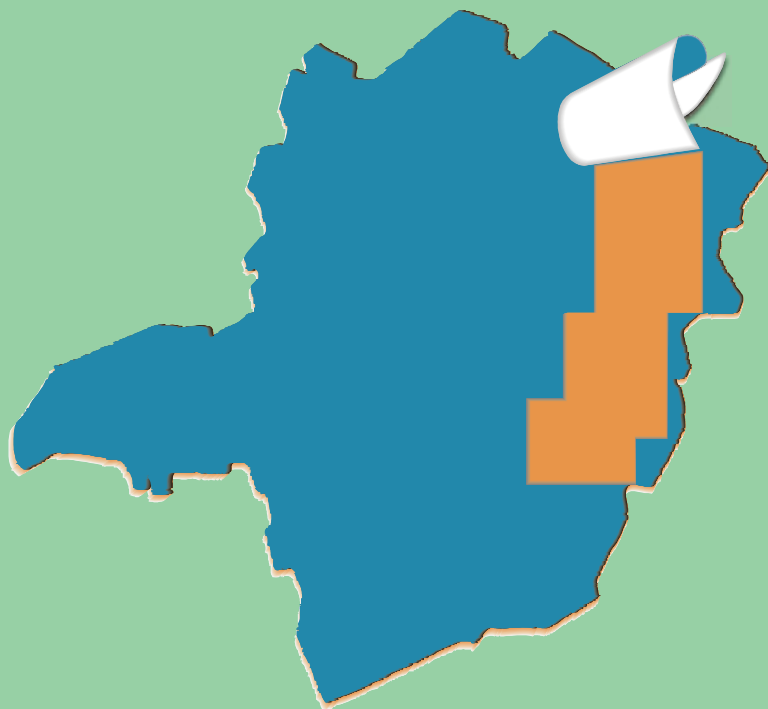


PROJETO LESTE



PROVÍNCIA PEGMATÍTICA ORIENTAL

Mapeamento geológico e cadastramento de recursos minerais da região leste de Minas Gerais



MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E ENERGIA
CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

GOVERNO DO ESTADO DE MINAS GERAIS
SECRETARIA DE MINAS E ENERGIA
COMPANHIA MINERADORA DE MINAS GERAIS-COMIG

PROGRAMA
LEVANTAMENTOS
GEOLÓGICOS BÁSICOS
DO BRASIL

ITANHOMI
Folha SE.24-Y-C-I
Estado de Minas Gerais
Escala 1:100.000

Wilson Luis Féboli e
Vinícius José de Castro Paes

Belo Horizonte
2000

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Rodolpho Tourinho Neto

Ministro de Estado

GOVERNO DO ESTADO DE MINAS GERAIS

Itamar Augusto Cautiero Franco

Governador

SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA

Luciano de Freitas Borges

Secretário de Minas e Metalurgia

SECRETARIA DE MINAS E ENERGIA

Luís Márcio Ribeiro Vianna

Secretário de Estado

*José Fernando Coura **

Secretário Adjunto

CPRM—SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

Umberto Raimundo Costa

Diretor- Presidente

Paulo Nantes dos Santos

Superintendente de Recursos Minerais

Luiz Augusto Bizzi

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Hélcio Santos Cambraia

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Thales de Queiroz Sampaio

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Denize Kistemann Chiodi

Diretora de Engenharia Mineral

Paulo Antônio Carneiro Dias

Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

**COMPANHIA MINERADORA DE
MINAS GERAIS - COMIG**

Henrique Eduardo Ferreira Hargreaves

Diretor-Presidente

José de Sampaio Portela Nunes
Diretor de Administração e Finanças

Sabino Orlando C. Loguércio

Chefe do Departamento de Geologia

*Marcelo Arruda Nassif **

Diretor de Desenvolvimento Mineral

Inácio de Medeiros Delgado

Chefe da Divisão de Geologia Básica

Marco Aurélio Martins da Costa Vasconcelos

Diretor de Administração e Finanças

**SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE
BELO HORIZONTE**

Osvaldo Castanheira

Superintendente

Jólcio Carvalho Pereira

Diretor de Desenvolvimento e Controle de Negócios

*Claiton Piva Pinto **

Gerente de Geologia e Recursos Minerais

Nelson Baptista de Oliveira Resende Costa

Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Fernando Antônio de Oliveira

Gerente de Hidrologia e Gestão Territorial

José Teles de Melo

Gerente de Administração e Finanças

(*) Representantes técnicos no convênio para desenvolvimento do Projeto.

ITANHOMI

Folha SE.24-Y-C-I
Escala 1:100.000

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

COORDENAÇÃO NACIONAL E SUPERVISÃO TÉCNICA

Coordenador Nacional	Inácio de Medeiros Delgado - Geólogo
Geologia Estrutural	Reginaldo Alves dos Santos - Geólogo
Petrologia	Luiz Carlos da Silva – Geólogo, PhD.
Sedimentologia	Augusto José Pedreira – Geólogo, PhD.

EQUIPE RESPONSÁVEL PELO PROJETO CPRM

COORDENAÇÃO GERAL:

Claiton Piva Pinto – Geólogo, MSc.

SUPERVISÃO TÉCNICA

João Bosco Viana Drumond – Geólogo

EQUIPE DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO:

Geólogos:

André Azevedo Klumb Oliveira – MSc.

Carlos Augusto da Silva Leite – MSc.

Carlos Roberto Valle

João Bosco Viana Drumond

Jodauro Nery da Silva

José Heleno Ribeiro

Manoel Pedro Tuller

Maria José Resende Oliveira – MSc.

Mário Conceição Araujo

Nicola Signorelli

Sérgio Lima da Silva

Vinícius José de Castro Paes - MSc.

Wilson Luis Féboli

CADASTRAMENTO DE LAVRAS PEGMATÍTIAS

Geólogos:

Custódio Netto

Mário Conceição Araujo

PETROGRAFIA/PETROLOGIA

Ludmila Maria Motta Pereira – Geóloga, MSc.

Márcia Zucchetti – Geóloga, MSc.

COLABORADORES:

Informática: Edson Lopes Barreto – Geólogo

Normalização e Pesquisa Bibliográfica: Maria Madalena Costa Ferreira – Bibliotecária

Maria Lúcia Chagas R. de Vasconcelos – Bibliotecária

CONFECÇÃO DE LÂMINAS PETROGRÁFICAS:

Litoteca Regional de Caeté

APOIO OPERACIONAL:

Ademir da Rocha

Alba Martinho Coelho

Alexsander M. Pedrosa

Antônio Oscar da Silva

Cláudia de Oliveira

Deli Moreira Soares

Deusdeth Coelho Menezes

Edson Fernandes da Silva

Edson Jorge Pereira

Elizabeth A. Cadete Costa

Fábio Alves Pedrosa

Jairo Rosa da Silva

José Geraldo de S. Barbosa

José Moreira Bessa

José da Paz Nascimento

Juliano Vitorino de Matos

Laércio Pereira

Lindouro Araújo Duarte

Luiz Antônio da Costa

Luiz Carlos Ferreira

Luiz Ferreira Coelho

Magda E. Guieiro de Oliveira

Márcio Ferreira Augusto

Márcio Pinto Rosa

Marco Aurélio G. Leocádio

Max Vinícius Santos

Moacir Francisco Cândido

Nelson Ferreira

Rodrigo de Souza Guimarães

Rosângela G. B. de Souza

Terezinha I. Carvalho Pereira

Valdiva de Oliveira

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA
CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

GOVERNO DO ESTADO DE MINAS GERAIS
SECRETARIA DE MINAS E ENERGIA
COMPANHIA MINERADORA DE MINAS GERAIS – COMIG

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

ITANHOMI
FOLHA SE.24-Y-C-I
ESTADO DE MINAS GERAIS

Mapeamento geológico e cadastramento de recursos minerais
da região leste de Minas Gerais

Texto Explicativo – Geologia
Volume 22

PROVÍNCIA PEGMATÍTICA ORIENTAL

Geólº Wilson Luis Féboli e
Geólº MSc. Vinícius José de Castro Paes

Belo Horizonte
2000

CRÉDITOS DE AUTORIA

Item 1

- 1.1 Claiton Piva Pinto
- 1.2 Wilson Luis Féboli
Vinícius José de Castro Paes
- 1.3 Claiton Piva Pinto
- 1.4 João Bosco V. Drumond

Item 2

- 2.1 Claiton Piva Pinto
João Bosco Viana Drumond
- 2.2 Wilson Luis Féboli
Vinícius José de Castro Paes

Item 3

- Wilson Luis Féboli
Vinícius José de Castro Paes

Item 4

- Wilson Luis Féboli
Vinícius José de Castro Paes

Item 5

- Wilson Luis Féboli
Vinícius José de Castro Paes

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

PROJETO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO/METALOGENÉTICO SISTEMÁTICO

Executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM
Superintendência Regional de Belo Horizonte

CPRM – Superintendência Regional de Belo Horizonte
Av. Brasil 1731 – Bairro Funcionários
Belo Horizonte – MG – 30.140-002
Fax: (31) 3261-5585
Tel: (31) 3261-0391
<http://www.cprm.gov.br>
cprmbh@cprmbh.gov.br

Ficha Catalográfica

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM

Projeto Leste: Folha Itanhomi – SE.24-Y-C-I, escala 1:100.000. Wilson Luis Féboli e Vinícius José de Castro Paes – Belo Horizonte: SEME/COMIG/CPRM, 2000.

94p., v.22: mapa e anexos (Série Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).

Conteúdo: Projeto Leste. Inclui 26 volumes e mapas geológicos – escala 1:100.000 e 5 relatórios temáticos; mapa geológico integrado - escala 1: 500.000; mapa geológico 1:250.000 e nota explicativa da Folha Almenara.

1- Geologia. 2- Recursos Minerais. 3- Itanhomi Mapa. I-Título II-Féboli, Wilson Luis e Paes, Vinícius José de Castro.

CDU: 553.04

Direitos desta edição: CPRM – Serviço Geológico do Brasil

É permitida a reprodução desta publicação desde que mencionada a fonte.

RESUMO

O mapeamento geológico da Folha Itanhomi (SE.23-Y-C-I), na escala 1:100.000, integra o Projeto Leste-MG, executado pelo Serviço Geológico do Brasil–CPRM, em convênio com a Secretaria de Estado de Minas e Energia do Estado de Minas Gerais–SEME e a Companhia Mineradora de Minas Gerais–COMIG. Utilizou-se a metodologia estabelecida para os projetos do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil–PLGB, executado pela CPRM. A área abrangida pela folha situa-se integralmente na Província (Geotectônica/Estrutural) Mantiqueira, em domínio do Cinturão Araçuaí, do Brasileiro. Foi informalmente dividida em domínios Mantiqueira, Juiz de Fora, Pocrane e Galiléia/Rio Doce. Foram cartografados ortognaisses localmente migmatíticos, com intercalações de anfibolito e de rochas calcissilicáticas do Complexo Mantiqueira, ortognaisses migmatíticos com intercalações de anfibolitos e, localmente, metassedimentos e meta-ultramáficas, bem como uma unidade de natureza vulcanossedimentar, do Complexo Pocrane, e ortognaisses com abundantes porções granulíticas e lentes de norito, do Complexo Juiz de Fora. Esses complexos constituem o embasamento do Cinturão Araçuaí. O Grupo Rio Doce representa uma seqüência supracrustal neoproterozóica, constituído pelos xistos e gnaisses das formações Tumiritinga e São Tomé, xistos, gnaisses e quartzitos da Formação Palmital do Sul e quartzitos da Formação João Pinto. A granitogênese brasileira é representada pelos tonalitos Derribadinha, com feições de fusão parcial, Bom Jesus do Galho, com restos de gnaisses aluminosos e Chapada do Bueno (sintectônicos); tonalitos Galiléia, São Vitor e Cuieté Velho (Suíte Galiléia/sin- a tarditectônicos); granitos Palmital, Urucum e José Rodrigues (tardi- a pós-tectônicos); quartzo diorito Alto Alvarenga, Tonalito Alvarenga e Granito Palmeiras (pós-tectônicos). Diques e pequenos corpos não mapeáveis de granito e de diabásio cortam a maioria dessas unidades. Sedimentos fanerozóicos são representados pelos terraços aluvionais e pelas aluviões que, normalmente, são provenientes do retrabalhamento daqueles. Os metassedimentos do Grupo Rio Doce apresentam uma foliação metamórfica orientada, preferencialmente, em torno de NW, com mergulhos de alto ângulo para NE ou SW, tendo corpos do Tonalito Chapada do Bueno associados. Essa estrutura é afetada por megadobras apertadas, com caimento de eixo para SE e traços de plano axial orientados a NW, afetando parcialmente as rochas do Complexo Pocrane. Essa estruturação NW é truncada pelas rochas graníticas da Suíte Intrusiva Galiléia, que são, por sua vez, envolvidas em falhamentos reversos com movimentação para W e NW que afetam, adicionalmente, os tonalitos Derribadinha e Bom Jesus do Galho, os metassedimentos do Grupo Rio Doce e as rochas do Complexo Pocrane. No norte de Alvarenga, essas falhas reversas resultantes são truncadas pelo Quartzo diorito Alto Alvarenga. O retrabalhamento dos terrenos policíclicos arqueanos/paleoproterozóicos (complexos Mantiqueira e Pocrane), durante o Ciclo Brasileiro, é salientado pelo desenvolvimento de foliação milonítica junto aos contatos falhados com as rochas do Grupo Rio Doce e rochas graníticas neoproterozóicas, bem como pela participação parcial do Complexo Pocrane no evento de formação de megadobras que afeta os metassedimentos do Grupo Rio Doce. Os principais bens minerais estão relacionados à fabricação de cerâmicas, que exploram argila nos depósitos aluvionais. Pedras coradas e feldspato são extraídos na região ao sul de Galiléia e ao sul e oeste de Alvarenga. Os trabalhos de extração de ouro primário na antiga mina de ouro de Cuieté Velho encontram-se paralisados. A extração desse bem mineral é feita atualmente em pequenas quantidades por garimpeiros.

ABSTRACT

The geological mapping of the Itanhomi Sheet (SE.23-Y-C-I) on a scale of 1:100.000 belonging to the Leste-MG Project, carried out by the Geological Survey of Brazil - CPRM, in partnership with the Minas Gerais State Office for Mines and Energy – SEME and the Companhia Mineradora de Minas Gerais-COMIG. The methodology used was that established for the projects of Brazil's Basic Geological Surveying Program – PLGB, carried out by CPRM. The area covered by the sheet lies fully in the Mantiqueira (Geotectonic/Structural) Province, in the domain of the Araçuaí Belt of the Brasiliano Cycle. It was informally divided into the Mantiqueira, Juiz de Fora, Pocrane and Galiléia/Rio Doce domains. Orthogneisses, which are locally migmatitic, were mapped, with intercalations of amphibolite and calc-silicate rocks of the Mantiqueira Complex, migmatitic orthogneisses with intercalations of amphibolites and, locally, metasediments and meta-ultramafic rocks, as well as a volcano-sedimentary unit of the Pocrane Complex and orthogneisses with abundant granulitic portions and norite lenses of the Juiz de Fora Complex. These complexes are the base of the Araçuaí Belt. The Rio Doce Group represents an Upper Proterozoic supracrustal sequence, made up of schists and gneisses of the Tumiritinga and São Tomé formations, schists, gneisses and quartzites of the Palmital do Sul Formation and quartzites of the João Pinto Formation. The Brasiliano granite magmatism is represented by the Derribadinha tonalites, with aspects of partial fusion, Bom Jesus do Galho, with remains of aluminous gneisses and Chapada do Bueno (syntectonic); Galiléia, São Vitor and Cuieté Velho tonalites (Galiléia Suite/syn- to late tectonic); Palmital, Urucum and José Rodrigues Granites (late-to-post tectonic); Alto Alvarenga quartz diorite, Alvarenga Tonalite and Palmeiras Granite (post-tectonic). Dykes and small unchartable granite and diabase bodies cross most of these units. Phanerozoic sediments are represented by alluvial terraces and alluvium which normally result from the reworking of the former. The Rio Doce Group metasediments show an oriented metamorphic foliation, mainly NW, with high angle dips NE or SW, with bodies of the Chapada do Bueno Tonalite associated. This structure is affected by tight megafolds, with axis plunges to SE and traces of the axial plane directed NW, partially affecting the Pocrane Complex rocks. This NW structuring is truncated by granitic rocks of the Galiléia Intrusive Suite, which are, in turn, involved in reverse faults with movements to W and NW, which further affect the Derribadinha and Bom Jesus do Galho tonalites, the metasediments of the Rio Doce Group and the Pocrane Complex rocks. North of Alvarenga, these resulting reverse faults are truncated by the Alto Alvarenga quartz diorite. The reworking of the archaean/Paleo-Proterozoic polycyclic terrain (Mantiqueira and Pocrane Complexes), during the Brasiliano Cycle, is highlighted by the development of mylonitic foliation near the fault contacts with the rocks of the Rio Doce Group and the Upper Proterozoic granitic rocks, as well as by the partial participation of the Pocrane Complex in the formation of the mega-faults which affect the metasediments of the Rio Doce Group. The main mineral resources are linked to the manufacture of ceramics, which exploit clay in the alluvial deposits. Gemstones and feldspar are mined in the southern part of Galiléia and south and west of Alvarenga. The primary gold extraction work in the old gold mine of Cuieté Velho is paralyzed. The extraction of this mineral good is currently carried out in small quantities by prospectors.

1 INTRODUÇÃO

1.1 Histórico e Método de Trabalho

O Projeto Leste-MG insere-se na Província Pegmatítica Oriental, que se estende do norte do Estado do Rio de Janeiro ao sul da Bahia (PAIVA, 1946). Atende à solicitação do setor mineral, em especial do segmento de gemas e jóias, e às recomendações contidas no Plano Plurianual para o Desenvolvimento do Setor Mineral (DNPM, 1994). Atende também à Gems Exporter Association – GEA, que pede a aplicação de recursos em Levantamento Geológico Básico e no Cadastramento e Estudo de Detalhe dos Pegmatitos, “de forma a servir de base para futuros trabalhos de pesquisa e lavra mineral” (GROS, 1993). Na mesma linha de pensamento, SCLIAR (1996) afirma que “iniciativas como a do mapeamento geológico da região leste do Estado de Minas Gerais (Projeto Leste)... são o caminho para garantir e efetivar o gerenciamento territorial do país, oferecendo à sociedade o conhecimento de suas riquezas minerais”.

O Projeto surgiu do interesse mútuo entre a CPRM – Serviço Geológico do Brasil e a Secretaria de Estado de Minas e Energia – SEME, do Governo de Minas Gerais. O convênio entre a SEME e a CPRM foi assinado em 03 de agosto de 1995, contando a partir de 23 de maio de 1997 com a adesão da Companhia Mineradora de Minas Gerais – COMIG.

Tem por objetivo a cartografia geológica e o cadastramento dos recursos minerais da região leste de Minas Gerais, entre a serra do Espinhaço e a divisa com os estados da Bahia e Espírito Santo, em uma área de aproximadamente 90.000km². Destes, 72.000km² foram mapeados na escala 1:100.000 e 18.000km² na escala 1:250.000. Abrange cerca de 18% do território mineiro, beneficiando mais de 120 municípios. Essa área corresponde, aproximadamente, à de 26 folhas na escala 1:100.000 e uma na escala 1:250.000 (Folha Almenara, SE.24-V-A) (FIG. 1.1).

O projeto foi executado pela CPRM, Diretoria de Geologia e Recursos Minerais, através da Gerência de Geologia e Recursos Minerais da Superintendência Regional de Belo Horizonte. Por uma questão operacional, foi dividido em duas etapas. A primeira, concluída até 1998, contou com a participação da Superintendência Regional de Salvador na execução das folhas Novo Cruzeiro e Padre Paraíso e de um geólogo da Cia. Baiana de Pesquisa Mineral (colocado à disposição do projeto) na Folha Mucuri. Um geólogo da Fundação Gorceix atuou, na primeira etapa, no cadastramento de recursos minerais (pegmatitos) e, na segunda etapa, no mapeamento das folhas Jacinto/Salto da Divisa/Itarantim. Uma petrógrafa dessa Fundação atuou em tempo integral, nas duas etapas, na descrição de lâminas delgadas e elaboração de textos relacionados. A segunda etapa, iniciada sem solução de continuidade com a primeira, foi subdividida em duas partes. Em um primeiro momento, foram mapeadas as sete folhas da porção sul do projeto. Imediatamente após, as folhas do extremo norte. O mapeamento dessa etapa foi concluído entre 1998 e 1999 e as notas explicativas em abril de 2000. A equipe esteve estruturada com um coordenador regional, um supervisor e um geólogo por folha, além de profissionais de apoio técnico, operacional e administrativo. Na segunda etapa, houve necessidade de se rever o número de geólogos por folha ou de folhas por geólogo em virtude dos tamanhos das áreas e prazos para conclusão dos trabalhos. A folha Itanhomi teve seu quadrante sudeste (Quadrícula Alvarenga) mapeado pelo geólogo Vinícius José de Castro Paes e os demais pelo geólogo Wilson Luis Féboli.

Os custos de execução foram compartilhados, cabendo à CPRM as despesas com os salários da equipe pertencente ao seu quadro de pessoal e à SEME/COMIG, os custos variáveis.

Na execução dos trabalhos, adotou-se a metodologia estabelecida para os projetos do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, executado pela CPRM desde 1985. A área do projeto foi dividida em dois blocos, com limite no paralelo 18°00'S, chamados, respectivamente, Teófilo Otoni e Governador Valadares (FIG. 1.1). Nesta segunda etapa, os trabalhos contemplaram, no todo ou em parte, as folhas a seguir relacionadas:

Bloco Teófilo Otoni

Folha Cordeiros
Folha Curral de Dentro
Folha Cândido Sales
Folha Belo Campo
Folha Encruzilhada
Folha Itarantim
Folha Jacinto
Folha Salto da Divisa
Folha Santo Antônio do Jacinto
Folha Medeiros Neto
Folha Nanuque

Bloco Governador Valadares

Folha Ecoporanga
Folha Mantena
Folha São Gabriel da Palha
Folha Ipatinga
Folha Dom Cavati
Folha Itanhomi
Folha Conselheiro Pena
Folha Coronel Fabriciano
Folha Caratinga
Folha Ipanema

Os procedimentos técnicos e operacionais foram os mesmos para todas as folhas, conforme indicados a seguir:

– Documentação Básica:

- fotografias aéreas nas escalas:
 - 1:60.000 (USAF) 1964/65,
 - 1:100.000 (FAB - IBGE) 1974/75,
 - 1:108.000 (Geofoto S.A.) 1974/75,
- imagens do satélite Landsat TM, pancromáticas, escala 1:100.000;
- imagens do satélite Landsat TM, coloridas, composição dos canais 4, 5 e 7, escala 1:100.000;
- imagens de radar nas escalas 1:100.000 e 1:250.000;
- mapas geofísicos (aeromagnetometria) do Convênio Geofísico Brasil – Alemanha (CGBA), nas escalas 1:100.000, 1:500.000 e em arquivos digitais;
- mapas radiométricos;
- mapas topográficos do IBGE ou SUDENE, na escala 1:100.000, em papel e digitalizados parcialmente pela CPRM.

– Compilação Bibliográfica:

- Projeto Jequitinhonha: DNPM/CPRM (FONTES *et al.*, 1978);
- relatórios e mapas do Projeto Espinhaço (GROSSI-SAD *et al.*, 1997);

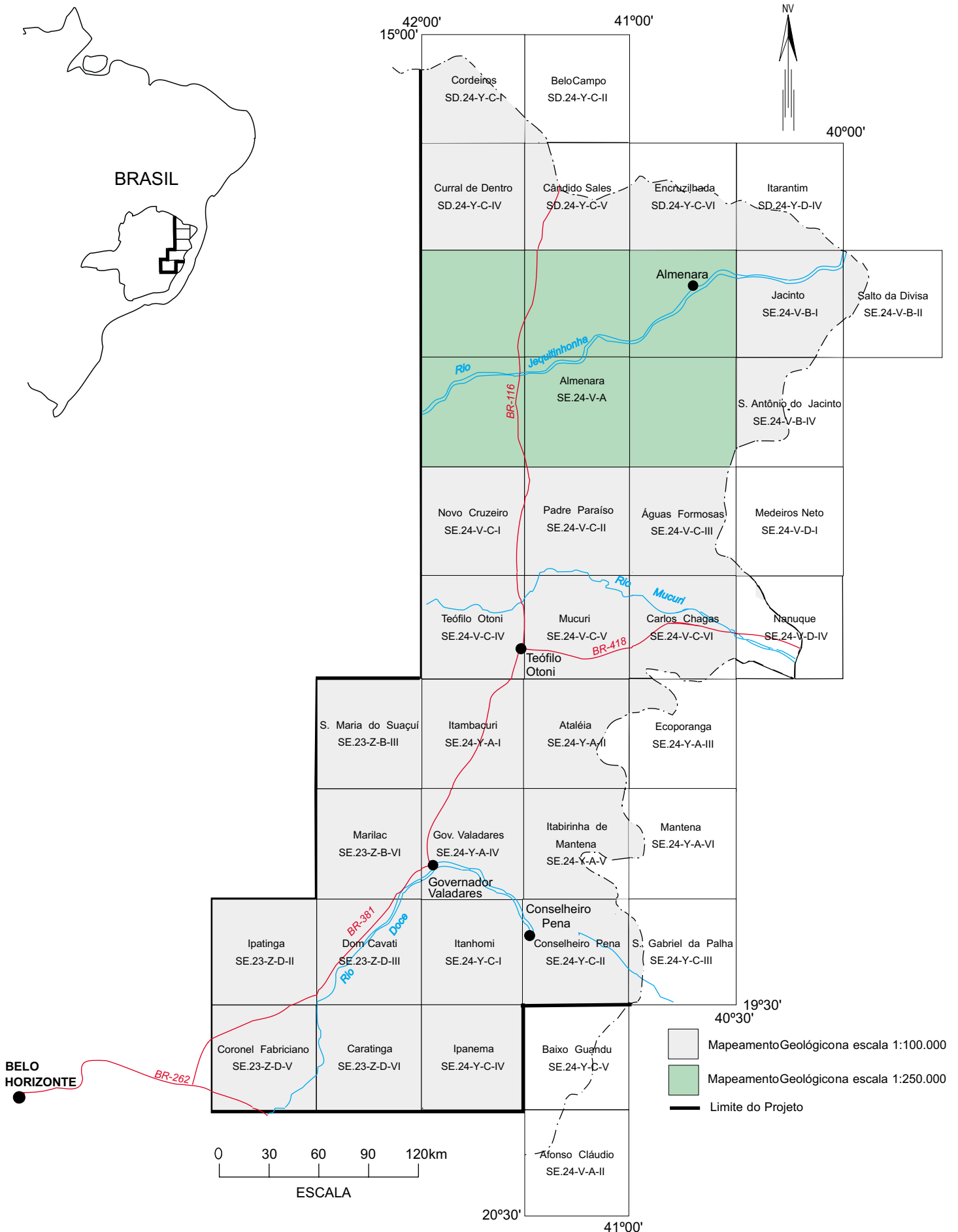


FIGURA 1.1 - Mapa de localização e articulação das folhas

- bases de dados da CPRM (AFLO – afloramentos, PETR – petrografia, META – ocorrências minerais, CRON – geocronologia);
 - relatórios técnicos diversos;
 - dissertações de mestrado e teses de doutorado.
- Fotointerpretação
 - Carta Geológica Preliminar
 - Reconhecimento Geológico
 - Trabalhos de Campo
 - Cadastramento de Recursos Minerais
 - Laboratório
 - Carta Geológica Final
 - Relatório Final

1.2 Localização e Acesso

A área compreendida pela Folha Itanhomi (SE.24-Y-C-I) está limitada pelas coordenadas 19°00' e 19°30' de latitude sul e 41°30' e 42°00' de longitude oeste de Greenwich, ocupando uma superfície aproximada de 3000km² na porção leste do Estado de Minas Gerais (FIG. 1.1).

Dentro dos limites da folha, encontram-se as sedes dos municípios de Itanhomi, Galiléia, Tarumirim, Capitão Andrade, Alvarenga e São Sebastião do Anta, além de áreas pertencentes aos municípios de Alpercata, Engenheiro Caldas, Tumiritinga, Conselheiro Pena, Inhapim, Pocrane e Santa Rita do Itueto.

Os principais acessos à área são, a partir de Belo Horizonte, a BR-262/381 (trecho Belo Horizonte – Vitória da primeira e Belo Horizonte – Governador Valadares da segunda) até Bela Vista de Minas, entrando-se em direção a Ipatinga. Toma-se aí a BR-458 até a BR-116 (Rio – Bahia), próximo a Dom Cavati. Por esta estrada chega-se a Taruaçu, e daí a Tarumirim ou a Governador Valadares, e daí, pela BR-259, a Galiléia e Conselheiro Pena.

A ferrovia Vitória - Minas (EFVM), margeando o rio Doce, corta o canto NE da área. Governador Valadares é atendida por linhas aéreas regionais.

1.3 Aspectos Socioeconômicos

A região do Estado de Minas Gerais onde se insere o Projeto Leste abrange os territórios de 125 municípios, congregando uma população de aproximadamente 2,1 milhões de habitantes, segundo o censo demográfico do IBGE (1991), distribuída nas macrorregiões de planejamento IX (Jequitinhonha/Mucuri), X (Rio Doce) e uma pequena porção na macrorregião VIII, conforme definidas pela SEPLAN/MG (1994) (FIG. 1.2). A Folha Itanhomi situa-se na macrorregião X.

A macrorregião X é mais desenvolvida que a IX e a VIII, com a produção industrial mais bem estruturada no Vale do Aço e em Governador Valadares, contribuindo com 5,5% da arrecadação do ICMS estadual em 1997, 5º lugar na arrecadação geral do Estado (dados de 1997, FUNDAÇÃO JOÃO PINHEIRO, 1998). A produção industrial, relativa ao Estado, atingiu na rubrica produto 19,7% no Vale do Aço, sendo que no restante dessa macrorregião a produção é baixa. A macrorregião é produtora de arroz, com 55% da área colhida do Estado, e de milho, feijão e café, ocupando a 4ª posição no Estado. O consumo de energia elétrica em 1997, em relação ao consumo estadual, foi de 9,4%.

O ensino público fundamental é deficiente. As escolas estaduais concentram-se principalmente nas zonas urbanas. As zonas rurais são atendidas pelas redes municipais de ensino. Escolas particulares só existem nas zonas urbanas das grandes cidades, como Governador Valadares, Ipatinga e Caratinga. Escolas técnicas e/ou profissionalizantes são raras (SEPLAN/MG, 1994). No Vale do Aço, a situação é melhor, com a existência de ensino superior de bom nível.

A questão da saúde e do saneamento básico é mais grave ainda. As redes de atendimento público são insuficientes em quantidade e em qualidade. O saneamento básico deficiente tem reflexos diretos na saúde da população. Dos oitenta e quatro municípios dessa macrorregião, apenas quarenta e um eram atendidos pela COPASA e sete pela Fundação Nacional de Saúde – FNS, conforme dados da SEPLAN/MG (1994).

Durante a II Semana Interamericana da Água, realizada em outubro de 1996 na Secretaria de Estado do Meio Ambiente e Recursos Naturais Renováveis, o governador do Estado reconheceu que a situação dos recursos hídricos de Minas era preocupante e precisava ser controlada. Para tentar solucionar os problemas, o governo estadual lançou o Programa de Saneamento Ambiental, Organização e Modernização dos Municípios de Minas (SOMMA) que previa a implantação de sistemas de tratamento de esgotos nas cidades mais carentes do Estado, contemplando, inicialmente, os municípios do Jequitinhonha, Mucuri e norte de Minas. Encontra-se em elaboração as minutas do projeto que institui o Plano Estadual de Recursos Hídricos, baseado nos planos diretores de bacias executados em Minas Gerais, contemplando, inclusive, a bacia do rio Doce. Como parte do Programa Estadual de Saneamento Ambiental, o Projeto Mãe D'Água destacou como problemas críticos no Vale do Rio Doce os processos erosivos acelerados, vertentes degradadas, baixo índice de matas ciliares, mineração sem proteção ambiental e esgotos domésticos e industriais.

A malha rodoviária em 1994 era considerada satisfatória, sendo Governador Valadares um importante tronco rodo-ferroviário.

É interessante destacar que as estatísticas oficiais não contemplam a atividade mineral como fator significativo da renda regional, embora em algumas regiões, grande parte da população dependa dessa atividade. Alguns dados apresentados pela SEME (1999) merecem reflexão e mostram o peso do setor mineral na alavancagem do desenvolvimento regional: o Valor da Produção Mineral (VPM) de Minas Gerais em 1998 ultrapassou US\$3,3 bilhões, podendo chegar a US\$4,0 bilhões em 2000, correspondendo a, aproximadamente, 35% do VPM brasileiro, excluídos os energéticos, demonstrando claramente o peso da mineração no Estado. A atividade deve ser analisada como um fator de geração de receita na indústria de transformação de bens primários. QUARESMA (1993) destaca que a mineração estadual gera um fator monetário multiplicador na razão de 1:13, ou seja, para cada unidade monetária produzida na mineração, outras treze são geradas na indústria de transformação, com uma proporção de empregos na faixa de 1:5, na mesma ordem. Esses números, por si só, são suficientes para demonstrar a importância do setor mineral como gerador de receita e empregador de mão-de-obra, principalmente em regiões carentes como o leste e o nordeste de Minas.

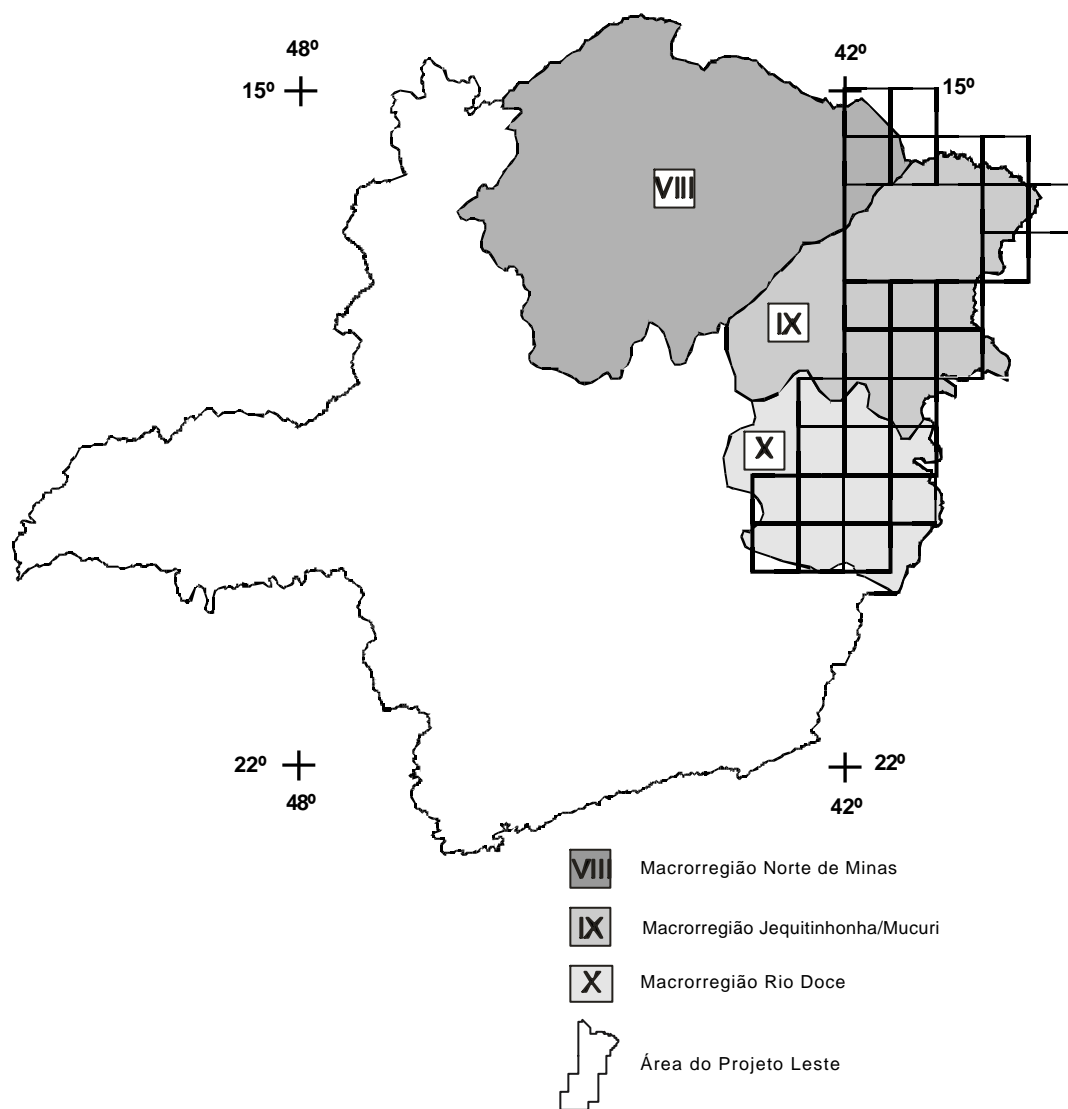


FIGURA 1.2 - Macroregiões de Planejamento do Estado de Minas Gerais (SEPLAN, 1994), onde insere-se a área do Projeto Leste

As exportações brasileiras de jóias e pedras preciosas deverão ter, neste ano, aumento de 20% em relação a 1999. Segundo a revista Exportar & Gerência (JÓIAS, 2000), para os próximos três anos a meta é triplicar o volume de vendas registrado no ano passado. Apesar da qualidade e beleza dos produtos nacionais, o Brasil responde por apenas 1% do comércio internacional do setor joalheiro. Para atingir a meta, o Instituto Brasileiro de Gemas e Metais Preciosos (IBGM) aposta na formação de consórcios de exportação alternativa que viabilize a entrada de pequenos e médios empresários no mercado externo. As empresas de pequeno e médio porte representam 95% do setor de jóias no Brasil. Diagnóstico apresentado por GROS (1993) destaca como aspectos básicos do setor de gemas e jóias a dificuldade com mão-de-obra qualificada, aliada à alta rotatividade, com total falta de treinamento comercial, técnico e gerencial. O SEBRAE/MG (Serviço de Apoio às Micro e Pequenas Empresas de Minas Gerais), através das regionais de Teófilo Otoni e Governador Valadares, tem se dedicado à questão, apoiando a elaboração de projetos que visem o desenvolvimento do setor.

Em uma macrorregião como essa, com níveis bastante díspares de desenvolvimentos econômico e cultural, as condições ambientais, a industrialização e o crescimento econômico têm forte influência sobre a qualidade de vida das populações. Qualquer programa que vise o desenvolvimento regional deverá priorizar o homem, na busca de uma melhor qualidade de vida. Segundo REZENDE *et al.* (1991), “desenvolvimento é o processo pelo qual uma população aumenta a produção de alimentos, de bens e serviços, elevando, assim, o seu padrão de vida e o bem-estar geral”, entendendo “qualidade de vida como todo bem-estar produzido por elementos sociais, econômicos, culturais, ambientais, religiosos, políticos, etc., que configuram não apenas as dimensões do ter, mas também do ser, do viver em condições de produzir, de gerir e usufruir bens e serviços necessários e disponíveis na sociedade”.

O Projeto Leste tem a preocupação com o social ao gerar informações geológicas básicas que permitam o desenvolvimento social e econômico regional, criando condições para a fixação do homem à terra, evitando o êxodo rural e o favelamento nos centros urbanos, presente até mesmo na periferia das pequenas cidades dessa região.

1.4 Clima, Fisiografia e Geomorfologia

FREITAS *et al.* (1987) apresentam, no relatório do Projeto RADAMBRASIL, uma análise do clima da folha SE.24 - Rio Doce, onde está inserida a Folha Itanhomi. O clima dominante nessa área é o subúmido a semi-árido que, segundo os autores, é caracterizado por uma precipitação média anual variando de 900 a 1000mm. O trimestre mais seco é junho-julho-agosto, onde a precipitação é de 100mm, e o trimestre mais chuvoso, com 500 a 600mm de precipitação, corresponde aos meses de novembro-dezembro-janeiro. No âmbito da folha, existem três estações pluviométricas, uma em Itanhomi (19°10'/41°52'), outra em Alvarenga (19°25'/41°42') e outra em Barra do Cuieté (19°04'/41°32'). A temperatura média anual é de 23°C, atingindo, no verão (principalmente no mês de fevereiro), 26°C e, no inverno, 19°C.

Os solos (SANTOS *et al.*, 1987), que recobrem as formações São Tomé e Tumiritinga, são latossolos profundos de cor cinza-escura a arroxeadada, próprios para a agricultura, mas usado, geralmente, no plantio de capim para pastagens. São pequenas manchas de solo observadas, principalmente, na porção oriental da folha. Os granitos e tonalitos da Suíte Galiléia produzem solos do tipo latossolo de cor avermelhada, que se desenvolvem nas áreas mais rebaixadas. São férteis e podem ser utilizados para a agricultura. Ao longo dos tonalitos Derribadinha e Bom Jesus do Galho, nota-se o desenvolvimento de latossolo amarelo, pouco espesso, rico em alumínio e impróprio para a agricultura. Na área de domínio do Complexo Pocrane, tem-se solo arenoso bastante ravinado, pouco espesso e de uso restrito como pastagem na pecuária. Os litossolos são notados nas porções mais

elevadas dos maciços graníticos e nas áreas dominadas pelos quartzitos ocorrentes no canto sudeste da folha. São ora aluminosos, no caso dos granitos, ora arenosos, quando recobrem os quartzitos.

