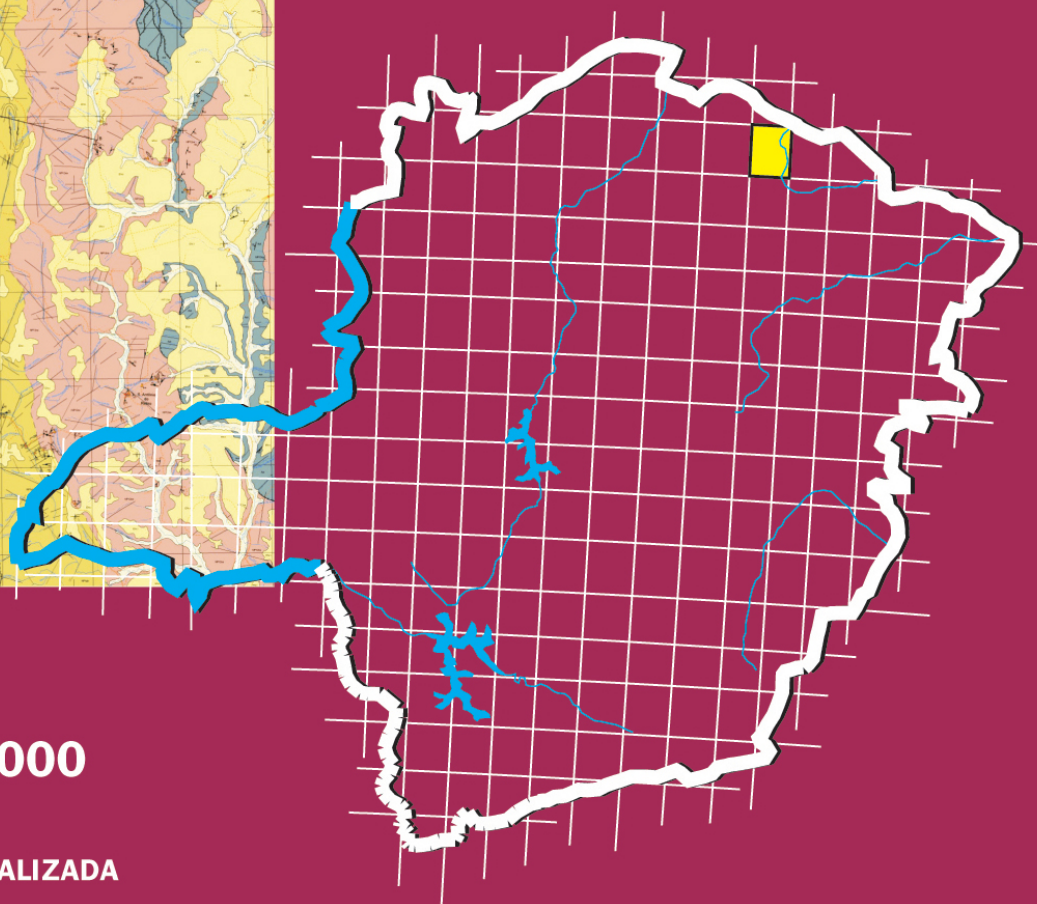
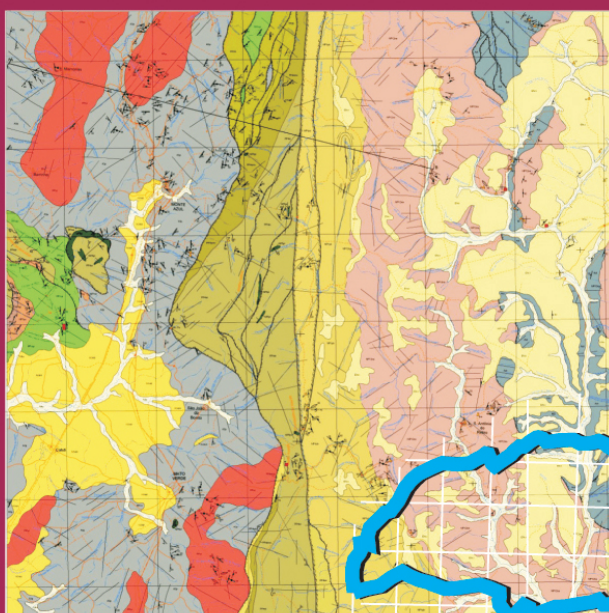


**Programa Geologia do Brasil  
Levantamentos Geológicos Básicos**

# **GEOLOGIA DA FOLHA MONTE AZUL\* SD.23-Z-D-II**

Sistema de Informações Geográficas – SIG



**Escala 1:100.000  
2007**

EDIÇÃO REVISTA E ATUALIZADA

\* PARCERIA COM A UNIVERSIDADE  
FEDERAL DE MINAS GERAIS – UFMG

 **CPRM**  
Serviço Geológico do Brasil

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**

NELSON JOSÉ HUBNER MOREIRA  
*Ministro Interino*

**Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral**

CLÁUDIO SCLIAR  
*Secretário*

**CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL**

AGAMENON SÉRGIO LUCAS DANTAS  
*Diretor-Presidente*

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO  
*Diretor de Geologia e Recursos Minerais*

JOSÉ RIBEIRO MENDES  
*Diretor de Hidrogeologia e Gestão Territorial*

FERNANDO PEREIRA DE CARVALHO  
*Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento*

ÁLVARO ROGÉRIO ALENCAR SILVA  
*Diretor de Administração e Finanças*

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS – UFMG**

PROFESSOR RONALDO TADEU PENA  
*Reitor*

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

PROFESSORA CRISTINA HELENA RIBEIRO ROCHA AUGUSTIN  
*Diretora*

*PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL*  
*Contrato CPRM- UFMG N°. 059/PR/05*

*Brasília, 2007*



Secretaria de Geologia,  
Mineração e Transformação Mineral

Ministério de  
Minas e Energia



## APRESENTAÇÃO

O Programa Geologia do Brasil (PGB), desenvolvido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, é responsável pela retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos do país. Este programa tem por objetivo a ampliação acelerada do conhecimento geológico do território brasileiro, fornecendo subsídios para novos investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros, com a conseqüente geração de novas oportunidades de emprego e renda. Além disso, os dados obtidos no âmbito desse programa podem ser utilizados em programas de gestão territorial e de recursos hídricos, dentre inúmeras outras aplicações de interesse social.

Destaca-se, entre as ações mais importantes e inovadoras desse programa, a estratégia de implementação de parcerias com grupos de pesquisa de universidades públicas brasileiras, em trabalhos de cartografia geológica básica na escala 1:100.000. Trata-se de uma experiência que, embora de rotina em outros países, foi de caráter pioneiro no Brasil, representando uma importante quebra de paradigmas para as instituições envolvidas. Essa parceria representa assim, uma nova modalidade de interação com outros setores de geração de conhecimento geológico, à medida que abre espaço para a atuação de professores, em geral líderes de grupos de pesquisa, os quais respondem diretamente pela qualidade do trabalho e possibilitam a inserção de outros membros do universo acadêmico. Esses grupos incluem também diversos pesquisadores associados, bolsistas de doutorado e mestrado, recém-doutores, bolsistas de graduação, estudantes em programas de iniciação científica, dentre outros. A sinergia resultante da interação entre essa considerável parcela do conhecimento acadêmico nacional com a excelência em cartografia geológica praticada pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB) resulta em um enriquecedor processo de produção de conhecimento geológico que beneficia não apenas a academia e o SGB, mas à toda a comunidade geocientífica e à indústria mineral.

Os resultados obtidos mostram um importante avanço, tanto na cartografia geológica quanto no estudo da potencialidade mineral e do conhecimento territorial em amplas áreas do território nacional. O refinamento da cartografia, na escala adotada, fornece aos potenciais usuários, uma ferramenta básica, indispensável aos futuros trabalhos de exploração mineral ou aqueles relacionados à gestão ambiental e à avaliação de potencialidades hídricas, dentre outros.

Além disso, o projeto foi totalmente desenvolvido em ambiente SIG e vinculado ao Banco de Dados Geológicos do SGB (GEOBANK), incorporando o que existe de atualizado em técnicas de geoprocessamento aplicado à cartografia geológica e encontra-se também disponível no Portal do SGB [www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br).

As metas físicas da primeira etapa dessa parceria e que corresponde ao biênio 2005-2006, foram plenamente atingidas e contabilizam 41 folhas, na escala 1:100.000, ou seja aproximadamente 1,5% do território brasileiro. As equipes executoras correspondem a grupos de pesquisa das seguintes universidades: UFRGS, USP, UNESP, UnB, UERJ, UFRJ, UFMG, UFOP, UFBA, UFRN, UFPE e UFC.

Este CD contém a *Nota Explicativa da Folha Monte Azul*, juntamente com o *Mapa Geológico na escala 1:100.000 (SD.23-Z-D-II)*, em ambiente SIG, executado pela UFMG, através do Contrato CPRM-UFMG N<sup>o</sup> 059/PR/05.

Brasília, setembro de 2007

AGAMENON DANTAS  
Diretor Presidente

MANOEL BARRETTO  
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA  
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL  
CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

**PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL**  
Contrato CPRM-UFMG N°. 059/PR/05

**NOTA EXPLICATIVA DA FOLHA**

**MONTE AZUL**  
(SD.23-Z-D-II)

1:100.000

**AUTORES**

Luiz Guilherme Knauer, Leonardo Lopes da Silva, Fernanda de Brito Benvindo Souza,  
Lílian Ribeiro Silva, Rodolfo Costa do Carmo

COORDENAÇÃO GERAL  
Antônio Carlos Pedrosa Soares

**APOIO INSTITUCIONAL DA CPRM**

*Departamento de Geologia-DEGEO*  
Edilton José dos Santos

*Divisão de Geologia Básica-DIGEOP*  
Inácio Medeiros Delgado

*Divisão de Geoprocessamento-DIGEOP*  
João Henrique Gonçalves

*Edição do Produto*  
*Divisão de Marketing-DIMARK*  
Ernesto von Sperling

*Gerência de Relações Institucionais e*  
*Desenvolvimento - GERIDE/ SUREG-BH*  
Marcelo de Araújo Vieira

Brysa de Oliveira  
Elizabeth de Almeida Cadête Costa  
M. Madalena Costa Ferreira  
Rosângela Gonçalves Bastos de Souza  
Silvana Aparecida Soares

*Representante da CPRM no Contrato*  
Fernando Antônio Rodrigues de Oliveira

**APOIO TÉCNICO DA CPRM**

*Supervisor Técnico do Contrato*  
Luiz Carlos da Silva

*Apoio de Campo*  
Reginaldo Alves dos Santos

*Revisão do Texto*  
Luiz Carlos da Silva

*Organização e Editoração*  
Luiz Carlos da Silva  
Carlos Augusto da Silva Leite

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM/Serviço Geológico do Brasil.

Monte Azul- SD.23-Z-D-II, escala 1:100.000: nota explicativa./Luiz Guilherme Knauer, Leonardo Lopes da Silva, Fernanda de Brito Benvindo Souza, Lílian Ribeiro Silva, Rodolfo Costa do Carmo.- Minas Gerais: UFMG/CPRM, 2007.

72p; 01 mapa geológico (Série Programa de Geologia do Brasil – PGB) versão em CD-Rom.

Conteúdo: Projeto desenvolvido em SIG – Sistema de Informações Geográficas utilizando o GEOBANK – Banco de dados.

1- Geologia do Brasil- I- Título II- Pedrosa Soares, A.C., Coord. III- Knauer, L.G., IV- Silva, L.L. V- Souza, F.B.B.. VI- Silva, L.R. VII- Carmo, R.C..

## **AGRADECIMENTOS**

---

Os autores agradecem, já desculpando-se por possíveis omissões, as seguintes pessoas:

- Cláudio Scliar, Roberto Ventura Santos, Agamenon Dantas e Manoel Barretto e Giles Carricone, dirigentes da Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral e da CPRM-Serviço Geológico do Brasil, do Ministério das Minas e Energia, pela convicção e determinação que resultaram nesta primeira e profícua parceria com a Universidade Brasileira;
- Luiz Carlos da Silva (Supervisor) e demais membros da equipe de revisores da CPRM, pelas proveitosas discussões e sugestões;
- Reginaldo Alves dos Santos (CPRM-SA), pelas discussões e inestimáveis sugestões sobre aspectos geológicos da região, assim como por sua gentileza e consideração;
- Fernando Antônio Rodrigues de Oliveira (Geremi/Sureg-BH) e Valter Salino Vieira (CPRM-BH), pelo apoio em solicitações diversas;
- Maria das Graças Fernandes Araújo (Pró-Reitora adjunta de Planejamento e Desenvolvimento da UFMG), por sua presteza administrativa;
- Antônio Carlos Pedrosa Soares (UFMG), pela competente coordenação;
- Aos coordenadores das folhas (Carlos Noce, Adolf Horn, Cristiane Castanheda, Antônio Romano, Pedrosa Soares e Mario Chaves) pelo clima agradável, extensivo aos demais geólogos e bolsistas colaboradores destas folhas;
- Gilson Baptista e Augusto Ribeiro (C.G.Eschwege), pela confecção das seções delgadas;
- Ulysses C. Penha, Francisco Robério de Abreu e Markus Hagedorn, pelas inúmeras sugestões;
- Juni Cordeiro, excelente geóloga, por sua capacidade e incansável disposição para o trabalho;
- Eliane Voll, pela competência e pela enorme paciência;
- Maria Cristina Teixeira, pelos competentes serviços administrativos;
- Antônio Wilson Romano, pela contribuição petrográfica/petroológica; e
- Ricardo Diniz da Costa, geólogo sem o qual o mapa não teria saído.

## RESUMO

---

A área coberta pela Folha Monte Azul (SD-23-Z-D-II), delimitada pelas coordenadas 15°00'S – 15°30'S e 42°30'W – 43°00'W, situa-se no domínio da faixa móvel que define o limite oriental do Cráton do São Francisco no Estado de Minas Gerais. Ela é constituída por associações rochosas de idades arqueanas e proterozóicas, recobertas por diferentes conjuntos sedimentares cenozóicos. O Arqueano é representado por gnaisses, granitos, anfibolitos e migmatitos de duas unidades litodêmicas: Complexo Porteirinha e Complexo Córrego Tingui. A este último não são atribuídas idades mais específicas, se bem que sua continuidade para a Bahia parece se constituir de rochas tanto paleoarqueanas como mesoarqueanas.

Ao Paleoproterozóico são atribuídas rochas do Complexo Limoeiro (incluindo gnaisses, rochas calcissilicáticas, xistos e restritos mármores) e unidades típicas do Supergrupo Espinhaço (com variados tipos de quartzitos, metaconglomerados, filitos e metavulcanitos), separadas pelos processos do Evento Transamazônico. Rochas intrusivas incluem desde monzogranitos até granitóides da Suíte Paciência até as rochas plutônicas ácidas denominadas de Granito Catolé, ambos os conjuntos de possível idade Riachana. Mais novos (relacionados aos processos de extensão do Toniano) aparecem corpos básicos metamorfizados no fácies xisto verde da Suíte Metaígneia Pedro Lessa. Unidades neoproterozóicas (em parte glaciais) estão representadas pelo Grupo Macaúbas, através das formações Serra do Catuní (metadiamictitos, metassiltitos, mármores), Rio Peixe Bravo (filitos, metassiltitos e quartzitos) e Nova Aurora (quartzitos localmente com metadiamictitos).

Estruturalmente a área é seccionada meridianamente por falha normal que coloca em contato o Supergrupo Espinhaço com o Grupo Macaúbas. A leste, dobras abertas até fechadas e zonas de cisalhamento dúcteis de direções próximas a norte-sul e transporte para oeste são marcantes. A oeste, o padrão tectônico é mais complexo, mas zonas de cisalhamento dúcteis evidenciando o transporte de leste para oeste se ressaltam, assim como uma klippe originada pelo mesmo transporte de massa do Evento Brasileiro.

Pedreiras de quartzitos laminados (tipo "São Tomé") estão em atividade, enquanto aquelas de rochas gnaíssicas estão paralisadas. O potencial econômico da área está relacionado não só a rochas ornamentais (em especial da Suíte Paciência) como as zonas de cisalhamento dúctil, regionalmente auríferas. O Complexo Limoeiro mostra potencial também para ouro e metais base (Pb-Zn). Os aquíferos são do tipo fraturado (exceto os relacionados à cobertura), caracterizando-se pelo domínio de águas com alta salinidade.

## SUMÁRIO

---

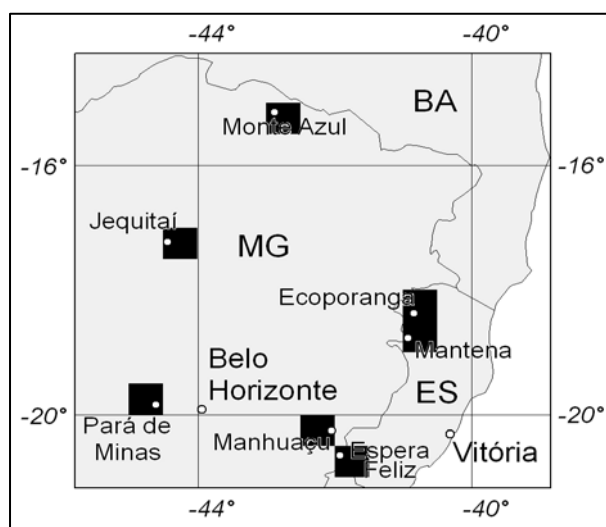
AGRADECIMENTOS .....	i
RESUMO .....	ii
1. INTRODUÇÃO .....	1
1.1 Localização e Acesso.....	1
1.2 Dados de Produção.....	2
2. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS E ECONÔMICOS .....	3
3. TRABALHOS ANTERIORES.....	7
4. CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOLOGIA REGIONAL .....	10
5. GEOLOGIA LOCAL.....	13
5.1 Estratigrafia .....	13
5.1.1 Complexo Porteirinha .....	15
5.1.2 Complexo Córrego Tingui .....	25
5.1.3 Complexo Limoeiro .....	26
5.1.4 Supergrupo Espinhaço .....	30
5.1.5 Grupo Macaúbas .....	39
5.1.6 Suíte Paciência .....	42
5.1.7 Suíte Catolé .....	48
5.1.8 Suíte Metaígneia Pedro Lessa .....	50
5.1.9 Cenozóico.....	56
5.2 Geologia Estrutural.....	56
5.2.1 Caracterização Macroestrutural .....	57
5.2.2 Terrenos Afetados Pelo Evento Transamazônico .....	59
5.2.3 Caracterização dos Terrenos Pós-Transamazônicos .....	62
5.3 Recursos Minerais .....	63
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	66



## 1. INTRODUÇÃO

O Relatório Final aqui apresentado acompanha o mapa geológico escala 1:100.000 da área coberta pela Folha Monte Azul (SD-23-Z-D-II), um produto do Contrato CPRM 059/PR/05 firmado com a UFMG em maio de 2005 e concluído em fevereiro de 2006.

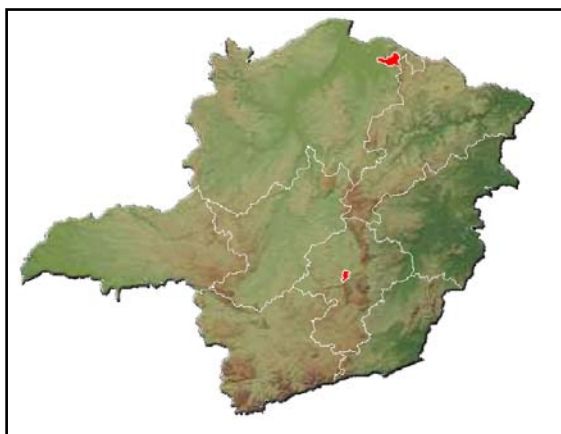
Este contrato de prestação de serviços técnicos especializados objetivou o mapeamento geológico não só da área correspondente a esta folha como das áreas cobertas pelas folhas Ecoporanga, Espera Feliz, Jequitaiá, Manhuaçu, Mantena, e Pará de Minas (Figura 01). Os produtos finais foram elaborados em plataforma de Sistema Geográfico de Informações (mapa geológico, bancos de dados) e outros aplicativos informatizados (relatório, bancos de dados).



**Figura 01:** Localização da Folha 1:100.000 Monte Azul e das outras folhas mapeadas no Convênio CPRM-UFMG.

### 1.1 Localização e Acesso

A Folha Monte Azul (SD-23-Z-D-II), escala 1:100.000, é delimitada pelas coordenadas 15o00'S – 15o30'S e 42o30'W – 43o00'W, estando contida na região setentrional do Estado de Minas Gerais,



**Figura 02:** Localização do município de Monte Azul (norte) em relação a Belo Horizonte (sul).

nas imediatas proximidades de sua fronteira com o estado da Bahia (Figura 01). A localização do município de Monte Azul, que empresta nome a folha, em relação ao município de Belo Horizonte é mostrada na Figura 02.

O acesso à área dá-se pelas rodovias federais BR-040, BR-135, BR-122 e de estrada de tráfego permanente BR-342 (Figura 03). Completam o sistema diversas estradas vicinais. A área mapeada está contida na Zona Fisiográfica de Itacambira e microrregiões da Serra Geral de Minas e Alto Rio Pardo, abrangendo parte dos municípios de Rio

Pardo de Minas, Mato Verde, Monte Azul, Catuti, Mamonas, Porteirinha, Espinosa e Santo Antônio do Retiro (cujos limites podem ser visualizados na Figura 04). Destes, apenas os municípios de Rio Pardo de Minas, Espinosa e Porteirinha não têm sede dentro dos limites da folha.



**Figura 03:** Mapa das principais rodovias do centro e norte de Minas Gerais.

## 1.2 Dados de Produção

O Mapa Geológico da Folha Monte Azul é sustentado por 912 estações de campo relacionadas a afloramentos rochosos, distribuídas ao longo de 4.800 km percorridos na área. Os novos dados coletados em afloramentos rochosos foram analisados em conjunto com pontos anteriormente descritos por profissionais da CPRM no Projeto Porteirinha - Monte Azul (1:50.000).

A aplicação de técnicas de fotointerpretação mostrou-se bastante adequada pelas características geológicas da região, exceto para algumas áreas gnáissicas/migmatíticas. As imagens de relevo sombreado e modelo digital do terreno subsidiaram o traçado dos grandes fotolineamentos.

Os afloramentos descritos e compilados estão registrados no Banco AFLORA (arquivado em CD, anexo). Os bancos de dados diretamente ligados ao mapa geológico digital em SIG foram alimentados com afloramentos selecionados, resultando na separação de 482 medidas, para melhor clareza gráfica, em função das características das bibliotecas diversas fornecidas pela CPRM.

Em função das características geológicas da área foram confeccionadas 112 seções delgadas, e foram enviadas para análises geoquímicas 40 amostras de rochas aflorantes e duas amostras para determinação U/Pb.

## **2. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS E ECONÔMICOS**

---

A área correspondente à Folha Monte Azul insere-se na Zona Fisiográfica de Itacambira e microrregiões da Serra Geral de Minas e Alto Rio Pardo, e, de acordo com Lima (1994) e com base nos critérios de Köppen, dois principais tipos climáticos ocorrem: tropical, característico de regiões quentes e úmidas, apresentando estação seca bem acentuada, e mesotérmico de altitude, com verões quentes e chuvosos e invernos secos. A Serra do Espinhaço funciona, ao menos localmente, como uma barreira física natural, dividindo a região em dois domínios distintos: um na porção leste, onde a intensidade de chuvas é maior e as temperaturas mais amenas e, outro, na porção oeste, com chuvas escassas durante o inverno, temperaturas mais elevadas e vegetação pobre. A carta-imagem apresentada na Figura 04 ilustra bem este fato.

A vegetação, ainda que descaracterizada pela ação antrópica (conforme já aventado por Lima, 1994), é representada pelo cerrado na porção oriental da Folha Monte Azul e pela caatinga arbórea na parte ocidental (esta predominando amplamente no domínio mapeado). Apesar da contínua substituição da cobertura vegetal nativa por culturas, pastagens e reflorestamentos com espécies oriundas de outras regiões, ainda são encontrados remanescentes nativos das formações vegetais originais.

Segundo o IBGE (2004), na área podem ser verificados os seguintes tipos de coberturas vegetais (Figura 05): SN = Savana/Floresta Estacional; C = Vegetação Secundária e Atividades Agrárias em antiga Floresta Estacional Decidual; Sa = Savana Arborizada ou Campo Cerrado; e TN = Savana Estépica/Floresta Estacional.

Na porção oriental, onde há ocorrência de cerrado, são encontrados ainda o pequi, ipê e mangabeira, dentre outros espécimes nativos. Na porção ocidental são encontradas as espécies juazeiro, umbuzeiro, braúna, aroeira, angico, umburana, cagaiteira, mandacaru, dentre outras (Lima, op.cit.).

A presença de relativamente forte atuação antrópica na região, com substituição da cobertura vegetal original por plantações, reflete-se no próprio padrão econômico dos municípios. Assim, segundo dados do IBGE ([www.ibge.gov.br](http://www.ibge.gov.br)), o município de Monte Azul produz 144 toneladas anuais de banana, 315 mil frutos de coco da Bahia, 60 toneladas de laranja, 36 toneladas de limão, 45 toneladas de mamão e 40 toneladas de manga. Além disso, produziu, em 2003, 24 mil abacaxis e 1800 toneladas de algodão herbáceo em caroço. Fato negativo no município corresponde a extração de 1850 toneladas de madeira para a produção de carvão vegetal.

Mato Verde tem uma produção menor, marcada por 85 toneladas anuais de banana, 40 mil frutos de coco da Bahia, 32 toneladas de laranja e 20 mil abacaxis, além de 67 toneladas de feijão e de 920 toneladas de mandioca. Catuti, apesar do pequeno tamanho, tem uma produção um pouco

maior, com quase 150 toneladas de banana, 40 mil frutos de coco da Bahia, 30 toneladas de laranja e 21 toneladas de limão. 24 toneladas de manga foram produzidas, além de mais de 550 toneladas de algodão herbáceo, 5 toneladas de arroz em casca e 148 toneladas de feijão.

Ainda em Catuti, a produção de mandioca chegou as 600 toneladas anuais e a de melancias a 88 toneladas. Para a produção de carvão vegetal foram consumidas 145 toneladas de madeira. Santo Antonio do Retiro, além de produzir 576 toneladas de banana, 72 toneladas de laranja e 5 toneladas de tangerina, colheu 90 toneladas de arroz em casca, 12 mil e quinhentas toneladas de cana-de-açúcar e 60 toneladas de feijão (mesma quantidade que os grãos de milho).

Mamonas também tem se caracterizado por uma pequena produção, em que pese o forte desmatamento verificado no município nas últimas décadas. Assim, apenas 16 toneladas de banana foram produzidas, e apenas 20 toneladas de laranja. Interessante destacar a produção de mais de 12 toneladas de alho e de 36 toneladas de arroz em casca, além das 520 toneladas de feijão e das 5200 toneladas de cana-de-açúcar.

A área apresenta certa diversidade geomorfológica, com destaque para o Pediplano Porteirinha – Monte Azul, a Serra do Espinhaço e o Platô do Alto Rio Pardo (Lima 1994). A superfície de sedimentação ou Pediplano Porteirinha – Monte Azul abrange o setor ocidental, a oeste da Serra do Espinhaço, em domínios do Complexo Porteirinha, com altitudes que usualmente não ultrapassam os 600 metros. Trata-se de uma feição esculpida durante o Ciclo de Denudação Velhas, por processamento de degradação da superfície, com aplainamento do relevo, que em alguns pontos ocasionou acúmulo de material detrítico que formam depósitos inconsolidados. Pequenos morros isolados de até 30 ou 50 metros de altura, constituídos por gnaises e anfibolitos, ocorrem em número reduzido.

A Serra do Espinhaço, divisor natural das bacias dos rios São Francisco e Pardo, apresenta certa homogeneidade, com cristas paralelas ao meridiano, com altitudes que oscilam de 800 m a 1820 m (Figura 04). Ao sul, a Serra do Espinhaço apresenta relevo mais arrasado, em especial no paralelo da sede de Mato Verde.

O Platô do Alto Rio Pardo (Lima, *op.cit.*) corresponde a boa parte das áreas de afloramento das formações Rio Peixe Bravo e Nova Aurora (Grupo Macaúbas) e do Complexo Córrego Tingui. Nele poderiam ser encontradas (Costa *et al.*, 1976) evidências de atuação de três ciclos distintos: Paraguaçu, Soledade e Sulamericano.

