, mas podendo

ter muitos deles já com esta forma originalmente. O cloritóide está presente tanto nos conglomerados como nos quartzitos.

Este grupo nem sempre é mapeável, segundo as divisões apresentadas. Em algumas quadrículas ele não foi dividido, e a sua rocha característica é um quartzito com clorita, pirita e sericita, ou é um quartzito puro que localmente contém cloritóide. São sempre conglomeráticos. Alguns clorita xistos, quartzo-clorita xistos e filitos ocorrem na sua base.

A parte sudoeste da quadrícula de Capane ma, continuação da sinclinal de Vargem do Lima, é composta de rochas xistosas que correspondem à Formação Palmital, e são mapeadas como Grupo Maquiné indiviso. São contínuas com as rochas mapeadas por Maxwell, na quadrícula de Rio das Pedras. Na localidade tipo da sinclinal de Vargem do Lima, o Grupo Maquiné é contínuo com as rochas mapeadas deste grupo, e indiviso nos flancos a norte e oeste da serra do Caraça, ou a sudeste deste alinhamento.

Na extensão sudeste da sinclinal de Vargem do Lima as rochas são similares às da Formação Casa Forte. Tem leitos de conglomerados com cloritóide, clorita e mostram estruturas microaugen. Estão extremamente cisalhadas. Porém, aí não ocorrem seixos da formação ferrífera descritas por Gair e Dorr.

As rochas mapeadas como Grupo Maquiné indiviso, na serra do Caraça, possuem tipos litológicos diferentes, possivelmente devido ao cisalhamento que é menos extenso aí. Os quartzitos são mais maciços ou são xistosos e, localmente, contém clorita e pirita. Os verdadeiros conglomerados não são comuns. Próximo da base, Moore e Maxwell,

encontraram um xisto quartzoso clorítico e sericítico, marrom, cinza e verde, e em alguns locais, com seixos esparsos de quartzo de veio. É coberto por uma seqüência de quartzito clorítico e sericítico, com muita pirita, Maxwell, descreve também aí grauvacas e subgrauvacas.

Este grupo é metamorfoisado na facies xisto verde com cloritóide e cianita nas áreas de máximo "stress".

Na sinclinal de Vargem do Lima, a forte orientação resultou do metamorfismo dinâmico que destruiu a maior parte das estruturas primárias. Apenas localmente, como na serra do Caraça, onde é menos deformada, ainda se pode observar o acamamento e a estratificação cruzada.

7.2. Série Minas

Esta série, desde a sua definição por Derby (1906), tem sido dividida em vários grupos e formações. Dorr et alii, em 1969, integrando os dados obtidos pela sua equipe, reuniu nesta série três grupos com nove formações e incluindo também nesta série, o Grupo Tamanduá, tido como pertencente à Série Rio das Velhas, por Simmons e Maxwell (1961).

Esta série diferencia da sua inferior, pelas suas formações tabulares e pela constância litológica por grande extensão lateral. As rochas sedimentares desta série são bem diferenciáveis, exceto nas suas formações superiores.

É composta de quatro grupos, sendo que os dois inferiores possuem formações clásticas, cada uma separada por discordância. Estes são superpostos por um terceiro,

composto de formações de origem química ou bioquímica, e o quarto compõe-se de cinco formações clásticas, das quais a mais superior é pouco diferente das outras.

O contato desta série com a subjacente é estrutural e estratigraficamente discordante, mas a sua amplitude é difícil de se dizer com precisão. Esta discordância foi primeiramente mostrada por Rynerson, Pomerene e Dorr em 1954, no platô da serra da Moeda e no lado sul da serra do Curral. Na quadrícula de Itabirito, as rochas do Grupo Nova Lima tem direção ortogonal com as da Série Minas, onde as lentes da formação ferrífera são perpendiculares a serra do Curral.

Ao longo da serra do Itabirito, e em outras localidades, onde a discontinuidade foi observada, estas duas séries também têm locais em que são concordantes, mostrando que as rochas pré-Minas estão pouco dobradas. Em outras áreas, como na parte este da sinclinal do Gandarela, perto do eixo da anticlinal de Mariana, e a sul da serra da Piedade, o acamamento do grupo Nova Lima é obscuro e a foliação é essencialmente paralela ao acamamento da Série Minas.

A facies metamórfica da série, varia da facies xisto verde para anfibolito-almandina e aumenta bastante de sudeste para este. Esta variação depende da proximidade aos corpos graníticos mais jovens. Certas formações foram metamorfizadas a granito-gnaisses e, em muitos lugares, as deformações por falha são tão grandes que mascaram as estruturas primárias.

7.2.1 Grupo Tamanduá

Este grupo foi definido por Simmons e Maxwell (1961), compreendendo quartzitos, xistos argilosos e quartzosos, filitos e itabiritos dolomíticos, estratigraficamente situados entre o Grupo Maquiné, da Série Rio das Velhas e o Grupo Caraça, da Série Minas.

Originalmente, foi dividido em quatro formações pelos autores citados. Entretanto, Simmons, em 1968, reuniu três delas em uma só, sem nome. A quarta denominou de quartzito Cambotas o qual cobre camadas compostas de filito e formação ferrífera e é mapeado apenas em áreas restritas.

As rochas deste grupo são bastante semelhantes às rochas de região vizinha, e não podem ser seguidas continuamente por longo trecho, a partir da localidade tipo. A sua situação estratigráfica é obscura, devido ao metamorfismo, falhamento, erosão e as coberturas de formações mais recentes.

7.2.1.1 Quartzito Cambotas

O denominado quartzito Cambotas inclui quartzitos propriamente dito, e os filitos e quartzos xistos da base do grupo. Estes quartzitos formam caracteristicamente escarpas abruptas, como nas serras do Tamanduá, das Cambotas e do Caraça. Este quartzito assenta sobre granito e gnais, com contato metassomático, nas quadrículas de Barão de Cocais e Santa Bárbara. Para oeste, Moore mapeou uma discordância entre estas rochas e o Grupo Nova Lima, provada pela presença de rochas conglomeráticas com fragmentos da formação ferrífera finamente bandada. Simmons e Maxwell (1961), mostraram que o grupo Tamanduá, próximo à localidade tipo,

cobre o Grupo Nova Lima também discordantemente.

O quartzito Cambotas afina abruptamente para oeste da serra Geral e desaparece a poucas centenas de metros, onde a estrada de Congo Soco para Caeté-Barão de Cocais atravessa a serra.

Na serra do Caraça, segundo Maxwell, a rocha é geralmente um quartzito puro com pouca quantidade de sericita, moscovita, clorita, clinzoisita e cianita. A cianita é presente somente em zonas de intensa deformação. Apresenta também seixos de quartzito e, em algumas camadas tem estratificação cruzada. Tem finas intercalações de filito sericítico quartzoso. Na serra das Cambotas, o tipo litológico é semelhante, porém não existe clorita e clinzoisita. Nesta serra o aspecto principal é a conservação das estruturas sedimentares, como marcas de ondas e estratificação cruzada. Estas estruturas são preservadas apesar de terem sido muito deformadas, donde resultaram texturas microaugen. Na serra do Tamanduá, o aspecto é aparentemente similar.

Simmons, encontrou em Cocais esse quartzito fortemente metamorfizado, a sua passagem para as rochas graníticas, pode ser vista a oeste da estrada de Barão de Cocais, a norte da serra do Tamanduá, onde ocorre isolado nas regiões de gnaisses. Böhlau (1952), correlacionou estes quartzitos com os da Série Minas, devido à presença de feldspatos, porém Maxwell, também cita a presença deste mineral em algumas rochas de origem sedimentar em outras similares, como produto de metamorfismo.

7.2.1.2. Formação Sem Nome

Esta formação assenta sobre o quartzito Cambotas nas quadrículas de Congo Soco, Santa Bárbara, Co-cais, Santa Rita Durão e Catas Altas. É constituída, de cima para baixo, de filitos xistoso, dolomito e formação ferrífera. A parte inferior é uma unidade filítica e quartzo-xistosa. Nestas rochas, a mica branca é secundária, em relação ao quartzo e pequenas quantidades de clorita, são presentes. A maior parte da formação ferrífera, na localidade típica é filítica, itabirito-dolomítica ou filito-dolomítica.

O contato desta formação com o quartzito Cambotas é por falha, e de difícil observação em muitos lugares. Já com o Grupo Caraça, Simmons (1969), acredita ser estruturalmente concordante, onde foi possível observá-lo.

A serra de Ouro Branco é uma grande massa isolada de quartzito, a qual Simmons e Maxwell (1961), e Dorr correlacionaram ao quartzito Cambotas do Grupo Tamanduá. Esta é composta de quartzitos brancos e cinzas, sericíticos. A sul faz contato os gnaisses, em parte formados por metassomatismo do Grupo Nova Lima e com discordância angular. Este quartzito mergulha para este na serra do Tamanduá e abruptamente para oeste na serra Geral.

O quartzito da serra de Ouro Branco é constituído, de acordo com Johnson, de grãos grosseiros, sericítico e é de cor branca a cinza. Os grãos de quartzo são bem arredondados, ou anguloso próximo aos falhamentos, e estão envoltos em matriz fina cataclástica e sericítica. Tem localmente hematita, magnetita, zircão e feldspato. Aparecem esporadicamente seixos arredondados de quartzo e quartzito,

com 10 cm de comprimento e, mais freqüente, de apenas centímetro. Existem também seixos de quartzitos e filitos. Johnson, encontrou uma camada de 5 cm de espessura de conglomerado com os seixos orientados segundo o acamamento.

O acamamento do quartzito é mascarado pela xistosidade, que pode cortá-lo com ângulo forte. As diferenças das camadas litológicas, mostram o acamamento e estas podem ser espessas ou delgadas. A estratificação cruzada é difícil de ser identificada devido à forte foliação.

O quartzito da serra do Ouro Branco foi correlacionado ao quartzito basal da Série Minas por Harder e Chamberlin em 1915, e por Guild em 1957. Já Guimarães o correlacionou com a Série Itacolomi, em 1931 e Johnson, em 1962, o fez com o quartzito Cambotas, baseado só nos seus aspectos litológicos, mas concorda que poderia ser Itacolomi, considerando as suas relações estratigráficas. Este último tem mais semelhança com o quartzito Cambotas do que com o Moeda. A falta de clorita e a sua relativa pureza sugere que a rocha não pertença ao Grupo Maquiné.

7.2.2. Grupo Caraça

O Grupo Caraça, como estabelecido por Dorr, Gair, Pomerene e Rynearson (1957), engloba as rochas clásticas separadas pela maior discordância observada no Quadrilátero Ferrífero, e sobrepostas pelos sedimentos químicos do Grupo Itabira. Esta nova definição inclui no grupo o quartzito Caraça e o filito Batatal, de Harder e Chamberlin.

O xisto Batatal foi chamado de Formação Batatal por Maxwell em 1958, pela sua predominância filítica

O quartzito basal foi denominada por Wallace em 1958, de Formação Moeda, devido a sua ocorrência na serra deste nome, onde a estrutura é simples e onde não pode haver dúvida quanto a sua posição estratigráfica, em relação às outras rochas da Série Minas e do Grupo Nova Lima.

Maxwell, observou que os quartzitos da serra do Caraça, eram diferentes daqueles abaixo da Formação Batatal. Neste mesmo tempo Simmons notou, nas quadrículas de Santa Bárbara e Cocais, ao norte, que o quartzito desta serra eram semelhantes aos existentes na serra das Cambotas e Tamanduá. E que aí duas zonas com filitos e uma formação ferrífera eram separadas do quartzito da serra, por uma fina zona filítica e quartizítica, as quais correlacionou com as Formações Moeda e Batatal.

O Grupo Caraça compreende aos quartzitos e filitos sobrepostos, concordantemente, pelos sedimentos químicos do Grupo Itabira, e que cobrem também, concordantemente, os quartzitos e filitos do Grupo Tamanduá. Comumente estes quartzitos cobrem em discordância angular e erosional; as rochas da Série Rio das Velhas.

Dorr em 1969, separou o Grupo Tamanduá do Grupo Caraça, devido ao fato que os sedimentos do primeiro são lenticulares, enquanto os do segundo são acamadados, o que justifica supor um intervalo erosional.

7.2.2.1 Formação Moeda

São reconhecidas duas facies na Formação Moeda. Uma mais grosseira, que é a mais expressiva na morfologia e, uma mais fina, que é menos saliente. Esta última,

em muitos lugares é difícil de separar da Formação Batatal, devido às suas pobres exposições, e em muitas áreas foi mapeada juntamente com o Grupo Caraça. A passagem de uma facies para outra geralmente é brusco.

A facies grosseira ocorre na base da serra da Moeda, próxima da serra do Curral, na sinclinal do Gandarela e na serra do Ouro Fino. A facies fina ocupa as extremidades das ocorrências da facies anterior e geralmente, tem espessura menor. É composta de quartzito, conglomerado e filito. Os quartzitos são geralmente ortoquartzitos, entretanto, próximo sempre tem grandes quantidades de sericita e moscovita. São cataclásticos, apresentam texturas microaugen em muitas localidades, e tem os grãos maiores angulosos. Onde os constituintes da rocha podem ser distinguidos, o tamanho dos grãos varia em ambas direções das camadas.

Os quartzitos contém variada quantidade de óxido de ferro, que em muitos lugares, está concentrado nos planos de cisalhamento ou acamamento. É impossível nestes casos, se dizer quanto do ferro foi movimentado, recristalizado, durante o metamorfismo e pelo metamorfismo e pelo metassomatismo que a rocha foi sujeita. Pela mesma razão é difícil dizer quanto feldspato detrítico existia na rocha original. Este último mineral é muito abundante próximo aos corpos graníticos, onde também aparece turmalina.

Os conglomerados são característicos da fração grosseira. O basal, tem seixos angulosos e fragmentos dos filitos do Grupo Nova Lima, junto com os seixos arredondados de quartzito de veio, de quartzito de origem duvidosa, raramente aparecem os de anfibolitos. Este conglomerado é uma excelente evidência da discordância entre as duas séries

Não são encontradas nas lentes de conglomerado mais altas da seção, seixos de granitos, anfibolitos, gabros e outras rochas similares.

Em todos os leitos conglomeráticos os seixos de quartzito e quartzos variam de dimensão, de até 40 cm. As suas lentes geralmente são erráticas, porém na serra da Moeda elas persistem por uma extensão de 10 km na base do quartzito, cobrindo um membro filítico no meio da formação.

Os filitos ocorrem intercalados na fácies grosseira da Formação Moeda, em lentes de variadas dimensões. Onde estas intercalações têm grande ocorrência, elas são mapeadas como membro, como acontece na sinclinal do Gandarela. Entretanto, porém, estas lentes têm poucos metros de espessura.

Na fração fina não ocorrem as lentes conglomeráticas, porém isoladamente tem seixos de quartzito. Estes são muito finos e em muitas localidades são de filito. Próximo a Ouro Preto, estes quartzitos são bastante uniformes e puros.

7.2.2.2. Formação Batatal

Esta formação, anteriormente denominada de xisto Batatal por Harder e Chamberlin (1915), consiste principalmente de filito, metachert, formação ferrífera e filito grafitoso.

Em muitos locais a Formação Batatal assenta abruptamente sobre a Formação Moeda, porém onde ambas as formações são finas e a Formação Moeda é argilosa, este

contato inferior é gradativo e elas não podem ser separadas. O contato superior pode ser concordante ou gradativo com as rochas do Grupo Itabira.

Ela ocorre na parte central do Quadrilátero Ferrífero, mas nem sempre foi separada dos filitos da Formação Moeda, como é o caso da área de Congonhas. Nesta região, ela falta em muitas localidades, e só na região de Ouro Preto é que vai aparecer com boas exposições. A oeste da serra do Curral, Simmons, aponta uma ocorrência desta formação com 30 m de espessura e na parte este, uma ocorrência fina, porém mais contínua. Na parte central ainda desta mesma serra, entretanto, ele aponta uma espessura que chega a ter 100 metros.

A Formação Batatal é constituída de filito sericítico, particulatmente na parte central da região onde esta formação e a Formação Moeda são finas, o conteúdo de quartzo aumenta. Localmente, contém clorita, grafita e material carbonáceo. Existem lentes de quartzito branco, fino, equigranular, intercalados nesta formação, como se observa na serra do Curral, na quadrícula de Belo Horizonte, de Lagoa Grande e no distrito de Itabira. Estas lentes são interpretadas como lentes de metachert, que em um túnel na quadrícula de Lagoa Grande verificou-se passar para formação ferrífera. Na estrada de Congo Soco para Caeté, finas zonas de metachert e filito em bandas, de centímetro ou menos, se alternam. Os filitos têm alguma hematita e a seqüência gradativa para o Itabirito Cauê. Esta formação também contém grafita e filito carbonáceo. Lentes finas de formação ferrífera são também conhecidas, e o filito pode ser muito hematítico na sua parte superior, onde também ocorre magnetita. Não apresenta

um metamorfismo acentuado. Os minerais argilosos, onde estão transformados, são sericita e moscovita, e a sua granulação varia com a intensidade do metamorfismo, o qual cresce sempre para este. A Formação Batatal é entretanto metamorficamente mais complexa pois, em Monlevade, as suas rochas foram transformadas a quartzo-moscovita xisto, contendo 10% de granada almandina. No distrito de Itabira estas granadas são encontradas também nesta unidade, e a rocha que as contém é um filito e não um xisto. Mas para oeste este mineral não foi observado.

Guild (1957) e O'Rourke (1954), notaram a presença de cianita nesta formação e na Formação Moeda. Guild (1957), Dorr e Barbosa (1963), citam abundante turmalina na área de Congonhas. Guild, atribuiu a turmalina, a adição metassomática de boro, das soluções dos granitos post-Minas.

7.2.3 Grupo Itabira

O denominado Grupo Itabira, por Dorr, Gair, Pomerene e Rynearson (1967), compreende os itabiritos incluídos na Formação Itabira de Harder e Chamberlin (1915), e as rochas dolomíticas, parte incluída por estes autores na formação citada e na sua formação Piracicaba. Este grupo é separado do Grupo Caraça, pela predominância de sedimentos químicos pois este último é constituído apenas de sedimentos clásticos. Dorr, em 1958, dividiu este grupo em duas formações intergradativas. O itabirito Cauê, que é constituído de uma facies ferruginosa metamorfoseada, e a Formação Gandra, que é constituída principalmente de rochas carbonáticas de vários tipos. Como estas duas formações são intergra

dativas, e porque em muitos lugares a decomposição é bastante profunda, é difícil separá-las. Devido a esta dificuldade, Simmons (1968), propôs considerar este grupo como uma formação, o que não foi aceito pelos outros autores devido principalmente, ao fato de que em muitos lugares elas podem ser separadas, e porque têm grande importância econômica.

O Grupo Itabira, sob o ponto de vista econômico, é o mais importante da série. Ele contém as grandes reservas de minério de ferro, e da alteração do Itabirito Cauê de baixo teor, mas que ocorrem em grande quantidade; o manganês é produzido em duas formações; dezenas de toneladas de ouro já foram extraídas de veios, no Itabirito Cauê durante o século XIX; o paládium foi separado do ouro dos depósitos de Gongo Soco; e a bauxita é derivada da Formação Gandarela em muitos locais, que também oferece materiais para construção, pavimentação e dolomito para fins metalúrgicos e refratários.

7.2.3.1. Itabirito Cauê

A localidade tipo do Itabirito Cauê está situada no pico de Cauê, no distrito de Itabira, onde a formação é bem exposta não só na superfície como nos trabalhos subterrâneos. Fora daí é pobremente exposta na superfície, exceto nos cortes das estradas, nos túneis e em alguns canions; isto porque a canga produzida pelo intemperismo cobre os seus contatos. Este itabirito é mapeado por mais de 540 km lineares.

A formação ferrífera encontrada a 10 km para norte e este da serra do Espinhaço, onde a seqüência de

quartzito, filito e itabirito é encontrada, deve ser correlacionada, segundo alguns autores, a esta formação. São encontradas também ocorrências isoladas de formação ferrífera, em rochas gnáissicas, semelhantes ao Itabirito Cauê atualmente metamorfisada. São encontrados também nos granitos gnáissicos, a alguns quilômetros a este, nordeste e sudoeste do Quadrilátero Ferrífero. Não se sabe se estas ocorrências isoladas, de alto grau de metamorfismo, são verdadeiramente correlacionáveis ao Itabirito Cauê.

A espessura do Itabirito Cauê é muito variável. Onde a formação não está perturbada, por deformações locais, como na sinclinal da Moeda e do Gandarela, a sua espessura é de 300 a 500 metros. Já nas zonas axiais das dobras, na sinclinal da Gandarela, da Alegria, na área de Conta História, nas vizinhanças do Morro do Chapéu e a norte da serra da Moeda, a sua espessura aparente é de 1000 metros. Em outros locais, principalmente onde as dobras são apertadas, ela é muito fina.

A sul do complexo Bação ela não aflora - donde esta área poderia ter sido elevada durante a sedimentação Minas e, desta maneira a formação nunca ter depositado lá. Porém as Formações Moeda e Batatal são também finas e localmente misturadas nesta área. Observa-se ainda que os locais onde ocorrem as maiores espessuras do Itabirito Cauê, correspondem às áreas onde aparecem os quartzitos Moeda, indicando serem estas zonas as de maiores subsidência.

O contato do Itabirito Cauê e a Formação Batatal é gradativo, de poucos centímetros a vários metros. Comumente, a gradação é marcada pelo aparecimento de hematita na Formação Batatal, que aumenta consideravelmente até o

Itabirito Cauê. As rochas tornam-se bandadas, pelo aparecimento de leitos de quartzo e desaparecimento dos filitos, em geral abruptamente. Em alguns lugares podem existir uma ou mais bandas de formação ferrífera, de alguns centímetros de espessura, sobrepostas por finas bandas de filito. Localmente, o ferro próximo do contato com os filitos é constituído de magnetita euhedral grosseira, particularmente onde a Formação Batatal é granatífera. Onde o Itabirito Cauê assenta sobre as rochas quartzosas o contato é abrupto. O Itabirito Cauê grada para a Formação Gandarela com contatos indefinidos, em uma zona de transição de até 10 metros.

A formação é composta de itabiritos, itabirito dolomíticos e itabirito anfibolíticos com pequenas lentes de filito e mármore. O termo itabirito é usado para exprimir uma rocha metamórfica e laminada, na qual as bandas de chert original, ou jaspe, foram recristalizadas em quartzo granular e o ferro está presente como hematita, magnetita ou martita. As bandas de quartzo contém quantidades variáveis de óxido de ferro, mas geralmente em pouca quantidade.

Nas bandas de óxido de ferro é o contrário, é pouca a quantidade de quartzo. Este termo não inclui os quartzitos de origem clástica, com cimento ferruginoso, mesmo que tenham um certo bandamento. Inclui somente aquelas rochas nas quais o quartzo é cristalino, permitindo diferenciá-lo do óxido de ferro não metamórfico. Podem conter impurezas, na forma de dolomita ou calcita, argila e minerais metamórficos derivados destes. Estes minerais nunca chegam a ter quantidades consideráveis, e dão nome a rocha, como por exemplo, itabirito dolomítico significando aquela em que o dolomito aparece junto com o quartzo. Raramente o itabirito

grada para o chert ferruginoso, o qual, quando recristalizado, pode parecer uma rocha de baixo grau e, comumente, tem granulação fina e é branco. Para evitar-se confusão, fixa-se que os itabiritos têm 25% de ferro, porém é provável que contenham menos e que tenham muito mais chert.

O itabirito dolomítico é encontrado junto dos itabiritos Cauê, e os seus afloramentos frescos são encontrados apenas em alguns poucos lugares, donde a sua variação de composição é mal conhecida. Este itabirito contém magnetita ou mistura deste com hematita. Guild (1957), também notou talco que supôs ser produto de metamorfismo. Nas lâminas delgadas, nota-se que o dolomito substitui o quartzo e em menor quantidade substitui o ferro, e em alguns lugares, ocorre também em bandas, formando uma rocha de bandas triplas.

Os itabiritos anfibolíticos, segundo Dorr (1969), ocorrem sempre próximo aos corpos de granito, indicando ser um produto de metamorfismo de contato. A localidade típica de ocorrência deste tipo é onde a estrada Itatiaiuçu-Itaúna corte a serra do Curral. O anfibólio identificado é cumingtonita, tremolita e actinolita. Neste itabirito o óxido de ferro é a magnetita. Acredita-se que somente o itabirito dolomítico daria por metamorfismo o itabirito com anfibólio. Onde os itabiritos são intrudidos pelos granitos, não se forma anfibólio. Alguns outros minerais são encontrados nos itabiritos frescos, como stilpnomelane e sulfetos, nas vizinhanças das minas de ouro, pequenas quantidades de clorita, que ocorrem em planos escuros de alguns milímetros e orientados segundo a orientação geral do itabirito e sendo mais comum nos itabiritos dolomíticos; e o asbesto que ocor-

re bastante decomposto. Este material, segundo Guimarães, (1953), é produto de metamorfismo de bombas vulcânicas, que Dorr (1969), atesta não encontrar nenhuma evidência nas rochas examinadas.

As análises do itabirito fresco revelam menos de 10% de manganês. Mesmo nos itabiritos decompostos o óxido de manganês não é raro. Muitos depósitos importantes estão associados aos itabiritos e totalizam mais de 5 milhões de toneladas. Os maiores depósitos estão nos itabiritos dolomíticos e os menos significativos estão ligados aos itabiritos anfibolíticos. O modo de ocorrência do manganês nos itabiritos frescos ainda não se conhece. Os itabiritos manganíferos ocorrem em lentes de alguns metros de espessura e até de mais de 1.000 metros e na Serra da Moeda elas ocorrem por uma extensão de mais de 10 km. São mais comuns na zona de transição da Formação Gandarela, mas não é restrita a este nível estratigráfico.

