2127

RIO ESPERA

FOLHA SF.23-X-B-IV

ESCALA 1:100.000

Relatório n.º 2127
Nº do Volumes: V.
PHL - 011031

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL
ESCALAS 1:250.000 – 1:100.000 – 1:50.000
(período 1985-1989)

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

COORDENAÇÃO NACIONAL DO PROGRAMA

Carlos Oití Berbert

SUPERVISÃO TÉCNICA NACIONAL
Carlos Schobbenhaus
Emanuel T. de Queiroz

COLABORAÇÃO
Gilberto Ruy Derze
Cláudio Hecht

SUPERVISÃO TÉCNICA REGIONAL

Ronaldo Mossmann
(Porto Alegre)

Ricardo Motta Strieder
(São Paulo)

Antonio da Silva Wirz Leite
(Belo Horizonte)

Alarico Antonio F. Mont'Alverne
(Recife)

Taylor Araújo Collier
(Belém)

Armando da Silva Neiva
(Goiânia)

Hélio Pinto da Silva
(Salvador)

José R. de Magalhães Franco
(Manaus)

Pier Luigi Tosatto
(Rio de Janeiro)

Fernando A. da Costa Roberto
(Fortaleza)

João Awdziej
(Florianópolis)

Jair de Freitas
(Cuiabá)

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

COORDENAÇÃO NACIONAL DO PROGRAMA

Hermes Augusto Verner Inda

COORDENAÇÃO-GERAL
Valter José Marques

ASSESSORIAS ESPECIALIZADAS
Léo Schapoval e Mário O. Fraenkel
(Controle e Acompanhamento)
Carlos A. Guimarães da Vinha
(Informática)

COORDENAÇÕES TEMÁTICAS

NACIONAL

Metalogenia
Inácio de Medeiros Delgado
Geoquímica
Raymundo J. Portella Brim
Geofísica
Ricardo M. de Vasconcellos
Petrologia
Emiliano Cornélio de Souza
Treinamento
Eduardo Camozzato
Cartografia Digital
João B. de Vasconcellos
Processamento de Dados
Gilberto Guimarães da Vinha
Bases de Dados
Ernesto von Sperling

Cartografia
Regina Célia G. Armesto
Célio Lima de Macedo
Milton Brand Baptista
Editoração
Jurema Ferreira da Silva
Sensoriamento Remoto
Sérgio M. S. Guerra
Estratigrafia
Amadeu Paiva Santos
Geologia Estrutural
Atahualpa V. Padilha
Análises Minerais
Vania N. de Araujo Mello
Biblioteca
Tânia R. B. de M. Freire

REGIONAL

Coordenador Regional
Cássio Roberto da Silva
Supervisores
Armando Teruo Takahashi
Ódimo Franciscone
Geoquímica
Idio Lopes Junior
Geofísica
José de Ribamar Lopes Bezerra

Petrografia
Silvia Maria Morais
Sensoriamento Remoto
José Carlos Garcia Ferreira
Geologia Estrutural
Mário Mota Câmara

Os créditos acima referem-se à época da execução do mapeamento das folhas desta publicação.

MINISTÉRIO DA INFRA-ESTRUTURA
SECRETARIA NACIONAL DE MINAS E METALURGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

Execução pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM
Superintendência Regional de Belo Horizonte, em Convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral

RIO ESPERA

FOLHA SF.23-X-B-IV

– ESTADO DE MINAS GERAIS–

TEXTO EXPLICATIVO

ORGANIZADO POR

Frederico Ozagam Raposo

BRASÍLIA – 1991

CRÉDITOS DE AUTORIA

TEXTO EXPLICATIVO:
Resumo — Luiz Alberto Brandalise

PARTE I
- Capítulo 1 — Luiz Alberto Brandalise
- Capítulo 2 — Sérgio Murilo Achão (subitem 3.1),
- Capítulo 3 — Carlos Alberto Heineck (subitem 3.2) e Carlos Alberto Heineck (3.2) e Frederico Ozanam Raposo (subitem 3.3)
- Capítulo 4 — Frederico Ozanam Raposo e Claiton Piva Pinto
- Capítulo 5 — Frederico Ozanam Raposo

PARTE II
- Capítulo 1 — Claiton Piva Pinto
- Capítulo 2 — Frederico Ozanam Raposo
- Capítulo 3 — Orivaldo Ferreira Baltazar
- Capítulo 4 — Hélio Antônio de Souza
- Capítulo 5 — Ricardo Moacyr de Vasconcellos, Edson Lopes Barreto e Raimundo Antônio Alves Dias Gomes
- Capítulo 6 — Atahualpa Valença Padilha,
- Capítulo 7 — Sérgio Murilo Achão
- Capítulo 8 — Carlos Alberto Heineck

PARTE III
- Capítulo 1 — Frederico Ozanam Raposo
- Capítulo 2 — Frederico Ozanam Raposo

CARTAS:

Carta Geológica
Frederico Ozanam Raposo
Carta Metalogenético-Previsional:
Carlos Alberto Heineck

ACOMPANHAMENTO TÉCNICO
Antônio da Silva Wirz Leite
DNPM/Belo Horizonte

Coordenação Nacional
Valter José Marques

Coordenação Regional
Carlos Alberto Heineck

Consultor
Alphonso Shrank

Petrografia
Paulo Cezar Souza
Maurício A. Carneiro
Pedro Gervásio Ferrari
Evaldo Osório Ferreira
Márcia Zucchetti
Sônia Pinto Prates

Chefe do Projeto
Luiz Alberto Brandalise

Supervisores de Projetos
Atahualpa Valença Padilha
Claiton Piva Pinto

Amostragem Geoquímica
Antônio Pereira de Araújo Junior
Gesler Ferreira
Seiji Oki

Colaboradores
Alba Martinho Coelho (Cartografia)
Terezinha I. C. Pereira (Desenhista)
Denize Kistemann Chiodi (CDI)

Coordenação editorial a cargo do
Núcleo de Edições Técnicas – NUTEC
Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM

RAPOSO, Frederico Ozanam

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Rio Espera. SF.23-X-B-IV. Estado de Minas Gerais. Org. por Frederico Ozanam Raposo. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1991.

200p. il., 2 mapas dobr.

Trabalho executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais através de convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral.

1. Geologia – Minas Gerais. - I. Departamento Nacional da Produção Mineral. II. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. III. Título.

CDD: 558.15
CDU: 55(815)

SUMÁRIO

RESUMO i
ABSTRACT iii

PARTE I – INTRODUÇÃO
Capítulo 1 – Histórico e Objetivos 3
Capítulo 2 – Localização e Acesso 5
Capítulo 3 – Geografia e Geomorfologia 7
3.1 Clima, hidrografia, vegetação e solos 7
3.2 Aspectos Socioeconômicos 7
3.3 Geomorfologia 8
Capítulo 4 – Trabalhos Anteriores 11
4.1 Introdução 11
4.2 Primeiros trabalhos científicos 12
4.3 Evolução dos conhecimentos geológicos no século XX 12
Capítulo 5 – Metodologia 19

PARTE II – GEOLOGIA DE PARTE DA REGIÃO SUDESTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS
Capítulo 1 – Sinopse da geologia regional 23
Capítulo 2 – Estratigrafia, petrografia e petrologia 27
2.1 Introdução 27
2.2 Província geotectônica São Francisco 27
2.2.1 Complexo Santo Antônio do Pirapetinga – Asap 27
2.2.1.1 Comentários gerais 27
2.2.1.2 Distribuição geográfica e expressão topográfica 28
2.2.1.3 Relações de contato 28
2.2.1.4 Litologia, metamorfismo e deformação 29
2.2.1.5 Litogeoquímica 31
2.2.1.5.1 Introdução 31
2.2.1.5.2 Particularidades das rochas ultrabásicas 34
2.2.1.5.3 Particularidades das rochas básicas 38
2.2.1.5.4 Particularidades sobre os gnaisses relacionados ao complexo 41
2.2.1.5.5 Litogeoquímica dos elementos terras-raras 43
2.2.1.6 Idade e correlações 45
2.2.2 Supergrupo Rio das Velhas – Arv 46
2.2.2.1 Comentários gerais 46
2.2.2.2 Distribuição geográfica e expressão topográfica 46
2.2.2.3 Relações de contato 47
2.2.2.4 Unidade inferior – Arvi 48
2.2.2.5 Unidade média – Arvm 48
2.2.2.6 Unidade superior – Arvs 49
2.2.2.7 Litogeoquímica 49
2.2.2.7.1 Introdução 49
2.2.2.7.2 Particularidades litogeoquímicas da unidade inferior 49
2.2.2.7.3 Particularidades litogeoquímicas da unidade média 52
2.2.2.7.4 Litogeoquímica dos elementos terras-raras 53

2.2.2.7.5 Conclusões 54
2.2.2.8 Idade e correlações 54
2.2.3 Complexo Ressaquinha – PIr 55
2.2.3.1 Comentários gerais 55
2.2.3.2 Distribuição geográfica e expressão topográfica 55
2.2.3.3 Relações de contato 55
2.2.3.4 Litologia, metamorfismo e deformação 55
2.2.3.5 Litogeoquímica 57
2.2.3.5.1 Introdução 57
2.2.3.5.2 Composições petrográfica e química 57
2.2.3.5.3 Caráter ortoderivado dos litótipos 58
2.2.3.5.4 Classificação químico-mineralógica 59
2.2.3.5.5 Aluminosidade e alcalinidade 59
2.2.3.5.6 Ambiência geotectônica e nível de geração 61
2.2.3.5.7 Litogeoquímica dos elementos terras-raras 61
2.2.3.6 Idade e correlações 63
2.3 Província geotectônica Mantiqueira 64
2.3.1 Complexo Acaiaca – Aac 64
2.3.1.1 Comentários gerais 64
2.3.1.2 Distribuição geográfica e expressão topográfica 64
2.3.1.3 Relações de contato 64
2.3.1.4 Litologia, metamorfismo e deformação 64
2.3.1.5 Aspectos petrogenéticos 66
2.3.1.6 Idade e correlações 66
2.3.2 Complexo Mantiqueira – PIm 66
2.3.2.1 Comentários gerais 66
2.3.2.2 Distribuição geográfica e expressão topográfica 67
2.3.2.3 Relações de contato 68
2.3.2.4 Litologia, metamorfismo e deformação 68
2.3.2.5 Litogeoquímica 69
2.3.2.5.1 Introdução 69
2.3.2.5.2 Caracterização petrográfica e aspectos da derivação 69
2.3.2.5.3 Composição químico-mineralógica 70
2.3.2.5.4 Ambiência geotectônica 71
2.3.2.5.5 Litogeoquímica dos elementos terras-raras 72
2.3.2.6 Idade e correlações 73
2.3.3 Grupo Dom Silvério – PIds 73
2.3.3.1 Comentários gerais 73
2.3.3.2 Distribuição geográfica e expressão topográfica 74
2.3.3.3 Relações de contato 74
2.3.3.4 Litologia, metamorfismo e deformação 74
2.3.3.5 Aspectos petrogenéticos 75
2.3.3.6 Idade e correlações 76
2.4 Rochas intrusivas e plutônicas 76
2.4.1 Granitóides e rochas intrusivas 76
2.4.1.1 Comentários gerais 76
2.4.1.2 Tonalito-trondhjemito Serra do Carmo – Aγ1sc 76
2.4.1.3 Granito-granodiorito Ribeirão Pinheirinho – Aγ1p 78
2.4.1.4 Granito Pimenta – APIγ1p 78
2.4.1.5 Alcaligranito Divinésia – PIγ1d 78
2.4.1.6 Moscovita-granito Brás Pires – PIγ1bp 78
2.4.1.7 Granito alcalino – PIγ1 79
2.4.1.8 Litogeoquímica das rochas granitóides 79

2.4.1.8.1 Introdução 79
2.4.1.8.2 Classificação petrográfica e aspectos da composição química 80
2.4.1.8.3 Aluminosidade e calcialcalinidade 80
2.4.1.8.4 Classificação químico-mineralógica 82
2.4.1.8.5 Ambiência e profundidade de geração 85
2.4.1.8.6 Litogeoquímica dos elementos terras-raras 85
2.4.2 Metagabro anfibolitizado – mδ 87
2.4.3 Rocha metaultrabásica – mδ2 88
2.5 Depósitos e coberturas sedimentares 88
2.5.1 Coberturas detrito-lateríticas 88
2.5.2 Depósitos aluvionares 88
Capítulo 3 – Geologia Estrutural 89
3.1 Introdução 89
3.2 Província geotectônica São Francisco 89
3.3 Província Geotectônica Mantiqueira 90
Capítulo 4 – Geoquímica 93
4.1 Sistemática adotada 93
4.1.1 Amostragem 93
4.1.2 Preparação e análises 93
4.1.3 Controle de qualidade 93
4.1.3.1 Análise de variância 94
4.1.4 Critérios de interpretação 94
4.2 Prospecção regional 95
4.2.1 Distribuição geoquímica regional dos elementos 95
Capítulo 5 – Geofísica 101
5.1 Sistemática adotada 101
5.2 Dados utilizados 101
5.2.1 Aerogeofísica 101
5.2.2 Geofísica terrestre 101
5.3 O contexto geofísico regional 103
5.3.1 Gravimetria 103
5.3.2 Aeromagnetometria 110
5.3.3 Síntese geofísica regional 112
5.4 Interpretação e correlação dos dados 113
5.4.1 Aeromagnetometria 113
5.4.2 Gravimetria 118
Capítulo 6 – Evolução Geológica 119
6.1 Introdução 119
6.2 O quadro Arqueano/Proterozóico Inferior 119
6.3 O Proterozóico inferior: o desenvolvimento do cinturão móvel Atlântico 128
6.4 O Proterozóico Médio e Superior: a faixa de dobramentos alto Rio Grande 130
6.5 Síntese da evolução geológica de parte da região sudeste do estado de Minas Gerais 139
Capítulo 7 – Geologia Econômica 143
7.1 Panorama mineral 143
7.1.1 Ouro 143
7.1.2 Esteatito, talco 146
7.1.3 Pedra ornamental 146
7.1.4 Caulim 146
7.1.5 Vermiculita 147
7.1.6 Quartzo 148
7.1.7 Ferro 148
7.1.8 Manganês 149
7.1.9 Pegmatito 149

7.1.10 Grafita 149
7.1.11 Materiais de construção 149
7.2 Projeções e perspectivas 150
7.3 Aspectos Ambientais 150
Capítulo 8 – Metalogenia 153
8.1 Introdução 153
8.2 Concepção e metodologia da carta metalogenético-previsional 153
8.3 Panorama metalogenético 155
8.3.1 Complexo Santo Antônio do Pirapetinga 155
8.3.2 Supergrupo Rio das Velhas 157
8.3.3 Complexo Acaiaca 157
8.3.4 Complexo Mantiqueira 157
8.3.5 Plutonismo granitóide 157
8.3.6 Grupo Dom Silvério 159
8.3.7 Coberturas cenozóicas 160
8.4 Áreas mineralizadas/previsionais 160
8.4.1 Mineralizações de ouro 160
8.4.2 Mineralizações de talco e esteatito 160
8.4.3 Mineralizações de ferro 160
8.4.4 Mineralizações de estanho 161
8.4.5 Mineralizações de grafita 162
8.4.6 Outros indícios 162

PARTE III – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES
Capítulo 1 – Conclusões 165
Capítulo 2 – Recomendações 167

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 169

APÊNDICES
Apêndice I – Súmula de Dados de Produção
Apendice II – Ilustrações Fotográficas

ANEXOS
.Carta Geológica
.Carta Metalogenético-Previsional

RESUMO

Por
Luiz Alberto Brandalise

O presente trabalho é o produto final relativo à cartografia geológica sistemática efetuada na escala 1:100.000, sobre a folha Rio Espera (SF.23-X-B-IV), inclusa no Projeto Barbacena, integrante do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM para o Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM.

A folha situa-se na região da Zona da Mata englobando a borda sudeste da zona metalúrgica do estado de Minas Gerais, a sudeste do Quadrilátero Ferrífero, nos domínios da borda SE do cráton do São Francisco e da província geotectônica Mantiqueira.

Nos domínios da província geotectônica São Francisco, estão o complexo Santo Antônio do Pirapetinga (meta-ultrabásicas, metabásicas, formações ferríferas, quartzitos, gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos), supergrupo Rio das Velhas – unidade inferior (anfibolitos xistosos principalmente), unidade média (biotita- moscovita-xistos, com granada e estaurolita, actinolita-xistos, anfibolitos, hematita-xistos, formações ferríferas, quartzito), unidade superior (quartzitos com lentes de metaconglomerados) e complexo Ressaquinha (granitóides de composição tonalítica a diorítica).

O domínio da província geotectônica Mantiqueira é re presentado pelo complexo Mantiqueira (gnaisses tonalito-trondhjemíticos, granitóides crustais, rochas calcissilicáticas, metandesitos e anfibolitos), complexo Acaiaca (granitóides, gabros a hiperstênio e diopsídio com granada) e grupo Dom Silvério (micaxistos com calcissilicáticas).

Corpos granitóides maiores de composição tonalito-trondhjemítica inserem-se nas duas províncias, destacando-se aqueles da Serra do Carmo, Ribeirão Pinheirinho e o a moscovita-granito Brás Pires. Metagabros anfibolitizados ocorrem esparsamente. Coberturas sedimentares espessas ocorrem ao longo do rio Piranga.

Para as rochas metamórficas, atribuem-se idades arqueanas a proterozóicas em grande parte por comparação com outras regiões, já que se obteve, na folha, apenas uma isócrona Rb/Sr com idade de 2550m.a. de caráter duvidoso.

Possivelmente, quatro eventos deformacionais afetaram a região, sendo o primeiro o mais marcante.

Um ensaio sobre o modelo de evolução crustal é apresentado no Capítulo 6, Parte II deste texto explicativo, baseado na interpretação dos dados do levantamento gravimétrico, na aeromagnetometria e datações disponíveis na bibliografia. Analisaram-se óxidos de elementos maiores e terras-raras, visando a estabelecer parâmetros que elucidassem a ambiência de geração das rochas. O levantamento geoquímico foi feito com base em sedimentos de corrente e concentrado de bateia distribuídos por toda a folha.

O ouro, de longa data, é explorado por garimpeiros nos sedimentos ativos, terraços antigos e fontes primárias relacionadas a veios de quartzo em zonas de cisalhamento, em geral, identificadas com as litologias do complexo Santo Antônio do Pirapetinga e supergrupo Rio das Velhas. Ocorrências e anomalias geoquímicas de Mn, Cr, Ni, Cu e Co também estão ligadas às litologias dessas unidades. Cassiterita foi observada em concentrado de bateia do moscovita-granito Brás Pires. Ocorrências de grafita estão presentes em xistos do grupo Dom Silvério.

ABSTRACT

The present report refers to the Rio Espera sheet (SF.23-X-B-IV) systematic geological mapping, on the 1:100.000 scale, related to the Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, Program carried out by CPRM for the DNPM.

The sheet, which covers the Zona da Mata region, includes the Southeastern bord of Minas Gerais Metallurgic Zone, SE of Quadrilátero Ferrífero, in the São Francisco craton bord, and Mantiqueira province.

The Santo Antônio do Pirapetinga complex (meta-ultrabasic, metabasic, iron formations, quartzites, tonalitic and trondhjemitic gneisses); Rio das Velhas supergroup: a) Lower unit (mostly schistous amphibolites); b) Intermediate unit (biotite-moscovite-schistous with garnet and staurolite; actinolite-schists, amphibolites, hematite-schists, iron formations, quartzite); c) Upper unit (quartzites with lenses of conglomerates); and Ressaquinha complex (granitoids of tonalitc to dioritic composition) are found in the São Francisco province.

The Mantiqueira province is represented by the Mantiqueira complex (tonalitic-trondhjemitic gneisses, crustal granitoids, calcsilicated rocks, meta-andesites and amphibolites), Acaiaca complex (granitoids, hypersthene-bearing gabbros) and Dom Silvério group (mica-schists with calcsilicated rocks).

Larger granitoid masses of tonalitic- trondhjemitic composition as those of Serra do Carmo, Ribeirão Pinheirinho and the moscovite-bearing Brás Pires granite are found in both provinces. Scattered amphibolitized meta-gabbros occur as well as thick sedimentary covers along the Piranga River.

Since only one doubtfull 2.5 thousand million year – Rb/Sr isocron was obtained in the sheet, Archaean and Proterozoic ages have been attributed to the metamorphic rocks by comparison to other ones elsewhere.

The region was possibly affected by four deformational events (the earliest being the most significant).

An analysis of the crustal evoiution pattern based on gravimetric survey data, aeromagnetometry and available geochronologic data is given in the 6th Chapter, Part II, of the text. Major element oxides and rare-earths were analysed to establish parameters for the rocks environment elucidation. The geochemical survey was carried out with base on pan concentrated and stream sediments distributed throughout the sheet.

Gold has long since been explored by mining claims in active sediments, old terraces and primary sources related to quartz veins in shear zones generally affecting the Santo Antônio do Pirapetinga complex and Rio das Velhas supergroup lithologies, to which Mn, Cr, Ni, Cu and Co geochemical anomalies and occurences are also related. Cassiterite was found in pan concentrated of the moscovite-bearing Brás Pires granite, and graphite occurs in the Dom Silvério group schists.

PARTE I

INTRODUÇÃO

Capítulo1
Histórico e Objetivos

Por
Luiz Alberto Brandalise

O presente trabalho de mapeamento geológico-geoquímico é parte integrante do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, desenvolvido pelo ministério da Infra-Estrutura, sob a responsabilidade do Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM, cabendo sua execução à Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM.

O relatório aqui apresentado refere-se aos trabalhos elaborados para a folha Rio Espera (SF.23-X-B-IV), que compõe, juntamente com as folhas Mariana (SF.23-X-B-I), Ponte Nova (SF.23-X-B-II), Lima Duarte (SF.23-X-C-VI), Rio Pomba (SF.23-X-D-I) e Barbacena (SF.23-X-C-III), o Projeto Barbacena, executado à escala 1:100.000, pela CPRM, através de sua Superintendência Regional de Belo Horizonte, para o DNPM.

A constituição desse projeto fundamentou-se, basicamente, nos resultados obtidos pelo Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, através de cartas de planejamento de ações governamentais apresentadas para as folhas Ponte Nova (SF.23-X-B) e Barbacena (SF.23-X-C), escala 1:250.000.

A escolha da área a ser geologicamente cartografada e a escala a ser adotada resultou de decisão de consenso entre a comunidade geológica, por intermédio de técnicos do DNPM/Belo Horizonte, da CPRM, da Metais de Minas Gerais – Metamig, do Centro Tecnológico de Minas Gerais – Cetec, da Rio Doce Geologia e Mineração – Docegeo e da Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG. Foram critérios fundamentais, para uma tomada de posição sobre a área do projeto, a sua carência de estudos geológicos sistemáticos, a sua circunvizinhança em relação ao Quadrilátero Ferrífero e a sua potencialidade mineral ditada pela ambiência favorável.

Dentro da nova filosofia de trabalho determinada para o Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, integrando várias áreas do conhecimento geológico, procurou-se conseguir informações que atendessem mais de perto aos interesses da pesquisa mineral, subsidiassem os trabalhos de planejamento governamental e orientassem a escolha de temas para pesquisas científicas.

O produto final ora consolidado, além de mostrar avanços técnico-científicos, certamente contribuirá para o direcionamento racional da pesquisa mineral na região enfocada.

Capítulo 2
Localização e Acesso

Por
Sérgio Murilo Achão

A região estudada situa-se na porção sudeste do estado de Minas Gerais, limitada pelos meridianos 43°00' e 43°30' de longitude oeste e os paralelos 20°30'e 21°00' de latitude sul, ocupando uma superfície de cerca de 3.000km^2 (figura I.2.1).

Abrange 12 sedes de municípios, entre os quais as cidades de Rio Espera, Piranga, Senador Firmino e Porto Firme. A malha densa de estradas vicinais torna o deslocamento entre elas muito fácil.

Partindo de Belo Horizonte, chega-se à área através de estrada asfaltada (BR-040) até a cidade de Conselheiro Lafaiete, de onde se toma uma estrada não-pavimentada (BR-482), que dá acesso à cidade de Piranga. Vindo do Rio de Janeiro, o acesso pode ser efetuado pela mesma BR-040 até Barbacena, atingindo-se a cidade de Cipotânea, no sul da área, através da MG-132. A cidade de Piranga é servida por aeródromo homologado pelo DAC.