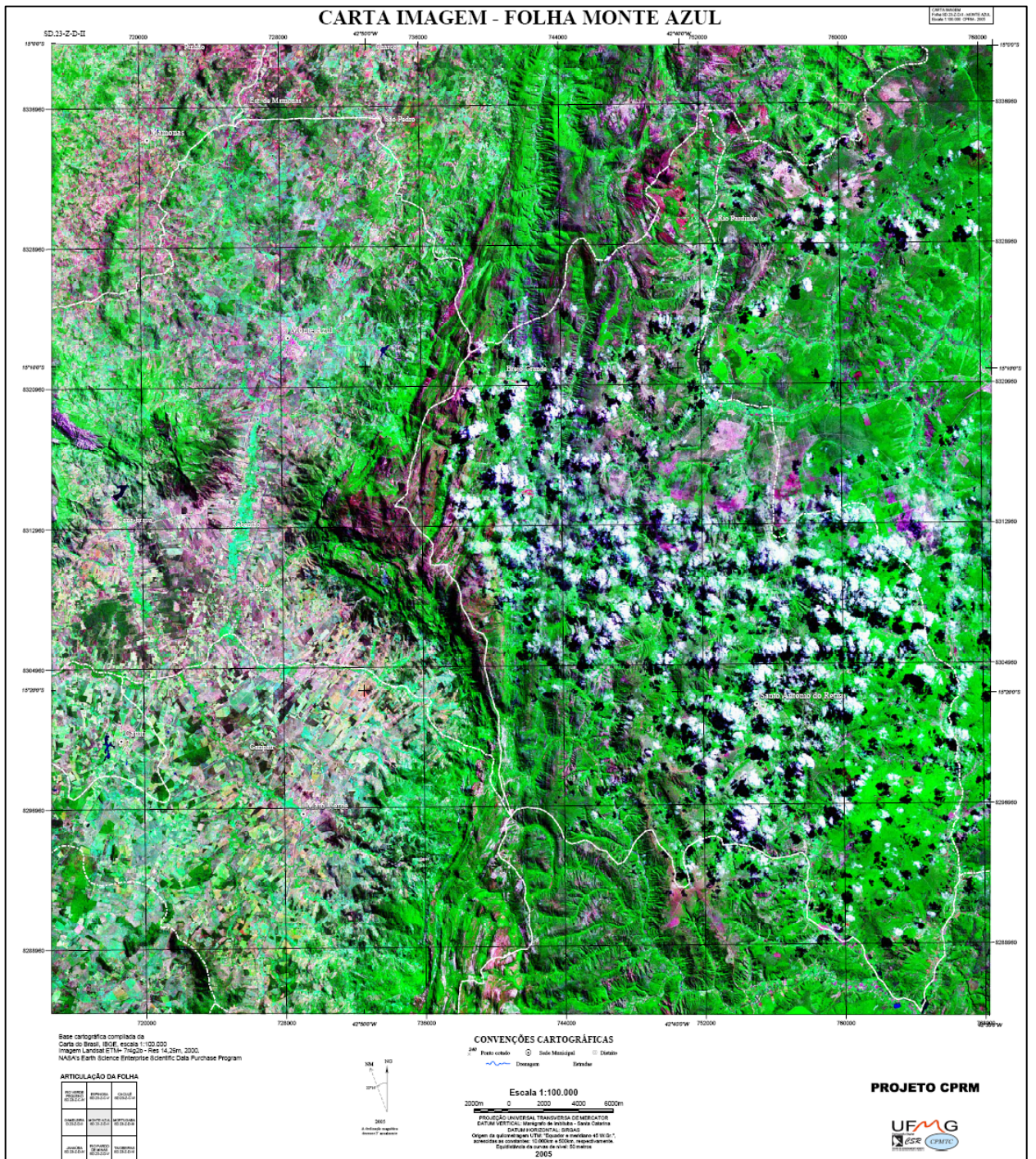
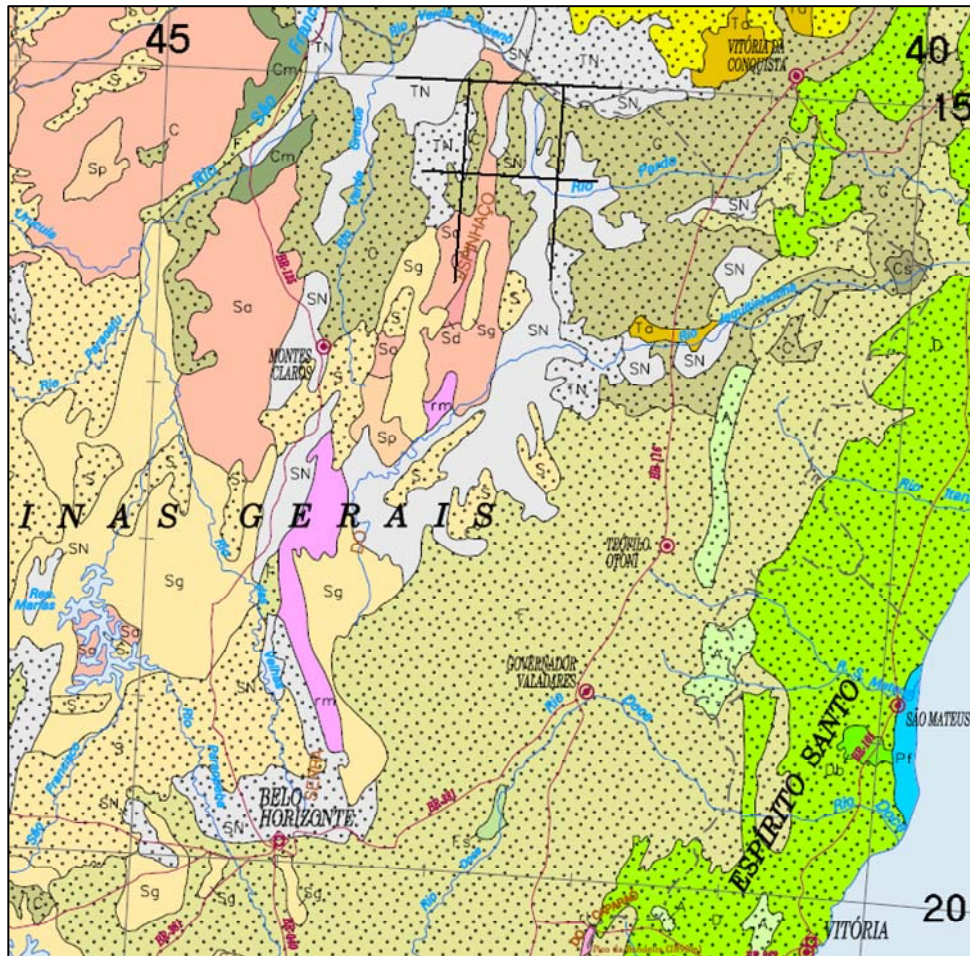


Figura 04: Imagem da área correspondente a Folha Monte Azul.



**Figura 05:** Trecho do Mapa de Vegetação do Brasil 1:5.000.000 (IBGE, 2004), com destaque para a área correspondente a Folha Monte Azul. SN = Savana/Floresta Estacional; C = Vegetação Secundária e Atividades Agrárias em antiga Floresta Estacional Decidual; Sa = Savana Arborizada ou Campo Cerrado; e TN = Savana Estépica/Floresta Estacional.

### 3. TRABALHOS ANTERIORES

---

A Serra do Espinhaço em Minas Gerais tem sido objeto de estudos de cunho geológico pelo menos desde o início do século XIX. O acervo bibliográfico existente sobre a região, decorrente, em um primeiro momento, da descoberta dos depósitos diamantíferos no século XVIII, é vasto e diversificado. Para o resgate de boa parte destes trabalhos sugere-se a consulta a Almeida-Abreu (1989, 1993), Freyberg (1932), Knauer (1990), Knauer & Grossi-Sad (1995b), Pflug (1965), Renger (1979), Renger & Knauer (1995), Souza & Martins (1995) e Uhlein (1991).

Apesar da existência de trabalhos anteriores ao século XIX (citados por Freyberg, 1932), são normalmente considerados como pioneiros aqueles publicados pelo barão W. von Eschwege no início daquele século. Assim, Eschwege (1822) introduz oficialmente a designação de Cordilheira do Espinhaço e, mais tarde (Eschwege, 1832), propõe a primeira "coluna estratigráfica" para a cordilheira e áreas adjacentes, com caráter nitidamente plutonista. Eschwege (1833) reitera esta coluna, estudando no famoso "Pluto Brasiliensis" os depósitos minerais associados a estes terrenos, em especial os de ouro e de ferro.

Esta tentativa de subdivisão estratigráfica vai ser (parcialmente) utilizada mais tarde por O.A. Derby, o qual (Derby, 1906) designa de "Série de Minas" os xistos, quartzitos, calcários e itabiritos, que correspondem a parte da "Formação Secundária" de Eschwege (op.cit.). Rimann (1917), seguindo sugestão oral de H.E. Williams, reagrupa os terrenos divididos a partir da "Formação de Transição" de Eschwege (op.cit.) na chamada "Série de Bambuhy".

O mapeamento geológico da região da Serra do Catuní e da bacia do Rio Macaúbas levou ao reconhecimento, por Moraes (1928), de seqüência predominantemente composta por filitos, filitos conglomeráticos e quartzitos. Esta "Formação Macaúbas", de caráter fluvio-glacial, vai ser incluída por Moraes & Guimarães (1930), junto com os conglomerados diamantíferos da então definida "Formação Sopa". Uma contribuição fundamental para a continuidade dos trabalhos deste grupo na região, e muitas vezes pouco reconhecida, é a publicação de um mapa geológico regional na escala 1:2.000.000 apresentado em Moraes (1937).

O trabalho de Barbosa (1954), propondo um modelo geossinclinal clássico para o desenvolvimento da região vai ter uma enorme influência nos trabalhos posteriores deste período. Isto fica extremamente claro quando se analisam os trabalhos iniciais do Professor Reinhard Pflug e de seus colaboradores sobre a região. A primeira síntese dos resultados de suas pesquisas é publicada no meio da década (Pflug, 1965).

Estudos estratigráficos mais detalhados levaram Pflug (1967, 1968) à definição de oito unidades estratigráficas fundamentais, até hoje consideradas como válidas pelos pesquisadores da região.

É interessante ressaltar que, durante este período, o autor estende este conceito de geossinclinal por toda a Serra do Espinhaço, inclusive a terrenos na Bahia (Pflug *et al.*, 1969).

Uma decisiva contribuição a geologia regional é representada pelo trabalho de Pflug & Renger (1973), resultante não só da compilação dos dados do programa então desenvolvido, como da integração geológica na escala 1:500.000 a partir de folhas 1:100.000. Merece destaque a proposta de criação do Supergrupo São Francisco, que englobaria todas as unidades relacionadas ao Neoproterozóico da Serra do Espinhaço, Quadrilátero Ferrífero e regiões adjacentes (inclusive o Grupo Macaúbas, que Hettich, 1973, subdivide o Grupo Macaúbas em seis unidades).

Schobbenhaus (1972a) mapeou a Folha Rio Pardo de Minas na escala 1:250.000, adotando a seguinte subdivisão das unidades estratigráficas: Complexo Cristalino, Grupo Minas e, a leste, cobrindo as rochas do Grupo Minas, afloraria a Fácies Macaúbas do Grupo São Francisco formado por quartzitos, localmente ferruginosos, xistos, filitos, (por vezes ferruginosos ou grafitosos) e metaconglomerados. Os quartzitos ferruginosos e itabiritos, aflorando nos vales dos rios Peixe foram primeiramente investigados e cartografados por Schobbenhaus (1972b).

Uma primeira compilação e integração de dados geológicos da Folha SD-23 Brasília, escala 1:1.000.000 foi apresentada por Bruni (1976) na Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Outra integração regional da mesma Folha Brasília foi apresentada pelo Projeto RADAMBRASIL (Fernandes *et al.*, 1982). A distribuição das grandes unidades, a saber, Embasamento Granito-Gnáissico, Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas, coincide, em linhas gerais, àquelas adotadas hoje.

Outros projetos de cunho regional, que tem importância fundamental para a região são o Projeto LETOS (Moutinho da Costa *et al.*, 1976) e o Projeto Jequitinhonha (Levantamento Integrado de Recursos Naturais do Vale do Jequitinhonha, Fontes *et al.*, 1978).

O primeiro trabalho de cunho geocronológico mais detalhado e cuidadoso é apresentado por Brito-Neves *et al.* (1979), os quais, entre outras determinações, mostram idades de 1770 Ma para os metariolitos do Supergrupo Espinhaço na região de Conceição do Mato Dentro, bem como inferem idades entre 1300 e 1100 milhões de anos para os metamigmatitos básicos ocorrentes na forma de diques e soleiras.

Schöll & Fogaça (1979), definem três grandes conjuntos como os principais constituintes da região: Supergrupo Pré-Rio das Velhas, com granitos, gnaisses, migmatitos e raros anfíbolitos, Supergrupo Rio das Velhas, constituído por variados tipos de xistos e quartzitos, e Supergrupo Espinhaço (em um sentido similar aquele aplicado por Schobbenhaus Filho *et al.*, 1978). Uma proposta de evolução geológica e paleogeográfica mais global pode ser visualizada em Pflug *et al.* (1980).

No Projeto Porteirinha-Monte Azul (Drumond *et al.*, 1980), realizado pela CPRM, a unidade basal pré-Espinhaço, denominada Associação Gnáissico-Migmatítica, é constituída por gnaisses e migmatitos indivisos. O Supergrupo Espinhaço foi dividido em três unidades: Inferior, Média e Superior, com especial destaque para a descoberta e descrição das seqüências vulcânicas típicas deste supergrupo. Um dos muitos resultados advindos deste projeto é o trabalho de Menezes Filho (1980), que define e caracteriza a seqüência vulcano-vulcanoclástica da Serra do Riacho Seco, integralmente localizada na Folha Monte Azul.



A década de 90 é marcada principalmente pela publicação de grandes sínteses sobre a geologia da região, especialmente com considerações sobre sua caracterização geotectônica e evolução geológica (e.g., Knauer, 1990; Uhlein, 1991; Almeida-Abreu, 1993, Uhlein *et al.*, 1995; Dussin e Dussin, 1995; Knauer, 1999). Destacam-se, sem dúvida, os trabalhos de Trompette *et al.* (1992), sobre o "Craton brasileiro do São Francisco", de Schobbenhaus-Filho (1993), que tece considerações sobre o seu "Proterozóico Médio" no Brasil. A anterior atribuição dos xistos verdes da região de Planalto de Minas ao Supergrupo Espinhaço, proposta por Machado *et al.* (1989) e Knauer (1990), é defendida por Chula (1995)

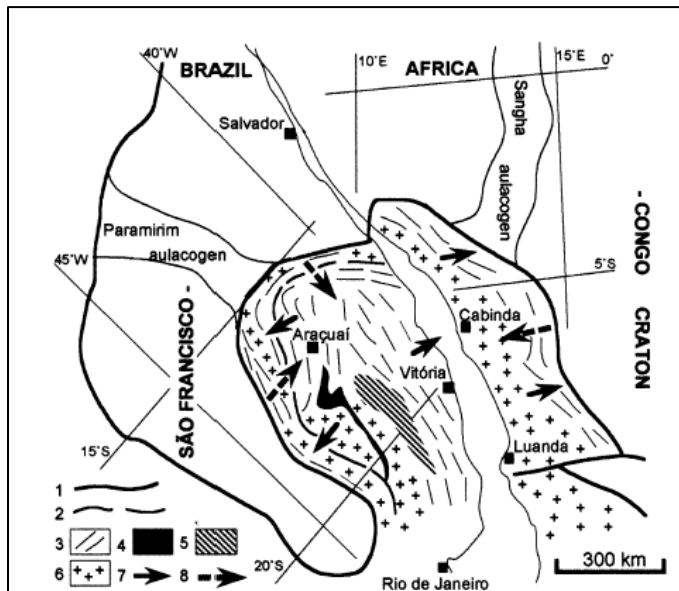
O período entre 1995 e 1997 representa um marco para uma nova etapa da evolução sobre os estudos geológicos na região da Serra do Espinhaço, principalmente em virtude da publicação dos vinte e três mapas (e relatórios correspondentes) do "Projeto Espinhaço" (Grossi-Sad *et al.*, 1997) e da realização do "VIII Simpósio de Geologia de Minas Gerais". Este simpósio teve como tema central "A Cordilheira do Espinhaço - 25 anos do Centro de Geologia Eschwege".

Relevantes são ainda os trabalhos de Schobbenhaus-Filho (1993), o qual se refere à região de Monte Azul – Mato Verde em capítulo dedicado aos aspectos geológicos do "setor central da Serra do Espinhaço", Schobbenhaus (1996) e o Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – Monte Azul – Hidrogeologia, de Lima (1994), baseado ainda em Drummond *et al.* (1980).

Relatórios diversos do Projeto Espinhaço, em especial Roque *et al.* (1997) in Grossi-Sad *et al.* (1997), mostram-se fundamentais ao tratarem da geologia de folhas contíguas à região de Monte Azul, em particular da Folha Rio Pardo de Minas. Alves & Côrtes (2000) – Mapeamento geológico na região de Monte Azul – Espinosa (Trabalho Geológico de Graduação, UFMG) fornecem um bom apanhado sobre a geologia da região, em especial das seqüências gnaissico-migmatíticas. Destacam-se, por fim, os aspectos geológicos abordados na Folha SD.23 – Brasília (CPRM, 2004), parte integrante da mais recente Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo.

## 4. CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOLOGIA REGIONAL

A região trabalhada situa-se no domínio da faixa móvel que define o limite oriental do Cráton do São Francisco, no Estado de Minas Gerais, ou seja, encontra-se, em termos geotectônicos, na zona limítrofe entre a Faixa de Dobramentos Araçuaí (Brasiliano – Panafricano) e o cráton (Figura 06). A distribuição das unidades geológicas nesta porção do estado é condicionada por faixa alongada onde estão expostas rochas pertencentes a variadas unidades pré-transamazônicas (Grossi-Sad *et al.*, 1997).



**Figura 06:** Mapa geotectônico do Orógeno Araçuaí- Oeste-Congo (extraído de Pedrosa-Soares *et al.*, 2001).

1- limite do cráton; 2- limite entre domínios tectônicos interno e externo da Faixa Araçuaí; 3- lineamento estrutural Brasileiro Pan-Africano; 4- zonas de lascas oceânicas Neoproterozóica; 5- arco magmático cálcio-alcálico, pré a sin-colisional, Neoproterozóico; 6- embasamento incluindo unidades Paleoproterozóica e Mesoproterozóica; 7- vergência tectônica; 8- polaridade metamórfica.

novamente, a hipótese de um núcleo estabilizado no final do Ciclo Transamazônico, margeado por regiões que sofreram regeneração durante o Ciclo Brasileiro (Mascarenhas *et al.*, 1984). Sua integridade (e, na opinião de Braun & Baptista, 1981, sua própria existência) sempre foi motivo de controvérsias. A ocorrência de uma região deformada em tempos pós-transamazônicos em seu interior levou alguns pesquisadores a sugerir a individualização de dois cratons separados pela Província do Paramirim, hipótese retomada por Trompette *et al.* (1992).

Considerando mais detalhadamente a existência da "Faixa Móvel do Paramirim", Almeida (1981) propõe a criação de uma nova entidade geotectônica, o Cráton do Paramirim, de idade pré-transamazônica. Para o autor, o Supergrupo Espinhaço e seus correlativos representam a cobertura sedimentar da área do Cráton do Paramirim, estendida localmente aos cinturões móveis, então estabilizados (Almeida, 1981: 07). Deste modo, o Cráton do São Francisco seria definido como o resultado da acresção de cinturões móveis à antiga região cratônica, eventualmente com partes das faixas de dobramentos brasileiras evoluindo por sobre a área original do Cráton do Paramirim, explicando desta maneira a não coincidência dos limites.

O Cráton do São Francisco (na concepção proposta por Almeida, 1977) representaria um extenso núcleo estabilizado no término do Ciclo Transamazônico, ao final do Proterozóico Inferior, margeado por regiões que sofreram regeneração durante o Ciclo Brasileiro (Mascarenhas *et al.*, 1984). Sua integridade (e, na opinião de Braun & Baptista, 1981, sua própria existência) sempre foi motivo de controvérsias. A ocorrência de uma região deformada em tempos pós-transamazônicos em seu interior levou alguns pesquisadores a sugerir a individualização de dois cratons separados pela Província do Paramirim, hipótese retomada por Trompette *et al.* (1992).

Considerando mais detalhadamente a existência da "Faixa Móvel do Paramirim", Almeida (1981) propõe a criação de uma

Alkmin *et al.* (1993) apresentam uma extensa discussão sobre a conceituação histórica do Cráton do São Francisco, implicitamente reconhecendo o problema do caráter geotectônico do Espinhaço Setentrional (pertencente ou não a área cratônica), que poderia constituir uma faixa móvel separando, portanto, dois diferentes crátons. Relembrando as assertivas de Braun & Baptista (1981) a respeito das reduzidas dimensões da região cratônica, os autores afirmam que do ponto de vista funcional, a área correspondente ao Cráton do São Francisco trata-se em realidade do "Antepaís do São Francisco", mesmo admitindo que uma feição de tal tipo ("bloco de antepaís com núcleos estáveis") não seja comum.

As unidades constituintes do Supergrupo Espinhaço, principais formadoras da serra, são objeto de grandes controvérsias com relação à ambientação geotectônica de sua evolução durante os tempos proterozóicos. A maioria dos autores admite que o início do desenvolvimento da seqüência corresponde a processos de abertura de um rifte ainda no Estateriano (e.g., Brito-Neves, 1995), mas o seu desenvolvimento posterior é controverso. O modelo dominante (e.g., Dossin *et al.*, 1990; Uhlein *et al.*, 1995; Dussin & Dussin, 1995) considera que os processos de abertura são abortados ainda no Mesoproterozóico, sendo retomados apenas no Neoproterozóico com a concomitante deposição de rochas do Grupo Macaúbas e unidades correlatas, evoluindo para a formação de um oceano restrito, onde se depositam unidades constituintes do Grupo Macaúbas (e.g., Pedrosa-Soares *et al.*, 1994).

Outros autores (e.g., Almeida-Abreu, 1993, 1995; Fogaça, 1985; Almeida-Abreu & Pflug, 1994) defendem a hipótese da continuidade dos movimentos distensivos no Paleo-Mesoproterozóico, até o desenvolvimento de uma margem continental passiva e de crosta oceânica, sempre relacionadas à evolução do Supergrupo Espinhaço. Estes autores visualizam processos de inversão no Mesoproterozóico, concomitantes com a formação do Supercontinente Rodínia.

Os problemas não se referem tão somente ao período de desenvolvimento de uma crosta oceânica a leste do sítio deposicional das seqüências basais do Supergrupo Espinhaço. A existência de um ou dois períodos de inversão tectônica pós-transamazônico está no cerne da discussão. Os autores que defendem uma evolução do tipo "rifte abortado" indicam a não existência do Evento Uruaçuano na região, ao contrário daqueles que propugnam um Ciclo de Wilson completo no período. Para estes últimos a existência de um Evento Brasileiro é bastante provável, seja na forma de um ciclo completo (e.g., Knauer, 1990), seja como uma simples reativação das estruturas compressivas do Uruaçuano (e.g., Almeida-Abreu, 1993).

Durante o período Toniano (cerca de 950 Ma.) ocorreu a individualização da placa São Francisco - Congo (Campos-Neto, 2000), delineando os traços daquele que viria a ser o Cráton do São Francisco durante o Brasileiro. Com a evolução dos riftes tonianos há o desenvolvimento, ao menos localmente, de crosta oceânica, caracterizando o estágio de margem passiva. Depositaram-se na bacia precursora do Orógeno Araçuai, em conseqüência da tafrogênese, as unidades hoje incluídas no Grupo Macaúbas, o qual registra evidências de glaciação durante as etapas primordiais de sedimentação.

Uma série de colisões diacrônicas envolvendo o paleocontinente São Francisco - Congo propiciou a formação, no final do Neoproterozóico, do Gondwana (Almeida, 1977, 1981; Alkmim *et al.*, 1993;

Heilbron *et al.*, 2004; Alkmim, 2004). O interior cratônico é marcado então por fase subsidente, permitindo a deposição dos sedimentos relacionados ao Grupo Bambuí. Estes sedimentos foram parcialmente deformados frente à orogenia brasileira, notadamente junto às margens cratônicas.

No Orógeno Araçuai em particular discriminam-se, segundo Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2003a), Alkmim *et al.* (2003) e Heilbron *et al.* (2004), os estágios pré-colisional ou acrescionário (630 – 585 Ma.), sincolisional (585 – 565 Ma.), tardicolisional (565 – 535 Ma.) e pós-colisional (520 – 490 Ma.).

## 5. GEOLOGIA LOCAL

---

A área correspondente a Folha Monte Azul é constituída por associações rochosas de idades arqueanas e proterozóicas, recobertas por diferentes conjuntos sedimentares cenozóicos (CZci, N34co e N4a). O Arqueano é representado por rochas incluídas em duas unidades litodêmicas no mapa 1:100.000: Complexo Porteirinha (A3p, com idades prováveis mesoarqueanas) e Complexo Córrego Tingui (Acg), ao qual não são atribuídas idades mais específicas, se bem que sua continuidade para a Bahia parece se constituir de rochas tanto paleoarqueanas como mesoarqueanas.

Ao Paleoproterozóico são atribuídas rochas do chamado Complexo Limoeiro (PP2sl) e unidades típicas do Supergrupo Espinhaço (PP4emv, PP4ei e PP4es), separadas pelos processos do Evento Transamazônico, enquanto as rochas de idades neoproterozóicas são aqui consideradas como pertencentes ao Grupo Macaúbas (NPmic, NP12miq, NP1pb e NPma).

Rochas intrusivas não são raras, incluindo desde monzogranitos até granitóides da Suíte Paciência (PPλsp) até as rochas plutônicas ácidas denominadas de Granito Catolé (PPγc), ambos os conjuntos de possível idade Riariana. Mais novos (relacionados aos processos de extensão do Toniano) aparecem corpos básicos metamorfisados no fácies xisto verde da Suíte Metaígneia Pedro Lessa (NPβpl).

### 5.1 Estratigrafia

As unidades estratigráficas representadas no mapa geológico da Folha Monte serão descritas adiante, com ênfase em suas litologias constituintes e em suas relações de contato. Sua ordem de descrição será tentativamente cronológica, com a possível exceção do posicionamento de parte das rochas do Complexo Córrego Tingui. Da mesma maneira que na legenda do mapa geológico (reproduzida a seguir), os conjuntos rochosos de caráter nitidamente intrusivo serão descritos em separado.

**FANEROZÓICO**  
**CENOZÓICO**  
**Neógeno**

**N4al** – Depósitos aluvionares – Areias com intercalações de argilas e cascalhos, estes na forma de corpos lenticulares.

**N34dl** – Coberturas detrito-lateríticas – Depósitos arenosos com horizontes de cascalhos e desenvolvimento local de processos de laterização. Pontualmente observam-se depósitos coluvionares associados.

**CENOZÓICO**

**Czci** – Coberturas cenozóicas indiferenciadas – Depósitos areno-argilosos avermelhados a marelados, usualmente laterizados; localmente espessos e localizados depósitos de areias médias a grossas esbranquiçadas. Horizontes lenticulares de cascalhos não são raros.

**PROTEROZÓICO**  
**NEOPROTEROZÓICO**

**GRUPO MACAÚBAS**

**NPna – Formação Nova Aurora** – Quartzitos de granulometria variável, usualmente micáceos, ferruginosos ou não, com intercalações quartzo filíticas a xistosas; localmente metadiamicritos acinzentados de matriz micácea a quartzo-micácea, localmente mais ricos em hematita, com clastos de quartzo, quartzitos e de rochas graníticas/gnaíssicas.

**NP1pb – Formação Rio Peixe Bravo** – filitos (em parte grafitosos/carbonosos), localmente granatíferos, e metassiltitos com intercalações quartzíticas e xistosas; pacotes quartzíticos mais espessos são caracterizados por conteúdos variáveis em micas e óxidos de ferro, com caráter arcoseano raro.

**NP12sc – Formação Serra do Catuní** - Inclui metaconglomerados (dominantemente polimíticos), metadiamicritos e termos xistosos finos. Intercalações de quartzitos e metargilitos são comuns, enquanto que aquelas de rochas carbonáticas são mais raras; discrimina-se conjunto de rochas metassedimentares quartzíticas impuras a micáceas, localmente ferruginosas, com intercalações de metassiltitos a filitos, muito localmente com lentes de metaconglomerados (NP12scq).

**PALEOPROTEROZÓICO**

**Estateriano**

**SUPERGRUPO ESPINHAÇO**

**PP4es – Unidade Superior** - quartzitos laminados micáceos, ferruginosos ou arcossianos com intercalações locais de rochas quartzo filíticas acinzentadas, via de regra com granulometria média. Estratificações cruzadas de médio porte acanaladas e tangenciais são comuns. Corpos lenticulares de metaconglomerados podem ocorrer.

**PP4ei – Unidade Inferior** - quartzitos micáceos, localmente ferruginosos e/ou arcossianos. Discriminam-se seqüências com predomínio de quartzitos puros e finos (**PP4eiq**), localmente com marcas onduladas assimétricas. Estratificações cruzadas acanaladas e tangenciais de médio porte e marcas onduladas assimétricas aparecem com frequência.

**PP4emv – Unidade Metavulcanosedimentar** – metavulcânicas de filiação riolítica, usualmente cinza-azuladas, apresentando pórfiros mais claros em matriz muito fina, com brechas e aglomerados associados. Entre os metassedimentos destacam-se metaconglomerados polimíticos com matriz quartzítica a quartzítica micácea e variados tipos de quartzitos (estes com estratificações cruzadas de pequeno a médio porte e marcas onduladas assimétricas frequentes).

**Riaciano**

**COMPLEXO LIMOEIRO**

**PP2sl** – Predominam rochas gnaíssicas a base de quartzo, plagioclásio, muscovita, microclina e biotita sobre termos calcissilicáticos, xistos e mármores. As rochas calcissilicáticas, esverdeadas, tem granulação e composição algo variáveis, com destaque para anfibólios, microclina, quartzo e plagioclásio. Os mármores são dolomíticos e calcíticos, tem coloração acinzentada a esverdeada, e apresentam-se como intercalações até métricas. Os xistos variam desde quartzo xistos e quartzo-muscovita xistos até quartzo-clorita xistos, com intercalações de xistos ricos em magnetita e, mais localmente, xistos ricos em carbonatos. Formações ferríferas bandadas tem presença eventual, assim como restritos corpos quartzíticos ferruginosos finos, milonitizados ou não.

**ARQUEANO**

**INDIVISO**

**COMPLEXO CÓRREGO TINGUÍ**

**Act** – Rochas graníticas gnaíssificadas, localmente afetadas por graus variáveis de milonitização, com aparecimento desde protomilonitos e blastomilonitos até verdadeiros ultramilonitos. Os granitos são, em sua maioria, equigranulares, mas dominam rochas gnaíssicas acinzentadas com bandamento até decimétrico. Comuns são corpos anfibolíticos escuros, usualmente com pouco quartzo, que podem apresentar-se concordantes e discordantes ao bandamento gnaíssico.

## MESOARQUEANO

### COMPLEXO PORTEIRINHA

**A3p** – Rochas gnaíssicas até migmatíticas de coloração acinzentada, as quais se associam corpos anfíbolíticos tanto concordantes como discordantes ao bandamento gnaíssico, assim como diques aplíticos e mobilizados graníticos. Os gnaisses, que representam os termos dominantes, apresentam cor cinza a cinza esverdeada, caracterizando-se pela alternância de bandas claras quartzo-feldspáticas e bandas mais escuras com quartzo, biotita, muscovita e anfibólio. Com granulação média a grossa, inclui desde biotita-hornblenda-plagioclásio-quartzo gnaisses e biotita-clorita-quartzo-plagioclásio gnaisses até biotita-plagioclásio-quartzo gnaisses. Processos de epidotização são observados. São comuns os produtos miloníticos sobre todas estas rochas, que incluem desde protomilonitos até filonitos. Intercalações (tectônicas) de rochas metaultramáficas não são raras.

### ROCHAS INTRUSIVAS

#### PROTEROZÓICO

#### NEOPROTEROZÓICO

##### Toniano

**NPβpl** – **Suíte Metaígneia Pedro Lessa** – Rochas intrusivas básicas metamorizadas em baixo grau, correspondente a metagabros a metadiabásios (esverdeados até acinzentados escuros) na forma de diques e soleiras. Tratam-se de rochas de granulação grossa até fina, eventualmente com porfiroblastos de plagioclásio que excedem os dois centímetros de diâmetro. A paragênese metamórfica observada nestas rochas inclui anfibólios, epidoto/clinozoisita, clorita, biotita, quartzo, carbonato, apatita, titanita/leucoxênio e opacos (especialmente magnetita/martita, titanomagnetita, ilmenita e pirita). Minerais ígneos localmente preservados estão representados por clinopiroxênio, plagioclásio, zircão, badeleita e feldspato potássico.