A vegetação natural da folha é caracterizada pela floresta estacional semidecidual. Estas florestas desenvolvem-se em áreas onde dominam dois períodos bem distintos, ou seja, um chuvoso e outro seco. Os vegetais destes sítios não mantêm as suas folhas durante um longo período, ou seja, ficam verdes durante o período das chuvas e perdem as folhas no período da seca. São formadas por tipos arbóreos de médio a grande porte com distribuição espaçada e que se intercalam com tipos de menor tamanho. Atualmente, encontra-se totalmente descaracterizada tendo sido substituída por pastagens e capoeiras. Alguns resquícios desta vegetação natural podem ser observados em áreas de difícil acesso, principalmente nos topos dos morros, onde a sua extração fica quase inviável. Em muitos sítios, como na Chapada do Bueno e na região de São Sebastião do Anta, estas matas naturais estão dando lugar a plantações de café.

Duas feições morfológicas foram caracterizadas na Folha Itanhomi:

A Unidade Geomorfológica Maciços do Caparaó foi definida por MENDES *et al.* (1987). Na área do Projeto Leste, abrange as folhas Caratinga, Dom Cavati, Itanhomi, Ipanema e Conselheiro Pena. Esta unidade possui características muito peculiares, apresentando um modelado com cotas que variam de 500 a 800 metros e podem chegar, em alguns pontos, a 1000 metros. Seu relevo é muito variado, pois é desenvolvido em rochas muito diversificadas, formadas por granitos e gnaisses com intercalações de camadas de quartzitos, em uma faixa muito deformada. A área vem sendo retrabalhada por uma profusa rede de drenagem, que esculpe o seu modelado em formas diversas, dependendo das características e diversidades dos tipos rochosos. Os principais cursos d'água são os rios Manhauçu e Caratinga que, juntamente com seus tributários, vão compor a bacia hidrográfica do rio Doce. A região sul da folha é dominada por uma morraria formada por granitos e quartzitos que vêm passando por um longo processo de dissecação. Nessa região, tem-se a presença de pães-de-açúcar formados por granitos da Suíte Galiléia e também corpos alongados de quartzitos que sustentam as serras de Santa Maria, Pitangui, Parado, Padre Ângelo, Palha Branca e Rochedo do João Pinto. A diversidade de rochas propicia desníveis no rio Manhauçu, com a formação de corredeiras e cachoeiras, como a cachoeira denominada Cachoeirão. Todo o sistema é formado por uma densa rede de drenagens, que vai elaborando cristas e cúpulas, que resultam em relevos abruptos orlados por intensa rede de drenagens secundárias, que evoluem para ravinas localizadas. Toda esta paisagem está, de certo modo, condicionada aos lineamentos observados na região. Para nordeste, a dissecação aumenta e o relevo vai assumindo formas mais suaves. Os cursos d'água, como o rio Caratinga, vão tomando aspectos meandriformes e, nas proximidades do rio Doce, seus leitos tornam-se assoreados, com a formação de extensos alvéolos. Nas porções mais a leste, nas proximidades de Itanhomi, o modelado assume formas mais suaves, notando-se uma drenagem retangular a dendrítica com cotas de 500 a 600m. Entretanto, verifica-se que toda esta área está condicionada por fortes lineamentos NNE, que controlam os ramos principais das drenagens e lhes dá um aspecto arbóreo. Os rios Caratinga e Queiroga, que são os principais coletores de todas as drenagens do setor noroeste da folha, têm os seus cursos meandriformes controlados pela tectônica, que lhes imprime uma disposição nordeste. Mais para sul, nas vizinhanças de Jerusalém e Itajutiba, o relevo torna-se mais vigoroso, com cotas que atingem até 1200m, havendo a formação de serras como as de Santa Maria e Parado, e os rios tornam-se encachoeirados, cortam lentes de quartzitos encaixadas nos gnaisses do Complexo Pocrane e se deslocam ao longo de estreitos vales como o do rio Preto, afluente do rio Caratinga.

A Unidade Dissecada do rio Doce constitui um domínio morfológico que vem sendo retrabalhado pelo ciclo atual da bacia do rio Doce. Trata-se de uma área amplamente rebaixada, cujas cotas oscilam entre 150 e 350m, com picos que chegam a 450m. Apresenta um modelado bem característico, que aparece orlando os principais afluentes do rio Doce. Adentra as folhas Governador Valadares, Marilac, Santa Maria do Suaçuí, Dom Cavati, Caratinga, Ipatinga, Coronel Fabriciano, Ipanema e Conselheiro Pena. Essa feição deve ter se iniciado no Ciclo Velhas (KING, 1956) e vem passando por um intenso processo de retrabalhamento no ciclo atual. São incisões em forma de saliências e reentrâncias que os principais afluentes do rio Doce vêm provocando em toda região e que estão amplamente condicionadas ao tipo rochoso existente. Nota-se que o processo fica mais rigoroso no âmbito das rochas xistosas e atenuado nas porções mais graníticas. Na presente folha, estas feições são observadas no seu extremo nordeste, onde as cotas oscilam em torno de 100 a 300 metros. Constitui um domínio que sofre elevada influência do rio Doce. Trata-se de uma região aplainada onde os cursos d'água são meandriformes. Há também uma profusa rede de drenagem dendrítica formada pelos tributários dos córregos Perdida e Parado. Assim, os cursos d'água possuem um pequeno gradiente e estão quase sempre colmatados por material que demanda das partes mais elevadas. Esses sedimentos vão entulhando os leitos dos córregos e facultam a formação de meandros e pequenas lagoas tais como Boa Esperança e Volta da Pedra.

2 GEOLOGIA

2.1 Contexto Geológico Regional

Nesta última década, a região em apreço tem sido alvo de muitos estudos (PEDROSA-SOARES *et al.*, 1992a, b, 1998a, b, 2000; PINTO *et al.*, 1997, 1998; NOCE *et al.*, 1999; CUNNINGHAM *et al.*, 1996; NALINI *et al.*, 1997, dentre outros), com significativo avanço na proposição de modelos evolutivos mais consistentes. Em termos de cartografia geológica regional, o Projeto Leste representa a maior contribuição. PINTO *et al.* (1997) revelaram diversas suítes graníticas na região leste de Minas Gerais, como resultado dos trabalhos da primeira etapa deste projeto. PEDROSA-SOARES *et al.* (2000) apresentaram uma revisão minuciosa da evolução do orógeno Araçuaí - Oeste Congo e reúnem as rochas graníticas em cinco suítes (denominadas G1 a G5), com base em parâmetros petrográficos, químicos, geocronológicos e geotectônicos.

A região em estudo está inserida no domínio do Cinturão Araçuaí, Brasileiro, integrante da porção setentrional da província estrutural ou geotectônica Mantiqueira (ALMEIDA & LITWINSKI, 1984; ALMEIDA & HASUI, 1984; PADILHA *et al.*, 1991). Terrenos antigos retrabalhados, remanescentes das províncias estruturais ou geotectônicas São Francisco ou Mantiqueira, estão representados pelos núcleos de Guanhões, Pocrane e Gouveia. Esses núcleos congregam rochas arqueanas a paleoproterozóicas, deformadas nos eventos Transamazônico e Brasileiro. São representados por gnaisses TTG, com rochas máficas e ultramáficas associadas (complexos Basal, Mantiqueira, Gouveia e Córrego do Cedro), seqüências vulcano-sedimentares tipo *greenstone* (Complexo Guanhões; idade Pb-Pb em zircão de 2573 \pm 25Ma, NOCE *et al.*, 1999; Supergrupo Rio das Velhas, Supergrupo Rio Paraúna e, possivelmente, Seqüência Riacho dos Machados). Eclogito é descrito em áreas restritas. Seqüências ferríferas paleoproterozóicas do Supergrupo Minas ou correlatas, estão bem expostas nas adjacências da cidade de Guanhões.

No Paleoproterozóico superior, por volta de 1,7Ga, iniciou-se o processo de rifteamento que permitiu o surgimento dos granitóides tipo-A da Suíte Borrachudos e vulcânicas ácidas a intermediárias continentais, estes últimos identificados, de maneira descontínua, desde Conceição do Mato Dentro até as imediações de Monte Azul e Mato Verde, próximo à divisa com o Estado da Bahia. Tal fato demarca os primórdios da abertura do rifte Espinhaço. DOSSIN *et al.* (1993) obtiveram idades Pb-Pb de 1729 \pm 14Ma para o Granito São Félix e de 1595 \pm 10Ma para o Granito Itauninha, tidos como da Suíte Borrachudos (idades para o Granito Açucena ainda não são conhecidas). O processo evoluiu com a consolidação da sedimentação do Supergrupo Espinhaço no Mesoproterozóico (fase pós-rifte).

No Neoproterozóico implantou-se o Cinturão Araçuaí - Oeste Congo, durante o Ciclo Brasileiro, com geração de crosta oceânica (PEDROSA-SOARES *et al.*, 1992a, b; 1998b), sedimentação, metamorfismo e deformação. Toda a região foi retrabalhada, incluindo os embasamentos Transamazônico e Arqueano. Este orógeno evoluiu confinado pelos crátons do São Francisco e Congo. Tem limite sul impreciso com o Cinturão Ribeira (Brasiliano), mas é admitido por PEDROSA-SOARES *et al.* (2000) no paralelo 21°S, aproximadamente, onde suas estruturas, preferencialmente orientadas N-S, parecem coalescer com as estruturas tectônicas de direção preferencial NE-SW, características do Cinturão Ribeira. No extremo norte do Cinturão Araçuaí, junto à divisa de Minas Gerais

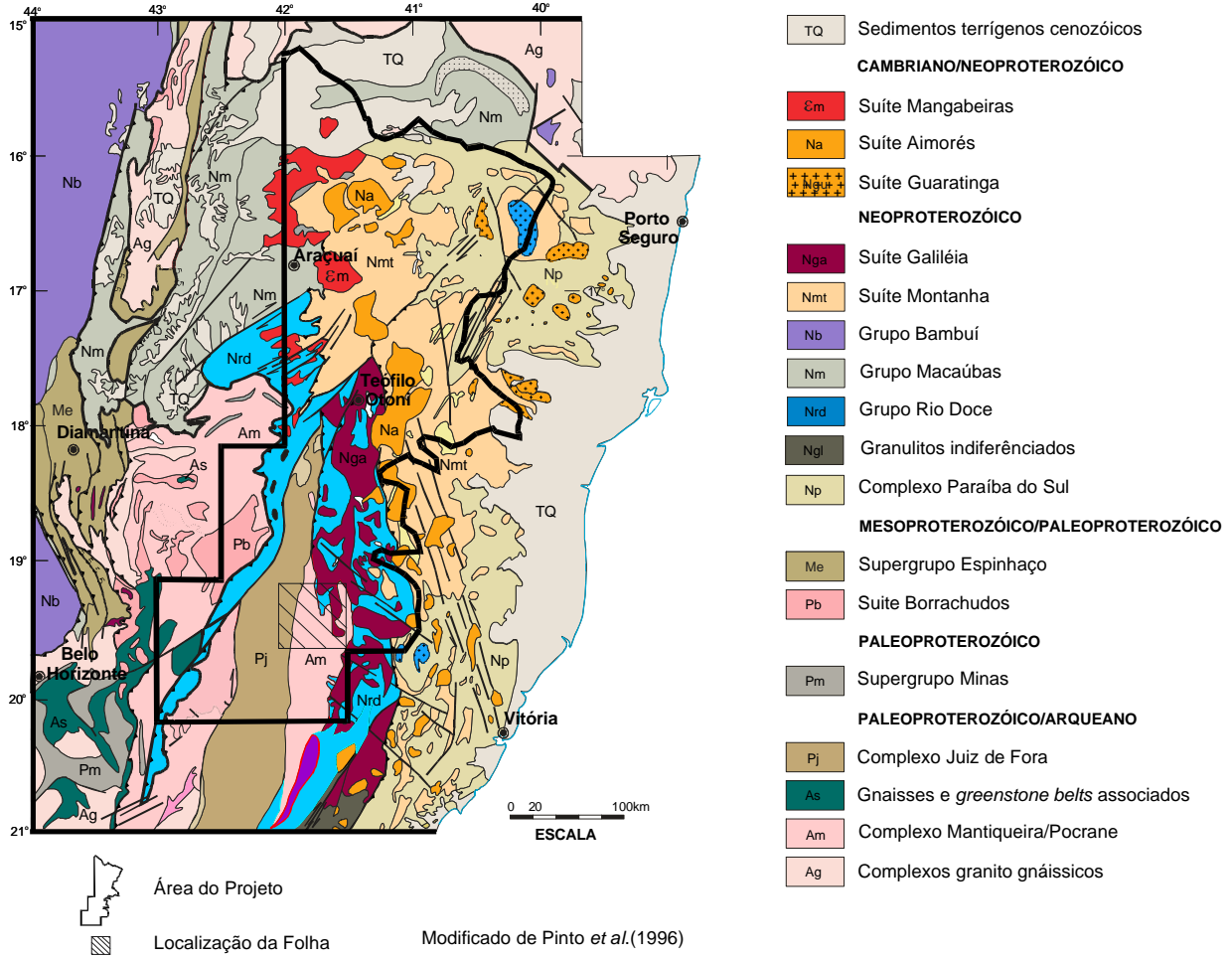
com a Bahia, as estruturas tectônicas infletem para E-W, amoldando-se ao contorno do cráton do São Francisco.

PINTO *et al.* (1997) dividiram, informalmente, o Cinturão Araçuaí entre Padre Paraíso e Aimorés em um domínio oriental e outro ocidental. PINTO *et al.* (1998) discutiram a evolução do Cinturão Araçuaí compartimentado em um domínio tectônico externo e outro interno. O domínio externo, como concebido por aqueles autores, bordejaria o cráton do São Francisco, conformando uma estrutura em arco na periferia do cráton. O domínio interno ocuparia o restante do território, indo do meridiano 42°30'W à costa atlântica e do paralelo 16°S ao paralelo 21°S. Neste trabalho, manteve-se a divisão em domínios externo e interno, reposicionando-se o limite entre ambos (FIG. 2.1) com base em registros tectônicos, metamórficos e magmáticos, voltando a coincidir, em parte, com o limite proposto por PINTO *et al.* (1997). Assim, o domínio externo foi ampliado para leste, chegando próximo ao meridiano 41°W no rio Doce, em Aimorés.

O limite entre os domínios interno e externo está representado por uma zona de cisalhamento de baixo ângulo (ou contracional), de posição meridiana, segmentada pelos batólitos graníticos cálcio-alcalinos de alto-K (Suíte Intrusiva Aimorés, G5) em sua porção central. O extremo norte dessa zona de cisalhamento perde-se em meio aos granitos peraluminosos das suítes G2 e G3, no vale do rio Jequitinhonha. Os movimentos de massa são do litoral (atual) para o interior atual, no sentido do cráton do São Francisco e atingiram ambos os domínios, não afetando os granitos das suítes G4 e G5. Essa tectônica colocou o domínio externo (ocidental) sobre terrenos pré-brasilianos (núcleos antigos retrabalhados de Guanhões, Pocrane, Gouveia e domínios do cráton do São Francisco, representados em sua maior parte pelos complexos Juiz de Fora, Mantiqueira e Pocrane) e o domínio interno (oriental) sobre o externo. Esses movimentos compressoriais levaram a imbricações tectônicas de seqüências do embasamento e de sua cobertura, envolvendo os níveis crustais médio a inferior de uma bacia meso- a neoproterozóica, com o pico da deformação no Brasileiro (CUNNINGHAM *et al.*, 1996, dentre outros). Esta zona de cisalhamento mediana marca uma importante descontinuidade metamórfica. Os metassedimentos de oeste e norte, proximais ao cráton do São Francisco e representantes do domínio externo, estão metamorfizados nas fácies xisto verde a anfíbolito. Os metassedimentos de leste, distais ao cráton e representantes do domínio interno, mostram metamorfismo nas fácies anfíbolito alto a granulito, com importantes fusões graníticas tipo-S (suítes G2 e G3). Granitos peraluminosos (suíte G4), cambrianos, ocorrem no domínio externo, desde a região ao norte de São José da Safira até as proximidades de Novo Cruzeiro e são a fonte de pegmatitos mineralizados em turmalina.

A descontinuidade gravimétrica de Abre Campo (HARALYI *et al.*, 1985), uma provável estrutura transamazônica que, em parte, limita terrenos do Arqueano e do Transamazônico, ocupa posição meridiana em um alto do embasamento situado entre os extremos oriental e ocidental do domínio externo. Configura-se como uma extensa zona de cisalhamento com componentes frontais, oblíquos e transcorrentes (PADILHA *et al.*, apud RAPOSO 1991).

O **domínio externo** envolve o embasamento Arqueano - Paleoproterozóico, representado nas províncias São Francisco e Mantiqueira. Esse embasamento é constituído, principalmente, por gnaisses TTG, com seqüências metavulcanossedimentares associadas (em parte tipo *greenstone*), e por terrenos granulíticos. Sobre o embasamento se implantaram as unidades supracrustais proterozóicas. São representadas pelos metassedimentos clásticos paleo-/mesoproterozóicos do Supergrupo Espinhaço, depositados em ambientes continental e de transição (fase rifte), e litorâneo a plataformal



DISTRIBUIÇÃO DOS DOMÍNIOS DEFINIDOS NA FOLHA ITANHOMI

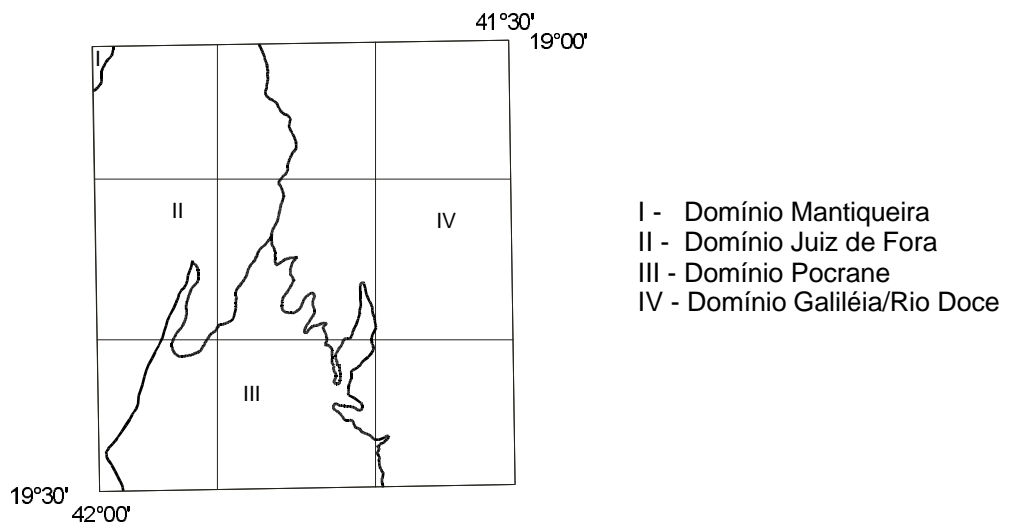


FIGURA 2.1 - Localização do Projeto na Província Mantiqueira e domínios estruturais da Folha Itanhomi

(fase pós-rifte). No Neoproterozóico ocorreu uma ampla sedimentação em ambientes continental, de transição e marinho, por vezes com características glaciogênicas, dos grupos Rio Doce e Macaúbas (representados por xistos e gnaisses aluminosos, em parte migmatizados, quartzito, rocha calcissilicática e mármore restrito). Apresentam uma polaridade sedimentar no sentido leste, com acumulação das seqüências em ambiente de margem continental passiva (NOCE *et al.*, 1997). Alguns registros líticos do Grupo Rio Doce se assemelham a associações do tipo QPC (quartzito-pelito-carbonato) e sugerem depósitos de um sistema desértico em uma região estável, como um cráton, margem continental ou o lado continental de uma bacia de retro-arco (PEDREIRA & SILVA 1998). O Grupo Dom Silvério está sendo considerado como uma extensão do Grupo Rio Doce, para sul.

Granitóides metaluminosos, pré- a sincollisionais, neoproterozóicos (Suíte Intrusiva Galiléia, G1; idade U-Pb em zircão de 594+/-6Ma., NALINI JÚNIOR *et al.*, 1997; Pb-Pb em zircão de 576+/-5Ma., NOCE *et al.*, 1999) e granitos tipo-S, pós-tectônicos, cambrianos (Suíte G4= Suíte Mangabeiras, Granito Santa Rosa e veios graníticos correlatos; idade Pb-Pb em zircão de 503+/-9Ma., NOCE *et al.*, 1999) têm distribuição regional nesse domínio, ocorrendo na forma de diques, corpos pequenos ou corpos batolíticos.

A suíte charnockítica/granulítica do Caparaó mostra domínios porfíricos que se assemelham aos das suítes intrusivas Aimorés (Charnockito Padre Paraíso) e Bela Joana e aos "granulitos" da serra do Valentim (VIEIRA, comunicação verbal, 2000). A idade admitida para o metamorfismo granulítico das rochas da serra do Caparaó é de ca. 586Ma (U-Pb em zircão. Outro valor de 2176+/-30Ma foi considerado a idade da fonte dos zircões detríticos; SÖLLNER *et al.*, 1991). A composição é granodiorítica a tonalítica-trondhjemítica, com quimismo compatível com granitos tipo-S (SEIDENSTICKER & WIEDEMANN, 1992). A idade de metamorfismo esta baseada em um intercepto inferior e a paraderivação em diagramas petroquímicos de elementos maiores. É possível que existam domínios granulíticos transamazônicos e intrusões charnockíticas brasileiras no Caparaó.

VIEIRA (1997) considerou os metassedimentos envolventes da Suíte Caparaó como pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul, com uma faixa metavulcanossedimentar contendo abundância de corpos metamáfico-ultramáficos representados principalmente por piroxenito, serpentinito, esteatito e anfibolito. Rochas similares foram descritas mais ao norte, neste projeto, algumas posicionadas no domínio do Complexo Pocrane, outras no domínio do Grupo Rio Doce. Fragmentos de rochas ultramáficas xistificadas também foram encontrados na região de São José da Safira, durante os trabalhos da primeira etapa deste projeto. BARBOSA *et al.* (1964) referem-se a anfibolitos e talcitos intercalados em rochas supracrustais do Médio Rio Doce, hoje consideradas do Grupo Rio Doce. Metanortositos associados às rochas metamáficas-ultramáficas de Ipanema apresentaram idades Sm-Nd de 1030+/-67Ma (idade de cristalização) e idade U-Pb de 630+/-3Ma (idade do metamorfismo), conforme ANGELI *et al.* (2000). Essas rochas podem ter correlação com os restos de associações de rochas oceânicas descritas por PEDROSA-SOARES *et al.* (1998b, 2000), em Ribeirão da Folha e proximidades.

Pegmatitos brasileiros (produtores de gemas e peças de coleção) são abundantes neste domínio externo, nos xistos da Formação São Tomé (Grupo Rio Doce), em granitos porfíricos da Suíte Intrusiva Aimorés (Suíte G5= Granito Caladão, no limite entre os dois domínios), nos granitóides da Suíte Galiléia (Suíte G1) e associados ao Granito Santa Rosa (Suíte G4).

O **domínio interno** está representado por metassedimentos clástico-químicos marinho-plataformais (gnaisse kinzigítico, quartzito, mármore e rocha calcissilicática)

metamorfizados nas fácies anfibolito a granulito (Complexo Gnáissico Kinzigítico ou Jequitinhonha; Complexo Paraíba do Sul); gnaisses tonalíticos a hiperstênio (Enderbitto Mangalô); leucogranitos peraluminosos sin- a tarditectônicos (Suíte G4= Suíte Montanha e Almenara; idade Pb-Pb em zircão do Granito Ataléia, 591+/-4Ma; NOCE *et al.*, 1999); granitos cálcio-alcálicos de alto-K, tardi- a pós-tectônicos (Suíte G5= Suíte Intrusiva Aimorés; idade Pb-Pb em zircão de 519+/-2Ma; NOCE *et al.*, 1999). Essas seqüências supracrustais representam depósitos marinhos plataformais.

Com o avanço dos trabalhos, é possível que novas divisões de terrenos (domínios) sejam estabelecidas. Em um primeiro momento poder-se-ia supor um **terreno ocidental** formado pelo Grupo Macaúbas (formações Salinas, Capelinha e outras), Grupo Dom Silvério (ora redefinido para Rio Doce) e granitos da Suíte G4; um **terreno oriental** formado pelos complexos Gnáissico Kinzigítico, Jequitinhonha e Paraíba do Sul e granitos das suítes G2 e G3 e, em parte G5; e um **terreno central** formado pelo Grupo Rio Doce e Suíte Intrusiva Galiléia (Suíte G1). Esses terrenos poderão ter relação com as orogêneses Araçuai e Rio Doce, brasileiras (ver PEDROSA-SOARES *et al.*, 2000; CAMPOS NETO & FIGUEIREDO, 1995), com evoluções em tempos distintos.

Suspeita-se da existência de uma importante estrutura tectônica, de direção NNE, ressaltada pelo vale do Rio Itambacuri, que merece ser investigada em futuro próximo. Sua continuidade para sudoeste é sugerida pelo alinhamento do rio Doce (passando pela região do Parque do Rio Doce) entre as cidades de Governador Valadares e Ipatinga, continuando neste sentido até o Quadrilátero Ferrífero, onde parece terminar na falha do Fundão. Essa estrutura corta rochas neoproterozóicas a arqueanas, apresentando-se encoberta em amplos trechos por depósitos quaternários. Mostra evidências de movimentos horizontais e oblíquos ao longo de sua extensão, interligando ou truncando zonas de cisalhamento de baixo ângulo. Reativações neotectônicas podem estar presentes na região dos lagos do rio Doce, conformando hemigraben com traço NNE e afundamento do bloco de oeste.

Uma tectônica rúptil afetou todas as unidades líticas dos domínios referidos e, ao longo de algumas dessas estruturas posicionaram-se diques básicos, possivelmente do Cretáceo/Jurássico.

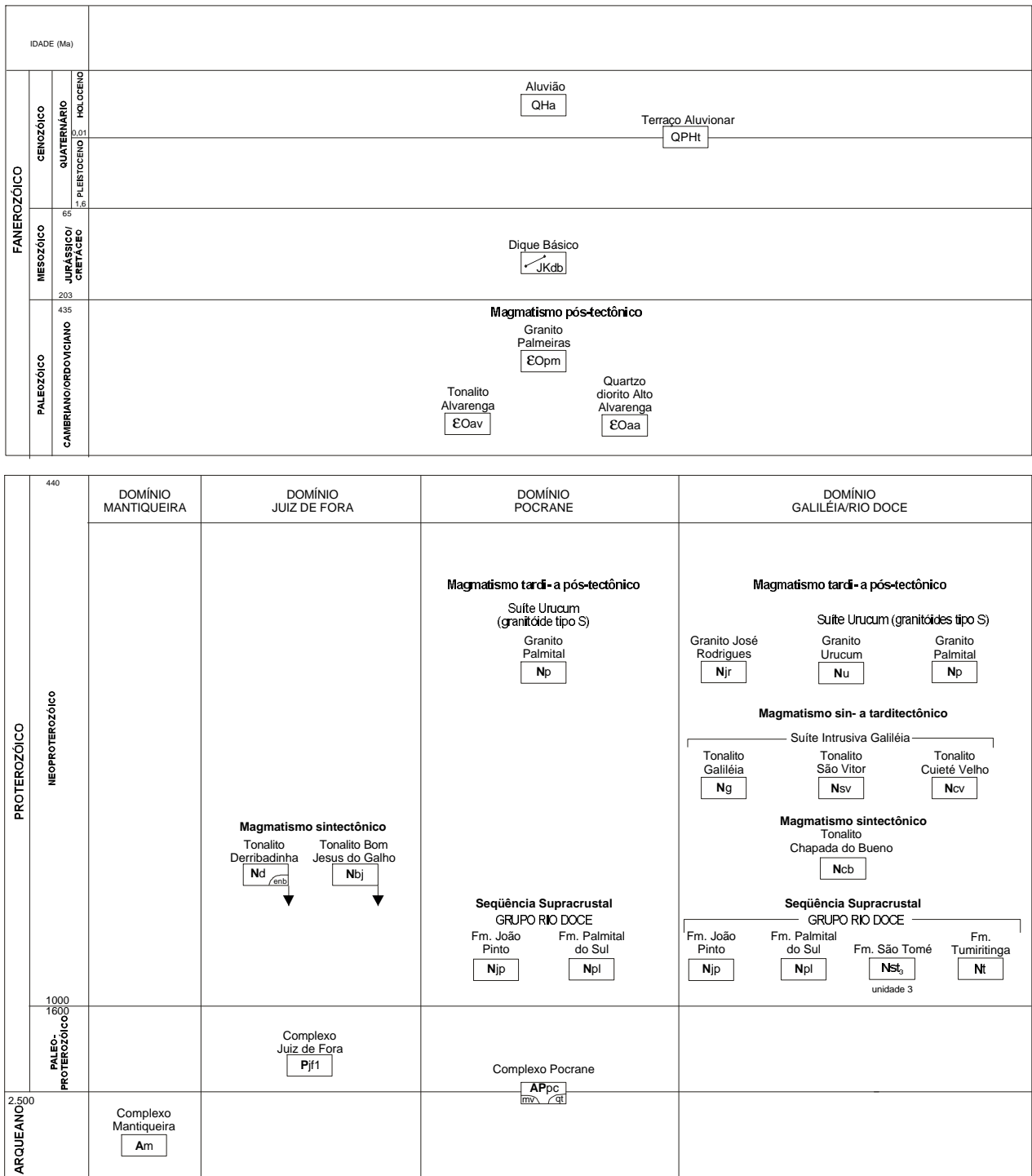
Depósitos cenozóicos estão representados, principalmente, pelas coberturas sedimentares do Grupo Barreiras (Terciário), terraços sedimentares, principalmente no vale do rio Doce (Pleistoceno?) e depósitos aluviais ao longo dos grandes rios.

2.2 Estratigrafia

A coluna estratigráfica adotada para a Folha Itanhomi pode ser observada no [QUADRO 2.1](#). Os intervalos geocronológicos foram adotados segundo a International Stratigraphic Chart divulgada pelo IUGS, *s.d.* durante o 31º IGC realizado no Rio de Janeiro, em agosto de 2000. As diversas unidades que ocorrem no âmbito desta folha foram, tentativamente, enquadradas em domínios lito-tectônicos: Mantiqueira, Juiz de Fora, Pocrane e Galiléia/Rio Doce (FIG. 2.1).

2.2.1 Complexo Mantiqueira

BARBOSA (1954) foi o primeiro autor a utilizar o termo Suíte Mantiqueira para designar os gnaisses ocorrentes ao sul e a leste da Serra do Espinhaço. EBERT (1956) abandona a denominação de BARBOSA (1954), agrupando esses gnaisses no Arqueano Indiviso.



QUADRO 2.1 - Coluna litoestratigráfica da Folha Itanhomi.

Fontes *et al.* (1978) incluíram esses mesmos litótipos no seu Complexo Gnáissico Migmatítico, juntando a eles a seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Dom Silvério, de LIMA *et al.* (1974).

FONSECA *et al.* (1979) excluem dos mesmos os metamorfitos do Grupo Dom Silvério, por eles relacionados ao Grupo Andrelândia, e os denomina de Grupo Barbacena Indiviso, de idade pré-cambriana. TROUW *et al.* (1986) retomaram o nome Mantiqueira, na categoria de grupo, para esses gnaisses.

Finalmente, BRANDALISE (1991), em mapeamento geológico na escala 1:100.000 da Folha Ponte Nova, utilizou a denominação Complexo Mantiqueira para designar os gnaisses de natureza comprovadamente ortoderivada (ortognaisses granítico-tonalíticos).

Datações Sm-Nd realizadas em rochas do Complexo Mantiqueira da região entre Abre Campo e Manhuaçu (FISCHEL *et al.*, 1998) mostraram idades modelo (TDM - tempo de residência crustal) entre 3.02 e 3.26Ga e entre 2.53 e 2.64Ga.

Neste projeto, usou-se a denominação Complexo Mantiqueira, de BRANDALISE (1991), para designar uma associação composta, predominantemente, por ortognaisses migmatizados ou não, com intercalações de anfíbolito.

Ocorre apenas no canto NW da Folha Itanhomi. As poucas exposições podem ser vista em alguns cortes da BR-116. Nessa região, a topografia é modelada na forma de morros baixos e arredondados tipo “mar-de-morros”.

As relações de contato com o Tonalito Derribadinha são essencialmente tectônicas, por falha de empurrão que acompanha grosseiramente o trajeto da BR-116.

Petrograficamente, constitui-se de gnaisses migmatíticos geralmente bandados, com bandas máficas, de cor cinza a esverdeada, e bandas félsicas esbranquiçadas de espessuras centimétricas a decimétricas e granulação média a grossa. As bandas máficas são representadas por hornblenda-biotita gnaisses com ou sem granada, enquanto a porção félsica é constituída de gnaisses quartzo-feldspáticos de composição tonalítica a granítica.

Observam-se intercalações concordantes de anfíbolito verde escuro a preto, de granulação média a fina, composto essencialmente de hornblenda, pouca biotita e algum plagioclásio. Geralmente apresentam-se boudinadas e rompidas ou dispostas de forma ovóide a lenticular, com espessuras centimétricas a métricas.

Ocorrem raras intercalações, quase sempre lenticulares, de rocha calcissilicática verde a verde clara de granulação média a grossa.

Nos gnaisses, ocorre uma geração de veios quartzo-feldspáticos concordantes, boudinados e dobrados, com espessamento de charneira e plano axial paralelo à foliação. Posterior à injeção desses veios, ocorre uma fase de veios de granito fino cinza-claro, aproximadamente concordantes com a foliação, geralmente bordejados por veios pegmatóides. Atingem espessuras de até 2 metros.

Posteriormente a essa fase, ocorrem diques de anfíbolito verde-escuro, de granulação fina, que são cortados por veios pegmatóides discordantes, irregulares. A última fase é representada por veios discordantes e irregulares de quartzo.

Observa-se uma intensa feldspatização local, com cristais de feldspato potássico atingindo até 7cm de comprimento.

Microscopicamente são biotita-hornblenda gnaisses contendo allanita, granada e/ou carbonato, de composição predominantemente tonalítica a granítica (PEREIRA & ZUCCHETTI, 2000). A textura é granoblástica fina a média, por vezes protomilonítica a

milonítica, com abundantes *ribbons* de quartzo. Observa-se bandamento composicional milimétrico definido por bandas mais quartzo-feldspáticas e bandas mais ricas em minerais ferromagnesianos. Textura ígnea preservada, tal como cristais ripiformes de plagioclásio e microclina com geminação tipo Carlsbad é restrita a poucas amostras. São comuns bordas de albitização em plagioclásio e mirmequitas no contato plagioclásio/microclina. A presença de allanita±titanita, além de hornblenda indica caráter metaluminoso para essas rochas. A associação biotita castanha a castanho-esverdeada±hornblenda sugere ambiente de cristalização com tendência oxidante, indicando ortoderivação para essas rochas, ou seja, tratam-se possivelmente de rochas metaígneas de magma do tipo-I (provenientes da fusão de rochas ígneas prévias).

Os *boudins* de anfíbolito apresentam granulação fina, textura granoblástica e nematoblástica, cristais xenomórficos de hornblenda verde com interstícios preenchidos por cristais também xenomórficos de plagioclásio, com contatos retos e junções tríplices expressivas, ou agregados recristalizados e orientados de feldspato e quartzo. Fenocristais preservados de quartzo com dimensões de até 3mm apresentam micro-inclusões de hornblenda e biotita. Abundantes microcristais de titanita ocorrem dispostos segundo a foliação.

Essas rochas foram metamorfasadas na fácies anfíbolito e apresentam-se fortemente tectonizadas, observando-se estrutura milonítica na maior parte das lâminas petrográficas.

2.2.2 Complexo Pocrane

O Complexo Pocrane foi definido por SILVA *et al.* (1987) no mapeamento da Folha SE.24 Rio Doce com o objetivo de diferenciar as rochas que o constituem das rochas gnáissico-migmatíticas com estilos estruturais distintos que afloram a oeste e por eles individualizadas como Gnaiss Piedade. Foi considerado constituído de biotita e/ou hornblenda gnaisses foliados, com ou sem granada, localmente com a presença de mobilizados migmatíticos; metatexitos com paleossoma de anfíbolito, ortognaisses de composição granodiorítico-tonalítica, gnaisses quartzo-feldspáticos, xistos e quartzitos em quantidades subordinadas. As evidências indicam rochas tanto orto como paraderivadas. Dados radiométricos Rb/Sr de rochas deste complexo referem-se ao Ciclo Transamazônico, com retrabalhamento no Ciclo Brasileiro.

BRUNO (1985), compilando mapas da região, inclui a área de ocorrência do Complexo Pocrane, conforme definido por SILVA *et al.* (1987), no Complexo Gnáissico-Migmatítico.

ANGELI (1988), em trabalho realizado na Folha Ipanema, a sul da Folha Itanhomi, relacionou os gnaisses de origem tanto orto quanto paraderivados à Associação Barbacena – Paraíba do Sul, subdividida em biotita e/ou hornblenda gnaisses, gnaisses kinzigíticos e gnaisses migmatíticos/migmatitos. Concluiu que as rochas ortoderivadas eram amplamente predominantes em relação às metassedimentares e que a migmatização afetou tanto as seqüências orto quanto paraderivadas. Essa associação de rochas corresponde, em parte, à continuidade física do Complexo Pocrane, conforme definido por SILVA *et al.* (1987) na Folha SE.24-Rio Doce, a norte.

COSTA *et al.* (1992), em trabalho na região entre Manhauçu e Ipanema, enquadraram esta associação de rochas descrita por ANGELI (1988) no Complexo Granulítico-Migmatítico (SCHOBENHAUS *et al.*, 1984), que teve seus processos genético-evolutivos transcorrendo durante os eventos Transamazônico e Brasileiro.

PEDROSA-SOARES *et al.* (1994) incluíram as rochas do Complexo Pocrane nas faixas gnáissicas com restos granulíticos e abundância de migmatitos e granitóides do Complexo Juiz de Fora.

Neste projeto, decidiu-se pela manutenção da denominação “Complexo Pocrane”, de SILVA *et al.* (1987), para designar as rochas em questão.

Ocorre no quadrante sudoeste da folha, como um grande corpo de forma irregular. A morfologia é mais ou menos arrasada, com morros dispersos.

As melhores exposições podem ser vistas na estrada entre Alvarenga e Cuieté Velho. Boas exposições também ocorrem ao longo das estradas entre Novo Horizonte e Bom Jesus do Rio Preto, entre esta localidade e Alvarenga, e na estrada entre Tarumirim e Alvarenga.

O contato com o Tonalito Derribadinha é, ao longo do limite oeste, tectônico, por falha de empurrão. Com as rochas do Grupo Rio Doce se dá através de falhas ou encontra-se mascarado (FOTO 2.1), principalmente no caso dos quartzitos da Formação João Pinto, que normalmente se desagregam com facilidade e escorrem pelas encostas dos morros.

Constitui-se de rochas granito-gnáissicas com metassedimentos e rochas metamáfico-ultramáficas associadas.

As rochas gnáissicas são bandadas, com bandas mais biotíticas e bandas mais quartzo-feldspáticas, por vezes mostrando estruturas migmatíticas. Se constituem, predominantemente, de biotita e/ou hornblenda gnaisses com granada ocasional, que geralmente é lenticular e tem sombras de pressão. Localmente mostram estruturas miloníticas (FOTO 2.2). Contêm abundantes veios quartzo-feldspáticos concordantes, boudinados e lenticularizados, ressaltando o seu dobramento (FOTO 2.3). Níveis concordantes de anfibólito, geralmente boudinados e rompidos, são característicos da unidade (FOTO 2.4). Localmente, os níveis são discordantes e irregulares.

Petrograficamente, as rochas ortognáissicas têm composição variando de tonalítica a granítica e, subordinadamente, granodiorítica e diorítica (FIG. 2.2). Contêm biotita hornblenda, allanita, titanita e granada. São rochas gnaissificadas, de granulação fina a média, com textura granoblástica a lepidoblástica, com preservação esporádica da textura granular hipidiomórfica. São observadas estruturas miloníticas a protomiloníticas com porfiroclastos orientados de feldspato. Salienta-se a presença de venulações submilimétricas rompidas, concordantes com a foliação e preenchidas por quartzo recristalizado. Plagioclásio mostra zanação composicional, arqueamento de maclas, fraturamento ocasional, bordas delgadas de albitização, antipertitas, mirmequitas, inclusões de biotita e hornblenda, e alteração seletiva para sericita±carbonato±epidoto±argilomineral±clorita. Granada constitui poiquiloblastos anédricos a subédricos, envoltos pela foliação conferida por cristais tabulares de biotita ou intercrescida com esse mineral. A associação hornblenda±allanita±titanita indica caráter metaluminoso para o magma (PEREIRA & ZUCCHETTI, 2000). Os mobilizados migmatíticos têm composição granítica e textura gnáissica, mostrando, localmente, a exemplo dos ortognaisses, intensa blastese de feldspato.

Gnaisse granítico cinza-claro a esbranquiçado, de granulação grossa, composto de quartzo, feldspato, biotita e rara granada ocorre principalmente na porção ocidental, envolvendo porções de biotita gnaisse xistoso, migmatítico e dobrado. Onde homogêneo, exibe grandes cristais tabulares de anfibólito.