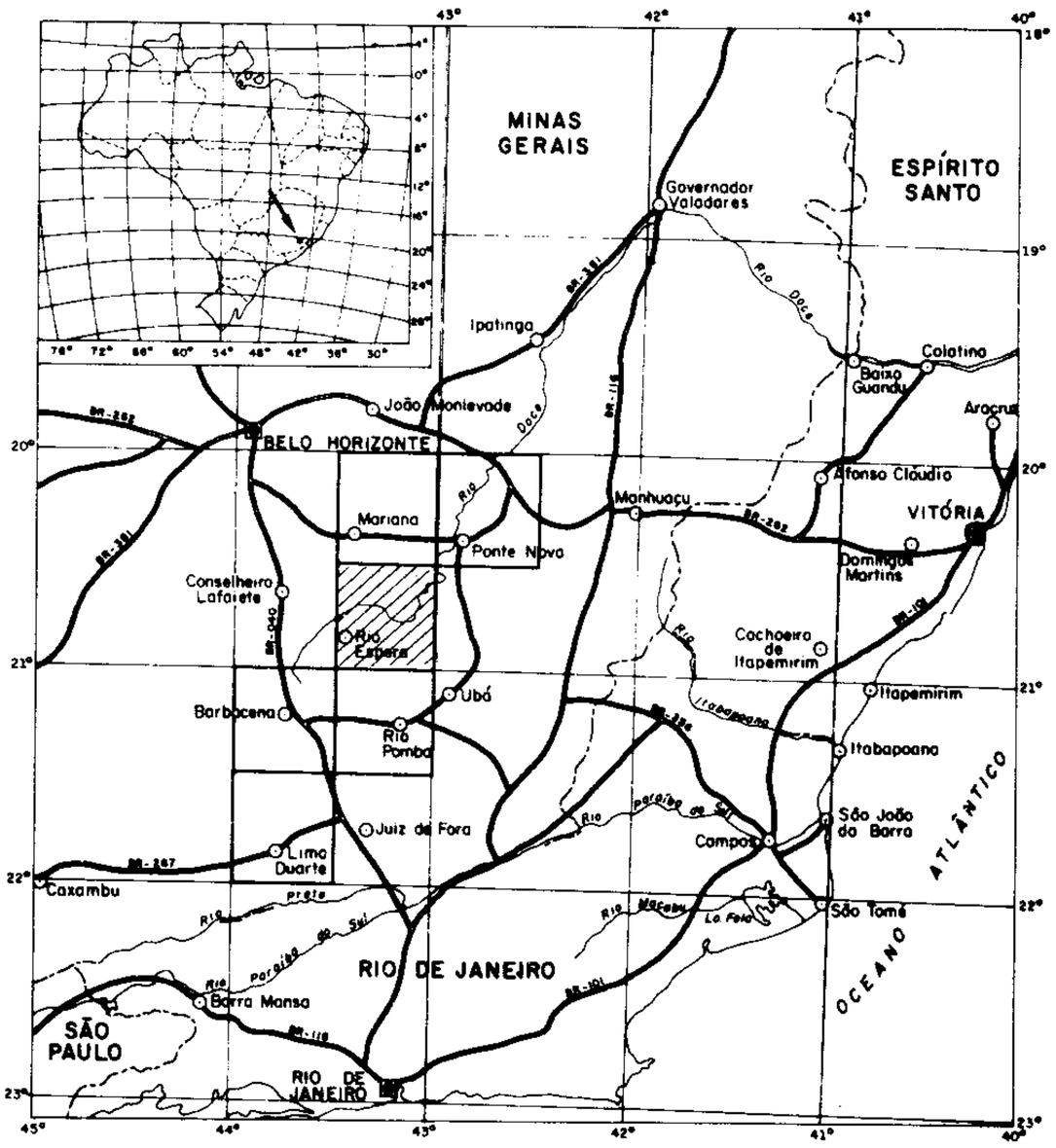


Figura I.2.1 – Mapa de situação e localização – folha Rio Espera.

Capítulo 3
Geografia e Geomorfologia

Por
Sérgio Murilo Achão (subitem 3.1),
Carlos Alberto Heineck (subitem 3.2) e
Frederico Ozanam Raposo (subitem 3.3)

3.1 Clima, hidrografia, vegetação e solos

Segundo a classificação climática de Köppen, ocorrem na área os tipos climáticos Cwa e Cwb. O primeiro, que domina os níveis menos elevados, corresponde a um clima úmido de verões quentes, com pluviosidade média anual de 1.200 a 1.500mm, estação seca curta (inverno), temperatura média anual entre 21,8 e 19,5°C, e média do mês mais frio inferior a 18°C. O segundo, que predomina nos níveis mais elevados (limites oeste e sul da área), difere do tipo anterior pelos verões mais brandos, com temperatura média anual mais baixa, entre 17,4 e 19,8°C e média do mês mais quente inferior a 22°C. A classificação bioclimática de Gaussen enquadra toda a área numa modalidade climática de transição, intimamente ligada ao fator relevo, onde a temperatura do mês mais frio é inferior a 15°C e o número de dias "biologicamente" secos, no decorrer da estação seca, varia de zero a 40.

A rede hidrográfica presente pertence à bacia do rio Doce, ou, mais precisamente, à sub-bacia do rio Piranga. O escoamento desse rio faz-se no sentido de oeste para leste, até um pouco adiante da cidade de Calambau, onde a orientação muda para nordeste, passando por Porto Firme. Sua rede de drenagem é dendrítica e apresenta, em detalhe, insignificante controle estrutural.

Os aspectos florais atuais refletem a atuação antrópica sobre o meio natural. Esses aspectos apresentam-se sob a forma de uma paisagem combinada de pastagens e capoeiras, havendo um predomínio significativo das primeiras.

A área é ocupada, na sua quase-totalidade, pela subclasse dos latossolos vermelho-amarelos distróficos, que são solos antigos, normalmente profundos, com perfis de seqüência de horizontes pouco diferenciados e textura argilosa. No extremo-noroeste, ocorre pequena mancha de afloramentos rochosos combinados com solos litólicos (pouco desenvolvidos) e cambissolos rasos, ambos de textura areno-cascalhenta.

3.2 Aspectos socioeconômicos

A região onde se insere esta folha ainda é carente de recursos de toda espécie. Boa parte de sua população, de maioria rural, ainda sobrevive dos mesmos produtos que alimentavam a energia escrava no ciclo do ouro: o milho, o feijão e a cachaça, contribuindo para acentuar as reminiscências do quadro de decadência desse ciclo.

Praticamente, todas as estradas da folha são de piso solto, e boa parte não é trafegável no período das chuvas. Anualmente, na época das colheitas, é feita uma manutenção precária. Alguns municípios, como Ouro Preto e Mariana, graças às atividades industriais extrativas e de transformação e turísticas, conseguem manter um padrão melhor de manutenção em suas vias secundárias.

Nos últimos anos, a produção cafeeira vem crescendo na região, principalmente nas cercanias das primitivas Minas Gerais (figura I.4.1). A cana-de-açúcar também é um produto que tem contribuído para a modificação desse antigo quadro de decadência, principalmente no município de Senhora de Oliveira, onde foi instalada, recentemente, uma indústria de álcool.

A indústria de caulim, desde a década de 1970, vem trazendo melhorias ao município de Brás Pires, sendo a garimpagem do ouro uma atividade incrementada nos últimos anos, principalmente nos municípios de Piranga e Guaraciaba.

A elevada densidade demográfica atingida no ciclo aurífero ainda pode ser testemunhada pelo grande número de pequenos municípios e distritos, com distâncias relativamente curtas entre si. Tais distâncias são percorridas quase sempre a pé, mesmo pelos mais idosos, uma vez que muitos não podem possuir sequer um animal de tração, e a precariedade das estradas não permite o tráfego regular de ônibus. Nos últimos anos, o uso do carro de bois, particularmente na colheita do milho, vem sendo muito incrementado devido aos aumentos exorbitantes dos preços dos combustíveis e às dificuldades em financiar-se a aquisição de tratores.

Contudo, apesar desse quadro de pobreza, pode-se observar que a fome não atingiu ainda a região, graças ao primitivo sistema de relacionamento na agricultura. O trabalho é pago com o próprio produto agrícola, que, por sua vez, é trocado, em parte, por outros gêneros necessários à alimentação e à sobrevivência. Dessa forma, o valor do braço não está totalmente deteriorado, e é possível sobreviver com as próprias forças, o que nem sempre acontece nos grandes centros.

3.3 Geomorfologia

As serras e planaltos do leste e sudeste mineiros inserem-se no planalto Atlântico do Brasil Sudeste (Ab'-Saber, 1972), uma das unidades integrantes do planalto Brasileiro. Tal segmento do relevo constitui um planalto cristalino rebaixado, onde atuam, de uma forma bastante intensa, os processos morfogenéticos tropicais predominantemente químicos, exibindo também a evolução do modelado um certo condicionamento pela floresta subigrófila

As feições morfológicas observadas na paisagem denotam, contudo, uma forte influência das variáveis geológicas (litologias, foliações e falhamentos), bem como de oscilações climáticas mesozóicas a cenozóicas, que levaram à elaboração de superfícies cíclicas de erosão.

No trabalho de King (1956), são referidos três ciclos denudacionais na área, a saber: Sul-Americano, Velhas e Paraguaçu, aos quais são creditadas algumas feições reliquiares de aplainamentos e processos de erosão vertical (figura I.3.1). Um outro estudo, levado a efeito por Boaventura et al. (1977), descreve vários domínios morfológicos regionais (figura I.3.2), permitindo estabelecer um alto grau de correlação destes com os principais tipos litológicos ora cartografados.

A porção noroeste da área constitui um compartimento geomórfico marcado por cristas alongadas, bastante contínuas e dispostas segundo NW-SE, a cotas que alcançam mais de 1.300m, como na serra do Carmo. Essas feições mais elevadas, esculpidas na área de ocorrência do complexo Santo Antônio do Pirapetinga, são atribuíveis ao ciclo Sul-Americano, responsável por extensas pediplanações que se desenvolveram do Cretáceo Superior ao Terciário Médio. O mesmo relevo de cristas, com vertentes ravinadas e vales encaixados, estende-se até a região de Pinheiros Altos e o limite setentrional da área. As superfícies de cimeiras mostram ali, contudo, altitudes variáveis de 900 a 1.000m, no domínio dos quartzitos e formações do supergrupo Rio das Velhas, denotando um pendor regional, no sentido leste, da paleossuperfície, a partir dos limites do Quadrilátero Ferrífero. Características similares, mas sem a ocorrência de cristas muito contínuas, são igualmente observáveis na região de Abreus, a sudeste de Cipotânea.

A dissecação da superfície Sul-Americana deu-se a partir do Pliopleistoceno, através da atuação de um novo ciclo

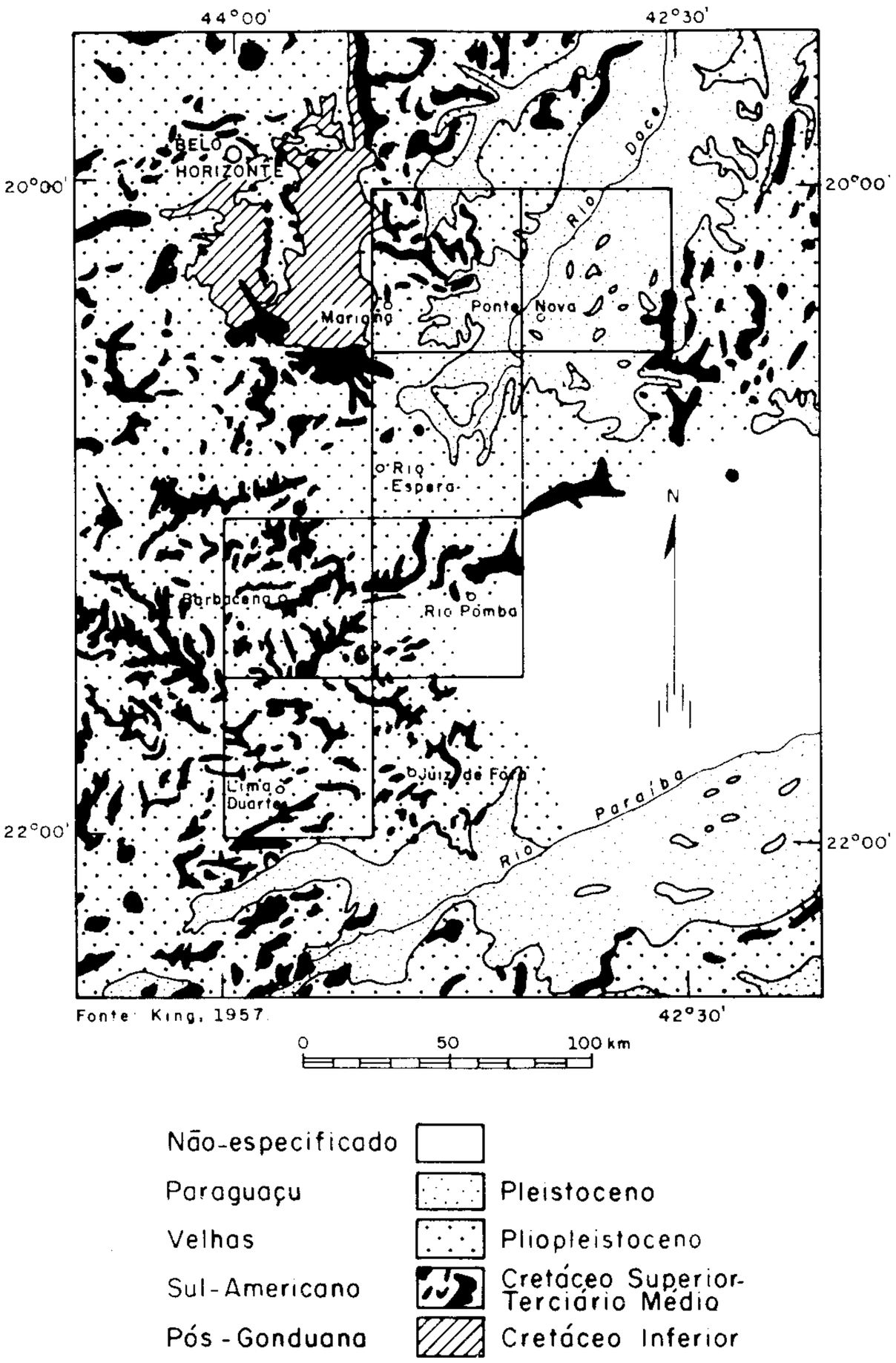


Figura I.3.1 – Ciclos de desnudação.

denudacional, o ciclo Velhas, quando uma fase de enta lhamento vertical acentuado, de erosão remontante, gerou vales encaixados e ravinamentos das encostas, destruindo a maior parte das feições do ciclo anterior. Alguns esporões desenvolvidos a partir de superfícies de cimeiras (truncações de serras) também podem ser atribuídos ao ciclo Velhas, ligando as cristas, ainda relativamente niveladas, aos domínios gnáissico-graníticos rebaixados. A fase de pedimentação desse ciclo mais novo deu-se, praticamente, em todos os quadrantes da área e a cotas em torno de 800m, com registros detríticos que sugerem um paleoclima árido a semi-árido e, portanto, uma predominância dos processos de erosão em lençol. Restos da superfície Velhas, sob a forma de colinas de topo aplainado e pseudochapadas, encontram-se mais concentrados na porção oriental da área, entre Divinésia e Guaraciaba, bem como na porção centro-oeste, a noroeste de Piranga.

No Pleistoceno, uma nova fase de erosão vertical, identificada por King (op. cit.) como sendo correspondente ao

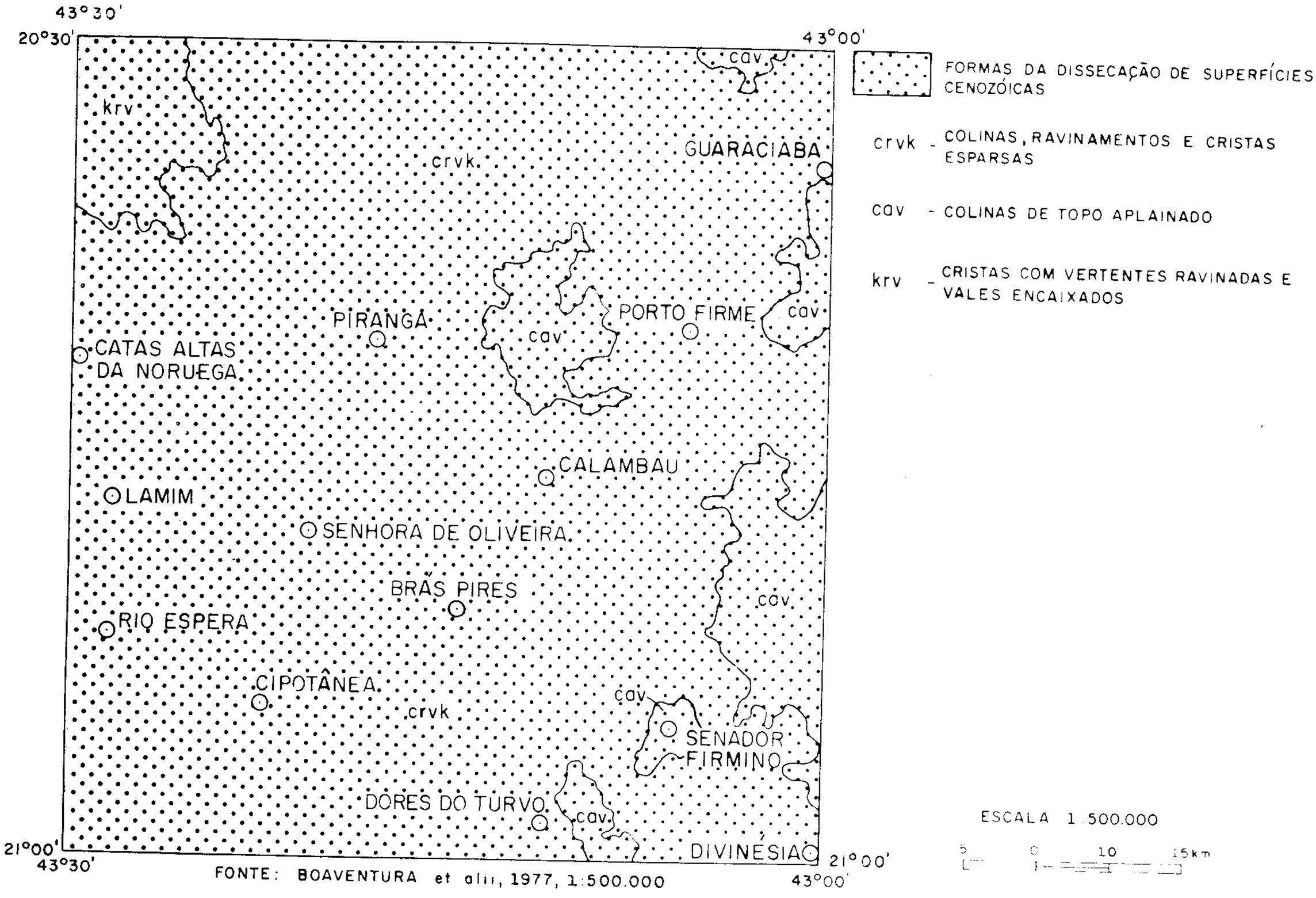


Figura I.3.2 – Formas de relevo e unidades geomorfológicas.

ciclo Paraguaçu, destruiu grande parte dos aplainamentos mesocenozóicos, produzindo típicas formas de dissecação, como as cristas com vertentes ravinadas e vales encaixados, em meio às colinas de topos nivelados. Por outro lado, há freqüentes feições gradacionais (terraços fluviais) preservadas bem acima dos leitos e planícies aluviais das principais drenagens da área, como o rio Piranga e o ribeirão Pirapetinga; isto pode ser devido tanto a fenômenos de erosão catastrófica, seguido de acreção vertical, como à tectônica tafrogênica que produziu basculamentos de blocos no rio Doce, mais a jusante, e, em decorrência, um acentuado assoreamento das drenagens. A primeira hipótese parece ser a mais plausível, tendo em vista as características granulométricas grossas presentes em grandes trechos dos perfis dos sedimentos, portadores de ouro secundário, livre e disseminado.

A formação das atuais planícies de inundação, que acompanham as calhas dos rios Piranga, Xopotó e de seus afluentes, a cotas em torno de 600m, coincidiu com o entalhamento durante o último ciclo erosivo, no Quaternário.

Capítulo 4
Trabalhos Anteriores

Por
Frederico Ozanam Raposo e
Claiton Piva Pinto

4.1 Introdução

Em 1674, partiu do planalto de Piratininga a Bandeira de Fernão Dias Paes Leme com o objetivo de descobrir riquezas minerais no então chamado sertão dos Cataguazes, para a Coroa portuguesa. Essa empresa não alcançou as descobertas almejadas, porém foi da experiência de alguns de seus integrantes, adquirida nos sete anos de penúria e sofrimento que marcaram sua existência, que teve início o chamado ciclo do ouro da colônia. Manoel da Borba Gato, genro do chefe da expedição, descobriu ouro na serra de Sabarabuçu, atual cidade de Sabará, e, em troca da revelação do local exato do descoberto, recebeu do governador da capitania unida do Rio de Janeiro, São Paulo e das Minas o título de superintendente das Minas do Rio das Velhas.

Daí seguiram-se várias novas descobertas, principalmente nas imediações de Vila Rica de Ouro Preto e a leste e nordeste do atual Quadrilátero Ferrífero, estendendo-se até o vale do rio Guarapiranga, ou Piranga como é chamado nos dias atuais. Consta que o primeiro a revelar a paulistas a existência de bom e muito ouro, "grandiosas e avultadas pintas", em um ribeirão, afluente do rio Guarapiranga, foi Duarte Lopes, companheiro de Fernão Dias Paes.

Em 1687, Antônio Rodrigues Arzão esteve no vale do Guarapiranga e, logo no início do século XVIII, Antônio Furtado e seu irmão Feliciano, filhos de Salvador Fernandes Furtado, líder de mineradores e verdadeiro fundador do arraial do Ribeirão do Carmo, descobriram as lavras de Pinheiro, Bacalhau e Pirapetinga (in: Vidigal, 1979).

Porém, no Código Costa Mattoso, uma coleção de documentos reunida entre 1750 e 1755 pelo Ouvidor de Vila Rica, dr. Caetano da Costa Mattoso, lê-se que nos últimos anos do século XVII viera paroquiar na capela de Nossa Senhora da Conceição de Guarapiranga o padre Roque Pinto de Almeida, com provisão do bispo do Rio de Janeiro (Vidigal, op. cit.), o que vem provar que a área já era razoavelmente povoada naquela época. Inseria-se na região das primitivas Minas Gerais, a mais densamente povoada e que se delimitava a sudoeste, na aldeia dos índios Carijós, atual cidade de Conselheiro Lafaiete, com a região do rio das Mortes. No encarte da figura I.4.1, retirado de Barreiros (1984), percebe-se, com clareza, os limites aproximados dessas primeiras regiões auríferas. Foi, justamente, essa área do encarte o palco da famosa Guerra dos Emboabas, travada entre paulistas, descobridores das minas, e estrangeiros, emboabas e reinóis, que para elas afluíram em grande número em busca de riqueza fácil. Os primeiros não se conformaram com a evasão de seu ouro, retirado com tantos sacrifícios, para as mãos de comercian-

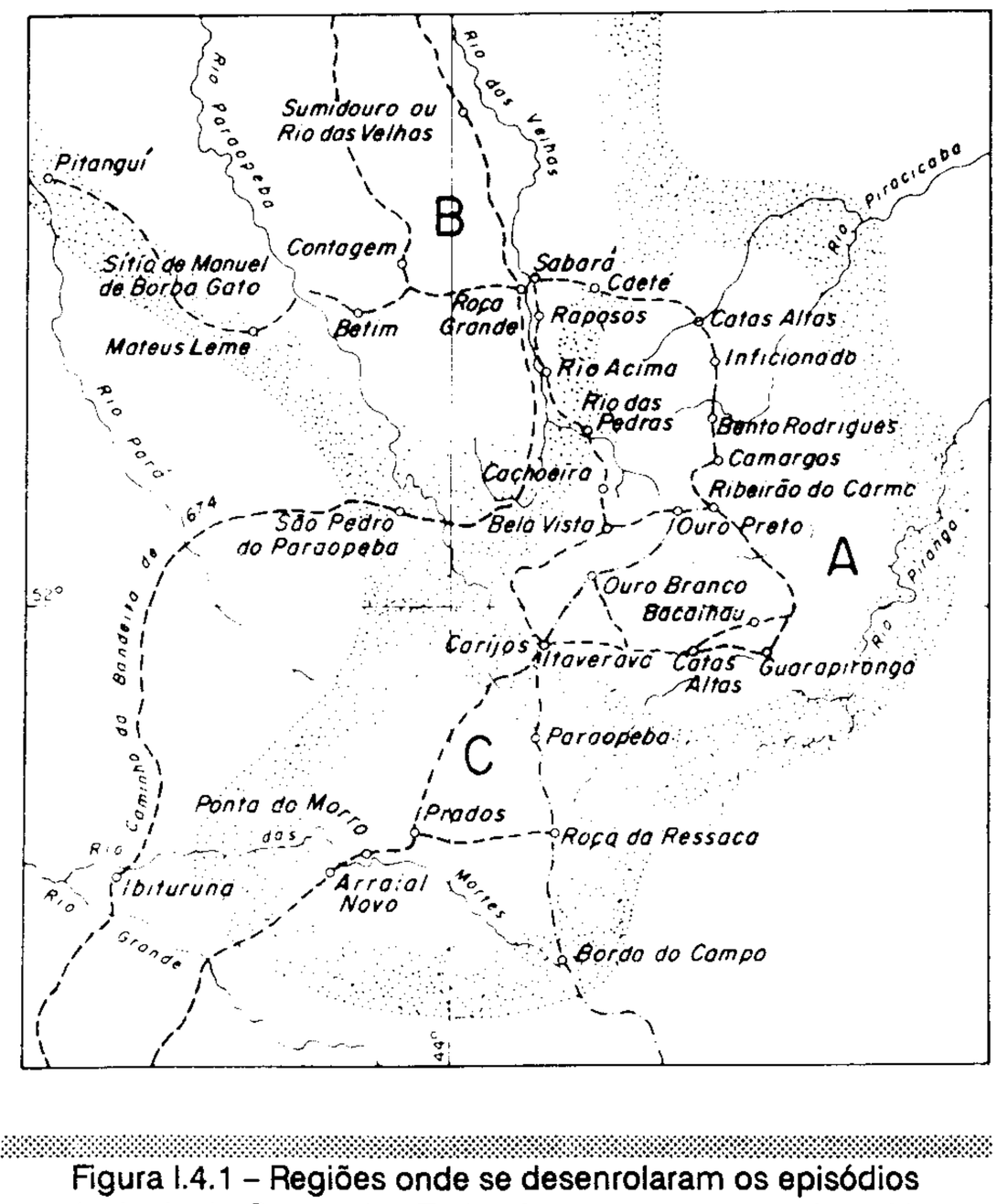


Figura I.4.1 – Regiões onde se desenrolaram os episódios principais da Guerra dos Emboabas, entre os anos de 1708 e 1709. (A) Região das Minas Gerais, tendo como centro os arraiais de Ouro Preto e Ribeirão do Carmo, hoje cidade de Mariana. (B) Região do rio das Velhas, tendo como centro os arraiais de Sabará e Caeté. (C) Região do rio das Mortes, tendo como centro o arraial da Ponta do Morro e arraial Novo de Nossa Senhora do Pilar, atuais cidades de Tiradentes e São João del Rei, respectivamente. Segundo Barreiros (1984).

tes inescrupulosos, muitas vezes completamente alheios à atividade mineradora. O único combate em que os paulistas lograram êxito contra os emboabas foi travado justamente nas proximidades de Bacalhau, hoje distrito de Santo Antônio do Pirapetinga, do município de Piranga.