Camadas finas de xisto, filito e argilitos intercalados nos itabiritos são comuns. Estas se ligam muitas vezes a diques alterados, que as cortam e representam sills anteriores ao metamorfismo. Em outros lugares estas camadas concordantes são de origem provavelmente sedimentar. O material clástico grosseiro não é conhecido do Itabirito Cauê. O que se encontra são provavelmente veios de quartzo concordante com o acamamento. Junto com os itabiritos ocorrem também mármore, como na localidade de Jangada, com espessura de 20 metros, e em outros locais, é menos espesso, como no distrito de Itabira e Congonhas, cujas lentes são muito finas. Resumindo, o Itabirito Cauê consiste principalmente de lâminas acamadadas de quartzo e hematita, em locais

contendo dolomita, magnetita, anfíbolito e lentes ocasionais de mármore e filitos. As rochas são semelhantes (Dorr, 1969) às maiores formações ferríferas conhecidas no mundo.

O Itabirito Cauê tem uma expressão fisiográfica em cristas muito características. Estas são originadas pela canga que cobre o itabirito decomposto, não resistente à erosão mecânica. O itabirito fresco forma "monadnocks" em cristas alinhadas, como na serra da Piedade e Itatiaçu, e em outros lugares forma montes ou escarpas. A canga cobre regularmente as cristas, formando alinhamento por muitos quilômetros, e distribuindo-se também por vários metros ao seu redor. Onde os itabiritos têm mergulho de 20° a 40° , forma-se "hogbacks" com faces abruptas, como na serra do Curral e onde o mergulho é mais alto, as cristas formadas são salientes e simétricas, exceto onde ele é frouxo e facilmente erodido. Onde os itabiritos são muito finos formam-se cristas menos salientes e não se forma a canga, aí a formação só pode ser seguida pelo tipo de solo e pelos escassos afloramentos.

7.2.3.2. Formação Gandarela

Esta formação foi assim denominada por Dorr, em 1958, nas vizinhanças da fazenda Gandarela. Foi primeiramente reconhecida por O'Rourke, em 1954, e posteriormente por Pomerene em 1964.

No local onde foi definida existem bons afloramentos devido não só a grande espessura da formação, como também a erosão profunda que atingiu as suas rochas. Fora desta área ela é mapeada só pelos aspectos do solo e

do relevo. A sua composição é bastante nítida e o seu contato é gradativo com o Itabirito Cauê, que em muitos locais, não permite separá-lo desta formação.

A Formação Gandarela foi mapeada na serra da Moeda, na serra do Curral, na sinclinal da Gandarela e na área de Congonhas. O anfibolito que ocorre na área de Monlevade, foi considerado equivalente a esta formação, por Reeves (1966), que o chamou Anfibolito de Sítio Largo. Em outras áreas, como na serra do Caraçá, no distrito de Itabira, ela ocorre com um padrão litológico típico e na mesma posição estratigráfica, porém, tem pouca espessura e é pobremente exposta, não podendo ser pois, mapeada.

A espessura da formação é variável. Na localidade tipo tem 750 metros de espessura, possuindo entre tanto espessuras maiores, como 900 metros na quadrícula de Gongo Soco (Moore), e menores como a norte de Barão de Coicás, onde Simmons (1968) mediu apenas 70 metros.

O contato com o Itabirito Cauê, é uma zona de transição, e é sobreposta pelo Grupo Piracicaba, com discordância erosiva. O contato com os itabiritos é traçado onde os dolomitos começam a predominar. Muitas vezes, ocorre neste contato, um filito dolomítico. Dentro da formação aparecem lentes e lentículas de itabirito dolomítico e itabirito normal. Estas lentes ocorrem em toda formação, mas são mais comuns na sua parte superior, onde o contato entre o itabirito normal e o itabirito dolomítico é gradativo.

O solo do itabirito dolomítico, onde não é coberto pela conga, é mais hidratado que o normal, tendo cores amareladas e não marrons. Dorr, 1969, concorda que só com uma boa experiência, se consegue separar as duas formações.

A Formação Gandarela consiste de dolomitos, mármore, filitos dolomíticos, formação ferrífera dolomítica e filitos. Na localidade tipo, o mármore é vermelho, branco e cinza. Estes mármore podem ser separados em membros, pelas finas, mas extensas lentes de itabirito em parte dolomíticas. O'Rourke (1954), dividiu a formação Gandarela de acordo com as colorações dos mármore, porém este critério não se mostrou válido estratigraficamente. As lentes de itabirito, também são muito variáveis em quantidade e tornam-se muitas vezes ausentes, não sendo também critério para separações.

Os mármore vermelhos são geralmente mais ricos em ferro, porém todos os tipos têm alguma quantidade desse elemento e manganês. O ferro aparece finamente disseminado, como hematita e magnetita. O manganês não é visto macroscopicamente e nem microscopicamente. São de granulação fina, maciços, e mostram em muitas localidades estruturas de fluxo e "breccias". O acamamento é obscuro. As diversas análises realizadas revelam que a maior parte desta rocha é um dolomito ou mármore dolomítico. Não existe vestígio de vida orgânica, porém a natureza abrupta de algumas lentes de mármore sugerem uma "boudinage" ou "bioherms". Ocorre nesses mármore um conglomerado composto de fragmentos de metachert e dolomito, envoltos em matriz dolomítica. Esta zona é de espessura de poucos centímetros a mais de 1 metro, e ocorre nas quadrículas de São Julião, Dom Bosco, Lagoa Grande, Belo Horizonte, Gandarela e Gongo Soco. Em algumas exposições encontra-se pirita sempre associada a clorita; o talco, que é observado não só nas zonas de cisalhamento como nos planos de acamamento e disseminado na rocha; a flogopita que é indicada por Moore (1969), na quadrícula de Gongo Soco e o

anfíbólio que foi notado por Guild em Congonhas. O mármore é intrudido por vários sulfetos, sendo os mais importantes os sulfetos de cobre, que entretanto não ocorrem em quantidades comerciais.

Aparece nesta formação também os filitos e os filito dolomíticos. Johnson (1962), descreve na quadrícula de Dom Bosco um filito dolomítico de cor cinza verde, composto de sericita, clorita, com alguma dolomita, com lentes de pedaços de quartzo granular, com magnetita e epidoto. O acamamento é reconhecido pela diferença de cores, o qual pode ser concordante ou cortar a foliação. Este mesmo autor também descreve nesta região xistos verdes, que acredita ser de origem vulcânica e são as únicas ocorrências desta rocha na Formação Gandarela, que se conhece. Consistem predominantemente de clorita, que constitui mais de 80% da rocha, com quartzo, biotita e magnetita. A sua parte basal é o itabirito dolomítico que em algumas regiões, notadamente na serra do Curral, na quadrícula de Ibirité e Fecho do Funil e a sul da serra do Caraça, constitui a formação com os mármore subordinados ou ausentes. Dentro da formação também ocorrem lentes e bandas de itabirito dolomítico e itabirito normal e que variam de tamanho e espessura.

A Formação Gandarela assenta sobre uma formação bastante resistente, assim, a sua fisiografia é controlada não só pela sua litologia, mas também pelas estruturas, espessuras e atitudes das unidades adjacentes. Geralmente tem pequenas elevações, em relação as do Itabirito Cauê. A drenagem ocorre preferencialmente na zona de contato e as dolinas se desenvolvem nas regiões onde ocorrem os mármore mais espessos.

O aumento do metamorfismo no Itabirito Cauê, produz um aumento nos seus grãos (Dorr, 1964, e Herz, 1964). Este aumento de granulometria, tem efeitos importantes economicamente, e o enriquecimento supergênico da formação ferrífera tem relação com este fenômeno. Os itabiritos anfibolíticos são tidos como produtos de metamorfismo de contato dos itabiritos dolomíticos o qual recristalizou completamente as rochas carbonáticas.

7.2.4. Grupo Piracicaba

O Grupo Piracicaba denominado por Dorr, Gair, Pomerene e Rynearson (1957) é aproximadamente equivalente à formação do mesmo nome definida por Harder e Chamberlin (1915). Entretanto, estes últimos incluem neste grupo parte do que agora é chamado, de Formação Grandarela, por não conhecer a descontinuidade no topo desta última. Além disso se sabia, que as unidades com tipos litológicos semelhantes, ocorrem nos dois grupos.

A localidade tipo da Formação Piracicaba, de Harder e Chamberlin, é nas cabeceiras do rio desse nome, a sudoeste da serra do Caraça, onde grande parte das rochas do grupo foram removidas pela erosão. A sua melhor exposição entretanto, está na serra da Moeda e no lado norte da serra do Curral, locais que não foram estudados por aqueles autores. É bem possível também que eles incluíram na sua Formação Itabira, os quartzitos ferruginosos aqui chamados de Formação Cercadinho (Dorr, 1969), isto porque se referem a grãos de quartzo arredondados nos itabiritos, os quais não foram encontrados nestas rochas, mas que são comuns, se não característicos do quartzito Cercadinho.

O Grupo Piracicaba assenta sobre o Grupo Itabira, estruturalmente concordante, mas com discordância erosiva na parte oeste do Quadrilátero. Esta discordância não foi encontrada a este do platô da Moeda e nas vizinhanças de Sabará, na serra do Curral. É bem possível que no lado leste este grupo seja concordante e com contatos gradativos para as rochas mais antigas, como se vê nos afloramentos do distrito de Itabira.

As formações do Grupo Piracicaba consistem largamente de rochas sedimentares clásticas, variando de conglomerado fino para quartzito, filito e filito grafitoso, com esporádicas lentes de dolomito e formação ferrífera. Estes sedimentos estão metamorfizados na maior parte para a fácies xisto verde, e no lado leste da região se encontra a fácies almandina-anfibólio. A formação do topo consiste de grauvaca, clorita xisto e filito, tilóide e xistos arenosos, com pequenas lentes de formação ferrífera e algum chert. Na região de Monlevade, todas as rochas estão mais fortemente metamorfizadas, e as unidades estratigráficas foram transformadas a gnaisses (Reeves, 1966).

7.2.4.1 Formação Cercadinho

É a formação inferior do Grupo Piracicaba que foi descrita por Pomerene, (1958) na seqüência exposta no córrego Cercadinho. Consiste de leitos de quartzito ferruginoso, areia, quartzito, filito ferruginoso, filitos e pequenas lentes de dolomitos. São bem distintos os leitos quartzosos, formando cristas e são considerados um horizonte chave no mapeamento geológico.

A formação foi mapeada por mais de 100 km na direção nordeste, ao longo da serra do Curral. Foi também mapeada na sinclinal do Gandarela, no distrito de Itabira, e na parte oeste do Quadrilátero, até ao sul de Ouro Preto. Entretanto, fora do Quadrilátero Ferrífero, esta formação não foi seguramente identificada, mas foram encontrados afloramentos de rochas similares a 10 km a leste do Morro do Pilar, a 75 km a norte do Quadrilátero Ferrífero.

A sua espessura é muito variável. A oeste, onde é cortada por granitos, ela tem somente 30 metros, mas na localidade tipo, na quadrícula de Belo Horizonte, Pomerene mediu 317 metros. Ao sul do Platô da Moeda, a sua espessura varia de 400 a 900 metros, de acordo com Wallace (1965), que atribui esse aumento a fenômenos tectônicos já na sinclinal do Gandarela, O'Rourke, 1954, estimou uma espessura de 300 metros no lado oeste, Simmons, encontrou no máximo 225 metros, próximo do lado leste, e na quadrícula do Gongo Soco, Moore, 1969, estimou 400 metros, variando para este, em 200 metros. A sul da serra do Caraça, Maxwell, em 1964, estimou a sua espessura em 225 metros no máximo.

A inconformidade erosiva entre as formações Cercadinho e Gandarela, foi encontrada por Pomerene e Ashley, nas quadrículas de Belo Horizonte e Nova Lima. Ela é marcada por um conglomerado basal com fragmentos da Formação Gandarela, pedaços de hematita e concreções ferruginosas (Pomerene, 1964). A oeste da serra do Curral, Simmons, 1968, determinou que esta formação passava gradativamente para as formações Gandarela e Itabirito Cauê. Isto pode ser causado por uma discordância angular da ordem de 3 graus. A extensão da inconformidade erosiva, tão bem exposta na serra do

Curral, é incerta, porque é visível em apenas poucos lugares no resto da região.

No distrito de Itabira, o contato é gradativo, entre o Grupo Itabira e o quartzito conglomerático, interpretado por Dorr e Barbosa (1963), como basal da Formação Cercadinho. Entre esta região e a serra do Curral, não se observou o contato estratigráfico, e estas unidades são estruturalmente concordantes. Na quadrícula de Gandarela, a sul da serra do Caraça, aparece um conglomerado semelhante ao basal da formação Cercadinho, da serra do Curral, o que indica uma provável inconformidade. Já nas quadrículas de Gongo Soco e Santa Bárbara, encontram-se as camadas basais da Formação Cercadinho.

O contato entre as formações Cercadinho e Fecho do Funil é concordante e gradativo.

Esta formação é constituída de quartzito não ferruginoso, conglomerado, areias, filito ferruginoso, filito prateado, filito dolomítico, dolomito e filito púrpura. Neste conjunto, ocorrem intercaladas lentes de rochas quartzosas, que em alguns lugares têm estratificação cruzada. O característico da formação, é o quartzito ferruginoso e o filito prateado.

Os quartzitos são as camadas mais basais, onde localmente se encontram conglomerados ou filitos. O conglomerado basal e os leitos conglomeráticos, contém seixos de itabirito e metachert, derivados das formações Gandarela e Itabirito Cauê, e ainda seixos, de quartzito e quartzo de veio. Também, Pomerene, 1964, observou pedaços de hematita mas encontrou seixos de dolomitos. Este material derivado do Grupo Itabira é grosseiro, e mais abundante no lado oeste

da área. Pomerene, 1964, mostrou, concreções de hematita es-
pecular ocorrendo na base da formação, na quadrícula de Belo
Horizonte. Elas são ovóides, com 4 cm de comprimento, e con-
têm núcleos de fragmentos de quartzo. São orientados segun-
do os lineamentos regionais e representam as concreções limo-
níticas deformadas e metamorfoseadas, antes da formação da
superfície de erosão pré-Cercadinho.

Os quartzitos são ferruginosos ou não
ferruginosos. A granulação é fina a média ou grosseira, sen-
do mais freqüente a segunda. Os de granulação grosseira, a-
bundam do lado oeste, são geralmente bem selecionados e bem
arredondados, o que caracteriza a formação. O conteúdo de
ferro varia abruptamente nos leitos individuais e através des-
tes. A matriz cristalina, dá a cor cinza escura a negra da
rocha.

Os quartzitos normais são também encon-
trados na Formação Cercadinho, e são intercalados em quartz-
tos ferruginosos. A percentagem de sericita nos quartzitos
normais cresce quando a granulação decresce.

Muitos quartzitos da Formação Cercadinho
têm estratificação cruzada, geralmente fazendo ângulo baixo
com o acamamento. As marcas de onda são bem preservadas em
dois locais, nas quadrículas de Belo Horizonte e Lagoa Gran-
de.

Uma variedade curiosa de quartzito da
Formação Cercadinho é a que Pomerene, 1964, denominou de
"rice grift". Ela ocorre em lentes de mais de 1 metro, mas
geralmente menores de 0,50 metro. Não se sabe até agora se
estes quartzitos caracterizam um determinado horizonte. Eles

consistem de grãos fusiformes com comprimento de até 6 mm, semelhantes a grãos de arroz e constituem mais de 50% da rocha. A matriz é um quartzito fino e ferruginoso localmente. Os maiores eixos dos grãos são alinhados segundo a direção geral da rocha. A sua origem provocou muitas especulações. Pomerene atribui a sua forma atual, ao estiramento dos grãos subesféricos; Simmons (1968) atribui ao cisalhamento dos grãos de quartzo; e Dorr, 1969, sugere que eles são originados de bolinhas ou concreções de sílica-gel ou quartzo cripocristalino, o qual foi deformado, uniformemente orientado e recristalizado durante a orogênese e o metamorfismo.

Os filitos são rochas mais abundantes na formação, particularmente na parte leste. Os filitos, assim como os quartzitos, são distintos das outras formações. O mais característico é o filito prateado que consiste de sericita e de hematita em finos grãos, em placas ou especularita. Ambos os minerais são orientados segundo a foliação. A hematita é encontrada em várias porcentagens, chegando até a 50%, e quando essa quantidade aumenta a rocha fica com listras vermelhas. O quartzo é muito subordinado e a rocha original deve ter sido uma argila hematítica. O filito prateado está intercalado nos quartzitos ferruginosos e não ferruginosos, formando camadas delgadas, ou ocorrem em zonas com muitos metros de espessura.

O filito normal também é encontrado na Formação Cercadinho, porém, não pode ser distinguido das outras formações. Muitos são dolomíticos ou quartzosos e tem intercalações de dolomitos em forma de lentes.

Os filitos desta formação contêm clorita, biotita e cloritóide que, segundo Herz (1965), é a única que

contém cloritóide no Grupo Piracicaba.

São relacionados a esta formação alguns minerais epigenéticos, como óxidos de manganês, hematita euhedra, cianita e topázio mineral.

7.2.4.2. Formação Fecho do Funil

Esta denominação foi dada por Simmons (1958), para uma sequência de rochas constituídas de filito dolomítico marrom e cinza escuro, dolomito argiloso e silicoso e filito rosa, cinza e marrom com localidade tipo na quadrícula de Fecho do Funil.

Esta formação foi mapeada na serra do Curral nas quadrículas de Belo Horizonte, Ibirité, Fecho do Funil e Igarapé; no platô da Moeda nas quadrículas de Lagoa Grande, Itabirito, Marinho da Serra e Santa Rita Durão. A sua espessura é bastante variável, sendo que na localidade tipo tem 410 metros, enquanto na quadrícula de Belo Horizonte, tem aproximadamente 100 metros e no platô da Moeda tem em média 300 metros. Os contatos com as formações Cercadinho e Quartzito Taboões são gradativos.

A Formação Fecho do Funil por ser pouco resistente ao intemperismo, a sua expressão topográfica é representada por superfícies planas ou inclinações suaves.

Litologicamente, esta unidade é constituída por filito dolomítico, filito, siltito e dolomito impuro. O filito em alguns lugares é ferruginoso, enquanto o siltito é sericítico em muitos lugares. São encontradas ainda lentes de mármore impuro, que são utilizadas na metalurgia e

como material de construção. Nestas lentes, na quadrícula de Marinho da Serra, encontram-se ocorrências de tetrahedrita e outros minerais de cobre. São encontradas ainda, pequenas concentrações de óxido de manganês nos saprólitos originados das rochas desta formação.

7.2.4.3 Quartzito Tabooões

Esta denominação se deve a Pomerene (1958), da localidade tipo do córrego Tabooões, na quadrícula de Ibirité. É composto geralmente de quartzito muito fino.

Este quartzito é encontrado nas quadrículas de Belo Horizonte, Fecho do Funil, Igarapé, Ibirité e Lagoa Grande. Na localidade tipo tem 121 metros que é a maior espessura conhecida, e sendo indicadas, como na quadrícula de Fecho do Funil, apenas de 60 a 70 metros e na quadrícula de Igarapé, só 30 m. No platô da Moeda ela varia de 40 metros, ao norte, para dois metros ao sul.

Geralmente, este quartzito tem expressão topográfica em forma de cristas, mas onde está fortemente desagregada forma depressão, e onde é pouco espesso é difícil identificá-lo, por não ter expressão topográfica.

Os contatos com as formações Fecho do Funil e Barreiro, que são essencialmente filíticas, são gradativos. Na parte oeste da serra do Curral é sobreposta pela Formação Sabará, com contato bastante brusco.

O Quartzito Tabooões é fino, equigranular, maciço e ortoquartzítico. Os grãos são subarredondados a subangulosos. O camamento não pode ser visto nos afloramentos, o que o diferencia dos outros quartzitos, é a presença

de manchas ovóides de 1 mm de limonita, de cor marrom e de origem desconhecida. Este quartzito quando está fresco é cinza vítreo e duro, e quando alterado, é friável. Quando encontrado decomposto, é usado como material de construção, na metalurgia, etc.

7.2.4.4 Formação Barreiro

Pomerene denominou esta formação em 1969, na quadrícula de Ibirité, no córrego Barreiro, que consiste de xistos, filitos e filitos grafitosos.

Esta formação ocorre no flanco norte da serra do Curral, no Platô da Moeda, e ao longo do bordo sul das quadrículas de Ouro Preto, Mariana e Santa Rita Durão. Ela nunca tem afloramentos bons e as estimativas de espessura são muito aproximadas. Tem 124 metros na localidade tipo e no Platô da Moeda, já no distrito de Itabira foram observados apenas 15 metros.

Ela assenta concordantemente sobre os quartzitos Taboões onde o contato é gradativo ou é marcado por uma abrupta mudança do quartzito para o filito. É concordante com a Formação Sabará, que segundo Pomerene (1964), em alguns locais também tem contato gradativo e em outros tem inconformidade erosiva (Simmons, 1968).

É composta predominantemente de filito e filito grafitoso. O primeiro é avermelhado ou cinza claro, e o segundo é negro ou cinza escuro. Na localidade tipo a sua parte basal é constituída de filito não grafitoso. O filito grafitoso é o horizonte-chave desta formação, e as análises, realizadas por Pomerene (1968) e Simmons (1968), mostraram

4,4 e 1,5% de carbono, respectivamente. Localmente, contém moldes cúbicos, provavelmente de pirita. Em Ouro Preto chega a ter cerca de 20% de pirita, e que é extraída para fazer ácido sulfúrico.

7.2.4.5. Formação Sabará :

Gair (1958), definiu esta formação no vale do rio das Velhas, a norte da cidade de Sabará e onde este rio corta a serra do Curral. A profundidade do saprólito aí é grande, e em apenas poucas localidades pode-se encontrar a rocha fresca.

Esta formação tem sido mapeada continuamente em todo lado oeste da quadrícula de Itatiaiuçu, próximo de Santa Luzia, próximo à extremidade este da mesma serra. É encontrada também na sinclinal do Gandarela, na quadrícula de Gongo Soco, e no distrito de Itabira. Na área de Monlevade elas estão transformadas em gnaisses. Além destas áreas, é encontrada também na área de Ouro Preto, na parte sudeste da quadrícula de Santa Rita Durão, na serra do Caraça e na área de Congonhas.

A espessura apresentada na quadrícula de Belo Horizonte é de 3.000 a 3.500 metros. Neste lugar Maxwell (1963), na quadrícula de Santa Rita Durão, e Moore (1969), na quadrícula de Gongo Soco, citam cerca de 1.000 metros.

A formação é limitada por um granito intrusivo, como se vê no lado norte da serra do Curral e onde ele provocou um metamorfismo na formação. Já na área de Ouro Preto e Santa Rita Durão é recoberta discordantemente pela Série Itacolomi.

O contato superior desta formação é uma superfície de erosão ou é com granito intrusivo. Já o inferior varia de acordo com a região, podendo assentar diretamente sobre a Formação Barreiro, o Quartzito Taboões, a Formação Fecho do Funil ou a Formação Cercadinho.

Geralmente, a Formação Sabará é concordante com as formações inferiores. Já na Quadrícula de Belo Horizonte, para Pomerene, 1954, o contato é gradativo, tornando-se para oeste abrupto (Simmons, 1968). Na serra do Curral a sua base é marcada por uma zona de conglomerado, de alguns centímetros, com fragmentos de filito e com matriz fílica. Na Quadrícula de Antônio Pereira, Barbosa, descobriu um conglomerado constituído de "boulders" e "cobbles" de dolomito, cobrindo a Formação Fecho do Funil. Assim, o contato parece ser de transição, sem uma significativa erosão pré-Sabará, em algumas partes da sua área de ocorrência, e brusco em outros locais.

Os tipos litológicos dominantes da formação na localidade tipo, são mica e clorita xistos, com intercalações de grauvacas, subgrauvacas e quartzitos. Os clorita xistos gradam para cima, a biotita-moscovita xisto e têm porfiroblastos de granada granítica.? As grauvacas e subgrauvacas, ocorrem em leitos lenticulares e constituem a maior parte da metade inferior da formação. Já a parte superior é constituída mais de xistos. Os clorita xistos e biotita xistos parecem ser rochas tufáceas metamorfoseadas. Os critérios para esta definição foram destruídos pelo metamorfismo de contato, e forte cisalhamento. Em algumas áreas estas rochas parecem ter um aspecto tufáceo e em outras assemelham-se a um conglomerado vulcânico.

No vale do rio Socorro aflora quartzito e quartzito feldspático (Moore, 1969), com sericita epidoto e clorita.

Na sua parte superior ocorre uma formação ferrífera, pouco laminada, que foi interpretada por Gair como metachert ferruginoso, está bastante metamorfoseada. Fi nas lentes de formação ferrífera, são conhecidas na área de Congonhas, e na quadrícula de Dom Bosco, intercalada em rochas de baixo grau de metamorfismo. Nas quadrículas de Ouro Preto e Mariana, Barbosa, mapeou extensas camadas de quartzitos ferruginosos e itabirito nesta formação. São encontradas duas camadas de quartzito bastante fino, e branco, na sua parte superior e chamadas por Gair (1962), de metachert. Elas são bem visíveis nas vizinhanças de Marzagão, e, Pomere ne (1964), na Quadrícula de Ibirité, também as encontrou rodeadas por rochas gnáissicas.

Existem três espécies de conglomerados nesta formação, um com pedaços de filitos, outro com seixos rolados e outro tilóide. O primeiro é a base da formação e está em contato com a Formação Barreiro a norte da serra do Curral (Pomere ne, 1964 e Simmons, 1968). Os pedaços de filitos são angulosos e pequenos, envoltos em matriz filítica, e aparecendo em leitos pouco espessos.

Mais acima da coluna, em alguns locais, são encontrados seixos arredondados de quartzo, em matriz filítica quartzosa, como a oeste da serra do Curral. Maxwell, se refere a pequenos seixos contidos numa matriz filítica de "pobbles" e "cobbles" de granito, quartzo e quartzito, em matriz grauvaça nas quadrículas de Santa Rita Durão. Este conglomerado é encontrado também em dois locais, a norte da serra

ra do Curral, na Quadrícula de Igarapé, (Simmons, 1968), onde tem seixos e "cobble" de granito, quartzito, quartzofilito em matriz filítica. Dorr, observou neste conglomerado "cobble" de granito, com 2 cm de dimensão, em afloramento na rodovia Belo Horizonte - São Paulo. Os tilóides são compostos de grande número de matações de granito, esparsos em matriz de clorita xisto e filito. São encontrados a sul de Mariana, e os seixos menores são encontrados na ocorrência da Fazenda Mirandinho, no centro sul da Quadrícula de Santa Rita Durão.