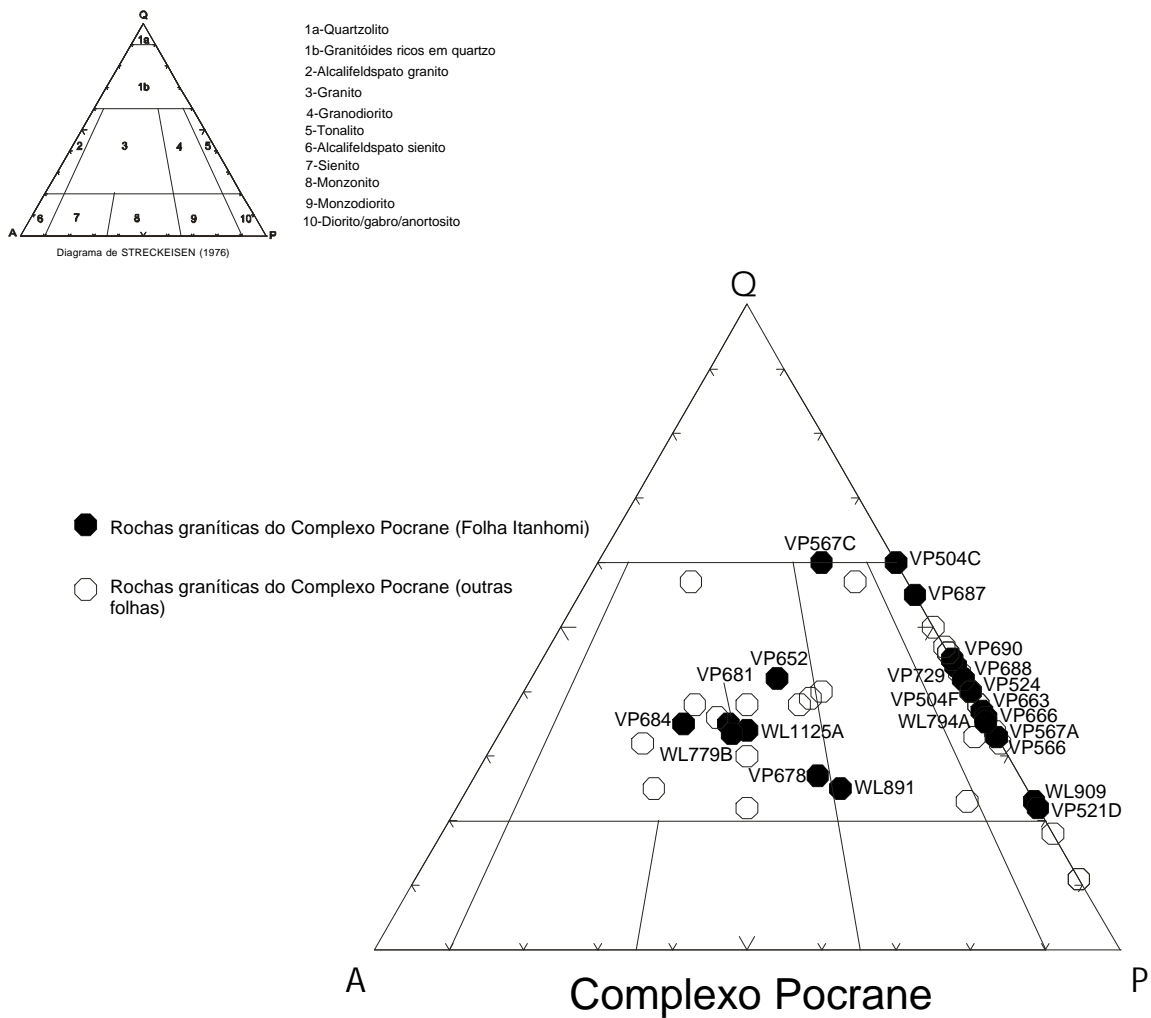


FIGURA 2.2 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para as rochas graníticas do Complexo Pocrane

Rochas metamáficou-ultramáficas ocorrem como níveis ou lentes posicionados concordantemente à foliação dos ortognaisses. São representadas por **anfibolito**, **hornblenda xisto**, **tremolita-actinolita xisto**, **talco xisto** e **tremolitito**. Na região de Alvarenga ocorrem intercalações lenticulares de **talco xisto** e de **tremolitito** contendo **abundante sulfeto**.

Os anfibolitos apresentam textura nematoblástica e granoblástica e granulação fina a média. Localmente observa-se abundante epidoto/clinozoisita, que parece tratar-se de produto de pseudomorfose total de plagioclásio. A presença de grande quantidade de mica branca neoformada também está relacionada à alteração pronunciada de cristais de plagioclásio. Os hornblenda xistos e tremolita-actinolita xistos têm textura nematoblástica e granulação fina. Talco xisto contém, predominantemente, talco e alguma tremolita/actinolita. Tremolitito (com antofilita e tremolita) tem textura decussada, granulação fina e caracteriza-se por apresentar pequenos prismas não orientados de anfibólio em meio a uma matriz contendo palhetas de clorita dispostas aleatoriamente, que hospeda o anfibólio.

Nas proximidades do rio Manhuaçu, é comum a ocorrência de **biotita xistos/gnaisses** (metassedimentos) finos, apresentando uma estruturação concordante à dos ortognaisses. Essas rochas mostram, comumente, uma foliação de caráter milonítico e o desenvolvimento freqüente de porfiroblastos milimétricos de plagioclásio. Níveis abundantes de **anfibolito e tremolita-actinolita xisto**, normalmente na forma de *boudins*, posicionam-se concordantemente à foliação milonítica dessas rochas.

Os xistos mostram granulação fina e textura lepidoblástica ou milonítica. Os gnaisses têm textura granoblástica ou milonítica e granulação fina a média. Apresentam granada, estaurólita e, ocasionalmente, cordierita e cianita. Estaurólita, de caráter tardi- a pós-foliação, aparece em poiquiloblastos com inclusões de quartzo, plagioclásio e opacos, ou em agregados de microcristais subédricos dispersos pela rocha, associados ou intercrescidos com cianita e biotita. Mostram reação de retrometamorfismo com formação de clorita. Cordierita constitui porfiroblastos alongados de granulação grossa, crescidos entre as palhetas de biotita e com inclusões orientadas de quartzo, biotita, opacos e sillimanita. Segundo PEREIRA & ZUCCHETTI (2000), a paragênese biotita+granada+sillimanita indica que esses metassedimentos atingiram condição da fácies anfibolito superior, que pode ter chegado ao início da fácies granulito através da reação biotita+sillimanita+quartzo \leftrightarrow cordierita+K-feldspato+fusão.

No sopé da serra do Quilombo foi observada uma **seqüência turbidítica** composta de níveis xistosos (com sillimanita) em seqüência rítmica com níveis de quartzito fino. A passagem daqueles para estes é brusca. Localmente ocorre seqüência de bancos arenosos, argilosos e carbonáticos.

Próximo a Itajutiba aflora uma grande lente de **mármore branco**, calcítico, com pequenos cristais bem formados de granada e finas lentes e veios concordantes de quartzo. Observa-se uma grande dobra com plano axial paralelo à foliação e forte lineação de interseção (FOTO 2.5).

Nas proximidades do limite ocidental, observam-se lentes de **metaconglomerado** cinza-escuro com níveis mais claros intercalados, constituído de **seixos** arredondados de quartzo, **com até 15 milímetros** de comprimento, imersos em abundante matriz fina (FOTO 2.6). Ocorrem também seixos arredondados a ovóides de anfibolito grosso. No topo da seqüência, geralmente observa-se quartzito feldspático grosso, recristalizado, com níveis centimétricos de provável **metacherte** cinza-escuro a preto (FOTO 2.7).

Os metaconglomerados têm textura granoblástica a lepidoblástica. Caracterizam-se por apresentar uma matriz fina e constituída por agregados poligonizados e orientados de plagioclásio e quartzo. Em meio a essa matriz sobressaem clastos arredondados a subarredondados e alongados de plagioclásio e, subordinadamente, quartzo. Alguns clastos estão rotacionados, com desenvolvimento de sombras de pressão preenchidas por quartzo e biotita. Todo o conjunto intercresce com filmes de biotita, que conferem uma foliação à rocha. Localmente, ocorrem cristais anédricos dispersos de granada.

São observados lentes e bancos (localmente espessos) de **rocha calcissilicática** verde, silicificada, geralmente com abundantes veios dobrados de quartzo. Têm granulação fina e textura variando de granoblástica a nematoblástica.

No contexto do Complexo Pocrane, foi individualizada em mapa uma **unidade** de natureza **vulcanossedimentar**, que ocorre em duas estreitas faixas alongadas na direção norte-sul ou nordeste e mostra contatos através de falhas com as rochas do Grupo Rio Doce e da Suíte Intrusiva Galiléia. Boas exposições são observadas na calha do córrego Maria Comprida. É uma unidade bastante heterogênea do ponto de vista de tipos petrográficos presentes, que se intercalam segundo uma foliação metamórfica e, não raro, através de superfícies cisalhadas. Anfibolito e hornblenda xisto são os termos mais freqüentes. Em menor proporção ocorrem tremolita-actinolita xisto e **leucognaisse tonalítico**. Subordinadamente observam-se **biotita e/ou hornblenda gnaiss**, **biotita granitóide gnaissificado**, **quartzito** e rochas miloníticas que apresentam pronunciada recristalização dinâmica (FOTO 2.8).

SILVA *et al.* (1987) apontaram um posicionamento estratigráfico duvidoso para esta associação metamáfico-ultramáfica. A presença de quartzito na seqüência levou os autores a sugerirem um caráter vulcanossedimentar.

PEDROSA-SOARES *et al.* (1994) sugeriram uma idade arqueana para essa associação, à qual se referiram como “Seqüência Vulcanossedimentar de Cuieté Velho”. **Paragnaisses, formações ferríferas, anfibolitos, meta-ultrabasitos, metadioritos e prováveis metachertes** seriam os seus principais constituintes, segundo PENHA (comunicação pessoal, *in* PEDROSA-SOARES *et al.*, 1994).

PAES (1999) e PAES *et al.* (2000b) referiram-se a essa associação de rochas como “Unidade Metavulcanossedimentar de Cuieté Velho”, a qual foi interpretada como um fragmento de um terreno tipo *greenstone belt* Arqueano, parcialmente preservado pelos ciclos tectônicos mais novos. Essa proposta é baseada em dados litoquímicos, bem como em uma idade isocrônica Sm-Nd em rocha total de 3.099 ± 142 Ma, referentes a **anfibolitos e hornblenda xistos**. Tremolita-actinolita xistos da unidade são interpretados por PAES (1999) como rochas de origem cumulática formadas pelo fracionamento e acumulação de cristais de olivina, piroxênio e plagioclásio.

PAES (1999) e PAES *et al.* (2000a) relataram, também, a ocorrência de uma associação de rochas constituída por **anfibolitos** com biotita e **metabasitos** a clinopiroxênio no domínio da Unidade Metavulcanossedimentar de Cuieté Velho. Se constituem em uma associação mais nova que essa última e ocorrem em afloramentos dispersos, mostrando uma estruturação metamórfica concordante à das encaixantes, tendo o seu posicionamento interpretado como sendo na forma de diques e/ou *sills*. Representam rochas metabásicas da série alcalina, derivadas a partir de processos de cristalização fracionada de um magma parental, formadas em ambiente intracontinental e entendidas como relacionadas, geneticamente, aos eventos de extensão crustal ocorridos no início do Ciclo Brasileiro. Essas propostas se baseiam em dados litoquímicos, bem como em uma idade isocrônica Sm-Nd em rocha total de 1.035 ± 160 Ma referentes a uma população cogenética desta associação.

Ainda no contexto do Complexo Pocrane, é individualizado em mapa um domínio constituído por **quartzito sericítico**, comumente com feldspato em proporções menores que 10%. Ocorre como uma estreita faixa de direção aproximada norte-sul, mostrando contatos falhados com a unidade metavulcanossedimentar do Complexo Pocrane e com o Tonalito Cuieté Velho (Suíte Intrusiva Galiléia). O quartzito é branco ou, por vezes, avermelhado, tem granulometria fina e mostra-se, comumente, recristalizado.

ANGELI (1988) e ANGELI *et al.* (1992, 1993), descreveram na Folha Ipanema, ao sul da Folha Itanhomi, vários pequenos corpos de rochas metamáfico-ultramáficas diferenciadas, hospedeiras de depósitos de níquel. Os corpos de Santa Cruz e Santa Maria são tidos como os mais importantes, sendo constituídos por metadunitos, metaperidotitos e metapiroxenitos serpentinizados, metagabros e meta-anortositos. Na Folha Itanhomi, esses autores descreveram dois corpos intensamente serpentinizados nas regiões de Santa Rita e Bananal.

Neste projeto, foi descrito um corpo de rocha meta-ultramáfica (não mapeável na escala deste trabalho) na estrada Alvarenga-Bananal de Baixo, no centro-sul da folha. É constituído por **metaperidotito** e **metapiroxenito** serpentinado. A sua relação de contato com os ortognaisses do Complexo Pocrane não é observada. Essas rochas correlacionam-se, provavelmente, aos corpos metamáfico-ultramáficos diferenciados, hospedeiros de depósitos de níquel, descritos por ANGELI (1988) e ANGELI *et al.* (1992, 1993).

ANGELI *et al.* (2000) referem-se a estas rochas metamáfico-ultramáficas como "Complexo Acamadado de Ipanema". Um programa de geocronologia realizado pelos autores indica que elas se originaram a partir de fusão de um manto empobrecido, a cerca de 1.030 ± 67 Ma (isócrona Sm-Nd em rocha total). Idade de 630 ± 3 Ma (U-Pb em zircão de meta-anortosito) é interpretada como idade do metamorfismo. O Complexo Acamadado de Ipanema é interpretado como, provavelmente, associado ao estágio *rift* do início do Ciclo Brasileiro.

2.2.3 Complexo Juiz de Fora

EBERT (1955) foi o primeiro a usar o termo "Série Juiz de Fora" para designar uma associação de rochas de idade Neo-algonquiana, catazonal e resultante de processos de charnockitização, com ocorrência expressiva no município de Juiz de Fora, Minas Gerais.

COSTA (1978), na apresentação do Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, cartografou o prolongamento da Série Juiz de Fora (de EBERT, 1955) para norte, sob a denominação de Grupo Juiz de Fora.

No Projeto Jequitinhonha (FONTES *et al.*, 1978), as rochas integrantes do complexo em questão são referidas como complexos charnockítico e gnáissico-kinzigítico, integrados a uma Associação Barbacena/Paraíba do Sul, mais abrangente.

SILVA & MIGNON (1978), no Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, conferiram uma distribuição geográfica mais ampla às rochas do Complexo Juiz de Fora, sob a denominação de Rochas da Associação Charnockítica.

BARBOSA & GROSSI-SAD (1983) redefiniram a antiga Série Juiz de Fora de EBERT (1955), e propuseram o termo Complexo Juiz de Fora para designar uma associação de duas unidades rochosas intimamente relacionadas. Uma delas constituída, principalmente, por rochas da seqüência charnockítica, tendo quartzito e biotita gnaisse diaforético como termos subordinados; e outra constituída, essencialmente, por diaforitos com evidências de derivação a partir de rochas da seqüência charnockítica.

SILVA *et al.* (1987) consideraram o Complexo Juiz de Fora como uma associação de rochas da fácies metamórfica granulito a anfíbolito, constituída por granada-biotita gnaiss, gnaiss a hiperstênio, gnaiss quartzo-feldspático e biotita gnaiss, com base em mapeamento geológico da Folha SE.24-Rio Doce.

Neste mapeamento, considerou-se como Complexo Juiz de Fora, as rochas ortognáissicas contendo abundantes porções noríticas a enderbíticas, localmente granulitos. Este complexo foi dividido em três unidades (Pjf1, Pjf2 e Pjf3), de acordo com os litotipos predominantes em cada uma. Na Folha Itanhomi só ocorre a primeira, em uma faixa muito estreita que margeia o limite noroeste e está parcialmente recoberta por aluvião.

Apresenta-se como um gnaiss cinza de granulação grossa, contendo anfíbio. Sua principal característica é ter abundantes lentes estiradas a ovóides (xenólitos?) de rocha norítica.

Petrograficamente, a composição é, predominantemente, tonalítica, subordinadamente, granítica e granodiorítica. A textura é granoblástica e lepidoblástica e a granulação varia de fina até grossa. Uma característica muito comum nessas rochas é a presença de estruturas milonítica e protomilonítica. A matriz é fina e composta por agregados poligonizados e orientados de feldspatos e quartzo, em meio aos quais se sobressaem porfiroclastos orientados ou alongados de feldspatos. Observam-se palhetas de biotita e/ou cristais prismáticos de hornblenda envolvendo estes porfiroclastos ou constituindo filmes anastomosados na matriz. Ocorrem ribbons de quartzo e venulações submilimétricas rompidas, por vezes arqueadas a dobradas, concordantes com a foliação.

As rochas deste complexo na região entre Abre Campo e Manhauçu mostraram idades modelo TDM Sm-Nd entre 2.22 e 2.13Ga (FISCHEL *et al.*, 1998).

2.2.4 Grupo Rio Doce

A denominação estratigráfica “Grupo Rio Doce” foi inicialmente usada por BARBOSA *et al.* (1966) para definir um conjunto de metassedimentos ocorrentes na região do médio Rio Doce, leste de Minas Gerais. Em trabalho efetuado na mesma região, BARBOSA *et al.* (1964) haviam definido o Grupo Crenaque e as formações São Tomé e Tumiritinga, constituídos, basicamente, por rochas metassedimentares. A partir destes trabalhos, a geologia da região foi reinterpretada por diversos autores e as unidades metassedimentares foram, ao longo do tempo, sendo posicionadas em uma única unidade estratigráfica denominada de Grupo Rio Doce. Nos parágrafos seguintes é apresentado um resumo da evolução dos conceitos referentes a esta unidade.

BARBOSA *et al.* (1964) definiram o Grupo Crenaque, de idade pré-cambriana, em trabalho de mapeamento geológico das quadriculas Barra do Cuieté e Conselheiro Pena (escala 1:50.000). O Grupo Crenaque é constituído, da base para o topo, pelas formações Palmital do Sul e João Pinto. A Formação Palmital do Sul é formada por uma sucessão de gnaisses, xistos e quartzitos, com alguns leitos de anfíbolito. A Formação João Pinto caracteriza-se por um espesso pacote de quartzitos, comumente em contatos gradacionais com a formação inferior. Os autores também definiram a Formação Córrego do Funil, segundo eles caracterizada de forma incompleta e que, tentativamente, tem sua idade de deposição atribuída a um ciclo tectônico posterior ao ciclo no qual as rochas do Grupo Crenaque teriam se depositado. Esta formação é constituída por uma seqüência de quartzitos, gnaisses e xistos, com anfíbio xistos interestratificados com os quartzitos.

BARBOSA *et al.* (1964) definiram, adicionalmente, as formações São Tomé e Tumiritinga. A Formação São Tomé é constituída basicamente por biotita xistos com raros níveis finos

de quartzito e rochas anfíbolíticas. A Formação Tumiritinga tem como rocha característica um anfíbólio gnaiss que é interpretado pelos autores como um metassedimento margoso. Biotita gnaisses são também importantes na formação e, secundariamente, ocorrem biotita xistos, quartzitos e metacalcários. Segundo os autores, estas duas formações se posicionam estratigraficamente abaixo do Grupo Crenaque.

BARBOSA *et al.* (1966) definiram os grupos Tumiritinga e Rio Doce na região do médio Rio Doce, e propuseram a seguinte sucessão estratigráfica, do mais antigo para o mais novo: Grupo Tumiritinga - Rio Doce - Crenaque.

O Grupo Tumiritinga corresponde à Formação Tumiritinga definida por BARBOSA *et al.* (1964). O Grupo Rio Doce é dividido nas formações São Tomé (BARBOSA *et al.*, 1964) e Figueira, sendo essa última constituída por gnaisses bandados com finas camadas de quartzito e leitos de anfíbolito associados. BARBOSA *et al.* (1966) mantiveram o termo Grupo Crenaque, conforme definido por BARBOSA *et al.* (1964), bem como consideraram, a exemplo desses últimos, a Formação Córrego do Funil como uma unidade de posicionamento estratigráfico duvidoso, inserindo-a, tentativamente, no Grupo Crenaque.

SILVA *et al.* (1987) restringiram a denominação de Grupo Crenaque, principalmente, aos metassedimentos psamíticos da Folha SE.24 - Rio Doce, englobando a Formação Palmital do Sul e a unidade xistosa da Formação Córrego do Funil no Grupo São Tomé. Segundo os autores, o Grupo São Tomé compreenderia também as formações São Tomé e Tumiritinga, conforme definidas por BARBOSA *et al.* (1964). SILVA *et al.* (1987) consideraram os grupos São Tomé e Crenaque como coberturas neoproterozóicas, metamorfisadas e deformadas no Ciclo Brasileiro.

PEDROSA-SOARES *et al.* (1994) usaram o termo Grupo Rio Doce, modificado da definição original de BARBOSA *et al.* (1966), para definir uma megassequência predominantemente psamo-pelítica, sem termos conglomeráticos e vulcânicos conhecidos, de idade proterozóica, que se estende da região de Governador Valadares até as imediações de Teófilo Otoni, no nordeste de Minas Gerais. Na base estratigráfica do Grupo Rio Doce são descritas as formações São Tomé e Tumiritinga, lateralmente correlatas, constituídas por xistos e gnaisses com intercalações de quartzitos e mármore, e no topo estratigráfico, a Formação João Pinto, composta quase que exclusivamente de quartzitos.

Na Folha Itanhomi, o Grupo Rio Doce é constituído pelas formações Tumiritinga, São Tomé, Palmital do Sul e João Pinto. Os processos deformacionais que afetaram estas rochas impedem a determinação das idades relativas de deposição das diferentes formações. A denominação estratigráfica "Formação Córrego do Funil" (Barbosa *et al.*, 1964) é abolida e o conjunto de rochas originalmente nela inserido passa a integrar a Formação Palmital do Sul, tendo em vista as similaridades dos conjuntos rochosos presentes em ambas.

2.2.4.1 Formação Tumiritinga

Ocupa uma área aproximadamente triangular na porção norte/nordeste da folha, nos locais denominados Limoeiro e Capivarinha, abrangendo as serras do Queiroga e Córrego Alegre.

A morfologia é de morros baixos, ravinados e de cristas agudas, com intensa erosão e abundantes voçorocas nas porções mais degradadas.

As melhores exposições das rochas desta unidade estão em cortes ao longo da estrada entre Bom Jesus de Vista Alegre e Barra do Cuieté.

Os contatos com o Tonalito São Vitor estão mascarados por intenso aporte de mobilizados quartzo-feldspáticos, que vão diminuindo quando se afasta do contato. As relações de contato com o Tonalito Galiléia não foram observadas.

Compõe-se de sillimanita-biotita xistos geralmente gnaissóides, localmente com granada e muscovita. Em alguns locais nota-se expressivo bandamento, com níveis mais quartzosos e níveis mais micáceos, com nítida estrutura turbidítica. São cinza-escuros a prateados, estão intensamente dobrados e contêm abundantes veios quartzo-feldspáticos concordantes, boudinados e rompidos. O dobramento geralmente é marcado por finos veios de quartzo concordantes e lenticulares. Intercalações de biotita-quartzo xisto cinza-claro, de granulação muito fina são comuns. Rocha calcissilicática ocorre desde lentes centimétricas até bancos com espessura superior a 5 metros. Apresenta-se milimetricamente bandada, verde a verde-escura, com níveis mais micáceos e níveis mais quartzosos, e contêm abundantes veios de quartzo dobrados.

Veios pegmatíticos discordantes atingem até 20m de largura. Alguns sofreram processo de desmonte na procura de pedras coradas, mostrando-se, porém, estéreis. São utilizados, atualmente, no encascalhamento das estradas.

Ao microscópio, observa-se a presença de xistos e gnaisses aluminosos (contendo sillimanita, cordierita e granada) com textura lepidoblástica a granoblástica e granulação fina. São bandados, com bandas mais biotíticas e bandas mais quartzo-feldspáticas. As mais quartzosas são contínuas e planares a suavemente dobradas e provavelmente formaram-se através de segregação metamórfica, refletindo, entretanto, um bandamento composicional pretérito. A foliação é levemente anastomosada ao redor dos porfiroblastos de granada, que são poiquiloblásticos e parecem ser posteriores à biotita. A associação mineral verificada em parte das lâminas (granada+biotita+sillimanita), marca, segundo BUCHER *et al.* (1994, *in*: PEREIRA & ZUCCHETTI, 2000), o início da fácies anfibolito alto, em temperatura próxima de 680°C.

As rochas calcissilicáticas têm textura granoblástica, granulação fina, com evidente bandamento composicional e granulométrico. Os minerais mais comuns são quartzo, plagioclásio, diopsídio, granada, epidoto e carbonato. Localmente ocorre escapolita, vesuvianita e titanita. A associação diopsídio+plagioclásio corresponde à zona da sillimanita nos metapelitos, da fácies anfibolito.

2.2.4.2 Formação São Tomé

Durante a primeira etapa do Projeto Leste, subdividiu-se esta formação em três associações litológicas: a Nst1, formada essencialmente de quartzitos, refletindo um suposto ambiente de domínio continental; a Nst2, constituída de biotita xistos e quartzitos, correspondendo a um ambiente sedimentar marinho raso; e a Nst3, composta de biotita xistos com finas alternâncias de quartzitos - evidenciando uma seqüência turbidítica própria de ambiente marinho mais profundo. Na Folha Itanhomi só foi mapeada a unidade 3.

Ocorre em uma estreita faixa ao longo do rio Doce, ao sul de Galiléia, e como um megaxenólito no Granito Palmital, também nesta região.

Apresenta uma topografia bastante rebaixada, com cristas agudas e encostas ravinadas. Devido à grande quantidade de veios pegmatíticos e de quartzo, o solo é pedregoso.

As melhores exposições estão ao longo da BR-259, ao sul de Galiléia, e ao longo do córrego São Tomé, que deságua no rio Doce ao sul desta cidade e onde estão os afloramentos da seção-tipo desta formação (BARBOSA *et al.*, 1964).

Os contatos com o Tonalito Galiléia são bruscos e, geralmente, verticais. Com os granitos Palmital e Urucum também são bruscos, ora concordantes e ora discordantes, mas mascarados por veios pegmatóides. Apófises dos granitos são vistas no xisto e xenólitos deste são observados naqueles.

A Formação São Tomé, que é a encaixante dos pegmatitos mais importantes da região, constitui-se de quartzo-mica xisto cinza a pardo com granada e, localmente, estauroлита, geralmente bandado, dobrado e crenulado, raramente gnaissóide, com níveis mais quartzosos e níveis mais micáceos. Observam-se níveis compostos quase exclusivamente por quartzo, muscovita e biotita, dando à rocha aspecto de quartzito micáceo. Nos planos de foliação, são comuns cristais aciculares milimétricos de turmalina verde. Lentes de rocha calcissilicática cinza-esverdeada posicionam-se concordantemente à foliação dos xistos.

Microscopicamente, são xistos de granulação fina e textura lepidoblástica, constituídos de agregados orientados e poligonizados de quartzo e plagioclásio. Esses agregados associam-se/intercrescem com filmes de biotita e mica branca que conferem à rocha uma foliação anastomosada. Granada aparece em pequenos cristais arredondados e posicionados segundo a orientação da rocha. Ocorrem também cristais poiquiloblásticos pós-tectônicos, com inclusões de opacos, quartzo, turmalina castanho-esverdeada e biotita. Cristais neoformados e, por vezes, desenvolvidos de mica branca (poiquiloblastos) têm caráter sin- a pós-foliação. Microcristais idioblásticos de turmalina desenvolvem-se segundo a foliação. Além da foliação principal há uma foliação secundária, em ângulo de aproximadamente 30°, marcada por biotita e mica branca. O quartzito é impuro, de granulação fina a média, composto por agregados poligonizados e orientados de quartzo e, subordinadamente, plagioclásio e microclina. Esses minerais intercrescem com filmes de biotita, conferindo à rocha uma foliação.

A associação muscovita+biotita+quartzo+albita/oligoclásio±clorita, referente à zona da biotita (YARDLEY, 1994, *in*: PEREIRA & ZUCCHETTI, 2000), infere (BUCHER & FREY, 1994, *in*: PEREIRA & ZUCCHETTI, 2000) condições de temperatura de cerca de 420°C e pressão em torno de 3,5Kbar, indicativos de metamorfismo na fácies xisto verde. Já a associação biotita+granada+quartzo, relativa à zona da granada, junto com a ausência de K-feldspato + clorita e com o não aparecimento de estauroлита, indica temperatura inferior a 500°C e metamorfismo na fácies xisto verde superior (PEREIRA & ZUCCHETTI, 2000).

2.2.4.3 Formação Palmital do Sul

Apresenta várias áreas de ocorrência no quadrante sudeste da folha. A topografia é, no geral, pouco acidentada, mostrando, localmente, cristas alongadas e íngremes sustentadas pelos quartzitos. Os afloramentos da unidade encontram-se, normalmente, intemperizados, estando as melhores exposições restritas às drenagens, com destaque para o ribeirão Padre Ângelo, no centro-leste da folha.

A sudoeste de Cuieté Velho, a formação ocorre como uma lasca embutida em terrenos do Complexo Pocrane, sendo limitada por falhas reversas. No centro-sul da folha, os contatos com esse complexo encontram-se, normalmente, mascarados por um manto de intemperismo. Nessa região, a foliação gnáissica das rochas do Complexo Pocrane apresenta orientação tanto concordante quanto discordante da foliação metamórfica dos metassedimentos do Grupo Rio Doce, indicando, provavelmente, diferentes taxas de envolvimento das primeiras nos processos deformacionais ocorridos no Ciclo Brasileiro.

Caracteriza-se por uma sucessão de níveis com espessura normalmente métrica a decamétrica de **quartzito e biotita xisto/gnaisse**. As observações de campo sugerem uma passagem brusca entre os diferentes níveis petrográficos. Em algumas áreas

observa-se uma franca predominância de quartzitos que, entretanto, normalmente se associam em frequências similares aos biotita xistos/gnaisses, gerando um domínio misto. Níveis centimétricos a métricos de rocha calcissilicática ocasionalmente se intercalam tanto aos biotita xistos quanto aos **quartzitos**. São observados raros níveis centimétricos a métricos de anfíbolito, que ocorrem em afloramentos isolados ou posicionados concordantemente à foliação dos metassedimentos. Um afloramento de **talco xisto** é observado no extremo sudeste da folha. Sua relação de contato com os metassedimentos não é observada. A abundância de granitos de idades diversas é marcante na área de ocorrência desta formação. Essas rochas e os pegmatitos a elas associados ocorrem como injeções nos metassedimentos, preferencialmente nos xistos, imprimindo-lhes, não raro, mudanças mineralógicas e texturais, tais como formação de mica branca hidrotermal e cristalização de feldspato. **Pegmatitos** produtores de gemas de pedras coradas associam-se aos biotita xistos da formação, no centro-sul da folha.

Os **quartzitos**, quando preservados dos processos de recristalização, apresentam granulação média a fina, grãos subangulosos ou, por vezes, tendendo a subarredondados e seleção boa a regular. São tanto puros quanto impuros. Em alguns afloramentos, a biotita apresenta uma distribuição heterogênea nestas rochas, formando finos níveis com diferentes tons de cinza e contatos bruscos entre si. Em apenas um afloramento observa-se uma passagem gradacional entre esses diferentes níveis. Por vezes, a frequência de biotita é alta o suficiente para formar níveis de biotita xisto intercalados no quartzito, marcando bem o aleitamento sedimentar destas rochas ([FOTO 2.9](#)). Em dois afloramentos, os quartzitos apresentam uma alternância de camadas/lâminas de granulação média e média a fina, com espessura de até um centímetro, caracterizando uma bimodalidade granulométrica. Em alguns afloramentos observa-se estratificação cruzada de médio porte ([FOTO 2.10](#)).

Os **biotita xistos/gnaisses** têm granulação fina a média. Em alguns afloramentos apresentam consideráveis variações nas proporções minerais, com o desenvolvimento de níveis milimétricos a centimétricos de xisto quartzoso ou quartzito xistoso com contatos bruscos ([FOTOS 2.11](#) e [2.12](#)). Em apenas um afloramento, a passagem entre os diferentes níveis se dá de forma gradacional. A granada é abundante nos biotita xistos/gnaisses, imprimindo-lhes um aspecto pintalgado.

A assembléia mineral estauroлита+granada+biotita+muscovita+quartzo+plagioclásio é indicativa de condições de pressão e temperatura da zona da estauroлита (YARDLEY, 1994, *in*: PEREIRA & ZUCCHETTI, 2000), correspondente à fácies anfíbolito médio. A assembléia mineral cianita+granada+biotita+muscovita+quartzo observada em duas amostras indica condições da zona da cianita, fácies anfíbolito. A presença local de sillimanita ao longo dos planos de clivagem da mica branca pode sugerir uma reação, de caráter local, do tipo muscovita + H₂O ⇌ sillimanita + fusão (YARDLEY, 1989, *in*: PEREIRA & ZUCCHETTI, 2000).

As rochas **calcissilicáticas** são verde-claras e têm granulação fina a média. Ocasionalmente apresentam um bandamento sutil e descontínuo dado por níveis milimétricos verdes e brancos. Como minerais principais ocorrem quartzo, K-feldspato, epidoto, tremolita/actinolita e plagioclásio. Hornblenda corresponde a 20% em uma amostra. Clinopiroxênio e biotita ocorrem como minerais acessórios. Com proporções próximas de 1% ocorrem titanita, apatita, minerais opacos, turmalina, allanita, zircão, carbonato e vesuvianita. A textura é granoblástica a nematoblástica.

Os **anfíbolitos** são cinza-escuros, têm granulação fina e foliação bem desenvolvida. Como minerais principais ocorrem plagioclásio e hornblenda. Os minerais acessórios são

quartzo, opacos, epidoto e titanita. Com frações próximas de 1% ocorrem apatita, allanita, zircão e biotita.

2.2.4.4 Formação João Pinto

Apresenta áreas de ocorrência expressivas no quadrante sudeste da folha ou ocorre como corpos lenticulares em domínios da Formação Palmital do Sul e Complexo Pocrane. Os quartzitos sustentam o relevo, comumente formando serras que apresentam as maiores altitudes da região (FOTO 2.13). As melhores exposições ocorrem nas áreas a sudoeste de João Pinto e a nordeste de Alvarenga. Os contatos com as rochas do Complexo Pocrane são através de falhas ou encontram-se mascarados por depósitos coluviais formados por blocos desagregados de quartzito. Neste último caso observa-se, comumente, uma concordância na orientação das foliações metamórficas das duas unidades.

BARBOSA *et al.* (1964) definem o contato entre as formações João Pinto e Palmital do Sul como sendo de natureza transicional, nos quadrantes nordeste da Folha Itanhomi e noroeste da Folha Conselheiro Pena. Nos trabalhos de mapeamento da Folha Itanhomi, essa natureza transicional não é observada. O contato entre as duas formações é estruturalmente concordante e parece ser brusco.

É constituída principalmente por **quartzitos** puros, sendo os termos impuros, micáceos ou arcoseanos, de ocorrência subordinada. Níveis milimétricos a métricos de **biotita ou muscovita xisto** ocorrem, localmente, intercalados. Em dois afloramentos é observada intercalação de rocha **calcissilicática**. Em um afloramento a aproximadamente cinco quilômetros a leste de Alvarenga, os quartzitos apresentam porções lenticulares compostas de **hematita especular**, com alguma magnetita associada, posicionadas paralelamente à sua foliação ou em planos de fratura. Essas lentes têm o comprimento maior de até quarenta centímetros e a espessura atinge cerca de dez centímetros. A hematita ocorre também como finos pontos disseminados no quartzito, conferindo-lhe uma tonalidade avermelhada. Estas porções ricas em ferro estão comumente transformadas em laterita.

Os **quartzitos** são brancos ou cremes, têm granulação média ou, secundariamente, fina, grãos subangulosos a subarredondados e mostram seleção boa a regular. Ocasionalmente apresentam intensa recristalização, sendo constituídos por grãos de quartzo milimétricos e angulosos. Apresentam uma foliação que, em alguns afloramentos, com base em variações granulométricas observadas na rocha, posiciona-se paralelamente ao seu aleitamento sedimentar. Em concordância com a descrição da unidade feita por PEDROSA-SOARES *et al.* (1994), são observadas, em dois afloramentos, estratificações cruzadas de médio porte, tabulares e acanaladas, bem como, em três afloramentos, uma alternância de camadas/lâminas de granulação média e média a fina, com espessura de até cerca de um centímetro, caracterizando uma bimodalidade granulométrica.

2.2.5 Magmatismo Sin-tectônico

2.2.5.1 Tonalito Chapada do Bueno

PAES (1999), em trabalho efetuado na Quadrícula Alvarenga (1:50.000), quadrante sudeste da Folha Itanhomi, definiu um conjunto de corpos tabulares de rochas graníticas (sensu lato) gnaissificadas, com espessura variada, que associam-se aos metassedimentos do Grupo Rio Doce e representam um magmatismo “sin-deformacional”. Os granitóides posicionam-se concordantemente à foliação metamórfica das rochas

encaixantes, com as quais foram contemporaneamente deformados. Esse autor individualiza em mapa um corpo de tonalito alongado na direção noroeste-sudeste, com espessura aflorante em torno de seiscentos metros e mostrando textura gnáissica pronunciada, denominado informalmente de Tonalito Gnaissificado, e denominado, neste projeto, de Tonalito Chapada do Bueno. Ocorre no sudeste da folha como um corpo estruturado, posicionado no contato entre as formações Palmital do Sul e João Pinto, mostrando uma estruturação gnáissica concordante à dos metassedimentos dessas formações. Ocorrências de menor expressão em área, não mapeáveis na escala deste trabalho, são comuns no sudeste da folha, associados, principalmente, aos metassedimentos da Formação Palmital do Sul. Os afloramentos encontram-se normalmente intemperizados, sendo raras as boas exposições.

O tonalito é cinza e tem granulação média. Apresenta uma foliação conspícua dada pela forte orientação de seus minerais, chegando, comumente, a desenvolver um bandamento gnáissico fino e descontínuo dado por níveis mais ricos em minerais félsicos ou em minerais máficos (FOTO 2.14). A análise de duas lâminas delgadas mostra composição tonalítica. Os minerais principais são quartzo, plagioclásio, biotita, clinozoisita e titanita. Epidoto ocorre em cristais subédricos, neoformados, por vezes desenvolvidos e dispostos segundo a foliação. A abundância de epidoto pode estar relacionada a produtos oriundos de fluidos hidrotermais ricos em cálcio (PEREIRA & ZUCCHETTI, 2000). Como acessórios ocorrem allanita, apatita, zircão, microclina e ortoclásio, minerais opacos, carbonato, clorita, mica branca e turmalina. A associação mineral allanita+titanita sugere caráter metaluminoso, apesar da presença de turmalina em uma amostra, o que, tentativamente, pode ser relacionado à contaminação pelos metassedimentos encaixantes. A textura é granoblástica.

O Tonalito Chapada do Bueno apresenta idade de 625 ± 11 Ma. O método geocronológico utilizado foi Pb/Pb em zircão (evaporação) (PAES, 1999; DUSSIN *et al.*, 2000).

2.2.5.2 Tonalito Bom Jesus do Galho

É definido no presente trabalho como um tonalito gnaissificado, de cor cinza-clara, granulação grossa, constituído de quartzo, feldspato, biotita e abundante granada. Sillimanita ocorre localmente e grafita é rara. Tipos petrográficos diversos ocorrem subordinadamente.

COSTA (1978) individualiza, na área da unidade em questão, um domínio de biotita gnaisses granatíferos posicionado no Grupo Juiz de Fora, do Pré-Cambriano Indiferenciado.

BRUNO (1985) incluiu as rochas em questão no Grupo Juiz de Fora, que considerou do Arqueano Médio, em uma área de predominância de biotita gnaisses granatíferos.

SILVA *et al.* (1987) e PEDROSA-SOARES *et al.* (1994) também relacionaram estas rochas ao Complexo Juiz de Fora, considerado de idade arqueana.

O Tonalito Bom Jesus do Galho ocorre como um corpo alongado de direção norte-sul, entre as cidades de Tarumirim, Itanhomi e Capitão Andrade, além de um corpo a noroeste desta cidade e outros dois a norte de Tarumirim.

Apresenta uma topografia bastante típica, com morros elevados de encostas íngremes e cristas afiladas.

As melhores exposições estão ao longo da estrada Tarumirim - Itanhomi e daí para Capitão Andrade.

Os contatos com os gnaisses granitóides do Tonalito Derribadinha são, a leste, por falha de empurrão e, no restante, bruscos.