#### PALEOPROTEROZÓICO

##### Riaciano

**PP2λsp** – **Suíte Paciência** – Monzogranitos até sienitos e granitóides porfiroclásticos, afetados por graus variáveis de milonitização. Sua ocorrência mais a norte mostra granitóides leucocráticos porfíricos com afinidades monzo-sieníticas, granulação média a grossa e coloração cinza até rosada. No corpo mais a oeste verificam-se predominantemente rochas de filiação alcalina, como sienitos, quartzo sienitos, álcali granitos, álcali-quartzo granitos e monzonitos, bem como granitos s.s. Estas rochas podem encontrar-se fortemente deformadas, havendo claros indícios de milonitização. Frequentemente estas rochas são caracterizadas pela cor verde a verde acinzentada e entretons róseos propiciados pela presença de destacados cristais de microclina.

**PP2γc** – **Suíte Catolé** - Rochas claras de composição granítica, gnaissificadas, localmente milonitizadas e foliadas. A estas rochas podem se associar pequenos corpos anfíbolíticos de granulação média e coloração acinzentada a esverdeada escura. Tratam-se usualmente de granitos com tonalidades entre o branco a branco rosado e cinza claro até o esverdeado. A granulação predominante é média a grosseira, comumente modificada por cisalhamento. Nas zonas mais deformadas aparecem granitóides leucocráticos, coloração cinza claro, granulação fina (predominante) a média, cuja composição mineralógica essencial é quartzo, muscovita e plagioclásio. Os granitos gnaissificados mais frequentes compõem-se de plagioclásio (oligoclásio a andesina), feldspato potássico perítico e quartzo em percentuais variados. O acessório mais comum é biotita, com rara hornblenda associada. Veios milimétricos de epidoto ocorrem, preenchendo fraturas de variadas direções.

Quadro 1: Legenda utilizada no Mapa Geológico da Folha Monte Azul.

### 5.1.1 Complexo Porteirinha

Aflorando via de regra a oeste do meridiano 42°45'W, as rochas constituintes do chamado Complexo Porteirinha (A3p) formam uma larga faixa de direção próxima a norte-sul. Mesmo que comumente recobertos (especialmente no quadrante SW) por depósitos sedimentares recentes de

espessuras variáveis em terrenos que se caracterizam por relevos rebaixados, a quantidade de afloramentos da unidade é relativamente boa, permitindo a definição litológica apresentada adiante.

Em termos de expressão fisiográfica, o Complexo Porteirinha apresenta cotas que variam de 500m a 600m nas imediações da rodovia BR 122, variando até valores pouco maiores que os 900m nas proximidades da Serra do Espinhaço. O relevo, relativamente arrasado (Figura 07), varia de aplainado a colinoso nos arredores das serras, mesmo assim resguardando ainda boas exposições rochosas.

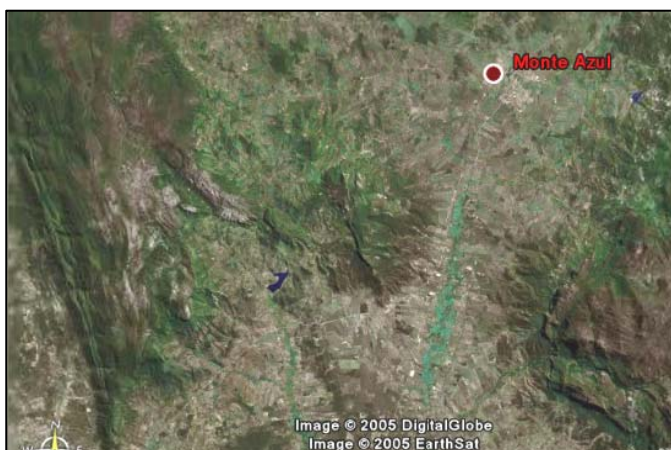
A este complexo (aqui considerado dentro do conceito apresentado por Guimarães *et al.*, 1993), que corresponde a aproximadamente 15% da área da folha, se associam rochas gnáissicas, ao menos em parte migmatizadas (em especial nos extremos oeste e sudoeste da área da folha) e, muitas vezes, afetadas por graus variáveis de milonitização.

As idades apresentadas pela CPRM (Monte Azul) mostram valores paleoarqueanos a mesoarqueanos (entre 3,2 e 3,0 Ga), todos referentes a evaporação de zircão (Pb-Pb) em migmatitos. Siga Jr. (1986) datou rochas pertencentes ao Complexo Porteirinha, localizadas nos arredores de Botumirim e Barroço, pelos métodos Pb-Pb e Rb-Sr. As idades obtidas indicam que os gnaisses foram submetidos a um evento tectonotermal em torno de 2,7 Ga.

Neste complexo arranjo de rochas gnáissicas, migmatíticas (Figura 08) e metagraníticas, freqüentemente milonitizadas (ocorrência desde milonitos até verdadeiros filonitos), se associam



**Figura 08:** Rocha migmatítica incluída no Complexo Porteirinha, em afloramento a NW da cidade de Monte Azul. UTM: 733822/8333150.



**Figura 07:** Principais áreas de afloramento de rochas relacionadas ao Complexo Porteirinha imediatamente a sul de Monte Azul, marcadas por relevo arrasado e rebaixado. Escala aproximada de 1220.000.

corpos de anfibolito, por vezes concordantes ao bandamento gnáissico, em outros casos discordantes do mesmo.

A estrutura bandada é de ocorrência generalizada (Figura 09), definida pela alternância de bandas mesótipas (dominância de plagioclásio e máficos) e bandas leucocráticas quartzo-feldspáticas, com larguras que podem exceder os 20 ou 30 centímetros. Na porção leucocrática dominam termos de granulação média a grossa, enquanto que nas mesótipas granulações menores são características.



Os gnaisses observados ao longo da área apresentam cor cinza a cinza esverdeada, sendo a granulação média a grossa, podendo variar a fina localmente (coincidindo muitas vezes com regiões sujeitas a maior intensidade de deformação). Estes se mostram comumente dobrados, gerando estruturas de variado padrão.

As faixas leucocráticas e melanocráticas diferenciadas refletem substanciais variações mineralógicas e texturais. As bandas notadamente félsicas apresentam granulação média a grossa, cor branca a cinza e arcabouço mineralógico composto essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e teores menores de moscovita e epidoto. Os níveis máficos apresentam cor preta, marrom a verde escura, sendo de granulação predominantemente fina. Os principais minerais que os compõem são biotita, anfibólio (principalmente hornblenda), opacos e epidoto. Localmente, termos ricos em clorita são conhecidos.

A foliação, que pode estar presente, muitas vezes concorda com o bandamento da rocha podendo, contudo, ser oblíquo a este. Os termos petrográficos mais abundantes são biotita-hornblenda-plagioclásio-quartzo gnaiss, biotita-clorita-quartzo-plagioclásio gnaiss, biotita-plagioclásio-quartzo gnaiss e variações dos mesmos, sendo que percentuais menores de feldspato potássico (essencialmente ortoclásio), moscovita, epidoto e opacos ocorrem invariavelmente.

Especialmente na porção noroeste e centro-oeste da área de ocorrência da unidade, os termos migmatíticos são característicos, mostrando estruturas desde estromatíticas até *schlieren*, mas com aparente predomínio de estruturas dobradas. Exibem, geralmente, tons cinza claros a escuros, prevalecendo os primeiros, granulação extremamente variável (com domínio da granulação média a grossa) e mineralogia similar a dos gnaisses. Assim sendo, quartzo, plagioclásio e feldspato potássico predominam nas faixas leucocráticas, havendo percentuais variados de biotita, clorita e anfibólio (até mesmo verdadeiros anfibólitos) nos níveis melanocráticos.

O bandamento (Figuras 09 e 10) muitas vezes é caracterizado pela alternância de bandas de composição quartzo-feldspática, de granulação média a grossa, e bandas com quartzo, biotita e muscovita, eventualmente com algum anfibólio. As bandas, centimétricas a decimétricas, na maioria dos afloramentos, podem representar um sub-bandamento em bandamento ainda mais espesso. Este bandamento (muitas vezes dobrado, como mostrado na Figura 11) pode estar cortado por uma foliação, se bem que em boa parte das vezes esta seja concordante ou sub-concordante ao bandamento. A foliação é mais bem desenvolvida nas porções melanocráticas, onde se orientam palhetas de biotita ou muscovita, os mesmos minerais que podem caracterizar uma lineação de estiramento nem sempre notável (localmente marcada pelo estiramento de grãos de quartzo). Também orientados segundo o plano desta foliação podem ocorrer porfiroblastos estirados (com o desenvolvimento de verdadeiras sombras de pressão) de quartzo e de feldspato.

É interessante destacar um processo notável por toda área de afloramento desta unidade: o aparecimento constante de porções epidotizadas ou mesmo de vênulas de epidoto paralelas ou não ao bandamento. Estes fatos parecem comprovar a ocorrência de processos hidrotermais algo característicos.



**Figura 09:** Rocha gnáissica constituinte do Complexo Porteirinha, mostrando banda centimétrica de composição anfibólica.



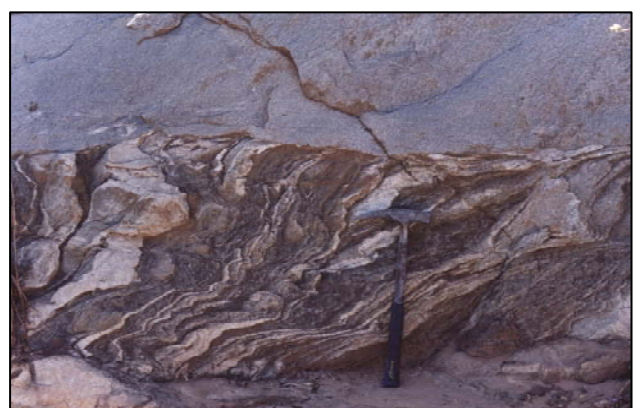
**Figura 10:** Gnaiss com bandamento de espessura milimétrica a centimétrica apresentando sinais de migmatização incipiente e foliação paralela. UTM: 724111/8319983.

Uma grande diversidade de estruturas características de fusão parcial é flagrante no que se refere à identificação dos migmatitos em campo, se bem que sua separação dos gnaisses, em alguns casos, pode envolver problemas conceituais. Predomina amplamente a estrutura dobrada, exibindo os mais diversos padrões e atitudes, desde dobras isoclinais a abertas, passando por estruturas de zona de charneira arredondada, *chevron* e dobras em caixa. Destacam-se ainda a estrutura estromática (muito freqüente) e dobras ptigmáticas. Minoritariamente ocorrem estruturas schlieren, *schoellen*, flebítica (venosa) e nebulítica, neste último caso quando a anatexia encontra-se em avançado estado.

Corpos graníticos discordantes, na forma de diques, são comuns, apresentando composição quartzo-feldspática típica e granulação média. São rochas de cor branca a cinza, granulação média a grossa, podendo ser pegmatóides, com mineralogia à base de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita (e clorita), anfibólio e epidoto. A foliação é a estrutura dominante. Diques aplíticos de menor granulação também aparecem (Figura 12), e as relações de contato até o momento descritas podem indicar idades ainda mais jovens que a dos granitos.



**Figura 11:** Dobras em gnaisses do Complexo Porteirinha. Direção da foto: WNW-ESE. UTM: 723811/ 8320398.



**Figura 12:** Migmatito do Complexo Porteirinha, cortado por dique de composição granítica. UTM: 734250/ 8335015.

Uma grande diversidade de estruturas características de fusão parcial é flagrante no que se refere à identificação dos migmatitos em campo, se bem que sua separação dos gnaisses, em alguns casos, pode envolver problemas conceituais. Predomina amplamente a estrutura dobrada, exibindo os mais diversos padrões e atitudes, desde dobras isoclinais a abertas, passando por estruturas de zona de charneira arredondada, *chevron* e dobras em caixa. Destacam-se ainda a estrutura estromática (muito freqüente) e dobras ptigmáticas. Minoritariamente ocorrem estruturas *schlieren*, *schoellen*, flebítica (venosa) e nebulítica, neste último caso quando a anatexia encontra-se em avançado estado.

Corpos graníticos discordantes, na forma de diques, são comuns, apresentando composição quartzo-feldspática típica e granulação média. São rochas de cor branca a cinza, granulação média a grossa, podendo ser pegmatóides, com mineralogia à base de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita (e clorita), anfibólio e epidoto. A foliação é a estrutura dominante. Diques aplíticos de menor granulação também aparecem (Figura 12), e as relações de contato até o momento descritas podem indicar idades ainda mais jovens que a dos granitos.

Anfibolitos (Figura 13), em corpos de espessura centimétrica a decamétrica e extensões variáveis que podem ultrapassar as centenas de metros, podem ser descritos. Os corpos são usualmente concordantes com o bandamento gnáissico podendo, contudo, mostrar-se discordantes localmente. Os corpos maiores apresentam cor verde escura, quase preta, granulação média, quase sempre com minerais orientados, caracterizando foliação bem desenvolvida.



**Figura 13:** Corpo de metagranitóide (leucogranito metamorfizado) no contato entre anfibolito e gnaiss-migmatito. Direção da foto: NNW-SSE. UTM: 728217/8318300

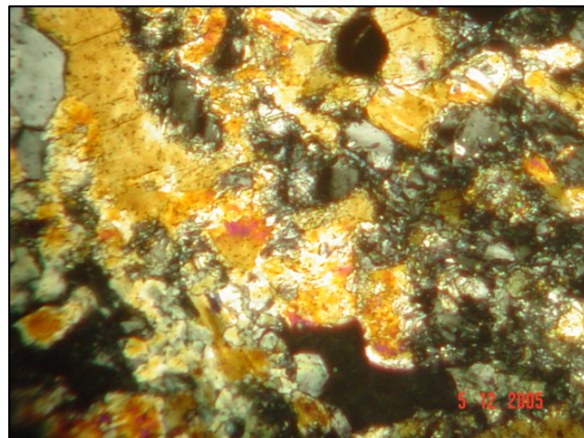
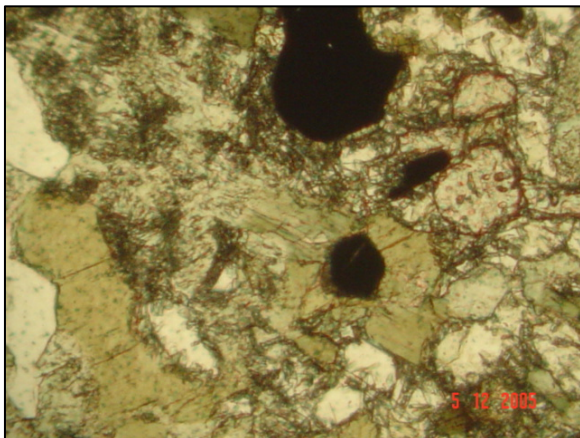
A mineralogia dos anfibolitos é relativamente padrão, mostrando, além de proporções variadas de anfibólio e plagioclásio, teores pequenos de quartzo, vênulas de epidoto e leucoxênio. Muito localmente podem ser observados pequenos grãos de granada, coincidindo com um brusco aumento na porcentagem de epidoto.

Rochas com alta concentração de granada (podendo alcançar até 20 ou 30% do volume total da rocha) foram observadas pontualmente (UTM: 728217/8318300). Trata-se de um corpo anfibolítico escuro, onde se verifica a passagem da hornblenda para

actinolita e um elevado teor de epidoto (25%), oriundo da saussuritização do plagioclásio, resultando em textura "pele-de-onça", bastante peculiar (Figura 14).

Muito localmente foram observados blocos de rocha fanerítica média, equigranular (Figura 15), composta essencialmente por plagioclásio (cerca de 65% a 70%), anfibólio e pouco quartzo (havendo ainda veios de epidoto e massas finas do mineral disseminados na rocha). O amplo predomínio de plagioclásio permite sua classificação como metadiorito. Seu posicionamento dentro do Complexo Porteirinha é, ainda, tentativo.

Rochas miloníticas (Figura 16 e Figura 17) são distinguíveis em campo por apresentarem acentuada foliação anastomosada, ocorrendo geralmente como faixas próximas ao meridiano, em meio a gnaisses e migmatitos. Além da foliação característica (onde é freqüente a presença de minerais estirados segundo direções próximas a leste-oeste), estas exibem por vezes veios e vênulas quartzosas estiradas segundo a foliação, via de regra com aspecto sigmoidal.



**Figura 14:** Anfibolito rico em granadas e hornblenda, evidenciando intensa alteração do plagioclásio. UTM: 728217/8318300. Obj. 5x, luz natural e polarizada. Largura da fotografia correspondente a 0,9 mm.

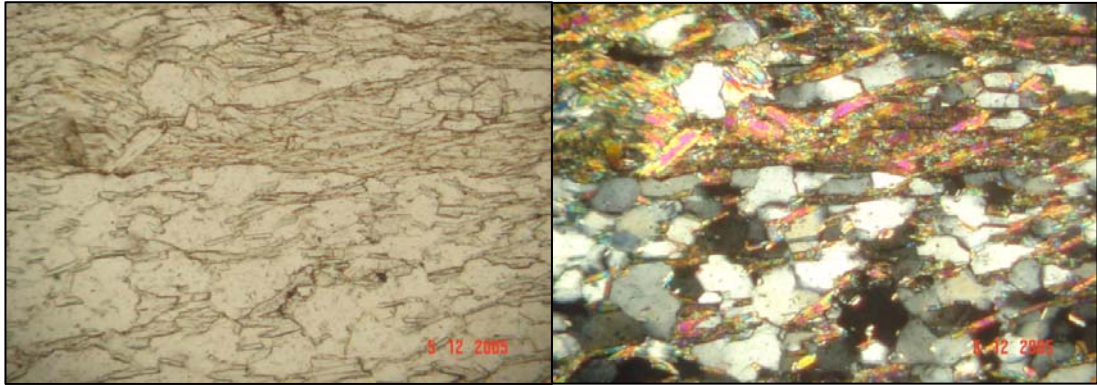


**Figura 15:** Quartzo-diorito a diorito metamorfizado, provavelmente pertencente ao Complexo Porteirinha (UTM: 728952/8317925). Foto: E-W.

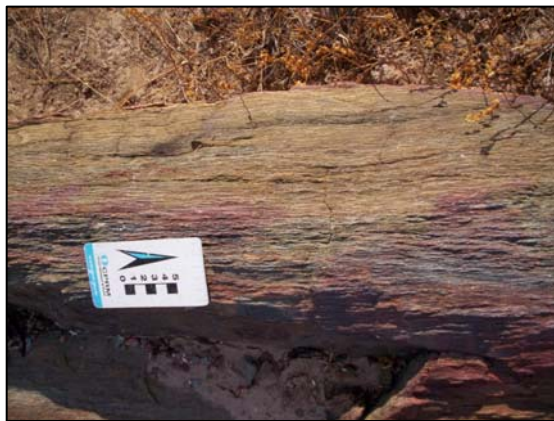


**Figura 16:** Milonito do "tipo 1", aflorante nas adjacências da Serra do Espinhaço. Porções mais escuras refletem maiores concentrações de hematita e magnetita fina. UTM: 731204/8318498. Direção das fotos: N-S.

Termos de aspecto xistoso, de granulação fina (Figura 17 e Figura 18) a média, muito quartzosos, apresentando colorações verdes até acinzentadas parecem ser os mais comuns. Frequentemente há alternância de bandas claras (quartzo-feldspáticas) e bandas esverdeadas (essencialmente micáceas), e mesmo nestes casos magnetita/martita ocorre, assim como hematita em plaquetas esparsas, além da relativamente abundante turmalina.



**Figura 17:** Milonito elucidando a presença de aglomerados de cristais recristalizados de quartzo envoltos por moscovita fina. Obj. de 5x, luz natural e polarizada. UTM: 731204/8318498.



**Figura 18:** Milonito/Filonito alterado, aflorante no ponto de coordenadas UTM: 726944/8314485. Direção da foto: Visada de sul para norte.

### **Petroquímica**

As rochas do Complexo Porteirinha, incluindo desde gnaisses e migmatitos até metagranitos milonitizados e restritos corpos anfibolíticos, tiveram amostras analisadas quimicamente, e os resultados são apresentados na Tabela X1. Nesta mesma tabela são apresentados os resultados de duas análises de rochas metaultramáficas tectonicamente embutidas neste complexo.

Para permitir uma comparação, são também mostrados os resultados de análises em anfibolitos e metaultramáfica, também relacionados ao Complexo Porteirinha, aflorantes imediatamente a sul da Folha Monte Azul, e publicadas em Drumond *et al.* (1980), no chamado Projeto Porteirinha-Monte Azul.

O único gnaissé analisado (ponto MAS 179, coordenadas UTM 8317826N/730628 E) é uma rocha acinzentada, mostrando sinais de incipiente migmatização. A caracterização microscópica mostra um gnaissé com quartzo (25%), plagioclásio (22%), hornblenda (20%), biotita (15%), clorita (5%), muscovita fina (5%), feldspato potássico - ortoclásio (3%), epidoto (3%) e opacos (2%).

Com textura granolepidoblástica e granulação média, predominam cristais grossos, mono e policristalinos, de quartzo, havendo ainda abundantes cristais de plagioclásio e ortoclásio. Alternam-se bandas máficas milimétricas ricas em biotita (geralmente cloritizada) e hornblenda e bandas félsicas ricas em quartzo e feldspatos. O plagioclásio, seguindo uma tendência constante na área, mostra-se sempre saussuritizado, com formação de epidoto e muscovita fina. Vênulas caóticas de epidoto fino recortam parcialmente a rocha.

**Tabela 01:** Análises químicas de rochas relacionadas ao Complexo Porteirinha, sendo MAS179 relacionada a gnaiss, e MAS 174, MAS 215B e MAS 253 a rochas definidas como anfibólitos. Análises realizadas nos laboratórios do CPMTC-UFMG.

Amostra	MAS174	MAS179	MAS215B	MAS253
SiO <sub>2</sub>	51,3	62,4	50,6	53
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,63	1,7	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,8	16,5	12,8	18,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,9	5,1	16,5	8,65
MnO	0,16	0,07	0,22	0,08
MgO	9,8	2,13	5,32	0,01
CaO	9,67	4,74	9,98	16,41
Na <sub>2</sub> O	2,33	4,76	1,48	0,17
K <sub>2</sub> O	0,53	1,22	0,22	0,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,27	0,14	0,01
P.F	1,5	2,1	0,81	2,1

**Tabela 02:** Análises químicas de rochas anfibólicas do Complexo Porteirinha na Folha Rio Pardo de Minas (Drumond *et al.* , 1980). P1, P2 e P3: 8246500N/729100E; P4: 8237700N/718950E.

Amostra	P1	P2	P3	P4
SiO <sub>2</sub>	46,69	47,33	50,52	52,48
TiO <sub>2</sub>	1,61	0,96	0,66	2,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,37	14,30	6,22	14,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,11	2,46	2,76	4,16
FeO	5,64	9,62	12,07	8,87
MnO	2,82	7,45	12,66	3,42
CaO	21,31	10,66	11,49	7,29
Na <sub>2</sub> O	0,81	3,50	1,15	3,17
K <sub>2</sub> O	0,14	0,72	0,39	1,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,26	0,52	0,52

A rocha gnáissica, normativamente marcada por 16,78% de quartzo, 7,08 % de ortoclásio, 39,39 % de albita, 19,66 % de anortita, 1,37 % de diopsídio, 6,14 % de hiperstênio, 3,90 % de magnetita, 1,18 % de ilmenita e 0,57 % de apatita, corresponde a uma rocha de composição geral granodiorítica.

Para as rochas anfibólicas dispõe-se de mais análises, já que além das quatro da Folha Rio Pardo de Minas (apresentadas na Tabela 2), três outras foram analisadas nos laboratórios do CPMTC-UFMG: MAS174 (UTM: 8318236N/731086E), MAS 215B (UTM: 8318300N/728217E) e MAS253 (UTM: 8316868N/728191E). A primeira delas corresponde a um anfibólito verde escuro, que constitui bandas decimétricas, concordantes, em rocha gnáissica acinzentada clara.

Trata-se de rocha com textura nematoblástica, predominando cristais subautomórficos de hornblenda associados principalmente a plagioclásio, via de regra saussuritizado (propiciando a formação de muscovita fina, albita e epidoto). Mineralogicamente é formada por hornblenda (59%), plagioclásio (29%), quartzo (9,8%), muscovita (1%), opacos (1%), epidoto (0,2%).

**Tabela 03:** Composição normativa de anfíbolitos das folhas Monte Azul (MAS 174, 215B e 253) e Rio Pardo de Minas (P1 a P4).

Amostra	MAS174	MAS215B	MAS253	P1	P2	P3	P4
Q	2,64	11,93	19,18	4,25		1,03	9,37
Or	3,07	1,3	1,89	0,83	4,28	2,3	6,15
Ab	19,27	12,26	1,44	6,85	22,22	9,73	26,82
An	22,44	27,05	48,53	37,89	21,18	10,66	21,58
Ne					4,01		
Di	19,11	16,87	11,89	24,79	24,06	34,95	9,25
Hy	21,87	14,61				33,3	12,39
OI					15,03		
Wo				14,97			
Mt	6,93	10,58	5,64	4,51	3,57	4	
Il	1,46	3,18	0,07	3,06	1,82	1,25	
Ap	0,24	0,31	0,02	0,6	0,6	1,2	

A amostra MAS 215B foi retirada de afloramento de grande expressão geográfica, onde predominam gnaisses/migmatitos cinza esverdeados, de granulação fundamentalmente média e compostos essencialmente por quartzo e feldspato (porções félsicas), e de biotita, anfíbólio e minerais metálicos (porções máficas). Veios e vênulas até decimétricas de epidoto fino (verde claro) seccionam a rocha e preenchem fraturas.

O anfíbolito, que mostra contato brusco e ligeiramente discordante do bandamento do migmatito, apresenta cor verde escura, granulação fina a média e é composto por anfíbólio, plagioclásio e epidoto. Geralmente no contato da rocha de filiação básica e do migmatito ocorre rocha de natureza granítica, freqüentemente pegmatóide, rica em cristais centimétricos de feldspato, bem como quartzo e epidoto.

A rocha é constituída por hornblenda e actinolita (30%), granada (28%), epidoto (25%), quartzo (10%), plagioclásio (5%), muscovita (1%) e opacos (1%). Com textura nematoblástica a granoblástica, e granulação média a grossa, o plagioclásio apresenta-se completamente saussuritizado, dando origem a grande concentração de epidoto e rara moscovita fina. Destaca-se na rocha o alto percentual de granadas.

Paralelamente à foliação (que oblitera parcialmente dobras pretéritas) de gnaiss de granulação grossa (localmente média), ocorrem corpos lenticulares métricos de anfíbolito (anfíbólio, plagioclásio alterado, quartzo e epidoto), de granulação grossa a média, que correspondem a amostra MAS 253.

Segundo Roque *et al.* (1997), a amostra P1 corresponderia a alcali basalto, enquanto P2, P3 e P4 representariam basaltos tholeiíticos, correspondendo a basaltos continentais. A classificação normativa das três análises da Folha Monte Azul indica tratarem-se de tonalitos (MAS 215B e 253) e de gabros (MAS174).

**Tabela 04:** Análises químicas de rochas relacionadas ao Complexo Porteirinha, sendo LF85 e LF117 metaultramafitos aflorantes na Folha Monte Azul e P5 a serpentinito da Folha Rio Pardo de Minas (com 7,84% de FeO). A amostra MAS28 é um clorita xisto tectonicamente intercalado em gnaisses.

Amostra	LF85	LF117	P5	MAS28
SiO <sub>2</sub>	47,2	39	42,23	61,1
TiO <sub>2</sub>	1,57	0,1	0,18	0,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,6	2,31	5,20	22,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,99	12,3	1,68	7,11
MnO	0,22	0,11		0,05
MgO	5,6	36,1	27,2	2,31
CaO	9,81	0,41	4,48	0,15
Na <sub>2</sub> O	2,07	0,01	1,08	0,26
K <sub>2</sub> O	0,69	0,01	0,17	4,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,06		0,15
P.F	2,4	9,1		0,5

As rochas xistosas e finas (ver Tabela 04) aqui consideradas incluem três amostras da porção oeste da Folha Monte Azul (LF85, LF117 e MAS28) e uma amostra da Folha Rio Pardo de Minas (P5). Esta última (UTM: 8246500N/729100E) corresponde (Roque *et al.*, 1997) a uma rocha com olivina normativa, petrograficamente caracterizada como um piroxenito serpentinizado de textura lepidoblástica.

A amostra LF 85 (UTM: 8332422N/729701E) foi retirada de pequeno afloramento próximo a gnaisses e anfíbolitos incluídos no Complexo Porteirinha. Trata-se de rocha constituída por talco, anfíbio, clorita e opacos, estes últimos alinhados segundo uma incipiente foliação. A análise química apresentada mostra um conteúdo em alguns óxidos (e.g. SiO<sub>2</sub> e MgO, por exemplo) não compatível com o quimismo de uma rocha metaultramáfica. Isto parece evidenciar a atuação de processos metassomáticos responsáveis por alterações na seqüência.

A outra amostra (LF117, UTM: 8331226N/734845E), também obtida a partir de pequeno afloramento adjacente a rochas gnáissicas, corresponde a um serpentinito com aproximadamente 30 % de carbonato. A textura da rocha sob nicóis descruzados é cumulática, mostrando os prováveis limites de antigos cristais de olivina. O material intercúmulos é constituído por opacos (provavelmente magnetita ou cromita). Com nicóis cruzados facilmente observa-se a serpentina formando uma textura decussada, tendo alguns cristais extinção radial.

A composição normativa desta amostra é marcada por amplo domínio de olivina (51,2%) e hiperstênio (28,4%) sobre menores quantidades de magnetita (6,21%). Os valores obtidos permitem sua classificação normativa como um peridotito, mais especificamente um harzburgito.

A amostra MAS 28 (UTM: 8316511N/ 720429E) foi retirada de afloramento de rocha xistosa, fina, apresentando planos contínuos de foliação. A mineralogia conta essencialmente com clorita, moscovita fina ("sericita") e quartzo, conferindo ao litotipo cor verde (amarronzada quando alterada). Ocorrem ainda horizontes de cor vermelho escuro, quase roxo, bem como níveis discretos de cor preta.