As rochas do Grupo Piracicaba são geralmente encontradas no eixo da sinclinal, onde têm forte deformação. Geralmente, possuem baixo grau de metamorfismo, mas estão fortemente deformadas e cisalhadas. Porém, existem exceções, como a norte da serra do Curral, onde as rochas deste grupo estão em contato com os granitos intrusivos. Aí, as transformações pelo metamorfismo são claramente visíveis. Nesta área ocorrem zonas de estauroлита e granada, paralelas ao contato, com bandas de mais de um quilômetro. Os quartzitos sofreram efeitos de metassomatismo apenas em alguns centímetros próximo ao contato com o granito, e os filitos foram recristalizados em micaxistos grosseiros, a uma distância de metro a dezena de metros.

7.3. Série Itacolomi

A Série Itacolomi foi pela primeira vez descrita por Harder e Chamberlain (1915), como quartzito Itacolomi, que consideram como parte da Série Minas. Em

1931, Guimarães criou uma nova série com base na inconformidade angular, entre este quartzito e as rochas da Série Minas.

Esta série é dividida em duas facies, uma constituída de quartzito e outra com predominância de filitos. A filítica é chamada de Formação Santo Antônio, por Barbosa (1949), e tida como pertencente à Série Minas. Guild, em 1957, verificou que esta seqüência era equivalente à da Série Itacolomi, e a redenominou de facies Santo Antônio. Os quartzitos portanto, são chamados de Itacolimi e a seqüência de filitos de O. Barbosa e Guild, é chamada de facies Santo Antônio.

7.3.1. Quartzito Itacolomilense

A localidade tipo destes quartzitos, é o pico de Itacolomi, nas vizinhanças de Ouro Preto. Harder e Chamberlain (1959) já assinalaram que os quartzitos puros, gradam lateralmente para rochas filíticas e xistosas de diferentes aspectos. Até o mapeamento de Barbosa (1961), todos os geólogos consideravam estes filitos como fazendo parte da Série Itacolomi. Este autor entretanto, considerou que estes filitos eram equivalentes à Formação Sabará, da Série Minas e empurrados sobre os quartzitos.

Este quartzito ocorre nas quadrículas de Ouro Preto e Mariana, e, provavelmente, no pico do Frazão na quadrícula de Antonio Pereira. É intensamente cisalhado, e com falhas inversas, o que identificou uma boa estimativa e sua espessura, que Barbosa (1965), sugere mais de 2 000 metros.

O quartzito contém quantidades variáveis de sericita, é conglomerático, tem muitas lentes de conglomerado e de filito. Muitas camadas consistem de quartzo grosseiro, em uma matriz de grãos finos de quartzo, sericita e moscovita. O pouco feldspato existente pode ser de origem detrítica como também produto de metassomatismo, mas a sua presença ou ausência, não têm algum significado estratigráfico (Barbosa, 1965). A hematita e a martita, são constituintes também comuns. Próximo a Mariana, eles têm muito material ferruginoso na base da seqüência, e em outros locais, a hematita e a martita só estão dispostas nos planos de cisalhamento e cortando o acamamento com ângulos baixos. Eles apresentam muitas vezes estratificação cruzada.

Os conglomerados consistem de seixos arredondados, "cobbles" e matações de quartzo de veio, quartzito, itabirito, esparsamente de filito e de granito (Barbosa, 1965). Os seixos e os "cobbles" são angulosos e discóides, orientados no plano da foliação, e que pode ser perpendiculares ao acamamento. Os fragmentos de filito estão cisalhados. Moraes mostrou como havia notado Lacourt, 1935 que a formação ferrífera já tinha sido dobrada antes da erosão. Todos os leitos de conglomerado são lenticulares e que variam de poucos metros a mais de 10 metros, com exposições contínuas.

Os filitos consistem de bastante sericita e aparecem em lentes de centímetros a dezenas de metros. A cianita aparece tanto nos filitos como nos quartzitos.

Os quartzitos têm estratificação cruzada e marcas de onda (Lacourt, 1935). As camadas mais espessas são as de quartzitos grosseiros e maciços, e as de quartzito fino, são mais delgadas.

A Série Itacolomi assenta na localidade tipo sobre a Formação Sabará e Fecho do Funil, com inconformidade angular. O conglomerado polimicto (Freyberg, 1932), prova o maior período de erosão da Série Minas antes e depois da sedimentação da Série Itacolomi.

7.3.2. Facies Santo Antônio

Originalmente, esta facies foi chamada por Barbosa (1949) de formação, no morro de Santo Antônio. As rochas que a caracterizam são quartzitos filíticos, conglomerados, filitos e quartzitos ferruginosos e não ferruginosos. Anteriormente muitas destas rochas eram incluídas na atual Formação Cercaquinho. Em muitos locais são fracamente decompostas e formam cristas ou colinas. Esta facies representa as mais novas rochas sedimentares pré-cambrianas da região, ocorrendo nas quadrículas de Lagoa Grande, Casa de Pedra, São Julião, Antônio Pereira, Capanema e Santa Rita Durão. A sua espessura é desconhecida e apenas supõem-se para a área de Lagoa Grande 150 metros, de Congonhas e Santa Rita Durão cerca de 1.000 metros, não havendo repetições por dobras e falhas.

A principal diferença entre a facies Santo Antônio e a Série Itacolomi é o seu maior conteúdo de material argiloso, o qual é mais facilmente erodível comparado com os quartzitos grosseiros do tipo Itacolomi. O. Barbosa (1949), descreve a unidade, como consistindo de quartzito sericítico, com finas camadas de conglomerado e filitos. O conteúdo de sericita, segundo Guild (1957), varia grandemente, e é localmente abundante. A granulometria também varia e vai

de até alguns milímetros a um conglomerado. A matriz é comu-
mente muito sericítica e localmente filítica (Guild, 1957).
O material grosseiro tem localmente pedaços angulosos de ro-
chas da Série Minas, e chert vermelho que não é encontrado
nesta região. São encontrados "cobbles" derivados das forma-
ções Cercadinho, Gandarela e Itabirito Cauê, e seixos de
quartzito e filito, que não se pode dizer, de quais forma-
ções se originaram. Barbosa fala em espessura de 20 metros
para este conglomerado.

Os filitos são subordinados na localida-
de tipo, de acordo com Guild, ocorrendo em lentes, intercala-
das em rochas clásticas grosseiras. Os filitos são sericíti-
cos, com moscovita e sericita. Os xistos com cloritóide e
granada tem sido também encontrados. A hematita, em menor
quantidade, e magnetita em maior, ocorrem variavelmente nos
sedimentos grosseiros desta facies. Estes devem (Dorr, 1969)
ter sido originados da decomposição dos itabiritos da Série
Minas. Estes minerais não são segregados em bandas, exceto
em duas áreas. Uma próxima à Casa de Pedra, onde ocorre
quartzito ferruginoso, bem bandado, metamorfoseado e que pa-
rece um itabirito. Este material é sem dúvida de origem se-
dimentar, devido a sua passagem lateral, e por existirem sei-
xos e "cobbles", próximo da base. Algumas lentes apresentam
lentículas de quartzito, sericita filito e conglomerado, o
que contrasta com o Itabirito Cauê, que nunca contém sedimen-
tos grosseiros e raramente finos.

Estes pseudo itabiritos são encontrados
ao sul da fazenda Alegria, Lá a hematita foi mais concentra-
da e tem estratificação cruzada. Na quadrícula de Lagoa
Grande as rochas são semelhantes, mas são mais filíticas, têm

menos hematita e contêm filitos gráfitosos (Wallace, 1965). Muitos dos conglomerados têm seixos e "cobbles" quase só arredondados, mas existem também os angulosos. Nesta área, os seixos do quartzito ferruginoso da Formação Cercadinho, são freqüentes e os de itabirito são menos comuns. Entretanto, na área de Congonhas o conglomerado não foi encontrado (Guild, 1957) e os quartzitos apresentam estratificação cruzada.

Na área de Santo Antônio, a maior ocorrência desta facies, a seqüência assenta sobre a Formação Saará, a qual, a não ser pela ausência dos conglomerados, é muito semelhante. Ao norte desta área ocorrem as Formações Fecho do Funil e Cercadinho, e nesta área também tem um conglomerado basal formado de fragmentos derivados dos grupos Piracicaba e Itabira, e principalmente, do Itabirito Cauê. Os seixos ocorrem em matriz filítica. Mais para cima da base, ocorrem lentes de conglomerado polimicto com 20 metros de espessura, com grande quantidade de seixos de itabirito. Todas as rochas grosseiras da Facies Santo Antônio, têm estratificação cruzada, que não foi destruída pelo cisalhamento e o metamorfismo.

As relações entre os quartzitos Itacolomi e a facies Santo Antônio não são bem conhecidas. Tudo indica entretanto que elas sejam duas facies contíguas. A sedimentação é marcada pela gradação lateral da facies arenosa para a facies filítica e que parecem (Dorr, 1969) ser contemporâneas. Elas provavelmente representam diferentes localizações na costa, diferentes sedimentos e diferentes tipos de material depositado.

7.4. Aluviões

As aluviões ocorrem principalmente ao longo do rio das Velhas. A este do Platô da Moeda e Congonhas do Campo, estas aluviões foram trabalhadas, durante o século XIX para a extração de ouro. Estas são geralmente constituídas de areia e cascalho. Próximo às ocorrências do itabirito frouxo ou das minerações de ferro, as aluviões ficam ricas em hematita. Localmente o material é selecionado pelos rios, dando material não consolidado e bandado, composto de quartzo e ferro. Existem grandes quantidades de ferro nestas aluviões, e futuramente poderão ter alguma importância econômica.

7.5 Lateritos e Cangas

Os lateritos (Dorr, 1969) é um material sem estrutura, rico em alumínio ou ferro, formado pela ação do intemperismo residual sobre algumas rochas, exceto ortóquartzito e veio de quartzo. O intemperismo neste clima resulta de lixiviação da sílica, alterando os silicatos e concentrando a sílica, o hidróxido de ferro e o alumínio. O laterito é diferente do saprólito, por não ter estruturas, porém o processo de formação é o mesmo. As cangas são produtos especiais da lateritização.

Da lateritização de muitas rochas da região, resulta o aumento da percentagem de mineral de bauxita e o empobrecimento em óxido ou hidróxido de ferro. Muitos dos materiais considerados como lateritos são vermelhos, rosas, amarelo-claros ou brancos, por causa do pouco ferro, e o das bauxitas comerciais, são vermelhos, amarelo-claros ou

brancos.

A canga é o produto de rochas ricas em ferro, como o itabirito, e ricas em hematita. É uma rocha formada na superfície ou próximo, por quantidades variadas de fragmentos de hematita e formação ferrífera, cimentados por limonita. Os fragmentos de canga foram formados das rochas próximas ou transportadas das encostas e dos rios. Eles podem ser de itabirito, quartzo e filitos, de formas angulosas ou arredondadas.

A canga é comum sobre os Itabiritos Cauê, sobre a Formação Gandarela e sobre as formações adjacentes. Sobre o Grupo Nova Lima não são encontradas grandes extensões de canga. Nas rochas pré-Minas, onde as formações ferríferas são insignificantes, as cangas são de pouca importância.

8. GEOLOGIA ESTRUTURAL

8.1 Comentários Gerais

Neste capítulo serão descritos os principais aspectos estruturais apresentados nos domínios do pré-cambriano e da Bacia do Paraná.

Para a visualização ampla dos traços estruturais foram utilizados as imagens do Satélite Landsat (Ertis) nas escalas 1:1000.000 e 1:250.000, os mapas aeromagnéticos da Prakla e as fotografias aéreas verticais na escala 1:60.000 muitas vezes montadas em mosaicos. Esta visualização pode ser concretizada no mapa integrado que abrange toda a área do projeto.

As grandes falhas, principalmente quando do tipo transcorrentes foram eleitas para a compartimentação dos diversos tipos litológicos, muitas vezes com conteúdos rochosos bem distintos.

Dentre os sistemas mais característicos de estruturas pode-se salientar o da vasta região de Passos, parte ocidental do projeto, e a região de Carrancas, na sua parte oriental. Cada sistema destes são caracterizados pela ocorrência de estruturas sinformais e antiformais, falhas inversas e do tipo transcorrente. Cumpre ressaltar ainda que em cada conjunto os diversos tipos de falhamentos, apesar de apresentarem, muitas vezes, idades diferentes, estão interrelacionados quer no seu desenvolvimento inicial como durante as reativações.

8.2 Domínio do Pré Cambriano

1. Estruturas Primárias

Os diversos tipos litológicos que constituem os complexos, não mostram em sua maioria, possibilidade de serem evidenciadas alguma estrutura sedimentar, salvo em raríssimos casos, em que os elementos deformadores as poupam devido a uma situação privilegiada. Observou-se que os diversos dados estrutais levam a concluir pela existência de um elevado estágio de deformação das rochas dos conjuntos, a tal ponto que dificilmente poderiam ainda permanecer estes caracteres.

A definição do acamamento, estrutura mais conspícua de uma rocha sedimentar, é difícil de ser reconhecida em quase a totalidade das rochas observadas. Acredita-se que a eleição do plano mais desenvolvido nos diversos tipos litológicos como sendo o acamamento careceria, de qualquer suporte que a justificasse. Além disto, nota-se que geralmente o desenvolvimento destes planos é regional e cortam, muitas vezes, tipos litológicos sabidamente de origem não sedimentar. A demais, os aspectos petrográficos confirmam, em muitos casos, a necessidade de maiores cuidados na identificação de tão importante elemento estrutural.

A presença de bandas individualizadas com composição mineralógica algo diferente nem sempre representa a existência desse tipo de estrutura, apesar de serem frequentemente confundidas com estratificação reliquiar.

Desta forma parece extremamente duvidosa a afirmação de Ebert (op. cit) quando se refere aos gnaisses bandados do Complexo Piedade.

Os "quartzitos" intercalados nas sequências xistosas levam também frequentemente a afirmação de que o acamamento é facilmente identificado. Entretanto, tal diagnóstico pode conduzir a grandes erros, quando não existem outros elementos mais esclarecedores, posto que, tais "quartzitos" podem advir de uma diferenciação metamórfica ou de recristalização em zona de intensa deformação.

Geralmente os "quartzitos" do Complexo Furnas e Canastra exibem o desenvolvimento de planos perfeitamente paralelos, dando-lhes um aspecto placoide e ou foliado. Estes aspectos são facilmente detetáveis, devido principalmente, a sua excelente regularidade e frequência. Mas não apresenta qualquer outro tipo de estrutura que possa justificar a sua identificação como acamamento. Além disto estas rochas apresentam sempre mais de um plano de xistosidade salientados - pela orientação das sericitas e é segundo um desses planos que se desenvolve o caráter placoide.

Quando o desenvolvimento de placas é mais intenso a rocha assume um caráter foliado. Este aspecto já foi considerado por Barbosa (1954), como originado pela deformação tectônica, levando o autor a denominá-los de "quartzitos mil folhas" expressando com isso o seu caráter milonítico.

Já nos quartzitos da Serra de São José, a NE de São João del Rei, exibem frequentes níveis conglomeráticos, estratificações cruzadas e marcas de onda, sendo possível a caracterização do acamamento. Entretanto, observa-se na extremidade SW desta serra o desenvolvimento de uma foliação com mergulho forte e contrário ao do acamamento. Essa xistosidade empresta, embora pouco saliente, o aspecto placoide a estes quartzitos. Neste local observa-se claramente -

que o plaquamento, ligado a xistosidade, não se relaciona ao acamamento.

No complexo arranjo litológico das serras da Pimenta e Mundo Novo, as rochas "quartzíticas" apresentam quase sempre esse aspecto placóide, e tem os seus planos com atitudes idênticas àquelas encontradas nas rochas gnáissicas e filonitos de rochas básicas. Este fato sugere mais uma vez a sua filiação com a deformação tectônica a qual produziu a orientação das rochas sabidamente não sedimentares. Na serra do Mundo Novo a orientação das placas dos quartzitos são semelhantes às da serra da Pimenta porém estão situadas entre áreas a leste e oeste, de ocorrências de quartzitos também placóides mas com mergulhos variáveis próximo da horizontal. É provável que a orientação mergulhante para oeste e que tem valores mais altos, se sobreponha à de valores baixos sugerindo idades diferentes de deformação.

Na sequência de rochas do Grupo Bambuí, observa-se frequentemente ainda preservado o plano do acamamento, embora esteja também localmente afetado pelo desenvolvimento de xistosidade.

Este elemento é facilmente observado pela presença de leitos de rochas diferentes como siltitos, argilitos e calcários. Nas ocorrências as rochas do fácies Samburá, ele pode ser visualizado devido a ocorrência de leitos arcossianos e argilosos, perfeitamente definidos e intercalados nos conglomerados.

2. Foliação

A foliação é a estrutura planar mais bem desenvolvida nas sequências de rochas mapeadas. Encontra-se conspícua

mente desenvolvida nos micaxistos e está nitidamente ligada às estruturas bandadas desenvolvidas nos gnaisses. Segundo estas orientações ocorrem quartzitos de forma, na maioria - das vezes, lenticulares e de contatos difusos.

Nas rochas quartzosas do Complexo Furnas, observa-se geralmente o desenvolvimento de dois planos de foliação o blíquos salientados pela ocorrência da sericita. Segundo um desses planos é que se desenvolve o sistema de placas.

As direções de xistosidade mostram orientações que permitem organizá-las segundo alguns sistemas. Desta forma pode-se determinar um sistema orientado NW-SE, outro NE-SW, outro N-S e ainda um outro E-W. Destes, os dois primeiros - são os mais bem desenvolvidos.

O sistema NW-SE é o dominante nos tipos litológicos dos complexos Canastra, Furnas e Gnaíssico-Migmatítico da região de Fortaleza de Minas.

A faixa cataclástica do Chapadão da Zagaia, folhas Franca e Furnas exibe forte orientação segundo esta direção a qual se estende até a região de Guapé. Esta orientação - também se desenvolve nas áreas adjacentes a NE e SW, apresentando apenas algumas variações devido a falhamentos e a dobramentos locais.

O sistema NE-SW é o característico da região de São João del Rei, Carrancas - Lima Duarte, e que parece ter conotação com a faixa denominada de Paraíba do Sul. Como no caso anterior alterações nessa orientação, são frequentes - devido a falhamentos e aos dobramentos.

Na vasta área de ocorrência do Complexo Gnaíssico-Mig

matítico encontra-se, embora menos desenvolvido, tanto o sistema NW-SW, como o NW-SE, sendo frequente a aparência de se intercruzarem.

Na serra da Pimenta e do Mundo Novo é que se encontra o desenvolvimento das foliações com direção N-S, com variações desta, na primeira serra, para NE.

Apenas localmente se encontra o sistema E-W, como nos arredores de Itumirim, São João del Rei e Barbacena.

Apenas os sistemas NW-SE e NE-SW aparecem desenvolvidos, embora pouco saliente, na área de ocorrência do Grupo Bambuí.

3. Dobras

As dobras são as estruturas mais facilmente determinadas especialmente quando envolvem rochas de comportamentos diferentes.

Segundo as estruturas maiores do tipo sinformes e antifformes podem-se caracterizar dois principais sistemas; o da região de Passos - Desemboque e o da região de Carrancas - Lima Duarte. Estando o primeiro situado na parte oriental do projeto, ocupando as folhas Franca e Furnas e o segundo na parte ocidental restringindo-se à folha de Barbacena.

Na região de Passos a sinforme do Rio Grande tem o seu fechamento na região da barragem de Peixoto, e é facilmente observado em imagem de qualquer tipo de sensor. Os mergulhos do seu lado NE tem direção N 60°W e valores de 40° a 75° para SW, passando a dirigir-se para leste na re

gião da Barragem de Peixoto, para ter então mergulhos com direção $N45^{\circ}W$ com valores oscilando em torno de 40° para NE, no seu lado sul.

Esta estrutura está situada entre os falhamentos do tipo transcorrentes do Chapadão da Babilônia e de Cássia.

O eixo dos sinformes da região de Desemboque tem direção para NW ou NW-EW. Os mergulhos que desenvolvem esta estrutura são geralmente baixos o que entretanto não dificulta a sua caracterização. Da mesma maneira, como os sinformes situados a leste de São Sebastião do Paraíso, o seu eixo tenha a direção NE-SW, e mergulho para SE.

Os quartzitos da Serra do Chapadão situada a sul do Morro do Níquel estão dobrados e aparentam uma estrutura sinforme com eixo caindo para W. Este dobramento parece ter sido influenciado pelo falhamento do tipo transcorrente de direção NE e que passa próximo a citada serra.

Na região de Carrancas - Lima Duarte também visualiza-se facilmente os dobramentos. Nas serras de Carrancas e São Tomé das Letras domina um sistema conjugado de sinformes e antiformes com eixos de caimento para SW, ressaltados pelos frequentes quartzitos tipicamente placoides. Como na região de Passos, este sistema também parece se desenvolver - balizado por falhamentos do tipo transcorrente situados neste caso em Itutinga e Cruzília - São Vicente de Minas.

Ainda nesta região, nos arredores de Lima Duarte ocorrem sinformais e antiformais mostrados pelos quartzitos intercalados na sequência de Gnaisse do Complexo Piedade. São perfeitamente visualizados nas serras dos Gerais e de

0

Lima Duarte com eixos de direção $N65^{\circ}W$ e $N70^{\circ}E$ respectivamente e mergulhantes para NW no primeiro caso e NE no segundo.

4. Falhas

Os principais sistemas de falhas, resultantes dos esforços compressivos estão caracterizados por extensas zonas nos mais diversos tipos de rochas.

Para melhor descrevê-las serão abordados segundo duas áreas situadas a oeste e leste e denominadas de sistemas de Passos e São João del Rei, respectivamente.

A) Sistema de Passos

- Faixa de cizalhamento do Chapadão da Babilônia.

Esta extensa zona de falhamentos estende-se desde a região de Cristais passando próximo a Arauna, Capitólio e pelo Chapadão da Babilônia onde para NW é coberta pelos sedimentos e magmatitos da bacia do Paraná.

Tem direção NW-SE e os seus frequentes traços tem significativa expressão superficial. A área bem característica dessa expressão é a do Chapadão da Babilônia, onde as rochas quartzíticas mostram nítida orientação NW e mergulhos fortes, ora para SW ora para NE.

Na estrada de Capitólio a Arauna encontra-se em forma de crista, expressiva ocorrência de milonito gnaisse. Estes milonitos podem também serem observado na estrada Piunhi para Capitólio.

- Falha de Cássia

Estendendo-se desde Itaú de Minas passa pela cidade de Cássia, que lhe dá o nome, e prolonga-se para NW onde está sobreposta pelos sedimentos e magmatitos da Bacia do Paraná. Tem uma extensão de aproximadamente 100 km, e sua direção é $N40^{\circ}W$.

Os falhamentos nesta direção observados em Jaguaraparecem representar continuação dos traços desta falha.

A borda da Bacia do Paraná com orientação próxima a da falha de Cássia sugere ter sofrido sua influência.

- Falha de Alpinópolis

Compreende um sistema de falhas transcorrentes e inversas caracterizadas pelas cristas das Serras Pindaíba, Pinheiros, do Tabuleiro e da Tromba com direção aproximada $N60^{\circ}W$.

- Falha de Fortaleza de Minas

Desenvolvendo-se a SW desta localidade, apresenta direção $N60^{\circ} - 70^{\circ}W$ é a responsável pela estruturação observada nos quartzitos da Serra do Chapadão situada sul do Morro do Níquel

- Falhas inversas da Serra da Canastra

Na Serra da Canastra desenvolve-se um sistema de falhas inversas ou de empurrão, promovendo um enrugamento nas rochas quartzosas, dando como resultado diversas escamas cujas direções se infletem de E-W para N-S. A direção de

0 .
mergulho é sempre para SW e W, evidenciando o sentido de empurrão.

- Falhas Inversas da Serra da Pimenta e Mundo Novo

Compreende um sistema de falhas inversas ou de empurrão no sentido aproximado W-E, comprimindo e acavalgando rochas de idades diferentes. Assim é que, nesta área encontram-se rochas do Bambuí, embutidas em rochas mais antigas. Como consequência deste empurrão, as rochas foram falhadas e dobradas segundo a direção N-S, promovendo a estruturação atual das referidas serras. As rochas são caracterizadas por intensa deformação, podendo aí serem encontradas desde milonitos gnaisses, quartzitos protomiloníticos até arenitos cataclásticos.

B) Sistema de São João del Rey

- Falha de São João del Rey

A zona da falha de São João del Rei estende-se da região de Itutinga e Carrancas passando por São João del Rey, Carandaí e daí seguindo para NE.

É representada por um feixe de falhas conjugadas de direção aproximada $N45^{\circ}E$, caracterizada por uma faixa de melonitos xistos, milonitos gnaisses e filonitos, sendo a mais evidente a faixa Prados, mapeada por Ebert (op.cit.) - como metasiltitos.

- Falha de Itutinga

Este falhamento mostra uma direção bastante anômala às apresentadas pelos outros sistemas. Tem direção E-W que

parece se prolongar até a região de Barbacena. Esta falha é caracterizada por uma faixa de rochas cataclásticas, com a foliação concordante com a direção do falhamento e mergulhos fortes, geralmente para sul.

- Falha de Bom Sucesso

Na serra de Bom Sucesso, foi constatado duas direções tectônicas. Uma mais antiga, de direção E-W, observada nos gnaisses adjacentes à serra e outra mais nova, que truncava a primeira, de direção aproximada $N30^{\circ}E$, correspondendo à faixa cataclástica que forma a referida serra.

- Falhas da Região de Macaia

Nesta região observa-se três direções de falhas, concordantes com os sistemas de falhamentos regionais. Um, concorda com a falha de Itutinga, um outro com a de São João - del Rey e o terceiro com os falhamentos da Serra de Bom Sucesso. Este sistema de falhas conjugadas, deu origem a um "graben" onde ficou preservada uma sequência de quartzitos, calcários e xistos da Unidade Carandaí.