Compõe-se de rocha gnáissica cinza a esbranquiçada de granulação grossa, constituída de quartzo, feldspato, biotita e abundante granada (FOTO 2.15). Localmente observa-se sillimanita que, junto com a biotita, geralmente contorna os cristais/sigmóides de granada. Muito raramente ocorre grafita. Quando alterada, a rocha torna-se avermelhada, adquire aspecto xistoso, exhibe intenso dobramento e abundantes veios de quartzo fragmentados contendo turmalina preta. Apresenta níveis mais biotíticos descontínuos e, localmente, bandamento. Observam-se faixas lenticulares a ovóides de rocha gnáissica cinza-escura, fina, com pouca granada e abundantes veios quartzo-feldspáticos dobrados. Na região de Capitão Andrade ocorrem “manchas” esverdeadas de composição enderbítica. Observam-se lentes de biotita-hornblenda gnaiss cinza a esverdeado de granulação fina a média e composição diorítica a norítica, geralmente envoltas por mobilizados quartzo-feldspáticos. Lentes de rocha calcissilicática verde, às vezes epidotizada, silicificada, geralmente maciça, com abundantes veios dobrados de quartzo são observadas. São comuns *boudins* de anfibolito grosso verde-escuro. Na região de Beija-Flor observam-se intercalações de quartzito cisalhado, geralmente com superfícies de escorregamento. Porções migmatizadas com abundantes mobilizados quartzo-feldspáticos irregulares, localmente anastomosados, envolvem lentes e faixas mais biotíticas e lentes ovóides de norito. Localmente observa-se milonitização (FOTO 2.16). Nos mobilizados são comuns cristais de granada e agregados esverdeados a negros de cordierita, além de intensa feldspatização posterior, com porfiroblastos geralmente concordantes com a foliação, de até 5 centímetros de comprimento, sigmoidais e arredondados. Observa-se intenso dobramento aberto de pequeno porte, bem como dobramento isoclinal. Veios quartzo-feldspáticos também são afetados pelo cisalhamento.

A composição é, predominantemente, tonalítica, secundariamente, granodiorítica e granítica (FIG. 2.3a). Sillimanita geralmente é observada, além de granada. Bandamento composicional é raro. A textura é granoblástica ou lepidoblástica. Estruturas protomiloníticas a miloníticas são representadas por porfiroclastos de feldspato e quartzo orientados, estirados e, ocasionalmente, rotacionados, com desenvolvimento de sombras de pressão preenchidas por biotita e por minerais da própria matriz. Esses porfiroclastos estão imersos em uma matriz fina e constituída por agregados recristalizados a poligonizados e orientados de cristais de feldspato e quartzo, devido a recristalização dinâmica. Todo este conjunto associa-se com filmes/cordões anastomosados de biotita, que contornam, principalmente, os porfiroclastos. *Ribbons* de quartzo são extremamente raros, enquanto venulações submilimétricas e descontínuas de quartzo, ocasionalmente arqueadas e concordantes com a foliação, são comuns.

A presença de sillimanita sugere caráter peraluminoso para essas rochas (granito tipo S). A presença de biotita castanho-avermelhada e ausência de hornblenda sugere ambiente redutor para a cristalização do magma gerador deste granito (PEREIRA & ZUCCHETTI, 2000).

Os gnaisses finos intercalados são, predominantemente, biotita-hornblenda gnaisses de composição diorítica (FIG. 2.3b).

Rochas a hiperstênio estão presentes como enderbito. São rochas, em geral, bem deformadas, por vezes com estrutura protomilonítica a milonítica.

As lentes de rocha calcissilicática são constituídas por plagioclásio, quartzo, carbonato, escapolita, hiperstênio, diopsídio e traços de titanita e opacos.

O quartzito da região de Beija-Flor é composto por 70% de quartzo bem como sillimanita, granada e opacos/hidróxidos de ferro na sua mineralogia principal. Como minerais subordinados ocorrem K-feldspato, zircão, opacos e mica branca.

2.2.5.3 Tonalito Derribadinha

A unidade recebeu esta denominação na primeira etapa do Projeto Leste, na Folha Governador Valadares (FÉBOLI, 1997), onde foi descrita como rochas granitóides de composição tonalítica contendo “manchas” de composição enderbítica. Devido à falta de unidades correlacionáveis na área do projeto, optou-se por associar essas rochas aos granitos pré- a sintectônicos ressaltando-se, entretanto, a possibilidade delas serem correlacionáveis, pelas características de campo e petrográficas, ao Complexo Juiz de Fora. Com a continuidade do mapeamento para sul, percebeu-se que este conjunto de rochas tem idade mais nova, parecendo tratar-se de uma fusão de rochas mais antigas (Complexo Juiz de Fora e Complexo Pocrane).

FONTES *et al.* (1978) não individualizaram as rochas desta unidade, relacionando-as ao Complexo Gnáissico-Migmatítico da Associação Barbacena-Paraíba do Sul. As raras exposições de rochas charnockíticas encontradas foram posicionadas no Complexo Charnockítico, da mesma associação.

COSTA (1978), no Mapa Geológico de Minas Gerais, incluiu as rochas desta unidade no Complexo Juiz de Fora, estando a porção mais a oeste, no domínio de predominância de gnaisses facoidais contendo lentes de xistos e de quartzitos. A porção leste e sul foi enquadrada no domínio dos gnaisses granatíferos.

SILVA *et al.* (1987) incluíram as rochas da unidade em questão no Complexo Juiz de Fora, considerado de idade arqueana.

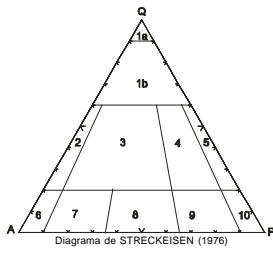
PEDROSA-SOARES *et al.* (1994) não individualizaram as rochas desta unidade, relacionando-as ao Complexo Juiz de Fora, considerado de idade arqueana.

Ocorre em toda a porção oeste da folha, alargando-se na parte norte e ocupando quase todo o quadrante noroeste.

Apresenta topografia de morros tipo pão-de-açúcar, bastante destacados, e extensos lajedos ao longo das drenagens.

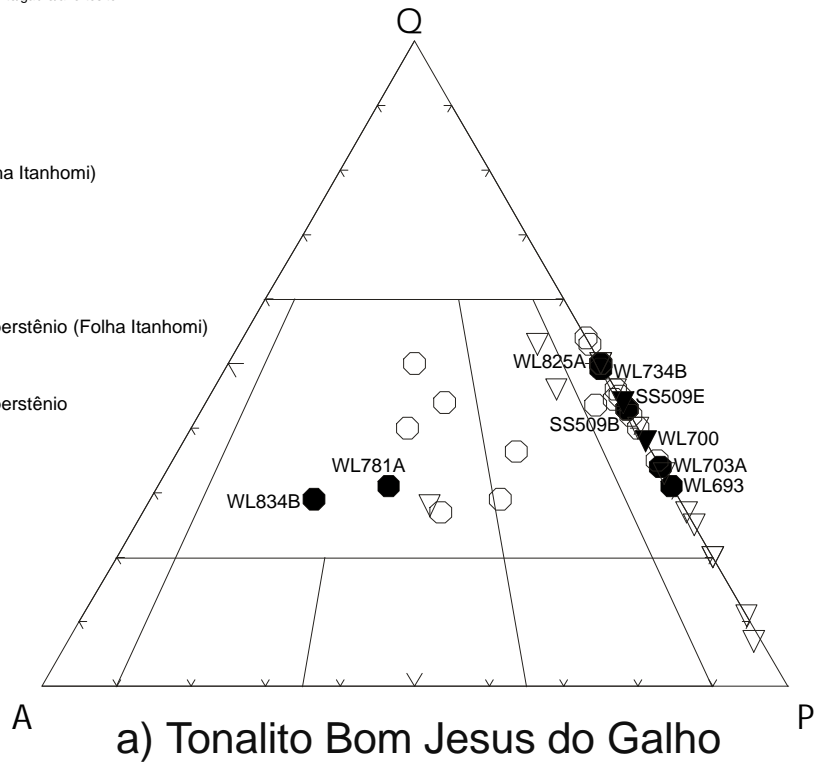
Boas exposições podem ser vistas na estrada para a torre da EMBRATEL, ao norte de Divino Traíra, ao longo das estradas Tarumirim – Vai Volta – Bananal de Baixo, Jerusalém – Novo Horizonte, Jerusalém – São Sebastião do Anta, Itanhomi – Conselheiro Pena, e Itanhomi – Santa Rita.

Projeto Leste



- 1a-Quartzolito
- 1b-Granitoides ricos em quartzo
- 2-Alcalifeldspato granito
- 3-Granito
- 4-Granodiorito
- 5-Tonalito
- 6-Alcalifeldspato sienito
- 7-Sienito
- 8-Monzonito
- 9-Monzodiorito
- 10-Diorito/gabro/anortosito

- Rochas graníticas (Folha Itanhomi)
- Rochas graníticas
- ▼ Rochas graníticas a hiperstênio (Folha Itanhomi)
- ▽ Rochas graníticas a hiperstênio



- Xenólitos de diorito no Tonalito Bom Jesus do Galho (Folha Itanhomi)
- Xenólitos de diorito no Tonalito Bom Jesus do Galho (outras folhas)

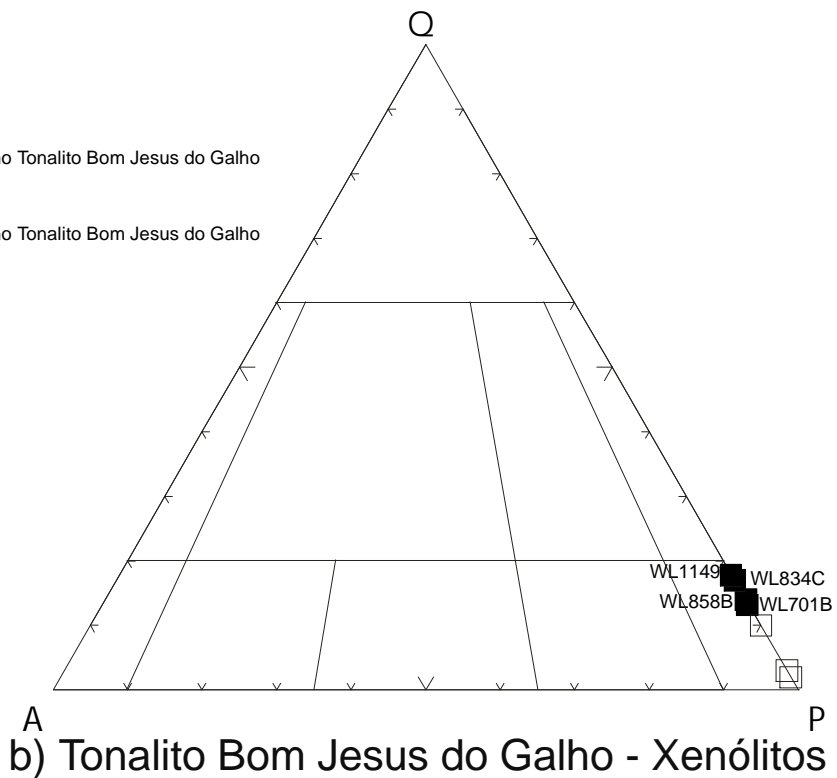


FIGURA 2.3 a e b - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para as rochas do Tonalito Bom Jesus do Galho e seus xenólitos.

O contato com as rochas do Complexo Mantiqueira é tectônico, por falha de empurrão. Com as rochas do Complexo Pocrane, do Tonalito Galiléia, Tonalito São Vitor e Tonalito Bom Jesus do Galho, o contato é brusco.

Compõe-se de granada-hornblenda-biotita gnaiss cinza-claro a escuro de granulação grossa. Anfibólio geralmente ocorre em cristais tabulares a piramidais com até 20 milímetros de comprimento, principalmente nas porções quartzo-feldspáticas. Os cristais de feldspato apresentam-se estirados, sigmoidais e ovalados, atingindo até 6 centímetros de comprimento. Granada ocorre em agregados de até 20 milímetros de diâmetro, preferencialmente nos níveis quartzo-feldspáticos. Localmente, a rocha é bandada ([FOTO 2.17](#)), com níveis quartzo-feldspáticos claros, de granulação grossa, contendo pouca biotita e anfibólio, e níveis cinza-escuros de granulação média a fina onde predomina biotita, anfibólio e rara granada. Observa-se generalizada milonitização ([FOTO 2.18](#)), com palhetas de biotita contornando os sigmoides de feldspato. *Shear bands* com movimento em sentido anti-horário separam zonas mais maciças de zonas totalmente milonitizadas.

Ao microscópio, observam-se rochas de composição tonalítica, granodiorítica e granítica ([FIG. 2.4a](#)), geralmente contendo hornblenda, allanita e granada. A textura é granoblástica e nematoblástica, às vezes obliterada por recristalização dinâmica (estrutura protomilonítica a milonítica, com predomínio da última). Ribbons de quartzo são raros, enquanto que venulações de quartzo, concordantes com a foliação e, geralmente, rompidas, aparecem localmente. Apresentam matriz fina composta de agregados poligonizados e orientados de quartzo e feldspato, à qual associam-se filmes de biotita e hornblenda, que conferem foliação tipo anastomosada à rocha. Os porfiroclastos orientados de plagioclásio ripiforme mostram feições de deformação do tipo extinção ondulante, formação de subgrãos e arqueamento dos planos de maclas. Cristais de allanita comumente intercrescem com hornblenda ou biotita. Cristais idioblásticos de titanita desenvolvem-se segundo a orientação impressa à rocha. Epidoto aparece em cristais subédricos neoformados, poiquiloblásticos ou não, de caráter sin- a tardi-foliação. Sua cristalização, segundo PEREIRA & ZUCCHETTI. (2000), parece estar relacionada à participação de fluidos hidrotermais ricos em cálcio, associados aos processos de milonitização. Albitização tardia é observada em alguns cristais de plagioclásio. A presença de titanita±allanita±hornblenda indica caráter metaluminoso para essas rochas. A associação biotita castanha±hornblenda sugere cristalização do magma em ambiente de tendência oxidante.

Em muitos locais observa-se o gnaiss cinza-claro tornando-se verde-escuro, com conseqüente mudança da composição para enderbítica. A passagem de um para o outro é observada no campo apenas pela mudança de cor. As porções enderbíticas ocorrem como manchas esverdeadas dentro do gnaiss cinza-claro. Ao norte e noroeste de Capitão Andrade foram separados dois corpos onde estas porções parecem predominar sobre o tonalito (enb).

As porções verde-escuras foram classificadas, microscopicamente, como hiperstênio tonalito (enderbito) a hiperstênio diorito (norito). Têm textura nematoblástica a hipidiomórfica e são, predominantemente, compostas por ripas curtas e largas de plagioclásio, grandes grãos de ortoclásio bordejados por pequenos cristais de plagioclásio simplectítico (mirmequita), plagioclásio antiperítico com inclusões de zircão, biotita, apatita e opacos, por biotita, hiperstênio em cristais anédricos, alguns com hornblenda verde nas bordas parecendo substituí-lo, além de cristais hipidiomórficos de diopsídio e granada. São geralmente deformadas chegando a constituir, localmente, protomilonitos a milonitos.

São comuns xenólitos em forma de faixas irregulares, arredondados e ovóides de gnaiss cinza-escuro de granulação fina a média, migmatítico, milimetricamente bandado, localmente dobrado (FOTO 2.19). Restitos biotíticos arredondados a lenticulares de tamanho centimétrico também podem ser observados.

Anfibolito verde-escuro a preto, de granulação fina, geralmente milimetricamente bandado, ocorre em lentes concordantes, localmente na forma de boudins. Diques irregulares de anfibolito grosso de cor verde escura também podem ser observados.

Ocorrem abundantes xenólitos ovóides, arredondados, lenticulares e irregulares de rocha calcissilicática verde-clara, silicificada, às vezes com granada. Localmente, esses xenólitos são verde-escuros e apresentam hiperstênio (noritos e metagabronoritos).

Na estrada entre Jerusalém e Novo Horizonte, próximo desta localidade, encontrou-se um muscovita quartzito feldspático, milonítico, intercalado no gnaiss tonalítico.

Mobilizados quartzo-feldspáticos concordantes, boudinados e de aspecto anastomosado, contendo anfibólio em grandes cristais tabulares, geralmente recortam e englobam todas as rochas, em estrutura tipo *schollen*. Veios pegmatóides concordantes, cisalhados, e veios de quartzo com forte clivagem de fratura, localmente com cristais de pirita e buchos de magnetita também podem ser observados.

Os xenólitos, abundantes nessa unidade, geralmente são de biotita-hornblenda gnaiss de composição diorítica (FIG. 2.4b) com bandamento metamórfico regular de espessura milimétrica, constituído por bandas félsicas intercaladas com bandas ricas em hornblenda + biotita.

Os anfibolitos geralmente contêm hornblenda, plagioclásio, clinozoisita, titanita e biotita castanho-avermelhada.

As lentes de rocha calcissilicática exibem grande quantidade de diopsídio, alguma hornblenda e epidoto, além de titanita e vesuvianita.

2.2.6 Granitos Sin- a Tarditectônicos

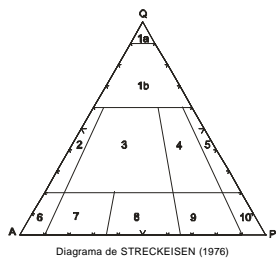
2.2.6.1 Suíte Intrusiva Galiléia

BARBOSA *et al.* (1964) definiram o Tonalito Galiléia como um batólito que ocorre nas imediações da cidade de Galiléia, na região do médio rio Doce. Os mesmos autores definiram, adicionalmente, o Tonalito Cuieté Velho como um maciço possivelmente correlacionável ao Tonalito Galiléia, tendo como principal diferença desse, a ausência ou a frequência muito baixa de autólitos.

SILVA *et al.* (1987) definiram o termo Suíte Intrusiva Galiléia para designar as rochas de composição tonalítica/granodiorítica, diorítica a quartzo-diorítica e granítica, ricas em encaves microgranulares, ocorrentes na Folha SE.24-Rio Doce. Os autores propuseram uma idade neoproterozóica para essas rochas, cuja origem provável estaria relacionada ao retrabalhamento de material com vida crustal anterior que constitui o embasamento da região.

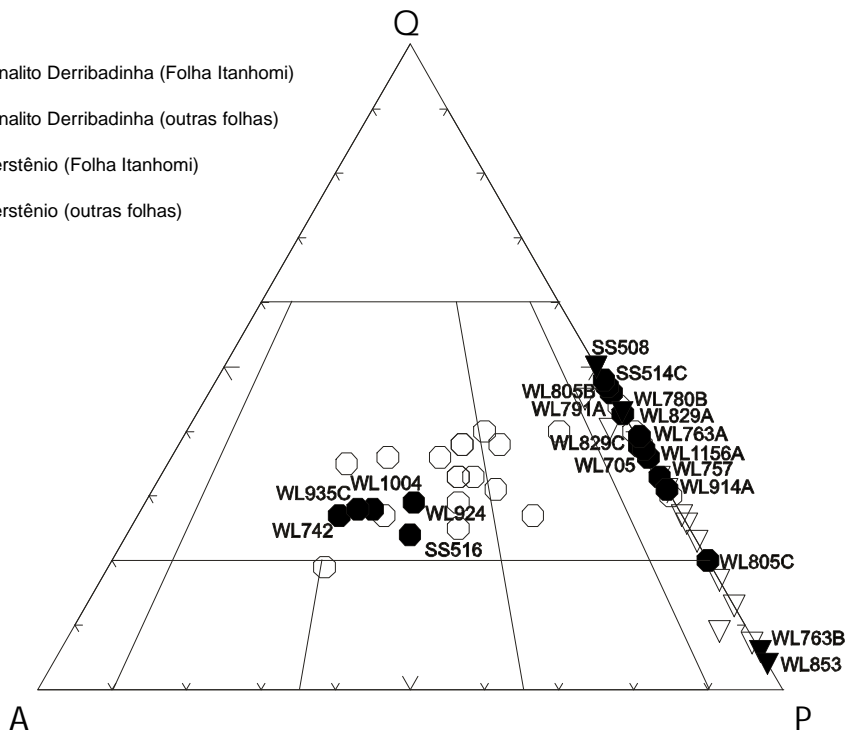
Pedrosa-Soares *et al.* (1994) englobaram essas rochas no conjunto dos granitóides sin- a tarditectônicos relativos ao Ciclo Brasileiro.

NALINI Jr. (1997), datando as rochas desta suíte, encontrou idades U-Pb em zircões de 594 ± 6 Ma. Datação dos encaves resultaram em idade modelo (TDM de 3010 Ma). Com base em estudos químicos, NALINI JR. *et al.* (1996b; 1997a) concluíram que os granitóides da Suíte Galiléia têm origem híbrida, isto é têm contribuição mantélica e



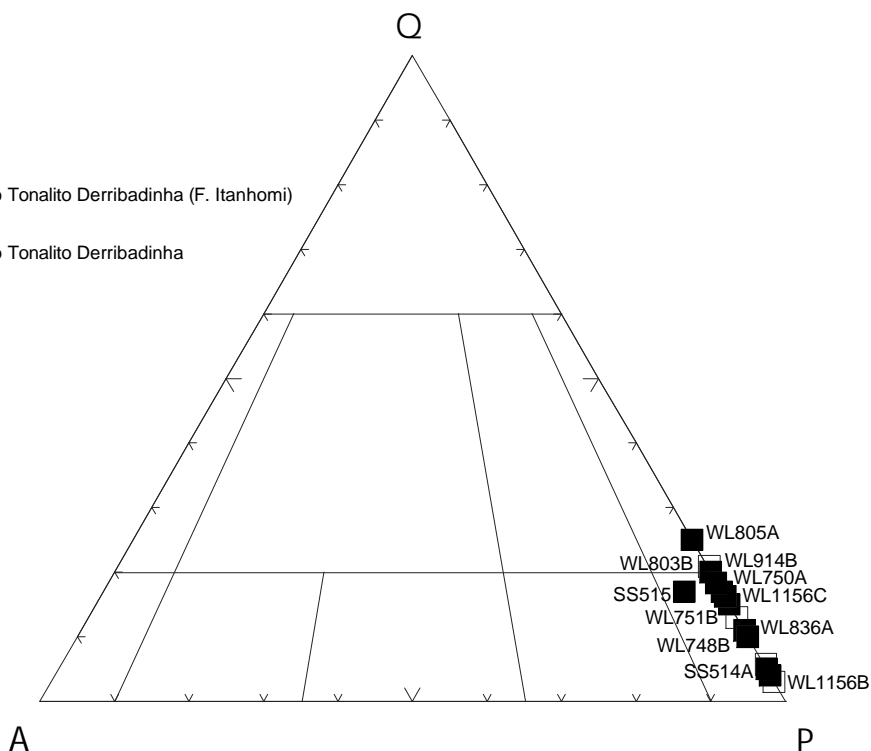
- 1a-Quartzolito
- 1b-Granitóides ricos em quartzo
- 2-Alcalifeldspato granito
- 3-Granito
- 4-Granodiorito
- 5-Tonalito
- 6-Alcalifeldspato sienito
- 7-Sienito
- 8-Monzonito
- 9-Monzodiorito
- 10-Diorito/gabro/anortosito

- Rochas do Tonalito Derribadinha (Folha Itanhomi)
- Rochas do Tonalito Derribadinha (outras folhas)
- ▼ Rochas a hiperstênio (Folha Itanhomi)
- ▽ Rochas a hiperstênio (outras folhas)



a) Tonalito Derribadinha

- Xenólitos de diorito no Tonalito Derribadinha (F. Itanhomi)
- Xenólitos de diorito no Tonalito Derribadinha



b) Tonalito Derribadinha - Xenólitos

FIGURA 2.4 a e b - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para as rochas do Tonalito Derribadinha e seus xenólitos

crustal. Os granitóides Galiléia são metaluminosos a fracamente peraluminosos, têm composição calcálica (NALINI JR. *et al.*, 1998) e foram cristalizados a pressões relativamente elevadas (9 ± 1 Kbar) e a temperaturas da ordem de 600 a 700°C (NALINI JR. *et al.*, 1995a).

NALINI JR. (1997) propôs que as rochas da Suíte Galiléia, bem como de outras suítes graníticas dos cinturões móveis brasileiros do sudeste do Brasil, tiveram a sua gênese, provavelmente, condicionada por fusões mantélica e crustal. As fusões teriam sido induzidas pelo espessamento das margens continentais sob um regime tectônico regional transpressional, associado ao processo de colisão continental, conforme proposto por EBERT *et al.* (1996, *in*: NALINI JR., 1997). Esta proposta baseia-se em: dados isotópicos das suítes graníticas Galiléia e Urucum (obtidos por NALINI JR.) e de outras suítes graníticas da região (MANTOVANI *et al.*, 1987 e CORDANI *et al.*, 1988, *in*: NALINI JR., 1997), que parecem confirmar uma fraca acreção de material juvenil proveniente do manto na Orogenia Brasileira; na raridade de testemunhos representativos (ofiolitos) da presença de uma crosta oceânica associada ao Ciclo Brasileiro na extensa região em questão; na presença, na região do médio rio Doce e em grande parte dos cinturões móveis brasileiros do sudeste do Brasil, de zonas de cisalhamento com importante componente direcional que parecem controlar a ascensão e o posicionamento das rochas graníticas.

PEDROSA-SOARES *et al.* (1998a) interpretaram as rochas da Suíte Galiléia como a raiz do arco magmático pré-colisional desenvolvido durante a fase acrecionária do Orógeno Araçuai-Oeste Congo.

Os dados de campo obtidos nas etapas I e II do Projeto Leste permitem caracterizar a Suíte Intrusiva Galiléia como um conjunto de corpos graníticos apresentando, normalmente, baixa intensidade de deformação, com texturas ígneas bem preservadas, e mostrando, normalmente, contatos intrusivos com os metassedimentos do Grupo Rio Doce. Estas feições de campo observadas nas rochas da Suíte Intrusiva Galiléia permitiram o seu posicionamento no domínio do magmatismo granítico "sin- a tarditectônico".

2.2.6.1.1 Tonalito Cuieté Velho

Ocorre como uma espessa faixa aproximadamente submeridiana na porção central do quadrante sudeste da folha, apresentando um prolongamento para sua porção noroeste. As feições topográficas mais comuns são morros na forma de "pães-de-açúcar", e lajedos, de ocorrência subordinada, nas áreas arrasadas. Bons afloramentos são comuns na unidade, ocorrendo distribuídos ao longo de todo o domínio.

Os contatos com as rochas do Complexo Pocrane e com os metassedimentos do Grupo Rio Doce são por falhas ou de caráter intrusivo. Próximo às zonas de contato, o tonalito ocorre como apófises geralmente concordantes à estruturação das encaixantes. A presença de xenólitos é comum, em alguns casos mostrando evidências de assimilação parcial. Ao sul de Cuieté Velho, na região de contato com o Tonalito Galiléia, não se observam evidências de relação de intrusão entre essas duas rochas. Aparentemente, trata-se de uma variação faciológica interna de um único corpo granítico, com o Tonalito Cuieté Velho representando uma fácies mais pobre em minerais máficos e desprovida de enclaves (autólitos?), quando comparado com o Tonalito Galiléia.

Apresentam feições texturais bastante variadas. Diferenças nas proporções minerais, na granulação e na intensidade da orientação mineral geram tipos petrográficos diversos. Sua cor varia de cinza-clara a escura e a granulação de grossa a média. Normalmente

são isotrópicos ou mostram uma tênue foliação. Entretanto, nas porções norte e central da área de ocorrência, é comum apresentarem uma foliação bem marcada e caráter gnáissico pronunciado. No extremo sul da folha apresentam, comumente, uma textura porfirítica, com megacristais de feldspato de até cinco centímetros mostrando, por vezes, orientação de fluxo magmático (FOTO 2.20). Encraves graníticos são incomuns na unidade. Apresentam dimensões centimétricas, formas ovaladas, arredondadas ou alongadas, são cinza-escuros, têm granulação fina a média e mostram, localmente, megacristais de feldspato.

A composição é tonalítica, granítica ou granodiorítica (FIG. 2.5a), sendo as duas últimas predominantes nas porções sul e central da área de ocorrência. Os minerais principais são quartzo, plagioclásio e biotita. Microclina é o feldspato potássico dos granitos e granodioritos. Hornblenda tem frações modais entre 0 e 7%, e granada entre 0 e 8%. Algumas amostras apresentam epidotização pronunciada associada a áreas de maior deformação. Com proporções próximas de 1% ocorrem allanita, titanita, apatita, zircão, monazita, clorita, carbonato e mica branca. A textura é granular hipidiomórfica e granoblástica devido a recristalização. A associação mineral hornblenda+titanita+allanita aponta para um caráter metaluminoso do magma gerador destas rochas.

2.2.6.1.2 Tonalito São Vitor

No decorrer dos trabalhos da primeira etapa do Projeto Leste, percebeu-se que as rochas deste conjunto são as mesmas do Tonalito Galiléia, diferenciando-se apenas pelo fato de não apresentarem encraves máficos como aquele e sim abundantes xenólitos de xistos e gnaisses aluminosos da Formação Tumiritinga. Em vista disso, nomeou-se (FÉBOLI, 1997) esta unidade de Tonalito São Vitor, localidade onde existe uma grande pedreira, incluído na Suíte Intrusiva Galiléia.

NOCE (comunicação oral, 1999), em um programa de datações no leste mineiro, encontrou idade Pb-Pb de 576 ± 4 Ma em rochas deste tonalito, na região ao norte de Governador Valadares.

Esse tonalito aflora de forma aproximadamente triangular no quadrante nordeste da folha, em Bom Jesus de Vista Alegre e, englobando o povoado de Divino, até próximo de Barra do Cuieté. Um pequeno corpo de forma oval ocorre ao longo do córrego Capivara, no limite nordeste da folha.

Apresenta uma topografia rebaixada e ondulada, localmente com morros mais elevados que se destacam na paisagem, chegando a formas do tipo “pão-de-açúcar”.

Boas exposições podem ser vistas ao longo da estrada Itanhomi – Conselheiro Pena, no trecho entre Divino e Barra do Cuieté.

Os contatos com as outras unidades estão sempre mascarados por grande quantidade de veios pegmatóides. Com o Tonalito Derribadinha o contato é brusco, passando-se de uma rocha bastante homogênea (Tonalito São Vitor) para outra totalmente migmatizada (Tonalito Derribadinha). É transicional (de difícil caracterização) com o Tonalito Galiléia. Com os xistos da Formação Tumiritinga parece brusco. Com os gnaisses da Formação Palmital do Sul, é brusco. Com o Tonalito Cuieté Velho, não foi observado.

São constituídos de granada - hornblenda - biotita gnaisses cinzas a cinza-claros, de composição tonalítica e granulação média a grossa. As rochas são pouco a bem orientadas, ocasionalmente isotrópicas. Raramente são protomiloníticas a miloníticas. Localmente, o anfibólio apresenta-se em grandes cristais (até 15mm) tabulares e

prismáticos, sem orientação preferencial. Feldspato tabular de até 5cm de comprimento também pode ser encontrado. Observam-se abundantes xenólitos de xistos e gnaisses aluminosos da Formação Tumiritinga, que ocorrem em faixas onduladas e de contatos nítidos a difusos, geralmente acompanhados/envolvidos por veios pegmatóides (FOTO 2.21). Em alguns locais, estes xenólitos ocorrem apenas como fantasmas biotíticos sinuosos. Também são observadas lentes de rocha calcissilicática milimetricamente bandada. Veios quartzo-feldspáticos concordantes, boudinados e rompidos são comuns. Veios pegmatíticos com turmalina preta geralmente são discordantes.

Apresentam composição tonalítica a granítica (diagrama QAP - FIG. 2.5b) e têm textura granular hipidiomórfica a granoblástica devido a recristalização incipiente. São caracterizados por apresentar agregados poligonizados e orientados de feldspato e quartzo que se associam com filmes de hornblenda e biotita, conferindo foliação à rocha. Localmente, verifica-se a presença de cristais ripiformes e por vezes antipertíticos de plagioclásio. Albitização tardia pode ser verificada em determinados cristais de plagioclásio. Mirmequitas são ocasionalmente observadas. Allanita ocorre em cristais dispersos ou associados à biotita ou hornblenda.

Os xenólitos são de sillimanita-biotita xisto, cordierita-sillimanita micaxisto, sillimanita-mica-quartzo xisto e sillimanita-biotita-quartzo-muscovita xisto, ou seja, litótipos da Formação Tumiritinga. Têm textura granoblástica a lepidoblástica, granulação fina a média. São compostos por agregados poligonizados e orientados de quartzo e plagioclásio associados com cristais tabulares de biotita intercrescida com sillimanita fibrolítica, que conferem uma foliação pouco a muito espaçada, anastomosada ao redor de ocelos leucocráticos. Eventualmente observa-se crenulação e reorientação rúptil (por quebraimento das micas) em direção subperpendicular. Poiquiloblastos neoformados de mica branca têm caráter sin- a tardi-foliação.

As rochas calcissilicáticas têm granulação fina, textura granoblástica a nematoblástica e são compostas de agregados poligonizados e orientados de quartzo, plagioclásio e epidoto, que intercrescem com diopsídio e actinolita. Venulações submilimétricas difusas, concordantes, encontram-se preenchidas principalmente por agregados recristalizados de quartzo. Clinozoisita-pistacita tende a concentrar-se na interface venulação/rocha, mostrando, ainda, reação local envolvendo pseudomorfose total com o plagioclásio.

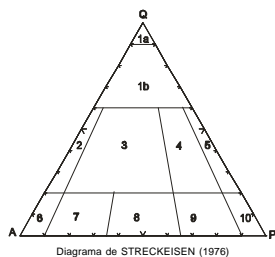
2.2.6.1.3 Tonalito Galiléia

Ocorre em uma faixa na porção central do mapa, englobando a localidade de Santa Luzia do Carneiro, e no limite leste da folha, entre a cidade de Galiléia e os distritos de Cuieté Velho e João Pinto. Ocorre também junto ao limite sudeste, a leste de Cachoeirão.

Apresenta um relevo bastante alçado com morros tipo pão-de-açúcar, que se destacam na topografia, como o morro Virgulina e a Pedra de Cuieté Velho, além de morros rebaixados em forma de meia-laranja.

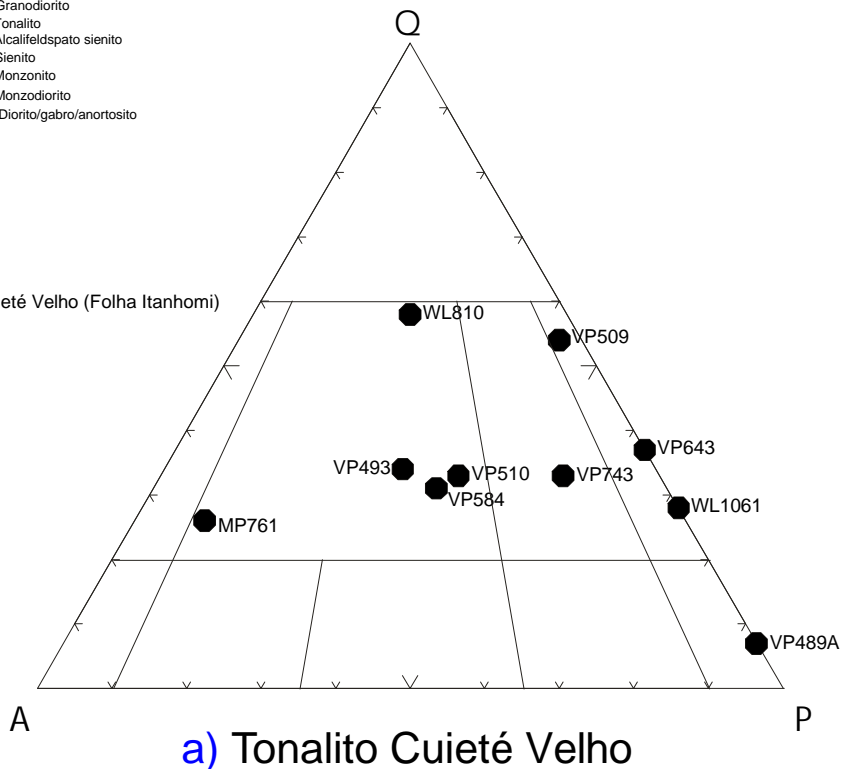
As exposições mais significativas podem ser vistas ao longo da BR-259, entre Galiléia e Conselheiro Pena, na estrada entre esta cidade e Barra do Cuieté, entre esta localidade e Cuieté Velho, e a sudoeste de João Pinto.

O contato é brusco com os xistos e gnaisses da Formação Tumiritinga e com os xistos da Formação São Tomé, que geralmente são verticais na região limítrofe. A relação de contato com os metassedimentos das formações Palmital do Sul e João Pinto é intrusiva e o tonalito, por vezes, porta xenólitos dessas rochas. A sudoeste de João Pinto e a leste de Cachoeirão, o tonalito nitidamente trunca a estruturação pré-existente dos metassedimentos do Grupo Rio Doce.



- 1a-Quartzolito
- 1b-Granitóides ricos em quartzo
- 2-Alcalifeldspato granito
- 3-Granito
- 4-Granodiorito
- 5-Tonalito
- 6-Alcalifeldspato sienito
- 7-Sienito
- 8-Monzonito
- 9-Monzodiorito
- 10-Diorito/gabro/anortosito

● Rochas do Tonalito Cuieté Velho (Folha Itanhomi)



● Rochas do Tonalito São Vitor (Folha Itanhomi)

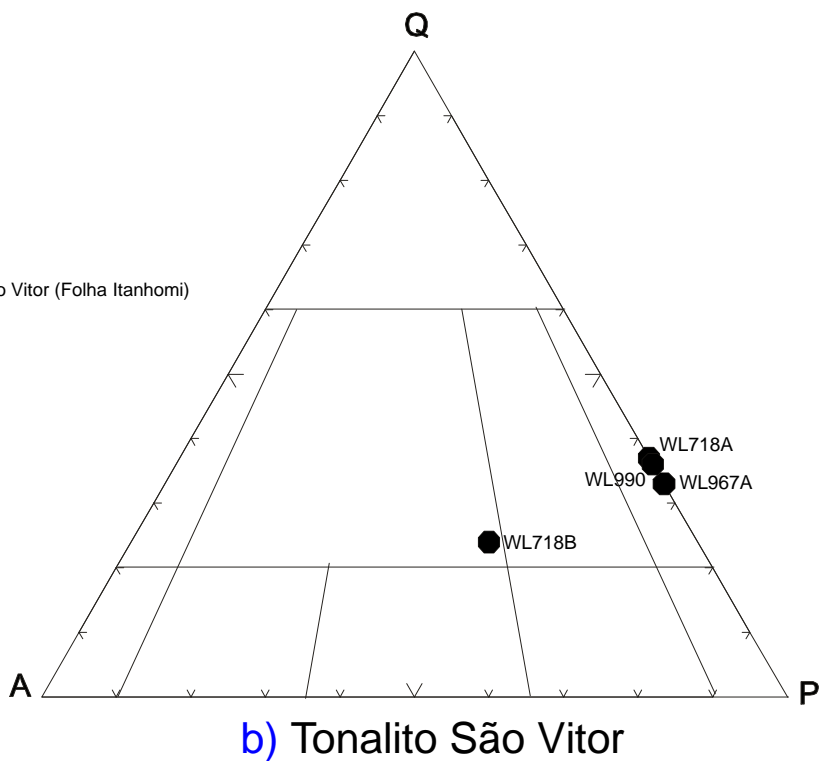


FIGURA 2.5 a e b - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para as rochas dos tonalitos Cuieté Velho e São Vitor.

Compreende biotita e hornblenda-biotita tonalito a granito de cor cinza-clara, granulação média a grossa, com foliação variando de tênue a bem marcada, mostrando, localmente, textura isotrópica ou milonítica. Granada geralmente ocorre em cristais facetados (subédricos). Contém abundantes encraves (autólitos?) (FOTO 2.22) microgranulares de tamanho centimétrico a decimétrico, cor cinza-escuro, granulação fina a média, composição diorítica, forma lenticular, arredondada e ovóide, sempre alinhados segundo a foliação da rocha, podendo conter megacristais de feldspato e de granada, que ocorrem preferencialmente próximo das bordas. Em alguns, observam-se lentes de quartzo de até 5cm, bordejadas por biotita. Localmente ocorre um tipo de encrave melanocrático, de tamanho centimétrico, dentro dos encraves mesocráticos, como na pedreira de Barra do Cuieté (FOTO 2.23). Estes são mais abundantes na periferia do corpo e característicos da unidade.

São rochas de composição predominantemente tonalítica, subordinadamente granítica e granodiorítica (FIG. 2.6). Os minerais presentes são quartzo, plagioclásio, microclina, ortoclásio, biotita, hornblenda, titanita e granada. Geralmente contêm allanita e têm textura granular hipidiomórfica a granoblástica. Os cristais de plagioclásio são comumente hipidioblásticos e mostram, por vezes, zoneamento composicional. Mirmequitas são ocasionalmente observadas no contato plagioclásio/microclina. A presença de hornblenda, allanita e titanita aponta para um caráter metaluminoso dessas rochas. Os encraves têm composição diorítica, textura nematoblástica fina a média, com eventuais cristais de plagioclásio tabulares e zonados, com núcleos fortemente alterados (saussuritização).

O diagrama QAP (FIG. 2.6) indica uma composição variando de quartzo-diorítica a tonalítica para os encraves.

Alguns veios de quartzo apresentam-se afetados pela foliação. Veios pegmatóides discordantes são cortados e deslocados por falhas normais.

2.2.7 Granitos Tardi- a Pós-Tectônicos

2.2.7.1 Suíte Intrusiva Urucum

A denominação “Suíte Intrusiva Urucum” foi proposta por SILVA *et al.* (1987) para agrupar as rochas granitóides originalmente denominadas de Granito Urucum e Granodiorito Palmital por BARBOSA *et al.*, (1964). Justificaram a reunião destas duas unidades devido aos contatos transicionais entre ambas e pelas semelhanças nas características petrográficas e relações de contato com as demais rochas da região.