No princípio, os mineradores só conheciam como ferramentas de mineração o almocafre e o prato de estanho. Foi o escravo africano que introduziu o uso da bateia, instrumento que manejava com grande habilidade, como única possibilidade de alcançar a liberdade, tanto pelo raro reconhecimento dos senhores como pelo roubo de pepitas, com as quais comprava as cartas de alforria.

Durante todo o ciclo do ouro, poucas inovações técnicas e muito menos científicas se fizeram, até o início de sua decadência em 1764. Mas é interessante notar que foi dessa mineração primitiva e predatória que se chegou a empregar meio milhão de escravos, surgindo parte dos recursos que permitiram o desenvolvimento da famosa Revolução Industrial inglesa e que, concomitantemente, desenvolveu toda a economia da Europa no período colonial. Os avultados empréstimos feitos pela Coroa portuguesa, que pouco se interessava pelo desenvolvimento e bem-estar da colônia, para cobrir as fabulosas despesas de manutenção do Reino com suas colônias ultramarinas, eram todos pagos com o ouro das Minas Gerais. Além dessa evasão oficial de recursos, agravada durante a decadência pela instituição das derramas, quando as arrecadações não atingiam as cem arrobas anuais previstas, existiam ainda os hábitos perdulários dos grandes mineradores. Somas enormes em ouro eram consumidas na aquisição de artigos de luxo e supérfluos importados da florescente industrialização européia. Por outro lado, a única forma de capitalizacão, segundo Saint-Hilaire (1830), utilizada pelos mineradores, era a aquisição de burros e escravos. Considerados a energia e os motores do sistema produtivo, eram de custo altíssimo: um escravo jovem e saudável custava cerca de 300 oitavas de ouro e uma escrava nas mesmas condições, cerca de 350. Sua manutenção também era muito custosa, pois, no comércio extorsivo vigente, um alqueire de feijão chegara a custar 80 oitavas de ouro e a mesma quantidade de milho cerca de 30 oitavas. Além disto, era um investimento sujeito a grandes riscos, uma vez que os escravos mais habilidosos e inteligentes sempre conseguiam a liberdade de uma forma ou de outra.

Ainda, segundo Saint-Hilaire (1830), as quatro causas da decadência das Minas foram: a maneira errônea como os mineradores consideravam o fruto de seu trabalho como rendimento e não como capital, gastando tudo que conseguiam com luxo e supérfluos; o sistema agrícola precário, destrutivo e pouco produtivo; a Inconfidência Mineira e, por fim, os longos prazos para pagamento concedidos aos adquirentes de bens confiscados.

Contudo, pode-se dizer que a causa principal da decadência foi a má administração portuguesa. Sobretudo a condescendência das autoridades diante da corrupção e da ganância de aventureiros e comerciantes inescrupulosos que tornaram inviável a sustentação da estrutura produtiva. Quando Auguste de Saint-Hilaire aqui aportou, observando e anotando com tanta precisão os detalhes da decadência, os seus registros se fizeram em época diversa daquela do pleno vigor do ciclo. A incompetência dos agricultores era um fato. Porém, essa incompetência se devia justamente à posição inferior que a atividade agrícola ocupara durante o fausto minerador, tendo sido mesmo proibida pelas autoridades portuguesas na região das Minas. Aos pais ricos e perdulários substituíram os filhos pobres, lutando canhestramente pela sobrevivência nas suas terras devastadas pela mineração.

4.2 Primeiros trabalhos científicos

Na primeira metade do século XVII, durante o período, de unificação das coroas portuguesa e espanhola, houve uma tentativa de se estabelecerem diretivas para uma indústria mineral na colônia. Porém, naquele período, praticamente ainda não havia uma atividade mineradora. Foi somente após o início da decadência do ciclo do ouro que a administração portuguesa então interessou-se em contratar técnicos e cientistas com o objetivo de organizar a produção mineira. Com a tarefa, entre outras atribuições, foram contratados os serviços do eminente engenheiro e cientista alemão, barão W. L. von Eschwege, em 1802.

Eschwege, além de observar, pela primeira vez, a associação do ouro primário de algumas lavras aos xistos turmaliníferos, foi também o primeiro a tentar estabelecer uma organização estratigráfica para as rochas da região das Minas, especialmente nos arredores de Ouro Preto. Finalmente, após numerosos e incansáveis serviços prestados ao Reino Unido do Brasil e Portugal, Eschwege acabou por desgostar-se das dificuldades burocráticas impostas por funcionários portugueses ao exercício de suas atividades e associou-se a empresários ingleses, logo no início do ciclo das sociedades inglesas na mineração (Eschwege, 1833).

Com a transferência da Corte portuguesa para o Rio de Janeiro e a maior facilidade à entrada de estrangeiros, vários cientistas e sábios como Richard Burton, Auguste Saint-Hilaire e outros aqui chegaram com o intuito de melhor conhecer e divulgar as potencialidades naturais do país. Na região sudeste, os trabalhos geológicos com caráter científico prosseguiram com Pissis (1842), Liais, (1872), Gerber, (1874) e Derby, (1881-1887), (in: Freyberg, 1932).

4.3 Evolução dos conhecimentos geológicos no século XX

Em 1906, Orvile Derby, após identificar uma série metamórfica, posicionada no Huroniano ou Pré-Cambriano Médio, criou o termo série Minas para designar o andar superior da formação primária de Eschwege. O

andar inferior dessa formação, composta de gnaisse e micaxistos, ele colocou, sem uma designação formal, no Laurenciano, uma das subdivisões do Arqueano na estratigrafia norte-americana. À formação secundária de Eschwege, referiu-se apenas como arenito com Camadas de Seixos e, posteriormente, arenito Quartzítico, sem uma designação formal.

Em 1915, Harder & Chamberlin ampliaram a série Minas de Derby, incluindo nela o seu arenito quartzítico, subdividindo-a nas seguintes unidades:

Quartzito de Itacolomi;
Xisto e quartzito de Piracicaba;
Formação ferruginosa de Itabira;
Xisto de Batatal;
Quartzito Caraça.

Os mesmos autores colocaram os gnaisses e micaxistos laurencianos de Derby no Arqueano Provável, individualizando-os como gnaisses, granitos e xistos. Foram também eles os primeiros a mostrar a configuração do Quadrilátero Ferrífero num esboço de carta geológica apresentado no mesmo trabalho, onde a área da folha Rio Espera aparece cartografada como Arqueano Provável.

Rimann, em 1920, subdividiu a série Minas, como apresentada por Harder & Chamberlin (op. cit.), em camadas Itacolomi do Cambriano, camadas Diamantina do Algonquiano e camadas Itabira do Arqueano.

Em 1931, Guimarães destacou da série Minas, uma série de Itacolomi, como andar superior do Algonquiano e com a mesma conotação do arenito quartzítico de Derby. A série Minas ele posicionou no Algonquiano Inferior.

Freyberg (1932) sugeriu a designação de formação Espinhaço para as seqüências que se desenvolvem nas serras de quartzitos que se erguem a nordeste do Quadrilátero.

É interessante notar que, já em 1949, Barbosa propusera uma subdivisão da série Minas em duas formações: Santo Antônio, constituída de granito, anfibolito, esteatito, talcoxisto, conglomerado e quartzito, que viria, em parte, a constituir futuramente a série Rio das Velhas; e Ouro Preto, constituída de filito, dolomito, itabirito e quartzito, e que viria a constituir, em parte, o atual supergrupo Minas.

Barbosa (1954) criou para algumas litologias que envolviam a área do Quadrilátero Ferrífero a designação de série Barbacena, que se constituiria de um conjunto de xistos parcialmente granitizados e litologicamente muito diferentes das rochas das séries Mantiqueira, subjacente, e Minas, sobrejacente. Esses xistos seriam, sobretudo, xistos-verdes: micaxistos, cloritaxistos, anfiboloxistos, talcoxistos etc. No mesmo trabalho, definiu a série Mantiqueira como constituída de gnaisses das proximidades de Santos Dumont com fraco mergulho superpostos, em discordância, por xistos da série Barbacena. Nela, incluiu termos catametamórficos, definindo-a como a unidade mais antiga do escudo Brasileiro.

A década de 1950 caracterizou-se por uma certa ambigüidade de definições fora e dentro dos domínios do Quadrilátero Ferrífero, região que foi palco de pesquisas geológicas intensas nessa fase, com vistas particularmente às jazidas de ferro e manganês. O desenvolvimento de lavras de tais minérios no final dessa década já preconizava o grande incremento industrial que atingiria o país a partir daquele instante. Em tal aspecto, inclui-se a própria equivalência cronológica entre as séries Barbacena e Rio das Velhas (Dorr II et al., 1957) que, de certa forma, constituem unidades similares. Esses conflitos de definições continuaram a crescer à medida que novos trabalhos foram desenvolvidos por outros autores, dentro e fora do Quadrilátero.

Guimarães (1964, 1966) nunca a aceitou completamente, preferindo manter a série Rio das Velhas como andar médio da série Minas.

Nos anos mais recentes, Schorscher (1979) propôs a definição de um grupo Quebra Osso como unidade basal do supergrupo Rio das Velhas, passando o grupo Nova Lima a ocupar uma posição intermediária. Essa unidade inferior seria constituída, principalmente, por rochas ultramáficas intrusivas e extrusivas. Estas apresentariam estruturas tipo *spinifex* macro- e microscópicas além de padrões geoquímicos compatíveis com komatiítos peridotíticos. Foram também observadas lavas brechadas e almofadadas. Entretanto, Ladeira (1980) subdividiu o grupo Nova Lima em três unidades: uma basal metavulcânica, outra intermediária metassedimentar química e uma terceira superior clástica. Ladeira, Roeser & Tobschall (1983) eliminaram o grupo Quebra Osso com a seguinte citação: "Schorscher (1982) redescreveu tais rochas propondo subdividi-las em várias unidades, ajuntando-as sob o nome de grupo Quebra Osso: sugestão totalmente desnecessária, pois elas fazem parte do grupo Nova Lima."

Dorr II et al. (1954) reconheceram na região do Quadrilátero Ferrífero uma discordância entre a série Minas e uma seqüência de quartzitos, filitos e micaxistos até então reunidos em tal série ou, em parte, tidas como xistos Arqueanos. Em 1957, os mesmos autores, definiram a série Rio das Velhas para reunir esses metamorfitos e a subdividiram nos grupos Nova Lima (inferior) e Maquiné (superior). O primeiro, indiviso, incluía xistos, filitos metassedimentares e metavulcânicos e, subordinadamente, formação ferrífera laminada, grauvaca, uma rocha quartzo-anquerítica maciça em camadas espessas, quartzito sericítico e conglomerado xistoso. O segundo foi dividido nas formações Palmital (inferior), constituída de quartzos-sericitaxisto ou filito com lentes intercaladas de quartzito sericítico, e Casa Forte (superior), formada por conglomerado e quartzito sericítico e clorítico maciço, com intercalações de xisto ou filito. A série Minas dividiu-se, do topo para a base, em:

– Grupo Piracicaba: Formações Sabará, Barreiro Taboões, Fecho do Funil e Cercadinho; . . . . . .
– Grupo Itabira: Formações Gandarela e Cauê;

– Grupo Caraça: Formações Batatal e Moeda.

Ebert (1955) apresentou uma primeira divisão estratigráfica para o centro de Minas, considerando-o uma "região pouco metamorfizada durante a última orogênese", e comparou essa região com o "suleste de Minas e vale do Paraíba", que foi uma "região muito metamorfizada durante a última orogênese". Ebert (1956, 1967, 1968, 1971) e Ebert et al. (1958) continuaram seus trabalhos e divulgaram uma série de resultados que são sumarizados a seguir e esquematicamente reunidos no quadro I.4.1.

A região foi dividida em terrenos arqueanos, algonquianos e pós-algonquianos. No Arqueano, posicionaram-se as séries Mantiqueira e Barbacena (Barbosa, 1954), esta dividida em uma *greenschist facies* (filitos, serpentinitos, talcoxistos etc.) e em uma fácies anfibolítica (biotita-xistos, biotita-quartzitos, anfibolitos, hornblenditos etc.).

Em 1956, Ebert definiu a formação Lafaiete (micaxistos, grauvacas, quartzitos, ultrabasitos, itabirito e gonditos) como mais nova que a sua formação Barbacena (fácies sedimentar: micaxistos grauvaquianos, arcózios, quartzitos ou conglomerados; fácies metabasítica: anfibolitos, serpentinitos, hornblenditos, talcoxistos, tremolita-xistos), e dela derivada em parte, por "ressedimentação dos produtos de desmoronamento dos metabasitos..." Na mesma oportunidade, colocou dúvidas quanto ao posionamento da série Mantiqueira de Barbosa (1954) em relação à formação Barbacena, levantando a hipótese de serem a mesma unidade com uma faciologia metamórfica distinta. Dada a precariedade do conhecimento sobre essas duas últimas unidades, sugeriu que se adotasse a definição de pré-Minas para o embasamento conforme havia proposto Rynearson (1954). Descreveu uma fase granítica pós-Barbacena (trondhjemítica, granodiorítica, granítica e quartzodiorítica) que, acrescida dos ultrabasitos e gabros dessa formação, constituiria uma províncica magmática neo-arqueana que não teria atingido a formação Lafaiete.

Ebert et al. (1958, pp. 47 e 72) chamaram de gnaisses do tipo Piedade (no mesmo trabalho usaram os termos gnaisse Piedade e grupo Piedade) a gnaisses miloníticos bandados, com camadas claras aplíticas, camadas acinzentadas (paragnaisses?), leitos de biotita e delgadas camadas de metabasitos, aflorantes nos arredores da cidade de Piedade (MG). Correlacionaram-nos à fácies sedimentar da série Barbacena.

Quadro I.4.1 – Correlações Estratigráficas Baseadas em Ebert (1955 a 1971).

Região	Centro-Sul de Minas		Sul de Minas – Vale do Paraíba				Zona de Lavras – Lambari		Centro-Norte de Minas	São Paulo
Idade	Grupo	Formação	Série ou Grupo				Grupo	Formação	Formação	
Neo-Algonquiano	Epizona	São João del Rei	Prados ~~~ Barroso ~~~ Carandaí ~~~ Tiradentes	Mesozona	Andrelândia (1)	Catazona	Charnoquitização/ Microclinização	Paraíba | Juiz de Fora	São João del Rei (3)	Macaia Barroso Rio das Elvas-Lambari 2) Tiradentes (?)	Indaiá Macaúbas Itacolomi	FormaçãoEleutério Grupo Itapira
Paleo-Algonquiano	Série de Minas											
Arqueano	Formação Lafaiete Fase granítica pós-Barbacena (Série/Grupo) Formação Barbacena (4) (————) Grupo Amparo Fácies Sedimentar / Fácies Metabasítica ~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~ Série Mantiqueira (Barbosa, 1954)											

Correlações de Ebert (1968):
(1) Correlaciona-se ao grupo Itapira em SP
Correlaciona-se ao grupo Varginha em MG
(2) Correlaciona-se à Fm. Pouso Alegre (Leonardos Jr. et al., 1971)
(3) Correlaciona-se ao grupo Açungui
(4) Correlaciona-se ao grupo Amparo em SP

(~ ~ ~) Discordância.

O Algonquiano, Ebert dividiu em paleo- e em neo. No Paleoalgonquiano, posicionou a série Minas, em discordância sobre as rochas arqueanas. Para o Neo-Algonquiano apresentou uma série de divisões estratigráficas, baseadas no seu conhecimento adquirido em anos de trabalhos de campo na região centro e sul de Minas Gerais.

Ebert (1968) fez um resumo de suas observações entre 1952 e 1957 sobre o Pré-Cambriano Superior do Sul de Minas Gerais e do Rio de Janeiro, estabelecendo divisões estrutural, metamórfica e estratigráfica para a região, conforme apresentado nos quadros I.4.2, I.4.3 e I.4.4.

Dutra & Guimarães (1961) mantiveram a série Juiz de Fora e estabeleceram uma origem magmática para grande parte de rochas charnoquíticas.

Quadro I.4.2 - Divisão Estrutural do Pré-Cambriano Superior no Sul do Estado de Minas Gerais e no Estado do Rio de Janeiro a Partir dos Dados de Ebert (1968).

Faixa Orogênica de Idade Assíntica	Intérnides	A. A Serra do Mar com estrutura semelhante a um meganticlinal... (Rosier, 1957); B. A divergência ("sinclinal" em forma de leque) do vale do Paraíba (Lamego, 1948).).
	Extérnides	C. A zona de vergência constante (de Juiz de Fora até Barbacena) com o sentido dos movimentos tectônicos dirigido para o interior (estrutura imbricada); D. Zona de dobramento e falhamento mais suaves (Ebert, 1958).

Quadro I.4.3 – Divisão Metamórfica do Pré-Cambriano Superior no Sul do Estado de Minas Gerais e Estado do Rio de Janeiro, Preparado a Partir dos Dados de Ebert (1968)

	Unidade	Fácies Metamórfica	Subfácies	Observação
Antepaís da Faixa Orogênica Assíntica	Bacia do Rio São Francisco			
	Zona do Espinhaço	xisto-verde	com clorita	
Faixa Orogenética Assíntica	D	xistos-verdes	com biotita	
	C	anfibolítica	com estaurolita e distênio	
	B	anfibolítica	com silimanita	com numerosas intercalações chanoquíticas até a faixa transitória com C
	A	anfibolítica	com silimanita	com forte granitização

Quadro I.4.4 – Divisão Estratigráfica do Pré-Cambriano Superior no Sul do Estado de Minas Gerais e no Estado do Rio de Janeiro Preparada a Partir dos Dados de Ebert (1968)

	Grupo	Unidade Estrutural	Litologia	Observação
PRÉ-CAMBRIANO SUP.	São João del Rei	D	Metassedimentos clásticos finos e metacalcários.	Reúne as formações Tiradentes Carandaí, Barroso e Prados, conforme definidas por Ebert.
	Andrelândia e Paraíba* (em parte)	C	Micaxistos e quartzitos, menos frequentemente metassedimentos ricos em feldspato.	
	Paraíba	A e C	Sedimentos eogeossinclinais, metagrauvacas, metarcózios e, mais raramente, quartzitos e metacalcários.	

(*) "Foi abandonado, posteriormente, o nome Juiz de Fora para as partes do grupo Paraíba ricos em charnoquitos... (Ebert, 1957a, p. 511; 1962, p. 53)", in Ebert, 1968, p. 218.

Rosier (1957) concentrou seus trabalhos na serra do Mar, dividindo o Algonquiano dessa região em uma série Superior mesometamórfica (quartzitos, mármores, anfibolitos, actinolita-xistos e moscovita-gnaisses) e uma série Inferior, com paragnaisses catametamórficos, subdividida em:

a) Série Kinzigítica (plagioclásio-biotita-granada-silimanita-gnaisses);

b) Série charnoquítica (plagioclásio-biotita-hiperstênio-gnaisses), semelhante à série Juiz de Fora de Ebert, 1956;

c) Plagioclásio-augita-hornblenda-biotita-gnaisses.

Rosier (1965) apresentou novos dados sobre a geologia da faixa limítrofe entre os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais.

Esses dois autores, Ebert e Rosier, e mais a equipe de Dorr II, deram as bases para a estratigrafia da região centro-sul de Minas Gerais e parte do Rio de Janeiro, cada qual responsável por uma determinada região.

Brandalise et al. (1971) apresentaram uma geologia preliminar da região meridional de Minas Gerais, com mapas na escala 1:250.000.

Lima et al. (1974) concluíram os trabalhos do Projeto Mapeamento Geológico da Geotransversal E-W, Setor G, abrangendo as regiões a leste do Quadrilátero Ferrífero até Manhuaçu.

Nos anos 70, a CPRM assumiu a execução dos programas de mapeamento geológico na escala 1:250.000.

Braun & Baptista (1976) ampliaram substancialmente a abrangência do grupo Barbacena, passando a considerá-lo como associação Barbacena, que viria a ser subdividida em vários complexos. No resumo de seu trabalhos, escreveram:

> – Quanto à nomenclatura, conclui-se que série Barbacena, série Rio das Velhas e supergrupo Espinhaço são termos conflitantes e inadequados, pois designam a mesma seqüência já chamada de série Minas por Derby. A formação Sabará, em sua localidade-tipo, designa milonitos dos plutonitos do embasamento da série Minas, xistos metabasíticos intrusivos, xistos metavulcânicos ácidos da seqüência Minas etc., não se referindo a nenhum estrato superior desta seqüência. O grupo Nova Lima, em sua localidade-tipo, designa uma seqüência semelhante e provavelmente síncrona à denominada grupo Piracicaba, nas proximidades de Ouro Preto e de sua própria localidade-tipo, porém preenchendo compartimentos distintos. Por todo o Quadrilátero Ferrífero, são identificados como Nova Lima xistos de diversas origens e idades (a maior parte são filonitos de básicas e intermediárias ou das próprias rochas do embasamento). Para efeito de correlações, sugere-se uma divisão em grandes associações litostruturais denominadas Paraíba do Sul, Barbacena e Araxá, sendo também sugerida a utilização do termo série Minas, dentro da concepção de Derby, e série Itacolomi, na concepção de Guimarães e Jacques de Moraes. Faz-se a sugestão de uma revisão completa e minuciosa, tanto estrutural como litológica, no sul do Espinhaço, incluindo o Quadrilátero Ferrífero.

Brandalise et al. (1976), seguindo essa orientação, adotaram as divisões em associações Paraíba do Sul e Barbacena, sem conotação estratigráfica. A associação Paraíba do Sul foi subdividida em complexo Migmatítico (migmatitos e granitóides), complexo charnoquítico (ortometamorfitos básicos metassomatizados: Charnoquitos, enderbitos, birkremitos, metadioritos, gnaisses charnoquíticos, granulitos granatíferos localmente migmatíticos e quartzitos), contendo ainda biotita-gnaisses com granada, silimanita, estaurolita e anfibólio, quartzoxistos, micaxistos, mármore, gnaisses a duas micas e lentes de charnoquito. A associação Barbacena reuniu micaxistos e quartzitos granatíferos com estaurolita, cianita, silimanita e andalusita; rochas carbonáticas, metabasitos, ultrabasitos e biotita e/ou anfibolognaisses bandados localmente migmatizados.

Essa divisão incluiu parte das rochas definidas como grupo São João del Rei e Andrelândia por Ebert em seus trabalhos.