A seção delgada evidenciou uma rocha constituída por clorita (55%), quartzo (30%), muscovita (14%) e opacos (1%). Sua textura é lepidogranoblástica muito fina, com trama marcada basicamente pela associação de clorita e quartzo, e o aparecimento de crenulação com desenvolvimento de sericita e clorita. Sua composição andesítica até riolítica poderia evidenciar uma associação vulcânica/vulcanoclástica de idade indeterminada, mas a foliação milonítica não permite maiores considerações, já que processos não isoquímicos podem ter ocorrido.

### **5.1.2 Complexo Córrego Tingui**

O Projeto Porteirinha-Monte Azul deu a esta unidade a designação informal de "Associação de Metatexitos", definindo-a como uma unidade com "predomínio de migmatitos heterogêneos com estrutura bandeada, com bandas escuras anfibolíticas e claras granito-gnáissicas e pegmatóide. Estruturas ptigmáticas e dobradas subordinadas". Localmente seriam reconhecidos também leucognaisses com biotita.

Os dados obtidos em campo mostram rochas graníticas de caráter equigranular e apenas localmente com pórfiros de feldspato potássico. Aparecem, ao menos localmente, rochas gnaissicas e migmatíticas, nebulíticas ou com "schlieren". São também reconhecidos pequenos corpos anfibolíticos associados a esta seqüência gnáissica/migmatítica. Trata-se de rochas escuras, compostas por anfibólios (hornblenda e actinolita/tremolita), plagioclásio, biotita, clorita e sericita/moscovita. Acessórios comuns incluem titanita/leucoxênio, óxidos de ferro (magnetita/martita) e epidoto. O quartzo aparece em porcentagens variáveis, mas não costuma exceder os 15% do volume total da rocha. Seu relacionamento espacial/temporal com os gnaisses/migmatitos ainda não é claro, se bem que, pelo menos localmente, pequenos diques de material granítico equigranular cortem os anfibolitos.

Conforme já esperado, processos de milonitização sobre estas rochas são largamente desenvolvidos, resultando no aparecimento desde protomilonitos e blastomilonitos até verdadeiros ultramilonitos e filonitos. Eles são especialmente comuns e facilmente observáveis no extremo nordeste da Folha Monte Azul.

A atuação dos processos de milonitização é caracterizada pela progressiva diminuição na granulação das rochas originalmente gnáissicas e/ou migmatíticas e pelo concomitante desenvolvimento de foliação a base de palhetas de sericita/moscovita (em boa parte originadas às expensas de antigos cristais de plagioclásio de composição média albita/oligoclásio) e quartzo. A continuidade do processo é marcada pelo total desaparecimento do plagioclásio e pela tendência à lenticularização dos agregados quartzosos e dos cristais de K-feldspato. Os termos finais mais comuns do processo são praticamente isentos de feldspatos, representados por rochas de cores claras (especialmente rosadas ou esverdeadas) a base de quartzo e sericita/moscovita, comumente apresentando porcentagens variáveis de turmalina.

Um enriquecimento em termos de óxidos de ferro nos produtos finais, em especial na forma de hematita, é observável em parte dos afloramentos do complexo na sua porção mais setentrional dentro da folha. Por outro lado, processos de epidotização não estão presentes com a mesma intensidade, servindo como critério adicional para a não inclusão destas rochas no chamado Complexo Porteirinha.

A presença de rochas miloníticas diferenciadas por uma relativamente grande extensão da área de ocorrência da unidade chama a atenção, tanto nas proximidades do Córrego Tingui como na porção mais setentrional. Tratam-se, na maioria das vezes, de rochas acinzentadas, localmente bandadas, com foliação bem desenvolvida e lineação de estiramento tendendo a down dip. Os feldspatos estão praticamente ausentes, constituindo poucos porfiroclastos em meio a matriz muscovítica/quartzosa. Interessante destacar o aparecimento de grãos maiores de quartzo, os quais, contornados pela foliação, fornecem a rocha um aspecto quase “metavulcânico”.

### 5.1.3 Complexo Limoeiro

O chamado Complexo Limoeiro corresponde a uma redefinição da Seqüência Limoeiro, a qual compreende um conjunto de quartzo-clorita xistos, clorita-quartzo-turmalina-pirita xistos, quartzo-muscovita xistos, raros quartzitos feldspáticos e localmente, corpos lenticulares de barita contidos em xistos miloníticos. Em sua definição original (Penha & Sabóia, 1995), foi interpretada como uma sucessão vulcano-sedimentar, incluindo termos metamáficos, meta-intermediários e metariolíticos, aos quais se associariam metassedimentos químicos e, mais restritamente, metassedimentos clásticos.

Seu posicionamento é considerado Riaciano, por correlação com duas outras seqüências aflorantes e definidas em Minas Gerais: Grupo Riacho dos Machados e Grupo Costa Sena. O Grupo (ou Seqüência Metavulcanossedimentar) Riacho dos Machados é composto essencialmente por xistos paraderivados e rochas metaígneas associadas, tendo sido subdividido em trabalho realizado pela Docege (1991). Segundo Guimarães *et al.* (1993), os litotipos que a compõem encontram-se encaixadas por zonas de cisalhamento de médio a alto ângulo em gnaisses bandados, apresentando ainda intercalações métricas a decamétricas de anfibolitos e rochas metaultramáficas.

Guimarães *et al.* (1997), com suporte geoquímico em metafelsitos da seqüência, apontam para o fato de que tais litotipos apresentam caráter nitidamente relacionado a uma ambiência de margem continental ativa.

O Grupo Costa Sena (Fogaça *et al.*, 1984) aflora na região mediana-central da Serra do Espinhaço Meridional, tendo sido datado por Machado *et al.* (1989), via U/Pb em zircões de metariolito calcialcalino, em 2,05 Ga. Em sua definição original o Grupo Costa Sena seria caracterizado por duas unidades fundamentais: Formação Barão do Guaicuí e Formação Bandeirinha.

A Formação Barão do Guaicuí, com espessuras entre os trezentos e os mil metros, é representada especialmente por xistos (em boa parte milonitizados) a quartzo e mica (sericita/moscovita), muitas vezes com cianita e, mais raramente, lazulita, mostrando intercalações mais ou menos importantes de quartzo xistos, quartzitos, sericita xistos, formações ferríferas bandadas, metavulcanitos ácidos e xistos verdes. A Formação Bandeirinha é representada por até 130 metros de variados tipos de quartzitos apresentando horizontes até métricos de metaconglomerados polimíticos de matriz quartzítica.

Neste trabalho foi usada a designação de “Complexo Limoeiro”, para toda um conjunto rochoso mapeado na porção centro-norte da folha e que, além dos xistos e parte dos quartzitos

anteriormente citados inclui ainda gnaisses, rochas calcissilicáticas e mármore. O arranjo interno entre estas litologias é ainda indefinido, impedindo sua subdivisão.

### **Gnaisses**

As rochas dominantes da unidade na área correspondente a Folha Monte Azul são gnaisses (Figura 19), em parte milonitizados, e que realizam contatos tectônicos com os gnaisses e migmatitos do Complexo Porteirinha, a oeste, e com metassedimentos e metavulcanitos do Supergrupo Espinhaço, a leste. Seus contatos com as outras litologias da



unidade não são claros, e quando observados parecem possuir

**Figura 19:** Gnaisse do Complexo Limoeiro. Afloramento em drenagem próxima a localidade de São Pedro.

características concordantes e pelo menos parcialmente gradacionais com calcissilicáticas e mármore. As melhores exposições destas rochas são mais comuns ao longo dos principais córregos da área, já que nas partes mais elevadas o grau de alteração é normalmente alto.

Torna-se necessário frisar aqui a semelhança entre alguns dos gnaisses deste conjunto com aqueles do Complexo Porteirinha. Este fato, aliado a presença de lascas tectônicas deste último embutidas no Complexo Limoeiro pode ter prejudicado a separação das duas unidades de maneira mais correta.

Trata-se de gnaisses acinzentados claros até escuros, com bandamento na maioria das vezes retilíneo e contínuo ou dobrado (Figura 20), com espessuras da ordem de centímetros a poucos



**Figura 20:** Gnaisse falhado (com planos mostrando preenchimento de quartzo), típico do Complexo Limoeiro, na porção norte da folha.

metros e com porções máficas paralelas ao bandamento metamórfico. As bandas leucocráticas são formadas basicamente por feldspato, quartzo e alguma mica, e as melanocráticas por quartzo e biotita predominantemente, além de localmente ocorrer também cristais de anfibólio.

A granulação varia de média a grossa, e a composição mineralógica observada em seção delgada é extremamente variada, incluindo quartzo (35 a 75%), plagioclásio (15 a 50%), muscovita (até 20%), microclina (de 0 a 25%), biotita (até 10%), além de outros que podem estar presentes ou não, como clorita, granada, anfibólio, epidoto, turmalina, magnetita, apatita, titanita, carbonato, rutilo, alanita, zircão, pertita, escapolita e opacos. Os zircões observados nas seções delgadas dessas rochas apresentam, em certos casos, bordas arredondadas, sugerindo origem sedimentar para parte desses gnaisses. Ocorrem localmente

variações composicionais destes gnaisses, onde a proporção de biotita diminui e aparece anfibólio disseminado na rocha e nas bandas melanocráticas.

Zonas de cisalhamento dúctil são relativamente comuns, desenvolvendo faixas de rochas miloníticas de variável espessura, mas que podem ser até decamétricas. Foram observados principalmente milonitos até ultramilonitos, e apenas localmente filonitos. Os termos mais comuns têm cores claras, de acinzentadas até esverdeadas, com desenvolvimento de foliação a base de muscovita fina e quartzo, envolvendo grãos estirados de quartzo e de feldspatos.

Com o aumento da intensidade da deformação, os clastos feldspáticos vão desaparecendo, chegando-se, em extremos, ao desenvolvimento de filonitos. Com colorações esverdeadas claras, são constituídos essencialmente de muscovita/sericita e quartzo, apresentando quantidades variáveis de turmalinas.

Associados as rochas gnaissicas podem aparecer corpos anfibolíticos concordantes ou discordantes. Via de regra de granulação fina a média, são constituídos por hornblenda e plagioclásio (este último mineral afetado por saussuritização em diferentes estados de desenvolvimento), com quantidades variáveis de quartzo e biotita.

### ***Rochas calcissilicáticas e mármore***

O subconjunto caracterizado por calcissilicáticas (Figura 21) e mármore (Figura 22) não é muito comum, estando limitado a lentes de larguras decamétricas até raramente hectométricas. As exposições rochosas são escassas, e restringem-se a drenagens e alguns pontos específicos em encostas e cristas de morros. Ocorrem blocos autóctones, mas na maioria são blocos basculados ou soltos de diferentes tamanhos, além de matacões cobrindo pequenos altos topográficos.



**Figura 21:** Afloramento de rocha calcissilicática do Complexo Limoeiro mostrando bandamento verticalizado. Coordenadas UTM: 735200/8334650.



**Figura 22:** Afloramento de mármore dolomítico, próximo ao anterior (Coordenadas UTM: 735200/8334650), cortado por veios de quartzo e vênulas dolomíticas.

As rochas de composição calcissilicática são bandadas, de cor esverdeada, granulação que varia de fina a grossa e composição mineralógica muito variável. Macroscopicamente distinguem-se anfibólio (hornblenda), microclina, quartzo e plagioclásio. Granada pode ocorrer; titanita, zircão, muscovita, biotita, apatita, opacos e epidoto são os acessórios mais comuns.

A caracterização microscópica de seções delgadas destas rochas calcissilicáticas mostra textura nematogranoblástica a nematoblástica com porções equigranulares e inequigranulares, formada por bandas de minerais prismáticos e bandas de minerais granulares. Anfibólio (hornblenda) aparece levemente orientado com formas subédricas e anédricas, e localmente como concentrado definindo o bandamento. Quartzo, plagioclásio e microclina podem ocorrer em bandas junto a cristais de anfibólio, ou disseminados entre estes e em contato tabular, por vezes poligonal. Granada quando presente ocorre na forma porfiroblastos com textura poiquiloblástica, com minerais de biotita, titanita, muscovita e epidoto, preenchendo cavidades. Epidoto aparece sob a forma de vênulas e agregados recortando o bandamento. Titanita e opacos ocorrem também dispersos pela rocha.

Em afloramentos mais preservados é possível a observação de bandas centimétricas até métricas. Bandas monominerálicas são praticamente inexistentes, mais raras que eventuais níveis centimétricos de metachert. Contatos gradacionais com os mármorees puderam ser observados, caracterizando-se por rochas com bandamento, onde se observa a alternância de bandas ricas em carbonato com aquelas à base de quartzo e anfibólios.

Os afloramentos de mármorees são muito raros e usualmente alterados. Tratam-se de lentes até métricas onde dominam amplamente mármorees dolomíticos, de colorações variando desde cinza até bege, granulação fina a média e aspecto maciço algo peculiar. Raramente mostram uma incipiente foliação, definida pela orientação de biotita ou muscovita levemente esverdeada. Mármorees calcíticos são excepcionais, apresentando tons esverdeados, granulação média e aspecto invariavelmente maciço.

Microscopicamente, os mármorees dolomíticos apresentam textura granoblástica equigranular, com dolomita constituindo pouco mais de 80% do volume total da rocha, além de muscovita, clorita, actinolita/tremolita e quartzo. Acessórios estão representados por turmalina, plagioclásio, titanita, magnetita e epidoto.

Os mármorees calcíticos constituem-se de calcita (80%), muscovita, e possuem maior proporção de quartzo e plagioclásio. Titanita, opacos e epidoto aparecem como minerais acessórios. A textura é granoblástica, equigranular, com cristais de calcita euédricos em contato poligonal. Quartzo ocorre em agregados cristalinos ora em contato interlobular ora amebóide, raramente poligonal.

### **Xistos**

Os xistos (Figura 23) aparecem tanto na forma de um espesso pacote concordante com o bandamento dos gnaisses como na forma de lentes tectônicas intercaladas com e/ou dentro das outras unidades mapeadas. As maiores elevações topográficas encontradas no Complexo Limoeiro parecem sempre corresponder a áreas de afloramento destas rochas xistosas. Os afloramentos mais expressivos são pequenas pontas salientes (da ordem de metros), geralmente alinhadas ao

longo das cristas de morros e pequenos morrotes e mais comumente, matacões e blocos soltos cobrindo pequenas elevações topográficas e encostas. Em praticamente todos os casos a rocha esta alterada a muito alterada, sendo afloramentos de rocha sã, nos leitos de drenagem, extremamente raros.



**Figura 23:** Afloramento de xisto do Complexo Limoeiro com porfiroblastos de magnetita. Coordenadas UTM: 737855/8334050.



**Figura 24:** Detalhe da rocha xistosa mostrada na Figura 23, evidenciando foliação anastomosada e cristais maiores de magnetita, com até 2 milímetros de tamanho. Coordenadas UTM: 737855/8334050.

Compreendem quartzo-muscovita xistos, quartzo-muscovita-clorita xistos, quartzo-muscovita-magnetita xistos, muscovita-quartzo-magnetita xistos, termos que variam dentro de uma composição mineralógica básica, formada por quartzo, quase sempre em maior quantidade (40-65%), muscovita/sericita (30-40%), clorita (até 15%) e magnetita (até 7%). Como minerais acessórios, ocorrem biotita, turmalina, rutilo, alanita, apatita e epidoto.

A foliação é definida pelos cristais de muscovita e quartzo (além da clorita quando presente), e localmente encontra-se crenulada. Microscopicamente, a textura da rocha é lepidoblástica a lepidogranoblástica, variando de equigranular a inequigranular. Quartzo ocorre em agregados paralelos à foliação, por vezes deformados segundo esta, com contato globular e/ou poligonal, separados por bandas e filmes de muscovita e/ou clorita. A muscovita ocorre também em agregados alongados segundo a foliação, raramente truncando ou de forma radial.

Turmalina preta ocorre na forma de cristais prismáticos euédricos, de tamanho variado (média de 1mm), dispostos na forma de bolsões, de concentrados locais, veios e níveis centimétricos por vezes dobrados, ou mais comumente disseminada como finos cristais euédricos alongados e orientados no plano da foliação. Em alguns pontos específicos, onde o xisto se apresenta mais quartzoso que o comum e a foliação é mais incipiente, foi observado bandamento milimétrico e menos freqüente centimétrico, caracterizado pela alternância de bandas ricas em quartzo e outras mais ricas em mica.

#### 5.1.4 Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço (na concepção de Schobbenhauss *et al.*, 1978, com as modificações sugeridas por Schöll e Fogaça, 1979, e Knauer, 1999) aflora como uma faixa alongada na direção meridiana (Figura 25), dominando a região central da Folha Monte Azul. As três unidades maiores reconhecidas não podem ser formalizadas ou correlacionadas com unidades previamente definidas,

sendo portanto tratadas de modo estratigraficamente informal. Por outro lado, suas características permitiriam correlacionar todo o conjunto ao chamado Grupo Guinda (na concepção de Knauer, 1990; e de Knauer e Grossi-Sad, 1996)

Os três grandes conjuntos mencionados anteriormente possam ser reconhecidos com as seguintes designações: Unidade Metavulcanossedimentar (PP4emv), marcada por metavulcanitos e metassedimentos associados; Unidade Inferior (PP4ei), com quartzitos de variados tipos e metaconglomerados, e Unidade Superior (PP4es), com quartzitos laminados micáceos, ferruginosos ou não. Deve-se frisar que as duas últimas, apesar de informais, conservam a mesma designação que aquela utilizada por Roque *et al.* (1996) na Folha Rio Pardo Grande.

### **Unidade Metavulcanossedimentar**

A Unidade Metavulcanossedimentar nem sempre aflora, e seu desaparecimento local coincide com o aparecimento de espessos pacotes de quartzitos puros da Unidade Superior, o que pode indicar que a supressão não tem caráter exclusivamente tectônico (como sugerido pelos mapas existentes). De forma geral já citada no Projeto Letos (Moutinho da Costa *et al.*, 1976), foi estudada com algum detalhe pelos geólogos do Projeto Porteirinha-Monte Azul (Drumond *et al.* 1980) e alguns dos resultados são apresentados em Menezes-Filho (1980).

A unidade pode genericamente ser definida como um conjunto de metavulcanitos ácidos a intermediários (Figura 26) com metassedimentos associados, em especial metaconglomerados polimíticos e variados tipos de quartzitos. Os metavulcanitos, segundo Menezes-Filho (op.cit.), se caracterizariam por uma mesma linha de filiação e uma contínua gradação química, que poderiam ser separadas em três conjuntos: rochas de tendência riolítica, rochas de tendência andesítica e plutonitos.



**Figura 25:** Aspecto geral das serras com afloramentos de rochas do Supergrupo Espinhaço. Visada para leste no paralelo da cidade de Monte Azul.



**Figura 26:** Aspecto de afloramento de metavulcânica ácida das porções basais do Supergrupo Espinhaço. UTM: 736221/8325655.

Os riolitos, dominantes, têm matriz acinzentada fina, com pórfiros de quartzo e de feldspato (andesina), segundo aquele autor. A matriz (localmente com estrutura fluidal) foi descrita como microcristalina, com quartzo, feldspato, sericita, biotita e opacos. Algumas seções então descritas mostrariam a presença de termos vulcanoclásticos, gradacionalmente substituídos por termos de origem nitidamente clástica (e hoje representados por quartzitos de granulometrias variáveis). São

descritas rochas "filitizadas" no topo da seqüência, similares a filitos hematíticos; mas, ao contrário daqueles típicos descritos mais a sul por Knauer e Schrank (1984), estes parecem ter conteúdos importantes em quartzo.

As "rochas de tendência andesítica" tem preferencialmente uma textura mosqueada, com matriz afanítica cinza escura e pórfiros de feldspato. Localmente, Menezes-Filho (1980) descreve estruturas fluidais e vesiculares, além da preservação local, mais rara, de texturas fragmentais. Os plutonitos gabróicos descritos por Menezes-Filho (op. cit.), constituídos por plagioclásios, anfibólios

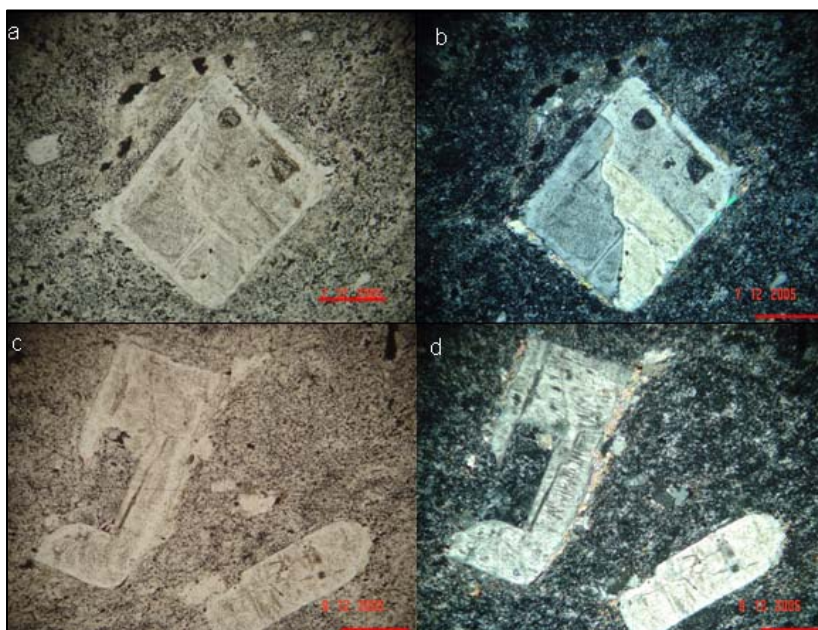
(e algum piroxênio preservado da uralitização), clorita, sericita e opacos, são agora considerados como mais novos e constituintes da Suíte Metaígneia Pedro Lessa, de idade Toniana.



**Figura 27:** Aspecto detalhado do afloramento de metavulcânica ácida, mostrando o aspecto localmente brechóide. UTM: 736221/8325655.

Os metavulcanitos observados caracterizam-se uma granulação muito fina (afanítica) e coloração cinza-azulada. Possuem pórfiros constituídos ora por quartzo, ora por feldspato de tamanhos milimétricos. A rocha apresenta porções com ligeira modificação da composição, dando um aspecto brechóide (Figura 27), provavelmente provocado pelo resfriamento diferencial.

Sob lâmina delgada a rocha apresenta matriz vítrea, muitas vezes recristalizada sob a forma de quartzo, via de regra com granulometria extremamente fina. Na matriz podem ocorrer também, juntamente com o quartzo, plagioclásio, feldspatos, muscovita, biotita e clorita. Feições de embainhamento no quartzo e no plagioclásio (Figura 28) podem ser observadas. Localmente essas rochas encontram-se epidotizadas, muitas vezes com epidotos preenchendo fraturas.

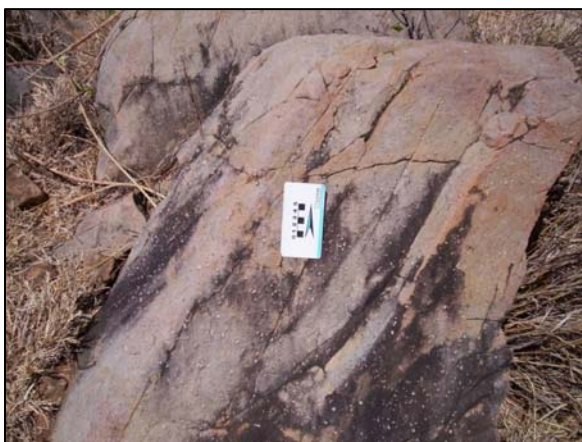


**Figura 28:** (a) e (b) Fotomicrografia de rocha metavulcânica com plagioclásio maclado, euédrico sob luz natural e nicóis cruzados; (c) e (d) Embainhamento no plagioclásio, luz natural e nicóis cruzados. Em ambas as fotografias, objetiva de 5x, barra vermelha equivalente a 0,03mm.



Interessante destacar um corpo não mapeável e possivelmente associado ao vulcanismo descrito, que corta rochas do Complexo Porteirinha (coordenadas UTM 728217/8318300), de rocha característica classificada como um quartzo traquito porfírico (Figura 29 e Figura 30), de cor cinza clara, na qual se destacam fenocristais de feldspato potássico.

Petrograficamente observam-se fenocristais de feldspato que evidenciam embainhamento nas bordas, produtos de corrosão durante a cristalização. A matriz, cristalina fina (Figura 31), é composta por cristais de ortoclásio, quartzo, sanidina, plagioclásio, biotita (localmente alterada para clorita) e epidoto. Os cristais de plagioclásio e mesmo de ortoclásio são freqüentemente peritéticos, podendo ainda estar localmente saussuritizados (plagioclásio), com formação de minúsculos cristais de epidoto (Lopes-Silva & Carmo, 2005).

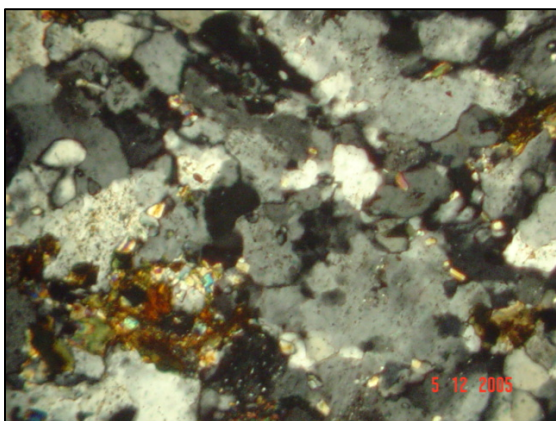


**Figura 29:** Afloramento de quartzo traquito porfírico, com destacados fenocristais de feldspato potássico de cor branca a cinza.



**Figura 30:** Detalhe do afloramento mostrado na Figura 28, mostrando os fenocristais de feldspato potássico de cor branca a cinza que se destacam na rocha.

Além das rochas de origem essencialmente vulcânica, apresentadas anteriormente, ocorrem rochas vulcanoclásticas metamorizadas em baixo grau. Essas rochas caracterizam-se por apresentar, além de pórfiros de origem vulcânica, pequenos clastos arredondados, permitindo a observação de um nítido acamamento composicional (Figura 32). Em seção delgada, essas rochas mostram-se compostas por quartzo, plagioclásio, muscovita e clorita, biotita e carbonato, além de opacos.



**Figura 31:** Fotomicrografia da matriz do traquito, rica em ortoclásio, quartzo, biotita e produtos de alteração. Objetiva de 5x, luz polarizada. A barra branca corresponde a 0,1 mm.



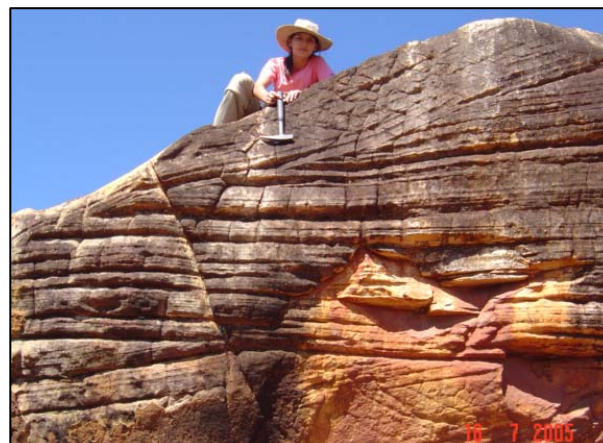
**Figura 32:** Acamamento na rocha metavulcanoclástica, marcado pela variação em tamanho e intensidade de clastos. UTM: 736488/ 8326554.

A base da unidade nos locais onde não são observados metavulcanitos pode ser marcada por extensos e espessos corpos de metaconglomerados polimíticos (Figura 33), tanto matriz- como clasto-suportados. Os seixos dessa rocha são de quartzito puro, de granitóides e de quartzitos micáceos, além daqueles de quartzo de veio. Nas regiões central e norte, onde os metaconglomerados localizam-se via de regra sobre pacotes metavulcânicos, não são raros fragmentos destas rochas metavulcânicas podem aparecer. A matriz é quartzítica média a grosseira, via de regra com conteúdos variáveis em minerais micáceos. O metaconglomerado pode exibir estruturas miloníticas com foliação anastomosada e seixos estirados. Ao microscópio, em alguns casos observa-se matriz sericítica fina, foliada ou levemente crenulada, que envolve porfiroclastos de quartzo, feldspato e fragmentos líticos.

Os quartzitos mostram uma marcante heterogeneidade (por sinal característica sempre observada em áreas de afloramento do Supergrupo Espinhaço na região), mostrando-se desde micáceos e finos até grosseiros a microconglomeráticos e ferruginosos. Estruturas sedimentares típicas são estratificações e laminações plano-paralelas e cruzadas tabulares, usualmente decimétricas, bem como granocrescência ou granodecrescência ascendente. A presença de marcas onduladas assimétricas e de estratificações cruzadas acanaladas de médio porte pode ser observada com freqüência (Figura 34).



**Figura 33:** Metaconglomerado polimítico associado às porções basais do Supergrupo Espinhaço. Coordenadas UTM: 735805/8326050.



**Figura 34:** Quartzito com estratificações cruzadas acanaladas do Supergrupo Espinhaço. UTM: 738252E/8330562N.

### **Unidade Inferior**

Constituindo-se na unidade geográfica e estratigraficamente mais importante do Supergrupo Espinhaço, a aqui informalmente designada Unidade Inferior é caracterizada por pacotes quartzíticos com intercalações de metaconglomerados e, mais raramente, quartzo-filitos. Discrimina-se localmente uma faixa de orientação N-S. É representado por quartzito puro de coloração clara, de granulometria fina a média, bem selecionado, com estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte e marcas ondulares. A presença local de quartzito micáceo de granulção fina e laminado pode ser relatada.

Uma análise dos termos quartzíticos (Figura 35) da unidade mostra novamente a marcante heterogeneidade, já que variam desde puros até ferruginosos e/ou micáceos, apresentam

granulometria fina até grosseira e mesmo microconglomerática, via de regra com seixos esparsos de quartzo. A distribuição dos tipos litológicos na região não mostra um padrão, e esta falta de “camadas-guias” não permite uma segura estimativa de sua espessura, a qual não deve ultrapassar em muito os 250 metros.

De qualquer modo, dominam quartzitos médios com conteúdos variáveis em sericita/moscovita, que atingem até 20% do volume total da rocha, do mesmo modo que os óxidos de ferro, via de regra representados pela hematita. Estruturas sedimentares estão preservadas nas porções pouco ou não milonitizadas, incluindo o acamamento (marcado por variação granulométrica ou pelo aparecimento de níveis ferruginosos), marcas onduladas (Figura 36) e estratificações cruzadas de pequeno a médio porte, tanto tabulares como tangenciais e acanaladas. A presença de concreções ferruginosas centimétricas foi observada em alguns afloramentos, originadas a partir da migração de ferro durante a diagênese.