C) Outros

Na área de ocorrência do Complexo Gnaissico-Migmático, a SE de Divinópolis ocorrem falhamentos orientados para NE e NW.

O traço desses falhamentos é de difícil caracterização e seu reconhecimento no campo é mostrado pelo desenvolvimento de estreitas faixas de biotita xistos a granada, com

0

frequentes ocorrências de rochas básicas.

Estas duas direções em alguns locais se inter cruzam.

8.3 Domínio da Bacia do Paraná

Segundo ASMUS & PORTO (1972) a Bacia do Paraná es tá situada na placa litoesférica Sul-americana, comportando se estruturalmente, como uma grande bacia intracratônica do tipo autogeossinclinal de acordo com a classificação de DEWEY & BIRD (1970). Esforços compressivos tangenciais capa zes de provocar intensos dobramentos e falhas reversas, são praticamente ausentes.

As deformações estruturais existentes foram produ zidas por movimentos ascendentes ou descendentes, de grande amplitude vertical envolvendo grandes áreas e estão relacio nados com antigas linhas de fraqueza do embasamento crista lino (NORTHFLEET et alii, 1969).

Testemunhos isolados pertencentes ao Grupo Itararé preservados nas proximidades da cidade de Lage, sugerem rea tivação de falhamento antes da deposição das Formações Bo tucatu e Serra Geral (Juro-Cretáceo).

A área em estudo, segundo ANDRADE & SOARES (1971)- situada na porção centro-leste, faz parte de uma estrutura regional do tipo homoclinal, modificada por falhamentos.

O magmatismo basáltico Juro-Cretáceo acarretou com plicações adicionais à geologia estrutural da bacia, com a formação de "sills" influenciando na posição das camadas atra vés de ruptura e desnivelamento.

Os pacotes sedimentares têm mergulho suave, em

torno de 1° para oeste, sendo bem evidente em São Sebastião do Paraíso. Em Capetinga os mergulhos dirigem-se para WSW .

Os sedimentos da Formação Bauru estão muito pouco perturbados tectonicamente, evidenciando calma tectônica no tempo de sua deposição.

8.4 Domínio do Quadrilátero Ferrífero *

Na região do Quadrilátero Ferrífero, Dorr (1969), reconhece três períodos de deformação. Os dois primeiros, um entre a Série Rio das Velhas e a Série Minas e o outro entre a Série Minas e a Série Itacolomi, são bastante obscuros e nada se pode dizer sobre a sua extensão e a sua grandeza. O último, é o mais violento, envolvendo os sedimentos pré-Cambrianos, e é post-Itacolomi.

As principais estruturas do Quadrilátero são: a leste, a sinclinal de Santa Rita; a oeste, a sinclinal da Moeda; a sul, a sinclinal de Dom Bosco, e a norte, a sinclinal da serra do Curral. A sinclinal do Gandarela está localizada na zona do Quadrilátero Ferrífero, sendo isoclinal e inclinada na extremidade leste e na oeste, é normal.

A sinclinal de Santa Rita é provavelmente a mais complexa estrutura da região. Foi primeiramente dobrada com direção NS e, posteriormente, devido a esforço NE, foi redobrada. O seu lado norte foi fortemente imprensado contra o quartzito Caraça, e perturbada por falhas de empurrão, resultando então outras dobras e falhas. Este tipo de dobras é bem visível nas quadrículas de Santa Rita Durão e Capanema.

* Compilado de Dorr (1969)

O sinclinal de Dom Bosco é a segunda em complicação na região. O seu lado sul é bastante duvidoso, devido principalmente aos diversos falhamentos. Ele está situado ao sul do rio das Velhas, e se estende para o lado este da sinclinal da Moeda. Para os lados de Mariana é obliterada por falhas inversas, que colocam as rochas do Grupo Nova Lima - sobre as da Série Itacolomi. Esta sinclinal pode ser dividida em duas partes; a de este, que é caracterizada por falhas inversas e de rasgamento, e a de oeste, na qual as falhas de rasgamento são as mais importantes. A evolução da sinclinal de Dom Bosco, foi possivelmente iniciada com a elevação do bloco do Rio das Velhas. A distribuição das falhas inversas no sul da sinclinal, sugere que este bloco - foi ativo e tenha uma componente oeste.

A sinclinal da Moeda, do lado oeste do Quadrilátero Ferrífero, é uma das maiores estruturas entre as demais. Nos mapeamentos de detalhe, é possível se separar nesta estrutura mais de 10 unidades. Tem cerca de 4 km de comprimento, desde a serra do Curral ao sinclinal de Dom Bosco. Os seus flancos são cortados por dobras e falhas. O flanco oeste é o mais vertical ou inclinado para este, mergulhando, - cerca de 45° em alguns lugares. O eixo da sinclinal é geralmente NS, e a sua parte norte é mais complicada pelas falhas inversas e de rasgamento. A união desta estrutura com a serra do Curral, é, até agora, desconhecida.

A serra do Curral, é uma serra linear de 100 km de comprimento. Dorr (1969), a considera uma serra de estrutura homogênea, com mergulhos fortes e de camadas invertidas. A parte mais complexa é aquela entre as quadrículas de Be

lo Horizonte e Ibirité, onde é cortada por pequenas falhas de acamamento.

A maior estrutura que ocorre a sudeste e este da parte norte do alto do rio das Velhas é a sinclinal do Gandarela. É em parte isoclinal e em parte inclinada para nordeste. Os seus dois flancos são paralelos por uma distância de 10 km no extremo oeste, mas, para nordeste, dois flancos se juntam onde são então isoclinais ou inclinados. O seu flanco sul é cortado pela falha do Fundão. Nesta sinclinal as dobras secundárias são paralelas ao seu eixo principal, particularmente no lado leste. Ele mergulha para nordeste, do lado oeste, e sudoeste, na parte este.

A sinclinal de Ouro Fino é uma pequena estrutura redobrada, situada imediatamente ao sul do lado oeste da sinclinal do Gandarela, onde é separada pela falha do Fundão da anticlinal da Conceição. Na sua extremidade sul, a estrutura é paralela ao alto do rio das Velhas, e é paralela à anticlinal do Gandarela, que tem direção nordeste. O redobrimento também é cortado pelo falhamento do Fundão. O Grupo Caraça e o Itabirito Cauê, são as unidades da Série Minas mais preservadas nesta sinclinal. As outras unidades geralmente faltam, devido aos falhamentos.

O alto do rio das Velhas é a chave do desenvolvimento estrutural da região. Tem cerca de 19 km comprimento, a noroeste, e 47 km no lado sul, é a base da Série Minas. A nordeste e sul, grandes massas de granito invadiram esta estrutura anticlinal, sendo que as de sul são de duas idades e com possibilidade de também ocorrerem a nordeste. As rochas da Série Rio das Velhas, têm duas idades de dobramen

tos, uma possivelmente pré-Minas e outra port-Itacolomi. A foliação do Grupo Nova Lima é paralela ao contato com o granito ao redor do Complexo Bação, exceto no lado norte, - onde a direção o corta. A formação ferrífera e o quartzito, mostram a foliação e acamamento paralelos a esta direção. A sul da cidade de Caeté, a foliação do Grupo Nova Lima é fortemente discordante com o granito, mas do lado norte é quase concordante. A oeste de Caeté, ocorre uma camada de quartzito, que é paralela a este contato. Nas vizinhanças de Nova Lima, Honório Bicalho e Raposos, frequentes bandas da formação ferrífera e outras rochas, têm direção paralela às da Série Minas.

A sinclinal de Vargem do Lima, aparece no flanco oeste do alto rio das Velhas, inclinada e mergulhando para este. Tem direção nordeste. O mergulho no lado sul, não pode ser determinado devido ao grande cisalhamento existente na área, e a presença de falhas inversas.

O alto Conceição-Caraça é limitado; a norte, pela sinclinal do Gandarela e localmente pela falha do Fundão; a leste e sul, pela sinclinal de Santa Rita e suas dobras menores; e a oeste, pela sinclinal de Conta História. O Grupo Nova Lima aflora no seu flanco norte e o Grupo Tamanduá, no seu centro e na sua parte sudeste. A norte, a parte levantada é do Grupo Nova Lima, e as rochas têm direção nordeste, - paralela à sinclinal do Gandarela, originando aí uma estrutura, que foi chamada de anticlinal, por Moore (1969). O quartzito Cambotas, da serra do Caraça, foi dobrado em estruturas isoclinais, algumas recumbentes e em escamas. É cortado por falhas e por diques máficos. O bordo mais alto

é um paredão nu de quartzito, mergulhando mais de 50° , e com mais de 1000 metros de altura cortado por crevassas. O acamamento não pode ser observado devido, à intensa foliação, aos falhamentos e ao dobramento. Tem entretanto direção quase norte e mergulha para este.

Os principais tipos de falhas encontradas na região são devidas à deformação post-Itacolomi.

A sul e do lado leste do quadrilátero ocorrem muitas falhas de rasgamento e inversa. Estas falhas superpostas ao mais novo dobramento e os seus deslocamentos não podem ser medidos sem mapeamento detalhado. As mudanças de facies das unidades estratigráficas, são graduais e erráticas.

Na união da serra do Curral com a sinclinal da Moeda existe uma mudança brusca da facies. Pouco se sabe da natureza desta rápida mudança. No flanco sul da sinclinal de Dom Bosco, próximo ao lado oeste, o movimento da falha de rasgamento é da ordem de sete quilômetros. Da mesma maneira o deslocamento do lado sul, da serra do Caraça, tem um deslocamento de vários quilômetros. A falha do Fundão, - extensa e simples pode ser traçada por uma distância de 48 km. Depois vira para sudeste, um sistema de falha de rasgamento, e inverte em seguida por mais dez quilômetros para oeste. Tem um total de 88 km de extensão. Esta falha marca o contato entre a área altamente falhada, a este, e a relativamente sem falhas, a oeste.

O sistema de falhas da sinclinal de Dom Bosco embrica diversas "camadas", uma sobre as outras, por falhas de rasgamento e inversas. Não se pode saber exatamente

seu movimento diferencial, o qual é suposto ser de mais de 20 km. O sistema começa a este da sinclinal, com um grande escorregamento do Grupo Nova Lima sobre a Série Itacolomi.

A falha de Água Quente tem ramos, muitos dos quais, se reúnem em uma só falha principal, e os demais se perdem nas rochas graníticas, ou rodeiam as rochas metassedimentares.

A sul da serra do Caraça ocorre uma série de falhas de direção norte, com alto ângulo ou inversas. São paralelas à falha de Água Quente. Este conjunto constitui um sistema de falhas que se encurva para sudeste e nordeste. No interior da serra do Caraça, aparece um outro sistema intrincado de falhas, paralelo ao anterior, mas sem continuidade com este. O quartzito Cambotas é intensamente deformado, consistindo de dobras e falhas inversas, com direção - norte e mergulho forte. A norte e oeste da falha do Fundão e da sinclinal de Dom Bosco, somente duas falhas inversas - são conhecidas e uma é a que faz a união da serra da Moeda com a serra do Curral. Outras falhas pequenas são também, encontradas na região, de centímetros, metros, ou raramente, de dezenas a milhares de metros. Essas resultam dos ajustamentos durante o dobramento.

A falha de rasgamento do Engenho, que faz o contato das rochas post-Rio das Velhas é traçada por mais de 70 km de este para oeste. Ela se bifurca em vários locais, cortando toda sequência Nova Lima. Esta estrutura é considerada ter no mínimo, 2.000 metros de deslocamento vertical, e é mais nova que os dobramentos, que os falhamentos inversos e os granitos intrusivos. Johnson (1962), a considerava mais

velha que o diabásio que corta a serra de Ouro Branco.

A faixa de rasgamento exposta no depósito de hematita de Mutuca II, a sul de Belo Horizonte, entre a extremidade norte da sinclinal da Moeda e os depósitos, é enigmática. O plano de falha é exposto em várias frentes de trabalho. Esta falha tem direção NS e forma uma notável zona de brecha. Na sua parte norte a falha vira para este, onde é escarpada e inversa.

As estruturas regionais são cortadas por várias falhas transversais e com mergulho forte. Estas parecem ter duas orientações principais, uma ortogonal à direção local da estrutura, e a outra fazendo um ângulo de 30° a 45° . Estas direções são controladas pelas direções de falhamentos. A maioria destas falhas na parte oeste da serra do Curral tem quase ângulo reto com a direção da serra, enquanto algumas outras têm quase 45° . Na parte este, elas têm ângulos próximos dos 90° e na serra da Moeda têm também, na sua maioria 90° , mas aparecem também as com ângulos de 45° . No lado este da sinclinal de Santa Rita, também ocorrem as falhas transversais ortogonais com a direção geral das estruturas. Este sistema de falhas na sinclinal de Santa Rita é possivelmente mais complexo, por causa da variedade das rochas da região. Os deslocamentos têm geralmente 100 metros, mas existem aqueles locais em que são maiores como na serra de Itabirito, que tem 400 a 600 metros, e na serra do Curral, a sul de Belo Horizonte, onde tem 1.000 metros.

9. RECURSOS MINERAIS

9.1 Comentários Gerais

A crescente demanda de matéria prima para o abastecimento, sempre crescente, do parque industrial brasileiro, gerou a intensificação da pesquisa de novos depósitos minerais, surgindo em consequência, projetos de pesquisa mineral, desempenhados tanto pelos órgãos governamentais, como por empresas privadas.

Refletindo esta política, foi criado este projeto, com vistas ao auxílio na descoberta de áreas potencialmente promissoras à pesquisa mineral.

A área envolvida no presente trabalho, no que se refere aos recursos minerais, é bastante promissora. Extraíndo-se o Quadrilátero Ferrífero, que por si só constitui uma conhecida província metalogenética, já por demais conhecida no panorama mineral nacional, são também encontrados inúmeros outros bens minerais, distribuídos nos mais diferentes sítios dentro da região estudada.

Os bens minerais tratados a seguir, foram divididos em minerais metálicos e não metálicos.

9.2 Jazidas e Ocorrências de Minerais Metálicos

9.2.1 Bauxita

As jazidas de bauxita resultam da decomposição de vários tipos de rocha, tais como diabásio, anfibolito, filito, rochas alcalinas, etc. As condições geológicas favoráveis à formação de hidróxido de alumínio concrecionário são complexas, sendo que o retardamento no processo da erosão, devido ao aplainamento da superfície, em relação a velocidade

do processo de alteração química da rocha ^{fornece?} fornece ao processo de bauxitização.

Os depósitos de bauxita conhecidos dentro da ambiencia do projeto estão restritos a região do Quadrilátero Ferrífero e foram gerados a partir dos processos de intemperismo em rochas do Super Grupo Minas. Estes depósitos foram objetos de estudos por parte de vários profissionais, dentre e les podem ser citados Vaz (1945), Guimarães & Coelho (1945), Pomerene (1964), Barbosa & Rodrigues (1967), Fleischier & Oliveira (1969) e Maxwell (1972).

1. Localização e Tipos dos Depósitos

Os principais depósitos conhecidos dentro da área do projeto são: os do morro do Cruzeiro, nas imediações de Ouro Preto; os da serra da Motuca, a SSW de Belo Horizonte e os depósitos do distrito de Alegria, a NNW de Santa Rita Du-rão.

A bauxita do morro do Cruzeiro possui uma cor rosa, variando de pálida até vermelha, onde a tonalidade ^{de} função da percentagem de Fe_2O_3 , com as variedades mais claras geralmen-te mais ricas em SiO_2 . Este depósito é constituído de bauxi-ta compacta e encontrada, geralmente, em concreções de tama-nho variado, algumas podendo atingir um ou mais decímetros e disseminadas na laterita.

Os depósitos da serra da Motuca foram descritos por Pomerene (1964) como bauxita ferruginosa, em camada com es-pessura não superior a 0,50 m. A bauxita não é de boa quali-dade e é resultado da decomposição de filitos-cloríticos do Super Grupo Minas. Este depósito possui um capeamento de so-lo ferruginoso com espessura oscilando de 1,0 a 2,0 metros.

Na região de Alegria são também conhecidos alguns depósitos. Segundo Maxwell (1972), estes depósitos foram formados sobre filitos dolomíticos, dolomitos e rochas ultramáficas, abaixo da laterita ferruginosa e associadas a antigas superfícies de erosão. Germano e Fazendão são os depósitos mais conhecidos.

Na tabela 02, estão selecionados alguns resultados médios de análises químicas, dos principais depósitos descritos, efetuados em vários laboratórios.

Tabela (02)

Depósito	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe	SiO ₂	Ti ₂ O ₃	PPG
Morro do Cruzeiro	40,6	32,5	-	3,9	2,6	23,5
Morro do Fraga	48,4	21,3	-	1,7	2,5	26,1
Serra da Brigida	46,8	22,2	-	3,8	2,0	25,2
Jardim Canadá	42,1	30,3	-	1,7	2,4	23,2
Mutuca	53,8	13,6	-	1,3	3,3	28,0
Fazenda da Vargem	45,5	26,6	-	2,2	2,1	23,6
Chapada da Água Quente	44,0	26,5	-	2,2	2,3	24,4
Fazendão	43,40	-	20,07	1,74	2,16	24,66
Germano	43,32	-	17,85	7,00	-	17,85

Fonte : Fleischer & Oliveira (1969)
Maxwell (1972)

2. Gênese dos Depósitos

Baseado na teoria da Haves, Vaz (1945) advogou a hipótese de que o material bauxítico encontrado nas cercanias de Ouro Preto teve origem a partir da ação do ácido sulfúrico (formado a partir da decomposição da pirita, em zona de intemperismo) sobre a caulinita e sericita, componentes dos filitos do Super Grupo Minas. Esse processo promoveu

a formação de sulfato de alumínio decorrente da reação do ácido sulfúrico com a caulinita. A solução resultante reagiu com o calcário, liberando alumina gelatinosa que se encontra na superfície. Esta teoria não é totalmente satisfatória para a região de Ouro Preto, pois não explica a ausência de gipsita, de veria associar-se à bauxita.

Guimarães & Coelho (op. cit.) admitiram como rocha matriz, no morro do Cruzeiro, as rochas argiláceas intercaladas nos filitos do Super Grupo Minas, as quais teriam sofrido um enriquecimento primário em alumina, durante a fase de metamorfismo, responsável pela piritização dos filitos. A ação das águas sulfúricas oriundas da decomposição das piritas teria sido responsável pela evolução dos filitos até bauxita, sob condição de drenagem deficiente, o que teria proporcionado umidade suficiente para o seu embebecimento e alteração.

Segundo estes autores, a bauxita seria autoctone. Entretanto, Barbosa & Rodrigues (op. cit.), ao estudarem alguns depósitos do Quadrilátero Ferrífero, defenderam a hipótese de que as cangas, bauxitas e argilas nada mais seriam que materiais originados sob diferentes condições climáticas, em "paleo-playas" pliocênicas. Para estes autores os depósitos de bauxita seriam aloctones.

Com base na teoria da bioresistência de Erhart (1956), Fleischer & Oliveira (op. cit.), baseados em estudos efetuados em 13 depósitos no Quadrilátero Ferrífero são a favor de uma origem aloctone para estas jazidas. Esta hipótese está fundamentada na constatação de que as jazidas estão sempre associadas às rochas do Grupo Itabira, possuem superfícies de peneplanação com capas e lapas de canga, a forma de bacias delineadas pelos depósitos e os perfis pedológicos inversos

sugerem um ambiente sedimentar continental lacustre.

Paisagens cársticas devem ter condicionado a formação destas bacias restritas, baseado em que grande parte dos depósitos estão verticalmente acima de dolomitos.

A formação de bauxita foi proporcionada pelo enriquecimento de alumina dos lateritos posterior a sua deposição.

9.2.2 Cassiterita

A descoberta de ocorrência de cassiterita nos municípios de São João del Rey, Resende Costa, Prados e Bom Sucesso, data de 1942. Nestes sítios, a cassiterita está sempre relacionada à presença de diques granito-pegmatítico, contendo ainda outros minerais como espodumênio, lepidolita, turmalina, granada, berilo e titanita.

A potência dos diques é bastante variável podendo ter espessuras centimétricas até 30 metros ou mais, sendo que alguns podem ser vistos por mais de 2,0 quilômetros. A direção geral dos diques coincide com a direção da xistosidade regional, oscilando em torno de $N 70^{\circ} E$ e com mergulhos variando de 30° a 80° , para norte ou para sul.

1. Tipos de Localização das Jazidas

O principal tipo de jazimento encontrado na área é constituído de filões de granito-pegmatítico. Os depósitos aluviais existentes no rio das Mortes e seus tributários foram exauridos pelos garimpeiros e pequenas empresas, pouco tempo após a suas descobertas.

Nas jazidas primárias, podem ser distinguidos, segundo Rolff (1948) dois tipos principais de pegmatitos: o Santa Rita e o Nazareno, o primeiro caracterizado por ser

pouco possante e pouco mineralizado, contendo no máximo 3,0 kg de cassiterita por tonelada e com localidade tipo na região de Santa Rita. O tipo Nazareno, caracteriza-se por ser muito possante, bastante mineralizado, estruturalmente irregular, bolsões de "greisen", zonas contendo minerais de lítio (espodumênio e ambligonita) e os teores atingem a mais de 10 kg de cassiterita por tonelada.

Guimarães & Guedes (1944) realizando estudos de detalhe na região, descreveram os diques mais promissores, encontrados nos sítios de Nazaré, Penedo, Ramos e Godofredo.

O dique estanífero de Nazaré localiza-se às margens do rio das Mortes, na estrada Nazareno - São Tiago, em Volta Grande. Esse dique tem direção $N70^{\circ} E$ com mergulho forte, em torno de $70^{\circ} SE$, concordante com a orientação das rochas regionais.

Os afloramentos conhecidos, permitem delimitá-lo numa extensão aproximada de 3,0 km, com potência variando de 03 a 30 metros, podendo encontrar como minerais acessórios: espodumênio, lepidolita, cassiterita, turmalina, tantalita e djalmaíta.

Segundo Guimarães & Guedes (op. cit.) ao longo da direção do dique, a partir do rio das Mortes, em direção à Fazenda Volta Grande, pode-se verificar nos afloramentos, a seguinte distribuição mineralógica: 80 metros de ocorrência de belos cristais de espodumênio e feldspatos; 300 metros de cassiterita, quartzo e moscovita. O teor médio desse dique é de aproximadamente 3%.

O dique de Penedo ocorre nas imediações da confluência dos córregos Carioca e Prainha, tributários do rio das Mortes, com direção $N 70^{\circ} E$ e mergulho de $40^{\circ} NW$, cortando

um gnaisse xistoso de aspecto migmatítico. Os minerais acessórios do filão são: cassiterita, magnetita, turmalina e granada.

A espessura do dique é de 1,20 metros; e com extensão aproximada de 200 metros, sendo que a cassiterita distribuiu-se, ao longo de toda a extensão, sendo a concentração média estimada em torno de 1%.

Na localidade de Ramos, no município de Rezende Costa, na contramargem do rio Santo Antônio, a cerca de 4,0 km à montante de Penedo, ocorrem diques pegmatóides cortando um gnaisse anfibolítico. A distribuição da cassiterita é muito irregular, havendo buxos, onde ocorrem a magnetita, turmalina, berilo e granada.

Um outro filão pegmatóide, lenticular, ramificado é ainda encontrado na fazenda do Godofredo. A direção geral do dique é de N 60° a 70° E, mergulhando de 30° NW, sendo que o gnaisse encaixante possui a mesma direção, enquanto o mergulho é de 55° SE.

Souza & Souza (1970) realizaram uma viagem de reconhecimento nos municípios de Conselheiro Lafaiete, Cristiano Ottoni, Entre Rios de Minas e Lavras para averiguação de ocorrência de cassiterita e associados.

Em Buarque, município de Conselheiro Lafaiete, foram encontradas as duas maiores jazidas.

Uma situada a aproximadamente 500 metros da Vila de Buarque, na fazenda Moinho dos Bernardes, nos aluviões do córrego dos Bernardes. Segundo dados colhidos no local, foi estimado que para cada tonelada de material desmontado tem-se 5,0 kg de minério. Além da cassiterita, é encontrado su-

bordinadamente tantalita, columbita e ilmenita associados.

A outra jazida, situada na fazenda Cachoeira, nos aluviões do córrego homônimo, distando 5,0 km de Buarque. Esta, é maior e mais promissora que a primeira, sendo o desmonte feito por jato d'água, com uma produção diária de 158 a 200 kg.

Outras ocorrências de menores expressões foram constatadas nas fazendas Potreiro, Cachoeira, Buraco da Erva e Quilombo, sendo que nesta última o material analisado na Icominas revelou ser a cassiterita e tantalita comerciáveis.

9.2.3 Cobre

Na região em apreço, são insignificantes as ocorrências conhecidas, sendo que dentre elas podem ser citadas as pequenas quantidades de sulfetos e carbonatos de cobre impregnados no dolomito, encontrados nas cercanias do povoado do Eixo, município da Serra da Moeda, na extremidade sul da serra homônima.

A mineralização está associada a finos veios de quartzo com pequenos e irregulares bolsões de sulfetos e finas películas de carbonatos ao longo das juntas, fraturas e veios. A azurita, calcopirita, malaquita e tetrahedrita são os minerais cupríferos com teores inferiores a 1% de cobre nos bolsões de sulfetos.

Outras ocorrências são ainda encontradas nos municípios de Itabirito, na rodovia que liga Belo Horizonte ao Rio de Janeiro (BR-135); no município de Ouro Preto, no Morro do Bule e Dom Bosco, e no município de Belo Vale. Estas ocorrências são formadas por veios de quartzo contendo calcosita parcialmente transformada em cuprita, malaquita e azurita ,

cortando as rochas dolomíticas do Super Grupo Minas.

9.2.4 Cromita

Desde longa data é conhecida a ocorrência de cromita no município ^{de?} em Piuí, na região do Vale do rio Araras, a sudeste da sede municipal, próximo ao divisor de águas dos rios Grande e São Francisco. Esta é formada por bolsões irregulares, com espessura variada, oscilando de decímetros até metro, sendo que o mineral apresenta-se bem cristalizado, em massas compactas, de octaedros bem definidos, equigranular e de brilho ^vsumetálico. O aspecto do minério rico é bem distinto, proporcionando a sua triagem manual.