Silva et al. (1978), na folha Barbacena 1:250.000, apresentaram legenda onde a associação Paraíba do Sul é dividida em um complexo Charnoquítico equivalente ao de Brandalise et al. (op. cit.). A associação Barbacena foi subdividida em complexo Gnáissico-Migmatítico (granitóides ácidos a intermediários foliados a gnáissicos e milonito-gnaisse), complexo Bonsucesso (conjunto litológico cataclástico: ultrabasito xistificado, quartzitos micáceos ou ferruginosos, filitos), complexo São João del Rei (unidades Prados, Carandaí e Tiradentes), complexo Andrelândia (xistos granatíferos, quartzitos, gnaisses, metacalcários; os xistos de oeste são similares aos da unidade Carandaí e os contatos são gradativos com o complexo Piedade) e complexo Piedade (gnaisses com freqüentes intercalações de anfibolitos e de quartzitos e intercalações locais de xistos; gnaisses sieníticos do Matola; gnaisses com bandamento fino, em Piedade, com rochas gabróicas intercaladas).

A mesma linha de ação foi adotada por Fontes et al. (1978) no Projeto Jequitinhonha.

Trouw et al. (1980) definiram um grupo Carrancas, com caraterísticas intermediárias entre os grupos São João del Rei e Andrelândia, posicionando-o no Proterozóico Superior. Dividiram-no em formação São Tomé das Letras (quartzitos, micáceos, localmente conglomeráticos, ricos em opacos) e formação Campestre (cloritóide-filitos

grafitosos ou xistos em intercalações centimétricas a métricas com quartzitos).

Trouw et al. (1986) apresentaram uma *Contribuição à Geologia da folha Barbacena – 1.250.000* que incluía a própria região de Carrancas, onde o grupo homônimo foi definido, sendo nesse trabalho desconsiderado com a seguinte citação: "Contrário a propostas anteriores, envolvendo o grupo Carrancas (Trouw et al., 1980 e 1984), propomos aqui uma subdivisão dessa unidade sedimentar em duas facies: a São João del Rei, com quartzitos maturos e metacalcários, e outra fácies, rica em quartzitos e metagrauvacas, aqui denominada Fácies Luminárias". Nesse esquema, a fácies Luminárias corresponde à porção basal do Grupo Andrelândia, conforme definição de tais autores. Dividiram a Fácies São João del Rei em cinco unidades, a Fácies Luminárias em sete e o grupo Andrelândia em cinco, embora mostre-se com seis unidades na legenda da carta.

Karfunkel & Noce (1983) dividiram o grupo São João del Rei nas formações Tiradentes, Carandaí e Rio Elvas, incluindo as formações Prados e Barroso (de Ebert) na formação Rio Elvas. Advogaram para a formação Carandaí uma origem glacial. Noce (1987) abandonou tal subdivisão, passando a adotar a divisão do grupo São João del Rei em sete unidades (A a G), conforme apresentada por Valeriano (1985) e transcrita em seu texto com modificações e simplificações.

Barbosa & Grossi Sad (1983a) apresentaram uma proposta de divisão do complexo Juiz de Fora em unidade Comendador Venâncio (rochas da seqüência charnoquítica, tendo quartzito e biotita-gnaisse diaftorético como litologias subordinadas) e unidade Raposo (diaftoritos com evidências mineralógicas e petrográficas de derivação a partir de rochas da seqüência charnoquítica) além de uma unidade Itaperuna (granulitos alterados com rocha da seqüência charnoquítica e diaftoritos desta). Trataram, também, da petrografia (1983b) e da petrologia e geoquímica (1983c) dos charnoquitos e rochas afins ao longo da divisa Minas Gerais /Rio de Janeiro. Grossi Sad & Barbosa (1985) voltaram a tratar da origem dessas rochas.

Machado Filho et al. (1983) definiram um complexo Barbacena ("...metatexitos com paleossomas xistosos básicos e ultrabásicos e neossomas granodioríticos e graníticos... posicionados no cráton do São Francisco..."), um complexo Juiz de Fora (seqüência de rochas da suíte charnoquítica, predominantemente enderbítica, com faixas kinzigíticas intercaladas), um complexo Paraíba do Sul (gnaisses e migmatitos extremamente bandados e cataclásticos, aflorantes no vale homônimo, rochas kinzigíticas, charnoquíticas e granitóides), todos de idade arqueana. Mantiveram os supergrupos Rio das Velhas e Minas e os grupos Lafaiete e Dom Silvério como entidades perfeitamente individualizadas. O grupo Andrelândia foi dividido em unidades litológicas e mineralógicas. No grupo São João del Rei, mantiveram a divisão original de Ebert acrescida da formação Carandaí (siltitos homogêneos com intercalações decimétricas e métricas de filito grafitoso; subordinadamente, ocorrem grauvacas e arenitos ferruginosos), considerando-a depositada diretamente sobre o complexo Barbacena. O grupo Carrancas foi separado nas formações São Tomé das Letras, Campestre e Rio Elvas (que Ebert colocou no grupo São João del Rei). Consideraram esses três últimos grupos como sendo do Proterozóico Inferior. O "gnaisse Piedade foi considerado como resultado de um tectonismo de cisalhamento horizontal, de idade arqueana ou transamazônica, que atuou sobre rochas do complexo Barbacena e supergrupo Rio das Velhas..."

Grossi Sad et al. (1983) correlacionaram a formação Lafaiete (de Ebert) ao grupo Nova Lima.

Grossi Sad & Dutra (1988) apresentaram um trabalho sobre a composição química das rochas supracrustais do grupo Paraíba do Sul, onde é mostrado um mapa na escala 1:1.000.000, preparado por Grossi Sad e Pinto, com uma nova divisão estratigráfica desse grupo (formações Desengano, Imbé, Itaocara e Euclidilândia).

Evangelista (1985) definiu o complexo granulítico de Acaiaca (piribolitos, piriclasitos, plagiogranulitos e mais raros os kinzigitos, diques pegmatóides e rochas retrometamórficas derivadas das rochas de alto grau).

Teixeira et al. (1987) voltaram a tratar dessas rochas com ênfase à idade, petrogênese e tectônica.

Num âmbito mais amplo, estão os trabalhos de Almeida (1981), Cordani & Teixeira (1979), Teixeira et al. (1985), Haralyi & Hasui (1982a, b), Haralyi et al. (1985), Hasui & Oliveira (1984), que versam geralmente sobre geotectônica e geocronologia.

Em 1989, a CPRM, em convênio com o DNPM, apresentou o produto final do Projeto São Gonçalo do Sapucaí, resultante do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, constando de duas folhas em escala 1:50.000 mapeadas por Silva (folha São Gonçalo do Sapucaí) e Baltazar (folha Heliodora).

Recentemente, está sendo concluída uma dissertação de mestrado na Universidade de Brasília, Departamento de Geociências, por Seixas, intitulada *Geologia e mineralização aurífera da região da folha de Ouro Branco, Minas Gerais,* e que interessa diretamente aesta folha, contígua a leste.

Jost, Seixas & Roeser (1987), com subsídios dessa dissertação, fizeram referências a derrames komatiíticos diferenciados no município de Conselheiro Lafaiete em Minas Gerais, dividindo-os em vários horizontes indicado pelas letras A a E. O conjunto foi designado como corpo ultramáfico do alto da Varginha e correlacionado às faixas de Congonhas e Conselheiro Lafaiete.

Capítulo 5
Metodologia

Por
Frederico Ozanam Raposo

A exemplo de outros projetos já concluídos, a metodologia prevista para a realização do mapeamento geológico desta folha, do Projeto Barbacena, seguiu os padrões estabelecidos pela CPRM de acordo com a solicitação do DNPM e constou de:

1ª Etapa – Levantamento e aquisição da documentação básica: aquisição de aerofotos convencionais nas escalas 1:60.000 (USAF 1964-1966) e 1:40.000 (CEMIG, PROSPEC), de bases topográficas 1:50.000 (IBGE, 1976), bem como de imagens Landsat TM, bandas 4 e 5 – 1:100.000, imagens de radar (1:100.000) além de fotoíndices na escala 1:180.000.

2ª Etapa – Compilação e análise bibliográfica: levantamento e estudo de toda a documentaço bibliográfica disponível referente à área do projeto, além da consulta dos relatórios de pesquisa existentes no DNPM. Essa etapa foi executada concomitantemente com as 5ª e 6ª etapas em vista do afastamento do geólogo titular, durante a etapa correspondente à interpretação dos dados de sensores remotos, e sua substituição por um novo titular;

3ª Etapa – Interpretação dos dados de sensores remotos: interpretação das aerofotos pelos métodos GuyRiverau e convencional de claves. O método Guy–Riverau foi abandonado, tendo em vista o baixo nível de separação proporcionado. Gerou-se um mapa fotogeológico preliminar complementado pelos dados de interpretação de imagens de radar e de satélites anteriormente mencionados.

4ª Etapa – Reconhecimento geológico: todos os membros do projeto, em conjunto, percorreram os principais perfis em todas as folhas, com o objetivo de testar os contatos e estruturas traçados na fotointerpretação, verificar as características fotogeológicas das litologias, para efetuar novas separações ou melhorar aquelas já definidas. Além disso, serviu para entrosar os componentes do grupo e para compatibilizar a terminologia geológica descritiva.

5ª Etapa – Reinterpretação dos dados de sensores remotos: de acordo com as funções observadas no campo inteiradas àquelas extraídas das aerofotos, fez-se reavaliação dos resultados obtidos anteriormente.

6ª Etapa – Elaboração do anteprojeto definitivo: estabelecimento de prazos de execução das atividades do projeto, objetivos e metas em função das 4ª e 5ª etapas.

7ª Etapa – Cartografia geológica sistemática – Campo I: executada nos períodos de novembro a dezembro de 1986 e de março a agosto de 1987; foram corridos os principais perfis, selecionados com base nos dados obtidos na 5ª etapa, com intuito de melhorar os contatos, separar tipos litológicos mapeáveis na escala e melhorar o conhecimento das feições estruturais; foram coletadas também amostras de rocha, objetivando aumentar o conhecimento dos litótipos através da petrografia microscópica.

8ª Etapa – Cartografia geológica sistemática – Campo II: efetuada em dezembro de 1987 e no período de março a junho de 1988; teve por objetivo dar continuidade às atividades da etapa anterior, visando a um adensamento de dados compatível com a escala de trabalho, além da coleta de amostras para geocronologia.

9ª Etapa – Levantamento geoquímico: realizou-se, nesta folha, simultaneamente à primeira etapa e a parte da segunda do mapeamento geológico. Seu planejamento incluiu a seleção dos pontos de amostragem, a escolha de métodos analíticos e de padrões de amostragem, aproveitamento de dados preexistentes, trabalhos de campo, levantamento, interpretação dos dados e preparação de documento (Capítulo 4, Parte II) que consta deste texto explicativo.

10ª Etapa – Levantamento geofísico: com relação à geofísica, adotou-se uma sistemática que permitisse a obtenção de subsídios à definição da geologia regional, à identificação de parâmetros e ao estabelecimento de procedimentos para a análise de dados geofísicos em áreas semelhantes. Em aerogeofísica, os mapas magnéticos disponíveis foram interpretados qualitativamente e correlacionados à geologia, sendo algumas anomalias selecionadas para a interpretação quantitativa. Em geofísica terrestre, levantou-se perfil regional de gravimetria entre Catas Altas da Noruega e Varginha. Os dados desses perfis e os de um perfil magnético, obtido dos mapas de contorno, foram modelados em microcomputador, na busca de elementos para auxiliar na definição d a tectônica regional.

11ª Etapa – Consolidação de dados: integração dos dados reunidos durante a execução do programa, de maneira a permitir a realização da etapa seguinte que foi, em parte, executada concomitantemente.

12ª Etapa – Texto explicativo: o geólogo Frederico Ozanam Raposo iniciou suas atividades na folha em agosto de 1986.

PARTE II

GEOLOGIA DE PARTE DA REGIÃO SUDESTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS

Capítulo 1
Sinopse da Geologia Regional

Por
Claiton Piva Pinto

A área em estudo situa-se na região Sudeste e está contida integralmente no estado de Minas Gerais (figura I.2.1). Compreende parte das províncias estruturais São Francisco, Mantiqueira e Tocantins, de Almeida et al. (1977), redefinidas como províncias geotectônicas no Capítulo 6, Parte II, deste texto explicativo. Essa região vem sendo objeto de estudos geológicos desde o século passado. Um incremento nos trabalhos se fez sentir a partir da segunda metade do século XX, continuando até os dias atuais. Algumas unidades líticas foram definidas neste projeto e estão detalhadas no Capítulo 2, Parte II. Uma síntese da estratigrafia é mostrada no quadro II.1.1.

A província geotectônica São Francisco, (figura II.6.1) também referida na bibliografia como cráton do São Francisco, ocupa a porção noroeste da área do projeto. Esse domínio caracteriza-se por seqüências de rochas vulcanos-sedimentares (complexos Barbacena e Santo Antônio do Pirapetinga e supergrupo Rio das Velhas) de idade arqueana e por maciços granitóides, alguns de dimensões batolíticas (Ribeirão Pinheirinho, Serra do Carmo, Pimenta, Brás Pires e outros não formalmente batizados, além do complexo Ressaquinha), de idades variando do Arqueano ao Proterozóico Inferior. Metabasitos, do Proterozóico Inferior também são encontrados. O complexo Ressaquinha configura um batólito consideravelmente grande, gerado por anatexia de material crustal, preservando em seu interior porções de gnaisses bandados e de outras rochas à semelhança de xenólitos. É também referido na bibliografia como batólito Alto Maranhão e granodiorito de Congonhas, em áreas fora do domínio do projeto. Esse conjunto de rochas tem feições próprias do domínio da crosta intermediária, com metamorfismo nas fácies xisto-verde a anfibolito.

A província geotectônica Mantiqueira ocupa a porção sudeste da área do projeto. Esse domínio caracteriza-se por: a) orto- e pararochas, de idade arqueana, metamorfizadas nas facies anfibolito e granulito (suíte metamórfica São Bento dos Torres, complexos Juiz de Fora e Acaiaca); b) orto- e pararrochas do Proterozóico Inferior, com metamorfismo na fácies anfibolito (complexo Mantiqueira, suíte metamórfica São Sebastião do Soberbo e grupo Dom Silvério, além de metagranitos e metabasitos não-batizados); c) ortorrochas de idade incerta, metamorfizadas ou não, atribuídas ao Proterozóico Indiferenciado. As rochas arqueanas têm registros compatíveis com o domínio da crosta inferior, enquanto as demais, com o domínio da crosta intermediária.

Algumas unidades estratigráficas, de notável distribuição regional e consagrado registro na literatura, como o grupo (complexo, associação...) Paraíba do Sul, na província geotectônica Mantiqueira, e o supergrupo Minas, a norte, na província geotectônica São Francisco, não ocorrem na área do projeto.

O contato entre essas duas províncias é tectônico, marcado possivelmente por uma colisão do tipo continente *x* continente.

A província geotectônica Tocantins ocupa uma pequena área da porção ocidental do bloco cartografado, estendendo-se para oeste e margeando a província geotectônica São Francisco por esse lado. Caracteriza-se, no interior e arredores da área investigada, por espessos pacotes metassedimentares, com reduzida contribuição vulcânica (?), representada por anfibolitos e metandesitos (?). Tais rochas estão reunidas nos grupos Andrelândia e São João del Rei. Mostram metamorfismo crescente para o sul, variando da fácies xisto-verde a anfibolito alto, e feições próprias da crosta intermediária. São consideradas do Proterozóico Médio.

O contato com as outras duas províncias é tectônico em quase toda sua extensão, à exceção de uma pequena faixa no domínio da folha Barbacena (SF.23-X-C-III). Processa-se por uma provável *nappe de charriage* com movimentos para norte e nordeste.

Quadro II.1.1 – Comparação das Colunas Estratigráficas do Pré-Cambriano das Folhas Lima Duarte, Barbacena, Rio Espera e Ponte Nova, Estabelecidas Neste Projeto.

		Folha Lima Duarte	Folha Barbacena	Folha Rio Espera	Folha Ponte Nova
Província Geotectônica Tocantins					
Domínio da Crosta Intermediária	Proterozóico Médio	Grupo Andrelândia (PMai, PMas)	Grupo São João del Rei (PMsjp, PMsje)		
Província Geotectônica Mantiqueira					
Domínio da Crosta Intermediária	Proterozóico Indiferenciado	.pegmatitos (pg) .biotita-granito não-deformado (Pγ) .biotita-granito facoidal a blastomilonítico .Ribeirão dos Cavalos (Pγrc) .tonalito-gnaisse Pirapetinga (Pγp) peridotito serpentinizado (Pγ)			.metaígneas básicas .magmatitos ácidos, granitos pegmatóides de Rio Doce
	Proterozóico Inferior	.complexo Mantiqueira (Plm)	.complexo Mantiqueira (Plm)	.grupo Dom Silvério (Plds) .alcaligranito Divinésia (Plγid) .complexo Mantiqueira (Plm)	.grupo Dom Silvério (Plds1, Plds2, Plds3) .biotita-granito (Plγ2) .leucogranito (Plγ1) .ortoanfibolito (Plδ) .suíte metamórfica São Sebastião do Soberbo (Plss) .complexo Mantiqueira (Plm)
Domínio da Crosta Inferior	Arqueano	.complexo Juiz de Fora (Ajf) .suíte metamórfica São Bento dos Torres (Asb)	.suíte metamórfica São Bento dos Torres (Asb)	.complexo Acaiaca (Aac)	.complexo Juiz de Fora (Ajf)
Província Geotectônica São Francisco					
Domínio da Crosta Intermediária	Proterozóico Inferior		.metabasitos (Plδ) .complexo Ressaquinha (Plr)	.granito alcalino (Plγ1) .moscovita-granito Brás Pires (Plγibp) .complexo Ressaquinha (Plr)	
	Arqueano/ Proterozóico Inferior			.granito cisalhado Pimenta (APlγ1p)	
	Arqueano		.complexo Barbacena (Ab1, Ab2)	.tonalito-trondhjemito Serra do Carmo (Aγ1sc) .granodiorito e granito Ribeirão Pinheirinho (Aγ1p) .supergrupo Rio das Velhas (Arvi, Arvm, Arvs) .complexo Santo Antônio do Pirapetinga (Asap)	

A região mostra uma evolução geotectônica, com registros de ciclos tectonotermais desde o Arqueano até o Proterozóico Superior/Eopaleozóico. Feições mais recentes são marcadas por falhamentos de gravidade e intrusões ácidas a básicas não-deformadas.

Os ciclos de aplainamento Gonduana, Pós-Gonduana, Sul-Americano, Velhas e Paraguaçu atuaram em toda a região, sem, contudo, se mostrarem onipresentes.

Capítulo 2
Estratigrafia, Petrografia e Petrologia

Por
Frederico Ozanam Raposo

2.1 Introdução

A área da folha Rio Espera acha-se no limite entre as províncias geotectônicas São Francisco e Mantiqueira (figura II.6.1) definidas no Capítulo 1, Parte II, deste texto explicativo, e a oeste do encontro entre os blocos de Vitória e Brasília (Haralyi & Hasui, 1982) (figura II.5.4). O último incorpora o cráton do São Francisco como definido por Almeida (1977). Trata-se, portanto, de uma área de alta complexidade geológica, pois as mesmas unidades podem apresentar comportamento diverso conforme seu posicionamento na crosta.

Entre as maiores dificuldades, encontra-se a precisão do posicionamento estratigráfico do grupo Dom Silvério e de vários tratos de rochas metaultrabásicas deformadas, associadas a anfibolitos e gnaisses em zonas de cisalhamento que bordejam o limite suposto da província geotectônica São Francisco. Outra séria dificuldade se refere ao posicionamento de vários corpos de alta faciologia metamórfica, alguns semelhantes a rochas observadas no complexo Acaiaca (Evangelista, 1985) mais a norte, e rochas calcissilicáticas, todas envolvidas pelas litologias do complexo Mantiqueira em zonas de cisalhamento de baixo ângulo dobradas e que ocorrem por toda a faixa que limita a província geotectônica São Francisco, a leste e sudoeste. Também no mesmo contexto de dificuldades encontra-se a separação das litologias do complexo Mantiqueira, definidas na folha Ponte Nova, contígua a nordeste. Acredita-se que somente em trabalhos de maior escala e com um elevado número de análises petrográficas e químicas essa separação poderá ser efetuada de maneira conclusiva.

Uma terceira ordem de dificuldade estratigráfica se relaciona a uma estrutura posicionada NW-SE, nas imediações do distrito de Pinheiros Altos, a norte da cidade de Piranga. Essa estrutura caracteriza-se por uma seqüência de rochas vulcanossedimentares dobradas e falhadas onde se identifica uma série de níveis de formações ferríferas intimamente associados a níveis xistosos, raros anfibolitos e epídoto-anfiboloxisto, exatamente como aqueles observados nas proximidades de Piranga. Por razões melhor explicadas em linhas posteriores, os executores deste projeto preferiram posicionar tal seqüência no supergrupo Rio das Velhas.

Com base em vários trabalhos referidos na bibliografia e em inúmeras observações de campo, optou-se pela divisão dos conjuntos litológicos observados na área em dois domínios geotectônicos distintos identificados como províncias geotectônicas São Francisco e Mantiqueira.

No domínio da província geotectônica São Francisco, estão as seqüências do supergrupo Rio das Velhas, bem como uma unidade designada como complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Tal unidade foi individualizada do supergrupo Rio das Velhas pela sua alta complexidade litológica e estrutural, o que, segundo o Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri et al., 1986), não permite a sua designação como grupo e, muito menos, como formação.

A província São Francisco, como originalmente delimitada por Almeida (1977), teve sua área ampliada, sendo nela incluído o complexo Ressaquinha, caracterizado por granitóides muito semelhantes aos estudados por Barbosa (1949), Guild (1957) e Grossi Sad et al. (1983), nas proximidades de Congonhas do Campo, datados por Teixeira (1985) em 2750m.a.

Na província geotectônica Mantiqueira, foram incluídos o complexo Mantiqueira, o complexo Acaiaca, o grupo Dom Silvério e granitos leucocráticos, com ou sem moscovita, admitidos neste trabalho como sin- ou pré-colisionais.

2.2 Província geotectônica São Francisco

2.2.1 Complexo Santo Antônio do Pirapetinga (Asap)

2.2.1.1 Comentários gerais

O nome desse complexo é proveniente de um pequeno distrito do município de Piranga, conhecido anteriormente por Bacalhau. Está caracterizado por rochas metabásicas e metaultrabásicas intimamente associadas a gnaisse tonalítico e trondhjemítico com zonas microclinizadas localizadas e bandas subordinadas de xisto, formação ferrífera e quartzito. Todo o conjunto está altamente defor-

mado com zonas miloníticas e bandamento metamórfico de geração anterior à grande deformação tangencial que afeta a região, em maior ou menor grau, conforme a natureza das rochas, e que tem sido considerada, por vários autores, como de idade transamazônica. Exibe uma infinidade de paleodiques metabásicos, ricos em magnésio e ferro e característicos de fundo oceânico, que, por sua vez, ocorrem nas unidades transportadas durante a grande deformação tangencial. São, no entanto, muitas vezes, quase-concordantes com a foliação principal gerada por essa deformação, o que vem sugerir juntamente com as observações anteriores, sua pré-existência a ela. Esses diques foram aqui considerados parte integrante do complexo, até que estudos mais avançados e datações radiométricas possam, mudar tal conceituação.

Alguns corpos de metatrondhjemito e metatonalito de formas irregulares foram individualizados nessa unidade como granitóides tipo Serra do Carmo. Outros, de menor expressão, ou em virtude do grau elevado de intemperismo a que foram submetidos, não puderam ser discriminados. Justamente devido a essa complexidade de associações e à impossibilidade de discriminar rochas, muitas vezes independentes no tempo e no espaço e após uma criteriosa análise do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri et al., op. cit.), optou-se por reuni-las como complexo. Muitas das litologias, aqui incluídas, são semelhantes àquelas do conjunto designado como supergrupo Rio das Velhas e, em trabalhos mais detalhados e em escalas maiores, poderão ser individualizadas como tal. Alguns corpos de rochas metaultrabásicas ($m\delta_2$), metabásicas ($m\beta$) e diques metabásicos ($m\beta$) foram individualizados dentro dessa unidade.

O complexo encontra-se bem-representado nas proximidades de Santo Antônio do Pirapetinga, embora ali as rochas frescas sejam mais raras, nas proximidades da localidade de Manja Léguas e, particularmente, nas imediações do distrito de Pau Grande do município de Catas Altas da Noruega.

2.2.1.2 Distribuição geográfica e expressão topográfica

Tal unidade (figura II.2.1) aflora com maior expressividade no quadrante noroeste da folha, entre as cidades de Piranga, Catas Altas da Noruega e Diogo de Vasconcelos, esta localizada na folha Mariana, a norte, desaparecendo sob as seqüências metassedimentares do Quadrilátero Ferrífero, próximo ao leito do rio Mainart, também nesta folha. Provavelmente, desenvolve-se mais para o norte da cidade de Diogo de Vasconcelos e extende-se para além dos limites desta folha, apresentando domínios também na folha Ouro Branco, contígua a oeste. Constitui parte desse mesmo complexo uma estreita faixa com cerca de 3km de largura por mais de 20km de extensão que também ultrapassa os limites desta folha, estreitando-se no sentido sudeste, até o limite sul, nas proximidades da cidade de Alto Rio Doce já na folha Rio Pomba, contígua. Apresenta uma outra pequena área de ocorrência, a nordeste da cidade de Lamim. Uma faixa dessa mesma unidade, que se estende ao longo do rio Piranga, nas proximidades de Pau Grande, inclui tratos do complexo Ressaquinha. Finalmente, no extremo-sul da folha, posicionada aproximadamente na direção NS, entre o moscovita-granito Brás Pires e o complexo Ressaquinha, ocorre uma faixa de rochas desse mesmo complexo.