MOURA *et al.* (1978) descrevem o Granito Urucum como uma rocha leucocrática a mesocrática de cor róseo-esbranquiçada a cinza-clara, porfírica, de matriz fina, na qual os fenocristais de oligoclásio e microclina representam 30 a 80% do volume total.

Foi descrita por NALINI JR. *et al.* (1995b) como uma suíte leucogranítica, formada por granitos a duas micas e alaskitos, caracterizados por granulação grossa, contendo fenocristais de ortoclásio com 6 a 8cm de comprimento e caracterizados pela presença de minerais acessórios tais como turmalina e granada. Concluíram que esta suíte é essencialmente de origem crustal, tendo sido cristalizada em temperaturas relativamente baixas (550°C) e intrudido sob pressões menores que 4-5Kbar. Datação U-Pb em zircões de leucogranito médio a grosso forneceu uma discórdia com intercepto superior a 582±2Ma. NALINI JR. *et al.* (1997a), analisando zircões do leucogranito da Suíte Urucum, encontraram uma fração caracterizada por memória isotópica mais antiga, provavelmente

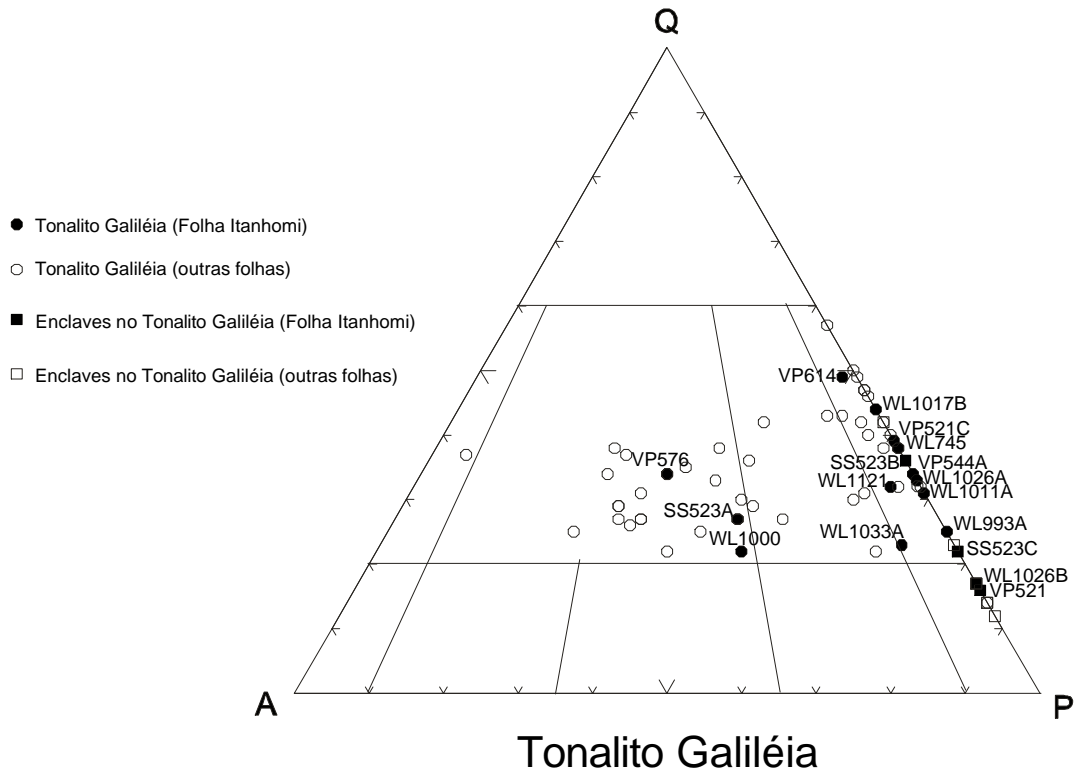
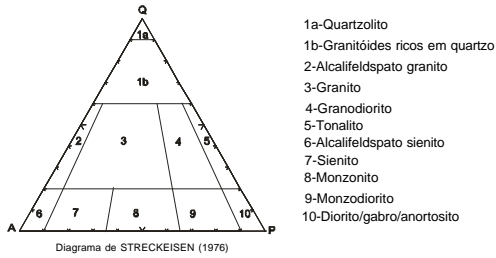


FIGURA 2.6 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para as rochas e enclaves do Tonalito Galiléia

originária do embasamento gnáissico, sugerindo herança e indicando uma idade de cerca de 2,2Ga.

NALINI JR. *et al.* (1995b, 1996a, 1997a) adotam o termo Fácies Palmital para uma fácies de granulação média a grossa, onde obtiveram idades de $582\pm 30\text{Ma}$ e $460\pm 21\text{Ma}$ em análises Th-U-Pb efetuadas em cristais de monazita. Também denominaram de Fácies Urucum (da suíte de mesmo nome) as rochas porfíricas com feldspatos potássicos de até 10cm de comprimento. Análises de Th-U-Pb em cristais de monazita forneceram dois máximos de idades, um a $553\pm 16\text{Ma}$ e outro $468\pm 15\text{Ma}$, o primeiro representando a cristalização dos leucogranitos e o segundo, uma fase de atuação de fluidos hidrotermais. As análises químicas indicam caráter peraluminoso para o Granito Urucum (NALINI JR. *et al.*, 1998).

2.2.7.1.1 Granito Palmital

Ocorre como um corpo alongado, de pequena expressão em área, no canto nordeste da folha. Os corpos alongados ou irregulares presentes no extremo centro-leste da folha foram, originalmente, agrupados na unidade denominada “Microgranito Ibituruna”, por BARBOSA *et al.* (1964). Neste projeto, em função das similaridades texturais, composicionais e na forma de posicionamento desses corpos e do Granito Palmital, optou-se por inseri-los nessa unidade. Adicionalmente, foi cartografado um corpo no extremo centro-sul da folha, também a ela pertencente.

Apresenta-se como morros altos e alongados, de topos arredondados e encostas íngremes.

Boas exposições estão ao longo da serra que bordeja o rio Doce em sua margem esquerda, a sudeste de Galiléia, e a leste da localidade de João Pinto.

Apresenta contatos de caráter intrusivo com as rochas do Complexo Pocrane, Tonalito Galiléia e das formações São Tomé, Palmital do Sul e João Pinto, do Grupo Rio Doce, neste caso mostrando um posicionamento concordante ou não à estruturação destas rochas. Xenólitos do Tonalito Galiléia e de biotita xisto são comuns, com os últimos, apresentando comumente, sinais de assimilação parcial (FOTO 2.24). Abundantes pegmatitos produtores de gemas de pedras coradas e muscovita relacionam-se, geneticamente, ao magmatismo gerador destas rochas, estando associados, principalmente, aos metassedimentos das formações São Tomé e Palmital do Sul.

É uma rocha homogênea, de cor esbranquiçada, isotrópica ou com tênue foliação, de granulação grossa a média, composta de quartzo, feldspato, muscovita, alguma biotita e rara granada. Localmente, observa-se um alinhamento muito discreto das palhetas de biotita. Ocorrem raros megacristais de feldspato potássico com até 2cm de comprimento. Apresenta veios pegmatíticos com turmalina preta.

Apresenta textura granular hipidiomórfica, ocasionalmente granoblástica e, nesse caso, com granulação média a fina. A composição é granítica a tonalítica (FIG. 2.7a), contendo quartzo, plagioclásio, microclina, muscovita e biotita. Os acessórios são apatita, titanita, zircão, hidróxidos de ferro e clorita. Os minerais traços são zircão, epidoto/clinozoisita, granada, rutilo e argilomineral. A presença de cristais bem desenvolvidos e decussados de muscovita é interpretada como relacionada à nucleação a partir de fluidos magmáticos tardios. Por outro lado, a ocorrência de muscovita primária, como palhetas inclusas em plagioclásio, sugere caráter peraluminoso para o magma. Ambiente de cristalização de tendência redutora é sugerido pela cor castanho-avermelhada da biotita e pela ausência de hornblenda nestas rochas.

2.2.7.1.2 Granito Urucum

Aflora como um pequeno corpo no extremo nordeste da folha. Boas exposições podem ser vistas nas cabeceiras do córrego Urucum.

Está em contato brusco com as rochas do Granito Palmital e do Tonalito Galiléia, apesar do contato ser de difícil visualização. Com o xisto da Formação São Tomé o contato também é brusco e facilmente observável.

Compõe-se de rocha granítica cinza-clara a esbranquiçada, de granulação grossa, composta de quartzo, feldspato, pouca biotita e muscovita (localmente em maior quantidade). Feldspato potássico geralmente ocorre em cristais tabulares de até 6cm de comprimento, e arredondados com cerca de 2cm de diâmetro (FOTO 2.25). Biotita apresenta-se discretamente orientada.

No contato com o xisto geralmente observa-se espesso veio pegmatítico composto de quartzo, feldspato gráfico, muscovita e granada. No granito ocorrem xenólitos do xisto.

As rochas tem composição granítica a granodiorítica (FIG. 2.7a) e normalmente contém turmalina. A textura é hipidiomórfica e a granulação, grossa. Caracteriza-se por apresentar uma matriz escassa e recristalizada de quartzo, plagioclásio e microclina, de onde sobressaem fenocristais hipidiomórficos de feldspato potássico.

A presença de muscovita primária, inclusa em plagioclásio, e de turmalina sugere caráter peraluminoso para o magma. A cor castanho-avermelhada da biotita mostra que o ambiente de cristalização é redutor (PEREIRA & ZUCCHETTI, 2000).

2.2.7.2 Granito José Rodrigues

Foi identificado, primeiramente, por BARBOSA *et al.* (1964) como um pequeno corpo de forma arredondada, semelhante ao Granito Palmital.

Ocorre no canto nordeste da folha, no local denominado João Pinto Pequeno, ao sul da estrada entre Conselheiro Pena e Cuieté Velho.

Boas exposições podem ser vistas ao longo dos córregos Sapucaia e João Pinto Pequeno.

Está em contato brusco com o Tonalito Galiléia, no qual está intrudido.

Trata-se de uma rocha granítica cinza-clara, de granulação grossa, foliada, composta de quartzo, microclina, plagioclásio, biotita, muscovita e pouca granada. O feldspato potássico ocorre como megacristais tabulares de até 2 centímetros de comprimento. Granada ocorre em cristais milimétricos. Observam-se xenólitos centi- a decimétricos, biotíticos, de composição diorítica, com contornos não muito definidos, contendo granada.

Apresenta composição granítica (FIG. 2.7a), textura granoblástica e granulação média a fina. A presença de allanita e titanita como minerais acessórios sugere caráter metaluminoso e a ocorrência de biotita castanho-avermelhada, e a ausência de hornblenda, indica cristalização do magma em condições redutoras (PEREIRA & ZUCCHETTI, 2000).

2.2.8 Granitos pós-tectônicos

2.2.8.1 Quartzo diorito Alto Alvarenga

Esta unidade foi definida por PAES (1999) em trabalho de mapeamento da Quadrícula Alvarenga (1:50.000), quadrante sudeste da Folha Itanhomi.

É representado por um pequeno corpo situado a aproximadamente cinco quilômetros ao norte da cidade de Alvarenga.

É intrusivo nos ortognaisses do Complexo Pocrane, discordantemente da sua estruturação. Pequenos corpos correlacionáveis ao Quartzo Diorito Alto Alvarenga, não mapeáveis na escala deste trabalho, são observados a nordeste do corpo mapeado, também intrusivos nos ortognaisses do Complexo Pocrane, dos quais portam xenólitos. (FOTO 2.26)

Porções decimétricas de composição granítica (*sensu lato*) ocorrem, raramente, no interior do corpo. Sua relação de contato com o quartzo diorito não foi observada.

O quartzo diorito é cinza-escuro, tem granulação média e é isotrópico ou mostra uma tênue foliação. A análise de uma lâmina delgada revela a presença de plagioclásio, hornblenda, minerais opacos e biotita como minerais principais, e quartzo como mineral acessório. Com proporções modais próximas de 1% ocorrem titanita, apatita, zircão, clinozoisita e clorita. A biotita, pelo menos em parte, é produto de transformação da hornblenda. A textura é granular a, localmente, granoblástica. A análise de duas lâminas delgadas de afloramentos correlacionáveis a esta unidade revela composição gabróica e diorítica.

As similaridades petrográficas entre as rochas desta unidade e o quartzo diorito da borda do corpo do Tonalito Alvarenga (descrito a seguir), bem como as similaridades com respeito à forma de posicionamento das duas unidades, permitem propor uma correlação entre ambas, com respeito à sua gênese e época de posicionamento.

2.2.8.2 Tonalito Alvarenga

Essa unidade foi definida por PAES (1999), em trabalho de mapeamento geológico da Quadricula Alvarenga (1:50.000), quadrante sudeste da Folha Itanhomi, sendo denominada informalmente pelo autor como Plúton de Alvarenga.

É representado por um pequeno corpo com forma ovalada, ocorrente logo a leste da cidade de Alvarenga.

É intrusivo nos metassedimentos da Formação Palmital do Sul, Grupo Rio Doce, discordantemente à sua estruturação. Pegmatitos nas zonas de contato são comuns. Afloramentos correlacionáveis a essa unidade, não mapeáveis na escala deste trabalho, são observados na porção central da folha, em domínios do Tonalito Cuieté Velho, e no extremo sul do domínio da unidade metavulcanossedimentar do Complexo Pocrane.

O corpo é constituído por rochas de composição granítica (*sensu lato*) apresentando, localizadamente, porções anelares de composição quartzo-diorítica observadas em sua borda noroeste.

No interior do plúton observa-se, comumente, uma estrutura bandada, destacada pela alternância de faixas centimétricas a decimétricas de diferentes rochas graníticas. O contato entre essas faixas é retilíneo ou ondulado, por vezes apresentando reentrâncias, bem definido ou difuso, indicando a ocorrência de processos de mistura mecânica e química entre diferentes magmas na geração do corpo.

Encraves graníticos mais ricos em minerais máficos e de granulação mais fina que as rochas graníticas envolventes são observados com frequência na unidade. Xenólitos de metassedimentos, parcialmente consumidos, são também comuns.

As rochas graníticas têm cor variando do cinza ao branco e a granulação varia de média a grossa. Normalmente apresentam uma tênue foliação.

A análise de duas lâminas delgadas revela composição tonalítica e granodiorítica (FIG. 2.7b), e a textura é granular hipidiomórfica. Os minerais principais são quartzo, plagioclásio, biotita e epidoto/ clinozoisita. Como minerais acessórios observam-se granada e hornblenda, no tonalito, e ortoclásio/microclina e mica branca, no granodiorito. Com proporções modais próximas de 1% ocorrem allanita, titanita, apatita, zircão, minerais opacos, carbonato, mica branca e clorita.

Uma característica observada nas duas amostras estudadas é a presença de minerais do grupo do epidoto na assembléia mineral principal. Esses (epidoto+clinozoisita) ocorrem como cristais subédricos (até 2,5 milímetros) e poiquilíticos (inclusões de quartzo, biotita e titanita). O modo de ocorrência desses minerais sugere cristalização a partir de fluidos magmáticos tardios.

A presença de hornblenda, allanita e titanita sugere um caráter metaluminoso do magma gerador destas rochas.

O quartzo diorito que ocorre na borda noroeste do plúton é cinza-escuro, tem granulação média ou, secundariamente, grossa e mostra uma tênue foliação. São observados enclaves centimétricos a decimétricos de rocha composta, aparentemente, pelos mesmos minerais observados no quartzo diorito, porém, com maior proporção de minerais máficos e granulação mais fina. O quartzo diorito engloba porções mais félsicas com formas irregulares, mostrando contatos difusos com essas.

A análise de uma lâmina delgada revela composição quartzo-diorítica. Os minerais principais são hornblenda, plagioclásio, biotita (pelo menos em parte substituindo hornblenda) e minerais opacos. O quartzo ocorre como mineral acessório. Com frações modais próximas de 1% ocorrem allanita, apatita, zircão, granada, clinozoisita, clorita, carbonato e mica branca.

PAES (1999) correlaciona esta unidade, genética e temporalmente, a um magmatismo tardi- a pós-tectônico relativo ao Ciclo Brasileiro, ocorrente nos estados do Espírito Santo e Rio de Janeiro, descrito por diversos autores, dentre eles SCHMIDT-THOMÉ & WEBER-DIEFENBACH (1987), JUNHO *et al.* (1987), WIEDEMANN (1992, 1993), WIEDEMANN *et al.* (1986, 1990, 1994, 1997), HORN & WEBER-DIEFENBACH (1987), MENDES *et al.* (1994). Este magmatismo caracteriza-se por corpos diapíricos com formas arredondadas ou elipsoidais, com estrutura interna complexa, geralmente mostrando um zoneamento inverso, com rochas básicas a intermediárias no centro e graníticas nos bordos e com extensiva mistura mecânica e química entre os diferentes magmas. A maioria dos autores concorda com o modelo genético para a formação destes plútons, sendo a geração de magma ácido a intermediário atribuída à fusão parcial de crosta continental, induzida pela presença de magmas basálticos (underplating) gerados no manto. Os dois contrastantes magmas ascenderiam a níveis crustais mais elevados passando por processos de mistura, cristalização fracionada e contaminação, gerando rochas petrologicamente híbridas. Dentre os diversos corpos relacionados a este magmatismo tardio do Ciclo Brasileiro destacam-se os de Venda Nova, Santa Angélica, Castelo, Várzea Alegre e Jacutinga-Torre, no Estado do Espírito Santo, e o Pedra Branca no do Rio de Janeiro.

2.2.8.3 Granito Palmeiras

BARBOSA *et al.* (1964, 1966) mapearam estas rochas como intrusivas ácidas do Pré-Cambriano Superior, relacionando-as ao Granito Ibituruna, que ocorre imediatamente ao sul da cidade de Governador Valadares. Durante os trabalhos de campo observou-se (FÉBOLI, 1997) que são diques que cortam o referido Granito Ibituruna.

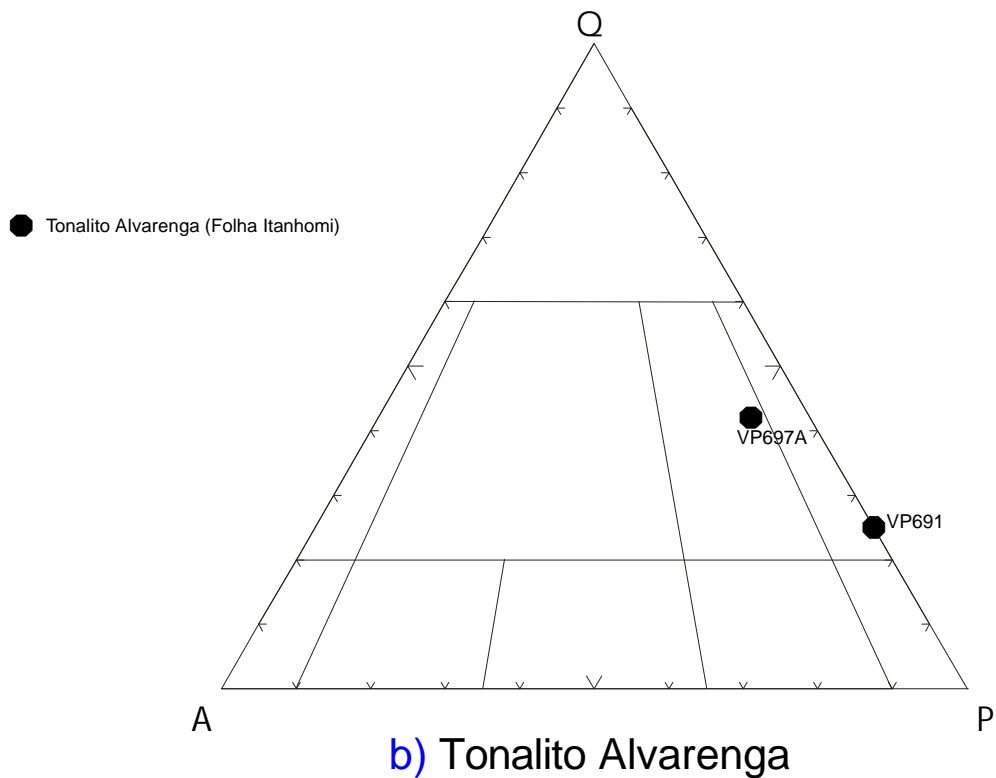
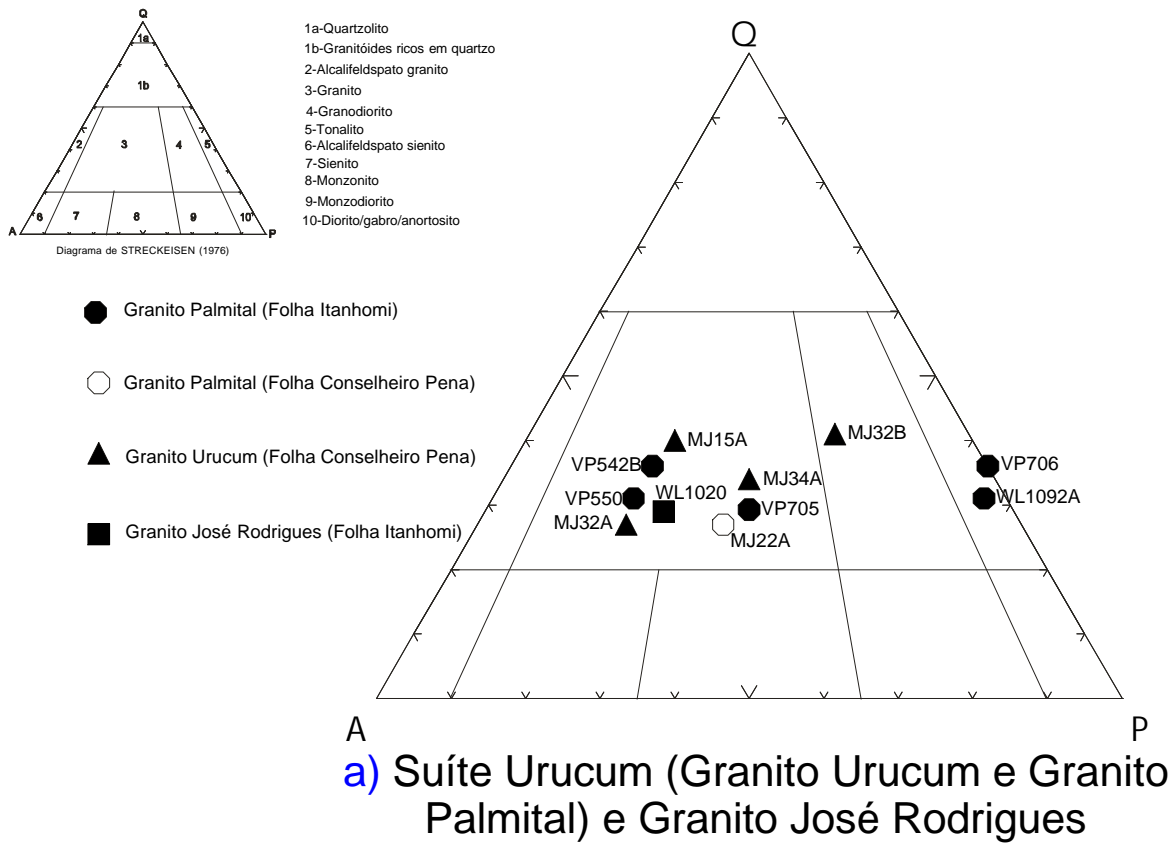


FIGURA 2.7 a e b - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para as rochas da Suíte Intrusiva Urucum e do Tonalito Alvarenga.

NALINI JR. *et al.* (1996a) realizaram determinações de idade (Th-U-Pb) em cristais de monazita de um nível microgranítico intrusivo na fácies Urucum, obtendo resultado de 471 ± 20 Ma.

Ocorre como pequenos corpos lenticulares próximos ao limite leste da folha, e como finos diques não mapeáveis dispersos por toda a área estudada.

O contato com as rochas encaixantes é brusco.

O granito é cinza-claro a amarelado, tem granulação fina, é homogêneo e composto de quartzo, feldspato, biotita, muscovita e pequenos cristais de granada. Localmente, observa-se um discreto alinhamento das palhetas de biotita e raros megacristais de quartzo e de feldspato com até 2cm de comprimento. Xenólitos do Tonalito Galiléia, de quartzito verde e de gnaiss xistoso fino, cinza-escuro, bandado, migmatizado e dobrado são observados.

Ao microscópio apresenta granulação fina a média, textura granoblástica e composição granítica. Granada é rara, aparecendo em pequenos cristais arredondados e agrupados, com inclusões de quartzo.

2.2.9 Diques Básicos

Foi encontrado apenas um dique de diabásio na área mapeada, em domínio do Tonalito Derribadinha. Apresenta cerca de 10 metros de comprimento (aflorante), por 1 metro de largura. Tem direção N11E e mergulho vertical.

A rocha é cinza-esverdeada e tem granulação fina a média. Observa-se forte clivagem de fratura, que propicia intensa desagregação.

Mostra textura granular hipidiomórfica e granulação fina, e é composta por abundante plagioclásio, alguma augita e opacos. Indícios de cristalização rápida da matriz, indicando formação hipabissal.

Devido ao forte quebraamento, é aproveitado no encascalhamento de estrada.

2.2.10 Formações Superficiais

2.2.10.1 Terraços Aluviais

Tais depósitos apresentam significativa distribuição na região, ocorrendo na maioria das drenagens.

As melhores exposições podem ser observadas no trecho mais à jusante do rio Caratinga. Ao longo dos ribeirões Queiroga e Traíra também são vistas boas exposições.

Esses depósitos têm até 5m de espessura, são constituídos, principalmente, de areia fina até grossa com palhetas dispersas de muscovita, e apresentam intercalações de finos níveis de seixos arredondados, de silte e de argila ([FOTO 2.27](#)). Os níveis de seixos, geralmente, são descontínuos e mostram estrutura de corte e preenchimento. Localmente observam-se intercalações de níveis contendo blocos de material argiloso de cor avermelhada. Pode-se verificar a presença de estratificação cruzada acanalada de pequeno porte em alguns locais. Em alguns níveis sílticos observa-se bioturbação horizontal e vertical, com tubos preenchidos por argila cinza.

2.2.10.2 Aluviões

Têm ocorrência muito localizada, restringindo-se aos rios de maior expressão, como o Doce e Manhuaçu. Em drenagens de menor porte podem ser observados pequenos

depósitos no fundo das calhas, na época do período seco. Boas exposições podem ser vistas no leito do rio Doce.

Compõem-se de areia fina até grossa, com seixos pequenos a grandes, arredondados a angulosos. Geralmente apresentam estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte ([FOTO 2.28](#)). Em parte, provêm do retrabalhamento dos terraços sedimentares, que estão sendo erodidos devido ao processo de rejuvenescimento/ mudança do nível de base da bacia do rio Doce.

3 GEOLOGIA ESTRUTURAL

A área mapeada situa-se integralmente na Faixa Móvel Araçuaí, que bordejia o Cráton do São Francisco. Na etapa I do projeto, dividiu-se essa faixa em domínios Ocidental e domínio Oriental e Núcleo antigo de Guanhães. Nessa etapa tentou-se uma divisão em domínios lito-tectônicos, os quais sejam: Mantiqueira, Juiz de Fora, Pocrane, Galiléia e Oriental. A Folha Itanhomi engloba parte de todos eles, excetuando-se o Domínio Oriental.

BARBOSA *et al.* (1964), em trabalho de mapeamento nas quadrículas Barra do Cuieté e Conselheiro Pena (1:50.000), descreveram as estruturas mapeadas como resultantes da superposição de vários eventos geológicos e caracterizaram, de maneira sistemática, as principais estruturas da região, reconhecendo o acamadamento, a xistosidade e a crenulação dos xistos e as foliações das rochas plutônicas, que se distribuem de acordo com as grandes estruturas (dobras e falhas). Encontraram estruturas características de deformação a grande profundidade, tais como dobras ptigmáticas em gnaisses e *boudinage* em anfibolitos e quartzitos. Através de diagramas de frequência, verificaram que os pegmatitos se posicionaram tanto nos planos de xistosidade quanto nos planos de crenulação da Formação São Tomé. Os autores assumem uma tectônica regional caracterizada, essencialmente, por dobramentos, tendo as falhas um papel subordinado. Diagramas de frequência de pólos da foliação metamórfica dos metassedimentos e de alguns corpos graníticos da área mostram, preferencialmente, mergulhos de altos valores com sentidos variados.

MOURA *et al.* (1978), mapeando a serra do Urucum, a sudeste de Galiléia, interpretaram a estrutura da Formação São Tomé como um braquianticlinal com eixo orientado a N40W, tendo o granito Urucum se alojado no seu núcleo. A análise estrutural dos xistos São Tomé levou à determinação de três superfícies de foliação associadas às sucessivas fases de deformação, designadas de S, S₁ e S₂. A superfície S corresponde à estratificação sedimentar/bandamento composicional, dobrada em isoclinais de eixos subverticais. A foliação de plano axial desse dobramento, denominada S₁, que é a estrutura planar mais conspícua do xisto, tem direção geral N-S e caimentos subverticais. Coincide com a superfície S na maior parte da área, devido ao extremo estiramento dos flancos das dobras. S₂ é definida por uma clivagem de crenulação. A interseção de S com S₁ resulta na lineação L₁, manifestada por alinhamentos minerais, enquanto que de S₁ com S₂ corresponde a uma lineação de crenulação L₂.

SILVA *et al.* (1987) também caracterizaram esta região como de grande complexidade estrutural, marcada por deformações polifásicas associadas a eventos de migmatização e de intrusões magmáticas. Através dos trabalhos de campo e de interpretações em imagens de radar, identificaram várias mega-estruturas, dentre as quais grandes falhas de direção N60W e sinclinais.

COSTA *et al.* (1995) constataram que a região leste de Minas Gerais foi afetada por, no mínimo, duas fases de deformação dúctil, a primeira de caráter regional, que contribuiu para a impressão de uma estruturação gnáissica típica, e a segunda, responsável por uma tectônica tangencial que se traduz pela presença marcante de grandes lineamentos de direção N-S, em geral anastomosados, relacionados a megazonas de cisalhamento.

Estudos estruturais de detalhe realizados por CUNNINGHAM *et al.* (1996), entre Governador Valadares e Galiléia, imediatamente a norte e a oeste da Folha Itanhomi, demonstram a ocorrência de deformação anterior à intrusão dos granitóides da Suíte Galiléia, tendo em vista a presença nessas rochas de grandes inclusões e *roof pendants* intensamente dobrados dos metassedimentos da Formação São Tomé, mais antigos. Posteriormente à intrusão, todo o pacote, inclusive as rochas da Suíte Galiléia, teria sido afetado por cavalgamentos, predominantemente para oeste, de grandes escamas do embasamento sobre as seqüências metassedimentares, que atuaram como horizontes mecanicamente frágeis de escorregamento. Esses cavalgamentos teriam um componente de deslocamento sinistral de menor importância, associado. Os autores interpretaram o evento de cavalgamento brasileiro como tendo invertido a bacia tipo *rift* do Neoproterozóico Médio, que se formou a leste do Cráton do São Francisco. Não identificaram nenhuma zona de sutura de idade brasileira ou transamazônica, mas supõem que, se ela existe, provavelmente ocorre dentro do Grupo Dom Silvério, que aflora a oeste.

NALINI JR. (1997) dividiu a região em domínios lito-estruturais denominados Oeste (entre Tarumirim e Galiléia), Central e Leste (entre Galiléia e Colatina). No Domínio Oeste, a estrutura dominante é uma foliação de plano axial de direção variável entre N20W e N20E, com mergulho entre 10 e 40°NE. O mergulho parece aumentar (até 70°) à medida em que se aproxima do Tonalito Galiléia. Encontrou dobras mesoscópicas fechadas a isoclinais com espessamento de charneira e vergência para oeste, de eixos N0° a 10°E/5°. Observou uma lineação mineral com orientação entre N60E e S60E, com caimento entre 10° e 40°. Estruturas S-C impressas nos planos de foliação caracterizam cavalgamentos frontais para W e NW. Notou, localmente, a passagem para um cisalhamento oblíquo. Zonas de cisalhamento normais, *tension gashes* e veios dobrados de quartzo (em "Z") superpõem essas estruturas. Ocorrem lineamentos tardios de direção N20E e N60E desenvolvidos em condições rúpteis. No Domínio Central, onde ocorrem rochas da Suíte Galiléia, identificou duas fases de deformação. A primeira (D₁) foi responsável pelo desenvolvimento da foliação em estado sólido nos granitos, da xistosidade no xisto São Tomé e da lineação de estiramento mineral. Esta fase condicionou, também, a foliação de fluxo magmático. A segunda fase foi responsável pela clivagem de crenulação de distensão, pela lineação de crenulação, pelas fraturas de cisalhamento e pelos fenômenos de *boudinage* (NALINI JR., 1997; NALINI JR. *et al.*, 1997b).

VIEIRA (1993, 1997) relata um sistema de deformação precoce, de caráter tangencial, com escamas de cavalgamento de baixo ângulo e com transporte de massa de E para W e de SE para NW, sucedido por uma fase transcorrente dextral caracterizada por extensas zonas de cisalhamento com direção N20°-30°E, afetando os metassedimentos e granitóides das folhas Baixo Guandu (1:100.000) e Cachoeiro de Itapemirim (1:250.000), a sudeste e sul da Folha Itanhomi, respectivamente, durante o Ciclo Brasileiro. Segundo o autor, esta fase transcorrente dextral teria balizado a intrusão dos granitóides da Suíte Galiléia.

COSTA *et al.* (1998) descrevem as estruturas regionais em termos de domínios, com foliação de baixo ângulo associada à deformação tangencial, e foliação de alto ângulo que registra a deformação transcorrente. Estes sistemas transcorrentes foram impressos sobre os sistemas de empurrão neste cinturão orogênico e representam a última expressão tectônica de colisão frontal de placas continentais, que evoluíram até formar, após forte encurtamento e espessamento crustal, rampas transpressionais.

Os domínios lito-tectônicos nos quais foi dividida a Folha Itanhomi são, de oeste para leste, Mantiqueira, Juiz de Fora, Pocrane e Galiléia/Rio Doce que são tratados a seguir.

O Domínio Mantiqueira corresponde à área de abrangência do complexo de mesmo nome, que ocorre apenas no canto noroeste da folha. A estrutura mais proeminente neste domínio é a falha de empurrão com vergência para oeste que coloca lado a lado rochas dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, e o Tonalito Derribadinha.

O Domínio Juiz de Fora compreende o conjunto de rochas do complexo de mesmo nome, que aflora em uma área muito restrita, no limite noroeste da folha. Nele estão inclusos os tonalitos Derribadinha e Bom Jesus do Galho, relativamente mais jovens.

O Tonalito Derribadinha é caracterizado por um bandamento gnáissico não muito evidente, bastante homogêneo, com foliações médias em torno de N-S/31SE (máximo = N15E/31SE) (FIG. 3.1a). As lineações de estiramento mineral, com atitudes em torno de N74E/34 (máximo = N79E/25) associam-se a um sistema tangencial com cavalgamento para W, que afetou essa unidade (FIG. 3.1a). Dobramentos mesoscópicos abertos ocorrem como suaves ondulações, de eixos orientados aproximadamente N-S (máximo = N33E/25) (FIG. 3.1b) e dobras isoclinais de escala centimétrica a decimétrica, com eixo médio em torno de N78E/18 também estão presentes (FOTO 2.17 e FIG. 3.1b).

Observa-se intensa milonitização, com minerais achatados e lenticularizados. Ocorrem bandas fortemente cisalhadas, com movimento ora sinistral e ora dextral, predominando primeiro (FOTO 3.1). Geralmente têm direções em torno de WNW, e mergulhos tanto altos quanto baixos. São comuns cristais de feldspato sigmoidais a ovóides, com até 6 centímetros de comprimento, normalmente contornados por biotita. Veios quartzo-feldspáticos concordantes apresentam-se na forma de *boudins* e, geralmente, dobrados, com plano axial paralelo à foliação. Localmente estão afetados pelo cisalhamento. Observam-se lentes de anfibolito estiradas, concordantes, que podem ter sido diques transpostos durante a deformação. Os veios quartzo-feldspáticos discordantes são bastante irregulares. Veios de quartzo concordantes apresentam forte clivagem de fratura. Localmente são observadas intercalações de quartzito grosso, recristalizado. Fraturas de cisalhamento com deslocamento em sentido anti-horário geralmente têm direções em torno de N80W.

O Tonalito Bom Jesus do Galho é um granitóide proveniente da anatexia de paragnaisses. Assim, ainda preserva um bandamento irregular constituído de níveis mais biotíticos intercalados com níveis mais quartzo-feldspáticos. Localmente, principalmente na porção oeste, apresenta-se milonítico, com abundantes cristais de feldspato contornados por biotita e alguma sillimanita. A foliação tem atitude média de N4W/42NE (com máximo = N15E/46SE) (FIG. 3.1c). As lineações de estiramento mineral mostram uma tendência de caimento para NE (média = N50E/26). Essas rochas apresentam muito pouco registro do dobramento a que foram submetidas. Este dobramento revela-se intenso nas porções mais xistosas (preservadas?) (FIG. 3.1d). Veios quartzo-feldspáticos, bem como as lentes de anfibolito, geralmente são concordantes e ocorrem como *boudins*. Cisalhamento dúctil geralmente afeta esses veios. Fraturas de cisalhamento com movimento no sentido anti-horário, *shear bands* e zonas de cisalhamento dúctil (FOTO 3.2) têm, geralmente, as mesmas atitudes, em torno de N80W, com mergulho de ângulo médio a alto.

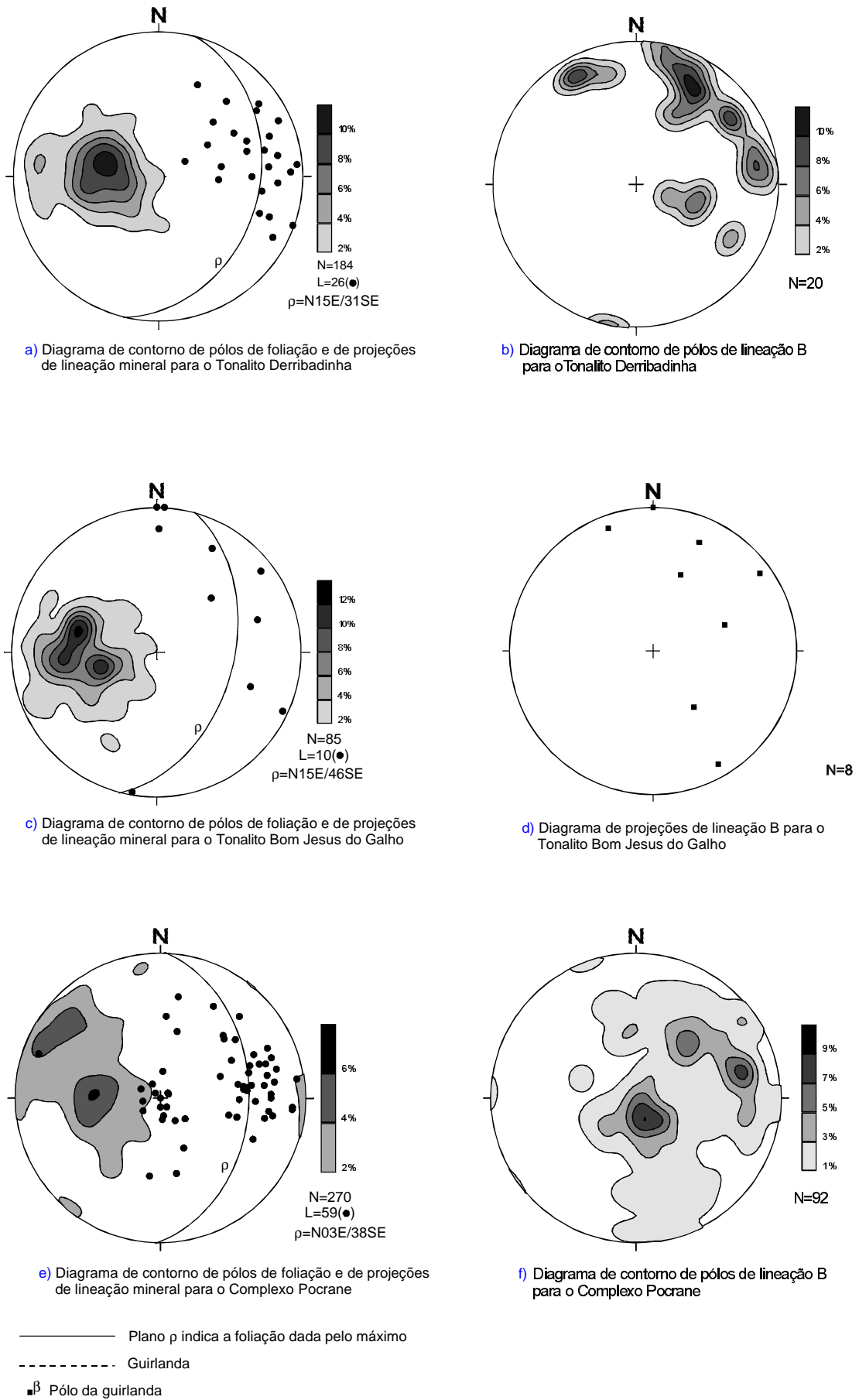


FIGURA 3.1 (a, b, c, d, e, f) - Diagramas de contorno de pólos de foliação e de projeções de lineação mineral e lineação B para as unidades aflorantes na Folha Itanhomi. Projeção equiareal. Hemisfério Inferior.