**Figura 35:** Aspecto típico dos pacotes quartzíticos da Unidade Inferior do Supergrupo Espinhaço na porção norte da área mapeada. Visada para leste, evidenciando-se também o importante padrão de fraturamento destas rochas.



**Figura 36:** Afloramento de quartzitos da Unidade Inferior do Supergrupo Espinhaço, mostrando o desenvolvimento de cachoeira sobre horizonte de marcas onduladas assimétricas. UTM: 739126/832244.

Mais para o topo aparecem quartzitos de granulometria fina a média, localmente muito fina, de cor cinza a branca. Estruturas sedimentares características são estratificação plano-paralela e cruzada tabular métrica, de médio ângulo. Pequenas lentes metaconglomeráticas podem ser observadas, compostas essencialmente por seixos de quartzo leitoso, com amplo predomínio da matriz. Intercalações de quartzo filitos podem ocorrer, em especial no topo da seqüência (e.g. Drumond *et al.*, 1980).

Nas ocorrências da porção oeste da área, as características são similares. Ali, a Unidade Inferior aflora em duas áreas principais: a Serra da Bocaina (Figura 37) e a Serra do Ginete (Figura 38), esta última uma *klippen* algo típica.

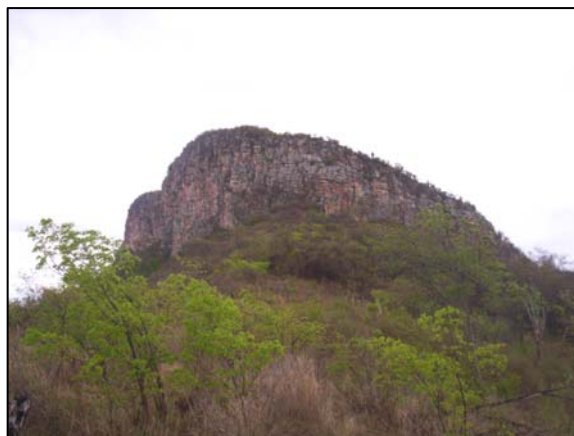
O quartzito é caracteristicamente fino, transicionando a termos de granulometria média a grossa. A cor pode variar bastante, havendo desde pacotes cinza esbranquiçados até porções amareladas ou arroxeadas. Níveis extremamente ricos em ferro são freqüentes, assim como lâminas metapelíticas, as quais definem o acamamento. A laminação plano-paralela pode evoluir para estratificação plana, sendo comuns ainda estratificações cruzadas, via de regra tabulares (Figura 39) e, mais raramente, acanaladas. Marcas onduladas assimétricas ocorrem no topo da

seqüência, bem como gretas de contração em locais onde predomina areia muito fina a fina, sugerindo exposição subaérea.

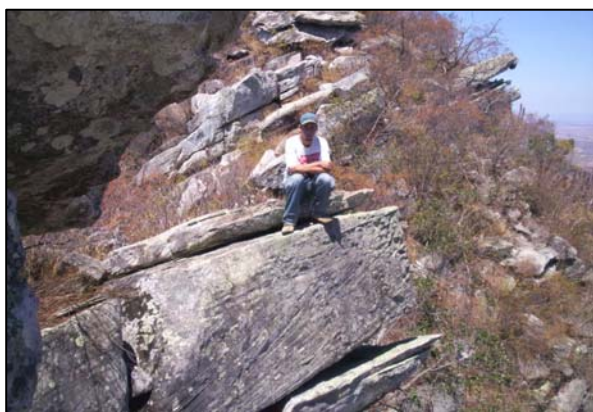
Embora dominada por quartzitos, a unidade apresenta ainda intercalações de quartzo xistos, moscovita-quartzo xistos e raros moscovita filitos e metaconglomerados matriz-suportados. Os níveis de moscovita filito e moscovita-quartzo filito são cinza prateados, podendo apresentar foliação anastomosada e presença de níveis quartzosos intrafoliais, estirados. Dobras centimétricas são freqüentes. O contato com os quartzitos é gradativo.



**Figura 37:** Serra da Bocaina, na porção oeste da área, e que representa regionalmente o extremo leste da chamada Serra Central.



**Figura 38:** Serra do Ginete, na porção oeste da área, e que corresponde a uma klippen do Supergrupo Espinhaço sobre rochas do Complexo Porteirinha, da Suíte Paciência e do Grupo Macaúbas.



**Figura 39:** Afloramento de quartzito da Unidade Inferior do Supergrupo Espinhaço típico da porção oeste da Folha Monte Azul. Observar as estratificações cruzadas. UTM: 717581/8317336.

desta unidade, via de regra representadas por estratificação/laminação plano-paralela e estratificação cruzada tabular de pequeno porte.

### **Unidade Superior**

A aqui informalmente designada Unidade Superior parece exclusiva da porção sul da folha, se bem que sua supressão nas outras porções possa ser creditada ao tectonismo. Genericamente constituída por quartzitos laminados via de regra micáceos e finos, localmente pode estar marcada por variações no conteúdo em óxidos de ferro e, mais raramente, por verdadeiros quartzitos arcoseanos.

Nestes quartzitos micáceos são observadas as raras estruturas sedimentares preservadas

por estratificação/laminação plano-paralela e

Observa-se o predomínio, nas primeiras dezenas de metros, destes quartzitos finos até médios, invariavelmente micáceos, com estratificações plano-paralelas e cruzadas tangenciais de baixo ângulo e médio porte. A porção intermediária é representada por quartzitos médios até grossos, localmente microconglomeráticos, com conteúdos variáveis em ferro. Finalmente, o topo é caracterizado por quartzitos micáceos finos até médios, pelo menos localmente feldspáticos, com intercalações de quartzitos ferruginosos comumente grosseiros.

## Petroquímica

As rochas metavulcânicas das seções basais do Supergrupo Espinhaço, tanto em seu segmento baiano, como em seu segmento mineiro, são bem conhecidas, inclusive na Folha Monte Azul. Análises químicas dos diversos litotipos observados foram apresentadas em Drumond *et al.* (1980), e outras foram realizadas neste trabalho. Estas análises são apresentadas, respectivamente, na Tabela 05 e na Tabela 06.

**Tabela 05:** Análises químicas de rochas metavulcânicas ácidas e litotipos associados, e cálculo de seus minerais normativos, segundo dados de Drumond *et al.* (1980). Localização das amostras consideradas:

**FR073:** 8297090N/738350E; **FR089A:** 8296680N/738600E; **FR322:** 8310130N/734140E; **FR342:** 8300850N/739930E; **FR431:** 8300000N/739350E; **NR656:** 8323220N/736800E; **NR174:** 8331880N/739550; **NR627B:** 8321480N/736250E; e **NR654:** 8321680N/736000E.

Amostra	FR073	FR089A	FR322	FR342	FR431	NR656	NR174	NR627B	NR654
SiO <sub>2</sub>	66,51	63,69	73,36	48,04	66,18	53,98	69,43	61,94	54,15
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,78	0,43	1,33	0,61	0,88	0,35	0,62	1,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,12	16,47	10,42	20,7	12,75	14,26	8,41	11,21	14,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,11	8,25	6,25	12,37	7,44	7,44	4,92	6,91	9,7
FeO	0,14	0,51	0,23	0,16	0,97	4,24	1,79	1,7	2,76
MgO	0,3	0,1	1,21	1,91	1,61	0,66			0,67
CaO	0,42	0,42	0,28	0,56	1,12	2,8	1,9	5,6	5,32
Na <sub>2</sub> O	4,58	1,66	1,01	2,43	3,8	6,06	0,67	2,49	5,19
K <sub>2</sub> O	3,13	6,75	5,06	7,95	5,66	1,8	6,38	5,18	0,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,48	0,48		0,52					
<b>NORMA</b>									
Q	25,78	26,32	45,39		18,22	4,63	38,41	19,67	9,24
Co	3,58	5,67	2,78	7,09					
Or	18,3	39,84	29,87	46,93	32,47	10,63	37,66	30,58	4,96
Ab	37,95	14,03	1,54	18,54	32,12	51,56	5,66	21,05	43,87
An	2,08	2,08	1,39	2,78	0,81	6,33	1,1	4,12	12,45
Ne				1,09					
Di					3,77	6,41	1,97	4,58	11,93
Hy	3,02	2,62	3,83		4,19	2,07			0,3
Ol				9,46					
Mt	6,65	6,68	5,68	7,66	6,01	5,2	4,26	5,39	6,72
Il	1,24	1,48	0,82	2,53	1,14	1,69	0,67	1,18	2,05

As rochas representadas pelas análises mostradas na Tabela 05 tem uma variação química grande, podendo ser classificadas, do ponto de vista normativo, de traquiandesitos ou álcali-traquitos (FR342) até traquitos (NR656) e álcali-riolitos. Estas mesmas análises, quando lançadas em diagramas do tipo álcali versus sílica (e.g. Cox *et al.*, 1979), indicam a presença desde tefritos fonolíticos até dacitos e riolitos. Interessante destacar que estas variações, apesar de importantes, são menores que aquelas descritas/propostas por Menezes Filho (1980).

As análises apresentadas na Tabela 06 mostram uma menor variação, incluindo dacitos, álcali-riolitos e riolitos, ao menos do ponto de vista normativo. A amostra LF3, classificada como metadacito, trata-se de uma rocha esverdeada clara, muito fina e foliada. Em seção delgada mostra-se formada por uma massa composta por quartzo, biotita, clorita e opacos. Grãos de plagioclásio, mais ou menos afetados por processos de saussuritização e de epidotização podem ser observados.

**Tabela 06:** Análises químicas de rochas metavulcânicas ácidas e subvulcânica da Folha Monte Azul. Laboratório do CPMTc-UFMG. Amostra MAS215A: UTM 8318300N/ 728217E; Amostra LF3: UTM 8328405N/ 728537E; Amostra LF29: UTM 8321592N/ 736014E; Amostra LF30: UTM 8322120N/736342E; e Amostra LF60: UTM 8323092N/ 735856E.

Amostra	MAS215A	LF3	LF29	LF30	LF60
SiO <sub>2</sub>	68,6	52,6	70	63,6	63,5
TiO <sub>2</sub>	0,4	1,69	0,6	1,22	2,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,5	12,8	13,1	13,7	15,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,97	16,8	6,05	9,11	7,26
MnO	0,04	0,2	0,02	0,16	0,08
MgO	0,16	3,26	0,09	0,85	2,78
CaO	0,9	7,1	0,31	1,43	2,52
Na <sub>2</sub> O	3,46	2,45	2,61	3,96	1,75
K <sub>2</sub> O	5,71	1,18	6,1	4,12	2,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,27	0,09	0,22	0,41
P.F	0,32	1,6	0,7	1,5	1,85
<b>NORMA</b>					
Qz	24,95	13,19	30,58	20,42	36,43
Co	4,12		1,89	0,73	6,22
Or	33,71	6,49	36,01	24,2	13,58
Ab	29,25	20,29	21,98	32,97	14,37
An	4,14	20,08	0,91	5,5	9,81
Di		10,85			
Hy	0,52	12,23	1,27	4,58	6,83
Mt	16,8	10,95	5,24	7,23	5,72
Il	0,76	3,04	1,14	2,28	3,99
Ap	0,11	0,55	0,2	0,44	0,87

As amostras LF30 e LF60 correspondem a riolitos, no caso desta última tanto na classificação normativa como no diagrama proposto por Cox *et al.* (1979). Para a primeira, um posicionamento como vulcanoclástica é provável, na medida em que se constitui em matriz de uma rocha de aspecto conglomerático.

O álcali-riolito afetado por metamorfismo de baixo grau representado pela análise LF 29 mostra-se em campo como uma rocha fina escura, onde cristais maiores de feldspato e quartzo podem ser observados. A seção delgada mostrou que os plagioclásios ocorrem como fenocristais, euédricos, porém muitos apresentam bordas de corrosão. Os outros minerais ocorrem como uma massa muito fina, que corresponde a mais de 70% da rocha.

O afloramento MAS 215 mostra o predomínio de rochas associadas ao Complexo Porteirinha, cortadas por corpo constituído por rocha de aspecto sub-vulcânico e sem sinais de deformação interna, a qual aflora em uma faixa leste-oeste de cerca de 200 metros de largura. Porfírica, a rocha apresenta matriz fanerítica muito fina a fina, cinza clara, rica em feldspato e quartzo, pintalgada por minerais escuros apenas visíveis à lupa. Ocorrem fenocristais de feldspato esbranquiçado que se destacam da matriz por apresentarem até 0,5cm, bem como turmalina acicular.

A amostra analisada mostrou, em seção delgada, mineralogia essencial a base de ortoclásio (70%), quartzo (13%), plagioclásio (6%), biotita (5%), sanidina (3%), tendo como acessórios clorita (2%), epidoto (1%). É uma rocha porfírica apresentando fenocristais subautomórficos a automórficos de ortoclásio, estando estes muitas vezes microclinizados. Tais fenocristais evidenciam embainhamento nas bordas, produto de corrosão durante a cristalização.

A matriz, cristalina fina, é composta por cristais alotriomórficos a subautomórficos de ortoclásio, quartzo, sanidina, plagioclásio, biotita (localmente alterada para clorita) e epidoto. Os cristais de plagioclásio são freqüentemente pertíticos, podendo ainda estar localmente saussuritizados, com formação de minúsculos cristais de epidoto. A textura geral da rocha, a presença de corrosão nos fenocristais, a presença de sanidina e grande concentração de ortoclásio conferem ao litotipo caráter sub-vulcânico alcalino.

### **5.1.5 Grupo Macaúbas**

O Grupo Macaúbas corresponde à unidade metassedimentar de maior distribuição em área na folha, com suas rochas posicionando-se tanto a leste daquelas do Supergrupo Espinhaço, numa faixa de direção meridiana, como a oeste, de muito menor extensão geográfica. Apresenta diferentes litotipos, que permitem sua subdivisão, a leste, em duas formações: Rio Peixe Bravo (basal, constituída de metapelitos com intercalações de quartzitos) e Novo Aurora (metadiamicctitos com camadas ferruginosas). Essas formações foram definidas por Viveiros *et al.* (1978), a partir de trabalho anterior de Schobbenhaus (1972a e b). Para as ocorrências da porção oeste é proposta a correlação com a Formação Serra do Catuní.

A morfologia da área ocupada pelo Grupo Macaúbas é marcada, predominantemente, por extensas superfícies aplainadas, em dissecação por novo ciclo de denudação. Observam-se cristas onduladas que, quando constituídas por quartzitos, tornam-se mais resistentes e contínuas.

#### **Formação Serra do Catuní**

Característicos apenas da porção oeste da área, os metassedimentos de baixo grau metamórfico do Grupo Macaúbas são aqui correlacionados a Formação Serra do Catuní. Considerando sua distribuição na área mapeada, bem como dados da Folha Janaúba do Projeto Espinhaço (Mourão *et al.*, 1997), a formação (NP12sc) mostra uma porção diferenciada (NP12scq) com predomínio de rochas quartzíticas.

Assim sendo, a Formação Serra do Catuní na Folha Monte Azul é marcada por metadiamicctitos com matriz fina e foliada, apresentando fragmentos de quartzitos e de rochas carbonáticas, além de restritos fragmentos de granitos/gnaisses. Tais fragmentos encontram-se freqüentemente no intervalo grânulo-seixo, sendo incomuns os calhaus e matacões. São ainda prioritariamente angulosos a muito angulosos, triangulares, podendo apresentar arestas vivas. Raros, mas não inexistentes, são os clastos subarredondados a arredondados. Não se observa qualquer tendência granulométrica vertical.

Em meio ao pacote de metadiamicctitos (Figura 40) podem ser encontrados localmente corpos de metavavito bandado (Figura 41) com seixos pingados. O litotipo apresenta cor roxa a ocre, sendo

saliente um bandamento composicional que pode refletir o acamamento sedimentar. Tal bandamento é caracterizado pela presença de níveis milimétricos alternados, ricos em ferro (roxo escuro) e outros nos quais o teor do metal é baixo. Clastos tamanho grânulo e seixo, angulosos (predominantes) a subarredondados, ocorrem de maneira esparsa. Tais fragmentos são de rocha carbonática alterada, quartzo e metagranitóide. Locais isentos de clastos são também comuns.



**Figura 40:** Metadiamicrito da Formação Serra do Catuní do Grupo Macaúbas, ocorrente na porção oeste da área. UTM: 716972/8313508.



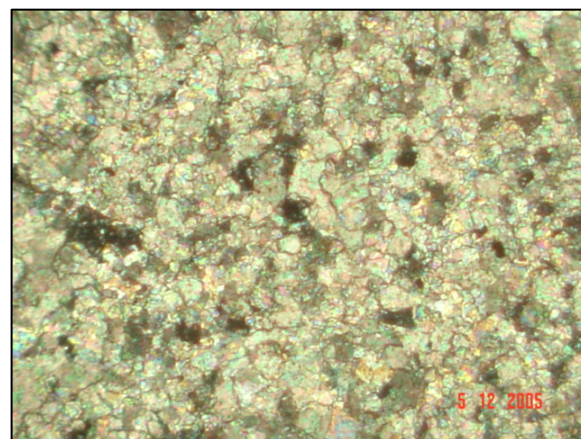
**Figura 41:** Metavarvito com seixo pingado e níveis ferruginosos que caracterizam o acamamento sedimentar. UTM: 715777/8314914.

Estratos metapelíticos podem aparecer em direção ao contato com os pacotes quartzíticos diferenciados, apresentando geometria descontínua, possivelmente lenticular, dado o acunhamento lateral da fácies. Os afloramentos mostram rochas usualmente alteradas, friáveis, com predomínio da granulometria silte. Predominam amplamente metassiltitos com níveis subordinados de metargilitos, quartzitos muito finos e quartzo xistos a moscovita-quartzo xistos. A cor é cinza esbranquiçada a cinza amarelada, raramente ocre muito claro. A presença de laminação plano-paralela marcada por alternâncias granulométricas (e mesmo de cor) marcam o acamamento.

A presença rara de mármore dolomíticos (Figuras 42 e 43) de espessuras métricas logo acima dos metadiamicritos pode ser relatada. Trata-se de uma rocha carbonática de cor creme acinzentado a bege/castanho muito claro e granulometria muito fina, com alto grau de fraturamento.



**Figura 42:** Afloramento de mármore dolomítico muito fraturado da Formação Serra do Catuní, Grupo Macaúbas. UTM: 723154/8312545.



**Figura 43:** Mármore dolomítico apresentando grande homogeneidade composicional. Objetiva de 5x, luz polarizada. UTM: 721346/8314811. Largura da foto



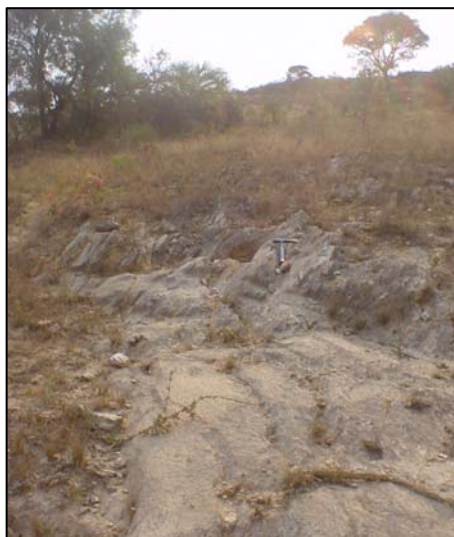
Em seção delgada a rocha apresenta grande homogeneidade textural e composicional, sendo formada quase exclusivamente por dolomita fina a muito fina (Figura 43) e veios de calcita média a grossa preenchendo microfraturas. Podem ocorrer raras vênulas de quartzo.

Nas proximidades dos contatos com rochas arqueanas, podem aparecer rochas xistosas muito alteradas, via de regra apresentando colorações amarronzadas claras. Interpretadas inicialmente como provenientes de milonitos das rochas gnaíssicas e/ou migmatíticas, parecem em realidade constituir metadiamicritos com excesso de matriz e rochas xistosas associadas.

Associam-se a estes verdadeiros quartzitos, finos e impuros, apresentando colorações claras e conteúdos variáveis em minerais micáceos. Não são raros grânulos de quartzo dispersos na matriz quartzítica. Variações para termos de granulometria média e conteúdo variável em óxido de ferro são relativamente comuns.

### **Formação Rio Peixe Bravo**

Trata-se da unidade basal do Grupo Macaúbas (ao menos na porção leste da Folha Monte Azul), e desenvolve-se em faixa que bordeja o Supergrupo Espinhaço, tendo direção aproximada N-S.



**Figura 44:** Afloramento de rochas filíticas relacionadas a Formação Rio Peixe Bravo. Coordenadas UTM: 741855/8322256.

A Formação Rio Peixe Bravo (com espessuras da ordem dos 700 m segundo Viveiros *et al.*, 1978) é constituída predominantemente por filitos e quartzo filitos, com intercalações de quartzitos, quartzitos ferruginosos, filitos ferruginosos e carbonosos.

Os filitos (Figura 44) e quartzo filitos correspondem aos litotipos dominantes e, quando frescos exibem tonalidade acinzentadas claras até escuras. São constituídos essencialmente de quartzo, sericita e óxido de ferro, cujo arranjo define foliação crenulada. Estes filitos, em geral, encontram-se semidecompostos ou decompostos, adquirindo tonalidades amareladas. Podem exibir níveis quartzosos e grânulos de quartzo, além de localmente apresentarem porfiroblastos milimétricos oxidados de magnetita/martita.

Quartzitos, via de regra na forma de lentes métricas até decamétricas, aparecem intercalados nos pacotes filíticos. Estes quartzitos mostram tonalidade branca amarelada e cinza e granulometria fina a média, apenas localmente com grânulos dispersos. Os termos mais finos apresentam variáveis conteúdos em sericita/muscovita, e muitas vezes são ferruginosos.

Especialmente no sul da folha, observa-se o predomínio de quartzitos, formando pacotes que ultrapassam os 70 ou 80 m de espessura. Os quartzitos são micáceos e/ou ferruginosos, eventualmente feldspáticos, com tonalidades via de regra esbranquiçadas. A granulometria é predominantemente fina; localmente, observa-se quartzito médio a grosso, com grânulos de quartzo.

Além do acamamento, marcado por constantes e paralelas variações composicionais, foram observadas estruturas sedimentares preservadas, incluindo estratificação cruzada tabular de porte pequeno.

Os filitos carbonosos/grafitosos se destacam (Figura 45), especialmente nas porções mais próximas do contato (tectônico) com o Supergrupo Espinhaço. Tratam-se de rochas finas, comumente bandadas e quase sempre muito alteradas. Via de regra observa-se a intercalação, nestas seqüências de filitos carbonosos, de horizontes quartzíticos centimétricos até decimétricos.

### **Formação Nova Aurora**

A Formação Nova Aurora, em contato gradacional com a Formação Rio Peixe Bravo (conforma já definido por Viveiros *et al.*, 1978), é constituída basicamente por metadiamicctitos com intercalações subordinadas de quartzitos e filitos, além de conter horizontes ferruginosos (Membro Riacho Poções) de significado econômico.

Os metadiamicctitos apresentam-se semidecompostos ou decompostos, e têm tonalidade amarelada (ocre); quando ferruginosos, são arroxeados. A matriz é quartzo-filítica, às vezes contendo grânulos de quartzo e de hematita. As partículas ocorrem esparsas na matriz e são constituídas de quartzito (predominante), quartzito ferruginoso, quartzo, rocha granitóide e material argiloso de coloração ocre.

Os metadiamicctitos apresentam intercalações de quartzito; a mais importante situa-se na porção SE da folha e apresenta espessura de várias dezenas de metros. Os quartzitos apresentam coloração branca a branca avermelhada, granulometria média, contendo além do quartzo, feldspato argilizado e fragmentos de quartzito, filito e rocha quartzo-feldspática. Minerais opacos e sericita ocorrem como acessórios. A rocha possui textura granoblástica e bandamento definido pela alternância de níveis distintos granulometricamente. Agregados quartzosos de granulação em torno de 0,4 mm se alternam com agregados mais grossos ( $\pm 1,0$  mm). Nos níveis mais finos há concentração de minerais opacos.

Intercalações de filitos também são observadas. Geralmente, os filitos apresentam-se semidecompostos, sendo algo ferruginosos, com colorações desde amareladas até arroxeadas, contendo grânulos esparsos de quartzo e cristais milimétricos de hematita. Eventualmente, ocorrem intercalações de níveis delgados de quartzito de tonalidade amarela e granulometria fina.

### **5.1.6 Suíte Paciência**

Sob a designação de Suíte Paciência (modificada de Drumond *et al.*, 1978, por Roque *et al.*, 1996) são englobados corpos de rochas alcalinas de idade Paleoproterozóica. Tanto regional como localmente compreendem álcali-granitos até diversos tipos de sienitos, com ocorrências menores de granitos metamorfizados e de restritos corpos anfibolíticos. No mapa são destacadas duas áreas maiores de afloramento: uma a norte, que corresponde a um corpo do Plutonito Serra Branca (que corresponde em parte a "Unidade Porfiroblástica de Serra Branca" de Drumond *et al.*, 1980), e outra a oeste (Figura 46), correspondendo ao informalmente designado Plutonito Canabrava (Lopes-Silva e Carmo, 2005).



**Figura 45:** Afloramento de rocha filítica dobrada e alterada da Formação Rio Peixe Bravo, Grupo Macaúbas. (UTM: 741822/8302128). Fotografia cedida por M.



**Figura 46:** Vista para o Maciço de Canabrava a partir do sopé sul da Serra do Ginete. Direção da foto: ENE-WSW.

O Sienito Serra Branca é representado por corpos alongados segundo a direção N30°E. Estas rochas afloram no extremo norte da área mapeada, na região chamada Fazenda Caldeirão, e fazem contato com as rochas do Complexo Limoeiro a oeste, sul e leste. Os numerosos afloramentos geralmente aparecem nos topos e encostas de morros, inclusive próximo às estradas de terra (como já pontuado por Alves e Cortes, 2000).

Trata-se de granitóides leucocráticos porfiríticos, com afinidade monzonítica, de granulação grossa, coloração variando de cinza clara a levemente róseo, com porfiroblastos de feldspato potássico imersos em matriz fina (Figura 47). Microscopicamente a rocha possui textura granoblástica e é constituída por microclina, plagioclásio, biotita e hornblenda, tendo como minerais acessórios alanita, titanita, quartzo, epidoto, muscovita e opacos.



**Figura 47:** Afloramento típico do Sienito Paciência, em forma de lajedo, em sua ocorrência norte. (UTM: 737582/8337512).

Os fenocristais de feldspato potássico possuem coloração que varia de branca a rósea, tamanho variando de 0,5 a 5 cm (média aproximada de 0,8 cm), são em sua maioria subédricos a euédricos (tabulares). Estão envolvidas por cristais de biotita com textura decussada e por vezes se observa uma orientação destes porfiroblastos segundo uma direção.

Localmente, onde a deformação foi mais intensa, desenvolveu-se foliação milonítica que cisalhou estes porfiroblastos, gerando sombras de pressão e colocando-os paralelos à foliação, resultando numa textura anastomosada. Observam-se ainda veios quartzo-feldspáticos ora paralelos ora cortando a foliação milonítica quando esta se encontra presente.

Já na porção oeste central, verificam-se predominantemente rochas de filiação alcalina (e.g. sienitos, quartzo sienitos, álcali granitos, álcali-quartzo granitos, monzonitos e litologias semelhantes), bem como granitos *sensu stricto*. Estas rochas (Figura 48 e Figura 49) podem

encontrar-se fortemente deformadas, havendo claros indícios de milonitização. Frequentemente a suíte evidencia processos de gnaissificação (Figura 50) e, localmente, de migmatização, com segregação entre fases máficas e fases félsicas alcalinas.



**Figura 48:** Concentração de fenocristais róseos de microclina em ocorrência típica da Suíte Paciência. UTM: 719732/8316055. Direção da foto: S-N.



**Figura 49:** Rocha da Suíte Paciência mostrando orientação dos fenocristais de feldspato. UTM: 719732/8316055.

As rochas alcalinas são caracterizadas pela cor verde a verde acinzentada e entretons róseos propiciados pela presença de destacados cristais grossos de microclina. Nas seções delgadas observa-se que a suíte compreende desde rochas ricas em quartzo fino (quartzo sienitos, álcali-quartzo sienitos) até litologias relativamente pobres no mineral.

Microscopicamente observam-se abundantes cristais grossos, xenomórficos a hipidiomórficos, estirados e parcialmente recristalizados em seus bordos, de microclina, por vezes pertítica. As rochas apresentam textura granoblástica a granolepidoblástica, quase sempre mostrando saussuritização do plagioclásio e alteração da microclina para muscovita. Vênulas de carbonato e epidoto podem indicar processos hidrotermais. Segundo Roque *et al.* (1997), as maiores concentrações de quartzo parecem relacionar-se às amostras mais deformadas, sugerindo liberação de sílica durante as reações metamórficas.



**Figura 50:** Rocha da Suíte Paciência mostrando evidências de gnaissificação. UTM: 719732/8316055.

Rochas graníticas *sensu stricto* restringem-se a alguns afloramentos da Suíte Paciência. Em seção delgada pode ser caracterizado um metagranito rico em fenocristais de microclina e matriz à base de quartzo, plagioclásio, biotita, clorita, hornblenda, moscovita fina, opacos e carbonato (secundário).

Os litotipos alcalinos da suíte podem ainda encontrar-se intrudidos por granitos (e.g. ponto com UTM 719888/8311605), sendo a rocha (petrograficamente metagranitos) fanerítica média e de espessura decimétrica a métrica e comprimento decamétrico. A rocha é equigranular,

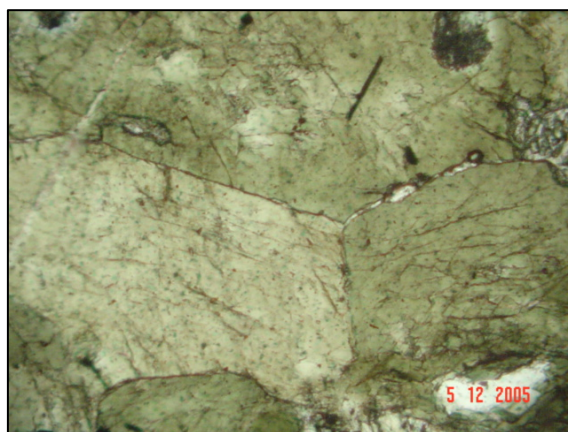
apresentando composição que se assemelha à da encaixante, exceto por apresentar maior concentração de quartzo e plagioclásio. Pode representar o produto intrusivo de porções fundidas e recristalizadas da própria encaixante (Figura 51).