Topograficamente, caracteriza-se por um relevo áspero com vales profundamente encaixados. Está recoberto por rególitos espessos e matas, em geral, facilmente recuperáveis apesar da devastação contínua. Já a leste de Pinheiros Altos, o modelado é mais suave e os afloramentos se tornam ainda mais raros, embora os indícios de rochas metaultrabásicas sejam relativamente comuns.

2.2.1.3 Relações de contato

A unidade exibe contatos concordantes com as foliações protomiloníticas e milonítticas das unidades adjacentes caracterizadas por granitóides diversos. Muitos desses contatos são materializados por zonas de cisalhamento dúctil onde se observam *pods* de rochas metaultrabásicas xistificadas ou não e lentes ou corpos de anfibolito que também aparecem como *pods* nas mesmas zonas. Como essas zonas apresentam, por vezes, larguras consideráveis, tais contatos são freqüentemente aproximados. Nas imediações de Pau Grande, uma dessas faixas (mais ampla) está bem-caracterizada, apresentando, inclusive, faixas do complexo Ressaquinha. A faixa apresenta direção relativamente constante N70°E e mergulhos fortes de 50°NW a 90°. Localmente, apresenta inflexões para N e para S, quando afetada por cisalhamentos de alto ângulo. Já no seu bordo leste, a sudeste de Pinheiros Altos, essas zonas de contato apresentam direções predominantemente NS, com deslocamentos esporádicos na direção da zona de cisalhamento referida anteriormente (N70°E). Na faixa de Rio Espera, os mergulhos da zona de cisalhamento que orienta a unidade são fortes, ora para NW, ora para NE. Alí também se insere uma faixa de granitóides cisalhados do próprio complexo Ressaquinha.

No extremo-sul da folha, a sudeste de Cipotânea, os contatos são do mesmo tipo: inseridos em zonas de cisalhamento NS de alto ângulo com inflexões, ao norte da faixa, para léste-nordeste. A pobreza de exposições não permite melhores conclusões.

Os contatos com as seqüências atribuídas ao supergrupo Rio das Velhas são também de caráter tectônico. Na localidade de Santo Antônio do Pirapetinga, observa-se uma discordância estrutural entre uma seqüência de gnaisses, rochas metaultrabásicas e metabásicas com atitude N10°W/60°NE e uma seqüência de micaxistos com granada e estaurolita que apresenta latitudes de N30°-40°W/10°-30°NE. Na estrada que liga Piranga ao distrito de Pinheiros Altos, na subida da serra de quartzito, observa-se também um contato por falha de empurrão entre gnaisse cisalhado

com intercalações de anfibolito e uma seqüência de quartzito com lentes de metaconglomerado.

Na localidade de Beira Rio, sob uma ponte de ferro, numa estreita garganta do rio Piranga, observam-se anfiboloxisto e anfibolito com finos leitos claros, aparentemente vesículas deformadas, intensamente dobradas e afetadas por, pelo menos, duas fases de deformação. Em duas lâminas delgadas de amostras de rochas desse afloramento, cortadas paralelamente ao plano XZ (FR-612) e ao plano YZ (FR-612K), observam-se concentrações tubulares ou elipsoidais de carbonato e epídoto muito estiradas segundo o eixo X da deformação principal. Algumas dessas formas esvanecem nas extremidades e sugerem coalescências de formas menores e, localmente, estão interrompidas por vênulas de quartzo recristalizado e com extinção ondulante. Em outros locais, esse material claro, constituído de grandes cristais de carbonato e de outros menores de epídoto, chega a predominar sobre os cristais de anfibólio e desenvolve-se em leitos contínuos. Tais observações sugerem amígdalas deformadas e finas camadas de sedimentos químicos intercaladas entre níveis de primitivos basaltos toleíticos. Essas rochas se associam, nos níveis inferiores, a rocha ultramáfica com as mesmas características estruturais. A seqüência está sendo atribuída ao supergrupo Rio das Velhas e parece que transiciona para níveis mais maciços de rochas metaultramáficas que estão sendo incluídos no do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Bem nas proximidades do contato, já se observa uma associação complexa de metaultramáficas com gnaisses cisalhados. Este é um relacionamento que permite supor-se que pode haver uma transição das seqüências do complexo para as seqüências do supergrupo Rio das Velhas.

2.2.1.4 Litologia, metamorfismo e deformação

As rochas metaígneas desse complexo podem ser classificadas em duas grandes categorias: metaultrabásicas e metabásicas. Estas aparecem sob a forma de diques de

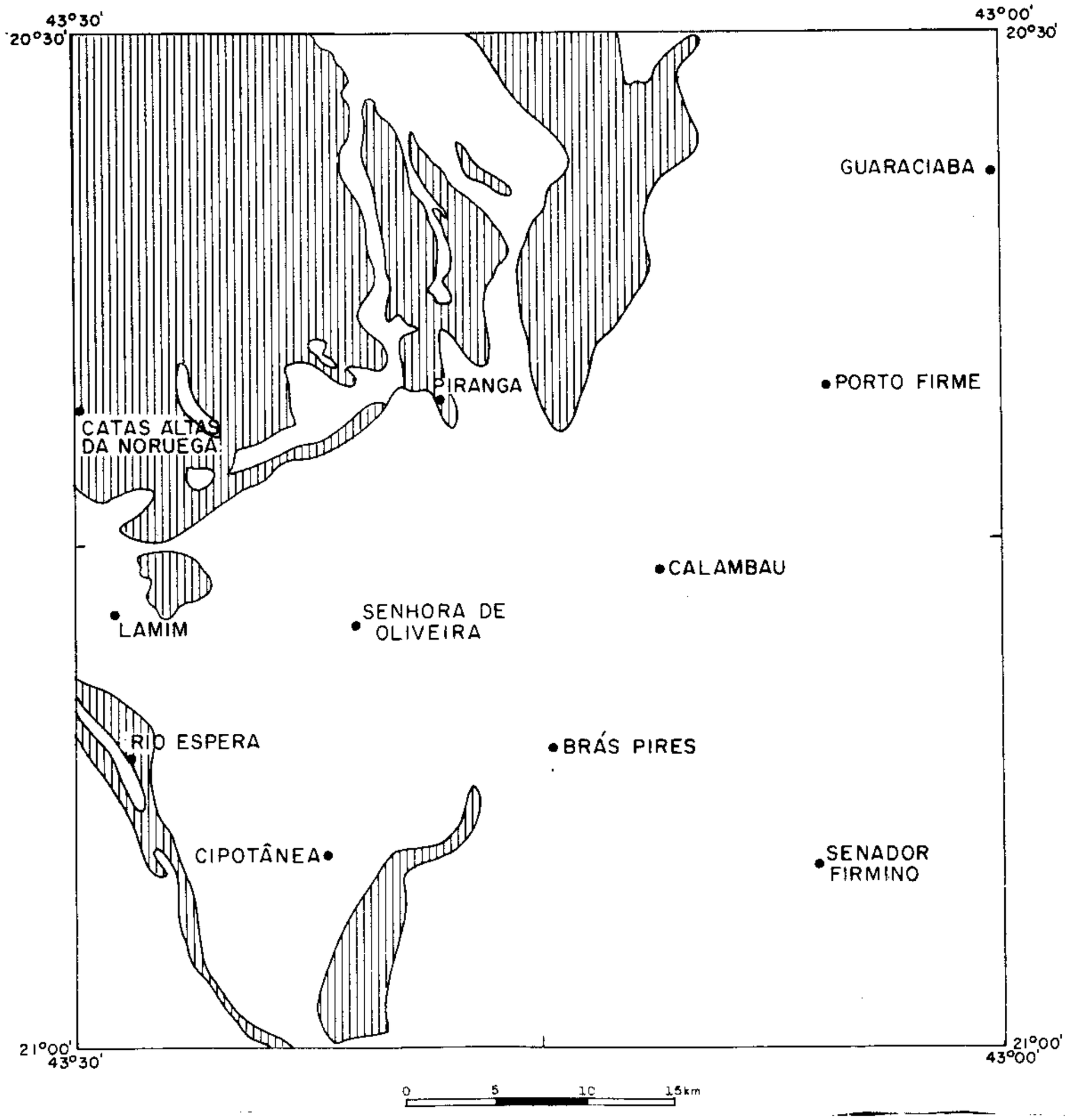


Figura II.2.1 – Distribuição das rochas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga, na folha Rio Espera.

rocha maciça e sob a forma de corpos tabulares irregulares que podem ser considerados como lascas tectônicas de um corpo maior diferenciado.

As metaultrabásicas foram classificadas em quatro tipos de acordo com suas características macroscópicas e microscópicas mais evidentes:

- Metaultrabásicas maciças, sem xistosidade ou foliação evidente, cor verde-azul, granulação fina a média, com cristais visíveis de carbonato de cor acaramelada ou com carbonatos perceptíveis à efervescência de ácido clorídrico. Podem ser untuosas ao tato, mas esta não constitui uma característica comum. Microscopicamente, distinguem-se tremolita, clorita, serpentina e olivina, esta em proporções inferiores a 20%, e os demais constituintes em proporções variadas de acordo com a composição original e o grau de transformações metamórfica e metassomática. Ocorrem ainda opacos em proporções próximas de 5% e traços de talco e carbonatos.
- Metaultrabásicas sem olivina preservada ou serpentinitos caracterizados, principalmente, pela grande quantidade de serpentina, que pode alcançar até 80% dos constituintes minerais da rocha. Apresentam, aproximadamente, as mesmas características macroscópicas do tipo anterior, porém o talco entra em proporções maiores, mostrando-se, ainda, em pequenas vênulas ou como grandes cristais centimétricos radialmente distribuídos (foto 1).
- O terceiro tipo também é parecido com os demais em cor e granulação, porém o que mais o caracteriza são agregados centimétricos de talco em finas palhetas aleatoriamente distribuídas e que se destacam pela tonalidade mais clara à observação macroscópica. Esse mineral e a serpentina são os constituintes principais em proporções semelhantes. Como acessórios, ocorrem ainda opacos e carbonato.
- O quarto tipo distingue-se pela grande quantidade de tremolita, que pode alcançar até 90% dos constituintes minerais da rocha. A coloração já é um verde-oliva e, macroscopicamente, a rocha apresenta uma estruturação, que lembra estratificações cruzadas. Essa estruturação, quando observada em detalhe, não se caracteriza como foliação. As ripas de tremolita estão caoticamente distribuídas.

Todos os quatro tipos apresentam texturas granonematoblásticas a nematoblásticas, sendo que o segundo e o terceiro tipos mostram texturas porfiríticas reliquiares.

As rochas metabásicas podem ser todas classificadas como anfibolito ou clorita-tremolita-xisto. Com base nas características macroscópicas, podem se distinguir três tipos principais:

- Clorita-tremolita-xisto com textura nematolepidoblástica, caracterizado macroscopicamente pelo aspecto xistoso. De maneira geral, os cristais de tremolita apresentam-se orientados e a clorita está intimamente associada a eles. Esta é do tipo Mg-clorita.
- Anfibolito com porfiroblastos de plagioclásio de dimensões centimétricas. A mesóstase é de granulação fina a média e de tonalidade escura e, em amostra de mão, apresenta-se ligeiramente foliada. O anfibólio, da série da hornblenda, é largamente predominante sobre os demais constituintes. O plagioclásio, principalmente dos porfiroblastos, mostra-se alterado em epídoto com birrefringência anômala azul-de-berlim. O anfibólio altera-se para biotita e clorita, esta podendo vir, também, da alteração da biotita. Os outros constituintes menores são quartzo, titanita e opacos.
- O terceiro tipo é um anfibolito semelhante ao anterior, porém não apresentando porfiroblastos feldspáticos. Pode ser dividido em um tipo mais deformado e em um outro maciço, menos deformado, com raras texturas ofíticas preservadas. Ambos ocorrem como diques ou como corpos associados, paralelamente, a rochas metaultrabásicas e, como tal, devem constituir diferenciados. O tipo mais deformado associa-se a zonas de cisalhamento. É característico, nessa litologia, um fraturamento intenso, com as fraturas formando ângulos de 20 a 30° entre si, mas, no geral, orientadas segundo as direções regionais de cisalhamento. Os anfibolitos mais deformados, associados a diferenciados metaultrabásicos, apresentam porcentagens muito elevadas de anfibólio (hornblenda) de 70 a 90% e quartzo em proporções variáveis de 2 a 15%. Alguns apresentam plagioclásio em proporções quase sempre inferiores a 10%. Em lâmina delgada, pode ser observado um bandamento fino dado pela maior ou menor distribuição da hornblenda. O quartzo pode apresentar-se recristalizado com junções tríplices e extinção ondulante. O epídoto é muito comum em todas essas rochas, e em algumas lâminas observa-se a sua origem da alteração do plagioclásio. A cor anômala, azul-de-berlim, pode ser observada em vários desses minerais, sugerindo a presença de zoisita. Observam-se ainda opacos, titanita, rutilo, apatita, biotita e clorita, essas duas últimas quase sempre originadas do anfibólio por retrometamorfismo. Em algumas lâminas, o anfibólio é uma variedade de actinolita muito pálida e tremolita e dispõe-se orientado em microdobras. A zoisita ocorre tanto em agregados de porte médio como em grãos muito finos em filmes cisalhados.

Os anfibolitos maciços de diques apresentam textura hipautomorfogranular reliquiar e os anfibólios são do tipo uralita. Os plagioclásios estão saussuritizados e ocorrem tanto em cristais prismáticos como em ripas, ocupando os espaços entre os grãos de anfibólio, evidenciando a textura magmática reliquiar. Nos diques mais deformados, a textura é granoblástica e o anfibólio, localmente orientado, é uma variedade de actinolita rica em ferro.

Uma outra litologia, amplamente observada nessa unidade, são os gnaisses. Quase sempre saprolitizados, os afloramentos de boa qualidade só ocorrem em poucos locais no fundo de vales encaixados. Nas áreas onde foram

discriminados como granitóides arqueanos (Aγ1sc), as exposições são mais freqüentes. Quando frescos, caracterizam-se como gnaisses bandados com bandas de espessura centimétrica. As bandas claras ocorrem mais vezes e se constituem sobretudo de plagioclásio em proporções de 50 a 70% de quartzo. As bandas escuras são constituídas por biotita e, em menor proporção por anfibólio e plagioclásio. A microclina pode ocorrer em proporções muito pequenas, em torno de 2%, bem como a moscovita originada da alteração dos feldspatos. Como traços, ocorrem, ainda, apatita, zircão, opacos, epídoto e clorita. Essas rochas aparecem intimamente associadas a metaultrabásicas e metabásicas em zonas de cisalhamento de alto ângulo (fotos 2 e 3) ou de baixo ângulo. Muitas vezes, mostram-se com texturas caracterizadas pelo desenvolvimento de lentes de agregados de quartzo e feldspato e grãos cominuídos por esforços tectônicos. Tanto o quartzo como o feldspato apresentam extinção ondulante e, o último, maclas polissintéticas evanescentes e, às vezes, recurvadas. Quando lançados no diagrama de Streckeisen (1976), para rochas granitóides, caem no campo dos tonalito-trondhjemitos. Nas zonas microclinizadas, a microclina aparece como produto metassomático sobre uma rocha, aparentemente, tonalítica, distribuindo-se sobre uma mesóstase de cristais anédricos de quartzo com extinção ondulante, plagioclásio com geminação polissintética e ainda hornblenda, biotita, diopsídio, carbonato, epídoto e traços de zircão, apatita e opacos. Com o aumento desse metassomatismo potássico, podem ser gerados tipos eminentemente graníticos. Um esquiálito mais escuro, nessa zona microclinizada, mostra uma rocha bandada ao microscópio, com cerca de 55% de plagioclásio e 30% de anfibólio, além de 10% quartzo, epídoto, opacos e titanita. É possível que, entre tais gnaisses tonalíticos e zonas microclinizadas (foto 4), possam ainda ocorrer outros tipos eminentemente graníticos como aquele observado ao longo do ribeirão Pinheirinho, a norte de Pinheiros Altos, e que não puderam ser discriminados devido ao grau de decomposição.

Rochas quartzosas, muito orientadas, com níveis delgados de quartzo além de zoisita, anfibólio, opacos, clorita, alanita, titanita e plagioclásio subordinados e identificadas petrograficamente como rochas calcissilicáticas quartzosas aparecem associadas a níveis de anfibolito, bem como a níveis calcissilicáticos com cerca de 30% de plagioclásio, 30% de quartzo, 20% de anfibólio e carbonato e epídoto numa proporção próxima de 20%. Esses litótipos podem constituir primitivos sedimentos químicos transformados por cisalhamento e metamorfismo.

Delgados níveis de formação ferrífera, como aqueles da unidade Média do supergrupo Rio das Velhas, foram observados associados a gnaisses numa faixa a noroeste de Pinheiros Altos. Tais níveis pertencem àquela unidade, porém foram incluídos nesse complexo pela dificuldade de individualizá-los como tais na escala proposta.

Na faixa entre o complexo Ressaquinha e o moscovita-granito Brás Pires, no extremo-sul da área, ocorrem, além das litologias descritas, níveis de formação manganesífera associados a rocha quartzosa com granada. Esta foi identificada, por raios X, como espessartita.

A grande dificuldade de identificar-se a fácies metamórfica dessa unidade está nas rochas metaultrabásicas. Como se sabe, a paragênese talcoclorita-serpentina pode coexistir nessas rochas, tanto na fácies-xisto-verde como na anfibolito. Entretanto, a paragênese cloritatremolita-quartzo, observada particularmente em faixas mais afetadas por cisalhamento, é característica da fácies xisto-verde.

Essas rochas mostram, além das lineações minerais no sentido EW a ESE-WNW, que identificam a grande deformação tangencial de baixo ângulo, um bandamento metamórfico associado a milonitização e cominuição da mineralogia original, principalmente nos metatonalitos. Essa deformação está sendo considerada como anterior à grande deformação tangencial referida como D_2 (Capítulo 3, Parte II).

2.2.1.5 Litogeoquímica

2.2.1.5.1 Introdução

Com o objetivo de melhor estudar as relações petrogenéticas desta unidade, foram selecionadas 14 amostras para análises químicas: cinco de termos ultrabásicos semialterados e xistificados, seis de termos básicos e três de termos gnáissicos intercalados entre as rochas ultrabásicas, tendo sido a amostra FR-054 coletada na borda de um corpo granítico, aparentemente intrusivo na seqüência. Tais amostras, com exceção da FR-054, já referida, e da FR-663, foram todas analisadas no laboratório Geolab da Geologia e Sondagens Ltda – Geosol. As outras duas foram analisadas no laboratório da CPRM da Superintendência Regional – SUREG de Belo Horizonte . Nas primeiras, foram analisados os teores percentuais de SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2, P_2O_5, S, CO_2, H_2O^+, PF e H_2O^- ou umidade e os teores em ppm de Cu, Pb, Zn, Co, Cr, Ni, V, Sc, Y, Nb, F, Ba, Sr, Rb, Zr, Cl, Li, Th, U e Ta. Os teores dos três últimos elementos caíram todos abaixo do índice de detecção do método utilizado: 10,15 e 15ppm respectivamente. Foram ainda detectados pelo método ICP os elementos terras-raras: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Lu. No laboratório da CPRM–SUREG/BH foram analisados os teores percentuais dos mesmos óxidos referidos com exceção do S, do CO_2 e H_2O^+. Os elementos-traço mostraram-se os mesmos e não foram analisados os elementos terras-raras.

As tabelas II.2.1 e II.2.2 relacionam os resultados analíticos desses óxidos e elementos, bem como algumas razões de elementos terras-raras empregadas em estudos petrogenéticos, e a figura II.2.2 mostra a localização aproximada de todas as amostras analisadas quimicamente nesta folha.

Tabela II.2.1 - Relação dos Teores dos óxidos Maiores e de Elementos-Traço das Amostras do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga e do Supergrupo Rio das Velhas

óXIDOS	Santo Antônio do Pirapetinga														Unidade Inferior Rio das Velhas				Unidade Média Rio das Velhas			
	FR-116	FR-663	FR-050L	FR-050	FR-215K	FR-050K	FR-265	FR-255A	FR-112A	FR-642	FR-1628	FR-045L	FR-643L	FR-054	FR-352	FR-347A	FR-349	FR-068	FR-125K	FR-123	FR-198	FR-194
SiO2	32,600	37,300	43,500	44,900	45,200	46,600	49,200	49,200	49,600	51,600	52,200	60,800	63,700	74,320	38,300	45,700	46,800	54,300	47,440	49,380	68,800	70,700
Al203	12,900	3,390	2,200	1,400	13,500	7,200	14,700	14,900	14,700	12,900	13,400	12,100	13,300	14,710	1,900	6,200	7,200	13,300	16,780	15,270	13,800	14,200
Fe203	3,900	3,630	3,000	3,700	4,900	1,900	2,200	3,300	12,500	3,100	2,100	3,900	3,000	0,800	1,600	2,900	1,200	2,100	6,200	8,620	1,200	1,100
FeO	2,550	3,550	3,300	3,150	8,350	7,900	9,900	9,000	1,000	12,650	10,800	5,600	4,150	0,190	6,050	9,350	11,050	10,350	5,880	7,680	4,150	3,750
MnO	0,040	0,160	0,080	0,070	0,310	0,160	0,180	0,180	0,190	0,230	0,320	0,130	0,100	0,030	0,080	0,240	0,240	0,240	0,210	0,250	0,210	0,220
MgO	35,400	37,300	35,500	35,100	7,900	22,100	8,200	7,900	7,100	4,600	6,100	2,300	2,200	0,430	33,600	21,600	21,900	6,400	8,810	6,630	1,800	1,300
CaO	0,050	1,400	0,430	0,810	15,600	8,000	11,500	11,700	11,000	9,600	10,900	6,100	5,000	3,220	0,360	8,200	6,000	9,300	10,380	8,110	2,400	0,940
Na20	0,060	<0,010	0,120	0,070	0,700	0,320	2,100	1,900	2,000	2,600	2,100	3,600	3,400	4,910	0,050	0,140	0,550	1,400	2,210	1,730	3,300	1,900
K20	0,010	<0,010	0,020	0,020	0,130	0,020	0,240	0,260	0,300	0,290	0,310	2,200	2,500	0,940	0,030	0,030	0,040	0,220	0,170	0,170	2,500	3,500
TiO2	<0,050	0,100	0,090	0,060	1,600	0,360	0,780	0,780	0,800	1,400	1,000	1,700	1,200	0,500	0,160	1,000	1,200	1,100	1,000	1,950	0,640	0,650
P205	<0,050	-	<0,050	<0,050	0,070	<0,050	0,060	0,070	0,080	0,170	0,070	0,600	0,450	-	<0,050	0,050	0,060	0,090	-	-	0,080	0,100
S	<0,010	-	0,020	0,040	0,020	0,020	0,090	0,110	0,090	0,160	0,080	0,030	0,030	-	0,000	0,010	0,010	0,020	-	-	0,020	0,010
C02	0,100	-	0,800	0,250	0,100	0,250	0,250	0,100	0,100	0,100	0,250	0,100	0,100	-	14,500	0,100	0,250	0,450	-	-	0,100	0,100
H20+	5,770	-	7,180	0,150	0,590	2,870	0,400	0,450	0,420	0,520	0,340	0,700	0,480	-	0,100	0,090	2,680	0,360	-	-	0,680	0,960
PF	-	13,790	-	5,370	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,240	-	-	-	-	0,460	0,120	-	-
Umid	0,060	0,180	0,120	4,500	0,120	0,050	0,030	0,050	0,040	0,040	0,090	0,080	0,120	0,100	3,130	5,070	0,130	0,160	0,210	0,120	0,130	0,140
TOTAL	93,440	100,800	96,360	99,590	99,090	97,750	99,830	99,900	99,920	99,960	100,060	99,940	99,730	100,390	99,940	100,680	99,310	99,790	99,750	100,030	99,810	99,570
ELEMEN-TOS-TRA-CO																						
Cu	3	45	52	9	3	25	86	120	112	97	85	24	24	<3	14	58	76	19	95	40	8	12
Pb	10	-	14	14	10	10	10	5	5	5	14	12	10	<3	10	14	14	10	-	-	10	14
Zn	26	40	28	24	12	26	16	18	18	31	13	94	94	3	16	42	23	13	5	19	64	39
Co	102	80	76	92	60	76	60	42	42	46	54	23	15	<3	84	88	76	46	4	10	24	19
Cr	3800	710	1360	1110	560	2500	405	290	295	62	240	12	24	5	1080	1540	1510	360	10	10	200	200
Ni	1560	>1000	2400	2300	300	1150	188	152	132	64	152	50	34	3	1880	920	1400	180	15	14	60	74
V	104	60	56	74	300	164	350	260	340	40	260	210	260	40	102	280	260	240	295	405	150	124
Sc	16	-	12	13	68	38	74	52	62	74	56	36	17	-	13	34	34	56	-	-	19	16
Y	<10	1300	48	15	42	54	34	24	36	54	30	92	70	<50	<10	120	24	28	58	<50	20	18
Nb	<20	<50	<20	<20	30	<20	<20	<20	<20	<20	26	36	20	<50	<20	21	20	24	<50	<50	26	<20
F	<30	210	160	880	540	150	57	70	100	129	93	980	1040	330	590	139	175	170	150	280	385	280
Ba	<20	21	34	<20	<20	<20	44	22	65	81	48	1060	1210	690	30	33	27	45	43	57	550	1050
Sr	<10	37	<10	<10	540	<10	88	91	100	89	94	340	400	300	<10	22	36	30	93	100	240	170
Zr	<20	<50	<10	<20	120	14	25	17	59	99	66	420	410	50	<20	46	63	71	<50	<50	190	160
Th	<10	-	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	-	<10	<10	<10	<10	-	-	<10	<10
Cl	<20	-	<20	<20	52	43	490	230	67	100	150	390	310	-	<20	<20	<20	<20	-	-	200	120
Rb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	35	56	29	<10	<10	<10	<10	<10	<10	86	110
Li	<5	<2	<5	<5	11	10	12	10	14	8	29	16	20	<2	<5	<5	11	57	<2	4	57	25