O Domínio Pocrane abrange toda a porção sul e leste da área, onde ocorrem as unidades do Complexo Pocrane e Grupo Rio Doce. O Complexo Pocrane, composto de gnaisses bandados, migmatíticos, dispõe-se, na Folha Itanhomi, com estruturação aproximadamente concordante com as unidades com as quais faz contato. Como exceção, na área de ocorrência a sudeste de Alvarenga, a foliação gnáissica de suas rochas orienta-se, preferencialmente, em torno de N-S com ângulos de mergulho subverticais tanto para E quanto para W, nitidamente discordante da estruturação N-W com altos valores de mergulho apresentada pelos metassedimentos do Grupo Rio Doce. A foliação gnáissica apresenta dois máximos a N3E/38SE e N38E/72SE (FIG. 3.1e). As lineações de estiramento mineral (FIG. 3.1e) apresentam duas concentrações maiores. A primeira é representada por um máximo N82E/39, estando associada ao grupo de foliações com máximo N3E/38SE, sendo este conjunto representativo das porções central e oeste da área de ocorrência da unidade, refletindo o sistema compressivo caracterizado por falhamento reverso com movimentação, no geral, para oeste, aí registrado. A segunda concentração das lineações de estiramento mineral caracteriza-se por caimentos de alto ângulo com sentidos variados, estando associada ao grupo de foliações com mergulho de alto ângulo para SE que são representativas da porção leste da área de ocorrência da unidade. O dobramento nesses gnaisses é intenso, com mesodobras fechadas a isoclinais, de eixo aproximadamente paralelo às lineações de estiramento mineral (máximo de N76E/26, FIG. 3.1f), e dobras abertas, posteriores, representadas por suaves ondulações da foliação, com eixos orientados a, aproximadamente, N-S e com caimentos baixos a médios. Essas últimas mostram baixa representatividade no diagrama da FIG. 3.1f. A concentração de eixos de dobra em torno de S14E/88 (FIG. 3.1f) refere-se mesodobras abertas a semi-abertas, com dimensões decimétricas, normalmente simétricas e com dobras parasíticas em seus flancos, observadas na área de ocorrência da unidade no extremo sul da folha, nas proximidades do rio Manhuaçu. Em posições aproximadamente paralelas a estes eixos desenvolvem-se barras de quartzo, bem como lineações de estiramento de biotita e dobras em bainha (FIG. 3.1e). *Shear bands* com deslocamento em sentido anti-horário têm direções NNW e mergulhos acima de 40°.

O retrabalhamento das rochas do Complexo Pocrane durante o Ciclo Brasileiro é salientado pelo desenvolvimento de foliação milonítica, junto a alguns contatos falhados com rochas do Grupo Rio Doce e da Suíte Intrusiva Galiléia, como pode ser observado a leste e sudeste de Pega-Bem. Nessa região, uma deformação compressiva é marcada por falhas reversas com algum componente sinistral e movimento de massa, no geral, de SE para NW. Retroempurrões, com lineações de estiramento mineral próximas da posição *down dip* associadas à foliação milonítica, relacionam-se a estes falhamentos. A concordância estrutural entre as rochas do Complexo Pocrane e da Formação João Pinto (Grupo Rio Doce) em zona de charneira de megadobramento apertado, observada a NE de Alvarenga, indica, também, uma participação parcial dos primeiros neste evento de megadobramento ocorrido no Ciclo Brasileiro.

O Domínio Galiléia/Rio Doce abrange rochas do Grupo Rio Doce, da Suíte Galiléia e da Suíte Urucum.

O Grupo Rio Doce está representado pelas formações Tumiritinga, São Tomé, Palmital do Sul e João Pinto.

A Formação Tumiritinga, que ocorre ilhada nas rochas da Suíte Intrusiva Galiléia na porção norte/nordeste da folha, tem foliações com atitude máxima N39W/42NE (FIG. 3.1g) e lineações de estiramento mineral a N74E/73. As dobras são fechadas a isoclinais com eixos caindo, em média, para S60E, com mergulhos variáveis. As lentes de rocha calcissilicática e os veios quartzo-feldspáticos concordantes também estão dobrados.

Os xistos da Formação São Tomé, de ocorrência muito restrita na folha, mostram um bandamento composicional bastante conspícuo. A foliação é paralela a esse bandamento, sendo melhor observada nas charneiras das dobras, onde é aproximadamente paralela ao plano axial. O diagrama de contorno de pólos de foliações (FIG. 3.1h) mostra dois máximos a N38W/86NE e N27W/79SW. Observa-se uma crenulação da foliação, cujos eixos definem uma lineação de atitude N30W/63. Essa crenulação está afetada por forte clivagem, de direções aproximadas NNW e mergulhos subverticais.

A Formação Palmital do Sul ocorre no quadrante sudeste da folha na forma de um corpo alongado na direção N-S bordejado por rochas da Suíte Galiléia, e como áreas menores, irregulares. Apresenta um bandamento/xistosidade bastante evidente, que se desenvolve paralelamente à intercalação dos diferentes tipos petrográficos. A foliação apresenta três máximos iguais a N41E/68SE, N35W/89SW e N35W/87NE (FIG. 3.1i), refletindo megadobramentos desses planos, com eixos caindo para sudeste, aproximadamente concordantes com eixos de mesodobras apertadas a isoclinais, cujo máximo nos diagramas de pólos é de S21E/49 (FIG. 3.1j). As lineações de estiramento mineral apresentam, no geral, caimentos de médio a alto ângulo, com sentidos variados (FIG. 3.1i). Este megadobrimento que afeta as rochas da Formação Palmital do Sul, bem como as rochas da Formação João Pinto (descrita adiante), está bem documentado no quadrante sudeste da folha, constituindo-se em um dobramento apertado com traço de plano axial orientado em torno de NW. Esta mega-estrutura se reflete em meso-escala, na forma de dobras apertadas a isoclinais observadas em afloramento, citadas anteriormente (FOTO 3.3). O diagrama de eixos de mesodobras da Formação Palmital do Sul (FIG. 3.1j) mostra, adicionalmente, a presença de eixos com caimentos subverticais/verticais que correspondem a mesodobras intrafoliais, apertadas a isoclinais observadas em afloramentos distribuídos ao longo das áreas de ocorrência da formação ou concentrados a sudoeste de João Pinto, nesse último caso, associando-se a falhamento NNE, transcorrente-dextral, observado na região. O diagrama da FIG. 3.1j mostra, ainda, a existência de eixos subhorizontais com caimento para NNE, que representam ondulações suaves formadas tardiamente no Ciclo Brasileiro.

O Quartzito João Pinto ocorre em toda a porção sul e sudeste da folha, sempre nas cristas de serras ou formando chapadas. Localmente observa-se estratificação plano-paralela preservada, marcada pela alternância de níveis de diferentes granulometrias (FOTO 2.16). O acamadamento é paralelo à foliação, que tem direção geral em torno de N30W com dois máximos principais mostrando mergulhos de alto ângulo para NE e SW, e um terceiro, de médio ângulo para SW (FIG. 3.1k), indicando, a exemplo da Formação Palmital do Sul, a existência de megadobrimento com eixo caindo para SE (FOTO 3.4). As lineações de estiramento mineral distribuem-se, predominantemente, para sul, mostrando caimentos altos a baixos, preferencialmente médios. Os mesodobramentos observados são intrafoliais, isoclinais a apertados, com eixos orientados principalmente para SE (FIG. 3.1i), ou abertos e de pequeno porte, com eixos de baixo caimento, estando esses últimos relacionados a eventos tardios do Ciclo Brasileiro (FIG. 3.1i).

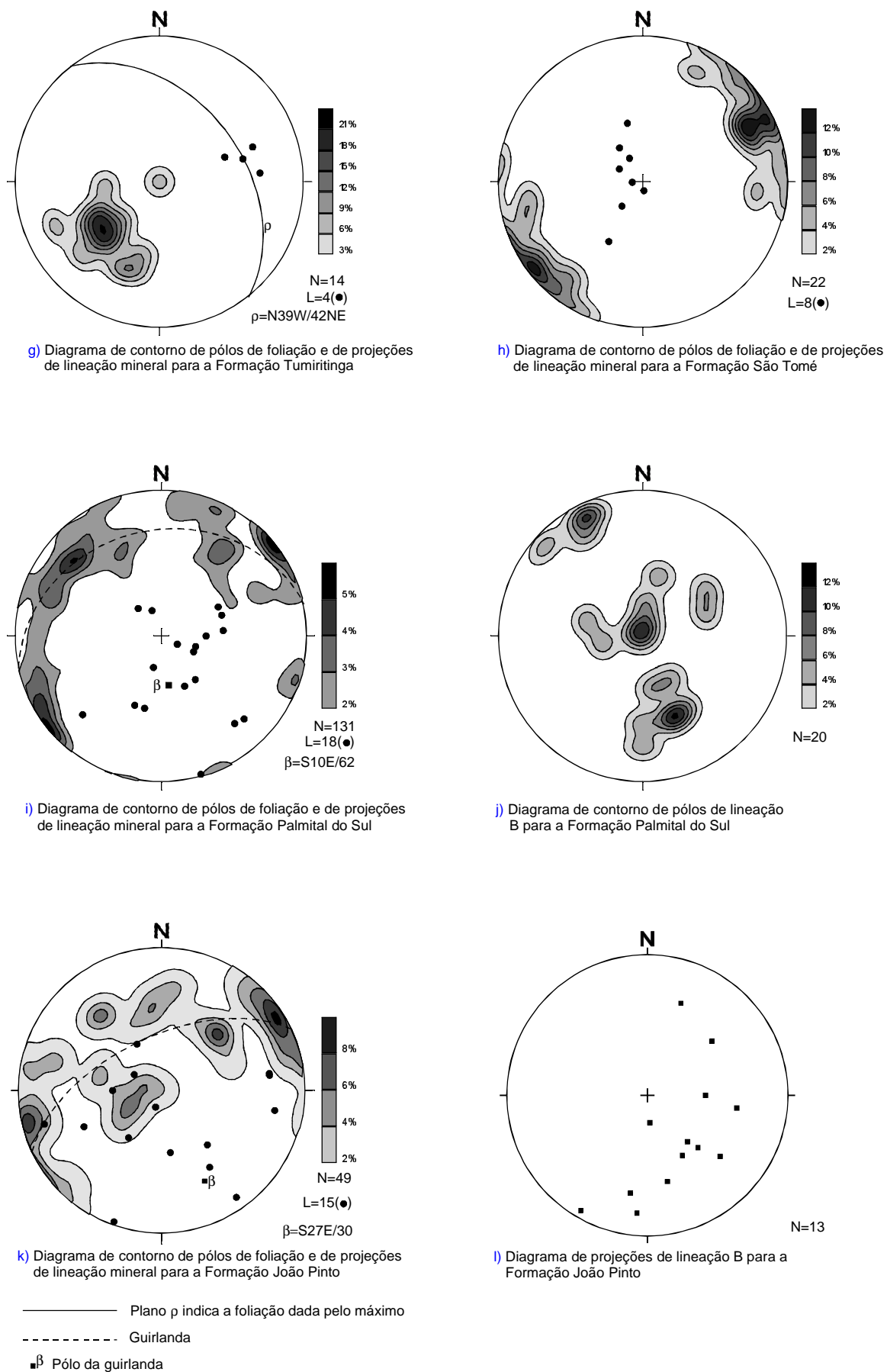


FIGURA 3.1 (g, h, i, j, k, l) - Diagramas de contorno de pólos de foliação e de projeções de lineação mineral e lineação B para as unidades aflorantes na Folha Itanhomi. Projeção equiareal. Hemisfério Inferior.

A FIG. 3.1m apresenta o diagrama de contorno de pólos da foliação metamórfica das formações São Tomé, Palmital do Sul e João Pinto (Grupo Rio Doce) que, como se observa nas FIG. 3.1h, i e k, apresentam uma certa concordância com respeito à orientação dessa estrutura, com máximos mostrando planos com direção aproximada NW-SE e mergulhos subverticais para NE ou SW. Esse diagrama fornece uma visão estatisticamente mais confiável do dobramento que afeta estas unidades, mostrando eixo com caimento de 54° para 160°.

Esta estruturação de alto ângulo de mergulho apresentada pelos metassedimentos do Grupo Rio Doce somada à ocorrência comum de lineações minerais com ângulos de caimento altos a médios (FIG. 3.1 h, i, k e m), bem como à presença de megadobras apertadas associadas, sugerem o seu enquadramento dentro de um contexto maior de um sistema deformacional transpressivo. WIEDEMANN *et al.* (1997), HEILBRON *et al.* (1994) e EBERT *et al.* (1993) relacionam dobramentos apertados a isoclinais e empinados a sistemas tectônicos transpressivos nas faixas móveis brasileiras a sul e sudeste do Cráton do São Francisco.

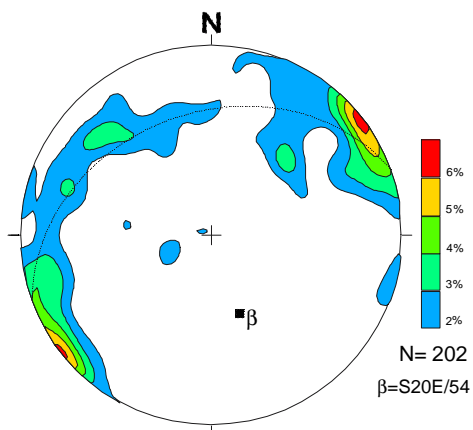
Um segundo padrão de megadobramento, mais novo, é observado nas rochas do Grupo Rio Doce, no quadrante sudeste da folha, superimposto ao primeiro. Caracteriza-se por dobras abertas com eixos de alto caimento tanto para NE quanto para SW (estimados em fotos aéreas) e com traços de plano axial orientados em torno de N45E. Esta estrutura pode ser relacionada aos esforços compressivos que geraram as falhas reversas observadas na porção oeste da folha e a leste e sudeste de Pega-Bem.

A Suíte Intrusiva Galiléia é constituída pelos tonalitos Cuieté Velho, São Vitor e Galiléia.

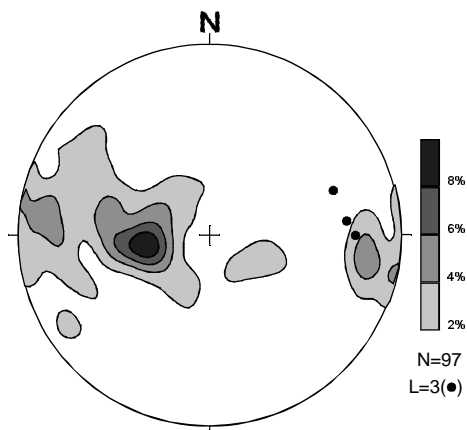
O Tonalito Cuieté Velho normalmente é isotrópico ou tem uma discreta foliação, mostrando, localmente, uma foliação gnáissica pronunciada. Esta estrutura orienta-se em torno de NNE com mergulhos subverticais tanto para ESE quanto para WNW, com máximo a N10E/88SE (FIG. 3.1p). As lineações minerais (pontos na mesma figura) são raras e distribuem-se no hemisfério oriental.

O Tonalito São Vitor tem foliações médias em torno de N15E/50SE (máximos = N8E/45SE e N25E/65SE) (FIG. 3.1o). Lineações de estiramento mineral estão orientadas, em geral, para EW, com caimento em torno de 40° para E (máximo = S87E/41 – FIG. 3.1o), posicionando-se, normalmente, próximo da linha de maior declive da foliação associada.

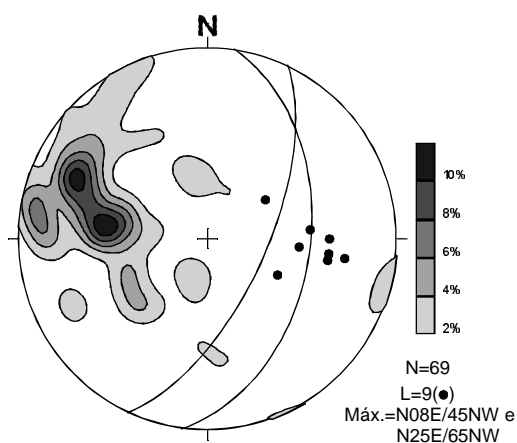
O Tonalito Galiléia apresenta-se, localmente, isotrópico, mas, no geral, mostra uma foliação que varia de tênue a bem marcada e, em certos locais, mostra textura milonítica. A foliação é caracterizada pela orientação preferencial de biotita e hornblenda. Está orientada a NNW, com máximo de N6W/27NE e mostra dois máximos secundários orientados segundo NNE, com mergulhos de alto ângulo tanto para ESE quanto para WNW (FIG. 3.1n). As lineações minerais são de difícil observação e têm caimento em torno de 27° para E e ENE, estando associadas aos planos de foliação orientados em torno de NNW e posicionadas próximo de seus mergulhos. Os encraves máficos apresentam-se lenticulares, estirados e orientados segundo a foliação, ou com formas tendendo ao arredondamento (FOTO 2.23).



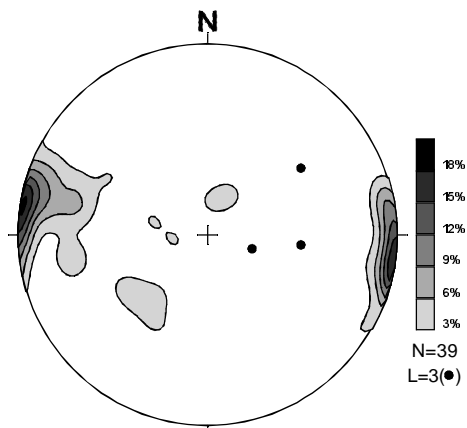
m) Diagrama de contorno de pólos de foliação para as formações São Tomé, Palmital do Sul e João Pinto.



n) Diagrama de contorno de pólos de foliação e de projeções de lineação mineral para o Tonalito Galiéia



o) Diagrama de contorno de pólos de foliação e de projeções de lineação mineral para o Tonalito São Vitor



p) Diagrama de contorno de pólos de foliação e de projeções de lineação mineral para o Tonalito Cuieté Velho

———— Plano p indica a foliação dada pelo máximo
 - - - - - Guirlanda
 ■β Pólo da guirlanda

FIGURA 3.1 (m, n, o, p) - Diagramas de contorno de pólos de foliação e de projeções de lineação mineral e lineação B para as unidades aflorantes na Folha Itanhomi. Projeção equiareal. Hemisfério Inferior.

Na região de João Pinto, o Tonalito Galiléia tem seu posicionamento, parcialmente controlado por falhamento NNE de alto ângulo com importante componente direcional dextral. Esse falhamento, bem como o corpo do Tonalito Galiléia trunca e reorienta a estrutura N40W de alto ângulo dos metassedimentos do Grupo Rio Doce. Nesta região, o Tonalito Galiléia mostra uma foliação em torno de NNE, com mergulho subvertical/vertical, concordante com a orientação do falhamento, o que, também, pode ser observado nas rochas da unidade ocorrentes a norte de Cuieté Velho. A orientação da foliação do Tonalito Cuieté Velho, concentrada em torno de N10E, com mergulhos subverticais para ESE e WNW (FIG 3.1p) é concordante com a do Tonalito Galiléia nas regiões citadas acima, sugerindo a importância de falhamentos NNE de alto ângulo de mergulho na evolução geológica das rochas da Suíte Galiléia.

VIEIRA (1997) atribui uma idade relativa sin- a tarditranscorrências dexas de direção N20°-30°E e alto ângulo de mergulho, para as rochas da Suíte Intrusiva Galiléia na Folha Cachoeiro de Itapemirim (1:250.000), a sul da área em estudo. Esta proposta condiz com as observações estruturais efetuadas na Folha Itanhomi.

Na estrada de Cuieté Velho para Conselheiro Pena, aproximadamente 4 quilômetros a norte de Cuieté Velho, é observado um extenso afloramento do Tonalito Galiléia (estação VP-470). O tonalito mostra uma foliação com atitude variando em torno de N10E/80SE e apresenta encraves abundantes. Esses mostram, freqüentemente, um alongamento paralelo à foliação em direções próximas da horizontal e, em alguns casos, adicionalmente, da vertical e com pronunciado achatamento na direção horizontal, ortogonal à primeira, caracterizando um elipsóide de *strain* finito do tipo oblato ($K < 1$) que, segundo SANDERSON & MARCHINI (1984), é diagnóstico de zonas transpressivas.

Em resumo, a Folha Itanhomi compreende terrenos policíclicos com idades compreendidas entre o Arqueano e o Paleoproterozóico, complexos Mantiqueira, Pocrane e Juiz de Fora, uma unidade metassedimentar neoproterozóica, Grupo Rio Doce, e rochas graníticas com idades entre o Neoproterozóico e o Cambriano/Ordoviciano.

O retrabalhamento das rochas do embasamento durante o Ciclo Brasileiro é evidenciado por falhas reversas, com movimentação de E para W e de SE para NW, que afetam estas rochas, bem como os metassedimentos e granitos neoproterozóicos.

Uma cronologia dos eventos deformacionais brasileiros pode ser proposta. A existência de uma deformação precedendo a intrusão das rochas da Suíte Galiléia, que tem idade de cristalização (U-Pb em zircão) de 594 ± 6 Ma (NALINI JR., 1997), é evidenciada pela presença de xenólitos dobrados de metassedimentos do Grupo Rio Doce nestas rochas, bem como pelo seu posicionamento nitidamente discordante, truncando a estruturação NW de alto ângulo de mergulho dos metassedimentos do Grupo Rio Doce, como pode ser observado no quadrante sudeste da folha. O Tonalito Chapada do Bueno é interpretado como intrusivo durante esta deformação NW de alto ângulo, o que permite considerar a sua idade (Pb/Pb em monozircão) de 625 ± 11 Ma (PAES, 1999; DUSSIN *et al.*, 2000; PAES *et al.*, 2000a), como a idade aproximada desta deformação.

Após (ou durante) o posicionamento das rochas da Suíte Intrusiva Galiléia, há o registro de uma deformação compressiva caracterizada por falhas reversas com movimentação para W e NW, que afetam os tonalitos Cuieté Velho e São Vitor, os tonalitos Derribadinha e Bom Jesus do Galho, bem como os metassedimentos do Grupo Rio Doce e as rochas do Complexo Pocrane. A norte de Alvarenga, estas falhas reversas são truncadas pelo magmatismo pós-tectônico do Quartzito diorítico Alto Alvarenga, do Cambriano/Ordoviciano.

4 RECURSOS MINERAIS

Os dados referentes à geologia econômica da Folha Itanhomi apresentados nesse capítulo referem-se aos anos de 1997/1998, época da realização do cadastramento mineral.

Argila: a principal atividade econômica mineral da Folha Itanhomi relacionava-se à produção de materiais de construção. Eram produzidos tijolos furados e lajotas para lajes pré-moldadas. A matéria-prima é a argila caulínica de várzea (aluvião) e de encosta (decomposição *in situ*). Destacavam-se as várias cerâmicas de Barra do Cuieté e as de Galiléia, que produziam cerca de 25 mil milheiros/ano de tijolos e lajotas, consumidos na região de Conselheiro Pena. Itanhomi, Capitão Andrade e Tarumirim tinham apenas uma cerâmica cada, de porte pequeno, que atendia a área dos respectivos municípios. Quanto à queima, destacava-se a Cerâmica Dois Irmãos em Barra do Cuieté, que utilizava forno tipo túnel. A argila era retirada através de tratores ou manualmente e carregada em caminhões até a cerâmica, em trajeto geralmente bastante curto. Os barreiros, normalmente, atingem até 3 metros de profundidade. Foram cadastrados 6 barreiros onde as cerâmicas retiravam a argila (TAB. 4.1).

Pedreiras: situam-se, em geral, nas proximidades dos centros urbanos ou da Estrada de Ferro Vitória - Minas, da Companhia Vale do Rio Doce. Eram de pequeno porte e, geralmente, funcionavam de maneira rudimentar, estando instaladas nas bordas de maciços graníticos. Seu uso era restrito à confecção de brita, guias de sarjeta, calçamento de ruas e para alicerce. A pedreira de Alvarenga, única produtora de brita, empregava 7 pessoas e produzia cerca de 8m³/dia. Com os finos eram fabricados blocos para construção. Foram cadastradas 7 pedreiras (TAB. 4.1).

Nas proximidades de Cachoeirão, cortado pelo rio Manhuaçu, ocorre maciço rochoso de grande porte constituído de rocha granítica cinza-clara, de granulação média a grossa, composta de quartzo, feldspato, biotita e algum anfibólio. Poderia ser empregada como material de revestimento e, no caso de alguma obra de maior vulto nas imediações, como brita.

Areia: ocorre em quase todas as aluviões da folha, especialmente nas proximidades de João Pinto e na Chapada do Bueno. No rio Manhuaçu, proximidades de Cachoeirão, observa-se areia quartzosa, de granulação fina a grossa, bastante limpa, com até dois metros de espessura. Nesta areia observa-se a presença de poucas placas milimétricas de muscovita e alguns grãos irregulares de feldspato. Na região entre João Pinto e Cachoeirão ocorre abundante areia fina até grossa, quartzosa, proveniente da desagregação dos quartzitos que ali ocorrem. Era utilizada na construção civil em Conselheiro Pena e arredores e sua exploração se fazia de maneira rudimentar, ou seja, era só chegar com o caminhão e enchê-lo. Nas imediações de João Pinto, próximo a Itatiaia (Folha Conselheiro Pena), a areia era empregada na fabricação de vidro. Foram cadastradas 2 ocorrências e 2 áreas de exploração de maior porte.

Ouro: as ocorrências acham-se concentradas na região de Cuieté Velho a Alvarenga e, mais raramente, na região de João Pinto. Aquela é acessada através da estrada Conselheiro Pena - Alvarenga e esta pela estrada Conselheiro Pena - João Pinto.

As mineralizações auríferas de Cuieté Velho já são conhecidas desde a época dos escravos/jesuítas, quando foi iniciada a lavra nas aluviões dos córregos Cuieté ou Brejaúbas, Engenho, Monjolo, Fundão e Maria Comprida, todos na região de Cuieté Velho. O ouro produzido era todo levado para Ouro Preto. Na região de João Pinto, as lavras são de data mais recente, todas de pequeno porte e executadas por garimpo

através de bateias. A produção foi paralisada porque o ouro ali, além de pouco, era muito fino e de difícil recuperação na bateia.

A antiga lavra de ouro de Cuieté Velho situa-se no domínio da unidade metavulcanossedimentar do Complexo Pocrane (FOTO 4.1). Foi objeto de estudo de GUIMARÃES (1925), que relata a extração de ouro primário associado a zonas irregulares constituídas por veios de quartzo ou por concentrações de pirita arsenical, encaixadas em anfibólio xisto e quartzito.

SCABORA & PENHA (1992) relacionaram a mineralização de ouro de Cuieté Velho a uma zona de cisalhamento que afeta granitóides com encraves máfico-ultramáficos, gerando rochas miloníticas da fácies xisto verde com reações de epidotização, silicificação e potassificação.

Nos trabalhos de campo desenvolvidos no âmbito deste projeto, antigos moradores da região nos conduziram à cava principal onde, segundo eles, foi extraído o maior volume de ouro. Nesse local afloram níveis de anfibolito, anfibólio xisto, leucognaisse tonalítico/granodiorítico, rocha granítica gnaissificada, rocha quartzo - feldspática fina com epidoto e tremolita-actinolita xisto. Essas rochas intercalam-se segundo uma foliação milonítica de alto ângulo de mergulho ($> 75^\circ$) e com direção variando em torno de nortesul, configurando-se em uma zona de cisalhamento de aproximadamente 15 metros de espessura. Veios de quartzo de espessura milimétrica a centimétrica são comuns, posicionados concordantemente ou não à foliação milonítica. Apófises do Tonalito Cuieté Velho posicionam-se concordantemente à foliação milonítica do conjunto, por vezes portando xenólitos das encaixantes e apresentando-se também afetados pelo cisalhamento.

PAES (1999) e PAES *et al.* (2000b), com base em dados litoquímicos e geocronológicos, sugeriram que a unidade metavulcanossedimentar do Complexo Pocrane, encaixante da mineralização de ouro de Cuieté Velho, representa um fragmento de um terreno arqueano do tipo *greenstone belt*, parcialmente preservado pelos ciclos tectônicos mais novos. Esses autores sugeriram que a concentração do metal possa ter se dado em tempos arqueanos e que o fato da cava principal estar inserida no contexto de uma zona de cisalhamento mais nova, tendo em vista que essa afeta rochas da Suíte Intrusiva Galiléia, pode indicar uma remobilização do metal durante o Ciclo Brasileiro.

GROSSI-SAD (comunicação pessoal, *in* LOBATO *et al.*, 1998) relata a ocorrência de camadas de sulfeto maciço associadas a rochas calcissilicáticas, na área da antiga mina de ouro de Cuieté Velho. PINTO (comunicação verbal) encontrou sulfetos maciços associados a um nível rico em quartzo, em zona de cisalhamento (quartzito, metacherte ou veio de quartzo?), no interior de uma antiga galeria de pesquisa (abandonada), durante trabalhos que realizou na área dessa mina na década de 80. Nos trabalhos de campo efetuados neste projeto, essas ocorrências não foram observadas.

Segundo relatório de pesquisa (TANNUS, 1990), “a mina era subterrânea e produziu ouro retirando-o em pequenos veios de quartzo, onde, às vezes, formavam-se buchos ricos com teores de até 20g/t. No processo adotado para a lavra, perdia-se em torno de 40% do ouro. Os jazimentos auríferos primários estão inseridos em associações de rochas calcissilicáticas e anfibolitos, geradas por metassomatismo de contato, sendo o efeito térmico atribuído ao magmatismo ácido representado pelas intrusões granodioríticas. As mineralizações ocorrem disseminadas em saprólitos de rochas calcissilicáticas e de anfibolitos com venulações de quartzo”.

As reservas encontradas (1990) foram:

- medida: 394.277 toneladas de minério com teor de 1,21g/t;
- indicada: 234.052 toneladas de minério com teor de 1,22g/t;
- inferida: 95.394 toneladas de minério com teor de 1,26g/t.

O minério aluvionar ao redor da mina teve uma reserva inferida avaliada em 101.850 toneladas com teor de 0,43g/t.

Foram realizados vários trabalhos de pesquisa após o fechamento da mina, mas essa nunca voltou a funcionar.

Foi cadastrado um garimpo paralisado de ouro na estrada Alvarenga - Bananal de Baixo (estação MJ-72). O metal era extraído em canga laterítica de rocha meta-ultramáfica correlacionável às descritas por ANGELI (1988) e ANGELI *et al.* (1992, 1993) na região (item 2.2.2 deste relatório).

Foram cadastradas 14 ocorrências de ouro (TABELA 4.1).

Pegmatitos: são abundantes na região em estudo, mas pegmatitos produtores de gemas e de feldspato concentram-se a leste do rio Doce, a sul de Galiléia e a sul e oeste de Alvarenga, onde foi delimitado um campo pegmatítico denominado Alvarenga – Itanhomi. Este campo pegmatítico localiza-se em uma faixa de direção norte-sul situada entre Itanhomi e Santa Luzia do Carneiro, passando por Jataí, São Vicente do Rio Doce, Santa Rita, Pega-Bem, Alvarenga e Alvarenguinha de Baixo. O acesso é feito a partir de Itanhomi pela estrada para Alvarenga e daí para Pocrane.

Os pegmatitos estão encaixados em biotita gnaisses bandados do Complexo Pocrane, geralmente de maneira concordante, em biotita xistos/gnaisses da Formação Palmital do Sul, concordantemente ou não à sua estruturação, e ocorrem como finos veios no Tonalito Galiléia. Nos primeiros apresentam maior possança, enquanto neste último ocorrem na forma de finos veios irregulares. Foram cadastradas 36 lavras em pegmatitos de pequeno porte com espessura, normalmente, menor que 5 metros, sendo os mais representativos os do Córrego do Chico (Chico Zapi) e do Nestor.

Neste campo, o interesse mineral era direcionado para a extração de água-marinha, tanto na variedade gema como escória. Produzia-se, também, feldspato (vendido em Governador Valadares a cerca de R\$20,00 a tonelada, dependendo da qualidade), quartzo róseo (cerca de R\$1,00 o quilograma) e quartzo leitoso. Turmalina preta raramente era aproveitada economicamente. Na lavra denominada Morro do Cascalho (UTM 214634/7871085) estavam sendo produzidos fosfatos (leucofosfita e fosfossiderita - Boletim de Análise Química – anexo), que eram retirados e estocados por falta de mercado.

Por se tratarem de explorações subterrâneas em depósitos primários, a degradação ambiental era pequena. Apenas na região de Alvarenguinha, que eram a céu aberto, a degradação era pouco mais acentuada, não chegando, entretanto, a comprometer o meio ambiente devido ao caráter intermitente das lavras.

O garimpo do Córrego do Chico, o maior da região de Jataí, já produziu, ao longo dos anos, abundante quantidade de água-marinha. Na época deste cadastramento, sobrevivia da retirada de feldspato e quartzo, através de lavra a céu aberto e subterrânea.

Na região de Alvarenguinha de Baixo, extremo centro-sul da folha, os pegmatitos produtores de água-marinha e berilo associam-se, geneticamente, ao magmatismo do Granito Palmital, estando encaixados tanto nos metassedimentos da Formação Palmital do Sul quanto no próprio granito. A leste de João Pinto, os pegmatitos associados ao Granito Palmital são também abundantes, entretanto, nessa região, apenas um garimpo inativo de água-marinha e quartzo róseo foi cadastrado. O garimpo do Nestor, na região de Alvarenguinha de Baixo, só era trabalhado algumas vezes por ano, quando o proprietário abria a cava com trator, escavava até conseguir um volume razoável de água-marinha e escória, e entulhava a cava novamente para evitar a entrada de garimpeiros.

Os pegmatitos da região de Galiléia estão encaixados nos xistos da Formação São Tomé e relacionados ao Granito Urucum. Produziram, intermitentemente, água-marinha, berilo, kunzita, morganita, feldspato, mica e quartzo róseo. Na época deste cadastramento

produzia-se, como subproduto do desmonte, feldspato, que era limpo e britado em Galiléia e enviado a Governador Valadares.

Sulfeto: na região de Cuieté Velho e Alvarenga são observadas várias lentes de talco xisto intercaladas em anfibólio-biotita gnaisse. São lentes de tamanho até métrico e espessura centimétrica. A maior delas foi encontrada ao sul do rio Manhuaçu, próximo à Fazenda Paraíso (TAB. 4.1). Geralmente, a rocha apresenta-se alterada, com abundante carbonato e com intercalações de tremolitito e de tremolita-actinolita xisto. Em algumas destas lentes ocorre bastante pirita disseminada, localmente concentrada em buchos. Foram cadastradas 2 ocorrências de pirita, sendo uma delas associada a garimpo de ouro (TAB. 4.1). Pirita também é observada no canto noroeste da folha, onde ocorre em veios de quartzo associada a magnetita. Pirita também foi encontrada em grande quantidade, disseminada em granitóide no córrego Adão Coelho.

Mármore: a sudeste de Itajutiba aflora uma lente de mármore branco, calcítico, contendo pequenas granadas disseminadas. Foi utilizado, antigamente, no fabrico de cal. A noroeste da serra Córrego Alegre, ocorre uma pequena lente de metacalcário encaixada nos xistos da Formação Tumiritinga.

Saibreiras: são encontradas por toda a área, geralmente em locais onde aflora quartzito, pegmatito ou veio fraturado de quartzo. A oeste de Vai-Volta aflora dique de diabásio bastante fraturado. Estes materiais são utilizados no encascalhamento de estradas. Foi cadastrada somente uma saibreira de maior porte nas proximidades de Itajutiba.

Trabalhos de Prospecção: SCABORA (1987) desenvolveu um amplo programa de prospecção na região da Folha Itanhomi. Foram coletadas amostras de sedimentos de corrente e de concentrados de bateia. Encontrou vários valores anômalos de B, Y, La e Ba, relacionados aos pegmatitos com turmalina e minerais de terras raras, e de Cu, Co e Cr, atribuídos a anfibólitos e tremolita-talco xistos. A proveniência do ouro detectado nos concentrados de bateia foi relacionada a zonas de cisalhamento de pequena expressão. A mineralização de ouro de Cuieté Velho estaria relacionada a uma zona de cisalhamento que teria estruturado a seqüência segundo um padrão anastomosado. O detalhamento das anomalias não resultou em dados mais consistentes.