Os corpos de anfibolito ocorrentes em meio à Suíte Paciência são aparentemente intrusivos nas rochas alcalinas e graníticas. São corpos alongados, de direção noroeste-sudeste, geralmente descontínuos e que podem alcançar algumas centenas de metros de extensão (embora os afloramentos frescos sejam relativamente raros). O que se verifica, em geral, é um solo vermelho onde se encontram esparsos blocos da rocha.

Petrograficamente a rocha é fanerítica fina a média, verde escura, com peculiar textura proporcionada pela trama anfibólio-plagioclásio (Figura 52). Seções delgadas dos pontos em questão permitem atribuir ao anfibolito textura nematoblástica caracterizada pela presença de cristais hipidiomórficos (raramente idiomórficos) de hornblenda, estando estes orientados e associados a plagioclásio, por vezes saussuritizados. Porcentagens menores de quartzo, epidoto, moscovita, clorita e opacos são comuns. Pode ocorrer bandamento de espessura milimétrica (discretas faixas com concentração de hornblenda), sendo este paralelo à foliação.



**Figura 51:** Intrusão granítica em quartzo sienito aflorante no ponto com UTM: 719888/8311605.



**Figura 52:** Anfibolito de granulação média a grossa e textura nematoblástica. Presença de cristais orientados de hornblenda. Objetiva de 5x, luz natural. UTM:715796/8312166. (Largura da foto correspondente a 0,9 mm.)

### **Petroquímica**

Na Tabela 07 são apresentadas análises de óxidos maiores e cálculo normativo para amostras de afloramentos incluídos na Suíte Paciência. O afloramento MAS11 é marcado por rocha heterogênea apresentando locais nitidamente isotrópicos (não bandados - metassienito/metamonzonito) e outros nos quais ocorre bandamento evidente. A granulação é média a grossa, sendo a cor verde e rosa, com aparentemente reduzido teor de quartzo. O estado de milonitização é evidenciado pela estruturação do feldspato potássico, o qual conforma fitas, caudas de recristalização e sombras de pressão, denotando a presença de espessa zona de cisalhamento. Veios quartzo-feldspáticos, concordantes com a foliação milonítica, são comuns.

A amostra analisada mostra mineralogia essencial a base de microclina (40%), quartzo (39,8%), biotita (12%) e plagioclásio (3%). A mineralogia secundária e acessória inclui muscovita (4%), epidoto (0,5%), opacos (0,5%) e titanita (0,2%). A textura é granoblástica, com abundantes

cristais de microclina alterada, rica em inclusões de moscovita fina, bem como quartzo. Destacam-se ainda esparsas palhetas de biotita, sempre associadas a minerais opacos. Cristais idiomórficos de titanita são raros. Sua composição normativa (ver Tabela 07) indica tratar-se de um sienogranito, marcado por quartzo (28,75%), Ortoclásio (30,58%) e Albita (27,64%).

**Tabela 07:** Análises químicas de rochas da Suíte Paciência, com cálculo de seus minerais normativos, segundo dados obtidos nos laboratórios do CPMTCC-UFMG. Amostras localizadas na porção oeste da Folha Monte Azul (MAS11: 8314955N/718185E; MAS24B:8316167N/720276E; MAS26: 8316051N/719732E; MAS38:8311605N/719888E; MAS140: 8312166N/715796E; MAS153:8320097N/718579E MAS154: 8320336N/718339E; MAS216:8314324N/718970E; e G5:8337715N/736685E.

Amostra	MAS11	MAS24B	MAS26	MAS38	MAS140	MAS153	MAS154	MAS216	G5
SiO <sub>2</sub> %	70,2	70,1	71	69,8	48,4	57,9	68,7	60	63,7
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,3	0,23	0,24	1,1	1,49	0,27	2,11	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17	17,2	17,3	17,7	7,6	16	19,2	17,2	19,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,81	2,1	2	1,61	16,7	8,11	1,42	6,33	3,58
MnO	0,01	0,02	0,2	0,01	0,25	0,1	0,01	0,08	0,04
MgO	0,47	0,3	0,3	0,25	11,7	2,6	0,33	1,73	0,81
CaO	0,97	1,34	1,34	1,08	10,3	4,86	1,49	3,28	1,84
Na <sub>2</sub> O	3,27	3,24	3,24	3,06	0,92	2,89	4,68	2,91	3,68
K <sub>2</sub> O	5,18	4,36	4,36	4,64	0,44	3,4	2,78	3,9	4,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,06	0,08	0,05	0,07	0,54	0,08	0,93	0,2
P.F	0,4	0,35	0,26	0,8	2,19	1,6	0,7	1	2,1
<b>NORMA</b>									
Qz	28,75	31,39	34,42	31,68	4,05	13,38	26,97	20,79	20,67
Co	4,4	4,86	6,73	5,8		0,01	5,89	4,38	6,07
Or	30,58	25,74	25,38	27,39	2,56	19,77	16,17	22,67	24,62
Ab	27,64	27,39	27,05	25,87	7,66	24,07	38,97	24,23	30,52
An	4,42	6,25	0,97	5,03	15,07	20,31	6,77	10,07	7,63
Hy	1,27	0,92	1,39	0,78	27,23	9,02	0,89	4,42	2,78
Mt	1,59	1,85	1,76	1,39	10,19	5,77	1,19	4,69	2,79
Il	0,53	0,57	0,38	0,46	2,06	2,79	0,51	3,95	1,05
Ap	0,13	0,13	0,17	0,11	0,15	1,16	0,17	2,01	0,44

Também classificado como um sienogranito, o litotipo representado pela análise MAS24B foi amostrado em afloramento caracterizado por rocha bastante orientada, apresentando granulação grossa a muito grossa onde destacam-se fenocristais de microclina de cor rosa forte (carmim). A matriz é fina a média, com evidente estiramento dos cristais segundo a foliação, conformando pequenas fitas e sigmóides. Ocorrem vênulas de epidoto muito fino, sendo estas descontínuas, de dimensões milimétricas e comprimento centimétrico. Veios discordantes de quartzo (algumas vezes esqueletal), falhas de rejeito centimétrico e fraturas são constantes.

Com mineralogia essencial a base de microclina (39%), quartzo (44%) e plagioclásio (3%), e secundária com clorita (7%) e muscovita (4%), tem textura granoblástica e granulação média a grossa. A mineralogia acessória está representada por opacos (2,9%) e titanita (0,1%). É característica a presença de porfiroclastos estirados de microclina, intensamente alterados para muscovita fina e envoltos por grãos médios de quartzo com contornos poligonais. O quartzo dispõe-se preferencialmente em faixas, havendo ainda clorita geralmente associada a opacos.

Em drenagem na qual afloram diferentes tipos litológicos é observado o predomínio de rocha de natureza porfírica ou não, na qual se destacam por vezes cristais centimétricos de microclina rosa em meio à matriz verde escura, maciça, de granulação fina a média. Sua amostra corresponde ao granito álcali-feldspático MAS26.

A seção delgada referente a esta rocha mostra uma mineralogia dominada por quartzo (48%), microclina (30%) e muscovita (10%). Outras fases minerais presentes incluem plagioclásio (2%), carbonato (3%), epidoto (1%) e opacos (1%). Com textura granoblástica, identificam-se porfiroclastos de microclina fortemente alterada para muscovita fina, envoltos por quartzo muito fino. Fitas de quartzo e carbonato são comuns, este último muitas vezes venulando os cristais de microclina.

A amostra MAS38 foi retirada de afloramento em alto topográfico de rocha metamonzonítica/sienítica a gnáissica extremamente deformada, evidenciando processos de milonitização. A cor é verde e rosa, sendo esta atribuída à presença de abundantes cristais de microclina estirados segundo a foliação. A granulação deste mineral é grossa a muito grossa, ocorrendo ainda clorita, quartzo e epidoto (este último distribuído na massa rochosa ou em veios discordantes a concordantes com a foliação).

Destacam-se ainda, no metamonzonito/sienito, porções de granulação grossa onde o estiramento é menos evidente, bem como bolsões feldspáticos róseos com espessura de dezenas de centímetros. Comuns são ainda sombras de pressão, caudas de recristalização e fitas de feldspato (que vêm a conformar o discreto bandamento). Estruturas S-C também podem ser verificadas, bem como dobras intrafoliais, geralmente de geometria complexa. Fraturas e falhas de empurrão em veios de quartzo compõem o arcabouço estrutural rúptil.

A seção delgada selecionada mostrou um conteúdo mineralógico à base de microclina (60%), quartzo (19%), plagioclásio (5%), clorita (10%), muscovita (4%), epidoto (1,5%) e opacos (0,5%). Textura granoblástica é característica, assim como granulação média a grossa. Os opacos associam-se preferencialmente à clorita. Sua classificação segundo os minerais normativos determinados é a de um sienogranito.

Outros três sienogranitos foram analisados: MAS154, MAS216 e G5 (esta última correspondendo ao Sienito Serra Branca, já descrito anteriormente). O primeiro foi amostrado a partir de afloramento de rocha gnáissica cinza de granulação média, composta por quartzo, feldspato, biotita e anfibólio. O estiramento dos minerais caracteriza uma sutil foliação, pouco nítida, tal qual o bandamento. A rocha tem textura granoblástica, granulação média a grossa. A saussuritização do plagioclásio é intensa, com formação de epidoto e albita. Destacam-se vênulas esparsas de epidoto que recortam porções isoladas da rocha. A mineralogia é marcada por quartzo (47%), microclina (25%), plagioclásio (13%), anfibólio (4%) e epidoto (4%). Mais restritamente aparecem albita (3%), clorita (3%) e muscovita (1%).

Em um maciço de rocha de natureza monzonítica a sienítica, granulação grossa e cor verde e rosa foi amostrada a rocha MAS216. Ela apresenta cristais centimétricos de feldspato potássico róseo estirados segundo a foliação anastomosada, havendo ainda biotita verde, anfibólio, epidoto e quartzo. Verifica-se ocorrência restrita de ametista preenchendo fraturas. Com mineralogia

essencial marcada por microclina (35%), quartzo (15%), plagioclásio (15%), biotita (10%), hornblenda (8%) e opacos (2%), tem mineralogia secundária a base de clorita (7%), muscovita fina (5%) e carbonato (3%). Apresenta textura granoblástica caracterizada pela presença de grossos cristais de microclina em associação com quartzo e plagioclásio, envoltos por palhetas finas a médias de biotita (cloritizadas ou não), muscovita fina, hornblenda e carbonato. O plagioclásio apresenta evidentes sinais de saussuritização, o que explica a formação de carbonato.

### 5.1.7 Suíte Catolé

Os granitos delimitados na Folha Monte Azul podem ser incluídos na chamada Suíte Catolé (modificada de Drummond *et al*, 1980), a qual regionalmente inclui (ver Roque *et al*, 1996): 1) Plutonito Catolé, com rocha granodiorítica a granítica, de granulação média, maciça; 2) Plutonito Mulungú, com rocha granodiorítica a granítica, de granulação média a grosseira, porfírica, maciça; 3) Plutonito Botumirim, com granito de granulação grosseira, porfírico, maciço; 4) Plutonito Confisco, com granito de granulação fina a média, maciço e 5) Plutonito Ouro Fino, com granito de granulação fina, maciço.

O Granito Catolé ocorre na forma de corpos alongados, preferencialmente em direções próximas ao meridiano, bordejando a Serra do Espinhaço a oeste. No trabalho de Drummond *et al*. (1980), foi incluído, em parte, na Unidade Gnaisses Graníticos Cataclásticos II e na Unidade Granitóide do Serrado. A morfologia do terreno onde ocorrem os corpos do Granito Catolé é dominada por relevo relativamente montanhoso, e a topografia pode se mostrar suavemente ondulada a aplainada.

Seus contatos com rochas do Complexo Porteirinha encontram-se geralmente encobertos, mas a presença de xenólitos de gnaiss bandado dentro do granito indica a natureza intrusiva do corpo. Com os quartzitos do Supergrupo Espinhaço o Granito Catolé apresenta contato tectônico, com descolamento basal das unidades do Supergrupo Espinhaço.

Trata-se de granito com tonalidades entre o branco a branco rosado e cinza claro até o esverdeado. A granulação predominante é média a grosseira, comumente modificada por cisalhamento. Nas zonas mais deformadas aparecem granitóides leucráticos, coloração cinza claro, granulação fina (predominante) a média, cuja composição mineralógica essencial é quartzo, muscovita e plagioclásio, tendo como acessórios magnetita e rutilo, e em menor proporção turmalina, epidoto e carbonato.

Os gnaisses pertencentes à Suíte Catolé apresentam-se localmente com feições de migmatização, e são cortados por veios graníticos e aplíticos de composição félsica. A granulação é média, ocorrendo, em poucos locais, porções com granulação muito fina.

A associação mineralógica compreende, essencialmente, quartzo (20 a 35%), plagioclásio (25-45%) e microclina (20-45%). Dentre os minerais máficos destaca-se a biotita verde (siderofilita). Associados a estes minerais comumente ocorrem alanita, apatita e opacos. O plagioclásio geralmente apresenta-se com aspecto turvo, revelando fraca a forte saussuritização e mostra-se recoberto por finas paletas de muscovita (sericita).

A textura observada em seção delgada é granoblástica inequigranular fina, nas porções que preservam ainda textura característica de rocha ígnea, e granolepidoblástica nas porções mais



deformadas. Quartzo ocorre como agregados cristalinos com contatos poligonizados; plagioclásio em cristais euédricos e com bordas alteradas; paletas de biotita orientadas definem a foliação. Turmalina encontra-se disseminada na rocha, e epidoto e carbonato ocorrem principalmente na forma de vênulas milimétricas recortando a foliação, produto de alteração hidrotermal que afetou também estas rochas.

Um aspecto interessante nas rochas desta suíte é a ocorrência generalizada de encraves máficos ou graníticos. Os encraves máficos podem a ser localmente abundantes e chegam a possuir até



**Figura 53:** Encraves máficos ricos em biotita no granito. UTM: 725949/8332222.

quase 1m de comprimento. Sua composição é caracterizada por altíssima proporção de biotita, com quartzo e feldspatos subordinados (Figura 53). Os encraves graníticos são definidos por diferenças texturais e/ou composicionais com relação à rocha encaixante. Possuem granulação de fina a grossa (às vezes com pórfiros feldspáticos de até 1cm de comprimento), e de coloração clara (leucocráticos).

A mineralogia essencial dos termos pouco ou não cisalhados consiste de plagioclásio (oligoclásio a andesina), feldspato potássico pertítico (ortoclásio e microclina) e quartzo em percentuais variados. O acessório mais comum é biotita, com rara hornblenda associada, formando faixas intergranulares, entre os agregados quartzo-feldspáticos. Essas faixas contêm ainda epidoto, titanita, sericita e allanita associados. Veios milimétricos de epidoto ocorrem raramente no granito, preenchendo fraturas de variadas direções.

A mineralogia essencial dos termos pouco ou não cisalhados consiste de plagioclásio

As zonas de cisalhamento de espessuras centimétricas a métricas que afetam os granitóides da Suíte Catolé, possuem mergulhos elevados. As principais modificações que ocorrem nessas rochas são a cloritização da biotita, a saussuritização do plagioclásio, geminações curvas ou interrompidas nos feldspatos e recristalização de quartzo. Devido ao processo de saussuritização ocorre muscovita fina (sericita) secundária. Quando há pórfiros, seja de quartzo, seja de feldspato, estes tendem a alongar-se segundo essa orientação principal.

### **Petroquímica**

As análises existentes do Granito Catolé (Drummond *et al.*, 1980) mostram composição desde granodiorítica até quartzo-monzonítica. Para Roque *et al.* (1997) tratam-se de rochas tipicamente peraluminosas (A/KCN entre 1,32 e 1,78), com elevado índice de diferenciação (ID = 82,8 a 93,6), e correspondem às da série I de White & Chappell (1977).

Quatro amostras de rochas *sensu lato* graníticas são apresentadas na Tabela 08: LF08, LF13, LF18 e LF21. A amostra LF08, normativamente correspondente a um álcali-feldspato granito, pode ser caracterizada como um granito milonitizado, a base de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, clorita, muscovita e epidoto. A amostra LF18 corresponde a um granito do ponto de vista petrográfico, com 15% de quartzo, 35% de feldspatos potássicos e plagioclásio, 27% de biotita e

15% de epidoto. Considerando seus minerais normativos, também pode ser incluída no campo dos álcali-feldspatos granitos.

A amostra LF13 é um granito associado a afloramento gnáissico. Trata-se de uma rocha a base de quartzo (35%), microclina (10%), plagioclásio (25%), este em boa parte saussuritizado, biotita (20%), epidoto (10%) e alanita (5%). Com textura granoblástica, esta rocha pode ser classificada como um granito até um sienogranito.

O afloramento de onde foi coletada a amostra LF21 (considerada, pelos seus minerais normativos, como um quartzo sienito) é caracterizado como um lajedo arredondado de rocha acinzentada de granulação média. Com textura granoblástica, é constituída por mais de 40% de quartzo, 25% de plagioclásio saussuritizado, 15% de microclina, 15% de biotita e pouco menos de 5% de muscovita/sericita. Interessante destacar a presença, no afloramento, de inúmeros veios quartzo-feldspáticos seccionando as rochas graníticas.

**Tabela 08:** Análises químicas de rochas da Suíte Catolé, com cálculo de seus minerais normativos, segundo dados obtidos nos laboratórios do CPMT-UFMG. Amostras localizadas na Folha Monte Azul (LF8: 8327411N/ 732262E; LF18: 8327859N/ 724889E; LF21: 8328001N/ 725011E; e LF13: 8329661N/ 735848E).

Amostra	LF8	LF18	LF21	LF13
SiO <sub>2</sub>	67	70	65,8	71,3
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,25	0,67	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,4	18	18,1	18,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,2	1,93	3,44	0,89
MnO	0,05	0,01	0,04	0,1
MgO	1,77	0,31	0,58	0,05
CaO	0,96	0,87	1,62	1,34
Na <sub>2</sub> O	3,8	3,09	4,63	4,85
K <sub>2</sub> O	2,35	5,04	4,6	1,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,1	0,26	0,1
P.F	0,8	0,2	0,5	0,9
<b>NORMA</b>				
Qz	30,37	30	17,08	32,72
Co	8,22	6,01	3,1	6,45
Or	13,58	29,16	26,62	10,51
Ab	31,45	25,61	38,38	40,15
An	3,3	3,57	6,27	5,85
Hy	5,37	1,04	1,89	0,47
Mt	3,39	1,61	2,73	0,75
Il	0,84	0,47	1,26	0,15
Ap	0,46	0,22	0,55	0,22

### 5.1.8 Suíte Metaígneia Pedro Lessa

A chamada Suíte Metaígneia Pedro Lessa foi definida por Knauer (1990) para englobar rochas básicas intrusivas (usualmente na forma de diques ou soleiras), geralmente metamorizadas no fácies xisto verde e de posicionamento Toniano. Correspondem aos "anfíbolitos diabasóides" de Guimarães (1933), as "intrusivas básicas" de Pflug (1965) e aos "doleritos" de Engesser (1974). Na

Folha Monte Azul, além de pequenas ocorrências locais não mapeáveis, merecem destaque diques na porção centro norte da folha e um corpo maior a noroeste da sede de Monte Azul.

Em termos geocronológicos, dispõe-se de uma série de análises pelo método K/Ar em rochas metabásicas da Serra do Espinhaço Meridional (Brito-Neves *et al.*,1979; Parenti-Couto *et al.*,1983). Os resultados obtidos variam entre  $480 \pm 5$  e  $2084 \pm 54$  milhões de anos, com maior concentração no intervalo entre 1000 e 1200 milhões de anos. Mais recentemente (Machado *et al.*,1989 a) foi obtida, pela aplicação de método U/Pb em zircão e badeleíta em "sill" metabásico da região de Pedro Lessa, uma idade de cristalização de  $906 \pm 2$  milhões de anos. É importante ressaltar que uma idade do Cretáceo Superior ( $88 \pm 4$  milhões de anos) foi obtida para dique de diabásio sem metamorfismo do interior do Cráton do São Francisco (Parenti-Couto *et al.*,op.cit.).

Afloramentos contínuos são relativamente raros, e na maior parte das vezes estas rochas aparecem na forma de blocos e matacões afetados por graus variáveis de alteração. Em geral, incluem-se desde metagabros até metadiabásios e verdadeiros anfibolitos de coloração variando de cinza a verde escuro, granulação fina (Figura 54) a média, por vezes grossa e localmente afanítica. Em termos texturais, podem ser reconhecidos indivíduos foliados e pouco ou não foliados, com especial predomínio destes últimos.



**Figura 54:** Rocha metabásica fanerítica fina, podendo apresentar xenólitos centimétricos estirados segundo a incipiente foliação. UTM: 724567/8320556. Direção das fotos: E-W.

As rochas de aspecto mais "xistoso" podem constituir a totalidade do corpo ou, na maioria dos casos, predominar apenas localmente, especialmente em suas bordas. Usualmente são rochas miloníticas, onde cloritas orientadas (associadas a actinolita, pouco quartzo e sericita) são responsáveis pela foliação. Restam normalmente apenas alguns cristais maiores, representados por anfibólios e/ou titanita/leucoxênio, envolvidos pela foliação e formando sombras de pressão quase sempre assimétricas. Acessórios estão representados por zircão, magnetita/martita e, localmente, pirita.

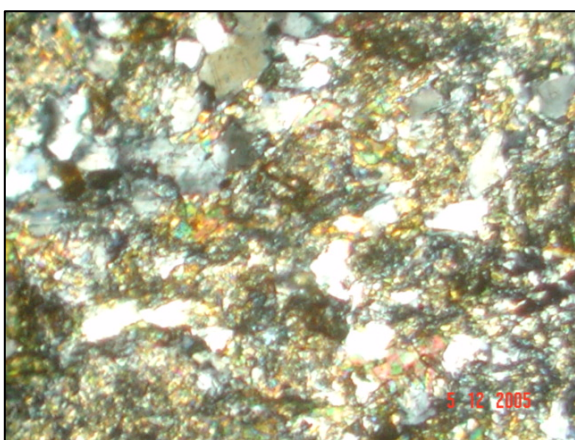
A composição mineralógica predominante é anfibólio (hornblenda, 75 - 95%), plagioclásio (3 - 18%) e quartzo (raro a 10%). Localmente aparecem granada (1- 5%), muscovita (raro a 2%) e carbonato (raro a 1%), e como acessório ocorrem titanita, biotita, opacos e epidoto. Pórfiros de feldspato (plagioclásio) ocorrem localmente, alguns com sombras de pressão. Quando alteradas, estas rochas adquirem coloração amarelo pardo e nas porções homogêneas, sem foliação, ocorrem deslocamentos por disjunção esferoidal.

Microscopicamente a textura da rocha é nematoblástica equigranular, de granulação fina a grossa. Os anfibólios possuem forma subédrica a anédrica, e localmente estão orientados definindo leve foliação. Plagioclásio e quartzo ocorrem localmente preenchendo cavidades intersticiais e/ou disseminados na massa predominante de anfibólios. Biotita aparece como produto de alteração do

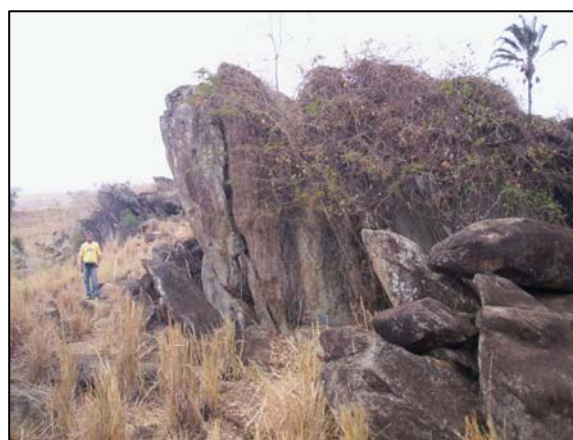
anfíbólio, granada com pseudomorfo envolvida localmente por cristais alterados de plagioclásio, e ainda, disseminados na rocha, muscovita, titanita e carbonatos ocorrem como produtos de alteração de minerais opacos.

Epidotização local pode ser observada, e o epidoto ocorre disseminado na massa cristalina (Figura 55) ou na forma de vênulas centimétricas paralelas ou não à foliação, quando esta é presente. Turmalina preta ocorre na forma de níveis, vênula, concentrados ou disseminada, microcristalina ou como cristais prismáticos da ordem de milímetros. Manganês supergênico ocorre na forma de bolsões ferruginosos e como películas preenchendo fraturas e/ou planos de foliação.

Os metagabros porfíricos (Figura 56) do grande corpo a oeste de Monte Azul caracterizam-se por apresentar cor verde escura e granulação grossa a muito grossa, apenas localmente mais fina.



**Figura 55:** Intensa epidotização do metadiabásio, com completa obliteração da trama original da rocha. Objetiva de 5x, luz natural e polarizada. UTM: 718579/8320057. Largura da foto correspondente a 1,1 mm.



**Figura 56:** Afloramento de rochas metabásicas porfíricas. UTM: 721794/8319683.

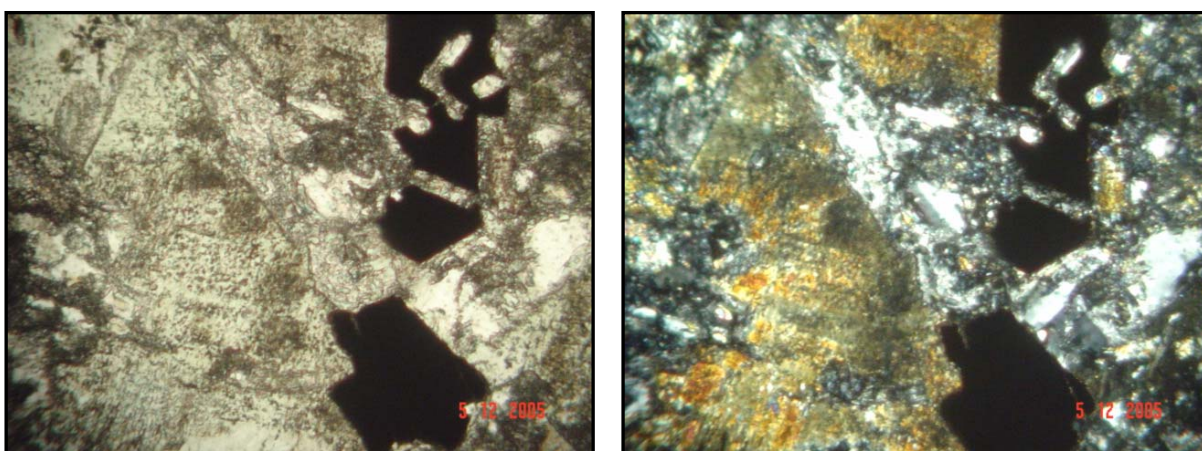
Seções delgadas mostram textura porfírica e intesetal (Figura 57), caracterizada pela associação entre plagioclásio e clinopiroxênio (ou remanescentes destes minerais). Observa-se sempre o predomínio de anfíbólio, fundamentalmente produto de uralitização dos piroxênios. Verificam-se fenocristais de plagioclásio (usualmente apresentando forte saussuritização, resultando em epidoto, moscovita fina e albita), e localmente de piroxênio uralitizado. Estes minerais encontram-se muitas vezes associados a opacos. A matriz é composta por uma massa fina a média de plagioclásio geralmente subautomórfico a automórfico, ripiforme, bem como anfíbólio, clinopiroxênio, moscovita, epidoto e cristais xenomórficos de opacos. Processos retrometamórficos são bastante evidentes nas seções delgadas.

### **Petroquímica**

Knauer (1990) teceu considerações sobre as principais características químicas das rochas metabásicas/básicas de posicionamento pós-Espinhaço. Considerando cinquenta e sete análises de rochas atribuídas a Suíte Metaígnea Pedro Lessa na porção meridional da Serra do Espinhaço, os seguintes valores extremos em base seca puderam então ser constatados para os óxidos maiores : SiO<sub>2</sub> entre 43,95% e 51,86% , TiO<sub>2</sub> entre 0,18% e 3,25% , Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 11,23% e 19,70% , FeO (total) entre 8,92% e 16,24% , MnO entre 0,10% e 0,32% , MgO entre 4,20% e 12,57% , CaO

entre 3,99% e 13,21% , Na<sub>2</sub>O entre 0,96% e 4,99% , K<sub>2</sub>O entre 0,12% e 2,55% , e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> entre 0,08% e 0,78% .

Segundo aquele autor, o grau de variabilidade relativamente elevado observado nos óxidos maiores repete-se para muitos dos elementos menores, notadamente cromo, estrôncio e boro, o que poderia estar refletindo fenômenos de diferenciação magmática, produtos provenientes de diferentes fontes ou até mesmo a atuação de processos metamórficos não-isoquímicos. Os diagramas que apresentam as relações entre óxidos maiores e a sílica delineiam um controle marcado por pequenas variações resultantes da diferenciação magmática. Esta variação pode ser explicada por diferentes valores na fugacidade do oxigênio e pressão de H<sub>2</sub>O, com precipitação maior ou menor de óxidos de ferro/titânio, apatita e minerais fêmicos (olivina e ortopiroxênio).



**Figura 57:** Metagabro porfirítico com textura intersetal propiciada pela associação entre piroxênio e plagioclásio. O piroxênio evidencia freqüente processo de uralitização, podendo o plagioclásio estar afetado por saussuritização. Minerais opacos concentram-se localmente. Objetiva de 5x, luz natural e polarizada. UTM: 721794/8319683. Largura da foto correspondente a 1,05 mm.

Estas análises apresentadas em Knauer (1990), quando plotadas nos diagramas AFM e catiônico de Jensen, evidenciam claramente um "trend" de diferenciação toleítico. Hoppe *et al.*(1983) e Dossin (1985) apresentam determinações de elementos de terras raras para alguns corpos da Suíte Metaígneia Pedro Lessa, caracterizando um relativamente forte enriquecimento em terras raras leves. Os padrões observados são similares aos de rochas básicas de ambientes intraplaca.

Para os metabasitos da Folha Monte Azul, dispõe-se de 13 análises químicas de elementos maiores (e os respectivos cálculos normativos), sendo 5 provenientes de Drumond *et al.* (1980), apresentadas na Tabela 09, e as oito restantes realizadas nos laboratórios do CPMTC-UFMG, apresentadas na Tabela 10.