Tabela II.2.2 - Teores dos Elementos Terras-Raras para amostras do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga e Supergrupo Rio das Velhas

	Complexo Santo Antônio do Pirapetinga												Un. Inferior S. R. das Velhas				Un. Média S. R. das Velhas	
	FR-116	FR-050L	FR-050	FR-215K	FR-050K	FR-265	FR-255A	FR-112A	FR-642	FR-162B	FR-045L	FR-643L	FR-352	FR-347A	FR-349	FR-068	FR-198	FR-194
La	1,300	4,890	2,200	23,700	31,500	3,700	3,650	3,450	6,390	5,200	72,770	62,840	2,700	41,800	6,400	6,600	27,800	25,200
Ce	2,500	1,850	3,000	18,300	45,150	7,480	7,850	8,970	13,960	11,100	145,200	118,600	5,300	10,500	11,200	12,900	49,900	45,700
Nd	1,100	2,390	1,400	24,600	30,380	7,000	7,710	8,200	12,470	8,600	71,250	60,320	2,600	40,200	9,600	9,100	21,300	21,900
Sm	0,320	0,800	0,430	6,000	7,400	2,010	1,990	2,400	4,450	2,700	15,000	13,540	0,660	11,400	2,800	2,600	4,200	4,500
Eu	0,140	0,300	0,140	1,500	2,190	0,780	0,760	0,840	1,190	0,920	3,330	2,440	0,150	3,300	0,700	0,970	1,000	1,000
Gd	0,400	1,700	0,500	6,000	7,770	2,430	2,400	2,910	4,640	3,200	12,920	9,640	0,740	14,600	3,200	3,000	3,300	3,900
Dy	0,300	2,260	0,490	5,500	6,700	2,930	2,720	3,170	5,380	3,400	11,040	7,990	0,490	14,500	2,600	3,300	2,100	2,400
Ho	0,060	0,770	0,100	1,000	1,460	0,480	0,480	0,610	1,030	0,730	2,200	1,540	0,090	3,200	0,530	0,730	0,390	0,480
Er	0,140	2,400	0,270	3,100	4,380	1,910	1,820	2,180	3,100	2,100	6,390	4,180	0,330	10,100	1,400	2,100	0,720	1,400
Yb	0,160	1,010	0,250	2,600	3,310	1,790	1,720	1,850	3,240	1,900	4,840	3,940	0,300	8,400	1,000	2,000	0,590	1,200
Lu	0,040	0,170	0,040	0,350	0,710	0,270	0,250	0,300	0,490	0,260	0,650	0,490	0,070	1,300	0,240	0,280	0,060	0,280
Eu/Eu*	1,196	0,765	0,921	0,757	0,877	1,078	1,062	0,971	0,795	0,955	0,715	0,623	0,654	0,782	0,713	1,059	0,794	0,714
LaN/Ybn	5,484	3,268	5,940	6,153	6,424	1,395	1,432	1,259	1,331	1,317	10,148	10,765	6,075	3,359	4,320	2,227	31,804	14,175
YbN/LaN	0,182	0,306	0,168	0,163	0,156	0,717	0,698	0,794	0,751	0,541	0,099	0,093	0,165	0,298	0,231	0,449	0,031	0,071
STRL	5,220	9,930	7,030	72,600	114,430	20,190	21,200	23,020	37,270	27,600	304,220	255,300	11,260	103,900	30,000	31,200	103,200	97,300
STRP	1,100	8,310	1,650	18,550	24,330	9,810	9,390	11,020	17,880	11,590	38,040	27,780	2,020	52,100	8,970	11,410	7,160	9,660
STR	6,460	18,540	8,820	92,650	140,950	30,780	31,350	34,880	56,340	40,110	345,590	285,520	13,430	159,300	39,670	43,580	111,360	107,960
LaN/LuN	3,374	2,986	5,709	7,029	4,605	1,422	1,516	1,194	1,354	2,076	11,621	13,312	4,004	3,338	2,768	2,447	48,095	9,342
CeN/YbN	4,044	0,474	3,106	1,822	3,530	1,082	1,181	1,255	1,115	1,512	7,765	7,791	4,572	0,324	2,899	1,669	21,890	9,857
GdN/YbN	2,020	1,360	1,616	1,865	1,897	1,097	1,128	1,271	1,157	1,361	2,157	1,977	1,993	1,405	2,586	1,212	4,520	2,926
SserYN	8,688	41,161	11,345	133,464	175,947	58,386	56,938	67,540	111,457	75,308	300,285	235,767	14,009	315,868	65,490	74,148	75,804	83,456
SserScN	3,388	27,271	4,716	48,208	74,398	32,982	31,228	36,154	57,598	34,399	93,410	68,344	6,562	162,923	23,943	35,792	10,274	26,730
SserCeN	11,556	27,936	16,652	177,501	263,681	41,627	43,501	45,473	74,328	56,811	675,508	570,143	24,834	272,197	63,984	66,412	236,836	220,889
STRN	123,631	96,368	32,713	359,174	514,025	132,995	131,668	149,167	243,382	166,518	1069,203	874,254	45,405	750,988	153,417	176,352	322,914	331,075

Para melhor compreensão do texto, os aspectos petrogenéticos foram tratados individualmente para as rochas ultrabásicas, básicas e félsicas.

2.2.1.5.2 Particularidades das rochas ultrabásicas

Na tabela II.2.3, procura-se comparar os teores de óxidos maiores e de alguns elementos-traço, bem como de elementos terras-raras, de cinco amostras de rochas ultrabásicas deste complexo, com médias de amostras da literatura geológica nacional e internacional. Algumas dessas médias referem-se a amostras coletadas neste Projeto, como as das colunas A, B, F, G e H. Essa última coluna inclui duas amostras de rochas máficas do grupo Dom Silvério, que, pelos baixos teores de SiO_2, poderiam classificar-se como ultrabásicas, mas que, pelos teores de MgO, Cr e Ni, afastam-se completamente de tal classificação. Os espaços em branco na tabela referem-se a elementos e óxidos não-analisados. A tabela apresenta, além de óxidos e elementos, várias razões que têm sido utilizadas por diversos pesquisadores para distinguir determinadas litologias e ambientes petrogenéticos. A razão CaO/Al_2O_3, utilizada por Viljoen & Viljoen (1969c) para caracterizar os komatiítos de Barberton, apresenta, em geral, valores

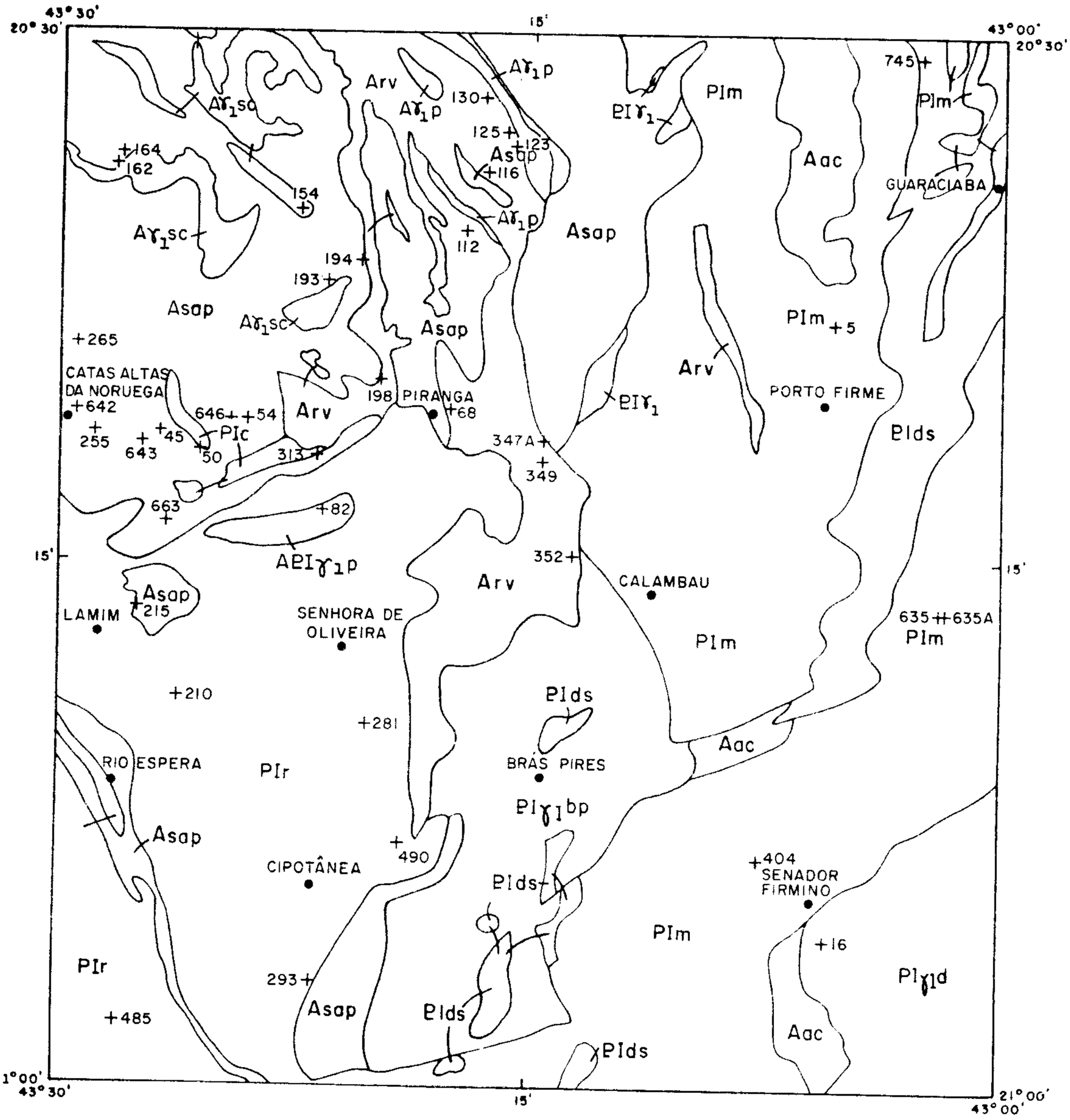


Figura II.2.2 – Mapa de localização das amostras quimicamente analisadas na folha Rio Espera. Os afloramentos analisados estão assinalados por (+). (Asap) complexo Santo Antônio do Pirapetinga; (Arv) supergrupo Rio das Velhas;; (Aγ1p) granito-granodiorito Ribeirão Pinheirinho; (Aγ1sc) tonalito-trondhjemito serra do Carmo; (APIγ1p) granito Pimenta; (PIr) complexo Ressaquinha; (PIγ1bp) moscovita-granito Brás Pires; (PIγ1) granito alcalino; (Aac) complexo Acaiaca; (PIm) complexo Mantiqueira; (PIγid) alcaligranito Divinésia; (PIds) grupo Dom Silvério.

muito baixos para as rochas ultrabásicas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Apenas a amostra FR-050K mostra um valor compatível com aquelas litologias da coluna K da tabela II.2.3. Mesmo em relação aos komatiítos da Austrália ocidental (coluna M) e do cinturão de Abitibi (coluna L), esses valores são muito inferiores. Um outro dado elucidativo quanto a esta razão são os das três médias do grupo Quebra Osso, segundo Sichel (1983). As amostras que preservam as estruturas vulcânicas primárias são as que melhor se compatibilizam com os valores das colunas K, L e M dos cinturões de rochas verdes arqueanos. Os valores da coluna D, referentes a rochas do mesmo grupo que não preservam as estruturas primárias, são mais compatíveis com a maioria das amostras do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Esse fato sugere que tais valores baixos possam estar relacionados a transformações metamórficas e metassomáticas detectadas em lâminas delgadas das amostras. Reforçando essa conclusão, tem-se os valores da razão Ti/V, que são similares, e os valores de Eu/Eu* (anomalia de Eu quantificada) bastante distintos. Por outro lado, deve-se notar que, nessa tabela, não foram considerados os teores de CO_2, S, PF e H_2O^-, bastante significativos nas amostras de ultramáficas analisadas neste Projeto (tabela II.2.1).

Pode-se considerar, além disso, que algumas amostras da literatura podem ter tido seus valores recalculados para 100% e que, especificamente, as colunas referentes às amostras do grupo Quebra Osso apresentam os teores de FeO e Fe_2O_3 recalculados como Fe_2O_3 total. Tendo em vista essas restrições, que tendem a reduzir o grau de confiabilidade das comparações, foi utilizado o programa CLUSTER, versão 3.0 do Sistema Geoquant com o objetivo de quantificar as similaridades. A figura II.2.3, mostra o dendrograma utilizando-se a matriz de distâncias euclidianas. Dois grupos estão relativamente bem-individualizados: um constituído das médias dos komatiítos com textura *spinifex* da África do Sul, Canadá e Austrália ocidental, juntamente com as médias do grupo Quebra Osso com texturas primárias e das ultramáficas xistosas da unidade inferior do supergrupo Rio das Velhas; o outro constituído das médias dos ofiolitos fanerozóicos da média do grupo Quebra Osso sem texturas primárias preservadas, da amostra de rocha ultramáfica com magnesita da unidade inferior do supergrupo Rio das Velhas e de quatro amostras do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. As médias do complexo Barbacena, as amostras FR-116 e FR-050K do complexo Santo Antônio do Pirapetinga bem como a média das amostras do grupo Dom Silvério mostram-se completamente destacadas desses dois grupos maiores.

O dendrograma da figura II.2.4, utilizando-se a matriz de correlação com os mesmos óxidos, mostra resultados similares, distinguindo-se apenas a posição dos grupos.

No dendrograma da figura II.2.5, foram utilizados alguns elementos-traço comuns à maioria das médias e amostras da tabela II.2.3. Empregou-se, nesse dendrograma, a matriz de correlação. As amostras do complexo Barbacena (A e B), que não tiveram analisados os elementos-traço, apresentam índice máximo de correlação entre si. Evidenciam-se quatro grupos, sendo um deles constituído pelas três médias das seqüências arqueanas de rochas verdes da África do Sul, da Austrália ocidental e do Canadá. O grupo que mais se aproxima deste, logo a seguir, é o constituído pelas médias do grupo Dom Silvério, complexo Barbacena e supergrupo Rio das Velhas (xistosas) e por uma amostra do complexo Santo Antônio do Pirapetinga (FR-663). Pelo fato de a última ter sido analisada em um laboratório distinto e pelas discrepâncias e dificuldades observadas em relação às amostras do complexo Barbacena e do grupo Dom Silvério, pode-se concluir que esse grupo se distingue mais em virtude dessas distorções. Apenas a média do supergrupo Rio das Velhas pode estar tendendo a repetir o arranjo da figura II.2.3, onde se associa às médias das áreas arqueanas referidas.

O terceiro grupo reúne a média de amostras de rochas ultramáficas (ofiolitos peridotíticos) da Nova Caledônia, uma amostra não-xistosa atribuída ao supergrupo Rio das Velhas e duas amostras do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. O quarto grupo reúne amostras do mesmo complexo, do grupo Quebra Osso, segundo Sichel (1983) e a média de ofiolitos peridotíticos fanerozóicos (Condie, 1981). Essas observações sugerem a possibilidade de dois grandes grupos de rochas ultramáficas nessa área: um relacionado ao supergrupo Rio das Velhas, compatível com as seqüências vulcanossedimentares arqueanas e outro relacionado ao complexo Santo Antônio do Pirapetinga e, possivelmente, ao grupo Quebra Osso, pelo menos em parte, compatível com os ofiolitos peridotíticos fanerozóicos. Entretanto, como este tipo de seqüência é caracterizado por uma série de outros parâmetros não observados aqui, tal similaridade deve ser vista com reservas.

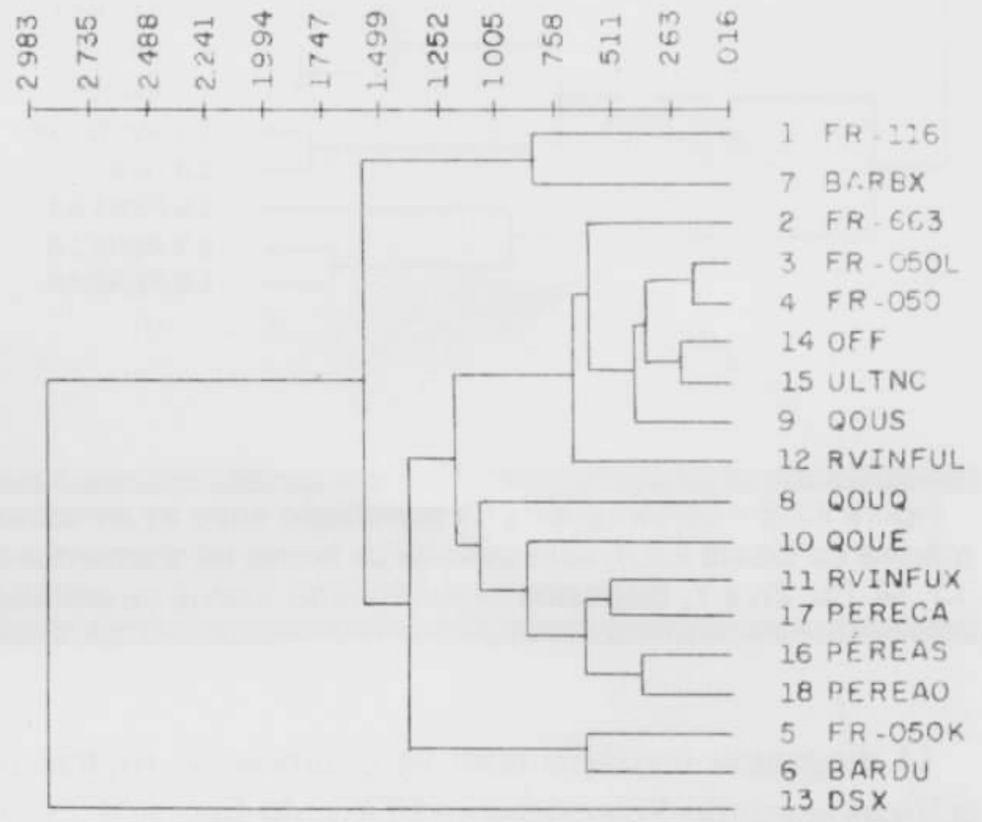


Figura II.2.3 – Dendrogramas de correlação entre as amostras e médias da tabela II.2.3, utilizando-se os teores de SiO_2, Al_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2 e P_2O_5.. Nessa versão, foi utilizada a matriz de distância.

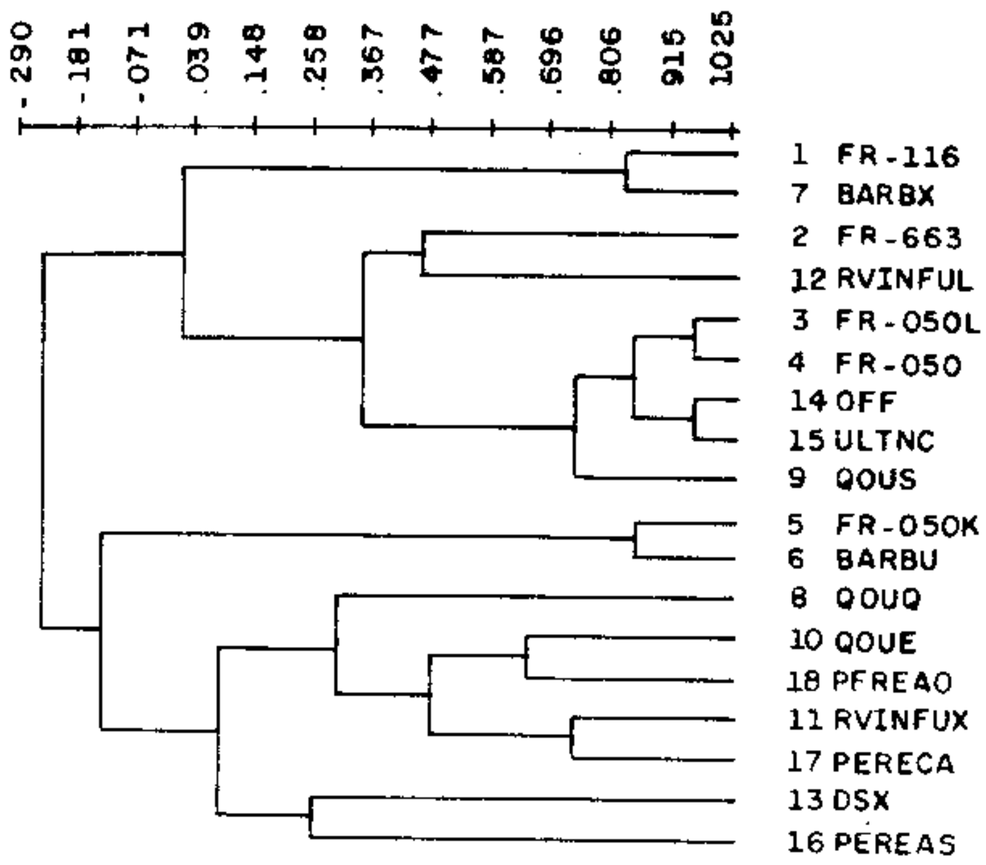


Figura II.2..4 – Dendrograma de correlação entre as amostras e médias da tabela II.2.3, utilizando-se os teores de SiO_2, Al_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2 e P_2O_5. Nessa versão, foi utilizada a matriz de correlação.

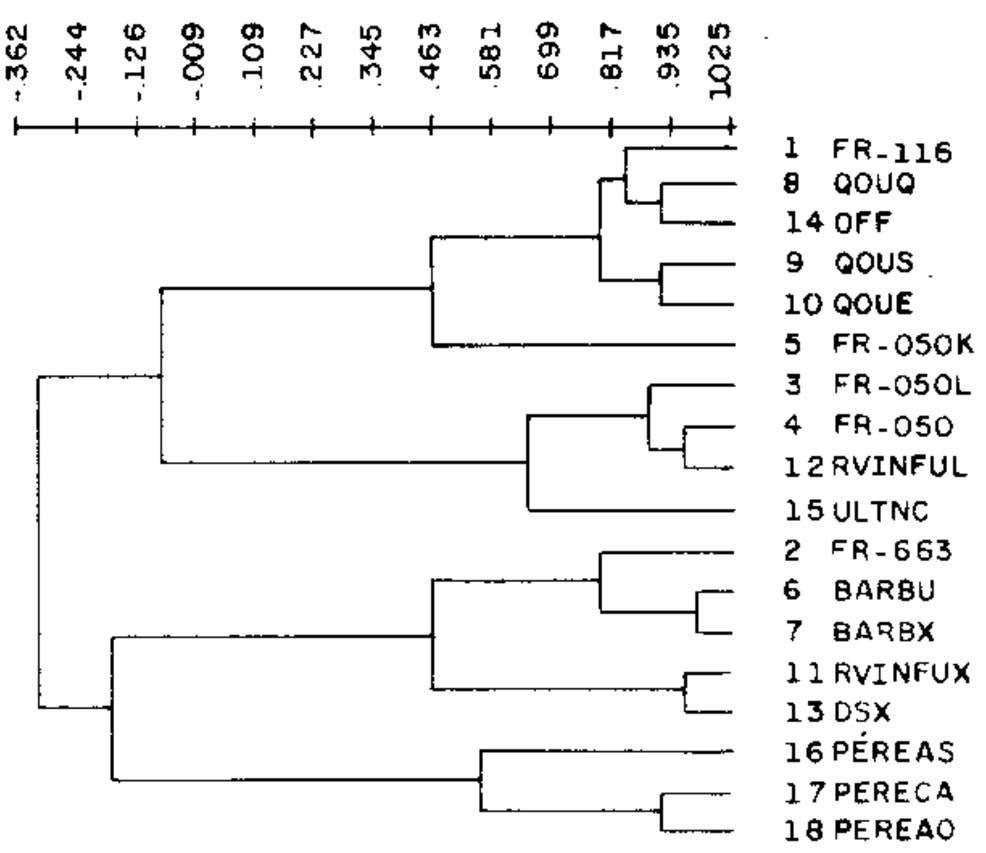


Figura II.2.5 – Dendrograma de correlação entre as amostras e médias da tabela II.2.3, utilizando-se os teores de elementos-traço Cr, Ni, Cu, Zn e Y, dispostos segundo uma matriz de correlação.