TABELA 4.1 - Ocorrências minerais da Folha Itanhomi

Nº	ESTAÇÃO	COORD. LESTE	UTM NORTE	LOCALIDADE	MUNICÍPIO	SUBSTÂNCIA	ROCHA ASSOCIADA / ENCAIXANTE / HOSPEDEIRA	DADOS ECONÔMICOS / TAMANHO / ASSOCIAÇÃO MINERAL	FORMA	STATUS
1	WL-575	233550	7888150	Pedreira de Barra do Cuieté	Cons. Pena	Pedra de construção		Pedreira	Irregular	Mina inativa
2	WL-576	233833	7888988	Cerâmica Dois Irmãos	Cons. Pena	Argila para cerâmica	Elúvio			Mina ativa
3	WL-577	233300	7889470	Cerâmicas Vilela, São Pedro e Monteiro	Cons. Pena	Argila para cerâmica	Elúvio			Mina ativa
4	WL-578	223964	7891200	Córrego do Alegre	Tumiritinga	Pegmatito	Pegmatito, tonalito	qz, mi, fd, sch	Filoneana	Ocorrência
5	WL-579	221600	7891320	Córrego do Alegre	Tumiritinga	Berilo	Pegmatito, xisto	qz, mi, fd, sch	Filoneana	Garimpo inativo
6	WL-580	211050	7858691	Pega – Bem	Tarumirim	Ouro	Aluvião		Irregular	Garimpo inativo
7	WL-581	218211	7864624	Cataca	Cons. Pena	Ouro	Aluvião		Irregular	Garimpo inativo
8	WL-582	218130	7866440	Mina da Lavra/Cuieté Velho	Cons. Pena	Ouro	Anfibolito, leucognaisse, anfíbólio xisto	Ouro em zona de cisalhamento	Lenticular	Mina inativa
9	WL-583	223500	7870750	Brejaúba	Cons. Pena	Ouro	Aluvião		Irregular	Garimpo inativo
10	WL-584	231362	7874630	Zé Roxinho	Cons. Pena	Ouro	Aluvião		Irregular	Garimpo inativo
11	WL-585	232100	7874550	Germano	Cons. Pena	Ouro	Aluvião		Irregular	Garimpo inativo
12	WL-586	236083	7876020	Pedreira Fazenda Esperança	Cons. Pena	Pedra de talhe		Pedreira rudimentar	Irregular	Garimpo inativo
13	WL-587	215607	7842117	Alvareguinha	Inhapim	Água-marinha	Pegmatito, gnaisse	be, fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo inativo
14	WL-588	214723	7841954	Nestor	Alvarenga	Água-marinha, morganita	Pegmatito, granito	fd, mi, qz	Filoneana	Garimpo ativo
15	WL-589	216237	7843325	Alvareguinha	Inhapim	Água-marinha	Pegmatito, quartzito, gnaisse	be, fd, mi, qz	Filoneana	Garimpo inativo
16	WL-590	211006	7849800	Fazenda Floresta	Alvarenga	Quartzo róseo	Pegmatito, quartzito	be, fd, mi, qz	Filoneana	Garimpo inativo
17	WL-591	214634	7871085	Morro do Cascalho	Itanhomi	Água-marinha, berilo	Pegmatito, quartzito, granito	be, fd, mi, qz	Filoneana	Garimpo ativo
18	WL-592	217690	7871270	João Cabral	Itanhomi	Berilo	Pegmatito, gnaisse, granito	fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo ativo
19	WL-593	216315	7870632	Valentim	Itanhomi	Feldspato	Pegmatito, quartzito, gnaisse	fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo ativo
20	WL-594	213656	7874330	Moisés	Itanhomi	Feldspato, schorlita	Pegmatito, granito	fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo ativo
21	WL-595	213770	7873753	Córrego do Funil	Itanhomi	Feldspato	Pegmatito, gnaisse, granito	fd, mt, mi, qz	Filoneana	Garimpo inativo
22	WL-596	214000	7871050	Córrego do Chico	Itanhomi	Água-marinha, feldspato, qzr	Pegmatito, gnaisse	be, fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo ativo
23	WL-597	213900	7862050	Zé Grande	Tarumirim	Berilo	Pegmatito, gnaisse, granito	fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo inativo
24	WL-598	212500	7858530	Cabeceira do Pega-Bem	Tarumirim	Berilo	Pegmatito, gnaisse	fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo ativo
25	WL-599	213584	7867746	Gaúcho I	Tarumirim	Berilo	Pegmatito, gnaisse	fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo ativo
26	WL-600	212584	7867746	Gaúcho II	Tarumirim	Quartzo róseo	Pegmatito, granito	fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo ativo
27	WL-601	200885	7875655	Pedreira de Itanhomi	Itanhomi	Gnaisse	Gnaisse	Produção de pedra de talhe	Irregular	Mina inativa
28	WL-602	222675	7871482	Pedreira de Cuieté Velho	Cons. Pena	Pedra de talhe		Pedreira	Irregular	Mina inativa
29	WL-603	204312	7868462	Lavra de Agostinho Ribeiro	Tarumirim	Berilo	Pegmatito, gnaisse	fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo inativo
30	WL-604	205558	7869463	Lavra de Gessi Vaz do Carmo	Tarumirim	Água-marinha	Pegmatito, granito	fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo inativo
31	WL-605	215828	7842966	Manuelino	Alvarenga	Água-marinha, berilo	Pegmatito, gnaisse, granito	fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo ativo
32	WL-605B	215485	7843333	Vantuil	Alvarenga	Berilo	Pegmatito, gnaisse	fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo inativo
33	WL-606	211345	7847232	Fazenda do Silvério	Alvarenga	Pirita	Piroxenito	Sulfetos disseminados		Ocorrência
34	WL-607	204903	7847304	Otaviano Carreiro	Alvarenga	Água-marinha	Pegmatito, quartzito, gnaisse	fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo inativo
35	WL-608	213907	7856443	Cataca	Alvarenga	Água-marinha	Pegmatito, gnaisse, granito	fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo inativo
36	WL-609	214000	7850500	Pedreira de Alvarenga	Alvarenga	Gnaisse	Gnaisse	Pedra de construção	Irregular	Mina ativa
37	WL-610	198905	7876552	Cerâmica S. Geraldo	Itanhomi	Argila para cerâmica	Elúvio			Mina ativa
38	WL-611	196600	7875000	Fazenda Pé da Serra	Itanhomi	Berilo	Pegmatito, granitóide	fd, mi, qz	Filoneana	Garimpo inativo
39	WL-612	199750	7889450	Cerâmica Andrade	Cap. Andrade	Argila para cerâmica	Elúvio			Mina ativa
40	WL-613	211982	7857060	Pega – Bem	Alvarenga	Berilo	Pegmatito, gnaisse	fd, mi, qz	Filoneana	Garimpo inativo
41	WL-614	230235	7843046	Fazenda Paraíso	Pocrane	Esteatito	Metaultramáfica			Ocorrência

42	WL-615	228263	7849098	Barra Córrego Piripitinga	Alvarenga	Areia	Aluvião		Irregular	Ocorrência
43	WL-616	226098	7848334	Barra Córrego Palestina	Alvarenga	Areia	Aluvião		Irregular	Ocorrência
44	WL-617	224100	7851270	Pitangui	Alvarenga	Granito			Irregular	Ocorrência
45	WL-618	209266	7861738	Santa Rita/Adão Coelho	Tarumirim	Água-marinha	Pegmatito, granito, gnaïsse	be, fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo ativo
46	WL-619	209480	7878710	Florentino	Tarumirim	Feldspato	Pegmatito, granito	fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo ativo
47	WL-620	194390	7851190	Água Limpá	Inhapim	Saibro				Garimpo ativo
48	CN-248	236300	7862600	Deco Veloso	Cons. Pena	Água-marinha, cristal de	Pegmatito, xisto, gnaïsse	be, fd, mi, qz, tu	Filoneana	Garimpo inativo
49	CA-23	232663	7855981	Elmo Figueira	Cons. Pena	Água-marinha	Pegmatito, biotita gnaïsse	be, cm, fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo inativo
50	CA-24	233188	7855308	Elmo Figueira	Cons. Pena	Areia	Aluvião	qz, mi	Irregular	Garimpo ativo
51	CA-25	236423	7856451	Fazenda Cascata	Cons. Pena	Areia	Aluvião	qz, mi	Irregular	Garimpo ativo
52	MJ-16	234945	7889746	Barra do Cuieté	Cons. Pena	Feldspato	Pegmatito, biotita xisto	fd, mi, qz	Filoneana	Garimpo ativo
53	MJ-17	236147	7889225	Boa Vista	Cons. Pena	Turmalina, albita, granada	Pegmatito, biotita xisto	fd, mi, ga, or, qz, tu	Filoneana	Garimpo inativo
54	MJ-35	236737	7887583	Mancha da Vaca Velha	Cons. Pena	Berilo	Pegmatito, biotita xisto	be, fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo inativo
55	MJ-37	234982	7888607	Boa Vista (Analfim)	Cons. Pena	Feldspato, quartzo	Pegmatito, biotita xisto	ab, fd, mi, qz, tu	Filoneana	Garimpo inativo
56	MJ-44	233887	7890252	Barra do Cuieté	Cons. Pena	Argila para cerâmica	Aluvião		Estratiforme	Garimpo ativo
57	MJ-45	225416	7891180	Córrego do Alegre	Tumiritinga	Pegmatito	Pegmatito, tonalito	fd, mi, qz, sch	Filoneana	Ocorrência
58	MJ-46	215844	7890148	Parado	Tumiritinga	Pedra de talhe		Pedreira rudimentar	Irregular	Garimpo inativo
59	MJ-48	234284	7896024	Fazenda João Bosco	Cons. Pena	Berilo, columbita, tantalita	Pegmatito, biotita xisto	fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo inativo
60	MJ-49	233897	7893923	Lavra do Maninho	Cons. Pena	Mica, columbita, tantalita	Pegmatito, biotita xisto	fd, mi, qz, sch	Filoneana	Garimpo inativo
61	MJ-52	231779	7897107	Cerâmica Duas Colunas	Galliléia	Argila para cerâmica	Aluvião			Garimpo ativo
62	MJ-58	220106	7895499	Fazenda Copacabana	Tumiritinga	Calcário			Lenticular	Ocorrência
63	MJ-59	221535	7870485	Fazenda Brejaúbas	Cons. Pena	Ouro	Aluvião			Garimpo inativo
64	MJ-60	223200	7869171	Córrego do Engenho	Cons. Pena	Ouro	Aluvião			Garimpo inativo
65	MJ-61	223512	7873214	Córrego do Fundão	Cons. Pena	Ouro	Aluvião			Garimpo inativo
66	MJ-62	225904	7872284	Córrego do Fundão	Cons. Pena	Ouro	Aluvião			Garimpo inativo
67	MJ-63	221066	7864849	Córrego Monjolo (Tucum)	Cons. Pena	Ouro	Aluvião			Garimpo inativo
68	MJ-64	216898	7871939	Fazenda de Márcio Pena	Cons. Pena	Ouro	Aluvião			Garimpo inativo
69	MJ-65	218443	7867318	Córrego Maria Comprida	Cons. Pena	Ouro	Aluvião			Garimpo inativo
70	MJ-67	233917	7893176	Fazenda Barra do Urucum	Cons. Pena	Quartzo, berilo	Pegmatito (elúvio), biotita xisto	be, fd, ga, mi, qz, sch		Garimpo inativo
71	MJ-68	233056	7865316	Córrego Araçonga	Cons. Pena	Pedra de talhe		Pedreira rudimentar		Garimpo inativo
72	MJ-72	211132	7858110	Lavrinha	Tarumirim	Ouro, pirita	Aluvião, laterita, metaultramáfica	Pirita disseminada		Garimpo inativo
73	MJ-73	207745	7865676	Faz. Sr. Edmundo (Santa Rita)	Tarumirim	Pirita, talco	Metaultramáfica	Sulfetos disseminados		Ocorrência
74	WL-941	193036	7848030	Caieira	Inhapim	Mármore	Gnaïsse	ct, ga	Lenticular	Ocorrência

Obs. - COORDENADAS UTM: MC = 39° Associações minerais - ab: albita; be: berilo; cm: caulim; ct: calcita; fd: feldspato; ga: granada; mi: mica; mt: magnetita; or: ortoclásio; qz: quartzo; sch: schorlita; tu: turmalina.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1 Conclusões

A área abrangida pela Folha Itanhomi está inserida na Faixa Móvel Araçuaí e foi dividida, com base em critérios principalmente litológicos, em quatro domínios: Mantiqueira, Juiz de Fora, Pocrane e Galiléia/Rio Doce.

No Domínio Mantiqueira foram cartografados ortognaisses, localmente migmatíticos, com intercalações concordantes de anfibolito e rochas calcissilicáticas, atribuídos ao complexo de mesmo nome, posicionado no Arqueano.

No Domínio Juiz de Fora foram registrados ortognaisses contendo lentes de norito e abundantes porções granulíticas, relacionados ao Complexo Juiz de Fora, que foi dividido em três unidades. Só a unidade Pjf₁ ocorre nesta folha. Nesse domínio estão também os tonalitos Derribadinha e Bom Jesus do Galho de idade neoproterozóica, que representam o magmatismo sintectônico brasileiro.

No Domínio Pocrane ocorrem ortognaisses migmatíticos com intercalações de anfibolitos, metassedimentos (rochas calcissilicáticas, xistos/gnaisses, quartzitos e metaconglomerados) e rochas meta-ultramáficas (talco xistos, tremolita-actinolita xistos e tremolitos), atribuídos ao complexo de mesmo nome, posicionado no Arqueano/Paleoproterozóico. No contexto do Complexo Pocrane foi individualizada uma unidade de natureza vulcanossedimentar constituída, predominantemente, por anfibolitos, hornblenda xistos e tremolita-actinolita xistos, com biotita e/ou hornblenda gnaisses, leucognaisses tonalíticos, granitóides gnaissificados e quartzitos de ocorrência subordinada. Este complexo é o embasamento da seqüência supracrustal neoproterozóica pertencente ao Grupo Rio Doce.

No Domínio Galiléia/Rio Doce estão incluídos o Tonalito Chapada do Bueno, sintectônico, os granitóides sin- a tarditectônicos da Suíte Intrusiva Galiléia e os granitóides tardi- a pós-tectônicos da Suíte Urucum, bem como os metassedimentos do Grupo Rio Doce.

A granitogênese pós-tectônica, Cambro-ordoviciana, é representada pelo Tonalito Alvarenga, Quartzo diorito Alto Alvarenga e Granito Palmeiras.

Diques e pequenos corpos não mapeáveis de granito, pós-tectônicos, cortam algumas unidades. Dique de diabásio ocorre no âmbito do Tonalito Derribadinha.

Sedimentos fanerozóicos são representados pelos terraços aluviais e pelas aluviões.

O Ciclo Brasileiro é marcado pela sedimentação do Grupo Rio Doce, pela granitogênese e pela deformação ocorrida na fácies metamórfica anfibolito.

Os metassedimentos do Grupo Rio Doce apresentam uma foliação metamórfica orientada, preferencialmente, em torno de NW-SE com mergulhos de alto ângulo para NE ou SW, à qual associam-se corpos estruturados do Tonalito Chapada do Bueno. Esta estrutura é afetada por megadobramentos apertados com caimento de eixo para SE e traços de plano axial orientados a NW, que também afetam, parcialmente, as rochas do Complexo Pocrane. Essa estruturação NW-SE é truncada pelas rochas graníticas da Suíte Intrusiva Galiléia. Falhamentos reversos com movimentação para W e NW afetam

as rochas da Suíte Galiléia, os tonalitos Derribadinha e Bom Jesus do Galho, os metassedimentos do Grupo Rio Doce e as rochas do Complexo Pocrane. A norte de Alvarenga, estas falhas reversas são truncadas pelo Quartzito Alto Alvarenga. O retrabalhamento dos terrenos policíclicos arqueanos/paleoproterozóicos (complexos Mantiqueira e Pocrane), durante o Ciclo Brasileiro, é salientado pelo desenvolvimento de foliação milonítica junto aos contatos falhados com as rochas do Grupo Rio Doce e rochas graníticas neoproterozóicas, bem como pelo envolvimento parcial das rochas do Complexo Pocrane no evento de formação de megadobras que afeta os metassedimentos do Grupo Rio Doce.

Falhamentos e fraturamentos de grande escala só são reconhecidos localmente em afloramentos, sendo bastante evidentes em imagens de satélite.

A atividade de exploração mineral da região está mais voltada para a área de cerâmica, através do aproveitamento de argilas. As outras substâncias (gemas e pedras coradas, feldspato, ouro, brita e pedras de talhe e de construção) só são ou foram exploradas de maneira rudimentar, em regime de garimpo.

5.2 Recomendações

Em função dos trabalhos já realizados na Folha Itanhomi, apresentam-se algumas sugestões que podem vir a melhorar o nível atual de conhecimento:

1. Para se verificar as relações temporais entre as várias unidades mapeadas e estabelecer um posicionamento geocronológico mais exato na coluna estratigráfica, há a necessidade de um levantamento radiométrico (U-Pb) nas rochas do Complexo Pocrane, nos metassedimentos do Grupo Rio Doce e na maior parte das rochas graníticas da área, visto que as datações existentes em algumas dessas unidades (Rb-Sr) só retratam a idade do último metamorfismo e que só existem estudos geocronológicos mais precisos (U-Pb) no Tonalito Galiléia e nos granitos da Suíte Urucum (NALINI JR. *et al.*, 1997a).
2. Realização de estudos de detalhe nas rochas do Complexo Pocrane, envolvendo mapeamento geológico, litogeoquímica e geocronologia. A possibilidade de o Complexo Pocrane representar uma típica associação arqueana, com ortognaisses do tipo TTG associados a seqüências vulcanossedimentares do tipo *greenstone belt*, torna prioritária a execução desses estudos de detalhe, em vista do potencial destes terrenos para ouro e sulfetos, dentre outros bens minerais.
3. Execução de um programa regional de aerogeofísica (magnetometria e gama-espectrometria) que recubra a área de exposição do Complexo Pocrane, envolvendo também as folhas adjacentes, visando a caracterização de assinaturas geofísicas anômalas e a identificação de áreas potencialmente favoráveis a conterem mineralizações de ouro e outros metais. Recomenda-se, também, a realização de estudo de geofísica terrestre como complemento aos trabalhos de mapeamento geológico, visando estabelecer metodologia auxiliar para a prospecção de pegmatitos, e perfis objetivando definir a profundidade do embasamento das seqüências metassedimentares encaixantes dos pegmatitos, bem como os corpos graníticos não-aflorantes.
4. Estudos petroquímicos dos diversos granitóides, que permitam um melhor entendimento da evolução tectônica brasileira da região.

5. Estudos de geotermometria e geobarometria nas rochas supracrustais para determinar com maior exatidão os critérios de P e T em que tais rochas foram metamorfasadas.
6. Estudos sedimentológicos de detalhe das rochas do Grupo Rio Doce para verificar provável correlação com as do Grupo Macaúbas.
7. Criação de suporte técnico para os garimpeiros e pequenos mineradores, orientando-os na prospecção, na lavra, na comercialização e na preservação ambiental, evitando-se, principalmente, a lavra predatória.
8. Apoio ou patrocínio de estudos de tecnologia mineral, através dos órgãos de ciência e tecnologia, de modo a permitir um melhor aproveitamento dos pegmatitos como um todo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgard Blücher, 1984a. 378p.
- _____, LITWINSKI, N. Província Mantiqueira: setor setentrional. *In: ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y. (Eds.), O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgar Blücher, 1984b, p. 282-307.
- ANGELI, N. *Pesquisa dos jazimentos de níquel e geologia da Folha de Ipanema – Minas Gerais*. São Paulo: Universidade de São Paulo – Inst. Geoc., 1988. 290p. (Tese de Doutorado).
- _____, CHOUDHURI, A., CÂNDIA, M.A.F., *et al.* Evolução metamórfica dos Complexos Máfico-Ultramáficos de Ipanema (MG) e seu significado genético. *Geociências*, São Paulo, v. 11, n. 2, p. 81-104, 1992.
- _____, HASUI, Y., CHOUDHURI, A., *et al.* Corpos metamáfico-ultramáficos do Complexo Juiz de Fora na porção oriental de Minas Gerais, suas mineralizações e seu contexto tectônico. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 4, 1993, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG - Núcleo MG, Bol.12, 1993. p.199-202.
- _____, HEAMAN, L., MOORE, M., *et al.* The Ipanema layered complex and its role in the proterozoic crustal evolution of the Atlantic Belt, eastern Brazil. *In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS*, 31, 2000, Rio de Janeiro. *Abstracts...* Rio de Janeiro: SBG, 2000.
- ARIOLI, E.E. Atividades de prospecção de pegmatitos no médio vale Rio Doce, MG. *In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE MINERAÇÃO*, 7, São Paulo, 1978. *Geologia e Metalurgia*, São Paulo, v.42, p.155-77, 1978.
- BARBOSA, A.L.M., GROSSI-SAD, J.H. Reinterpretação das “séries Juiz de Fora e Paraíba”, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS*, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais...* Belo Horizonte, SBG, 1983. v.3, p.1-15.
- _____, _____, TORRES, N., *et al.* *Geologia das quadrículas de Barra do Cuieté e Conselheiro Pena, Minas Gerais*. Belo Horizonte: DNPM/GEOSOL, 1964. 285p. (Inclui mapas geológicos/Inédito).
- _____, _____, _____, *et al.* *Geologia da Região do Médio Rio Doce*. Rio de Janeiro: SBG. 1966. 10p. (Publicação n.2, Núcleo do Rio de Janeiro).
- BARBOSA, O. Evolution du Geossinclinal Espinhaço. *In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS*, n.18, 1952, Alger. 1954. p.2-37.
- BRANDALISE, L. A., (Org). *Projeto Barbacena: Folha Ponte Nova - SF.23-X-B-II, escala 1:100.000, texto explicativo*. Brasília: MME/DNPM/CPRM, 1991. 161p. (inclui mapa geológico e metalogenético).
- BRASIL. Secretaria de Planejamento e Coordenação da Presidência da República. *Projeto RADAMBRASIL, folha SE.24 - Rio Doce, geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro: IBGE. 1987. 544p. il., mapas (Levantamento de Recursos Naturais, 34).
- BRUNO, E.M. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Folha SE.24-Y-C - Colatina, escala 1:250.000*. Belo Horizonte: DNPM/CPRM, 1985. 2v.

- CAMPOS NETO, M.C., FIGUEIREDO, M.C.H. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.8, n.2, p.143-162, 1995.
- CORREIA-NEVES, J.M., PEDROSA-SOARES, A.C., MARCIANO, V.R.P.R.O. A Província Pegmatítica Oriental do Brasil à luz dos conhecimentos atuais. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.16, n.1, p.106-118. 1986.
- COSTA, A.G., ROSIÈRE, C.A., EBERT, H.D., *et al.* The relation between frontal and strike-slip shear zones and the regional metamorphism and magmatism in a deep crustal segment of the northern Ribeira-Belt, SE Brazil. *In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON PRECAMBRIAN AND CRATON TECTONICS – 14th INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS*, Ouro Preto. *Abstracts...Ouro Preto*, 1998. p.26-28.
- _____, _____, MOREIRA, L.M., *et al.* Caracterização geotectônica do setor setentrional do Cinturão Ribeira: evidência de acreção neoproterozóica no leste de Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, Belo Horizonte/UFMG, v.3, n.2, p.51-68, 1995.
- _____, VIDAL, W.C., VIANA, C.S. Evolução metamórfica e estrutural para rochas do Complexo básico-ultrabásico da região de Manhuaçu- Ipanema. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37, 1992, São Paulo. *Anais...*, São Paulo: SBG, 1992. v.1, p.420.
- COSTA, M.T. *Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais: nota explicativa - Escala 1:500.000*. Belo Horizonte: IGA/Instituto de Geociências Aplicadas, 1978. 39p.
- CUNNINGHAM, W.D., MARSHAK, S., ALKMIM, F.F. Structural style of basin inversion at mid-crustal levels: two transects in the internal zone of the Brasiliano Araçuaí Belt, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, Amsterdam, n.77, p.1-15, 1996.
- DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral. *Plano Plurianual para o Desenvolvimento do Setor Mineral*. Brasília: DNPM, 1994. v.1, 146p.
- DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral. *Sumário Mineral 1996*. Brasília: DNPM, 1996.
- DOSSIN, I.A., DOSSIN, T.M., CHARVET, J., *et al.* Single-zircon dating by step-wise Pb - Evaporation of middle proterozoic magmatism in the Espinhaço range, Southeastern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO - EVOLUÇÃO TECTÔNICA E METALOGENÉTICA DO CRATON DO SÃO FRANCISCO*, 2, 1993, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1993, p.39-42.
- _____, LOBATO, L.M., MACAMBIRA, M.J.B., *et al.* Pb-Pb zircon age from a tonalite near Alvarenga, Minas Gerais, Brazil: geotectonic implications for the evolution of the Araçuaí Mobile Belt. *In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS*, 31, 2000, Rio de Janeiro. *Abstracts...* Rio de Janeiro: SBG, 2000.
- EBERT, H. Pesquisas geológicas na parte Sudeste do Estado de Minas Gerais. *Boletim DNPM/DGM: Relatório Anual do Diretor – 1954*, Rio de Janeiro, p.79-89, 1955.
- _____. Estratigrafia do Pré-Cambriano. *Boletim DNPM/DGM: Relatório Anual do Diretor - 1956*, Rio de Janeiro, 1956. p.99-107.
- EBERT, H.D., HASUI, Y., SARTORATO, G., *et al.* Arcabouço estrutural e tectônica transpressiva das faixas móveis das bordas sul e sudeste do cráton do São Francisco e da sintaxe de Guaxupé. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 4, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1993, p.166-171. (Boletim 12).
- FANTON, J.J., ARIOLI, E.E., MOURA, O.S.M. de. Pegmatitos da Região de Galiléia – Mendes Pimentel, MG. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife: SBG, 1978, v.4, p.1770-1781.

- FÉBOLI, W.L. *Projeto Leste-MG: Folha Governador Valadares (SE.24-Y-A-IV)*. Escala 1:100.000. Belo Horizonte: SEME/COMIG/CPRM, 1997. v.11, 61p.il.
- FIGUEIREDO, M.C.H., CAMPOS-NETO, M.C. Geochemistry of the Rio Doce Magmatic Arc, Southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v.65, 1993, p.63-81. (Supl. 1).
- FISCHEL, D.P., PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., *et al.* Geology and Sm-Nd isotopic data for the Mantiqueira and Juiz de Fora Complexes (Ribeira Belt) in the Abre Campo – Manhuaçu region, Minas Gerais, Brazil. *In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS*, 14, 1998. Ouro Preto: International Basement Tectonics Association, 1998. p. 21-3.
- FONSECA, M.J.G., SILVA, Z.C.G. da, CAMPOS, D.A., *et al.* *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23)*. Brasília: MME/DNPM, 1979. 240p.
- FONTES, C.Q., NETTO, C., COSTA, M.R.A., *et al.* *Projeto Jequitinhonha: relatório final*. Belo Horizonte: DNPM/CPRM, 1978, 10v.
- FREITAS, E.M., PEREIRA, R.F. Uso potencial da terra-climatologia. *In: SILVA, J.M.R., LIMA, M.I.C., VERONESE, V.F., et al. Projeto RADAMBRASIL, Folha SE.24 - Rio Doce*. Rio de Janeiro: IBGE, 1987, v.34, p.512-544.
- FUNDAÇÃO JOÃO PINHEIRO. *Produto Interno Bruto de Minas Gerais – Municípios e Regiões, 1985-1997*. Belo Horizonte: FJP, 1998. 152p.
- GROS, J., (Coord.). *Diagnóstico Setorial Gemas e Jóias do Nordeste do Estado de Minas Gerais*. Teófilo Otoni: GEOAGRO CONSULT ENGENHARIA LTDA, 1993. 76p.
- GROSSI-SAD, J.H. Geoquímica de elementos traço em rochas metapelíticas da região do médio Rio Doce, Minas Gerais. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS - Geologia do Pré-Cambriano, 2*, Belo Horizonte, 1983. *Anais...* Belo Horizonte, SBG, 1983, p.134-142.
- _____, DUTRA, C.V. Idades chumbo-alfa de zircões de rochas infra e supra-crustais do Estado de Minas Gerais. *Boletim do Instituto de Geologia - EFMOP*, Ouro Preto, v.1, n.3/4, p.181-188, dez., 1966.
- _____, LOBATO, L.M., PEDROSA-SOARES, A.C., *et al.* *Projeto Espinhaço em CD-ROM (texto e anexos)*. Belo Horizonte: COMIG, 1997. 2693p.
- GUIMARÃES, D. Nota petrográfica sobre as rochas da Bacia do Rio Doce: *Boletim DNPM/SGM*, n.19, Rio de Janeiro, 1926, p.57-102.
- _____. Jazida de Ouro de Cuiyeté. *Boletim DNPM/SGM*, n.2, Rio de Janeiro, 1925, p.1-127.
- HARALYI, N.L.E., HASUI, Y., MIOTO, J.A., *et al.* Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. *In: Contribuição à Geologia e Petrologia. Boletim Especial da SBG-MG*, Belo Horizonte, 1985. p.71-93.
- HEILBRON, M., VALERIANO, C., ALMEIDA, J.C.H., *et al.* Segmento Central da Faixa Ribeira, exemplo de colisão continental oblíqua no evento termo-tectônico brasileiro. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. Anais...* Camboriú: SBG, 1994, v.1, p.263-265.
- HOFMANN, H.J. New Precambrian Time Scale Comments. *Episodes*, s.l., v.15, n.2, 1992. p.122-123.

- HORN, H.A., WEBER-DIEFENBACH, K. Geochemical and genetic studies of three invers zoned intrusive bodies of both alkaline and calc-alkaline composition in the Ribeira mobile belt (Espírito Santo, Brazil). *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS*, 1, 1987, Salvador. *Proceedings of...* Salvador: SBG/SME-SGM/ORSTOM, 1987, p.488-97. (Publicado na Revista Brasileira de Geociências, v.17, n.4, 1987).
- IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Censo Demográfico de 1991. Rio de Janeiro, 1991. 1037p.
- ISSA FILHO, A., MOURA, O.J.M. de, FANTON, J.J. *Reconhecimento dos Pegmatitos da Província Oriental Brasileira, entre Aimorés e Itambacuri, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, Camboriu. *Anais...* Camboriu: SBG, 1980. v.3. p.1552-1563.
- JÓIAS. *In: Exportar & Gerência: Seção NOTAS*. Brasília: Agência *O Globo*, n.19, p.9, abr.2000.
- JUNHO, M.C.B., WEBER-DIEFENBACH, K., WIEDEMANN, C.M., *et al.* Major and minor elements geochemistry of the Pedra Branca, Frades and Nova Friburgo granitic complexes, Ribeira mobile belt, Rio de Janeiro, Brazil. *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS*, 1, 1987, Salvador. *Proceedings of...* Salvador: SBG/SME-SGM/ORSTOM, 1987, p.507-511. (Publicado na Revista Brasileira de Geociências, v.17, n.4, 1987).
- KING, L.C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v.18, n.2, p.147-265, Abr./Jun. 1956.
- LIMA, J.O.A. de, FERREIRA, C.M., SCHMIDT, J.C. *Relatório do mapeamento do Setor G da Geotransversal EW*. Ouro Preto: DNPM/UFOP, 1974.
- LOBATO, L.M., BAARS, F.J., JOST, H. The potential for VMS deposits in the greenstone belts in and around the southern portion of the São Francisco Craton, Brazil. *In: SILVA, M. da G. da., MISI, A. (coords). Base Metal Deposits of Brazil*. Salvador: MME/DNPM/CPRM, 1999, p.100-108. (Invited papers presented in the WORKSHOP ON BASE METAL DEPOSITS OF BRAZIL. Salvador, 1998).
- MENDES, I.A., DANTAS, M., BEZERRA, L.M.M. Geomorfologia. *In: Projeto RADAMBRASIL: Folha Rio Doce SE.24*. Rio de Janeiro: IBGE, 1987, v.34, Cap.2, p.173-228, il, mapas.
- MENDES, J.C., WIEDEMANN, C.M., FIGUEIREDO, M.C.H. Enderbitos e hiperstênio-gabros da borda do maciço de Venda Nova - ES: Considerações petrográficas e geoquímicas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Camboriú, 1994. *Anais...*Camboriú: SBG-SC, 1994, v.1, p.133-134.
- MORAES, L.J. Recursos Minerais do Vale do Rio Doce. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, v.15, n.87, p.89-90. 1950.
- MOURA, O.J.M., FANTON, J.J., ARIOLI, E.A. Pesquisa de Pegmatitos na Serra do Urucum, Médio Rio Doce, MG. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30, 1978, Recife. *Anais...* Recife: SBG, 1978. v.4, p.1836-1850.
- MURTA, R.L.L. Esboço Geológico e Estratigráfico do município de Governador Valadares. *In: Plano de Desenvolvimento Local Integrado do Município de Governador Valadares – Prefeitura Municipal de Governador Valadares*. Belo Horizonte: Pesquisas, Planejamentos e Projetos S.A., 1974. p.99-101, v.1.
- NALINI JR., H.A. *Caractérisation des suites magmatiques néoprotérozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil)*. Saint Etienne: Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris et de Saint Etienne, 1997, 237p. (Ph.D. Thesis).

- _____, BILAL, E., CORREIA-NEVES, J.M. Considerações preliminares sobre as condições de pressão e temperatura de cristalização dos granitóides da região de Galiléia, Minas Gerais. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8*, Diamantina, 1995. *Anais...Diamantina: SBG-MG, 1995a, bol.13, p.77-8.*
- _____, _____, _____, *et al.* Evidências de contribuição crustal a partir do estudo tipológico de zircões nos granitóides da região do médio rio Doce, Minas Gerais. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39*, Salvador, 1996. *Anais...Salvador: SBG, 1996b, v.6, p.419-20.*
- _____, _____, _____, *et al.* Geoquímica e idades U-Th-Pb de monazitas dos leucogranitos da Suíte Urucum, médio rio Doce, Minas Gerais. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39*, Salvador, 1996. *Anais...Salvador: SBG, 1996a, v.6, p.415-17.*
- _____, _____, _____. Mineralogical, geochemical and isotopic constraints of neoproterozoic granitoids (Urucum and Galileia Suites) eastern Minas Gerais State, Brazil. *In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14*, 1998, Ouro Preto. *Anais... Ouro Preto: International Basement Tectonics Association, 1998, p.44-6.*
- _____, _____, _____, *et al.* Petrografia e geoquímica dos granitóides da região de Galiléia, leste de Minas Gerais. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8*, Diamantina, 1995. *Anais... Diamantina: SBG-MG, 1995b, Bol.13, p.74-6.*
- _____, _____, PAQUETTE, J.L., *et al.* U-Pb zircon geochronology and typology from two Neoproterozoic granitoid suites of the Rio Doce valley, eastern State of Minas Gerais, Brazil. *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2*, 1997, Salvador. *Extended Abstract and Program, Salvador, Sup. Geol. e Rec. Minerais – SGM, 1997a. p.265-266.*
- _____, ENDO, I., MACHADO, R., *et al.* Arcabouço estrutural e colocação sin-tectônica da Suíte Granítica Urucum durante o evento Brasileiro: região do Médio Rio Doce, Minas Gerais, Brasil. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6*, Pirenópolis, 1997. *Anais... Brasília: SBG, 1997b, p.256-8.*
- NOCE, C.M., MACAMBIRA, M.J.B., PEDROSA-SOARES, A.C., *et al.* Chronology of Late Proterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí belt, Eastern Brazil, based on dating by single zircon evaporation. *In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2*, 1999, Cordoba, Argentina. p.86-89.
- _____, PEDROSA-SOARES, A. C., GROSSI-SAD, J. H., *et al.* Nova divisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: o registro de uma bacia neoproterozóica. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 6*, 1997, Ouro Preto. *Anais...Ouro Preto: SBG, 1997. Boletim 14, p. 29-31.*
- PADILHA A.V., VASCONCELLOS, R.M. de, GOMES, R.A.A.D. Evolução Geológica. *In: PINTO, C. P. Projeto Barbacena: Folha Lima Duarte – SF.23-X-C-VI, escala 1:100.00*, Brasília: DNPM/CPRM, 1991. Cap.6, p.151-173.
- PAES, V.J.C. *Geologia e geoquímica de rochas metamáficas e meta-ultramáficas da região de Alvarenga - MG, e suas implicações geotectônicas*. Belo Horizonte: UFMG – Inst. Geoc., 1999. 153p. (Dissertação de Mestrado).
- _____, LOBATO, L.M., DUSSIN, I.A., *et al.* 450 Ma of Neoproterozoic lithospheric evolution in the southern Araçuaí Orogen within ancient continental crust: geological, geochronological and geochemical constraints from Alvarenga, Minas Gerais, Brazil. *In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31*, 2000, Rio de Janeiro. *Abstracts... Rio de Janeiro: SBG, 2000a.*

- _____, _____, PIMENTEL, M.M., *et al.* Archaean mafic and ultramafic rocks within the Neoproterozoic Araçuaí Orogen at Cuieté Velho, Minas Gerais, Brazil: geotectonic implications. *In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS*, 31, 2000, Rio de Janeiro. *Abstracts...* Rio de Janeiro: SBG, 2000b.
- PAIVA, G. Província Pegmatítica do Brasil. *Boletim DNPM/DFPM*, n.78, Rio de Janeiro, 1946.
- PECORA, W.T., KLEPPER, M.R., LARRABEE, D.M., *et al.* Mica deposits in Minas Gerais, Brazil. U. S. Geol. Survey, *Bulletin 946-C*, 1949/1950. il.
- PEDREIRA, A.J., SILVA, S.L. Litofácies eólicas da cobertura sedimentar do Bloco Guanhões, Minas Gerais. *A Terra em Revista*, Belo Horizonte, n.4, p.16-21, 1998.
- PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., PINTO, C.P., *et al.* Da litosfera oceânica ao arco magmático cálcio-alcalino: uma síntese das evidências de subducção - B no Orógeno Araçuaí – Oeste-Congo. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG – Núcleo Minas Gerais, 1998a. p. 19.
- _____, _____, VIDAL, P.H., *et al.* Discussão sobre o novo modelo tectônico para a Faixa Araçuaí - Oeste Congolosa. *Revista da Escola de Minas*, Ouro Preto, v.45, n.1/2, p.38-40, 1992a.
- _____, _____, _____, *et al.* Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *Journal of South America Earth Sciences*, Oxford, v.6, n.1/2, p.33-47, 1992b.
- _____, DARDENNE, M.A., HASUI, Y., *et al.* Nota explicativa dos mapas geológico, metalogenético e de ocorrências minerais do Estado de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000. Belo Horizonte: SEME/COMIG/UFMG/Instituto de Geociências, 1994. 97p.il.
- _____, VIDAL, P., LEONARDOS, O.H., *et al.* Neoproterozoic oceanic remnants in Eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí – West Congo Orogen. *Geology*, Boulder, n.26, p.519-522, 1998b.
- _____, _____, WIEDEMANN, C., *et al.* The Araçuaí - West Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwana assembly. *Precambrian Research*, special issue on "Rodinia break-up and Gondwana assembly", 2000.
- PEREIRA, L.M.M., ZUCCHETTI, M. *Projeto Leste-MG: relatório integrado de petrografia, etapa II*. Belo Horizonte: SEME/COMIG/CPRM. 2000.88p.
- PINTO, C.P., DRUMOND, J.B.V., FÉBOLI, W.L., (Org.). *Projeto Leste: geologia - nota explicativa do mapa geológico integrado, escala 1:500.000. Etapa I*. Belo Horizonte: SEME/COMIG/CPRM, 1997. 161p.
- _____, PEDROSA-SOARES, A. C., WIEDMANN, C. Mapa geológico do orógeno Neoproterozóico Araçuaí – Oeste-Congo no Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG – Núcleo Minas Gerais, 1998. p. 37.
- PROCTOR, K. Gem Pegmatites of Minas Gerais. The Tourmalines of the Governador Valadares District. *Gems & Gemology*, v.21, n.1, p.86-104. 1985.
- QUARESMA, L.F. *Economia Mineral: Evolução e Panorama no Estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte: DNPM, 1993. 29p.
- RAPOSO, F.O. *Projeto Barbacena: Folha Rio Espera – SF.23-X-B-IV. Escala 1:100.000*. Brasília: DNPM/CPRM, 1991. 200p.

- REZENDE, J.P., VALVERDE, S.R., SILVA, A.A.L., *et al.* Zoneamento econômico do Estado de Minas Gerais, Vale do Jequitinhonha. Viçosa: UFV/Dep. Eng. Florestal, Soc. Invest. Florestais, 1991. 189p.
- SANDERSON, D.J., MARCHINI, W.R.D. Transpression. *Journal of Structural Geology*, n.5, v.6, 1984. p.449-458.
- SANTOS, J.H.G., VIEIRA, E.I., SILVA, G.B. Pedologia: levantamento exploratório de solos. *In: Projeto RADAMBRASIL: Folha Rio Doce – SE.24.* Rio de Janeiro: IBGE, 1987, v.34, cap.3, p.229-352, il, mapas.
- SCABORA, J.A. *Integração e Interpretação preliminares dos dados de Geoquímica, Geofísica, Mineralogia de Pesados e Geologia da Região 3 – Rio Manhuaçu. Relatório final da equipe de prospecção.* Belo Horizonte: METAMIG, 1987. 23p. (relatório interno).
- _____, PENHA, U.C. Prospecção geoquímica regional nas folhas Ipanema e Itanhomi/MG. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. Boletim de resumos expandidos...* São Paulo: SBG-SP, 1992, v.2, p.236-237.
- SCHMIDT-THOMÉ, R., WEBER-DIEFENBACH, K. Evidence for “frozen-in” magma mixing in Brasileiro calc-alkaline intrusions: The Santa Angélica pluton, southern Espírito Santo, Brazil. *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, I, 1987, Salvador. Proceedings of...* Salvador: SBG/SME-SGM/ORSTOM, 1987, p.498-506. (Publicado na Revista Brasileira de Geociências, v.17, n.4, 1987).
- SCHOBENHAUS, C., (Coord.), CAMPOS, D.A., DERZE, G.R., *et al.* *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais.* Escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, 1984. 505p. il.
- SCLIAR, C. A. persistência da questão garimpeira no Brasil. *A Terra em Revista*, Belo Horizonte, n.2, p.43-49, ago. 1996.
- SCORZA, E.P. Kunzita e hiddenita de Cuieté, município de Conselheiro Pena, Minas Gerais. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, v.7, n..22, p.333-334, jan/mar. 1944.
- SEIDENSTICKER, U., WIEDEMANN, C.M. Geochemistry and origin of lower crustal granulite facies rocks in the Serra do Caparaó region, Espírito Santo/MinasGerais, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.6, n.4, p.289-298, 1992.
- SEME - Secretaria de Estado de Minas e Energia. *Perfil da economia mineral do Estado de Minas Gerais.* Belo Horizonte: SEME/COMIG, 1999. 118p
- SEPLAN/MG – Secretaria de Estado do Planejamento e Coordenação Geral. *Perfil Sócio-Econômico da Macrorregião de Planejamento Rio Doce.* Belo Horizonte: SEPLAN/Fundação João Pinheiro. 1994. v.10.
- SILVA, A.S., MIGNON, R.L. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folha SE.23 - Belo Horizonte.* Brasília: DNPM/DGM, 1978.
- SILVA, J.M.R., LIMA, M.I.C., VERONESE, V.F., *et al.* Geologia. *In: Projeto RADAMBRASIL: Folha Rio Doce – SE.24.* Rio de Janeiro: IBGE, 1987. v.34, Cap.1, p.23-172, il, mapas.
- SÖLLNER, F., LAMMERER, B., WEBER-DIEFENBACH, K. Die Krustenentwicklung in der Küstenregion nördlich von Rio de Janeiro/Brasilien. *Münchner Geol., Hefte*, n.4, p.1-100, 1991.
- STRECKEISEN, A. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Reviews*, n.12, 1976, p.1-33.

- TANNUS, M.B. *Relatório Final de Pesquisa de Ouro na Fazenda da Lavra, distrito de Cuieté Velho, município de Conselheiro Pena, MG - Processo 830200/82*. Belo Horizonte, DNPM, 1990.
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A., PACIULLO, F.V.P. Contribuição à Geologia da Folha Barbacena – 1:250.000. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, 1986, Goiânia. *Anais...* Goiânia: SBG, 1986, v.2, p.974-986.
- VIEIRA, V.S. (Org.). *Projeto Cachoeiro de Itapemirim: Folha Baixo Guandu – SE.24-Y-C-V, escala 1:100.000, texto explicativo*. Brasília: DNPM/CPRM, 1993. 204 p. (Inclui mapa geológico e metalogenético).
- _____. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Folha Cachoeiro de Itapemirim – SF.24-V-A. Escala 1:250.000*. Brasília: DNPM/CPRM. 1997. 99p.
- WEGNER, R.R. Elementos traço em feldspatos e micas de pegmatitos graníticos do norte de Minas Gerais. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS - GEOLOGIA DO PRÉ-CAMBRIANO*, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1983, p.214-218.
- WIEDEMANN, C.M. Evolução magmática brasileira do cinturão móvel Ribeira, no estado do Espírito Santo. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*, São Paulo: SBG-SP, v.1, p.376-377.
- _____. The evolution of the early Paleozoic, late to post-collisional magmatic arc of the coastal mobile belt in the state of Espírito Santo, eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65, 1993. p.163-181. (Suplemento 1).
- _____, BAYER, P., HORN, H., *et al.* Maciços intrusivos do sul do Espírito Santo e seu contexto regional. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.16, n.1, p.24-37, 1986.
- _____, CÔRREA NETTO, A.V., BAPTISTA FILHO, J. Mecanismos de mistura magmática no maciço intrusivo de Pedra Branca, RJ: Uma abordagem através de feldspatos complexos. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal: SBG-NE, 1990, v.4, p.1629-1639.
- _____, MEDEIROS, S.R., MENDES, J.C. Diversidade geoquímica do polidiapirismo tardi-brasiliano no cinturão móvel atlântico. Exemplo do complexo de Várzea Alegre, Espírito Santo. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38. Camboriú, 1994. *Anais...* Camboriú: SBG-SC, v.1, 1994, p.129-131.
- _____, MENDES, J.C., MOURA, J.C., *et al.* Granitoids of the Espírito Santo Magmatic Arc. *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS*, 2, Salvador, 1997. *Excursions Guide...* Salvador: SBG-NE, 1997. p.57-78.