As amostras analisadas por Drumond *et al.* (1980) correspondem a termos desde finos até grossos, via de regra esverdeados, localmente muito escuros, incluindo desde metadiabásios até metagabros com cristais maiores de plagioclásio. Interessante notar que praticamente não ocorre preservação de cristais de piroxênio, quase que invariavelmente uralitizados. A classificação normativa mostra a presença de nefelina-gabros (amostras FR233 e FR297), gabros com nefelina (amostras FR286 e FR 296) e nefelina-monzogabro (amostra FR314). Todas as amostras evidenciam metamorfismo de baixo grau.

**Tabela 09:** Análises de Drumond *et al.* (1980) para rochas metagabroicas incluídas na Suíte Metaígneia Pedro Lessa. Localização: FR233 (8288450N/737500E), FR286 (8291580N/739530E), FR296 (8290630N/739180E), FR297 (8292070N/739350E) e FR314 (8311700N/733060E).

Amostra	FR233	FR286	FR296	FR297	FR314
SiO <sub>2</sub>	46,96	46,3	46,47	45,39	46,69
TiO <sub>2</sub>	1,23	1,23	1,33	1,12	2,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,13	15,3	13,67	14,31	14,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,24	11,57	12,5	11,97	17,02
MgO	5,04	9,26	9,47	9,87	1,01
CaO	13,03	12,62	12,06	12,9	8,69
Na <sub>2</sub> O	3,97	3,17	3,23	3,37	5,93
K <sub>2</sub> O	0,4	0,33	0,4	0,36	0,78
<b>NORMA</b>					
Or	2,36	1,79	2,36	2,07	4,6
Ab	17,98	16,35	17,93	11,49	30,89
An	28,14	26,39	21,51	22,86	11,77
Ne	7,66	5,34	4,72	8,89	10,42
Di	29,29	28,38	30,55	32,41	24,87
OI	4,69	12	12,35	12,57	
Mt	7,32	6,89	7,5	6,99	10,29
II	2,28	2,28	2,47	2,09	4,7

**Tabela 10:** Análises químicas de rochas metagabroicas incluídas na Suíte Metaígneia Pedro Lessa, Folha Monte Azul. Localização das amostras: MAS10 (8312047N/715239E); MAS123 (8319183N/723130E); MAS169 (8319683N/721794E); MAS170 (8319060N/721690E); LF29-02 (8321592N/736014E); LF229 (8330751N/736712E); CP17 (8322850N/739822E); e CP19 (8318275N/738550E).

Amostra	MAS10	MAS123	MAS169	MAS170	LF29-02	LF229	CP17	CP19
SiO <sub>2</sub>	58	50,7	50,2	62,2	47,2	48	46,1	47,7
TiO <sub>2</sub>	1,93	1,87	1,39	0,63	3,08	1,57	1,12	1,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,6	9,14	13,8	16,5	12,9	13,6	12,1	14,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,41	11,5	10,9	5,1	17,1	15,1	12,2	10,2
MnO	0,13	0,15	0,16	0,07	0,23	0,22	0,17	0,17
MgO	2,61	14,1	7,78	2,15	4,86	5,87	8,43	8,43
CaO	4,37	7,17	11,61	4,74	7,71	9,83	12,9	12,9
Na <sub>2</sub> O	2,64	1,41	1,57	4,78	2,05	2,03	1,8	1,8
K <sub>2</sub> O	3,21	0,18	0,38	1,22	2,1	0,68	0,35	0,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,65	0,19	0,17	0,28	0,36	0,12	0,13	0,13
P.F	1,6	3,2	2,29	2,1	2,2	2,54	2,71	2,71
<b>NORMA</b>								
Qz	17,33	6,94	6,97	16,77	4,71	5,17		0,95
Co	1,15							
Or	18,89	1,06	2,07	7,08	11,92	3,19	2,07	2,07
Ab	21,56	11,83	13,02	39,81	16,91	16,91	15,22	13,52
An	17,49	18,01	28,88	19,51	18,88	25,16	23,89	29,97
Di		12,66	22,08	1,74	13,52	17,95	31,67	24,99
Hy	9,15	34,66	14,81	6,02	14,27	15,31	10,53	15,57
OI							2,74	
Mt	6,72	7,34	6,88	3,9	10,22	9,17	7,38	6,05
II	3,61	3,46	2,57	1,14	5,71	2,85	2,13	2,47
Ap	1,31	0,41	0,37	0,55	0,79	0,26	0,28	0,28

Entre as amostras cujas análises estão relacionadas na Tabela 10 destacam-se inicialmente MAS 10 e MAS170, que não correspondem a gabros ou rochas afins, e sim a granodioritos (considerando os minerais normativos) com teores em SiO<sub>2</sub> iguais ou superiores aos 58%. Se a última mostra um aspecto de campo similar aos de metabasitos da Suíte Metaígneia Pedro Lessa (cor verde escura, granulação grossa a muito grossa e aspecto porfírico, com fenocristais de plagioclásio junto a piroxênio/anfibólio), o mesmo não é verdadeiro para a primeira.

A amostra MAS10 foi retirada de um dique subvertical de rocha metabásica fanerítica fina, que corte um gnaíse, supostamente hipoabissal, classificada em campo como um metadiabásio. A largura é métrica e a cor preta a amarronzada em superfície. O processo de epidotização é bastante evidente, havendo epidoto muito fino disseminado no metabasito.

A seção delgada mostrou uma rocha constituída por actinolita (50%), epidoto (30%), albita (12%) e opacos (8%), com textura granoblástica a nematoblástica muito fina. Os cristais apresentam dimensões semelhantes, predominando actinolita e epidoto, algumas vezes como produto de alteração de plagioclásio. A foliação mostra-se bem evidente, paralela à qual ocorrem faixas ricas em epidoto e albita (associados a opacos) e outras ricas em actinolita.

Monzogabros (segundo classificação normativa) estão representados pelas análises MAS123 e LF29-02. Tratam-se ambos de metagabros de granulação média a grossa, com cristais maiores de plagioclásio se ressaltando. A primeira delas foi obtida em região de solo vermelho escuro onde aflora rocha metabásica verde escura, fanerítica média a grossa e porfírica. A mineralogia aparentemente conta com piroxênio/anfibólio, fenocristais de feldspato e pouco quartzo. A segunda corresponde a uma série de blocos rolados junto a drenagem com afloramento de metavulcanitos ácidos do Supergrupo Espinhaço.

Genericamente, tratam-se de rochas com texturas intersetal e porfírica, caracterizadas pela presença de fenocristais de plagioclásio saussuritizado envoltos por matriz fina de clinopiroxênio uralitizado e plagioclásio ripiforme hipidiomórfico a idiomórfico. O epidoto encontra-se usualmente associado ao plagioclásio, estando os minerais opacos quase sempre associados ao clinopiroxênio.

As quatro amostras restantes podem ser classificadas como gabros (afetados por processos metamórficos de baixo grau). A amostra MAS169 apresenta cor verde escura, granulação grossa a muito grossa e aspecto porfírico. É característica a presença de fenocristais de plagioclásio junto a piroxênio/anfibólio. Aflora em vale entre dois altos topográficos, aparentemente desenvolvido sobre esta rocha (diversos blocos rolados e solo avermelhado).

Apresentando mineralogia a base de anfibólio (30%), clinopiroxênio (20%), plagioclásio (25%), epidoto (10%), muscovita (9%), opacos (5%) e albita (1%), a rocha, porfírica, tem textura intersetal, típica de gabros. A rocha, porfírica, é caracterizada pela presença de textura intersetal, típica de gabros. Verificam-se fenocristais de plagioclásio e piroxênio uralitizado envoltos por uma massa cristalina fina de plagioclásio (ripiforme) e produtos de saussuritização (muscovita fina, epidoto e albita). A amostra LF229, coletada em corpo que corta gnaíse do Complexo Porteirinha, mostra composição química e mineralógica algo similar, ressaltando-se, entretanto, uma maior epidotização da rocha.

As amostras CP17 e CP19 foram coletadas na mesma situação geológica: regiões baixas topograficamente e com formação de solo amarronado/avermelhado em meio à área de afloramentos de quartzitos do Supergrupo Espinhaço. Correspondem a pequenos afloramentos e blocos rolados, com marcante disjunção esferoidal, de rochas escuras, esverdeadas, de granulação média e com cristais maiores de plagioclásio. Em seção delgada, destaca-se uma textura subofítica, marcada por cristais de plagioclásio e de anfibólio, estes provenientes de processos de uralitização de piroxênios.

### **5.1.9 Cenozóico**

Foram discriminados, no mapa geológico, três diferentes conjuntos de sedimentos relacionados ao desenvolvimento do cenozóico: i) aqueles de provável idade neo-cenozóica, típicos da porção leste da folha, ii) coberturas detrítico-lateríticas do quadrante sudoeste e iii) os depósitos aluvionares recentes.

Para os sedimentos da porção leste, cujas espessuras parecem não ultrapassar os cinco metros, parece ser provável uma correlação com os sedimentos incluídos, mais a sul, na Formação São Domingos. O nome Formação São Domingos foi utilizado por Pedrosa-Soares (1981) para descrever os sedimentos neo-cenozóicos localizados em topos de chapadas nas bacias do Médio Rio Jequitinhonha e do Rio Pardo. Tratam-se de sedimentos semi-consolidados, estratificados, de atitude horizontal, incluindo pelito-psamitos, com leitos pouco espessos de cascalhos/conglomerados.

As coberturas detrítico-lateríticas da porção SW da Folha Monte Azul são algo características, correspondendo a acumulações pelíticas até psamíticas com seixos até matacões, especialmente de rochas quartzíticas, além dos depósitos arenosos com horizontes de cascalhos e desenvolvimento local de processos de laterização. Pontualmente observam-se depósitos coluvionares associados.

As acumulações aluvionares são, na maioria das regiões definidas, constituídas por areias médias a grossas (localmente mais finas), com cascalhos associados (estes na forma de corpos lenticulares).

## **5.2 Geologia Estrutural**

A megaestruturação deste setor setentrional da Serra do Espinhaço no Estado de Minas Gerais pode ser creditada, assim como no caso do setor meridional, a um expressivo sistema de falhas inversas ou de empurrão/zonas de cisalhamento dúctil, cujos planos caracterizam-se por direções meridianas e mergulhos moderados até altos para os quadrantes leste. Estudos estruturais no setor meridional da serra (e.g. Almeida-Abreu *et al.*, 1986) mostram que pelo menos a maior parte destas falhas/zonas de cisalhamento dúctil corresponde a rampas frontais originadas a partir de grande transporte de massa aproximadamente de leste para oeste.

O intervalo de tempo abrangido pelos terrenos presentes permitiria, ao menos especulativamente, a possibilidade de atuação de quatro grandes eventos tectono-metamórficos (e.g. Almeida & Hasui, 1984): Jequié (entre 2,7 e 2,5 Ga.), Transamazônico (entre 2,1 e 1,85 Ga.), Uruaçuano/Espinhaço (entre 1,3 e 1,0 Ga.) e Brasileiro (entre 0,7 e 0,45 Ga.). A existência ou não de evidências destes eventos não será objeto de maiores considerações, mas, de qualquer modo, assume especial importância o caráter mono- ou policíclico do transporte de leste para oeste. Se monocíclico, uma



idade Brasileira é requerida, na medida em que registros de sua atuação são descritos em rochas do Grupo Macaúbas, de idade Neoproterozóica.

### 5.2.1 Caracterização Macroestrutural

Uma rápida observação às áreas correspondentes a Folha Monte Azul mostra uma extraordinária partição da deformação a nível regional, evidente onde falhas de direção meridiana separam áreas caracterizadas por falhas inversas e dobras de áreas marcadas por amplos dobramentos abertos e assimétricos.

O contato entre as unidades formadoras do Supergrupo Espinhaço com aquelas de idades mais antigas exibe direção aproximada N-S. O caráter tectônico do contato é comprovado pelo desenvolvimento de zonas milonitizadas de médio (a localmente alto) ângulo, restritas às proximidades do mesmo e indicativas do descolamento do Supergrupo Espinhaço sobre o embasamento (Figura 58). Interessante destacar o desenvolvimento de verdadeira *klippen* a SW de Monte Azul, colocando rochas relacionadas ao Supergrupo Espinhaço sobre conjuntos relacionados ao Complexo Porteirinha e a Suíte Paciência.



**Figura 58:** Frente de cavalgamento do Supergrupo Espinhaço por sobre rochas do Complexo Porteirinha. Detalhes mostram a milonitização do complexo e a marcante foliação (por vezes também milonítica) que se desenvolve nas rochas metassedimentares da base da seqüência.



**Figura 59:** Variação na atitude dos planos de foliação em milonito aflorante no leste da área, possível estrutura em flor (MAS-234). Direção da foto: NE-SW.

Deve-se frisar que altos valores de mergulho destas frentes de empurrão podem significar a atuação de importante componente transcorrente. Este componente lateral é esperado em muitos dos planos de falhas/zonas de cisalhamento mapeados, até pela relação foliação-lineação. A presença local de estruturas em flor confirma a ocorrência de movimentos transcorrentes (Figura 59).

O contato das rochas do Supergrupo Espinhaço com aquelas do Grupo Macaúbas pode, em boa parte, ser interpretado como uma ampla falha normal, com bloco baixo a leste. Uma segunda falha normal parece desenvolver-se no mesmo processo, onde movimentação neotectônica, se não pode ser comprovada, ainda não deve ser descartada. Contatos tectônicos através de falhas de empurrão podem ser observados nos extremo oeste.

É interessante destacar que estas falhas normais regionais podem representar, em realidade, a retomada do movimento de antigos planos de falha/zonas de cisalhamento dúctil de caráter transcorrente. Em que pese a falta de lineações efetivamente indicativas desta hipótese, a presença de dobras com eixos verticais, especialmente nos metassedimentos do Grupo Macaúbas, pode constituir-se em evidencia inicial.

A região NW da folha caracteriza-se morfológicamente por morros alinhados segundo a direção NE-SW, principalmente nas porções onde afloram as unidades do Complexo Limoeiro. Este relevo é estruturado, basicamente, por falhas inversas resultantes de empurrões com transporte de leste para oeste e alinhamento NE-SW, responsáveis em maior parte pela intercalação das diferentes unidades. Onde as linhas de falha estão curvadas e interceptam-se, é observado um padrão amendoado típico.

Dobramentos em grande escala que possivelmente possam estar estruturando e condicionando o relevo foram observadas apenas nas áreas de afloramento do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas.

Nas fotos aéreas e imagens de satélite destacam-se alguns lineamentos estruturais, perpendiculares ao "trend" geral da região, e que localmente condicionam drenagens. Estes lineamentos podem estar relacionados à falhas de rasgamento, resultantes de avanços diferenciais entre lascas de empurrão, que explicariam em parte alguns contatos entre unidades distintas das seqüências pré-Estateriano.

### 5.2.2 Terrenos Afetados Pelo Evento Transamazônico

São aqui incluídos todos os terrenos anteriores a cerca de 1.844 Ma (Machado *et al.* 1989), idade considerada como limite da atuação do Evento Transamazônico na região (Knauer, 1990). Além das sequências paleoproterozóicas reunidas no Complexo Limoeiro, também as rochas arqueanas (e potencialmente afetadas pelo "Evento Jequié") do Complexo Porteirinha e do Complexo Córrego Tingui serão consideradas. É importante que se frise, conforme já admitido anteriormente, que os contatos entre estas unidades são invariavelmente de caráter tectônico, via falhas inversas ou de empurrão/zonas de cisalhamento dúctil originadas por transporte aproximadamente leste-oeste.

As rochas graníticas são caracterizadas por uma marcante heterogeneidade, já que mostram uma relativamente rápida variação desde termos pouco ou não foliados até zonas marcadas por alta deformação. Estas são definidas a partir de uma progressiva redução no tamanho dos grãos, recristalização e neoformação de minerais, originando, ao menos localmente, verdadeiros ultramilonitos e filonitos. Termos intermediários, envolvendo desde protomilonitos até blastomilonitos e milonitos "sensu stricto", são ainda mais comuns, sendo observados em praticamente todas as áreas de ocorrência de rochas do Complexo Porteirinha e do Complexo Córrego Tingui.

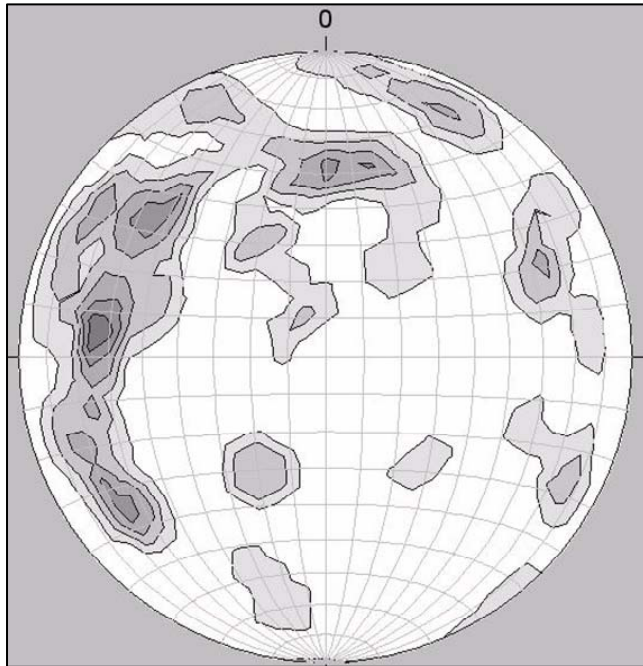
Estas zonas miloníticas mostram-se preferencialmente orientadas segundo direções próximas a norte-sul e NW-SE. A foliação associada mostra dispersão relativamente alta das medidas, talvez indicando processos de reorientação de planos anteriormente desenvolvidos. Esta tem um aspecto evidentemente anastomosado, compatível com sua origem milonítica. Observa-se uma tendência ao estiramento dos grãos e agregados minerais maiores (usualmente de quartzo e feldspatos), os quais são contornados por uma fina "massa" a base de quartzo e minerais planares (via de regra moscovita/sericita, menos comumente com biotita e/ou clorita).

Uma segunda foliação, claramente superimposta àquela milonítica já descrita, é observada localmente, sendo mais perceptível nos termos mais micáceos e finos. Na maior parte das vezes ela revela-se como uma clivagem espaçada, com direções meridianas e altos mergulhos (quase alcançando a verticalidade em alguns pontos).

Migmatitos e gnaisses, apresentam-se, na maior parte das vezes, também afetados (em maior ou menor grau) pela foliação milonítica. As regiões preservadas da milonitização poderão servir de base para a descrição de estruturas originadas em eventos orogenéticos anteriores, a saber:

- Orientação de estruturas bandadas em migmatitos estromatíticos;
- Eixos de dobras centimétricas até métricas (fechadas a isoclinais, via de regra com fluxo de material para a charneira) nos migmatitos, especialmente da porção NW da folha; e
- Migmatitos observados localmente mostram foliação paralela ao bandamento cujos máximos mostram valores diferentes daqueles da foliação milonítica superimposta.

O bandamento metamórfico apresentado pelas rochas do Complexo Porteirinha tem comportamento peculiar (ver Figura 60), com grande dispersão dos máximos. Suas atitudes mostram orientação preferencial próximo as direções N05°S, N40°E e N38°W, com mergulhos bastante altos (60° a 80°) para os quadrantes leste. Um máximo próximo a este-oeste com mergulhos altos para sul também é notável.



**Figura 60:** Diagrama de densidade de pontos (56 medidas) para o bandamento gnáissico de rochas do Complexo Porteirinha. Notar a forte dispersão das medidas. Projeção no hemisfério inferior.

segundo as direções N10°E e N45°E, com mergulhos subverticalizados (55° a 85°) usualmente para SE.

Nos gnaisses, esta foliação é dada exclusivamente pelas micas, e está quase sempre paralela ou levemente oblíqua ao bandamento metamórfico, que também possui atitudes que variam preferencialmente de N15° – 50°E e mergulhos de 50° a 80° para SE. O processo de milonitização pode ser verificado em vários estágios, desde a configuração de uma foliação incipiente até a obliteração completa do bandamento dos gnaisses, com a formação de ultramilonitos. A foliação milonítica, observada nesta unidade mostra a direção geral N20°-45°E, com mergulhos subverticalizados (65° – 90°) para SE e, em alguns pontos com mergulhos contrários, chegando a 55° para NW.

A foliação milonítica é ainda mais pronunciada nas diversas unidades do Complexo Limoeiro, com provável exceção das rochas carbonáticas de aspecto maciço. Suas atitudes exibem orientação preferencial segundo as direções N10°E e N45°E, com mergulhos subverticalizados (55° a 85°) usualmente para SE.

Nos gnaisses, esta foliação é dada exclusivamente pelas micas, e está quase sempre paralela ou levemente oblíqua ao bandamento metamórfico, que também possui atitudes que variam preferencialmente de N15° – 50°E e mergulhos de 50° a 80° para SE. O processo de milonitização pode ser verificado em vários estágios, desde a configuração de uma foliação incipiente até a obliteração completa do bandamento dos gnaisses, com a formação de ultramilonitos. A foliação milonítica, observada nesta unidade mostra a direção geral N20°-45°E, com mergulhos subverticalizados (65° – 90°) para SE e, em alguns pontos com mergulhos contrários, chegando a 55° para NW.

Este bandamento está quase sempre dobrado, apresentando dobras assimétricas e apertadas, por vezes isoclinais com plano axial paralelo ao bandamento, dobras ptigmáticas e localmente dobras intrafoliais. Os eixos variam muito sua atitude, e não há nenhuma tendência de direção de caimento (Alves e Cortes, 2000). Estes últimos dados, embora localizados, parecem indicar uma estruturação NE-SW exclusiva para rochas gnáissicas/migmatíticas claramente anterior ao (s) evento (s) de transporte de massa de leste para oeste.

A foliação milonítica é ainda mais pronunciada nas diversas unidades do Complexo Limoeiro, com provável exceção das rochas carbonáticas de aspecto maciço. Suas atitudes exibem orientação preferencial

As rochas calcissilicáticas apresentam bandamento metamórfico bem pronunciado e quase sempre dobrado, com formação de dobras assimétricas e localmente apertadas, tendendo a gerar isoclinais com plano axial paralelo ao bandamento. Nestas rochas a foliação é incipiente, podendo ser marcada pela orientação de cristais de anfibólio, além das micas.

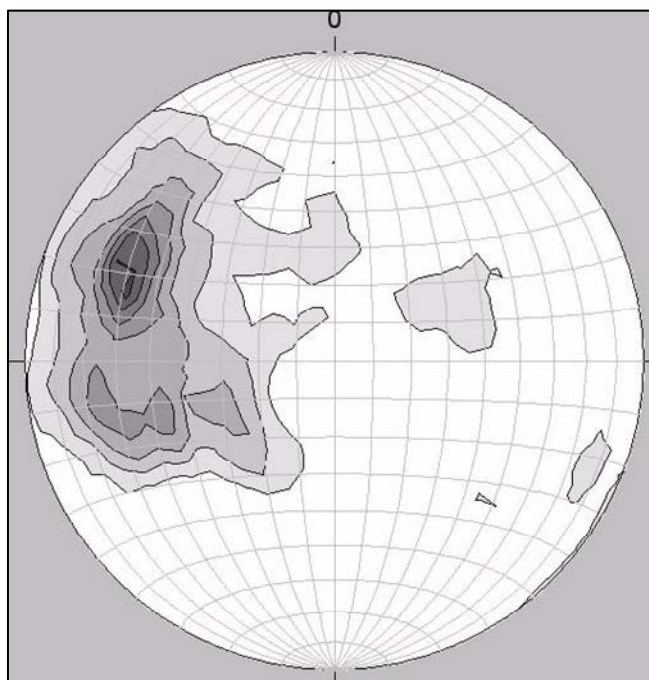
Os xistos do Complexo Limoeiro apresentam como estruturação dominante a foliação  $S_n$ , dada principalmente pela orientação da muscovita e da clorita quando está presente em quantidade suficiente. A deformação que gerou esta foliação localmente orientou porfiroblastos de magnetita e cristais prismáticas de turmalina segundo um plano. Os porfiroblastos de magnetita estão por vezes estirados e definem leve lineação, e os cristais de turmalina dispõem-se aleatoriamente no plano de xistosidade.

Nas rochas sieníticas, principalmente nos pontos onde as intrusões se encontram mais tectonizada, se observa uma foliação subvertical bem desenvolvida, que se alinha ao *trend* geral das rochas da porção NW da folha (conforme já discutido em Alves e Cortes, 2000). Esta foliação é formada por biotita, presente como palhetas finas na matriz, e envolve os porfiroblastos de K-feldspato dando um aspecto anastomosado a rocha. Estes porfiroblastos apresentam-se localmente cisalhados e com sobras de pressão alinhadas segundo a foliação.

Em alguns pontos, provavelmente mais próximos à porção central da intrusão sienítica menos afetada pela deformação, a foliação  $S_1$  não se desenvolveu e observa a orientação dos porfiroblastos de K-feldspato segundo uma direção de possível origem ígnea, por fluxo magmático.

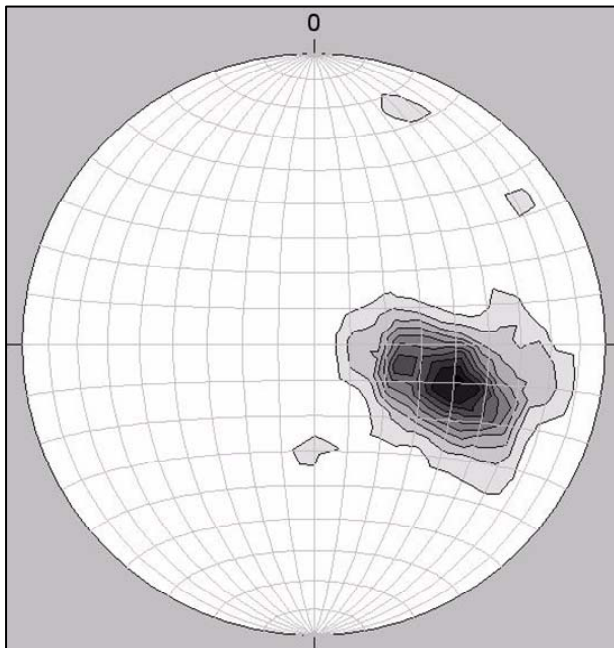
Com relação às rochas granitóides, a estrutura mais proeminente é uma foliação subvertical, bem desenvolvida e penetrativa que afeta todos os corpos intrusivos observados na área. Essa foliação é dada pelos minerais micáceos e pelo quartzo, e em certos pontos vêem-se indícios de milonitização como recristalização e alinhamento dos cristais de quartzo. São observadas ao longo de todos os corpos, nas bordas e porções centrais.

Uma análise dos resultados obtidos a partir de rede de Schmidt para as foliações observadas para as litologias pré-Espinhaço pode ser observada na Figura 61. Um forte máximo em torno de  $N20^{\circ}E$   $60^{\circ}SE$  é notável.



**Figura 61:** Diagrama de densidade de pontos (227 medidas para a foliação de rochas da porção oeste da Folha Monte Azul. Projeção no hemisfério inferior.

A lineação mineral associada a foliação milonítica é formada basicamente pelas micas (muscovita e biotita), e foi observada nos migmatitos, nos gnaisses bandados, e milonitos do Complexo Limoeiro.



**Figura 62:** Diagrama de densidade de pontos (40 medidas) para a lineação mineral de rochas da porção oeste da Folha Monte Azul. Projeção no hemisfério inferior.

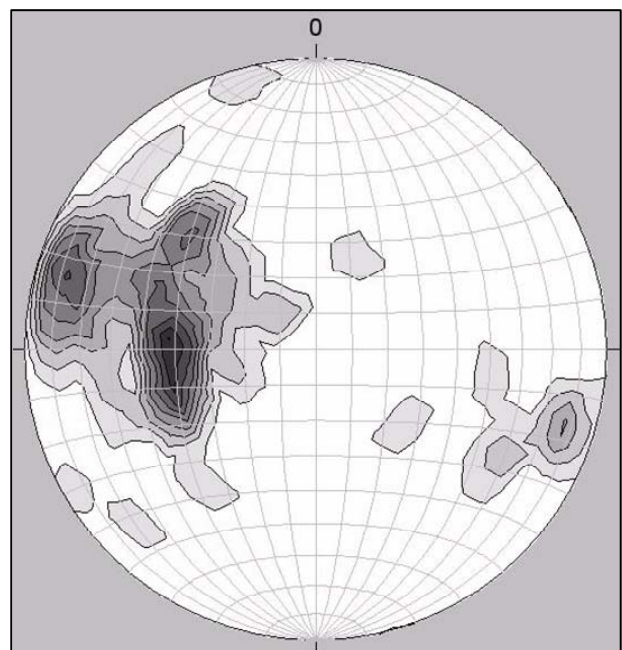
Suas atitudes mostram orientação preferencial segundo as direções azimutais  $65^\circ - 105^\circ$ , com caimentos de  $45^\circ$  a  $85^\circ$ . Ocorrem também lineações minerais relacionadas a foliação que mergulha contrariamente ao *trend* geral, e é observada principalmente nos milonitos do Complexo Limoeiro, com direções azimutais  $325^\circ - 335^\circ$  e caimentos variando entre  $45^\circ$  a  $60^\circ$ . O máximo efetivo, entretanto, está ao redor de  $105^\circ/49^\circ$ , como pode ser visualizado na Figura 62.

### 5.2.3 Caracterização dos Terrenos Pós-Transamazônicos

A assembléia estrutural passível de observação nas litologias constituintes do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas é, ao contrário do que usualmente imaginado, bastante rica e diversificada. As estruturas identificadas estão associadas a uma tectônica compressiva, tendo se desenvolvido num evento compressional progressivo constituído de duas fases de deformação, D1 e D2.

Nas unidades incluídas no Supergrupo Espinhaço o acamamento exhibe direções variáveis, com predomínio daquelas próximas a nortesul, mostrando regionalmente dobramentos assimétricos algo característicos. As rochas do Grupo Macaúbas, ao contrário, mostram comportamento estrutural algo mais complicado, com diferenças marcantes para as duas grandes áreas de afloramento.

A xistosidade S1 mostra, a sul da folha (Roque *et al.*, op.cit.) um comportamento diferenciado para as litologias das grandes unidades. Assim, nos metassedimentos do Grupo Macaúbas, a direção principal é igual a  $N02^\circ E$ , com mergulho de  $40^\circ$  para SE (ver Figura 63), enquanto que nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço a foliação acha-se mal desenvolvida e mostra direção N-S, com mergulho atingindo até  $60^\circ$ , para E ou para W. As rochas metavulcânicas mostram um comportamento compatível com o padrão estrutural da área em que afloram, mostrando desenvolvimento de foliação milonítica meridiana apresentando mergulhos sempre para os quadrantes leste.