O diagrama ternário com os campos de rochas ultramáficas segundo Streckeisen (1976), da figura II.2.6, mostra a composição químico-mineralógica aproximada das cinco amostras de rochas ultramáficas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Embora o autor desse diagrama tenha sugerido o emprego da composição mineralógica modal, foi utilizada aqui a composição mineralógica normativa CIPW, calculada através do programa SUMPET da versão 3.0 do Sistema GEOQUANT da CPRM. Os processos de alteração metamórfica e metassomática dificultam a caracterização mineralógica original, o que, em parte, justifica esse procedimento. Diante dessas considerações a maior parte das amostras identifica-se como harztburgito, uma como olivina-ortopiroxenito e uma como olivina-websterita. O diagrama ternário AFM, figura II.2.7 com os campos de classificação baseados em Viljoen & Viljoen (1969b), modificados a partir de Jensen, 1976 (in: Arndt & Nisbet, 1982), apresenta a distribuição das amostras e médias da tabela II.2.3. A maior parte delas cai nos campos dos basaltos komatiíticos e dos peridotitos komatiíticos. Observam-se aqui, também, dois grupos principais: um, mais concentrado, em que se associam ofiolitos da literatura, três amostras do complexo Santo Antônio do Pirapetinga e a amostra ultramáfica com magnesita admitida como da unidade inferior do supergrupo Rio das Velhas; e outro, mais disperso, próximo ao limite entre os basaltos e peridotitos komatiíticos, onde se associam as médias do grupo Quebra Osso, das ultramáficas xistosas da unidade inferior do supergrupo Rio das Velhas, dos cinturões arqueanos de rochas verdes do Canadá, da Austrália ocidental e da África do Sul, do complexo Barbacena e a amostra FR-050K do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. No diagrama ternário CaO-MgO-Al_2O_3 da figura II.2.8 com os campos das rochas komatiíticas, toleíticas e da associação picrito-oceanito-ankaramito da literatura geológica, observa-se uma distribuição similar para as colunas da mesma tabela de comparação.

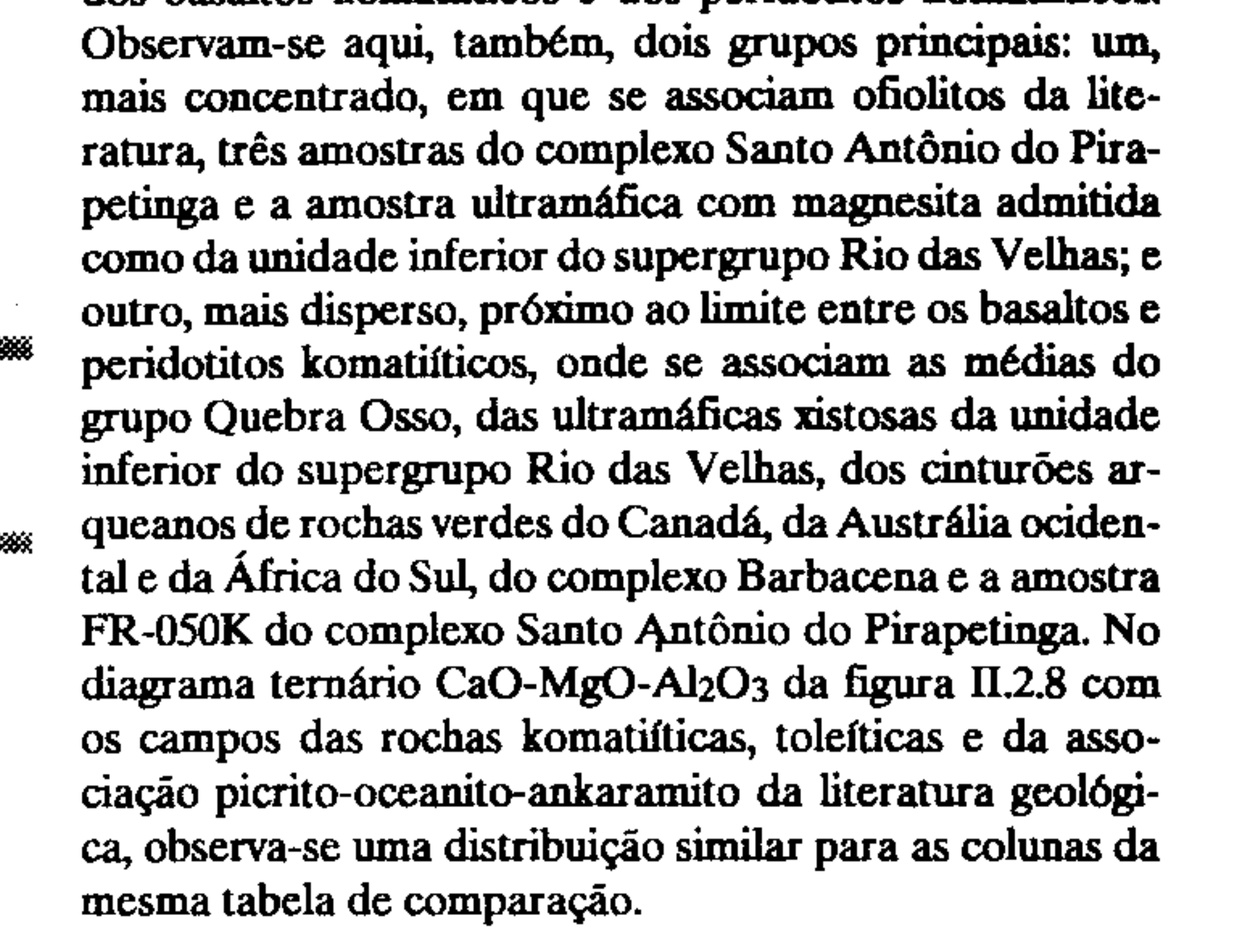


Figura II.2.6 – Diagrama de classificação petrográfica segundo Streckeisen (1976) utilizado para representar a composição químico-mineralógica normativa (CIPW) das amostras das rochas ultramáficas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga.

Tabela II.2.3 - Tabela de Comparação de Teores de óxidos Maiores, Elementos-Traço e Elementos Terras-Raras de Ultrabásicas do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga com Rochas Ultrabásicas da Literatura Geológica

	1	2	3	4	5	MÉDIA	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
	FR-116	FR-663	FR-050L	FR-050	FR-050K		BARBU	BARBX	QOUQ	QOUS	QOUE	RVINFUX	RVINFUL	DSX	OFF	ULTNC	PEREAS	PERECA	PEREAO
SiO2	32,60	37,30	43,50	44,90	46,60	40,98	40,96	29,31	52,32	47,30	46,88	46,25	38,30	42,11	43,25	40,92	42,52	42,90	41,90
Al203	12,90	3,39	2,20	1,40	7,20	5,42	4,15	19,20	4,41	5,41	7,10	6,70	1,90	15,98	2,66	1,84	3,44	7,46	5,22
Fe203	3,90	3,63	3,00	3,70	1,90	3,23	5,84	3,57	8,12	9,86	10,13	2,05	1,60	6,85	2,63	3,72	4,92	2,90	3,62
FeO	2,55	3,55	3,30	3,15	7,90	4,09	5,09	6,04				10,02	6,05	9,82	5,55	3,97	5,87	6,50	5,21
MnO	0,04	0,16	0,08	0,07	0,16	0,10	0,15	0,09	0,09	0,08	0,40	0,24	0,08	0,36	0,13	0,11	0,19	0,22	0,18
MgO	35,40	37,30	35,50	35,10	22,10	33,08	26,05	27,55	26,56	34,87	30,05	21,75	33,60	6,63	39,67	38,55	30,27	24,00	29,86
CaO	0,05	1,40	0,43	0,81	8,00	2,14	4,35	0,93	8,28	1,84	5,44	7,10	0,36	11,82	2,43	1,54	4,96	7,21	4,69
Na20	0,06	(0,01	0,12	0,07	0,32	0,11	0,22	0,28	0,04	0,01	0,05	0,34	0,05	1,41	0,05	0,03	0,41	0,13	0,22
K20	0,01	(0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,06	0,22	0,01	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,16	0,06	0,02
TiO2	(0,05	0,10	0,09	0,06	0,36	0,12	0,53	0,65	0,14	0,16	0,18	1,10	0,16	3,03	0,10	0,07	0,18	0,36	0,23
P205	(0,05	0,00	(0,05	(0,05	(0,05	0,00	3,10	0,74	0,01	0,02	0,02	0,05	0,05	0,05	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02
H20	5,88	13,79	8,00	5,74	3,14	7,31						3,02			4,00	8,15	7,10	6,00	8,39
CaO/Al203	(0,01	0,41	0,19	0,57	1,11	0,46	1,05	0,05	1,87	0,34	0,90	1,06	0,19	0,73	0,91	0,83	1,40	0,97	0,90
FeO/Fe203	0,65	1,04	1,10	0,85	4,15	1,56	0,87	1,69				4,88	3,78	1,43	2,10	1,07	1,20	2,20	1,40
MgO/FeO	13,88	10,50	10,75	11,14	2,79	9,81	5,12	4,56				2,17	5,55	0,67	7,10	9,71	5,20	3,70	5,70
Al203/TiO2	258	33,90	24,40	23,30	20,00	71,92	7,83	29,53	31,50	33,80	39,40	6,09	11,87	5,27	27,00	26,29	19,00	21,00	23,00
Cr	3800,00	710,00	1360,00	1110,00	2500,00	1896,00			3126,00	3909,00	3198,00	1525,00	1080,00	12,50	3000,00	2500,00	2200,00	2700,00	3000,00
Ni	1560,00	1000,00	2400,00	2300,00	1150,00	1682,00			1871,00	2014,00	1497,00	1160,00	1080,00	40,00	2000,00	2000,00	2000,00	1300,00	1600,00
V	104,00	60,00	56,00	74,00	164,00	91,60						270,00	102,00	357,00	100,00	83,00	90,00	170,00	120,00
Co	102,00	80,00	76,00	92,00	76,00	85,20						82,00	84,00		100,00	105,00	60,00	110,00	105,00
Cu	3,00	45,00	52,00	9,00	25,00	26,80			34,00	20,00	17,00	67,00	14,00	155,00	10,00	32,00	45,00	89,00	95,00
Zn	26,00	40,00	28,00	24,00	26,00	28,80			43,00	70,00	56,00	32,00	16,00	26,00	40,00	46,00	102,00	90,00	130,00
Zr		37,00			14,00	25,50			7,00	11,00	13,00	54,00	(20,00	(50,00	30,00		34,00	35,00	15,00
La	1,30		4,89	2,20	31,50	9,97			4,00	12,00	6,00	24,10	2,70				0,80	0,45	0,55
Ce	2,50		1,85	3,00	45,15	13,13			9,00	7,00	9,00	10,80	5,30				2,10	1,18	1,65
Nd	1,10		2,39	1,40	30,38	8,82						24,90	2,60				1,70	1,33	1,53
Sm	0,32		0,80	0,43	7,40	2,24						7,10	0,66				0,51	0,45	0,56
Eu	0,14		0,30	0,14	2,19	0,69						2,00	0,15				0,18	0,21	0,22
Gd	0,40		1,70	0,50	7,77	2,59						8,90	0,74				0,65	0,50	0,75
Tb																	0,15	0,09	0,15
Er	0,14		2,40	0,27	4,38	1,80						5,70	0,33				0,48	0,41	0,64
Yb	0,16		1,01	0,25	3,31	1,18						4,70	0,30				0,47	0,88	0,63
Lu	0,04		0,17	0,04	0,71	0,24						0,77	0,07				0,10	0,08	0,11
Y		1300,00	48,00	15,00	54,00	354,25		52,00	7,50	11,00	10,00	72,00	(10,00		2,00		3,00	10,00	6,00
Ni/Co	15,30	12,50	31,60	25,00	15,10	19,90						14,00	22,40				33,00	12,00	15,00
Ti/Zr		16,19			321,00	168,60						122,00	100,12				31,00	62,00	111,00
Zr/Y		0,03			0,25	0,14						0,75					11,00	3,50	2,40
Ti/V		10,00			13,15	11,58						24,00	9,40				12,00	13,00	12,00
(La/Sm)N	2,55		3,75	1,73	2,68	2,68						2,13	2,58				0,86	0,55	0,54
Eu/Eu*	0,39		0,24	0,30	0,29	0,31						0,25	0,21				1,00	1,30	1,10
(Yb/Gd)N	0,50		0,73	0,60	0,52	0,59						0,65	0,50				0,90	2,20	1,00

(1,2,3,4 e 5) Amostras de ultrabásicas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga.
(MÉDIA) Média das cinco amostras.
(A) Média de duas amostras de rochas ultrabásicas do Complexo Barbacena da Folha Barbacena neste projeto.
(B) Média de duas amostras alteradas e metassomatizadas do mesmo Complexo Barbacena neste projeto.
(C) Média de quatro amostras de rochas ultrabásicas com textura *quench* do grupo Quebra Osso, segundo Sichel (1983).
(D) Média de 12 amostras de rochas ultrabásicas sem texturas preservadas do grupo Quebra Osso, segundo Sichel (1983).
(E) Média de três amostras com texturas *espinifex* do grupo Quebra Osso, segundo Sichel (1983).
(F) Média de duas amostras xistosas ultrabásicas do supergrupo rio das Velhas na folha Rio Espera neste projeto.
(G) Amostra de rocha ultrabásica com magnesita do supergrupo rio das Velhas na Folha Rio Espera neste projeto.
(H) Média de duas amostras de talcodorita-tremolitaxisto do grupo Dom Silvério na folha Ponte Nova neste projeto.
(I) Média de ofiolitos fanerozóicos da literatura universal in Condie (1981).
(J) Média de três amostras de rochas ultrabásicas do maciço de Tiebghi da Nova Caledônia, considerado ofiolítico na literatura (segundo Routte; in: Biondi, 1986).
(K) Média de komatiítos peridotíticos com textura *spinifex* da formação Komati, África do Sul, (Condie, 1981).
(L) Média dos komatiítos peridotíticos com texturas *spinifex* do cinturão de Abitibi, Canadá, (Condie, 1981).
(M) Média dos komatiítos peridotíticos com textura *spinifex* da Austrália ocidental, (Condie, 1981).

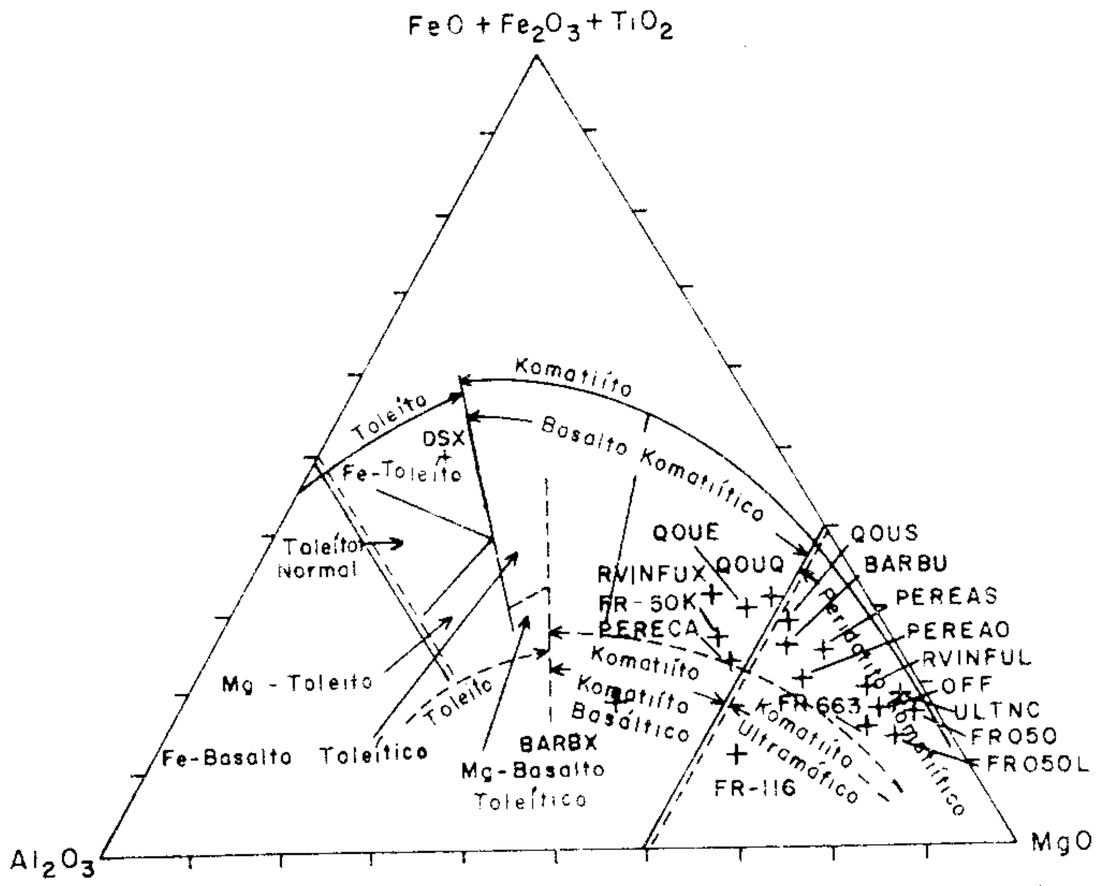


Figura II.2.7 – Diagrama ternário AFM com os campos de classificação de toleítos e komatiítos segundo Viljoen & Viljoen, 1969b (in: Arndt & Nisbet, 1982), utilizado para classificar as rochas ultrabásicas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga, comparando-as com algumas médias da literatura nacional e internacional da tabela II.2.3.

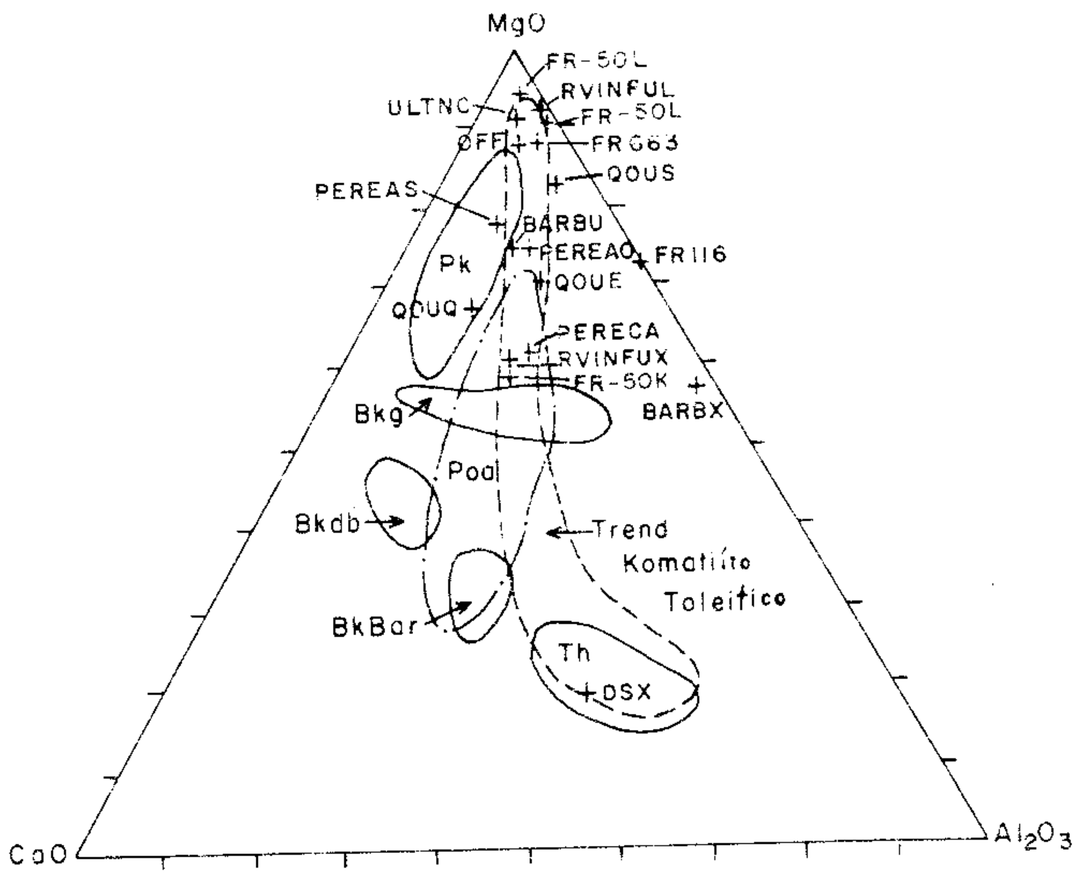


Figura II.2.8 – Diagrama ternário CaO-MgO-Al_2O_3 segundo Viljoen & Viljoen, 1969, e Arndt et al., 1977 (in: Condie, 1981), aplicado às amostras e médias da tabela II.2.3, com campos de rochas básicas e ultrabásicas extraídos da literatura geológica: (Pk) Komatiítos peridotíticos; (Th) toleítos; (Bkdb) komatiítos basálticos tipo BADPLAAS; (Bkg) komatiítos basálticos tipo GELUX (Bkbar): komatiítos basálticos tipo Barberton; (Poa) campo da associação picrito-oceanito-ankaramito segundo Brooks & Hart (1979).

2.2.1.5.3 Particularidades das rochas básicas

As seis amostras de rochas básicas estão representadas na tabela II.2.4, dispostas em ordem crescente de SiO_2 ao lado de médias de xistos básicos das unidades inferior e média do supergrupo Rio das Velhas (neste Projeto), de rochas básicas do grupo Nova Lima também do supergrupo Rio das Velhas, segundo Ladeira (1980) e de outras médias de rochas básicas de diversos ambientes obtidas em Bodinier et al. (1987) e Condie (1981). Na tabela, não estão registrados todos os óxidos e elementos analisados, porém estão listadas as razões CaO/Al_2O_3, FeO/Fe_2O_3, MgO/FeO, Ni/Co, Ti/Zr, Zr/Y, Ti/V, (La/Sm)N, Eu/Eu* e (Yb/Ga)N utilizadas (Condie, 1981) para caracterizar litótipos e ambientes petrogenéticos. A relação completa dos resultados analíticos pode ser observada nas tabelas II.2.1 e II.2.2. Por uma simples observação dos valores registrados, constata-se uma maior semelhança entre as rochas básicas deste complexo, os toleítos tipo 1 (TH1) de Condie (1981) e os basaltos de cadeia mesoceânica (BCMO), embora em relação aos teores de TiO_2, estes se comparem apenas às amostras FR-215K e FR-642. São também essas amostras que apresentam as maiores distorções químicas em relação às demais. Para melhor visualização dessas comparações, foram elaboradas análises de agrupamento representadas pelos dendrogramas de similaridade, tendo sido utilizadas as matrizes de correlação e de distância euclidianas de alguns óxidos maiores e elementos-traço comuns às amostras e médias da tabela II.2.4. Os óxidos de Fe_2^+ e Fe_3^+ foram eliminados das comparações por serem registrados nas médias da mina Morro Velho e dos basaltos ofiolíticos, como Fe_2O_3 total, o que conduz a distorções acentuadas nos agrupamentos. Tendo em vista esses cuidados, chegou-se a dois dendrogramas utilizando-se os óxidos SiO_2, Al_2O_3, MnO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2 e P_2O_5 de matriz de distância (figura II.2.9) e matriz de correlação (figura II.2.10) e a dois dendrogramas utilizando-se os elementos-traço Cu, Co, Cr, Ni, V, Y e Zr agrupados segundo uma matriz de distância (figura II.2.11) e segundo uma matriz de correlação (figura II.2.12). Para tal procedimento, foi utilizado o programa CLUSTER da versão 3.0 do Sistema GEOQUANT da CPRM. Na figura II.2.9, nota-se o agrupamento das amostras FR-265, FR-255A e FR-112 junto às médias TH1 e dos basaltos de arco vulcânico, estando deslocadas desse agrupamento principal as amostras FR-215K, FR-642 e FR-162B.