Os primeiros trabalhos de pesquisa na área foram realizados por Guimarães & Oliveira (1938) e Barbosa & Lacourt (1940).

Os trabalhos de exploração em escala reduzida e por métodos rudimentares (utilização de pá e picareta) vem se processando com interrupções desde a década de 30.

Na época do desenvolvimento da campanha de campo en cetada por este projeto, teve-se a oportunidade de visitar al gumas frentes de trabalho que estavam sendo exploradas pela SOCIAGRO (Sociedade Agro-Pastoril Ltda.). Na ocasião, segundo informações verbais, na área requerida por aquela companhia, já haviam sido exploradas 2.111 toneladas de cromita com teores médios oscilando de 39% a 65% de Cr_2O_3 .

As amostras do minério, analisadas em diferentes laboratórios, forneceram os seguintes resultados:

Análise Granulométrica

Peneira	%	
6	0,0	Concentração - 65%
12	0,0	Finos - 2,4%
20	3,7	Modulo finura - AFS-50
30	8,0	
40	15,3	
50	26,4	
70	20,4	Fonte : Análise realizada
100	18,3	no Laboratório da Queiroz
140	5,0	Junior
200	1,4	
270	0,3	
- 270	0,7	
Total	99,5	

Análise Química

Cr_2O_3 (%)	41,23 ⁽¹⁾	51,30 ⁽²⁾	49,86 ^{(3)*}	40,50 ^{(4)*}	61,75 ^{(5)*}
FeO (%)	20,29	17,30	32,14	21,86	25,20
SiO ₂ (%)	5,61	2,12	2,74	8,25	3,50
Al ₂ O ₃ (%)	19,15	13,56	3,40	12,40	-
MgO (%)	12,97	15,46	11,60	10,90	-
CaO (%)	0,76	-	-	-	-
MnO (%)	0,21	-	-	-	-

- Fonte: 1) Barbosa & Lacourt (1940)
 2) Guimarães & Oliveira (1938)
 3) Laboratório da U.F.M.G.
 4) Resultado médio de 7 amostras
 5) Laboratório da Queiroz Júnior
 * Dados fornecidos pela SOCIAGRO

9.2.5 Ferro

As jazidas de minério de ferro, na área do projeto, estão concentradas quase que totalmente na região denominada por Gonzaga de Campos de Quadrilátero Ferrífero. Nesta região o minério é encontrado na Formação Itabirito Cauê, cujos depósitos são de elevado teor e de excepcional pureza. Esta formação é essencialmente constituída de camadas itabiríticas, que devido a diferentes ações metamórficas e intempé-ricas dão lugar aos vários tipos de minério de ferro, descritos por Alves (1961), como :

Itabirito

Cujo teor em ferro oscila entre 30 e 55% e é uma rocha listrada, constituída de leitos alternados quartzosos e hematíticos. Quando compacto e com menos de 50% de Fe, não é considerado minério.

Hematita Compacta

Geralmente forma grandes lentes dentro do itabirito e o seu teor em ferro varia entre 66 e 69%.

Hematita Branda

É a hematita friável ou mesmo pulverulenta, em geral de alto teor e de grande pureza, contudo a sua utilização depende de aglutinação prévia, por sinterização ou pelotização e o seu teor oscila de 67 a 69 de Fe.

Canga

É o minério concreccionário que resulta da limonitização parcial e aglomeração de fragmentos de hematita e itabirito. Forma crostas superficiais, com teor bastante variável, alcançando porém teores econômicos de 55 a 64% de Fe. Em

geral, contém mais fósforo que os outros tipos.

Minério elúvio-aluvial

Comumente conhecido como "chapinha" é resultante da desintegração e limonitização parcial de itabirito, enriquecido em ferro pela perda da sílica durante o processo de meteorização.

Para efeito de descrição dos tipos de minério, foram agrupados estes diferentes tipos em três categorias: minério itabirítico, minério hematítico e canga.

1. Minério Itabirítico

Nessa categoria são incluídos o itabirito concentrável e o itabirito elúvio-aluvial denominado "chapinha". Seu teor vai de 35 a 48% de Fe. Corresponde ao itabirito amolecido pelo intemperismo, que por isso pode ser facilmente extraído.

O beneficiamento deste material é obtido com peneiramento eliminando boa parte da sílica. Contudo, o tratamento deste tipo de minério é feito utilizando-se o método de concentração por gravidade.

Com relação ao itabirito compacto, no estágio atual, não há condições para seu aproveitamento econômico, não podendo ser computado como minério. Pode-lo-á ser, contudo, quando se criar nova tecnologia para seu aproveitamento.

.. Gênese dos Itabiritos

Várias são as teorias que procuram explicar a origem do minério de ferro do Quadrilátero Ferrífero, sendo que dentre elas podem-se salientar os trabalhos de Guild (1960),

Dorr (1969) e Guimarães (1961).

Para Guild (op. cit.), os sedimentos ferruginosos foram depositados como precipitados químicos de óxido de ferro, sílica coloidal e carbonatos alcalino-terrosos, trazidos por rios caudalosos a uma bacia marinha de circulação restrita. Condições um tanto ácidas devidas a um arco vulcânico de deposição e o oceano aberto, e as emanções vulcânicas, ajudaram a baixar o pH da água da bacia, inibindo a precipitação de carbonatos durante a maior parte da precipitação do ferro. Para o autor, como a topografia do terreno era baixa, pouco ou nenhum material clástico foi introduzido.

Contudo, já em 1957, o próprio Guild observou que nos itabiritos fortemente laminados, os delgados leitos são constituídos de hematita tabular e de grãos de quartzo com forte orientação preferencial, que podem ser paralelos ou fazer ângulo com os planos de laminação. É evidente que os planos de laminação atuais não representam os da sedimentação original, isto porque, várias fases tectônicas superpostas obliteraram a estratificação original substituindo-a pela laminação, do mesmo modo que, a metassomatose recorrente, modificou fundamentalmente a composição mineralógica original.

Segundo Dorr (op. cit.) a Formação Itabirito Cauê foi depositada numa plataforma estável, e que até aquela época, nenhuma hipótese totalmente satisfatória sobre a gênese desse tipo de rocha tinha sido apresentada, constituindo um problema insolúvel a fonte primária do ferro necessário para a extensa área de distribuição daquela formação.

Para esse autor, não foi encontrada evidências para afirmar que houve contribuição vulcânica para a constituição dos depósitos ferríferos. Para ele, trata-se de um depósito

marinho epicontinental, químico ou talvez bioquímico, sendo que o metamorfismo promoveu um aumento na dimensão dos grãos com o aumento do grau metamórfico, fenômeno este, que controla o enriquecimento supergênico desta formação.

Guimarães (op.cit.) tem como indiscutível a contribuição vulcânica para a formação das jazidas ferríferas, não só levando em conta a presença de rochas metamórficas de origem vulcânica, bem como evidências de vulcanismo encontrada na bacia do alto do rio das Velhas e na região de Congonhas, sendo esta última evidência sugerida por Guild (op.cit.).

Segundo Guimarães (op.cit.), a sedimentação se processou após uma fase de tranquilidade vulcânica, quando desprendia-se maior parte do CO_2 dissolvido na água do mar, precipitando então lama de carbonatos, hidróxido de ferro e gel de sílica. O processo diagenético, precursor do metamorfismo regional, teria dado origem a camadas jaspilíticas. Devido aos eventos metamórficos que atingiram regionalmente a área, os minerais atuais não revelam as condições do ambiente de sedimentação, sendo que os leitos alternados de hematita e quartzo, não devem ser interpretados como resultados de sedimentação rítmica e sim como efeitos tectônicos posteriores, que laminaram os jaspilitos ou camadas de hidróxido ferro com nódulos e lentes de jaspe, propiciando a distribuição dos constituintes da rocha sedimentar. Nas faixas de forte deslocamento tectônico, a hematita assumiu uma disposição linear.

Para o citado autor, a presença de magnetita é indício de uma fase de metamorfismo, em que o atual nível geológico da formação ferrífera estava em posição mais profunda e sob temperatura mais elevada.

2. Minério Hematítico

Corresponde ao minério de teor médio superior a 66%, englobando dois tipos: hematita compacta e hematita branda, o correndo geralmente associados com passagem de um tipo para outro, formando lentes e camadas no itabirito. Sua espessura varia de pouco centímetros até mais de 100 metros, com extensão, às vezes, superior a um quilômetro, o seu formato é bastante irregular e em rosários, alongados na direção do lineamento regional.

As massas de hematita intercaladas no itabirito, apresentam via de regra, realçadas na topografia, devido a sua resistência à erosão, constituindo verdadeiras montanhas de ferro. Os minérios compactos são excelentes para serem usados em formas de aço e constitui quase todo o minério de ferro - que se exporta.

O minério é constituído quase que exclusivamente por hematita, de granulação fina, podendo-se encontrar magnetita e grãos de quartzo isolados. Alguns são moderados a fortemente magnéticos e o silicato encontrado mais comumente é o talco.

- Origem das Jazidas de Hematita

Os primeiros trabalhos que procuraram explicar a origem da hematita do Quadrilátero Ferrífero, foram executados por Harder & Chamberlin (1915), que atribuíram uma origem sin genética. Para estes, os itabiritos são verdadeiros sedimentos primários, sendo que a única mudança que sofreram desde - as suas deposições foi a desidratação que converteu o hidróxi do de ferro em óxido de ferro (hematita).

Sanders (1939), Grosse et alii (1946) foram de encon

tro aquela teoria, defendendo a hipótese da origem epigenética. Para eles, o enriquecimento da formação ferrífera seria devido a atividades hidrotermais ocorridas por ocasião do metamorfismo dos sedimentos originais.

Guild (op.cit.), após várias observações realizadas na região de Congonhas, ratifica a hipótese da origem epigenética da hematita. Segundo este autor, as feições das jazidas de hematita da quadrícula de Congonhas são devidas à deformação da formação ferrífera durante a orogênese pos-Itacolomi, causando um dobramento intenso e clivagem incipiente, onde se observa movimentação de palhetas de specularita. Por alguma razão, o ferro das zonas dolomíticas foi cristalizado em octaedros de magnetita, que com a cristalização do sílex e do carbonato deram rochas finamente granulares de textura em mosaico. O climax do diastrofismo ocorreu quando as rochas não poderiam mais ser dobradas, houve junto um falhamento de empurrão que causou o quebramento de partes de formação ferrífera, abrindo com isso, canais para que soluções de procedência e caráter ignorados, produzissem a substituição generalizada da sílica e do carbonato por hematita.

Entretanto, Guimarães (op.cit.) atribuiu à metassomatose, o enriquecimento em ferro nas grandes massas lenticulares nas camadas itabiríticas, tendo sido mais intensa nas faixas de maiores deslocamentos tectônicos. A evidência da influência tectônica é encontrada no intenso diaclasamento das malhas hematíticas e as deformações texturais observadas em secções polidas e sob luz refletida. Este mesmo autor admite a hipótese que o processo de enriquecimento tenha se iniciado no Penoqueano (700 a 800 m.a.) e pela constatação de que alguns minerais encontrados nas massas compactas de minério são

típicos de metamorfismo epizonal (talco, antofilita, clorita, sericita), conclui que a metassomatose foi hidrotermal.

Para Dorr & Barbosa (1963) os depósitos de hematita de alto teor foram formados, por substituição metassomática de itabiritos silicosos e dolomíticos, pela hematita, mobilizada através de fluidos de origem hipogênica, durante o metamorfismo do Super Grupo Minas. Estes fluidos estão geneticamente relacionados às intrusões dos gnáisses graníticos, no final do pré-Cambriano.

3. Canga

É o minério residual, da erosão e deposição com pequeno ou nenhum transporte, encontrados capeando os afloramentos de itabiritos e lentes de hematita compacta.

Estes minérios residuais são os mais utilizados pelas pequenas indústrias locais, por ocorrerem na superfície, serem lavráveis por métodos simples e facilmente reduzidos nos altos fornos de carvão vegetal.

As jazidas residuais são formadas por processos mecânicos e/ou químicos, sendo no primeiro caso derivadas do itabirito e da hematita. Dos itabiritos são originadas pela remoção mecânica de quartzo granular do itabirito, enquanto que, da hematita são constituídas por blocos e matacões rolados. As jazidas oriundas de processos químicos são compostas de canga com fragmentos de itabirito, hematita e fragmentos de canga mais antiga, cimentados por limonita.

A canga não é um minério uniforme, mas na sua grande maioria contém 55% a 64% de Fe, com sílica, alumina e teor mais elevado de fósforo, geralmente entre 0,1 a 0,3%. As jazidas deste tipo estão, via de regra, associadas às de itabiri

to e hematita.

4. Principais Jazidas e Reservas

Os minérios tipo exportação apresentam em média uma percentagem em ferro superior a 68% e, em geral, menos de 0,05% de fósforo.

Segundo Moraes (1953) os depósitos do Pico do Cauê, no município de Itabira, formam a maior massa de minério de ferro rico no Brasil, com uma reserva avaliada em 110 milhões de toneladas de hematita, de teor de 68% de Fe, não sendo aqui computados os minérios friáveis, também de elevado teor em Fe. Neste município encontra-se ainda o depósito de Conceição que atinge 44 milhões de toneladas de hematita de alto teor, 50 milhões de toneladas de minério de menor teor e enorme tonelagem de minérios ricos friáveis. Há ainda a jazida de Dois Córregos, avaliadas em 10 milhões de toneladas de minério tipo exportação, as de Periquito, Chacrinha, California, Paredão, Esmeril, Camarinha e outras, estimadas em torno de 100 milhões de toneladas de minério tipo exportação.

A jazida de Andrade, próxima a Monlevade, deve conter de 30 a 40 milhões de toneladas de hematita pura, semelhante à de Itabira.

Nos lados oriental e sul da serra do Caraça, perto de Alegria, Catas Altas e Água Quente, existem grandes depósitos de minério de alto e médio teor, sendo que a maior parte deste minério é, meio compacto a friável.

Em Fábrica, no município de Congonhas, há cerca de 60 milhões de minério de ferro, de conteúdo de mais de 60% de Fe, dos quais aproximadamente 20 milhões de toneladas são de minério compacto. Junto a essa, fica a jazida de Pires, com

alguns milhões de toneladas. A jazida de Casa de Pedra, também em Congonhas com 400 milhões de toneladas cujo teor varia de 45 a 55% de Fe, sendo que algumas dezenas de milhões de toneladas são de minério exportável.

A jazida de Capanema, segundo Guimarães (1965), apresenta uma crosta de 15 milhões de toneladas de canga na parte elevada, sendo que abaixo dela e aflorando nas encostas existe considerável massa de minério rico oscilando de 64 a 66% de Fe, cuja reserva foi avaliada em 1,5 bilhões de toneladas.

Na serra da Moeda, a sudoeste de Belo Horizonte, são encontrados vários corpos de hematita compacta tais como os de Jangada, Samambaia, Mangaba, etc., cuja reserva pode ser avaliada em mais de 600 milhões de toneladas, sem contar o tipo itabirítico, cujo teor oscila entre 45 e 55% de Fe.

No município de Itabirito, foi efetuado pela Icominas, a prospecção da jazida do Pico de Itabira, tendo os trabalhos demonstrado uma reserva de 350 milhões de toneladas, sendo 150 milhões de hematita compacta.

Na serra do Curral existem vários corpos de minérios, desde sua parte oriental até o extremo ocidental, sendo que somente na jazida de Águas Claras pesquisada pela Hannaco Ltda., foram cubadas 300 milhões de toneladas, com um teor médio de ferro de 68,5%.

Na região de Gandarela existe vasto depósito de itabirito e hematita, cuja reserva é estimada em mais de um bilhão de toneladas. Nos arredores de Morro Grande, perto de Santa Bárbara, predomina itabirito com teores acima de 50% de Fe, envolvendo grandes lentes de hematita avaliada em 300 milhões de toneladas de minério aproveitável.

Mais ao norte, é encontrada a jazida de Candonga, com volume considerável de hematita correspondente a mais de 80 milhões de toneladas.

A serra da Piedade, embora seja um vasto maciço de i tabirito, apresenta apenas pequenas concentrações locais de hematita compacta.

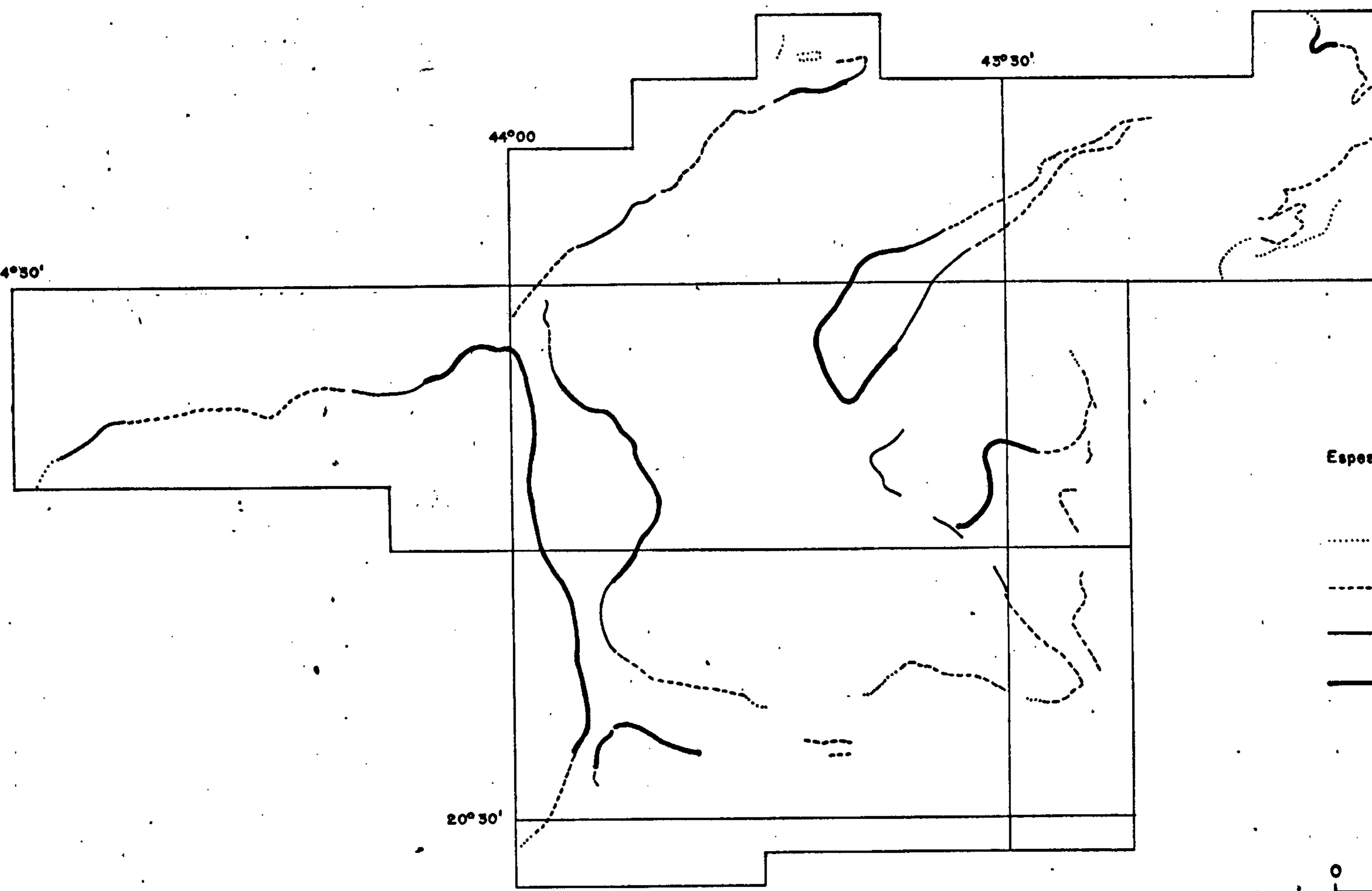
Na tabela 05, estão reproduzidas as reservas de mi nério de ferro, no Estado de Minas Gerais, segundo o Anuário Mineral Brasileiro, 1977.

Estes são os principais maciços de minério de ferro que se destacam na região do Quadrilátero Ferrífero. Inúmeros outros, menores, são conhecidos e em conjunto permitem avali ar, segundo Guimarães (op.cit.), em mais de 35 bilhões de to neladas. Sendo que segundo Alves (op.cit.), a reserva de hema tita é superior a dois bilhões de toneladas.

A figura 22, mostra a distribuição geográfica do Gru po Itabira, a principal fonte de minério de ferro no Quadrilá tero Ferrífero.

Fora o Quadrilátero Ferrífero, encontra-se a jazida de magnetita de Morro do Ferro, município de Oliveira, conhe cida de longa data, tendo sido objeto de estudo por parte de Moraes (1948). O minério de ferro se apresenta no cimo de al guns morros situados a leste do Morro do Ferro, constituindo um cordão de morros que faz o limite entre os municípios de O liveira e Passa Tempo. Estes morros recebem as denominações - locais de serras: do Retiro, da Manteiga, da Bandeira, do Ti noco. Destas, apenas o primeiro localiza-se totalmente no mu nicípio de Oliveira.

Esta faixa montanhosa é representada por rochas quar



Espessuras: (em metros)

- < 100
- 100-200
- 200-400
- > 400

ESCALA



DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA E VARIAÇÕES NA ESPESSURA DO ITABIRITO CAUÊ

FIGURA - 22

Fonte: Dorr, J.V.N (1969)



tzosas e formações ferríferas, com intercalações de hematita e magnetita. O minério de ferro predominante é magnetita, que ocorre em lentes ou em finas camadas.

A reserva destes depósitos é bastante modesta, sendo que nas maiores jazidas (serra do Retiro e Morro do Ferro) deve haver em cada uma delas; no máximo, 100 mil toneladas.

Um depósito de minério de ferro é ainda encontrado - na serra de Bom Sucesso, a leste da cidade de Bom Sucesso, - constituindo uma crista alinhada de direção SW-NE, onde afloram "quartzito" milonitizado e formação ferrífera, encerrando - pequenas lentes de hematita.

5. Análises Químicas

Nas tabelas seguintes, procurou-se reunir resultados de algumas análises químicas médias, efetuadas na região do Quadrilátero Ferrífero. Estas análises estão dispostas por quadrícula e foram realizadas em diferentes laboratórios.

	Congo Soco (1)	Itabira (2)	Itabirito (3)	Monlevade e Rio Piracicaba (4)	Nova Lima (5)
Fe	68,23	68,0	67,55	68,54	68,3
SiO ₂	1,26	0,93	1,13	0,96	2,0
Al ₂ O ₃	0,52	0,77	1,90	0,98	0,5
P	0,02	0,038	0,04	0,04	0,05
Mn	0,43	-	0,03	0,11	0,05

Tabela (03) - Análises médias de hematita

	Congo Soco (1)	Itabira (2)	Monlevade e Rio Piracicaba (4)	Congonhas (6)	Dom Bosco (7)	Gandarela (8)
Fe	58,05	49,38	33,01	46,2	35,47	55,2
SiO ₂	0,35	28,60	46,17	31,0	42,04	17,3
Al ₂ O ₃	1,22	-	1,046	-	0,4	0,65
P	-	0,016	-	-	0,025	-
P ₂ O ₅	-	-	0,086	0,064	-	0,05
Mn	0,12	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	1,08	-

Tabela (04) - Análises médias de itabirito

Fontes (1) - Moore (1969) - Professional Paper 341-I

(2) - Dorr & Barbosa (1963) - Professional Paper = 341-C

(3) - Wallace (1965) - Professional Paper 341-F

(4) - Reeves (1966) - Professional Paper 341-E

(5) - Gair (1962) - Professional Paper 341-A

(6) - Guild (1957) - Professional Paper 290

(7) - Johnson (1962) - Professional Paper 341-B

(8) - Johnson (1962) - Professional Paper 341-B

Nas tabelas (03) e (04), tem-se algumas análises médias, por quadrículas efetuadas nos itabiritos e hematita na região do Quadrilátero Ferrífero.

Tabela (05)

Municípios	R e s e r v a			
	Medida	Indicada	Inferida	% Fe
Antonio Dias	22.108.320	27.900.920	19.661.960	45 - 66
Barão de Cocais	358.702.351	247.186.286	28.105.502	46 - 60
Belo Horizonte	59.615.599	246.800.995	313.608.257	50 - 67
Belo Vale	2.464.388	-	-	48
Betim	41.195.218	-	-	45 - 64
Brumadinho	387.316.306	110.581	29.361.642	45 - 67
Congonhas	12.356.615	-	-	48 - 64
Congonhas do Campo	221.714.342	100.916.756	300.000.000	60 - 66
Ibirité	2.040.338	56.667.201	100.000	49 - 66
Itabira	2.385.860.831	96.656.125	243.000.000	63 - 67
Itabirito	278.437.206	392.762.509	162.933.648	58 - 68
Itatiaiuçu	31.983.987	1.199.048	25.184.296	52 - 68
João Monlevade	32.322.164	88.271.103	-	47
Mariana	622.096.378	-	1.150.088.916	43 - 64
Nova Lima	322.061.025	186.297.527	184.965.222	40 - 68
Ouro Preto	432.562.597	145.396.062	168.622.594	52 - 66
Rio Acima	86.959.063	105.240.264	143.750.000	55
Sabará	20.703.959	61.395.613	743.000	42 - 64
Santa Bárbara	565.874.437	382.062.260	1.094.426.758	48 - 66
S. Gonçalo do R. Abaixo	178.131.675	2.097.100	2.319.000	51 - 65
Desterro de Entre Rios	9.607.000	2.400.000	21.600.000	62
Mateus Leme	7.128.122	10.808.000	1.787.335	55 - 67
Oliveira	3.440.000	-	-	63
Passa Tempo	12.411.308	42.200	-	63 - 66

Fonte : Anuário Mineral Brasileiro, 1977

Tabela : Teores e reservas das principais jazidas de minério de ferro de Minas Gerais.

9.2.6. Manganês

O manganês encontrado na área do projeto, é geralmente originário, ou de protominério sílico-carbonático ou mármore-itabirítico.