**Figura 63:** Diagrama de densidade de pontos (57 medidas) para a foliação de rochas ocorrentes na porção leste da folha. Projeção no hemisfério inferior.

Em especial para as unidades relacionadas ao Supergrupo Espinhaço, a descrição (e eventual interpretação) dos seus elementos tem sido apresentada, em maior ou menor grau de detalhamento para o setor meridional (ver, por exemplo, Knauer, 1999). Também no setor setentrional destaca-se, nas áreas de menor deformação, uma estrutura planar sempre paralela ao plano da estrutura sedimentar onde se ressalta, seja o acamamento, sejam os planos de estratificação cruzada. Estes planos (S\*) parecem ter origem não tectônica, ligada a processos deposicionais e/ou diagenéticos).

O segundo elemento planar nestas áreas menos deformadas é representado por uma clivagem (de fratura ou ardosiana) com direções próximas a norte-sul e altos mergulhos para leste, e que localmente evolui para uma verdadeira xistosidade. Esta foliação está claramente relacionada as grandes dobras abertas (até localmente fechadas) de eixo norte-sul, típicas da maior parte das áreas de afloramento do Supergrupo Espinhaço e já ressaltadas na descrição apresentada anteriormente.

O elemento linear penetrativo mais difundido é representado por lineação de estiramento ou mineral (sericita/moscovita, clorita, hematita) de direções próximas a S70°-85°E, também eventualmente marcada pelo estiramento de seixos dos metaconglomerados. É interessante ressaltar que, mesmo em regiões menos deformadas, esta lineação pode estar presente em rochas mais ricas em sericita/moscovita.

### 5.3 Recursos Minerais

A área correspondente a Folha Monte Azul não tem, atualmente, atividades extrativas em volume comercial, exceto aquelas relacionadas a quartzitos (Pedra São Tomé), mas evidências de garimpos abandonados e de antigas pedreiras podem ser observadas localmente. Entretanto, a potencialidade mineral existe e é significativa, explicando o interesse de empresas como a CVRD, por exemplo. Além das rochas ornamentais, ocorrências minerais verificadas neste mapeamento incluem quartzo, ferro, talco, turmalina, ametista, cobre, manganês, mármore dolomítico, areias e argilas. Entre os bens minerais potenciais podem ser citados ouro, diamante e zinco.

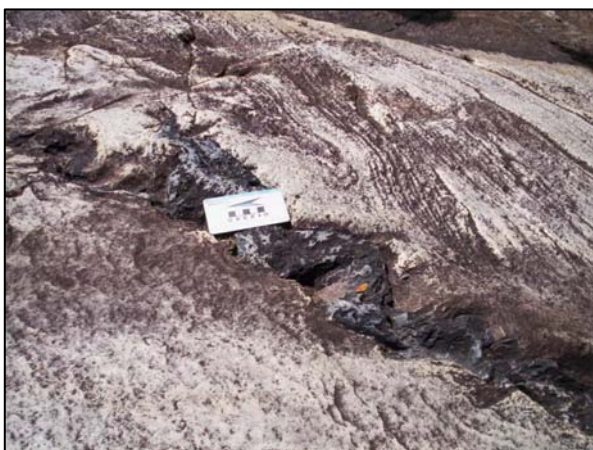
O quartzo mostra ampla ocorrência, sendo encontrado em veios e grandes bolsões por toda a região, notadamente nos bordos da Serra do Espinhaço, onde relaciona-se às extensas zonas de cavalgamento relacionadas ao Evento Brasileiro.

Caracteriza-se por apresentar cor branca/leitosa, raramente com aspecto vítreo e, embora ocorra em considerável volume, os veios de quartzo não indicam qualquer qualidade gemológica. Mesmo seu aproveitamento industrial não parece viável no momento, em que pese sua grande quantidade na região (Figura 64). A impureza do mineral, geralmente associado a óxido de ferro e/ou manganês (resultando em tons escuros a avermelhados em superfície), bem como o alto grau de fraturamento, podem comprometer a sua qualidade.



**Figura 64:** Veios de quartzo associados às zonas de cisalhamento instauradas no Complexo Porteirinha. Ponto MAS-257 (UTM: 8318857N/729524E).

O manganês foi observado na forma de acumulações superficiais (enriquecidas também em ferro), especialmente, no caso da região oeste, por sobre litologias associadas ao Complexo Porteira. Mas, do ponto de vista regional, potencialmente os terrenos da porção leste da folha tornam-se interessantes, pela presença de rochas filíticas do Grupo Macaúbas, já que depósitos de manganês associam-se a crostas desenvolvidas sobre estas rochas. Schobbenhaus (1972a) menciona que "o modo de ocorrência destes depósitos manganésíferos faz supor um relacionamento com o ciclo de aplainamento do Terciário. Esta superfície, geralmente coberta de cascalhos, areias e solos lateríticos, o é, em certos locais, por crostas manganésíferas. Em certos locais, as ocorrências são, em parte, formadas por blocos rolados".



**Figura 65:** Veio de hematita/especularita discordante das estruturas sedimentares típicas dos quartzitos do Supergrupo Espinhaço.

Hematita/especularita e magnetita ocorrem em associação com quartzo em zonas milonitizadas, intensamente cisalhadas do Complexo Porteira. Ocorrem ainda em níveis ferruginosos nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço, assim como na forma de veios de larguras centimétricas (Figura 65). Na área estudada não apresentam volume ou concentração de interesse econômico, embora no nordeste da área estes minerais possam ocorrer em consideráveis

concentrações e níveis de pureza (Souza & Silva, 2005).

O mineral, quando associado às zonas de cisalhamento, dispõe-se em finas placas dispostas segundo a foliação. A sua gênese talvez se relacione em parte com o vulcanismo das porções basais do Supergrupo Espinhaço. No caso do Grupo Macaúbas, a existência de níveis ferruginosos reflete as condições físico-químicas quando da deposição das rochas da unidade.

Tanto a turmalina como a ametista parecem se constituir em simples curiosidades gemológicas na região de Monte Azul. A primeira ocorre como pequenos cristais e agregados de cristais associados a quartzo ou quartzo e hematita em zonas de cisalhamento/milonitos, especialmente nas proximidades dos contatos tectônicos entre o Supergrupo Espinhaço e o Complexo Porteira. A ametista foi observada apenas em um local (UTM: 8314324N/718970E), ocorrendo em meio à massa rochosa de natureza alcalina da Suíte Paciência.

Talco, também em quantidades pequenas, aparece relacionado a uma série de afloramentos isolados de metaultramafitos, especialmente relacionados (geograficamente) a área de afloramento de rochas do Complexo Porteira. A presença de mármore dolomítico tanto no Complexo Limoeiro como na Formação Serra do Catuní é, da mesma forma, local. Seu pequeno volume, associado ao grau de fraturamento e a quantidade de vênulas irregulares impede sua utilização como rocha ornamental.

Ao mesmo tempo, devem ser destacadas as ocorrências de rochas com potencial real de utilização ornamental. Granitos com colorações algo peculiares (especialmente rosa e verde), em boa parte pela generalizada epidotização de algumas regiões, deveriam merecer estudos geo-econômicos mais aprofundados.



As lavras ativas de quartzito branco fino e micáceo da chamada Unidade Inferior do Supergrupo Espinhaço são muito próximas, e estão ressaltadas no mapa geológico. Os quartzitos daquela porção são facilmente destacáveis segundo uma foliação (Figura 66) paralela ao próprio acamamento, caracterizando, do ponto de vista comercial, pedras do tipo "São Tomé" com elevado grau de qualidade.



**Figura 66:** Afloramento de quartzito do Supergrupo Espinhaço em processo de exploração para produção de pedras "São Tomé". Localização UTM: 739469/8298994.

A CVRD desenvolveu nos últimos anos trabalhos e estudos para prospecção de zinco e chumbo, especialmente relacionados às sucessões do Complexo Limoeiro. Este complexo tem sido considerado como correlacionável a Seqüência Salobro (na conceituação de Cançado, 2001) e ao Grupo Riacho dos Machados, inclusive por ocorrerem em uma mesma faixa de direção meridiana.

Segundo Abreu e Oliveira (1998), as ocorrências da região de Salobro (Porteirinha) estariam relacionadas a horizonte de *metachert* ferruginoso. Segundo Cançado (2001), foram determinados níveis sulfetados com valores que alcançam até 3,9% de Zn e 1,1% de Pb. Ocorrências de ouro também foram reconhecidas em horizontes logo abaixo do nível de *metachert*.

A mina de ouro de Riacho dos Machados produziu o metal a partir de um quartzo-muscovita xisto ou milonito sulfetado resultante de importante alteração hidrotermal de xistos e rochas quartzo feldspáticas do Grupo Riacho dos Machados.

O Complexo Limoeiro tem, portanto, caso esta correlação efetivamente se mostre viável, um potencial para ouro e metais base que não deve ser desprezado. A presença de mármore intercalados na porção gnáissica da unidade pode constituir-se em um indício interessante para Pb-Zn. Os xistos, por outro lado, comumente cisalhados, podem constituir-se em fonte de ouro, inclusive pela associação local com horizontes de formações ferríferas.

Estudos hidrogeológicos realizados por Lima (1994), baseados em 168 pontos de amostragem de água, em 33 análises químicas e cinco ensaios de bombeamento, além de fotointerpretações, definiram como aquíferos não só as coberturas cenozóicas, mas também as seqüências metamórficas fraturadas (em especial os quartzitos do Supergrupo Espinhaço e os gnaisses, migmatitos e granitos dos complexos Porteirinha e Córrego Tingui).

Os dados obtidos por aquele autor não indicam uma situação favorável: as águas subterrâneas (especialmente aquelas em rochas dos complexos arqueanos) apresentam elevada salinidade, restringindo seu consumo humano. Mesmo para a irrigação são sugeridas determinadas precauções para utilização, em virtude de sua alta salinidade. Como esperado pelos dados climáticos existentes, na medida em que a Serra do Espinhaço impõe-se como uma barreira para a passagem de nuvens, na região leste da folha a utilização das águas superficiais é mais comum. Segundo Lima (op.cit.), os dados não mostram sinais evidentes de contaminação dos aquíferos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- ABREU, F. R.; OLIVEIRA, O. A. Geologia e ocorrências de zinco e chumbo do prospecto Salobro, Porteirinha. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte, 1998. p. 140.
- ALKMIM, F. F.; CRUZ, S. C. P. Cratógenos, aulacógenos, orógenos e suas interações: o caso do Cráton do São Francisco-Congo e Sistemas brasileiros/pan-africanos adjacentes. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3., 2005, Salvador. **Anais...** Salvador, 2005. CD-ROM.
- ALKMIM, F. F. *et al.* Tectônica Quebra-Nozes e a gênese do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. In: SNET, 9., 2003, Búzios. **Anais...** Búzios, 2003. p. 40-43.
- ALKMIM, F. F. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (Orgs.). **Geologia do continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 17-35.
- ALMEIDA, F. F. M. Chronotectonic boundaries for Precambrian time divisions in South América. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, n. 50, p. 527-535, 1978.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. **O Pré-Cambriano no Brasil**. São Paulo: Ed. Edgard Blücher, 1984. 378 p.
- ALMEIDA, F. F. M.; LITWINSKI, N. Província Mantiqueira: setor setentrional. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Eds.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Blücher, 1984. p. 282-307.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1981, Salvador. **Anais...** Salvador, 1981. p. 1-10.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 7, p. 349-364, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Separata de: **Boletim DNPM/DGM**, Rio de Janeiro, n. 241, 36 p. 1967.
- ALMEIDA-ABREU, P. A. **A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil**. 1993. 150 f. Dissertação (Mestrado) - Universität Freiburg, Alemanha, 1993.
- ALMEIDA-ABREU, P. A. *et al.* Elementos da zona de cisalhamento dúctil da Borda Oriental da Serra do Espinhaço. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia, 1986. v. 2, p. 1219-1236.
- ALMEIDA-ABREU, P. A. *et al.* Estratigrafia, faciologia e tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Serro e Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, Brasil. **Zbl. Geol. Paläont.** Teil I, Stuttgart, H 516, p. 857-873, 1989.
- ALMEIDA-ABREU, P. A. *et al.* Revisão da estratigrafia e sedimentologia da formação Sopa-Brumadinho na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. SIMPÓSIO DE SISTEMAS

DEPOSICIONAIS PRÉ-CAMBRIANOS, 1987, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: Sociedade Brasileira de Geologia, 1987. p. 85-96.

ALMEIDA-ABREU, P. A. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o rifte, a bacia e o orógeno. **Geonomos**, v. 3, n. 1, p. 1-18, 1995.

ALMEIDA-ABREU, P. A.; PFLUG, R. The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. **Zbl. Geol. Paläont.** Teil I, H1/2, p. 21-44, 1994.

ALMEIDA-ABREU, P. A. RENGER, E. F. Serra do Espinhaço Meridional: um Orógeno de colisão mesoproterozóico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 1, p. 1-14, 2002.

ALMEIDA, T. *et al.* Modelo exploratório para a prospecção de depósitos de Zn-Pb utilizando dados de alta resolução espacial e espectral do sensor Geoskan MKII: estudo de caso no depósito Salobro, Porteirinha (MG). **Revista Brasileira de Geociências**, n. 33, p. 5-16, 2003. Suplemento 2.

ALVES, R. R.; CORTES, L. M. **Mapeamento geológico na região de Monte Azul – Espinosa, Minas Gerais**. 2000. 150 f. (Relatório de Graduação) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2000.

BARBOSA, J. S. F.; DOMINGUEZ, J. M. L. **Texto explicativo para o mapa geológico da Bahia ao milionésimo**. Salvador: SICM/SGM, 1996. 400 p.

BARBOSA, J. S. F. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 241-256, 1997.

BARBOSA, O. Évolution du geosynclinal Espinhaço. *Comptes Rendus, Section 13, Fasc. 14.* In: CONGR. GEOL. INT., 19., Argélia. 1954. p. 17-36.

BARBOSA, O. Resumo da geologia do Estado de Minas Gerais. **Minas e Metalurgia**, Rio de Janeiro, v. 16, n. 79, p. 3-19, 1949.

BERTOLDO, A. L. **Comportamento estrutural dos supergrupos São Francisco e Espinhaço e do embasamento, entre a Serra do Espinhaço Setentrional e as serras Monte Alto (BA) e Central (MG)**. 1993. 87 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1993.

BRITO NEVES, B. B. *et al.* A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 9, n. 1, p. 71-85, 1979.

BRITO-NEVES, B. B.; WINGE, M.; CARNEIRO, M. A. Orogêneses precedendo e tafrogêneses sucedendo Rodínia na América do Sul. Separata de: **Boletim IG-USP**, n. 27, p. 1-40, 1996.

BRUNI, M. A. L. *et al.* Folha SC.23, Rio São Francisco. In: \_\_\_\_\_. **Carta geológica do Brasil ao Milionésimo**. Brasília: DNPM, 1974.

BRUNI, M. A. L. Folha SC-24, Aracaju. In: \_\_\_\_\_. **Carta geológica do Brasil ao Milionésimo**. Brasília: DNPM, 1976. 226 p.

CANÇADO, L. F. C. **Análise faciológica e estratigráfica das seqüências proterozóicas mineralizadas a metais Base, da Região a Leste de Janaúba (MG)**. 2001. 35 f. (Relatório Científico Parcial de Mestrado) – Fapesp, UNESP, 2001. Inédito.

CHULA, A. M. D. **Caracterização geológica e geoquímica dos metamagmatitos e metassedimentos da Região de Planalto de Minas, Município de Diamantina, MG**. 1995. 143 f. (Seminário de Qualificação de Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1995. Inédito.

COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, R. J. **The interpretation of igneous rocks**. London: Unwin Hyman, 1979. 450 p.

CRUZ, S. C. P.; ALKMIM, F. F. A interação tectônica entre o Aulacógeno do Paramirim e o Orógeno Araçuaí-Oeste Congo. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3., 2005, Salvador. **Anais...** Salvador, 2005. CD-ROM.

DARDENNE, M. A.; WALDE, D. H. G. A estratigrafia dos grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil Central. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1., 1979, Diamantina. **Atas...** Diamantina: SBG-MG, 1979. Boletim. n. 1, p. 43-54.

DERBY, O. A. Contribuições para o estudo da geologia do Vale do São Francisco. Rio de Janeiro, **Arch. Mus. Nac.**, n. 4, p. 89-119, 1881.

DERBY, O. A. The Serra do Espinhaço, Brazil. **J. Geol.**, n. 14, p. 374-401, 1906.

DOSSIN, I. A.; UHLEIN, A.; DOSSIN, T. M. Geologia da faixa móvel Espinhaço em sua Porção Meridional, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 2, p. 3118-3132.

DRUMOND, J. B.; RAPOSO, F. O.; SPERLING, E. von. Relatório final. In: \_\_\_\_\_. **Projeto Porteirinha - Monte Azul, escala 1:50.000**. Belo Horizonte: DNPM/CPRM, 1980. v. 1, 559 p.

DUSSIN, I. A.; DUSSIN, T. M. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 3, n. 1, p. 19-26, 1995.

DUSSIN, T. M. *et al.* K-Ar chronology of a Mesozoic dike swarm from southern Espinhaço Region (SE Brazil). **Journal of South America Earth Sciences**, v. 8, n. 1, p. 47-53, 1995.

ESCHWEGE, W. L. Geognostisches gemälde von Brasilien und wahrscheinliches muttergestein der Diamanten. Weimar (**Landes Ind. Comptoir**), 44 p. 1822.

ESCHWEGE, W. L. von. **Beiträge zur Gebirgskunde Brasilien**. Berlin: Reimer, 1832. 488 p.

FERNANDES, P. E. C. A. *et al.* Folha SD.23, Brasília,. In: \_\_\_\_\_. **Projeto Radam Brasil**. (Levantamento de Recursos Minerais), 1982. v. 29, p. 25-204.

FONSECA, E. **Depósito aurífero de Riacho dos Machados, Minas Gerais**: hidrotermalismo, deformação e mineralização associados. 1993. 180 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, 1993.

FONTES, C. D. *et al.* Relatório final. In: \_\_\_\_\_. **Projeto Jequitinhonha**. Belo Horizonte: DNPM/CPRM, 1978. 12 v. (Relatório do arquivo técnico do DNPM/DGM).

FREYBERG, B. Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Gerais, Brasilien. **N. Jb. Geol. Miner. Paläont.**, n. 2, 403 p. 1932.

GUIMARÃES, M. L. *et al.* Geologia do Bloco Itacambira - Monte Azul entre Barroco e Porteirinha, MG. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA MINAS GERAIS, 7., SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4., 1993. Belo Horizonte: SBG-MG, 1993. p. 74-78.

GUIMARÃES, M. L. V.; GROSSI-SAD, J. H.; FONSECA, E. Geologia da folha Francisco Sá. In: GROSSI-SAD, J. H. *et al.* (Coords.; Eds). **Projeto Espinhaço**. Belo Horizonte: COMIG, 1997. p. 223-313. CD-ROM. (Acompanha textos, mapas e anexos).

HEILBRON, M. *et al.* Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (Orgs.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 203-235.

HERRGESELL, G.; PFLUG, R. The thrust belt of the Southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zenograph. Geol. Paläontol.*, v. 1, n. 9/10, p. 1405-1414, 1985.

HETTICH, M. **Zur stratigraphie und Genese des Macaúbas nördlich der Serra Negra, Espinhaço - Zone (Minas Geraes, Brasilien)** 1973. 42 f. Dissertation (Mestrado) - Universidade Freiburg, Alemanha, 1973.

INDA, H. A. V.; BARBOSA, J. F. **Mapa geológico do Estado da Bahia**. Salvador, 1978. Mapa geológico. Escala 1:1.000.000. Texto Explicativo. Secretaria de Minas e Energia.

KARFUNKEL, B.; KARFUNKEL, J. **Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço-zone mit besonderer Berücksichtigung des Tillit-Problems, Minas Gerais, Brasilien**. 1975. 86 f. Dissertation (Mestrado) - Universidade Freiburg, Alemanha, 1975.

KARFUNKEL, B.; KARFUNKEL, J. Geologia da Serra do Espinhaço no Norte de Minas Gerais (Itacambira-Botumirim). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto, 1976. v. 2, p. 169-177.

KARFUNKEL, J.; PEDROSA-SOARES, A. C.; DOSSIN, I. A. O Grupo Macaúbas em Minas Gerais, revisão dos conhecimentos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3., 1985, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG-MG, 1985. p. 45-59.

KNAUER, L. G. **Evolução geológica do Pré-cambriano da porção centro-oeste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada**. 1990. 298 f. Dissertação (Mestrado)-Universidade de Campinas, Campinas, 1990.

KNAUER, L. G.; GROSSI-SAD, J. H. Geologia da folha Presidente Kubitschek (SE.23-Z-A-VI). In: GROSSI SAD, J. H.; LOBATO, L. M.; PEDROSA-SOARES, A. C. *et al.* (Eds.). **Projeto Espinhaço**. Belo Horizonte: COMIG, 1997. 1 CD-ROM.

KNAUER, L. G.; GROSSI-SAD, J. H. Geologia da folha Serro (SE.23-Z-B-IV). In: GROSSI SAD, J. H.; LOBATO, L. M.; PEDROSA-SOARES, A. C. *et al.* (Eds.). **Projeto Espinhaço**. Belo Horizonte: COMIG, 1997. 1 CD-ROM.

KNAUER, L. G.; SCHRANK, A. A origem dos filitos hematíticos da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. (Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa), Instituto de Geociências/UFMG. **Geonomos**, n. 1/1, p. 33-38, 1994.

KNAUER, L. G. **Serra do Espinhaço Meridional: considerações sobre a estratigrafia e a análise da deformação das unidades proterozóicas**. 1999. 244 f. Dissertação (Mestrado) - UNESP, Rio Claro, 1999.

KOSIN, M. *et al.* Geologia do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 1, p. 15-26, 2003.

LIMA, J. E. S. Monte Azul Folha SD.23-Z-D-II – Hidrogeologia. In: \_\_\_\_\_ **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Brasília: CPRM, 1994. 96 p.

MACHADO, N. *et al.* Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. Separata de: **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, n. 10, p. 171-174, 1989.

MCREATH, I.; JARDIM DE SÁ, E. F.; FRYER, B. J. As vulcânicas ácidas proterozóicas da região da Bacia do Rio Paramirim – Bahia. In: INDA, H. A. V.; MARINHO, M. M.; DUARTE, F. B. (Coords.). **Geologia e recursos minerais do estado da Bahia**. Salvador, 1981. v. 4, p. 121-132.

MARTINS-NETO, M. A. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rift-sag do Paleo/Mesoproterozóico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 151-168, 1998.

MENEZES-FILHO, N. R. Seqüência vulcano/vulcanoclástica da Serra do Riacho Seco (Monte Azul, MG) – Supergrupo Espinhaço. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. v. 4, p. 2104-2118.

MORAES, L. J. Geologia da região diamantina de Minas Gerais. DNPM/SGM, **Rel. Diret.**, Rio de Janeiro, 1929. p. 29-34.

MORAES, L. J. Geologia econômica do Norte de Minas Gerais. Separata de: **Boletim DNPM/SFPM**, Rio de Janeiro, n. 19, 191 p. 1937.

MORAES, L. J.; GUIMARÃES, D. Estudos sobre a rocha-matriz do diamante. In: \_\_\_\_\_. **Relatório Anual do Diretor**. Rio de Janeiro: Serviço Geológico Mineralógico, 1929. 200 p.

MORAES, L. J.; GUIMARÃES, D. Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, n. 2, p. 153-186, 1930.

MORAES, L. J.; GUIMARÃES, D. The diamond bearing region of northern Minas Gerais, Brazil. **Economic Geology**, n. 26, p. 502-530, 1931.

MOUTINHO DA COSTA, L. A. M. *et al.* Relatório final. In: \_\_\_\_\_. **Projeto LETOS (Leste do Tocantins/Oeste do São Francisco)**. Rio de Janeiro: DNPM/CPRM/PROSPEC, 1976. v. 1 A.

PEDROSA-SOARES, A. C. *et al.* Orógeno Araçuaí: estágio atual do conhecimento geotectônico. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3., 2005, Salvador. **Anais...** Salvador, 2005. CD-ROM.

PEDROSA-SOARES, A. C. *et al.* Orógeno Confinado: conceito, exemplo e candidatos. In: SNET, 9., 2003, Búzios. **Anais...** Búzios: SBG, 2003. p. 36-39.

PEDROSA-SOARES, A. C. *et al.* The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. **Precambrian Research**, n. 110, p. 307-323, 2001.

PENHA, U. C. *et al.* Dados preliminares sobre a estruturação da Borda Oeste do Espinhaço Meridional na região de Serranópolis - MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 6., 1992, Ouro Preto. **Anais...** Revista Escola de Minas, Ouro Preto, 1992. v. 45, n. 1/2, p. 78-81.

PENHA, U. C.; SABÓIA, L. A. Dados preliminares e potencial metalogenético da Seqüência Limoeiro, Serra do Espinhaço Setentrional Mineiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8., 1995, Diamantina. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1995. p. 32-33.

PFLUG, R. A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e suas áreas adjacentes, Minas Gerais. Separata de: **Boletim DNPM/DGM**, Rio de Janeiro, n. 226, 51 p. 1965.

PFLUG, R. Die präkambrische Miogeosynklinale der Espinhaço - Kordillere, Minas Gerais, Brasilien. **Geol. Rundsch.**, Stuttgart, n. 56, p. 825-844, 1967.

PFLUG, R. Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina. In: \_\_\_\_\_. **Notas Preliminares e Estudos**, Rio de Janeiro, n. 142, 20 p. 1968. DNPM/DGM.

PFLUG, R.; RENGGER, F. Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton Sanfranciscano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973, Aracaju. **Anais...** Aracaju, 1973. v. 2, p. 5-19.

RENGER, F. E. Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1., 1979, Diamantina. **Anais...** Diamantina: SBG-MG, 1979. p. 9-28.

RENGER, F. E.; KNAUER, L. G. Espinhaço – Quo vadis? (onde está? – aonde vai?): a evolução dos conhecimentos sobre a Cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais entre 1979 e 1995. **Geonomos**, v. 3, n. 1, p. 31-39, 1995.

ROQUE, N. C.; GROSSI-SAD, J. H.; NOCE, C. M. *et al.* Geologia da folha Rio Pardo de Minas, (SD.23-Z-D-V). In: GROSSI SAD, J. H. *et al.* (Coords.). **Projeto Espinhaço**. Belo Horizonte: COMIG, 1997. p. 125-221. 1996. CD-ROM.

SAADI, A. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e suas margens. **Geonomos**, v. 3, n. 1, p. 41-63, 1995.

SCHOBENHAUS, C. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, estado da Bahia: revisão e novas propostas. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 4, p. 265-276, 1996.

SCHOBENHAUS, C. Estudo geoeconômico preliminar do depósito de Ferro do Rio Peixe Bravo, Norte de Minas Gerais. **Série Geologia Econômica**, Recife: SUDENE, 1972b. n. 8, 36 p.

SCHOBENHAUS, C. Geologia da Serra do Espinhaço entre Porteirinha e Monte Azul, Norte de Minas Gerais. In: \_\_\_\_\_. **Relatório interno**. Recife: SUDENE, 1972a. 19 p.

SCHOBENHAUS, C. **O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à região centro-leste**. 1993. 166 f. Tese (Doutorado) - Universidade Freiburg, Alemanha, 1993.

SCHOBENHAUS FILHO, C. *et al.* Folha Belo Horizonte - SE.23. In: \_\_\_\_\_. **Carta geológica do Brasil ao Milionésimo**. Brasília: DNPM, 1978.

SCHÖLL, W. U.; FOGAÇA, A. C. C. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1., 1979, Diamantina: SBG-MG, 1979. n. 1, p. 55-73.

SIGA JR, O. Aplicação dos isótopos de Sr e Pb nas rochas gnaissico-migmatíticas de Itacambira - Barroão. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4., 1987, Belo Horizonte: SBG, 1987. n. 7, p. 45-57.

SILVA, L. L.; CARMO, R. **Mapeamento geológico da Porção Central do Município de Monte Azul, Norte de Minas Gerais**. 2005. 175 f. (Trabalho Geológico de Graduação)-Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2005. Inédito.

SOUZA, F. B. B.; SILVA, L. R. **Mapeamento geológico da região nordeste do município de Monte Azul, Minas Gerais**. 2005. 85 f. (Trabalho Geológico de Graduação) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2005. Inédito.

SOUZA, J. D. *et al.* Folha SD.23, Brasília. In: SCHOBENHAUS, C. *et al.* (Eds.). **Carta geológica do Brasil ao Milionésimo**. Brasília: CPRM, 2004. (Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil). CD-ROM.

UHLEIN, A. ; DOSSIN, I. A. ; CHAVES, M. L. S. C. Contribuição à geologia estrutural e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da Serra do Espinhaço Meridional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 1986. p. 1191-1204.

UHLEIN, A. **Transição Craton - faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais: aspectos estratigráficos e estruturais**. 1991. 259 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.

VILELA, O. V. As jazidas de minério de ferro dos municípios de Porteirinha, Rio Pardo de Minas, Riacho dos Machados e Grão Mogol, norte de Minas Gerais. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C. E. S. (Coords.). **Principais depósitos minerais do Brasil**. Brasília: DNPM 1986. v. 2, p. 111-120.

VILELA, O. V. *et al.* Prospecção das jazidas de minério de ferro dos municípios de Porteirinha, Rio Pardo de Minas, Riacho dos Machados e Grão Mogol, norte de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife, 1978. v. 4, p. 1914-1923.

VILELA, O. V.; SANTOS, O. M. Dados preliminares sobre o depósito de minério de ferro da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2., 1983, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG-MG, 1983. p. 333-346.

VIVEIROS, J. F. M. *et al.* Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1., 1979, Belo Horizonte: SBG-MG, 1979. n. 1, p. 75-87.

VIVEIROS, J. F. M. *et al.* Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife, 1978. v. 1, p. 243-250.

ASSEMBLÉIA LEGISLATIVA DE MINAS GERAIS. Disponível em: <[www.almg.gov.br](http://www.almg.gov.br)>.

DEPARTAMENTO DE ESTRADAS E RODAGEM. Disponível em: <[www.der.mg.gov.br](http://www.der.mg.gov.br)>.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGOPECUÁRIA. Disponível em: <[www.embrapa.gov.br](http://www.embrapa.gov.br)>.

GOOGLE EARTH. Disponível em: <<http://earth.google.com>>.

PORTAL DOS MUNICÍPIOS BRASILEIROS. Disponível em: <[www.municipionline.com.br](http://www.municipionline.com.br)>.