APÊNDICES

1 Dados Físicos de Produção

NATUREZA DA ATIVIDADE	UNIDADE	TOTAL
Fotointerpretação	Km ²	3000
Área mapeada	Km ²	3000
Perfil geológico	Km	1770
Perfil geológico a pé	Km	75
Dias efetivos de campo/geólogo	Un	131
Estações descritas	Un	822
Amostras coletadas	Un	613
Amostras laminadas	Un	250
Ocorrências cadastradas	Un	74
Bases AFLO preenchidas	Un	858

2 Coordenadas das amostras plotadas nos diagramas QAP

COMPLEXO POCRANE

AMOSTRA	UTM E	UTM N	ROCHA
WL-779B	192085	7856182	Gnaiss granítico
WL-794A	207822	7868588	Tonalito
WL-891	202119	7853520	Gnaiss granítico
WL-909	201206	7846394	Metadiorito
WL-1125A	203158	7861827	Gnaiss granítico
VP-504C	220281	7846588	Gnaiss tonalítico
VP-504F	220281	7846588	Gnaiss tonalítico
VP-521D	217733	7860231	Metatonalito
VP-524	219602	7846530	Gnaiss tonalítico
VP-566	217038	7859154	Gnaiss tonalítico
VP-567A	217103	7858937	Gnaiss granodiorítico
VP-567C	217103	7858937	Gnaiss granítico
VP-652	212965	7859216	Gnaiss granítico
VP-663	213963	7855582	Gnaiss tonalítico
VP-666	212091	7856290	Gnaiss tonalítico
VP-678	215165	7854196	Gnaiss granítico
VP-681	215117	7853643	Gnaiss granítico
VP-684	215903	7852499	Gnaiss granítico
VP-687	218015	7851278	Gnaiss tonalítico
VP-688	214403	7852170	Gnaiss tonalítico
VP-690	213629	7852281	Gnaiss tonalítico
VP-729	220091	7843880	Gnaiss tonalítico

TONALITO BOM JESUS DO GALHO

AMOSTRA	UTM E	UTM N	ROCHA
WL-693	193308	7892728	Protomilonito de tonalito
WL-703A	201410	7887745	Protomilonito de tonalito
WL-734B	188093	7883791	Gnaiss tonalítico
WL-781A	187510	7872935	Milonito de granito
WL-825A	192094	7871302	Gnaiss tonalítico
WL-834B	197027	7880904	Gnaiss granodiorítico
SS-509B	187480	7869494	Milonito de tonalito
WL-700	197688	7891451	Enderbitito
SS-509E	187480	7869494	Protomilonito de enderbitito
WL-701B	198883	7887955	Metadiorito
WL-834C	197027	7880904	Gnaiss diorítico
WL-858B	202407	7884968	Metadiorito
WL-1149	198700	7887700	Gnaiss diorítico

TONALITO DERRIBADINHA

AMOSTRA	UTM E	UTM N	ROCHA
WL-705	204104	7888337	Gnaiss tonalítico
WL-742	205916	7881775	Milonito de granito
WL-757	199937	7868315	Tonalito
WL-763A	188270	7862794	Protomilonito de tonalito
WL-791A	204166	7876905	Tonalito
WL-805B	201813	7892705	Protomilonito de tonalito
WL-805C	201813	7892705	Gnaiss tonalítico
WL-829A	186918	7876369	Protomilonito de tonalito
WL-829C	186918	7876369	Tonalito
WL-914A	190072	7852893	Tonalito
WL-924	186429	7848005	Protomilonito de granito
WL-935A	185513	7842316	Milonito de granito
WL-935C	185513	7842316	Protomilonito de granito
WL-1004	184885	7878108	Metagranito
WL-1156A	203621	7877406	Tonalito
SS-516	203166	7880513	Granito
WL-695	191600	7888505	Milonito de norito
WL-763B	188270	7862794	Norito
WL-780B	184838	7870189	Protomilonito de enderbito
WL-853	198062	7895249	Norito
SS-508	185993	7867270	Milonito de enderbito
WL-692B	189777	7892558	Diorito
WL-748B	205161	7872790	Metadiorito
WL-750A	201874	7875159	Protomilonito de diorito
WL-791B	204166	7876905	Gnaiss diorítico
WL-803B	201837	7896709	Metadiorito
WL-805A	201813	7892705	Metadiorito
WL-914B	190072	7852893	Meta quartzo diorito
WL-1156B	203621	7877406	Metadiorito
WL-1156C	203621	7877406	Metadiorito
SS-514A	200375	7882651	Metadiorito
SS-515	199953	7878167	Metadiorito e granodiorito

TONALITO CUIETÉ VELHO

AMOSTRA	UTM E	UTM N	ROCHA
WL-810	210928	7868380	Milonito de granito
WL-1061	223736	7871499	Metatonalito
VP-489A	218315	7866090	Metatonalito
VP-493	225537	7848793	Leucogranito
VP-509	219261	7866242	Metatonalito
VP-510	220141	7865344	Metagranito
VP-584	223550	7861531	Metagranito
VP-643	215250	7862400	Tonalito
VP-743	228403	7842315	Granodiorito

TONALITO SÃO VITOR

AMOSTRA	UTM E	UTM N	ROCHA
WL-718A	215006	7888964	Gnaiss tonalítico
WL-718B	215006	7888964	Milonito de leucogranito
WL-900	198882	7857114	Metatonalito
WL-953C	208058	7870137	Tonalito
WL-967A	221209	7886312	Protomilonito de granito
WL-990	227457	7892582	Tonalito

TONALITO GALILÉIA

AMOSTRA	UTM E	UTM N	ROCHA
WL-745	212363	7876730	Tonalito
WL-993A	229655	7895972	Tonalito
WL-1000	236434	7886457	Granito
WL-1011A	225994	7883237	Tonalito
WL-1017B	231390	7881588	Gnaiss tonalítico
WL-1026A	229023	7880333	Tonalito
WL-1033A	224939	7880428	Metatonalito
WL-1121	213120	7887643	Metatonalito
VP-521	217733	7860231	Metadiorito
VP-521C	217733	7860231	Gnaiss tonalítico
VP-544A	234952	7864630	Tonalito
VP-576	231470	7861710	Granito
VP-614	237280	7851647	Tonalito
SS-523A	233747	7887995	Granito
AUTÓLITOS			
WL-993B	229655	7895972	Metadiorito
WL-1026B	229023	7880333	Gnaiss diorítico
SS-523B	233747	7887995	Gnaiss tonalítico
SS-523C	233747	7887995	Metadiorito

SUÍTE URUCUM - GRANITO PALMITAL

AMOSTRA	UTM E	UTM N	ROCHA
WL-1092A	235626	7895252	Metatonalito
VP-542B	236340	7867787	Granito
VP-550	236210	7861242	Granito
VP-705	213715	7844702	Granito foliado
VP-706	213105	7844210	Tonalito foliado

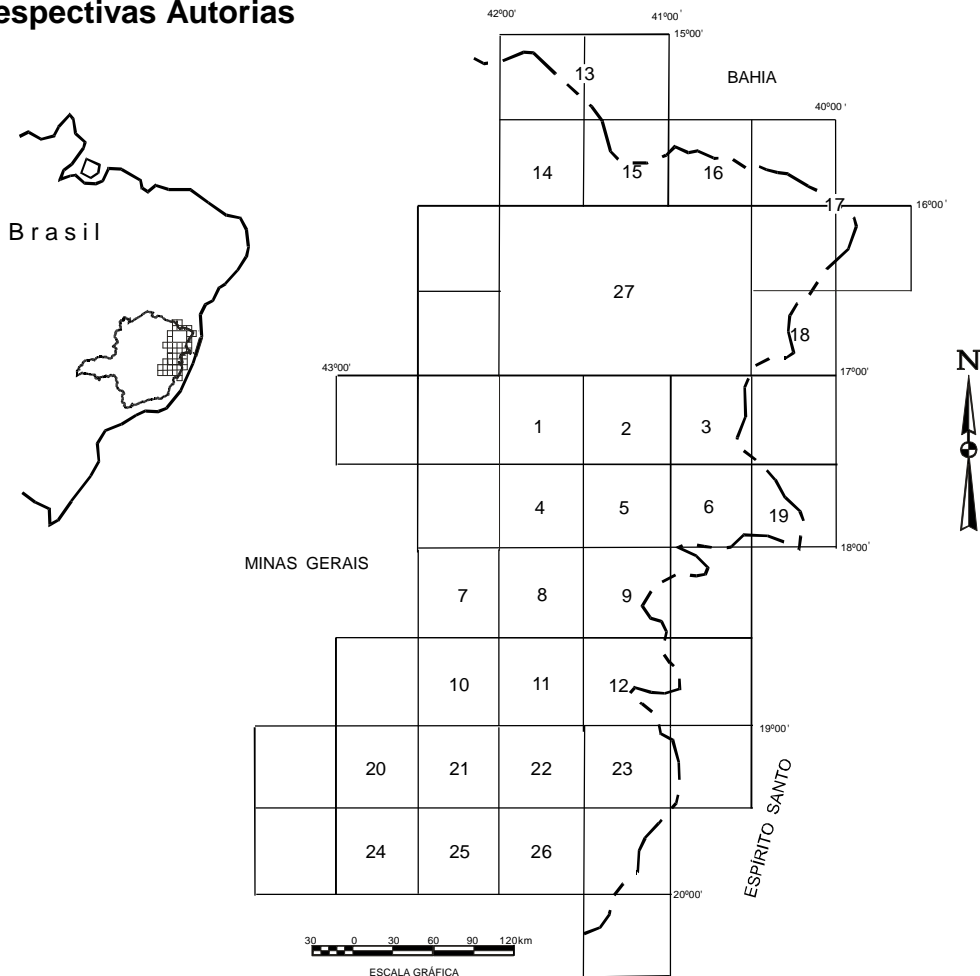
GRANITO JOSÉ RODRIGUES

AMOSTRA	UTM E	UTM N	ROCHA
WL-1020	232793	7878838	Metagranito

TONALITO ALVARENGA

AMOSTRA	UTM E	UTM N	ROCHA
VP-691	213837	7850473	Tonalito
VP-697A	213743	7849779	Granodiorito

3 Localização e Articulação das Folhas do Projeto Leste com as Respectivas Autorias



Nº	NOME DA QUADRÍCULA	SIGLA	MAPEADA POR
1	Novo Cruzeiro	SE.24-V-C-I	João Cardoso Morais Filho
2	Padre Paraíso	SE.24-V-C-II	Antônio Rabelo Sampaio
3	Águas Formosas	SE.24-V-C-III	Cid Queiroz Fontes
4	Teófilo Otoni	SE.24-V-C-IV	Vinicius José de Castro Paes
5	Mucuri	SE.24-V-C-V	Marcos Donadello Moreira
6	Carlos Chagas	SE.24-V-C-VI	Jodauro Nery da Silva
7	S. Maria do Suaçuí	SE.23-Z-B-III	Sérgio Lima da Silva
8	Itambacuri	SE.24-Y-A-I	Nicola Signorelli
9	Ataléia	SE.24-Y-A-II	Manoel Pedro Tuller
10	Marilac	SE.23-Z-B-VI	José Heleno Ribeiro
11	Governador Valadares	SE.24-Y-A-IV	Wilson Luis Féboli
12	Itabirinha de Mantena	SE.24-Y-A-V	Valter Salino Vieira
13	Cordeiros/Belo Campo	SD.24-Y-C-I e II	Nicola Signorelli e Sérgio Lima da Silva
14	Curral de Dentro	SD.24-Y-C-IV	José H. Ribeiro, Manoel P. Tuller, Wilson L. Féboli
15	Cândido Sales	SD.24-Y-C-V	José H. Ribeiro, Manoel P. Tuller, Wilson L. Féboli e João B. V. Drumond
16	Encruzilhada	SD.24-Y-C-VI	João B. V. Drumond, Jodauro Nery da Silva e Carlos Roberto Valle
17	Itarantim, Jacinto e Salto da Divisa	SE.24-V-B-I e II	Mário Conceição Araujo
18	Sto Antônio do Jacinto	SE.24-V-B-IV	Jodauro Nery da Silva
19	Nanuque	SE.24-V-D-IV	Jodauro Nery da Silva
20	Ipatinga	SE.23-Z-D-II	André A. K. Oliveira e Carlos A. da S. Leite
21	Dom Cavati	SE.24-V-D-IV	José Heleno Ribeiro
22	Itanhomi	SE.24-Y-C-I	Wilson Luis Féboli e Vinicius José de Castro Paes
23	Conselheiro Pena/São Gabriel da Palha	SE.24-Y-C-II e III	Maria José R. Oliveira
24	Coronel Fabriciano	SE.23-Z-D-V	Sérgio Lima da Silva
25	Caratinga	SE.23-Z-D-VI	Nicola Signorelli
26	Ipanema	SE.24-Y-C-IV	Manoel Pedro Tuller
27	Almenara	SE.24-V-A	Itair Alves Perillo

4 Documentação e Volumes Publicados do Projeto Leste – Disponíveis para Consulta e Aquisição por Compra

Relatórios Técnicos Temáticos:

Geologia — Texto Explicativo do Mapa Geológico Integrado – escala 1:500.000

Cadastramento de Recursos Minerais — Pegmatitos – V. 1

Petrografia da Porção Leste de Minas Gerais

Geologia Estrutural e Tectônica da Porção Leste de Minas Gerais

Relatórios Técnicos por Quadrícula:

Volume 01: Folha Novo Cruzeiro – SE.24-V-C-I

Volume 02: Folha Padre Paraíso – SE.24-V-C-II

Volume 03: Folha Águas Formosas – SE.24-V-C-III

Volume 04: Folha Teófilo Otoni – SE.24-V-C-IV

Volume 05: Folha Mucuri – SE.24-V-C-V

Volume 06: Folha Carlos Chagas – SE.24-V-C-VI

Volume 07: Folha Santa Maria do Suaçuí – SE.23-Z-B-III

Volume 08: Folha Itambacuri – SE.24-Y-A-I

Volume 09: Folha Ataléia – SE.24-Y-A-II

Volume 10: Folha Marilac – SE.23-Z-B-VI

Volume 11: Folha Governador Valadares – SE.24-Y-A-IV

Volume 12: Folha Itabirinha de Mantena – SE.24-Y-A-V

Volume 13: Folhas Cordeiros/Belo Campo – SD.24-Y-C-I/ SD.24-Y-C-II

Volume 14: Folha Curral de Dentro – SD.24-Y-C-IV

Volume 15: Folha Cândido Sales – SD.24-Y-C-V

Volume 16: Folha Encruzilhada – SD.24-Y-C-VI

Volume 17: Folhas Jacinto/Salto da Divisa/Itarantim – SE.24-V-B-I/SE.24-V-B-II/ SD.24-Y-D-IV

Volume 18: Folha Santo Antônio do Jacinto – SE.24-V-B-IV

Volume 19: Folha Nanuque – SE.24-V-D-IV

Volume 20: Folha Ipatinga – SE.23-Z-D-II

Volume 21: Folha Dom Cavati – SE.24-Z-D-III

Volume 22: Folha Itanhomi – SE.24-Y-C-I

Volume 23: Folhas Conselheiro Pena/São Gabriel da Palha – SE.24-Y-C-II/ SE.24-Y-C-III

Volume 24: Folha Coronel Fabriciano – SE.23-Z-D-V

Volume 25: Folha Caratinga – SE.23-Z-D-VI

Volume 26: Folha Ipanema – SE.24-Y-C-IV

Volume 27: Folha Almenara – SE.24-V-A

Mapas Geológicos:

Mapas Geológicos na escala 1:100.000, Carta de estações de campo 1:100.000, Carta e planilha com dados estruturais. Disponíveis também em arquivos digitais:

Volume 01: Folha Novo Cruzeiro – SE.24-V-C-I

Volume 02: Folha Padre Paraíso – SE.24-V-C-II

Volume 03: Folha Águas Formosas – SE.24-V-C-III

Volume 04: Folha Teófilo Otoni – SE.24-V-C-IV

Volume 05: Folha Mucuri – SE.24-V-C-V

Volume 06: Folha Carlos Chagas – SE.24-V-C-VI

Volume 07: Folha Santa Maria do Suaçuí – SE.23-Z-B-III

Volume 08: Folha Itambacuri – SE.24-Y-A-I

Volume 09: Folha Ataléia – SE.24-Y-A-II

Volume 10: Folha Marilac – SE.23-Z-B-VI

Volume 11: Folha Governador Valadares – SE.24-Y-A-IV

Volume 12: Folha Itabirinha de Mantena – SE.24-Y-A-V

Volume 13: Folhas Cordeiros/Belo Campo – SD.24-Y-C-I/SD.24-Y-C-II

Volume 14: Folha Curral de Dentro – SD.24-Y-C-IV

Volume 15: Folha Cândido Sales – SD.24-Y-C-V

Volume 16: Folha Encruzilhada – SD.24-Y-C-VI

Volume 17: Folhas Jacinto/Salto da Divisa/Itarantim – SE.24-V-B-I/SE.24-V-B-II/ SD.24-Y-D-IV

Volume 18: Folha Santo Antônio do Jacinto – SE.24-V-B-IV

Volume 19: Folha Nanuque – SE.24-V-D-IV

Volume 20: Folha Ipatinga – SE.23-Z-D-II

Volume 21: Folha Dom Cavati – SE.24-Z-D-III

Volume 22: Folha Itanhomi – SE.24-Y-C-I

Volume 23: Folhas Conselheiro Pena/São Gabriel da Palha – SE.24-Y-C-II/SE.24-Y-C-III

Volume 24: Folha Coronel Fabriciano – SE.23-Z-D-V

Volume 25: Folha Caratinga – SE.23-Z-D-VI

Volume 26: Folha Ipanema – SE.24-Y-C-IV

Mapa Geológico na escala 1:250.000:

Volume 27: Folha Almenara – SE.24-V-A.

Mapa Geológico na escala 1:500.000:

Mapa Geológico Integrado – Versão 1.

Bases De Dados: MicroSIR

Projeto Leste — Folhas 1:100.000.

AFLO — descrição de afloramentos.

PETR — petrografia microscópica.

META — recursos minerais.

ILUSTRAÇÕES FOTOGRÁFICAS



FOTO 2.1 Quartzito sobreposto a gnaiss do Complexo Pocrane.
Local: Serra do Parado, a NE de São Sebastião do Anta.
Estação: WL-929.
UTM: 188697/7843495.



FOTO 2.2 Biotita gnaiss do Complexo Pocrane em zona de alto *strain*.
Local: Fazenda Sesmarias, a norte de Novo Horizonte.
Estação: WL-1145.
UTM: 192556/7858156.



FOTO 2.3 Biotita gnaiss bandado do Complexo Pocrane com dobramento desarmônico convoluto.
Local: Fazenda Adão Coelho, a sul de Santa Rita.
Estação: WL-816.
UTM: 208296/7866152.



FOTO 2.4 Intercalação de ortogneise e anfibolito (Complexo Pocrane) em zona de migmatização.
Local: Cataca.
Estação: VP-568.
UTM: 217591/7858742.



FOTO 2.5 Dobra recumbente, similar e lineação de interseção em mármore calcítico e veio de quartzo (Complexo Pocrane).
Local: Caieira de Itajutiba.
Estação: WL-941.
UTM: 193036/7848030.



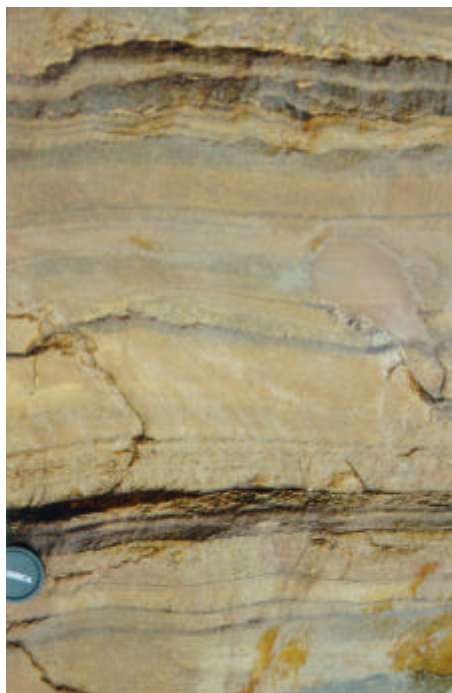
FOTO 2.6 Metaparaconglomerado com estratificação plano-paralela e seixos dispersos (Complexo Pocrane).
Local: Córrego do Canivete, a norte de Vai-Volta.
Estação: WL-866.
UTM: 195191/7864276.

FOTO 2.7 Quartzito grosso com níveis escuros de provável *metachert* (Complexo Pocrane).
Local: Córrego do Canivete, a norte de Vai-Volta.
Estação: WL-866.
UTM: 195191/7864276.



FOTO 2.8 Anfibolito com finas intercalações de leucognaisse tonalítico (Complexo Pocrane).
Local: Córrego Maria Comprida.
Estação: VP-485.
UTM: 217920/7862331.

FOTO 2.9 Quartzito impuro com finos níveis xistosos, marcando o aleitamento sedimentar (Formação Palmital do Sul).
Local: Cachoeira Alta (3km a norte de Alvarenga).
Estação: VP-677.
UTM: 213587/7852367.



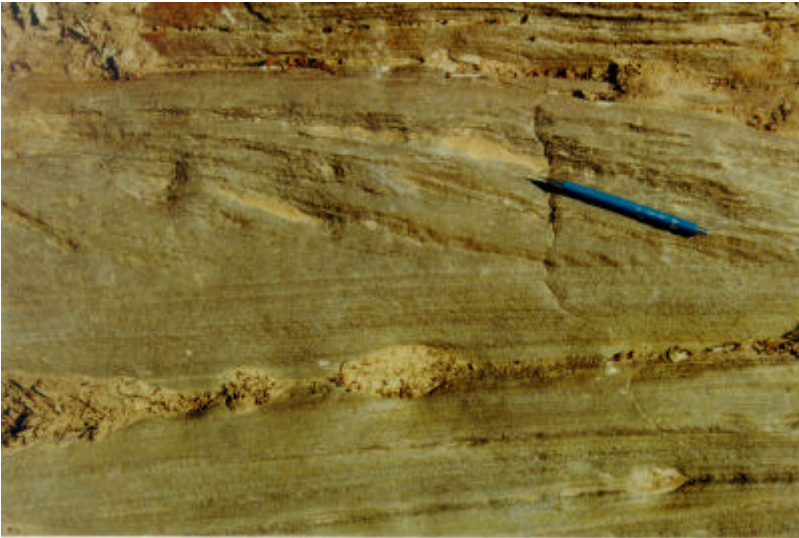


FOTO 2.10 Estratificação cruzada em quartzito fino, laminado, da Formação Palmital do Sul.

Local: João Pinto Pequeno.

Estação: WL-1176.

UTM: 232660/7875667.

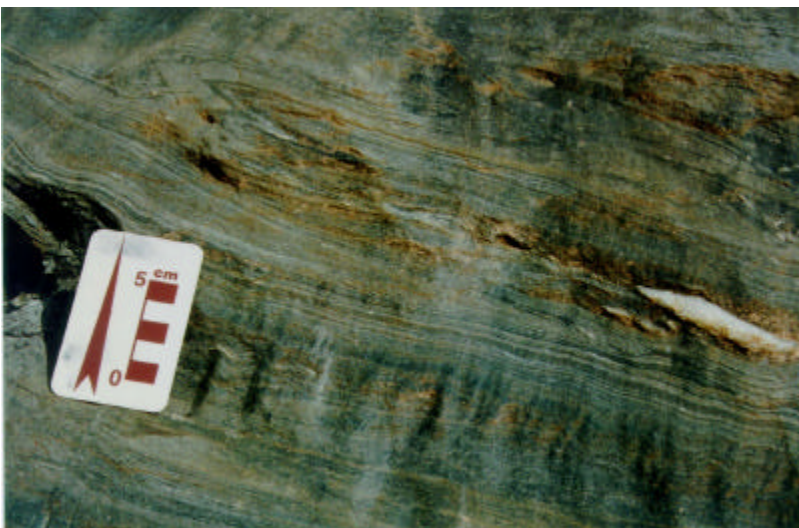


FOTO 2.11 Biotita xisto com intercalações de lâminas de quartzito micáceo e xisto quartzoso (Formação Palmital do Sul).

Local: Cachoeirão (córrego Japecanga).

Estação: VP-492.

UTM: 229267/7848778.



FOTO 2.12 Biotita gnaiss quartzoso (Formação Palmital do Sul) com veios de quartzito em *boudins*.

Local: Córrego Independência.

Estação: WL-813.

UTM: 215609/7871247.



FOTO 2.13 Feição geomorfológica da Formação João Pinto, com os quartzitos sustentando o relevo.
Local: Serra do Esquadro, a ESE de Alvarenga.
Estação: WL-1198.
UTM: 216973/7848514.



FOTO 2.14 Ortognaisse tonalítico com estruturação subvertical (Tonalito Chapada do Bueno).
Local: Córrego Chapada do Bueno.
Estação: VP-595.
UTM: 234700/7853870.



FOTO 2.15 Fusão parcial *in situ* gerando porções quartzo-feldspáticas com abundante granada, em sillimanita-granada-biotita gnaíse. (Tonalito Bom Jesus do Galho).
Local: Macuco, a sul de Capitão Andrade.
Estação: WL-847.
UTM: 197968/7886957.

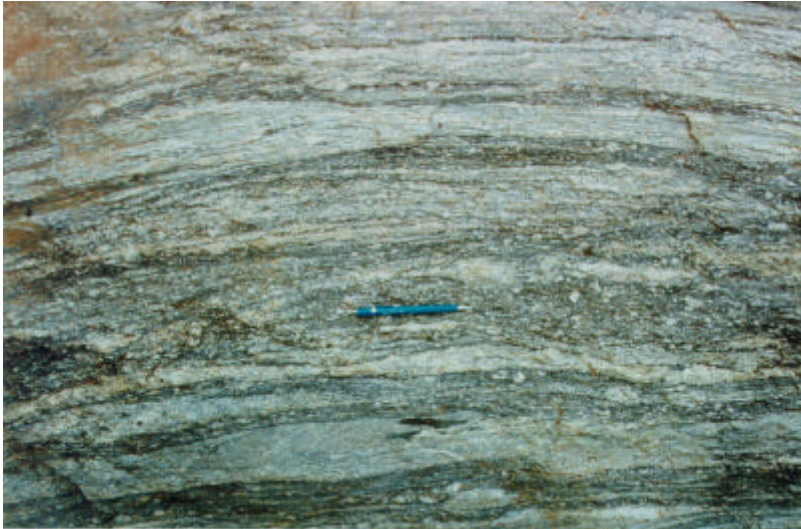


FOTO 2.16 Granada-biotita gnaise bandado, milonítico (Tonalito Bom Jesus do Galho), com abundantes porfiroclastos de feldspato (sigmóides). Local: Beija Flor.

Estação: WL-781.
UTM: 187510/7872935.



FOTO 2.17 Anfibólio-biotita gnaise bandado (Tonalito Derribadinha), milonítico, com dobra isoclinal, similar e intrafolial.

Local: Beija-Flor, a sul de Divino Traíra.
Estação: WL-1005.
UTM: 186360/7880645.



FOTO 2.18 Granada-biotita gnaise granitóide, milonítico (Tonalito Derribadinha), contendo feldspato sigmoidal.

Local: Fazenda Esmeralda, a leste de Capitão Andrade.
Estação: WL-692.
UTM: 189777/7892558.

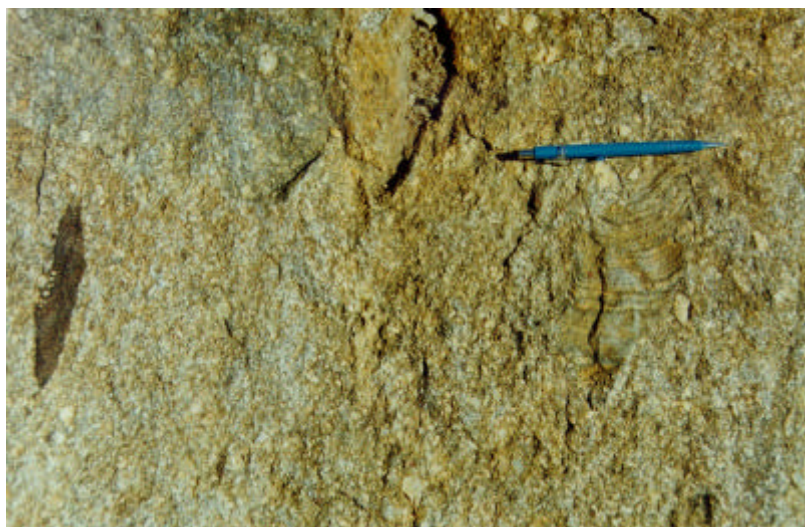


FOTO 2.19 Xenólito de biotita gnaiss fino, bandado, em granitóide deformado (Tonalito Derribadinha).
Local: Fazenda Paulicéia, a norte de Divino Traíra.
Estação: WL-690.
UTM: 187633/7892122.

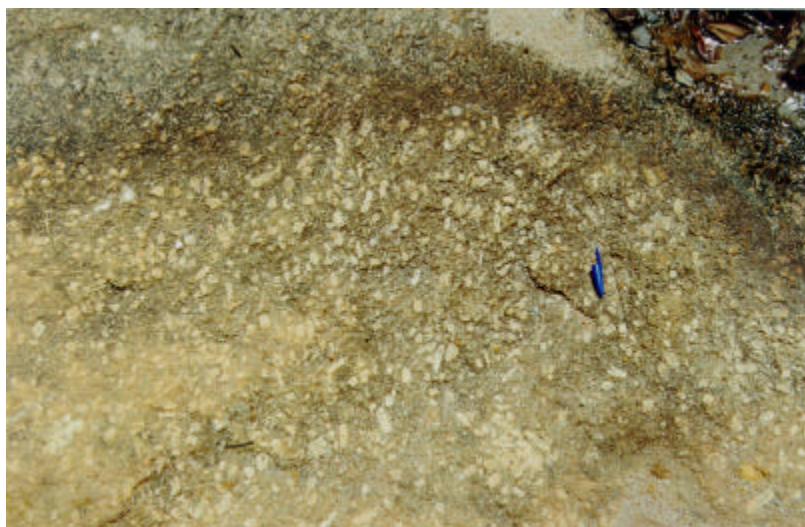


FOTO 2.20 Textura porfírica do Tonalito Cuieté Velho.
Local: 3km a leste do rio Manhuaçu, extremo sul da folha.
Estação: VP-748.
UTM: 224075/7842031.



FOTO 2.21 Granada-biotita gnaiss granitóide (Tonalito São Vitor) com ençaves de biotita gnaiss.
Local: Leste de Divino, estrada para a fazenda Melancia.
Estação: WL-1169.
UTM: 221075/7882180.



FOTO 2.22 Tonalito Galiléia com abundantes encraves.
Local: Fundão.
Estação: WL-1043.
UTM: 224503/7873094.

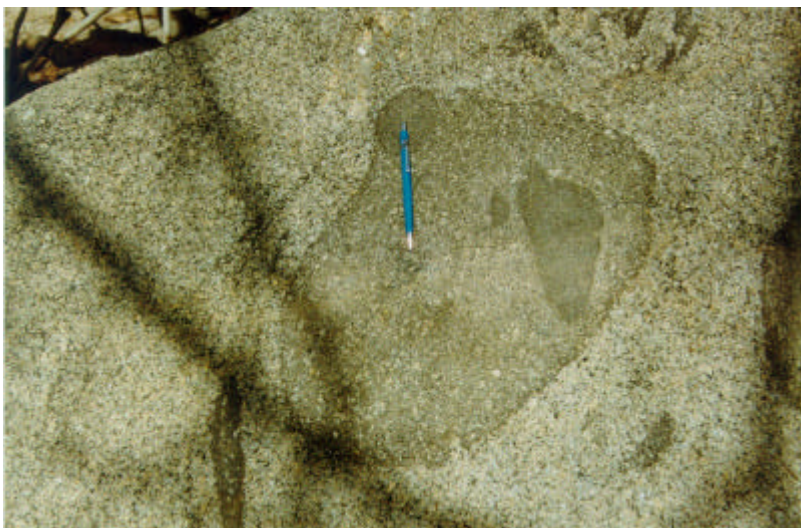


FOTO 2.23 Encraves mais escuros dentro de encrave mesocrático semi-digerido, no Tonalito Galiléia.
Local: Rio Caratinga, fazenda Melancia, a leste de Divino.
Estação: WL-973.
UTM: 224590/7882106.



FOTO 2.24 Granito Palmital com xenólito do Tonalito Galiléia.
Local: 2km a sudeste de João Pinto.
Estação: VP-546.
UTM: 235224/7864195.



FOTO 2.25 Textura porfirítica do Granito Urucum, com cristais tabulares de feldspato que atingem até 6cm de comprimento.
Local: Urucum, a SE de Galiléia.
Estação: WL-1094.
UTM: 236825/7893915.



FOTO 2.26 Quartzo diorito/diorito com xenólitos de ortognaisses do Complexo Pocrane.
Local: Córrego Maria Comprida/Cataca.
Estação: VP-521.
UTM: 217733/7860231.

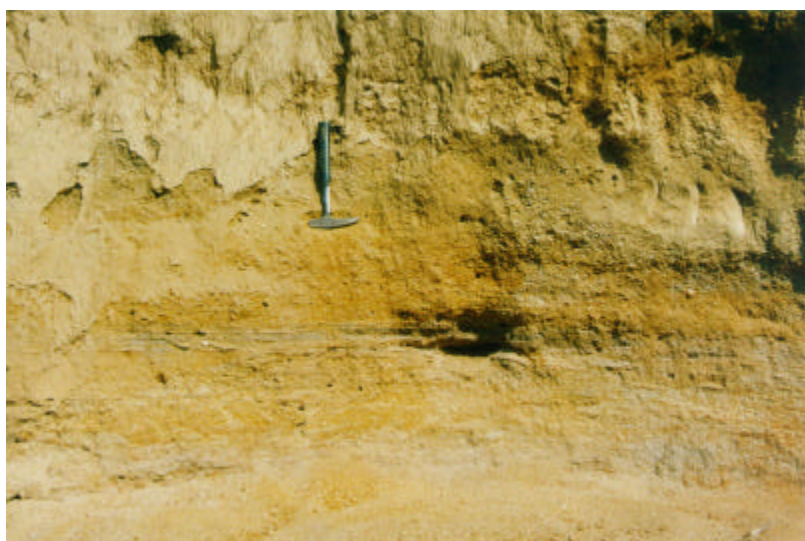


FOTO 2.27 Terraço aluvionar.
Local: Córrego do Quilombo, a leste de Bananal de Baixo.
Estação: WL-1126.
UTM: 201808/7857813.

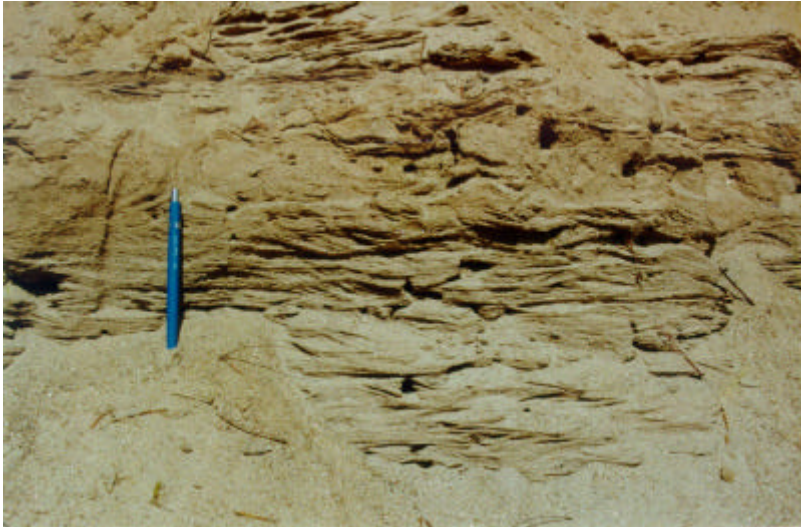


FOTO 2.28 Estratificações cruzadas acanaladas em aluvião recente do rio Caratinga.

Local: Rio Caratinga, fazenda Melancia, a leste de Divino.

Estação: WL-973.

UTM: 224590/7882106.



FOTO 3.1 Anfibólio-biotita gnaisse granitóide (Tonalito Derribadinha) afetado por zona de cisalhamento.

ZCI=N40E/23SE.

FOL=N08W/46SW.

Local: Tendinha, a leste de Capitão Andrade.

Estação: WL-705.

UTM: 204104/7883337.



FOTO 3.2 Biotita gnaisse milonítico (Tonalito Bom Jesus do Galho) com estrutura tipo S-C.

Local: Sítio Harmonia, a SE de Divino Traíra.

Estação: WL-735.

UTM: 190071/7882642.



FOTO 3.3 Dobra apertada em quartzito da Formação Palmital do Sul.
Local: Cachoeira Alta (3km a norte de Alvarenga).
Estação: VP-677.
UTM: 213587/7852367.



FOTO 3.4 Megadobra em quartzito da Formação João Pinto.
Local: Serra Padre Ângelo.
Estação: VP-580 (sentido da foto: azimute 160°).
UTM: 227232/7864625.



FOTO 4.1 Porção a céu aberto da mina abandonada de ouro de Cuieté Velho.
Local: Mina da Lavra, a sul de Cuieté Velho.
Estação: WL-582.
UTM: 218130/7866440.

ANEXO



LABORATÓRIO DE ANÁLISES MINERAIS - LAMIN

Referência : 011/BH/97
 Lote : 1396/BH
 N° de Amostras : 01 (uma)
 Projeto : Leste/MG c.c.: 1411.600
 Interessado : SUREG/BH
 Análise : Difração de raios X

Resultado da Análise

N° de Campo	N° de Laboratório	Minerais Identificados
WL-591	CBV 792 (Mineral cor de mel)	Leucofosfita
	CBV 792 (Mineral azul violáceo)	Fosfossiderita

Obs.: A fosfossiderita é um fosfato de ferro hidratado que, pela substituição de ferro por alumínio, forma série com a metavariscita. Pode apresentar também substituição diadócica de ferro por manganês. Na presente amostra a cor violácea é muito provavelmente conferida pelo manganês. Análise qualitativa por fluorescência de raios X, determinou a presença de fósforo e ferro (constituintes predominantes) e manganês.

Rio de Janeiro, 26 de novembro de 1997.


 NELSON DA SILVA GONDIM
 Geólogo

ENDEREÇOS DA CPRM

<http://www.cprm.gov.br>

Sede

SGAN – Quadra 603 - Módulo I - 1º andar
CEP: 70830-030 - Brasília – DF
Telefone: (61) 312-5253 (PABX)

Escritório do Rio de Janeiro

Av. Pasteur, 404
CEP: 22290-240 - Rio de Janeiro – RJ
Telefone: (21) 295-0032 (PABX)

Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Av. Pasteur, 404
CEP: 22290-240 - Rio de Janeiro – RJ
Telefones: (21) 295-8248 - (021) 295-0032 (PABX)

Departamento de Apoio Técnico

Av. Pasteur, 404
CEP: 22290-240 - Rio de Janeiro – RJ
Telefones: (21) 295-4196 - (21) 295-0032 (PABX)

Divisão de Documentação Técnica

Av. Pasteur, 404
CEP: 22290-240 - Rio de Janeiro – RJ
Telefones: (21) 295-5997 - (21) 295-0032 (PABX)

Superintendência Regional de Belém

Av. Dr. Freitas, 3645 - Bairro do Marco
CEP: 66095-110 - Belém – PA
Telefone: (91) 276-8577

Superintendência Regional de Belo Horizonte

Av. Brasil, 1731 - Bairro Funcionários
CEP: 30140-002 - Belo Horizonte – MG
Telefone: (31) 3261-3037

Superintendência Regional de Goiânia

Rua 148, 485 – Setor Marista
CEP: 74170-110 - Goiânia – GO
Telefone: (62) 281-1522

Superintendência Regional de Manaus

Av. André Araújo, 2160 - Aleixo
CEP: 69065-001 - Manaus - AM
Telefone: (92) 663-5614

Superintendência Regional de Porto Alegre

Rua Banco da Província, 105 - Bairro Santa Teresa
CEP: 90840-030 - Porto Alegre - RS
Telefone: (51) 233-7311

Superintendência Regional de Recife

Rua das Pernambucanas, 297 – Bairro das Graças
CEP: 52011-010 - Recife - PE
Telefone: (81) 221-7456

Superintendência Regional de Salvador

Av. Ulysses Guimarães, 2862 - Sussuarana
Centro Administrativo da Bahia
CEP: 41213-000 - Salvador - BA
Telefone: (71) 230-9977

Superintendência Regional de São Paulo

Av. São João, 313/11º andar - Centro
CEP: 0103-5000 - São Paulo - SP
Telefone: (11) 3333-4721

Residência de Fortaleza

Av. Santos Dumont, 7700 - 1 ao 4 andar - Bairro Papicu
60150-163 - Fortaleza - CE
Telefone: (85) 265-1288

Residência de Porto Velho

Av. Lauro Sodré, 2561 - Bairro Tanques
CEP: 78904-300 - Porto Velho - RO
Telefone: (69) 223-3284

Residência de Teresina

Rua Goiás, 312 - Sul
CEP: 64001-570 - Teresina - PI
Telefone: (86) 222-4153