Os óxidos de manganês são formados pela meteorização de gondito (tipo Queluz), ou concentrados por processos supergênicos a partir de pequena porcentagem de manganês existente nos mármore-itabiríticos (tipo Burnier), ou ainda de procedência desconhecida depositados em rochas cláticas.

O minério tipo óxido já se encontra praticamente esgotado, sendo que atualmente já se faz o aproveitamento do protominério sílico-carbonático, que através da calcinação tem seu teor elevado para os índices exigidos pelo mercado. Esse método, entretanto, só vem sendo aplicado no Morro da Mina. Atualmente, está em estudo um método para o aproveitamento do protominério predominantemente silicático, como é o caso do gondito.

Um outro tipo de minério utilizado é o ferro-manganês, utilizado diretamente nos altos-fornos.

1. Gênese do Protominério

Vários foram os estudiosos que tentaram explicar a origem dos protominérios do tipo gondito, na região de Minas Gerais, sendo que o trabalho mais completo foi desenvolvido por Horen (1958), advogando a hipótese que o manganês foi depositado originalmente sob a forma de carbonato de manganês com alguns sulfetos interestratificados com leitos de chert e lamitos.

Para o referido autor, o minério foi formado pelo en

riquecimento supergenético do protominério sílico-carbonático resultante do metamorfismo regional de sedimentos manganésíferos de idade pré-Minas. Além do metamorfismo regional, houve localmente ação de metamorfismo de contato, do qual resultou a formação de tefroita, rodonita e piromangita, às expensas da rodocrosita, diluindo a possibilidade de oxidação e enriquecimento do protominério que alcança no Morro da Mina, - pouco mais de 30% de Mn. O mineral mais abundante no protominério é a rodocrosita, que ocorre sob a forma de veios na matriz rodocrosítica. Segundo Horen (op.cit.) a rodocrosita é primária e apresenta impurezas de Fe e Mg. O total de carbonato do protominério varia de 13 a 70%. A espessartita resultante do metamorfismo regional, ocorre em matriz carbonática em finos grãos; quando proveniente do metamorfismo de contato, apresenta-se em grãos grosseiros.

Na região de Conselheiro Lafaiete, os principais minerais minérios são: pirolusita, criptomelana e manganita, sendo os dois primeiros os mais abundantes. Estes, foram formados às expensas da rodocrosita, espessartita, bentita, neocita, tefroita, e, em menores proporções, albandita, manganocumingtonita, manganodolomita, manganocalcita, hausmanita e pirofanita, existentes no protominério.

Em relação aos protominérios mármore-itabiríticos, por falta de dados mais concretos, não se pode apresentar, de modo conclusivo, qual a origem do manganês, porém em todos os casos, os depósitos são secundários, devido ao intemperismo, no qual o manganês se formou por dissolução de rochas ou minerais manganésíferos situados em nível topográfico mais alto.

Dorr II et alii (op.cit.) consideram como fonte principal, rochas mármore-itabiríticas, em que o manganês está

contido em minerais carbonáticos, sob a forma de mangano- cal- cita, mangano-dolomita e Kutnaorita. Entretanto, Coelho - (1961), acredita que além destas, outras rochas do Super Gru- po Minas, são responsáveis pelos depósitos de manganês, tal - como o itabirito, que em alguns locais contém elevado teor em Mn, como em Gandarela, cujo corpo ferrífero possui um teor de 25% de Mn. Outras rochas também podem contribuir para a forma- ção dos depósitos secundários de manganês, como os filitos - granatíferos.

2. Principais Jazidas

Na área em apreço, Conselheiro Lafaiete é o maior - produtor de manganês, entretanto, este mineral é ainda encon- trado nas regiões de Ouro Preto, Itabirito, São João Del Rey, etc.

Na região de Conselheiro Lafaiete, o principal depó- sito é encontrado no Morro da Mina, que foi uma das primeiras a ser explorada, com as suas reservas de óxidos exauridas em 1970. Atualmente explora-se o protominério sílico-carbonáti- co, que passa por um processo de calcinação para aumentar o teor. Na porção SE do Morro da Mina encontra-se ainda o depó- sito de Olaria I e II o qual já foi objeto de exploração da parte enriquecida, restando atualmente, óxido de baixo teor associado a gondita.

A mina de Cocoruto, é constituída de protominério - do tipo gondito. A lavra é a céu aberto, em aluviões, execu- ta por processos manuais, após a decapagem por meio de trato- res. O minério é desmontado a picareta e selecionado manual- mente a fim de eliminar o quartzo e o gondito associados.

Inúmeras outras minas de menor porte são encontradas

nesta região, tais como: Água Preta e Jurema, estas apresentando minério mais silicático; Estiva, São Gonçalo, Sabino, Paiva, Casa Grande e Três Divisas. Outras como, Padre João, Barroso, Pequiri, Maracujá, Alto Xavier, Juca da Ponte, Sabu go, Canavial, Café, Alto Gentio, Poços D'Anta, Amaral, etc., - estiveram em produção e atualmente encontram-se abandonadas.

Na região de São João Del Rey encontra-se a mina de Germinal, na qual o gondito possui espessura de 6 a 15 metros apresentando zonas mais enriquecidas, porém com um teor de sílica e alumina elevado. Localmente, há bolsões de minério - apresentando características para fabricação de pilhas secas . Outra mina localizada nesta região, é de Penedo, formada por corpos de gondito, evidenciando seis horizontes manganésife - ros. A lavra é a céu aberto e subterrânea, encontrando-se a jazida quase totalmente mascarada por terra estéril, rejeito - e áreas de aterro, dificultando a sua exploração.

Na região do Quadrilátero Ferrífero está situado o maior depósito de minério de ferro-manganês conhecido no Estado de Minas Gerais, que é a mina de Conta História.

Esta mina situa-se na serra de Conta História e é constituída por rochas da Formação Itabirito Cauê, formando - um grande corpo, denominado "Corpo de Conta História", localizado ao sul de Alegria.

A camada de minério de ferro-manganês, encontra-se intercalada concordantemente com as camadas de itabirito e hematita, apresentando uma espessura variável de dois a sete metros. Quase sempre a camada do minério de ferro-manganês é acompanhada por camadas de goethita, de um a três metros de espessura, tanto na capa como na lapa.

O manganês de enriquecimento secundário supergênico, provém das camadas do minério de ferro-manganês e do minério encaixante, que sempre contém pequenos teores em Mn.

Na mina de Antonio Pereira o minério de manganês ocorre na jazida sob duas formas: em camadas irregularmente distribuída e minério de ferro-manganês disposto segundo um capeamento de canga.

Dentro da área enfocada, tem-se ainda inúmeras outras minas de menor porte, tais como: Fazenda Maria Soares e Botafogo, no município de Ouro Preto; Retiro da Beira da Serra, Capitão do Mato e Retiro dos Marinheiros, no município de Nova Lima; nas localidades de Mãe d'Água e Varanda de Pilatos, no município de Brumadinho, e ainda uma mina no município de Itabirito. Há formações de ocorrências de manganês no Distrito de São Julião, nos sítios de Rola Pedra, Morro do Bule, Wigg e Fazenda Bocaina.

Na tabela (06) estão contidos os teores e reservas de algumas minas de manganês, situadas dentro da área do projeto.

9.2.7. Minerais Radioativos

Até o presente momento, não se tem conhecimento de nenhuma ocorrência de minerais radioativos de real interesse econômico, na área do projeto. O que se tem na realidade são algumas ocorrências que futuramente, com trabalhos mais detalhados poderão tornar-se exploráveis.

A região radioativa mais interessante, é sem dúvida a do maciço de Matola, localizado ao sul de São João del Rey e a noroeste de Bertoga, ocupando uma área de forma alongada, na direção norte-sul, com uma largura média de 4,0Km.

Teor e Reserva

Mina	Localização	Teor (%)		Reserva (2)	Fonte
		Mn	Mn O ₂		
Cocoruto	23,0 km a SW de Lafaiete	40	-	260.000	Relatório de Lavra 1970
Olaria I	SE do Morro da Mina	-	-	24.384	Idem
Olaria II	SE do Morro da Mina	-	-	104.862	Idem
Água Preta	Divisa NW com Morro da Mina	36	-	200.000	I.S.Coelho Godoy(1947)
Estiva	2,0 km SW do Morro da Mina	-	-	100.000	Estimativa de E.Gonçalves (1976)
São Gonçalo	7,0 km W de Lafaiete	-	-	-	Gonçalves, E. e Serfaty, A. (1976)
Sabino e Paiva	7,5 km W de Lafaiete	-	-	-	Idem
Casa Grande	21,0 km SW de Lafaiete	-	-	-	Idem
Cachoeira	Fazenda Cachoeira, município de Cassiterita	36,0	-	73.000	Relatório de Lavra(1969)
Aquino ou Baú	Município de São João del Rey	-	34	412.222	Relatório de Lavra 1970
Geminal	Município de São João del Rey	35,0	-	167.446	Relatório de Lavra 1971
Cachoeira	Campo Fino, município de S.João del Rey	36,0	-	75.000	
Penedo II	Ribeirão Santo Antonio, município de Ritópolis	30,0 a 40,0	-	22.153	
Penedo I	Ibitutinga	-	-	50.000	Relatório de Lavra 1971
Sumaré	Córrego Sumaré, município de Ritópolis	34,0 a 36,0	-	190.659	Idem
Conta História	Alto do Conta História, município de Ouro Preto	30,0 a 45,0	-	1.197.056	Reserva em 1972

Tabela (06)

Esta região, constituída de gnáisse sienítico, já foi objeto de estudo por parte da PROSPEC, visando o seu aproveitamento econômico. Os trabalhos efetivados naquela área, demonstraram que o conteúdo equivalente de U_3O_8 nos solos da serra do Matola não são recomendáveis como depósitos industrializáveis de combustíveis nucleares. Entretanto, é recomendado, no relatório apresentado, perfurações de pelo menos 100 metros, em cada área anômala para a verificação da possibilidade da concentração de allanita nos gnaisses alcalinos do maciço. Somente após os resultados totalmente negativos desta pesquisa é que se deve abandonar a área.

É bom salientar, contudo, que esta área é radioativa, e pode, no futuro, vir a ser economicamente interessante para o suprimento de combustíveis nucleares, uma vez que, embora o conteúdo unitário médio seja baixo, porém o volume de material facilmente lavrável é grande.

Na região do Quadrilátero Ferrífero, foi descoberta a presença de minerais uraníferos secundários, por ocasião da abertura do túnel da Moeda no ramal da estrada de ferro. Esta ocorrência é constituída principalmente de autunita, localizada nas fendas tensionais de rochas graníticas.

Posteriormente, outras anomalias mais significativas foram detectadas em conglomerado piritoso na base da Formação Moeda, onde, em superfície, identificou-se torbernita e meta-torbernita. Nos conglomerados intraformacionais da "formação-Moeda", também foram detectados outros níveis de minerais radioativos.

Após a realização da prospecção em Brumadinho, Motuca, Ouro Fino, Catas Altas, Santa Bárbara e Onça do Pitangui,

inclusive usando de sondagem testemunhada, a região de Brumadinho apresentou resultados positivos, onde um dos níveis radioativos com espessura de 0,90 m, revelou um teor médio de 0,13% de U_3O_8 .

Na região de Bambuí, a CNEN localizou ocorrências radioativas numa área de 2.000km². Esta mineralização é do tipo urano-torífera e ocorre em filões e brechas encaixadas nos sedimentos argilosos do Grupo Bambuí, que se apresentam com dobramentos intensos e zonas muito fraturadas.

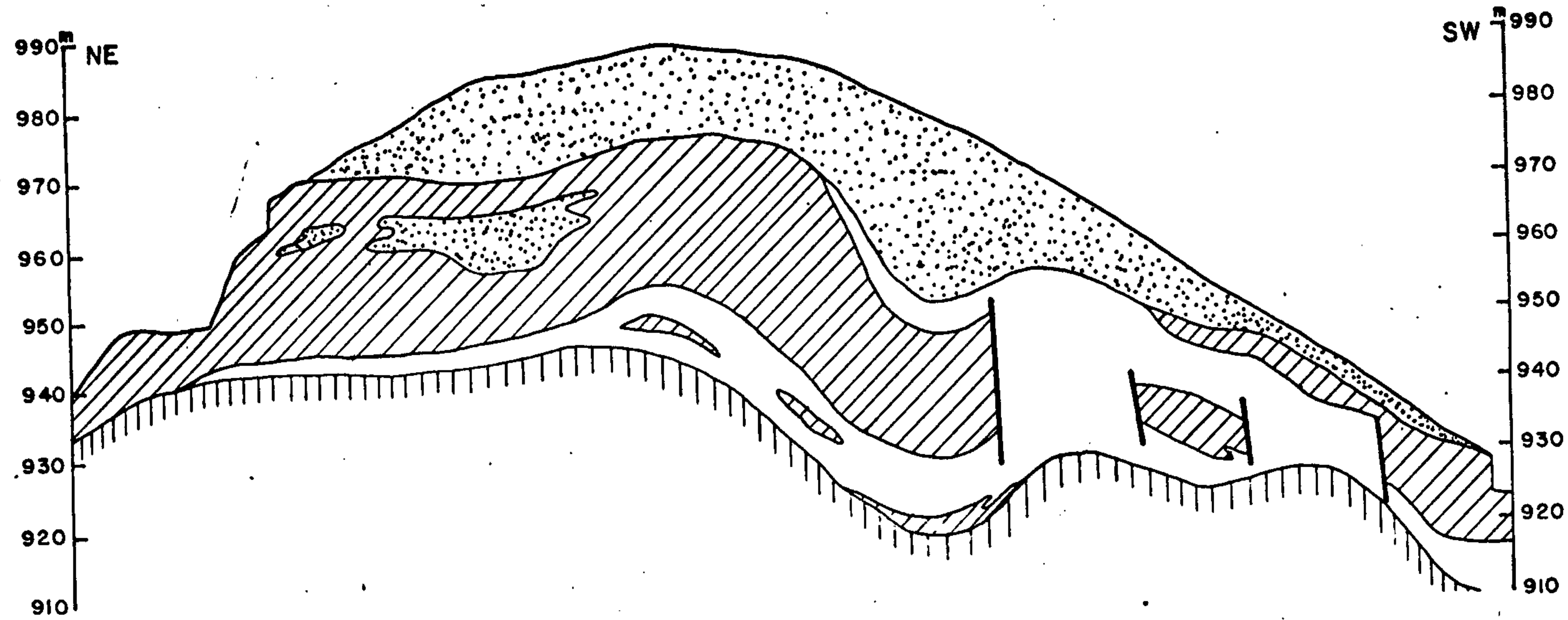
Os filões são de material bastante decomposto, com espessura entre 0,15m a 1,30m e extensão variando de 200m a 1400m, com teores bastante variáveis de urânio e tório. O primeiro oscila entre 0,02 a 0,05% de U_3O_8 , enquanto o segundo varia de 0,1 a 0,4% de ThO_2 . Já no material brechóide de teor de U_3O_8 varia de 0,01 a 0,04% com teor médio de 0,25% e o teor de ThO_2 varia de 1,0 a 3,0%.



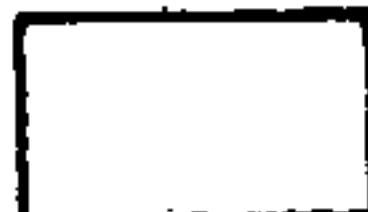

9.2.8. Níquel

Até o presente momento, este minério é explorado no município de Pratápolis, onde esta situada a 35,0Km de Passos a jazida de Morro do Níquel, constituída de um morro alongado na direção NW-SE, com aproximadamente 1,0Km de comprimento - por 0,5 Km de largura. É formado por uma intrusão de peridotito serpentizado com intercalações de veios de calcedônia e garnierita, nas rochas granitoides.

Estudos mais recentes efetuados por Griffon, J.C. & Richter, H. (1976) através da descrição de testemunhos de sondagem, permitiu a divisão em três zonas principais (fig.23).

PERFIL SIMPLIFICADO DO MORRO DO NÍQUEL



-  Zona lixiviada
-  Serpentinito mineralizado
-  Serpentinito esteril
-  Peridotito serpentinizado

ESCALA

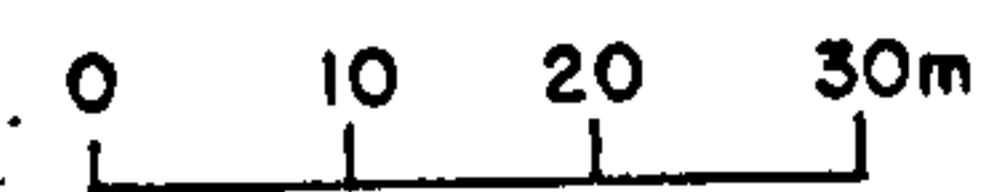


FIGURA - 23

Fonte: Griffon, J.C. & Richter, H. (1976)

CPRM - PROJETO MANTIQUEIRA - FURNAS - RELATÓRIO FINAL - J.N. DA SILVA et alii - 1978

- Zona inferior, constituída de uma rocha dura, densa de cinza escuro, não mineralizada. Trata-se de um peridotito com traços de serpentinização;
- Zona intermediária ou intemperizada, apresentando uma espessura bastante variável, com uma média de 30 metros. Ela é representada por um serpentinito extremamente fraturado de cor amarelado a esverdeado, geralmente leve quando mineralizado; atravessado por inúmeros veios de garnierita, quartzo e calcedônia. O serpentinito apresenta variações de cor e peso, o que demonstra a heterogeneidade da mineralização. Entretanto, pode-se distinguir duas faixas: a parte mais profunda, onde a rocha é relativamente densa, compacta e forma uma zona de transição com um teor de Ni, em torno de 1,0%. A rocha apresenta como característica uma cor cinza, fraturação com veios silicificados ou com preenchimento parcial de MgO, promovendo o aparecimento de chapas brancas, o que evidencia o fim da mineralização.

Na parte superior, representando a quase totalidade da massa dessa zona, ocorre uma rocha leve, pouco resistente, às vezes friável, de cor amarelada, marrom claro, bege ou creme, geralmente esverdeada devido a uma intensa microfissuração e preenchimento de garnierita.

Esta zona forma o horizonte niquelífero propriamente dito, com teor de Ni entre 1,0% e 2,0% e excepcionalmente pode atingir 3,0% a 4,0%.

A zona superior ou lixiada apresenta uma espessura bastante variada, de zero a 40 metros, com média de 13,0 metros.

É formada por uma trama dura de calcedônia de cor - marrom. Ela apresenta-se como uma rocha porosa devido a decomposição de serpentino. Esta, é uma zona estéril, apesar de - ser atravessada por raros veios de garnierita muito decomposta.

A parte basal é formada por uma faixa de transição - com a zona intermediária. Ela é essencialmente terrosa, de cor marrom avermelhada com placas milimétricas a centimétricas de calcedônia.

Para os referidos autores a concentração é feita a través de uma migração "per descensum" do Ni em solução dentro do serpentinito, através dos vários sistemas complexos e superpostos de fraturamento.

As reservas medidas, segundo Griffon, J.C. & Riche - ter, H. (op.cit.) é da ordem de 1.000.000 t de minério seco com teor médio de 1,3% de Ni, o que corresponde no ritmo atual de produção, uma vida útil de cinco anos para a jazida.

9.2.9 Ouro

A área de projeto é bastante promissora para ouro, - contudo as minas mais expressivas quanto à produção, estão - nas regiões limítrofes, como é o caso das minas de Morro Ve - lho, Raposos e Mariana.

Dentro da área do projeto, podem se destacar algumas regiões que foram exploradas num passado não muito remoto e que nos dias atuais poderiam ser desenvolvidos trabalhos mais específicos, visando o seu aproveitamento. Podem ser citadas as seguintes zonas auríferas: Ouro Preto, Conselheiro Lafaie - te, Itaúna, Lagoa Dourada e São João del Rey.

Na região de Ouro Preto e Mariana, segundo Abreu, S.F (1973), há cerca de 350 bocas de galerias denunciando explorações antigas.

1. Gênese do Ouro

Graton e Bjorge (in Abreu, S.F. op.cit.) consideram o minério de Morro Velho como um depósito profundo, de alta temperatura, evidenciado pela associação de arsenopirita, pirrotita, pirita, calcopirita, quartzo e ouro; a ocorrência de scheelita e wolframita, e a marcante uniformidade da textura, mineralogia e composição química do minério desde o topo até o fundo da mina.

Já para Gair (1962), a mineralização da mina de Raposos se processou por substituição hidrotermal da rocha encaixante ou da formação ferrífera, seguida pela formação de veios de quartzo e carbonatos.

2. Principais Jazidas

A mais importante mina de ouro do Brasil e a única que opera em grande escala, é a mina de Morro Velho, localizada no município de Nova Lima.

Os corpos de minério da mina de Morro Velho estão localizados nas rochas localmente denominadas de lapa seca. Essa rocha forma corpos lenticulares e interestratificados com os xistos encaixantes. Estes, são predominantemente, quartzo-carbonato-clorita-sericita-xistos e localmente pode ocorrer xisto grafitoso.

O minério desta mina, consiste em sulfetos com ouro- numa canga contendo predominantemente quartzo e dolomita ou

ankerita. A siderita, clorita, sericita e plagioclásio sódico são geralmente minerais menores da canga. Subordinadamente pode ainda ser encontrado galena, esfalerita, scheelita, wolframita, tetraedrita, bornita, rodocrosita e magnetita. Os sulfetos, tais como pirrotita, arsenopirita, pirita e calcopirita, ocorrem como grãos disseminados em cordões paralelos na lapa seca, ou então concentrados em manchas irregulares.

O outro está em grãos muito finos e está quase sempre localizado em fraturas na arsenopirita ou na pirrotita.

A mina de Raposos, segundo Tolbert (1964) é formada por corpos mineralizados de uma formação ferrífera dobrada separados por zonas cisalhadas, diques de diabásio e formação ferrífera estéril.

O minério consiste em sulfetos com ouro numa canga contendo predominantemente quartzo, carbonato siderítico, dolomita e, localmente, magnetita.

Os sulfetos dispõem-se, caracteristicamente, ao longo da formação ferrífera, geralmente nas bandas mais escuras de carbonato siderítico. A pirrotita e a pirita constituem os sulfetos predominantes, podendo ocorrer subordinadamente e mais raramente, calcopirita.

O ouro ocorre em orifícios e fraturas na pirrotita e, mais raramente em fraturas na pirita e na arsenopirita. Podendo ainda ocorrer intergranularmente entre a pirita e a pirrotita.

No município de São João del Rey, na serra do Lenheiro, há numerosas escavações evidenciando exploração da época colonial.

No município de Lagoa Dourada, o ouro é encontrado disseminado em veios de quartzo encontrados no gnaisse. Esta área também foi explorada em épocas passadas, sendo que na mina do Caçula era de 10 g/t, tendo sido abandonada por infiltrações de água.

Segundo Johnson (1963), no município de Ouro Preto o ouro é encontrado em depósito de "placer", principalmente, ao longo do ribeirão Taboões. Outro depósito deste tipo é encontrado nos drenos que cortam a serra do Ouro Branco.

Inúmeras outras minas nas regiões adjacentes a Nova Lima, Ouro Preto, Santa Bárbara e Caeté foram exploradas em décadas passadas, sendo que atualmente a produção do ouro em escala comercial é feita apenas na região de Nova Lima.

Em pequena escala, a garimpagem persiste até os dias atuais em inúmeros drenos, dentro da área do projeto, sendo os mais trabalhados os rios: das Mortes, das Velhas, Piranga, etc.

9.2.10 Outras Ocorrências de Mineraiis Metálicos

Entre outras, podem ser citadas:

- o antimônio encontrado na serra da Moeda, na localidade de Pau Branco;
- o cinábrio da região de Dom Bosco, ocorre formando nódulos em uma camada de itabirito, ao longo de uma faixa de 15,0 cm de espessura;
- a galena, é encontrada no morro do Bule, no município de Ouro Preto e em Bela Vista, no município de Pains. Em ambos os casos, ocorre sob a forma de estreitos filões sendo que no morro do Bule, está encaixado em dolomito do Super Grupo Minas e associado a esfalerita,

pirita, calcopirita, etc. Em Pains, está encaixado em calcário do Grupo Bambuí, e associado a calcopirita, pirita e esfalerita;

- mais recentemente foi descoberto platina na serra do Ouro Branco, constituindo a única reserva conhecida no Brasil, até o presente.

9.3 Jazidas e Ocorrências de Minerais Não Metálicos

9.3.1 Água Mineral

Embora encontre também nos municípios de Tiradentes e Jacuí, sem dúvida, a mais importante estância hidromineral é a de Caxambú, onde as águas foram classificadas por Lopes (1956), em três categorias: carbogosas, fracamente bicarbonatadas mistas e bicarbonatadas ferruginosas.

Das nove fontes captadas as mais usadas são as carbogosas, conhecidas como D. Pedro, Viotti e Mayrink I e II. A primeira, é explorada com a designação de Caxambu, depois de supergaseificada com o gás da própria fonte. As fontes fracamente bicarbonatadas mistas são conhecidas com o nome de Leopoldina e Duque de Saxe, enquanto que as denominadas Dona Isabel, Conde D'Eu e Beleza, estão incluídas entre bicarbonatadas ferruginosas.

Na tabela (07) encontram-se análises de fontes da região de Caxambú.

Em Termópolis, no município de Jacuí, é explorada fontes de águas oligominerais hipotermiais, cuja temperatura nas fontes, segundo Lopes (op.cit.), oscila entre 27°C e 30° sendo as águas, clinicamente indicadas nas manifestações do artrismo, arteriosclerose, reumatismo, diabetes, eczemas, cistites, perturbações gástricas, etc.

Entre São João del Rey e Tiradentes, na aba norte da serra São José, está situada a estância hidromineral da

TABELA (07)
COMPOSIÇÃO DAS FONTES DE CAXAMBU

Fontes Carbogasosas	Radioatividade MmC	Gás Carboni- co Livre g/l	Índice de Alcalini- dade	Índice de Alcal.Fer- roso	Bicarbona- to de sódio g/l	Bicarbona- to de cal- cio g/l	Bicarbonato de magnésio g/l	Bicarbona- to de fer- ro g/l	Resíduo fi- xo
Dom Pedro	15,76	1,513	12,7	22,8	0,073	0,163	0,039	0,0004	0,250
Viotti	15,82	0,944	8,2	7,8	0,042	0,099	0,024	0,0003	0,170
Mayrink I	14,09	0,774	7,6	6,4	0,042	0,081	0,020	0,0002	0,141
Mayrink II	11,39	0,725	6,0	5,0	0,032	0,063	0,016	0,0002	0,120
Fontes bicar- bonatadas - mistas	-	-	-	-	-	-	-	-	Resíduo a 110° C
Leopoldina	2,0	1,600	27,5	28,7	0,169	0,359	0,095	0,0058	0,550
Duque de Saxe	1,13	1,293	58,1	63,1	0,347	0,817	0,183	0,0048	1,140

Fonte : Lopes (1956)

Águas Santas, onde as águas são usadas não só para banhos como para beber, com vistas a fins medicinais. Trata-se de uma água oligomineral hipotermal com temperatura em torno de 28°C, radioatividade 4,24 Maches por litro e com resíduo a 110°C de 0,046.

9.3.2 Amianto

Ocorrências de amianto são encontradas em diversos sítios dentro da área em questão, tais como: Congonhas, Fortaleza de Minas, Itaúna, Jacuí, Lima Duarte, Ouro Preto e São Tomé das Letras.

Destas, apenas a do município de São Tomé das Letras foi objeto de exploração, na fazenda Caí, onde foi estimada uma reserva de 40.000 toneladas. Entretanto, a principal jazida de amianto (crisotila) de Minas Gerais está situada no município de Nova Lima, e tem sido explorada com intermitência.

9.3.3 Argilas

Os principais depósitos de argilas encontrados estão situados na área do Quadrilátero Ferrífero.

Os depósitos da quadrícula Macacos, ocorre em aluviões e, algumas das argilas são usadas em tijolos refratários.

Nas quadrículas de Belo Horizonte, Ibirité e Macacos encontram-se pequenos depósitos de argila para tijolos comuns, sendo a argila comumente branca a cinza escura devido a matéria orgânica.

A média de 12 análises de argila de diferentes pontos do depósito de Macacos e das argilas branca e rosa de

outro depósito na região de Macacos são mostradas a seguir:

	Análise média	Argila Branca	Argila Rosa
Al_2O_3	48,57	47,35	48,35
Fe_2O_3	3,81	1,15	2,36
SiO_2	44,62	48,90	45,80
TiO_2	2,44	2,55	2,23
Perda ao fogo	15,72	14,00	15,19

Fonte : Pomerene (1964)

9.3.4 Barita

As ocorrências de barita conhecidas, estão restritas à regiões de Pains e Ouro Preto, sendo que na primeira, a barita ocorre em vieiros de galena cortando o calcário do Grupo Bambuí, enquanto que na outra, ocorre em faixas no calcário dolomítico, encaixado entre os quartzitos e filitos do Super Grupo Minas.

Em Ouro Preto, onde já foi explorada em pequena escala as principais ocorrências são as de Igreja Velha, Timbopeba, Chacrinha, Sintra e Bom Jesus. Segundo Abreu (op. cit.), as faixas mineralizadas com barita variam de alguns centímetros até 1,8 metros. O mineral é quase sempre puro, de cor branca de aspecto sacaroidal e tem sido usado pelas fábricas de tintas de São Paulo e Rio de Janeiro.

Em vista da grande pureza da barita de Ouro Preto, tem sido possível a sua exploração por seleção manual. As ocorrências conhecidas, formam jazidas de potencial limita-

do, tendo sido estimada em 17.500 t.

9.3.5 Calcários e Dolomitos

Os calcários distribuem amplamente na área em apreço, encontrando-se desde pequenas ocorrências até grandes reservas, constituindo numa das maiores riquezas minerais da região, depois do minério de ferro.

A grande maioria do calcário lavrado é utilizada na fabricação do cimento "Portland" e da cal. Entretanto, mais recentemente, com o incremento da agricultura, estão sendo também amplamente utilizados como corretivos de solo e mais esporadicamente como brita, pedras ornamentais, pavimentos de rodovias e ferrovias e calçamentos de cidades.

Dentro do contexto geológico regional, pode-se distinguir pelo menos três amplas faixas de ocorrências destas rochas: Faixa calcária do Grupo Bambuí; Faixa Carandaí-Barroso-Lavras e Faixa Itaú-Alpinópolis.

1. Faixa Calcária do Grupo Bambuí

As rochas desta faixa são encontradas nos municípios de: Arcos (a maior reserva conhecida da área do projeto e a segunda de Minas Gerais), Pains, Bambuí, Guapé, Campo Belo, Carmo do Rio Claro, etc.

Os calcários deste grupo são geralmente de cor cinza negro, podendo tomar tonalidades claras. São bem estratificados e laminados, de granulação fina, às vezes grafítico, piritoso e na sua maioria bastante puros.

Na região de Arcos e Pains, os calcários são geralmente estratificados, apresentando leitos escuros sobrepostos por leitos cinza-escuros, que vão clareando para o topo, podendo encontrar bancos cinza esbranquiçados ou mesmo

brancos e às vezes ligeiramente róseos.

Esses calcários constituem escarpas integrantes das serras da Posse Grande, Limeira, Bocaina e outras. E, são utilizados na indústria de cimento, na siderurgia, na fabricação de cal e ainda como corretivo de solos.

Na região de Carmo do Rio Claro, os calcários são bem cristalizados, de granulação variável, de boa qualidade para fabricação de cimento "Portland". As principais ocorrências são encontradas no morro dos Pintos e nas fazendas Grão Mogol, Castanheira, Córrego Bonito e Santa Quitéria.

Nesta última, o calcário é explorado como corretivo de solos. Segundo informações colhidas "in loco", a exploração foi iniciada em 1968, sendo que em 1975 foram retiradas 18.000 t de pó de calcário. Toda a produção é consumida nos municípios de Carmo do Rio Claro, Alterosa, Alfenas, Machado, Paraguaçu e Varginha. O preço de dezembro de 1976 era de Cr\$ 70,00 a Cr\$ 80,00 a tonelada.

2. Faixa Carandaí - Barroso - Lavras

Nos municípios de Carandaí e Caranaíba encontram-se algumas pedreiras de calcário, sendo que a maior está localizada nas imediações de Pedrado Sino, local onde está instalada a fábrica de cimento Tupy.

Nesta pedreira, encontram-se três tipos de calcário em níveis diferentes. O basal é de tonalidade esbranquiçada, marmóreo, micróbrado e apresenta níveis escuros ricos em bitita. O nível intermediário é de tonalidade cinza-escuro, plaqueado, rico em pirita e com intercalações de finos leitões de clorita xisto crenulado. Já o nível superior, o único utilizado pela fábrica de cimento, possui uma coloração

cinza-escuro, bem recristalizado e bastante puro.

Nesta região, o calcário também é utilizado para obtenção de cal.

Em Barroso, o calcário é utilizado tanto em siderurgia, quanto na fabricação de cimento. Para o primeiro caso, ele é explorado pela Companhia Siderúrgica Nacional, enquanto para o segundo é utilizado pelo grupo Cimento Paraíso.

O calcário desta região é de tonalidade cinza-escura, bem recristalizado, de granulação fina, apresentando partes mais puras e outras com teor de sílica elevado. É cortado por veios de quartzo, apresenta intercalações de clorita-xisto e possui um forte odor de enxofre, sendo bastante semelhante aos encontrados em Carandaí.

A principal exploração está localizada em Mata do Ribeirão, existindo outras explorações em: Grota, Pedra Grande, Ribeirão do Azeite e outras.

Na região de Lavras e Itumirim encontra-se dois tipos de calcário: um finamente cristalino, cinzento, placoso e um outro marmóreo, de granulação fina, amarelo-esbranquiçado, placoso e com finas intercalações de leitos cloríticos.

O primeiro está sendo utilizado como corretivo de solos, enquanto o segundo é utilizado como pedra ornamental, na construção civil.

3. Faixa Itau-Alpinópolis-Carmo do Rio Claro

Entre Itau de Minas e Carmo do Rio Claro, depara-se

com uma serra de direção aproximada E-W, tendo várias denominações locais (Ventania, Caieiras, Alpinópolis, Pinheiros, etc.) sendo que na sua aba sul encontram-se lentes de calcário, das quais algumas são exploradas para queima e utilizadas na fabricação de cal. As duas maiores reservas desta faixa estão além da serra, situadas na região de Itaú de Minas, as quais são exploradas para a indústria de cimento, pela Fábrica de Cimento Itaú.

Nesta faixa, ocorre pelo menos três tipos de calcário. Um tipo aflora ao sul de Alpinópolis, de coloração esbranquiçada, de granulação fina, bastante dobrado, plaqueado e com intercalações de clorita xisto. Um segundo tipo, de coloração cinzenta, de granulação fina a média, laminado, e um terceiro tipo, que constitui a maior reserva, é um calcário de tonalidade cinza claro, de granulação média, bem cristalizado e piritoso.

4. Faixa do Quadrilátero Ferrífero

Vários são os locais onde podem ser encontradas rochas dolomíticas nesta região.

Em Casa de Pedra, no município de Congonhas, o calcário é extraído para fabricação de cal. A ocorrência ali existente é de um calcário de cor cinza, sacaróide e intercalado em rochas xistosas.

Em Dolores de Campo, são conhecidas ocorrências de calcário em Capoeira Grande, Mata do Ribeirão, Mamona e Pedra Branca. Esta última é a mais importante, e constitui-se de um calcário cinza e de granulação média.

Guild (op.cit), julga existir no município de Ouro Preto, amplas reservas de dolomito nas localidades de São Julião e Usina. Nesta, o dolomito é cortado em placas e utilizado como pedra ornamental, enquanto naquela é utilizado em alto forno.

Ainda no município de Ouro Preto, o dolomito constitui lentes na formação Gandarela e no Grupo Piracicaba, sendo exploradas em Cumbe, ao norte de Dom Bosco, ao sul de Hargreaves para ser utilizado na metalurgia e como pedras ornamentais.

No município de Congonhas, na fazenda Rocinha, ocorre um mármore de cor vermelha escuro, de composição dolomítica, posicionado no Grupo Itabira.

5. Reserva

Na tabela (08), encontram-se as principais reservas dentro da área do projeto, segundo o Anuário Mineral Brasileiro de 1977.

6. Análises Químicas

As análises contidas na tabela (09) é o resultado de análises médias publicadas no boletim nº 45 do L.P.M. do D.N.P.M. Ressalta-se aqui, que estas análises não são representativas das jazidas no seu todo, mas sim média de algumas amostras coletadas nos vários municípios.

A média das análises foi efetuada pela equipe do Projeto, com o intuito de proporcionar uma idéia global das análises dos diversos sítios.

Tabela (08)

Município	Medida (t)	Indicada (t)	Inferida (t)
Alpinópolis	1.494.744	-	-
Arcos	416.981.190	184.000.000	-
Barroso	6.068.784	-	-
Candeias	1.053.386	-	-
Caranaíba	41.642.000	27.700.000	5.000.000
Carandaí	773.542	-	-
Ijaçá	19.416.566	380.000	20.000.000
Ouro Preto	8.017.537	1.548.000	32.300.000
Pains	5.755.750	-	-
Passos	37.993.224	28.500.000	-
Prados	92.032.875	4.542.650	400.000
Pratápolis	21.181.950	-	11.317.460
S. João Del Rey	4.827.838	-	795.150

Fonte : Anuário Mineral Brasileiro (1977)

Tabela (09)

Teor (%) Municípios	Nº de Amostras	R.I.	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	R ₂ O ₃	CaO	MgO	P.F.	Na ₂ O	TiO ₂
Arcos	05	0,86	1,65	0,26	0,3	0,23	54,70	0,9	43,00	0,3	-
Barbacena	08	8,63	3,64	1,30	2,2	1,50	46,69	4,31	40,99	-	0,1
Barroso	03	10,39	6,40	1,35	0,21	2,3	48,12	1,42	38,89	-	-
Candeias	01	2,91	-	-	-	0,52	33,02	17,69	45,61	-	-
Carmo do Rio Claro	01	-	9,30	-	-	3,56	45,31	1,30	37,70	-	-
Carandá	05	-	12,85	-	-	3,19	46,85	0,18	36,33	-	-
Dores de Campos	04	0,9	1,02	-	-	0,46	54,32	0,42	43,36	-	-
Itabirito	01	-	5,7	1,0	3,1	-	27,4	18,3	42,0	-	-
Lagoa da Prata	02	-	2,35	-	-	0,52	54,0	0,10	42,83	-	-
Lavras	03	0,3	1,02	-	-	0,36	55,41	0,09	43,35	-	-
Passos	04	4,43	9,6	0,6	-	0,80	37,47	13,12	43,80	-	-
Prados	02	1,6	0,48	-	-	0,38	54,28	0,47	43,42	-	-
S. João del Rey	01	1,27	-	0,03	0,56	-	54,60	0,72	42,9	-	-

Fonte : Falcão, H. & Cunha, J. de (1965)

9.3.6 Cianita

Este bem mineral já foi objeto de exploração em décadas passadas na mina de Botica, no município de Itabirito. Ali, a cianita encontra-se associada a veios de quartzo encaixado em filitos.

Ocorrência similar pode ser encontrada na mina Codorna, no município de Nova Lima, atualmente abandonada, provavelmente devido ao alto teor em ferro, superior a 2,0%.

A cianita é ainda encontrada disseminada nos mica xistos e gnáisses, sob a forma de pequenos cristais alongados, constituindo depósitos eluviais devido ao material de sagregado, como ocorre nos pequenos depósitos encontrados na região Andrelândia.

Pelo que se tem notícia, a produção de cianita na região é bastante reduzida, havendo entretanto, perspectivas de vir a constituir uma área importante como fornecedora deste mineral.

9.3.7 Grafita

Vários são os depósitos de grafita mencionados na literatura, entretanto, os que mais se destacam são os de Itapeçerica, Formiga e Carmo da Mata.

Nos dois primeiros, a grafita ocorre em veios com ramificações tipo rosário, entre camadas de quartzito, altamente fraturado e alterado. Já a jazida de Carmo da Mata é constituída de xisto grafitoso intercalado em rochas granitóides.

1. Principais jazidas

No município de Itapeçerica a exploração da grafita é realizada a céu aberto, semimecanizada e com o beneficiamento efetuado numa usina instalada no local.

O tratamento consiste em peneiramento, que retira o material grosseiro (quartzão), e na flutuação, que concentra o carbono a mais de 90%.

Alí, a grafita é produzida para uso em fundição, fabricação de lápis e pilhas, preparo de graxas lubrificantes grafitadas e ainda produtos de alta pureza com mais de 99% de carbono. Esta pureza é obtida por tratamento químico do material depois de concentrado por flotação. O beneficiamento é efetuado pela Companhia Nacional de Grafite.

As principais jazidas encontradas são as de Água - Limpa e Tejuco Preto, podendo ser mencionadas ainda as ocorrências de Cazaqueira, Lagoa Grande, Fazenda da Palestina, Fazenda Samambaia e Espinho.

No município de Formiga, localiza-se a mina de Boa Vista, com uma produção mensal em torno de 25 t de grafita-beneficiada, que é consumida em quase sua totalidade pela indústria siderúrgica. Neste mesmo município a grafita é encontrada no local denominado Loanda.

No município de Carmo da Mata, na fazenda Mata Sintra, há uma grande jazida de grafita, constituída de xisto grafitoso intercalado em rochas granitóides, com espessura de 150 metros e extensão de 2,0 km. O teor na faixa mais rica é de 26% a 30% de grafita, havendo zonas de lentes mais ricas.

2. Reservas

Na tabela (10) abaixo, estão relacionadas algumas reservas e teores, disponíveis na literatura, especificados por município.

Tabela (10)

Município	Reserva (t)			Teor Médio (% C)
	Medida	Indicada	Inferida	
• Arcos	8.781	-	-	17
Itapecerica	361.669	204.145	209.596	14,00 - 18,00
São Francisco de Paula	57.288	14.030	30.360	15

Fonte : Anuário Mineral Brasileiro - 1977

9.3.8 Materiais de Construção

A exploração de materiais de emprego imediato na construção civil é uma atividade desenvolvida, dispersamente na área enfocada, observando-se uma concentração maior - próximo aos grandes centros populacionais.

De uma maneira geral, os principais produtos explorados são a brita, pedra de cantaria e revestimento de construções. Para estas modalidades são utilizados materiais os mais diversificados.

A brita é obtida por várias empresas, distribuídas por toda área, observando-se uma maior concentração nas imediações de Lavras, Barbacena, etc. Recentemente, com a construção da Ferrovia do Aço, a abertura de pedreiras foi bastante incrementada ao longo de seu traçado.

A pedra britada é utilizada nos diversos setores da

0

construção civil, sendo empregada em grande escala, na pavi-
mentação e conservação de rodovias.

As rochas mais utilizadas são os gnáisses diversos-
e migmatitos, sendo que em alguns sítios o calcário é tam-
bém utilizado como brita.

Uma das pedreiras, explorada pela Nardelli S/A En-
genharia e Indústria, localizada a 7,0 km a SE de Santo An-
tônio do Monte, tem uma produção mensal da ordem de 3.300m³.

2. Lajes para Revestimento

Este tipo de material é geralmente utilizado em
pisos, muros, fachadas de casas e edifícios e é proveniente
predominantemente do município de São Tomé das Letras, sendo
em menor escala, também explorado nos municípios de Ingaí,-
Guapé, Luminárias, Ouro Preto e outros.

Nestas localidades, ao longo de várias serras são
encontradas inúmeras frentes de lavra, que exploram um quar-
tzito micáceo fino, de coloração esbranquiçada e amarelada,
soltando-se em placas com espessura média oscilando em tor-
no de 2,0 cm. Estas placas, após a extração, são cortadas em
pedaços com dimensões variadas, dependendo da finalidade.

Em São Tomé das Letras, utiliza-se chapas de aço
para separar as placas de quartzito, sendo que para cortar-
as lajes em retângulos ou quadrados, utiliza-se talhadeiras,
marretas e esquadros de ferro nos tamanhos que se deseja o-
bter as placas.

3. Outros Materiais de Construção

Além dos materiais acima especificados, são produzidos ainda paralelepípedos destinados a calçamento de ruas.- Esta atividade é desenvolvida de maneira bastante rudimentar, com produção pequena e efetuada em vários sítios.

Os depósitos de areia, empregados na construção civil, são explorados por extração direta das várias aluvioes existentes, ou através de dragas instaladas nos principais rios.

Em alguns casos, como subproduto da areia são explorados também cascalhos.

9.3.9 Talco e Pedra Sabão

Por se tratar de uma área com grande incidência de rochas intrusivas de composição básica a ultrabásica, é evidente se esperar, várias ocorrências destes bens materiais, o que realmente acontece como nos municípios de Andrelândia, Brumadinho, Carandaí, Congonhas, Divinópolis, Itabirito, Lafaiete, Oliveira e outros.

Contudo, as duas áreas mais importantes de ocorrência de talco em exploração são encontradas nos municípios de Congonhas e Ouro Preto.

No primeiro, a jazida está localizada na região denominada Cava e é constituída por um dique, concordante com a foliação do gnáisse local, e cuja possança é de ordem de 35,0 metros. A rocha é cinza esverdeada, mole, untuosa e a composição variando de um tremolita-actinolita-xisto a um talco, praticamente ausente de anfibólio.

A extração é feita rudimentarmente, aproveitando os

afloramentos que se encontram em situações mais favoráveis. O beneficiamento é relativamente simples, constando inicialmente de separação manual dos blocos desmontados por meio de explosivos. Pela seleção manual separa-se os tipos mais ricos em talco, mais untosos, dos tipos mais ricos em anfí**ó**lio.

O material moído, mais claro e puro, é utilizado para perfumaria e o mais escuro é usado na indústria.

No município de Ouro Preto, encontra-se inúmeras ocorrências de talco compacto e lamelar, no arraial de Santa Rita. Segundo Guild (op.cit.), o talco é ainda encontrado na quadrícula de São Julião e foi objeto de exploração em décadas passadas.

A maior reserva de pedra sabão ou saponito, e que é bastante conhecida pela sua utilização no fabrico de obras de arte e panelas, é encontrada em Congonhas do Campo.

1. Reservas e Análises Químicas

Nas tabelas (11) e (12), estão relacionadas as principais reservas de talco e análises químicas de talco e pedra sabão da região enfocada.

Tabela (11)

Município	Reservas		
	Medida	Indicada	Inferida
Carandaí	277.718	-	500.000
Congonhas	49.225	-	-
Ouro Preto	513.113	43.755	601.500

Fonte : Anuário Mineral Brasileiro - 1977

Tabela (12)

Município	Substância	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	P.F.
Carandaí (Cava)	Talco	27,1	62,8	2,1	3,0	-	-	4,8
Congonhas	Pedra Sabão	27,1	47,0	9,8	-	9,3	aus.	5,9
Ouro Preto	Idem	28,8	57,5	6,9	--	3,2	-	4,1
S. João del Rey	Idem	1,3	55,1	19,1	-	11,5	aus.	5,3

Fonte : Abreu, S.F. (1973)

9.3.10 Outras Ocorrências de Minerais Não Metálicos

Inúmeras são as ocorrências de bens minerais que são encontradas na área, sem contudo serem citadas aqui.

Isto se deve, tanto a falta de dados bibliográficos mais precisos em certos casos, e também à dificuldade de se fazer visitas "in loco".

Contudo, sabe-se que garimpa-se diamante, nos aluviões do rio São Francisco no sopé da Serra da Canastra entre São José do Barreiro e Vargem Bonita.

O rutilo é encontrado na serra do Taquaraçu, município de Passos e nas imediações de Desemboque. Ocorre disseminado nos elúvios e alúvios. Na serra do Taquaraçu, os cristais de rutilo atingem até 10,0 cm.

O topázio é encontrado em Antonio Pereira, cuja jazida acha-se localizada no Grupo Piracicaba, e que embora seja aluvionar evidencia que a fonte é bem próxima.

Tem-se notícias ainda de baritina, fluorita e ocre em Ouro Preto, silimanita em Alpinópolis, espodumênio em São João del Rey e várias outras ocorrências.

10. RECOMENDAÇÕES

O atual nível do conhecimento geológico, adquirido com o levantamento geológico básico de uma das mais importantes regiões mineralizadas do Estado de Minas Gerais, permite que sejam selecionadas áreas nas quais deverão ser concentrados os esforços na busca de novas jazidas minerais.

Atinge-se assim, um dos principais objetivos que o Departamento Nacional da Produção Mineral tem empenhado em perseguir, ou seja, prover o País dos elementos básicos indispensáveis para a orientação da pesquisa mineral de seu território.

As áreas promissoras, pertinentes a este projeto, estão locadas no mapa de recomendações de áreas, anexo do presente relatório e podem ser assim enumeradas:

Área 1 - Itapecerica - Compreende uma região de rochas granitóides, evidenciando alinhamentos estruturais condicionados aos quais estão as jazidas conhecidas de grafita.

Um trabalho mais detalhado nesta área poderia aumentar as reservas de grafita conhecidas da região.

Área 2 - Fortaleza de Minas - Compreende uma faixa de rochas básicas e ultrabásicas condicionada por extensos-falamentos NW-SE, que promoveram a xistificação daquela sequência originando os talco-xistos, talco-tremolita-serpentina-xistos, serpentinitos e peridotitos xistificados.

A ocorrência dos corpos básicos-ultrabásicos, en

caixados em rochas gnáissicas que contêm faixas calcosilica-
tadas e subordinadamente calcários, transformados pelos e-
ventos tectônico-metamórficos torna-se promissora para sul-
fetos metálicos, níquel, cromo, asbesto e talco.

Área 3 - Vargem Bonita - Compreende uma faixa de
aluvioões que são potencialmente promissoras para diamante,
uma vez que em sítios localizados, as aluvioões do rio São
Francisco são garimpados com tal finalidade.

Área 4 - Piúí - Compreende uma faixa altamente tec-
tonizada, com direção N-S com ocorrência de filonitos de
rochas ultrabásicas contendo cromo. Esta área tem potencia-
lidades para tal bem mineral, uma vez que outros corpos de
ultrabasitos xistificados são alí encontrados.

Área 5 - São João Batista do Glória - Engloba uma
área de rochas xistosas, altamente tectonizadas e apresenta-
do intrusões de rochas básicas e/ou ultrabásicas xistifica-
das e filonitizadas. Durante a execução do projeto procurou-
se elucidar a origem destas rochas, o que não foi possível.
Um projeto nessa região visando tal elucidação seria bastan-
te conveniente, apoiado em estudos de elementos traços e
com o apoio da Geofísica e Geoquímica.

Área 6 - Arcos - Constitui-se numa área cujas re-
servas de calcário são das maiores de Minas Gerais, as quais
poderiam ser aumentada se trabalhos mais específicos fossem
aí realizados, sem contar ainda que ocorrências de sulfeto
alí encontradas.

Área 7 - Barbacena - Abrange uma faixa altamente mineralizada, com uma gama bastante variada de tipos de ocorrências. Aliada a este fato, tem como outra justificativa, a de ser uma faixa bastante tectonizada, onde ocorrem rochas miloníticas e filoníticas de prováveis vulcânicas, promissoras para sulfetos e ouro, haja visto que são observados inúmeros locais em que este metal foi garimpado.

Área 8 - São João del Rey - Compreende uma região altamente mineralizada, cujo potencial em cassiterita e ouro principalmente, ainda é uma incógnita, pois nunca houve trabalhos específicos que objetivassem sua pesquisa. Somando-se a isto, esta região é bastante promissora pelos seus corpos p. gmatíticos ricos em Sn, Li, e outros bens minerais.

Área 9 - São Vicente de Minas - Nesta região são conhecidos alguns pequenos depósitos eluvionares de cianita, entretanto este mineral é fartamente encontrado nos elúvios, o que representa um potencial mineral.

Aliado a isto são encontrados alguns pequenos corpos de rochas ultrabásicas, que poderiam ser pesquisados para cobre, níquel, cromo.

Área 10 - Lavras - Compreende uma faixa de rochas granitóides com algumas intrusões de rochas básicas e ultrabásicas potencialmente promissoras para níquel, cobre, cromo. São também conhecidas várias ocorrências de calcário, algumas delas já em exploração.

11. BIBLIOGRAFIA

- ABREU, Sylvio Froes - Recursos Minerais do Brasil. 2 ed. São Paulo, Edgard Blücher, 1973.v.2.
- ALMEIDA, F.F.M. de & BARBOSA, O - Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. Rio de Janeiro, DNPM, 1953. 96p. (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia, boletim, 143).
- ALVES, Benedito Paulo - Reservas de Minério de ferro do Quadrilátero Ferrífero. Sociedade de Intercâmbio Cultural e Estudos Geológicos, Ouro Preto, (1): 1-10, 1961.
- ANDERSON, Edwin J. - "Sedimentary structure assemblages in transgressive and regressive calcarenites". In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 24, Montreal, 1972. Section 6... Montreal, s. ed, 1972.
- ANDRADE, M.R. & BOTELHO, L.C.A - Perfil Analítico do Níquel. Rio de Janeiro, DNPM, 1974. 9lp. (BRASIL Departamento Nacional da Produção Mineral. Série perfís analíticos, 33).
- ANDRADE, S.M. & SOARES, P.C. - Geologia de semidetalhe do Centro-Leste de São Paulo, Brasil. Ponta Grossa, s.ed, 1971. (Relatório inédito da PETROBRÁS) 52p. il. mapa geol.
- ASMUS, H. & PURTO, R. - "Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1970. Anais do... Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1976. v.2. p.67-90.
- BARBOSA, A.L.M. - Interpretação de algumas idades absolutas de rochas pré-cambrianas dos geossinclinais do Espinhaço e da Mantiqueira no Escudo Brasileiro. Boletim do Instituto de Geologia, Ouro Preto, 1(3/4): 115-124, dez. 1966.
- BARBOSA, Octávio - Contribuição à geologia do Centro de Minas Gerais. Mineração Metalurgia, Rio de Janeiro, 14(79) : 3-19, maio/jun. 1949. il.

BARBOSA, Octávio - Evolution du geosynclinal Espinhaço. In: CONGRÈS GEOLOGIQUE INTERNATIONAL, 19, Alger, 1952. Comptes rendus... Alger, s.ed, 1954 (Section, 13) p.2-36.

"Geologia econômica e aplicada a uma parte do planalto brasileiro". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 19, Rio de Janeiro, 1965. Anais do ... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1965.

Guia das excursões do IX Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Rio de Janeiro (1): 3-5, 1955.

Resumo da geologia do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte, Dep. Geog. Geol, 1934. 40p (MINAS GERAIS. Departamento dos Serviços Geográfico e Geológico, boletim 3).

"Simpósio das formações Eo - paleozóicas do Brasil, Série Bambuí". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 19, Rio de Janeiro, 1965, Anais do ... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1965. 11p.

BARBOSA, O. & ALMEIDA, F.F.M. de - Nota sobre a estratigrafia da Série Tubarão em São Paulo. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 11(1):3, mar. 1949.

A Série Tubarão na bacia do Rio Tietê, Estado de São Paulo. Rio de Janeiro, DNPM, 1949. 16p. (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia, notas preliminares e estudos, 48). il. ta. mapa.

BARBOSA, O. F. GOMES, F.A. de - Pesquisa de Petróleo na bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo. Rio de Janeiro, DNPM, 1958, 40p. (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia, boletim 71).

• BARBOSA, O. et alii - Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, DNPM, 1970. 140p./BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Fomento da Produção Mineral, boletim, 163). il. mapas.

Projeto Brasília - Goiás. s.l, s.ed. 1969 (Relatório inédito DNPM/PROSPEC). 225p. il. mapa. foto, sec. geol.

BEURLLEN, K.- A Geologia pós-Algonquiana do Sul do Estado de Mato Grosso. Rio de Janeiro, DNPM, 1956. (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia, boletim 163.

BRANCO, José Jaime Rodrigues, ed - Roteiro para a excursão Belo Horizonte - Brasília; contribuição ao XIVº Congresso de Geologia. Belo Horizonte, IPR, 1961. (Instituto de Pesquisas Radioativas, boletim, 15).

BRANDALIZE, L.A. et alii - Projeto Folha do Rio de Janeiro; geologia preliminar na região meridional de Minas Gerais. Belo Horizonte, s. ed, 1971 (Relatório inédito DNPM/CPRM). v.3. mapas.

Projeto Vale Paraíba do Sul. Belo Horizonte, s.ed, 1976. (Relatório inédito DNPM/CPRM) v.1. il, mapas.

BRAUN, O.P.G. - "Contribuição a estratigrafia do Grupo Bambuí". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, Belo Horizonte, 1968. Anais do ... Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia, 1968. p. 155-166.

- Contribuição a geomorfologia do Brasil Central. Revista Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro, 32 (3):3-39, jul/set. 1970.

- "O termo "associação" e seu emprego na taxionomia estratigráfica brasileira". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974, Anais do ... Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v.2. p.151-159.

BRAUN, O.P.G. & BAPTISTA, M.B. - Considerações sobre a geologia pré-cambriana da região sudeste e parte da região centro-oeste. s.n.t. xerog*

CAVALCANTE, José C. et alii - Projeto Sapucaí, relatório final - geologia, São Paulo, s. ed 1977. (Relatório inédito da CPRM, 649) 614p.

COTTAS, L.R. & FULFARO, V.J. - Caracterização petrográfica e tectônica da deposição dos sedimentos mesozóicos e cenozóicos na área de Nuporanga - Batatais, SP. In:

* Trabalho apresentado no 29º Congresso Brasileiro de Geologia em Belo Horizonte, 1976.

- CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais do... Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. v.1
- COTTAS, L.R. & FÚLFARO, V.J. - "Mapeamento geológico da área de Nuporanga - Batatais, SP e estratigrafia dos depósitos sedimentares mesozóicos e cenozóicos" In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais do... Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1978, v.1.
- CROSBY, Eleanor J.- Classification of sedimentary environments. In: RIGBY, J. Keith & HAMBLIN, Wm. Kenneth, ed. Recognition of ancient sedimentary environments. s. 1, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, 1972.p. 4-11 (Special publication, 16).
- DREMON, R.F. & QUADROS, L. P.- "Bioestratigrafia do Neopaleozóico da bacia do Paraná". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, Brasilia, 1970. Anais do... Brasilia, Sociedade Brasileiro de Geologia, 1970.
- DERBY, O.A.- Acerca dos estudos geológicos praticados nos valles dos Rios das Velhas e Alto São Francisco. In: BRASIL. Ministério da Agricultura, Comercio e Obras Públicas Relatório do Ministro. Rio de Janeiro, 1882. 38p.
- _____ The Serra of Espinhaço, Brazil. Journal of Geology, Chicago, 14(3): 394-401, 1906. il.
- DICKINSON, Kendell A. et alii - Criteria for recognising ancient barrier coastlines. In: RIGBY, J. Keith & HAMBLIN, Wm. Kenneth, ed - Recognition of ancient sedimentary environments. s.1, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1972. p. 192-214.(Special publication,16).
- DOOR II, John Van Nostrand - Reservas estimadas de minério de ferro no Quadrilétro Ferrífero. Rio de Janeiro, DNPM, 1957 28p.(BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral , avulso, 82).
 - EBERT, Heinz - Discordâncias pré-cambrianas em Carandaí. Rio de Janeiro, DNPM, 1958. (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia, boletim, (183).

- EBERT, Heinz - Os paraibides entre São João del Rey, Minas Gerais e Itapira, São Paulo e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. Rio Claro, s.ed, 1971. (Relatório da F. F.C.L. R.C.) 37p.
- EBERT, H. et alii - Levantamento geológico-geofísico da região de São João del Rey, Estado de Minas Gerais, Brasil: s.l, s.ed, 1958 (Relatório inédito da PROSPEC).
- FALCÃO, H. & CUNHA, J. de - Análises de calcário II. Rio de Janeiro, DNPM, 1965. p.45-60 (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Laboratório da Produção Mineral, boletim, 45).
- FERRARI, P.G. & BRANDAZILE, L.A - Projeto Folha do Rio de Janeiro; geologia do médio Rio Grande, Minas Gerais. Belo Horizonte, s. ed, 1971 (Relatório inédito DNPM/CPRM).
- FLEISCHER, R. & OLIVEIRA, V. de O - Beixitas do Quadrilátero Ferrífero; uma contribuição ao conhecimento de sua gênese. Mineração Metalurgia, Rio de Janeiro, 50 (295):25-32, jul. 1969.
- FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Directoria Técnica. Geografia do Brasil, região sudeste. Rio de Janeiro, 1977.
- GOMES, J.C.F.- Estudo geológico da Cachoeira de Itutinga, Rio Grande, Minas Gerais. Revista da Escola de Minas, Ouro Preto, 13(3): 27-40, 1948. il.
- GORDON, Jr, M.- Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, Brasil. Rio de Janeiro, DNPM, 1947 20p. (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia, notas preliminares e estudos, 38).
- GRIFFON, J.C. & RICHTER, H.- Geologia, mineração e tratamento do minério de níquel do Morro do Níquel, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE MINERAÇÃO, 6, 1976. Anais do... Sociedade de Intercâmbio Cultural e Estudos Geológicos, 1976. p. 386-405.

- GUILD, P. W. - Geologia e recursos minerais do Distrito de Congonhas, Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, 1960. 217p. (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Fomento da Produção Mineral, memória, 1).
- _____ - Geology and mineral resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geological Survey, prof. paper. Washington, 290, 1957 mapas fig. tab.
- GUIMARÃES, C.P. & OLIVEIRA, J. M. - Cromita em Piuí. Mineração Metalurgia, Rio de Janeiro, 3(14): 115-116, jul/ago. 1938.
- GUIMARÃES, D. - Contribuição ao estudo da origem dos depósitos de minério de ferro e manganês do centro de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, 1935. 70p. (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Fomento da Produção Mineral, boletim, 8). il.
- _____ - Esboço paleogeográfico do Estado de Minas Gerais. Revista do Instituto Histórico e Geográfico Brasileiro - Rio de Janeiro, 1:554-559, 1934.
- _____ - Gênese do minério de ferro. Sociedade de Intercâmbio Cultural e Estudos Geológicos, Ouro Preto, 1:11-28, 1961.
- _____ - A jazida de djalmaíta de Volta Grande, Rio das Mortes, Minas Gerais. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 23(1): 51-71, mar. 1950. il mapa.
- _____ - Princípios de metalogênese e geologia econômica. Rio de Janeiro, DNPM, 1965. (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Fomento da Produção Mineral, boletim, 121).
- GUIMARÃES, D. & COELHO, I. S. - Bauxita do Morro do Cruzeiro em Ouro Preto, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, 1945. p. 10-15. (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Fomento da Produção Mineral, boletim, 67).
- GUIMARÃES, D. & GUEDES, S.V. - Nota preliminar sobre a região estanífera de São João del Rey, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, 1944. 26p. (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Fomento da Produção Mineral, avulso, 58). il.

- GUIMARAES, MARCO AURELIO - Perfil analítico da grafita. Rio de Janeiro, DNPM, 1973 (BRASIL, Departamento Nacional da Produção Mineral. Série perfís analíticos, 16)
- GUIMARAES, Maria Rita da Silva, ed. Geografia do Brasil, grande Região Leste. Rio de Janeiro, IBGE, 1965. série A. v.5.
- HARDER, E.C. & CHAMBERLAIN, R.T.- A geologia da região central de Minas Gerais. Boletim Geográfico, Rio de Janeiro, 9(100): 492-544, 1951.
- HERZ, N. - Rochas ígneas com até dois e meio bilhões de anos no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Mineração Metalurgia, Rio de Janeiro, 28 (168):359-363, dez.1958.il.
- KING, L.C. - A geomorfologia do Brasil Oriental. S.N.T. Separata da Revista Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro, 18(2):3-263, abr/jun. 1966.
- LAMEGO, A.R. - O massiço do Itatiaya e regiões circundantes Rio de Janeiro, DNPM, 1938. 93p. (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Serviço Geológico e Mineralógico, boletim, 88.il.
- LEONARDOS.O. H. - Grafita no Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, 1938. 24p. (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Serviço de Fomento da Produção Mineral, boletim, 26).
- _____ - Tilito metamórfico de Carandaí, Minas Gerais. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 12 (4):243-259, dez. 1949.
- LOPES, R.S. - Águas minerais do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM, 1956. (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Comissão Permanente de Crenologia, publicação, 2).
- MARTONE, E. de - Problemas morfológicos do Brasil Tropical-Atlântico. Revista Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro, 6(2):155-178, abr. 1944.
- MORAES, L.J. de - Jazidas de magnetita do Morro do Ferro, Município de Oliveira, Minas Gerais. Mineração Metalurgia, Rio de Janeiro, 12(71):223-224, jan. 1948.

- MORAES, L.J. de et alii - Jazidas de ferro do Brasil; simpó sium apresentado ao XIX Congresso Internacional de Geologia. Rio de Janeiro, DGM, 1953. 66p. (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia, boletim, 144).
- MOUTINHO da Costa, L.A. et alii - Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua subdivisão em tectonogrupos Boletim de Geociências, Rio de Janeiro, 5:3-34, jul. 1970.
- MUHLMANN, H. et alii - Revisão estratigráfica da bacia do Paraná. Ponta Grossa, s. ed, 1974 (Relatório inédito da PETROBRÁS) 186p.
- NORTHFLEET, A.A. et alii - Reavaliação dos dados geológicos da bacia do Paraná. Boletim Técnico da Petrobrás, Rio de Janeiro, 3(12):56, jul/set. 1969.
- PIRES, F.R.M. et alii - Notas sobre a geologia da região de Barbacena, São João del Rey e Lafaiete, Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, 1965. p.68-69 (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia, avulso, 40).
- POMERENE, J.B. - Geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Ibirité and Macacos quadrangles, Minas Gerais, Brazil, U.S. Geological Survey; prof paper, Washington, 341-D, 1964.
- QUÉMÉNEUR, J.G. - Esboço geológico da região entre Bom Sucesso e Volta Grande. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. (Resumo das Comunicações).p.58.
- ROLFF, P.A.M de A. - Notas sobre a geologia de São João del Rey. Revista da Escola de Minas, Ouro Preto, 2(2):65-68, 1935.
- - Possibilidades econômicas da monazita de São João del Rey. Revista da Escola de Minas, Ouro Preto, 15(1): 5-13, 1943.
- - O caolim de Tiradentes, Minas Gerais. Mineração - Metalurgia, Rio de Janeiro, 10(59):219, abr.1946.

SANFORD, M. & LANGE, F.W.- Basin study approach to oil evaluation of Paraná mio-geosyncline, South Brazil. American Association of Petroleum Geologists Bulletin Tulsa, 44(8):1316-1370; 1960. mapas.

SOARES, P.C.- Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 5(4):229-251, dez.1975.

- "Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná, classificação e gênese" In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Porto Alegre, 1974. Anais do... Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia 1974. v.4 p.107-121

↳ - O Mesozóico gondwânico no Estado de São Paulo. (Tese, Dout Geol. Miner, Univ. de Campinas). Rio Claro, s.ed, 1973. 152p. il. mapa geol.

SOARES, P.C. et alii - Apreciações litológicas do subgrupo-Itararé e sua interpretação ambiental. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo 7 (2):131-149, jun.1977.

- "Geologia da região Norte-Nordeste do Estado de São Paulo. Rio Claro, s.ed, 1977 (Relatório inédito DAEE/FFCLRC) 39p.

* - "Geologia do nordeste do Estado de São Paulo." In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. Anais do... Aracajú, Sociedade Brasileira de Geologia, 1973 v.1 p.209-228.

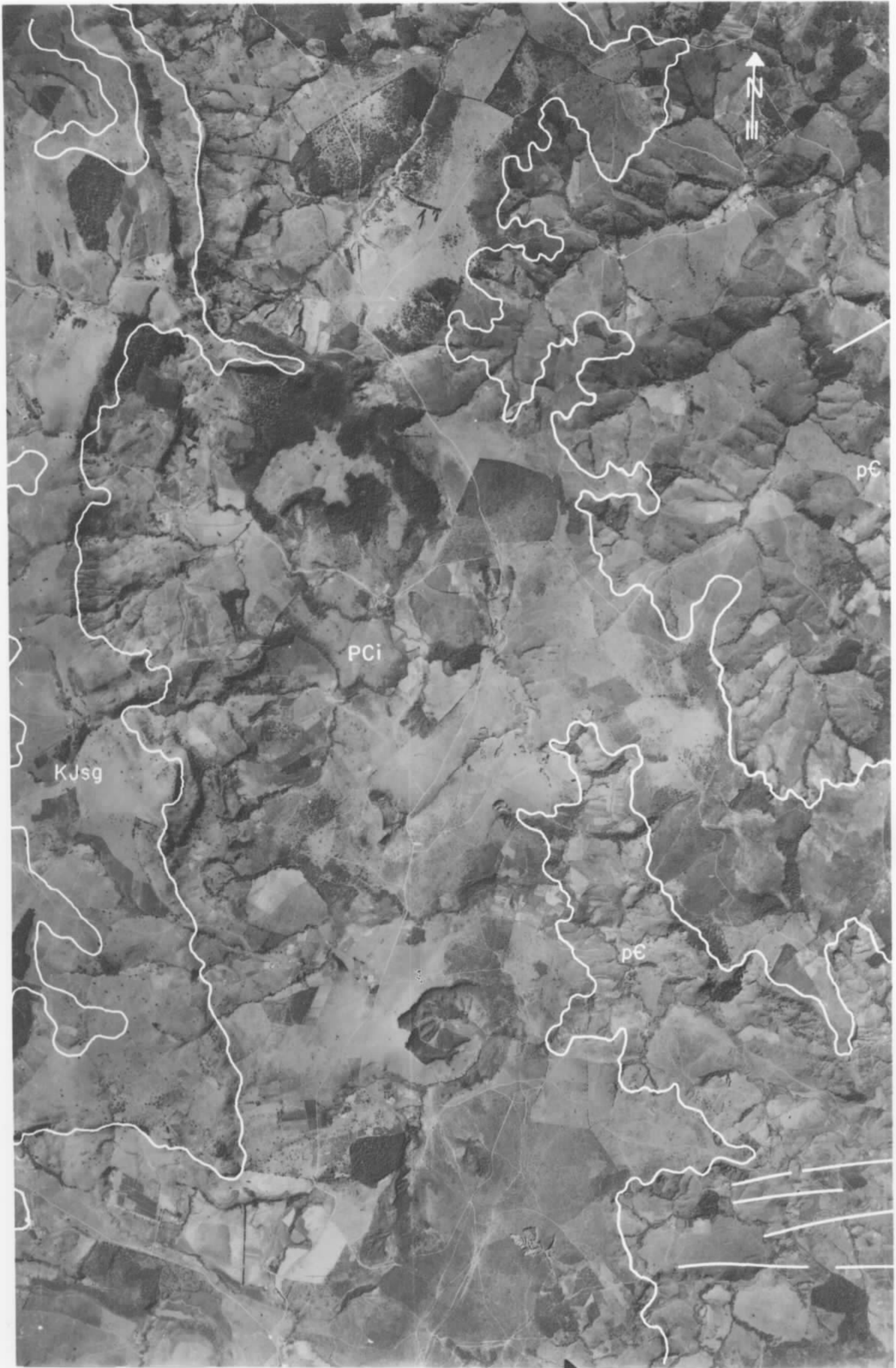
SOUZA, O.M. & SOUZA, A.A. de - Relatório sobre algumas ocorrências de cassiterita e minerais associados em alguns municípios de Minas Gerais. Rio de Janeiro, s. ed, 1970. (Relatório interno da CPRM).

TOLBERT, G.E. - Geology of the Raposos gold mine, Minas Gerais, Brazil. Economic Geology, Lancaster, 59(5):775-798, aug. 1964.

* WHITE, L.C. - Relatório sobre as coal measures e rochas associadas do Sul do Brasil; part I. In: BRASIL. Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra. Relatório final. Rio de Janeiro, 1908. p. 1-201 il mapas (texto em inglês e português).

AEROFOTOS

Aerofoto 01 : Sedimentos pertencentes ao Grupo Itararé (Pci)
assentando sobre o Pré-Cambriano (pC) e so-
brepostos pela Formação Serra Geral (KJsg).
São Sebastião do Paraíso (MG)
Foto USAF - escala 1:60.000



AEROFOTO 01

Aerofoto 02: Extensos areiões da Formação Botucatu (KJb) em contraste com as grandes encostas mantidas pelos basaltos da Formação Serra Geral (KJsg). Sobre os basaltos ocorrem sedimentos da Formação Bauru (Kb) e coberturas cenozóicas (TQi).

Proximidades de Guardinha (MG)

Foto USAF - escala 1:60.000



AEROFOTO 02

Aerofoto 03 : Escarpas típicas da Formação Serra Geral(Kjsg).
Observar as coberturas cenozóicas indiferencia-
das (TQi).
Próximo a região de Ituverava (SP)
Foto USAF - escala 1:60.000

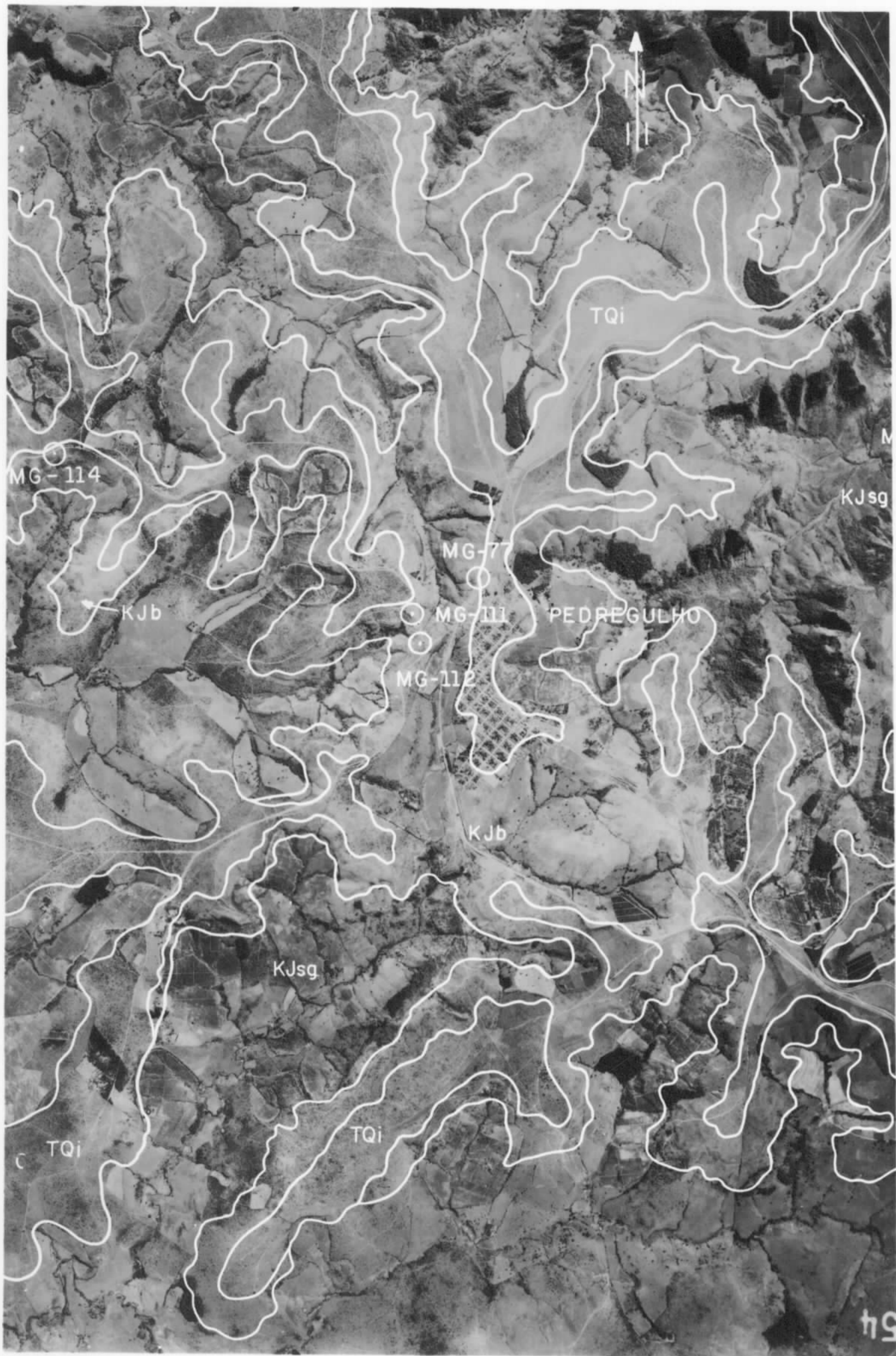


AEROFOTO 03

Aerofoto 04 : Rochas basálticas da Formação Serra Geral(Kjsg) sobrepostas pelos arenitos da Formação Bauru (Kb). O contato é representado por pequenas escarpas com pendentes abruptos. Capeando os se dimentos Bauru ocorrem coberturas indiferenciadas cenozóicas (Tqi).

Região de Pedregulho

Foto USAF - escala 1:60.000



Aerofoto 05 : Rochas basálticas da Formação Serra Geral -
(Kjsg) em contato com coberturas cenozóicas
indiferenciadas (Tqi).

Estes sedimentos repousam sobre superfícies
marcantemente aplainadas, constituindo ex-
tensos chapadões, levemente ondulados.

Localidade : Região de Jeriquara

Foto USAF - escala 1:60.000



AEROFOTO 05

Aerofoto 05 : Formação Serra Geral (KJsg) em contato com rochas do pré-Cambriano (pC).

Sobrepondo os sedimentos da Formação Serra Geral (KJsg) ocorrem extensas superfícies aplainadas, levemente onduladas, caracterizadas pelas coberturas cenozóicas indiferenciadas (TQi).

Chapadão da Zagaia (M.G.).

Foto USAF - escala 1:60.000.



AEROFOTO 06