A figura II.2.10, utilizando-se os óxidos mencionados e a matriz de correlação, mostra também as mesmas amostras agrupadas junto ao toleíto tipo 1 (TH1) de Condie (1981). Segundo ele, esse tipo de toleíto constitui cerca de 55 a 80% das pilhas vulcânicas arqueanas e, numa pilha normal, sobrepõe-se estratigraficamente aos komatiítos peridotíticos e basálticos. Normalmente, aparece intercalado por recorrência de derrames. Já as figuras II.2.11 e II.2.12, que utilizam os elementos-traço Cu, Co, Cr, Ni, V, Y e Zr, mostram algumas discrepâncias em relação às duas

Tabela II.2.4 - Tabela de Comparação de Teores Químicos de Rochas Básicas do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga com Teores de Rochas Básicas da Literatura Geológica

	1	2	3	4	5	6	MéDIA	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
	FR-215K	FR-265	FR-255A	FR-112A	FR-642	FR-1628		RV.INF	RV.MED	N.LIMA	B.O.	BK1	BK2	BK3	TH1	TH2	BCMO	ARCO	C. ALC	R. CONT.
SiO2	45,20	49,20	49,20	49,60	51,60	52,20	49,50	46,25	48,41	53,17	49,61	50,50	48,80	47,30	50,20	49,50	49,80	51,10	50,20	50,30
TiO2	1,60	0,78	0,78	0,80	1,40	1,00	1,06	1,10	1,47	0,66	2,11	0,60	0,73	0,95	0,94	1,49	1,50	0,83	1,00	2,20
Al2O3	13,50	14,70	14,90	14,70	12,90	13,40	14,02	6,70	16,02	15,19	15,53	11,00	13,00	9,08	15,50	15,20	16,00	16,10	17,70	14,30
Fe2O3	4,90	2,20	3,30	12,50	3,10	2,10	4,68	2,05	7,41	8,1t	10,9t	1,53	1,94	2,98	1,63	2,80	2,00	3,00	3,90	3,50
FeO	8,35	9,90	9,00	1,00	12,65	10,80	8,62	10,02	6,78			9,23	9,68	7,80	9,26	9,17	7,50	7,30	6,30	9,30
MgO	7,90	8,20	7,90	7,10	4,60	6,10	6,97	21,75	7,72	5,01	6,79	10,20	11,80	21,00	7,53	6,82	7,50	5,10	5,40	5,90
CaO	15,60	11,50	11,70	11,00	9,60	10,90	11,72	7,10	9,24	3,12	8,67	11,80	8,24	7,81	11,60	8,79	11,20	10,80	9,80	9,70
Na2O	0,70	2,10	1,90	2,00	2,60	2,10	1,90	0,34	1,97	3,55	4,19	1,87	1,48	0,87	2,15	2,70	2,80	2.00	2,70	2,50
K2O	0,13	0,24	0,26	0,30	0,29	0,31	0,26	0,03	0,17	1,87	0,39	0,17	0,15	0,16	0,22	0,69	0,14	0,30	0,90	0,80
P2O5	0,07	0,06	0,07	0,08	0,17	0,07	0,09	0,05		0,09	0,35	0,06	0,09	0,09	0,10	0,17	0,20	0,15	0,20	0,16
MnO	0,31	0,18	0,18	0,19	0,23	0,32	0,24	0,24	0,23	0,18	0,15	0,20	0,21	0,19	0,22	0,18	0,17	0,17	0,20	0,20
H2O	0,59	0,40	0,45	0,42	0,52	0,34	0,45	3,02	0,29	9,02	1,45	2,40	3,00	2,50	1,62	2,04	1,30	0,50	0,70	0,65
CaO/Al2O3	1,15	0,78	0,78	0,75	0,74	0,81	0,84	1,06	0,58	0,20	0,56	1,10	0,63	0,86	0,75	0,58	0,70	0,67	0,55	0,68
FeO/Fe2O3	1,70	4,50	2,72	0,08	4,08	5,14	1,84	4,89	0,91			6,00	5,00	2,60	5,70	3,30	3,80	2,40	1,60	2,70
MgO/FeO	0,94	0,83	0,87	0,57	1,48	0,56	0,81	10,61	1,04			1,10	1,20	2,70	0,81	0,74	1,00	0,70	0,86	0,63
Cr	560,00	405,00	290,00	295,00	62,00	240,00	308,67	1525,00	10,00	338,00	226,00	920,00	900,00	1750,00	490,00	250,00	300,00	50,00	50,00	100,00
Ni	300,00	188,00	152,00	132,00	64,00	152,00	164,67	1160,00	14,00	190,00	78,00	360,00	390,00	640,00	140,00	125,00	100,00	25,00	50,00	100,00
V	300,00	350,00	260,00	340,00	40,00	260,00	258,33	270,00	350,00	134,00	264	250,00	270,00	235,00	260,00	365,00	300,00	270,00	150,00	300,00
Co	60,00	60,00	42,00	42,00	46,00	54,00	50,67	82,00	7,00	28,00	35,00	50,00	69,00	80,00	52,00	55,00	32,00	20,00	40,00	40,00
Cu	3,00	86,00	120,00	112,00	97,00	85,00	83,83	67,00	67,00	51,00	20,00	33,00	37,00	30,00	110,00	100,00	70,00	80,00	80,00	90,00
Zn	12,00	16,00	18,00	18,00	31,00	13,00	18,00	32,00	12,00		109,00				80,00	120,00	75,00	80,00	80,00	90,00
Zr	120,00	25,00	17,00	59,00	99,00	66,00	64,33	54,00	25,00	92,00	168,00	33,00	37,00	30,00	53,00	135,00	100,00	60,00	100,00	200,00
Ba	0,00	44,00	22,00	65,00	81,00	48,00	43,33	30,00	50,00	176,00	68	20,00			80,00	90,00	11,00	60,00	100,00	200,00
Sr	540,00	88,00	91,00	100,00	89,00	94,00	167,00	29,00	96,00	69,00	265	100,00	96,00	60,00	100,00	190,00	135,00	225,00	300,00	350,00
La	23,70	3,70	3,65	3,45	6,39	5,20	7,68	24,10			16,50	3,00	1,90	0,86	3,60	13,00	3,50	3,90	9,20	27,00
Ce	18,30	7,48	7,85	8,97	13,96	11,10	11,28	10,80			38,20	7,90	5,90	2,90	9,20	30,00	12,00	7,00	25,00	140,00
Nd	24,60	7,00	7,71	8,20	12,47	8,60	11,43	24,90			26,80	5,20	4,80	2,70	6,60	17,00	11,00	6,00	15,00	61,00
Sm	6,00	2,01	1,99	2,40	4,45	2,70	3,26	7,10			5,40	1,60	1,50	1,00	2,00	4,00	3,90	2,20	3,80	8,20
Eu	1,50	0,78	0,76	0,84	1,19	0,92	1,00	2,00			1,80	0,55	0,57	0,39	0,73	1,30	1,50	0,90	1,30	2,00
Gd	6,00	2,43	2,40	2,91	4,64	3,20	3,60	8,90				2,00	2,20	1,40	2,60	3,80	6,20	2,50	4,50	6,50
Tb	5,50	2,93	2,72	3,17	5,38	3,40	3,85	8,55				2,50	2,80	1,80	3,10	4,20	7,00	2,70	4,80	6,10
Er	3,10	1,91	1,82	2,18	3,10	2,10	2,37	5,70				1,50	1,80	1,10	2,00	2,30	3,60	1,80	2,60	3,00
Yb	2,60	1,79	1,72	1,85	3,24	1,90	2,18	4,70			3,20	1,50	1,80	1,10	1,90	2,20	3,00	2,00	2,50	2,50
Lu	0,35	0,27	0,25	0,30	0,49	0,26	0,32	0,77			5,00	0,23	0,29	0,18	0,31	0,38	0,30	0,30	0,50	0,40
Y	42,00	34,00	24,00	36,00	54,00	30,00	36,67	72,00	41,00	22,00	34,00	17,00	22,00	16,00	20,00	30,00	30,00	20,00	23,00	30,00
Ni/Co	5,00	6,75	3,60	3,10	1,40	4,44	3,25	14,10	2,00	6,78	2,23	7,20	5,70	8,00	2,70	2,30	3,00	1,30	1,30	2,50
Ti/Zr	80,00	78,00	275,00	81,00	85,00	91,00	98,70	122,00	352,00	43,00	75,00	109,00	118,00	100,00	106,00	66,00	90,00	83,00	60,00	66,00
Zr/Y	2,85	0,73	0,71	1,64	1,83	2,20	1,75	0,75	0,61	4,00	4,90	1,90	1,70	1,90	2,70	4,50	3,30	3,00	4,30	6,70
Ti/V	32,00	13,00	18,00	14,00	209,00	23,00	24,58	24,00	25,00	29,00	49,00	14,00	16,00	13,00	22,00	24,00	30,00	18,00	40,00	44,00
(La/Sm)N	2,48	1,16	1,15	0,90	0,90	1,21	1,48	2,13			1,92	1,00	0,70	0,47	0,99	1,80	0,49	0,97	1,30	1,80
Eu/Eu*	0,73	1,07	1,06	0,97	0,79	0,95	0,89	0,77				0,95	0,97	1,00	0,96	1,00	0,92	1,20	1,00	0,85
(Yb/Gd)N	0,53	0,91	0,89	0,78	0,86	0,73	0,75	0,65				0,93	1,00	0,99	0,91	0,73	0,60	1,00	0,69	0,48

(Amostras 1, 2, 3, 4, 5 e 6) Diques e corpos de rocha básica de geometria indefinida da folha Rio Espera.
(MéDIA) Média aritmética das amostras acima.
(A) Média de duas amostras de talcodorita-tremolita-xisto da folha Rio Espera, atribuídas à unidade inferior do supergrupo rio das Velhas neste projeto.
(B) Média de duas amostras de anfibolo-xisto da unidade média do supergrupo rio das Velhas da folha Rio Espera neste projeto.
(C) Média de cinco amostras de rochas metavulcânicas que constituem a capa e lapa da formação Lapa Seca e de [illegible] mineralizados da mina Morro Velho (Ladeira, 1980).
(D) Média de dez amostras de metabasitos do complexo Nevado-Filabride, cordilheiras Béticas, Espanha, considerad[illegible] relictos de uma seqência ofiolítica (Bodinier et al., 1987).
(E, F e G) Médias de basaltos komatiíticos tipos 1, 2 e 3 respectivamernte (Condie, 1981).
(H e I) Médias de toleítos tipos 1 e 2 respectivamente (Condie, 1981).
(J, K, L e M) Médias de basaltos de cadeias mesoceânica (BCMO), de arco vulcânico (ARCO), calcialcalinos (CALC) e de *rift* continental (RCONT) respectivamente (Condie 1981).

anteriores. As amostras FR-255A, FR-112A, FR-265 e também a FR-162B se agrupam junto à média dos toleítos tipo 1 (TH1). A amostra FR-215K permanece afastada desse grupo, porém junto à média dos basaltos ofiolíticos. Já a amostra FR 642 mostra o mesmo elevado grau de dissimilaridade. Na figura II.2.12, que utiliza a matriz de correlação, a amostra FR-112A se agrupa junto à média das amostras de anfiboloxisto da unidade média do supergrupo Rio das Velhas.

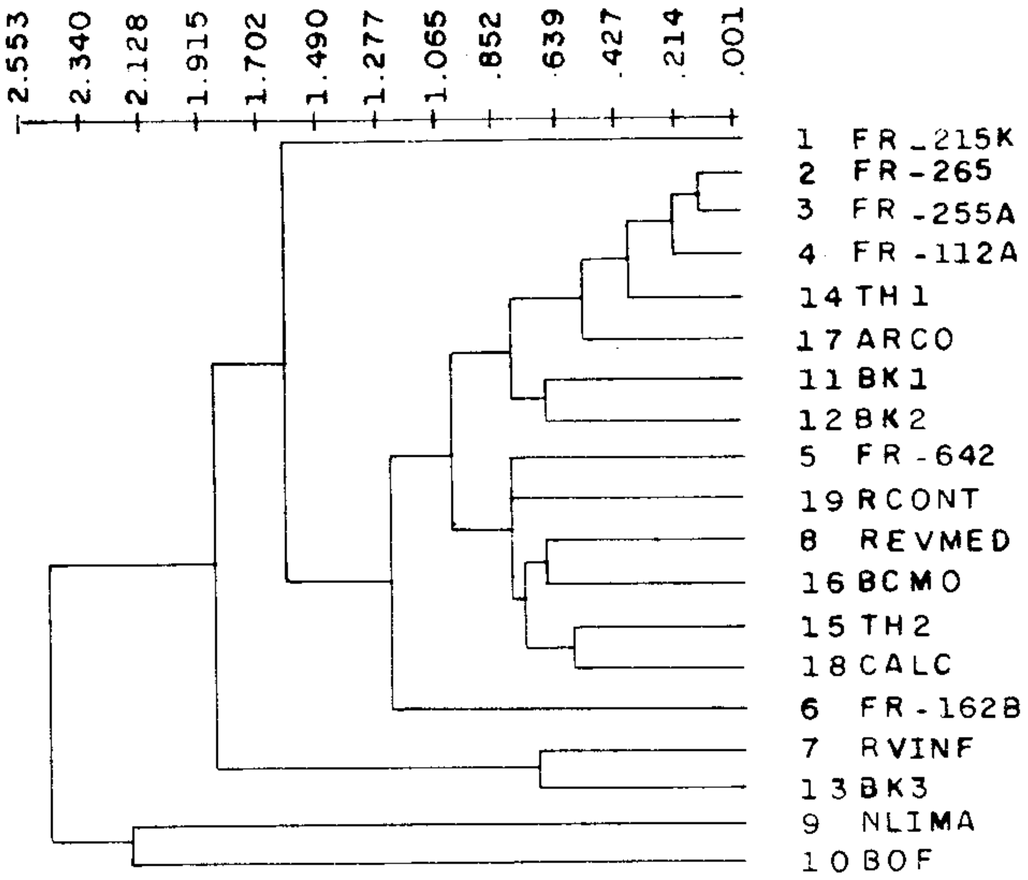


Figura II.2.9 – Dendrograma representavivo da análise de agrupamento das amostras de rochas básicas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga e das médias da tabela II.2.4, utilizando-se os teores dos óxidos SiO_2, Al_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2 e P_2O_5 ordenados segundo uma matriz de distâncias euclidianas.

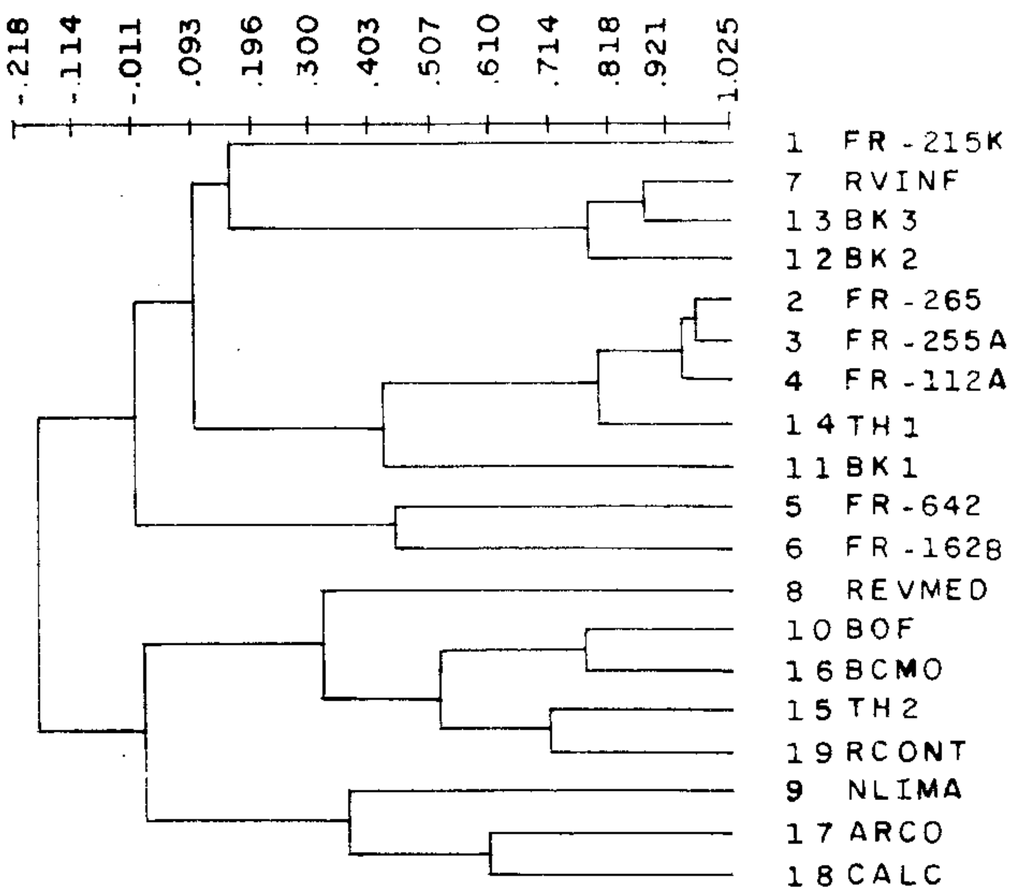


Figura II.2.10 – Dendrograma representavivo da análise de agrupamento das amostras de rochas básicas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga e das médias da tabela II.2.4, utilizando-se os teores dos óxidos SiO_2, Al_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2 e P_2O_5 ordenados segundo uma matriz de correlação.

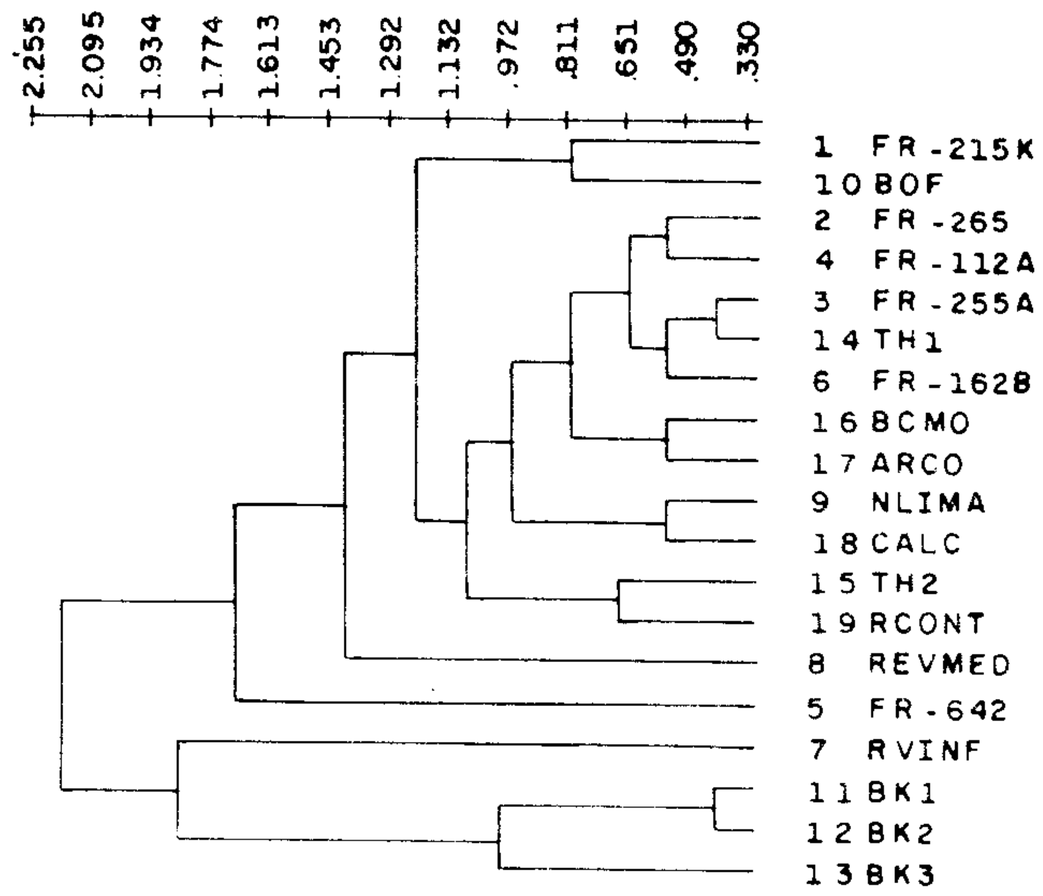


Figura II.2.11 – Dendrograma representativo da análise de agrupamento das amostras de rochas básicas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga e das médias da tabela II.2.4, utilizando-se os teores dos elementos-traço Cu, Co, Cr, Ni, V, Y e Zr, agrupados segundo uma matriz de distâncias euclidianas.

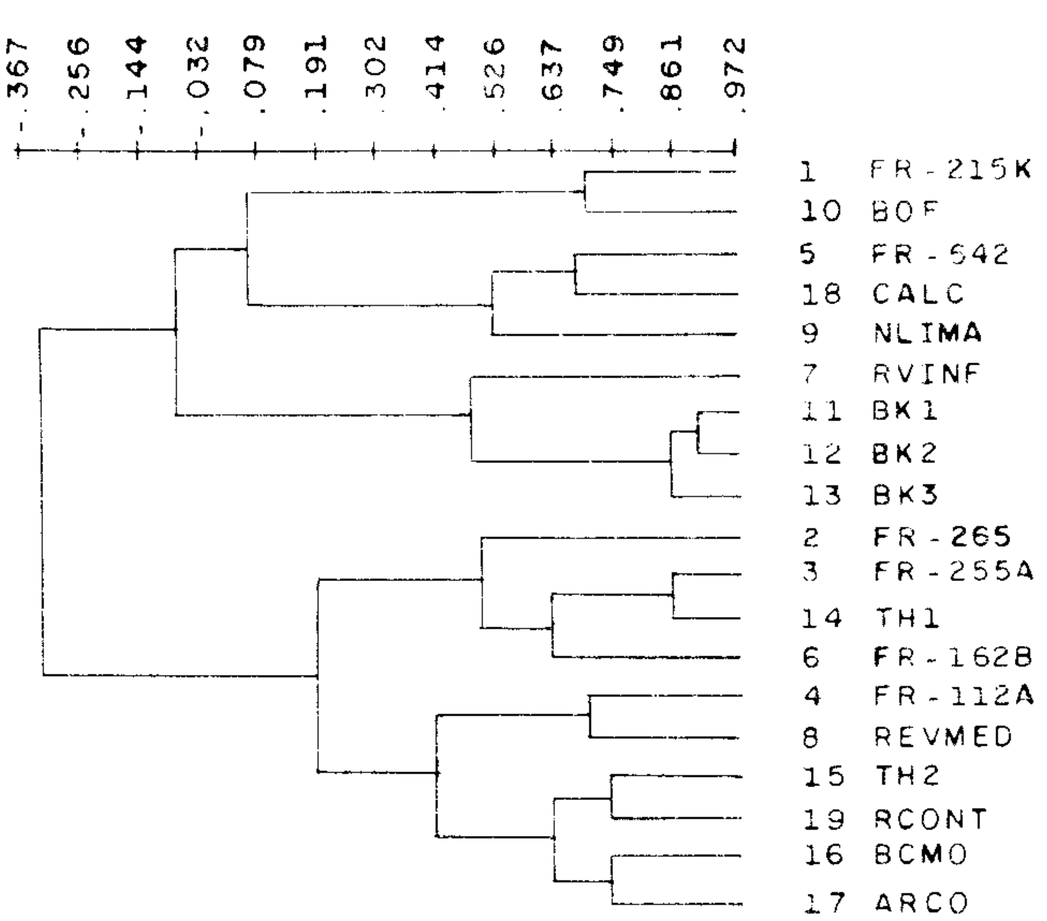


Figura II.2.12 – Dendrograma representativo da análise de agrupamento das amostras de rochas básicas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga e das médias da tabela II.2.4, utilizando-se os teores dos elementos-traço Cu, Co, Cr, Ni, V, Y e Zr, agrupados segundo uma matriz de correlação.

Apesar dessas distorções, pode-se observar que existe uma semelhança entre três a quatro amostras de rochas básicas dessa unidade e os toleítos tipo 1 (TH1) de Condie. A amostra FR-642, pelo elevado teor em TiO_2 e os baixos teores relativos de Cr e Ni, se correlaciona melhor aos basaltos e diabásios continentais e pode estar ligada a uma intrusão de idade mais jovem. A amostra FR-215K, pelo elevado teor de TiO_2, também pode relacionar-se a uma intrusão de caráter continental, porém os teores de Cr, Ni e V são discrepantes em relação à amostra FR-642, sugerindo uma não-afinidade entre elas. No diagrama ternário da figura II.2.13, baseado em Viljoen & Viljoen (1969b), modificado de Jensen, 1976 (in: Arndt & Nisbet, 1981) e utilizado para discriminar as rochas toleíticas das rochas komatiíticas, observa-se que todas as amostras de rochas básicas desse complexo se agrupam no campo dos toleítos. As amostras FR-255A e FR-112A caracterizam-se como toleítos normais. As FR-642 e FR-215K, como Fe-toleítos e a FR-162B entre os dois campos. Também no diagrama ternário $Na_2O + K_2O$-FeO total-MgO com os campos de classificação segundo Kuno (1968) (figura II.2.14), cinco amostras classificam-se como toleíticas ou pigeoníticas e apenas uma como calcialcalina ou hiperstenítica, porém já bem próximo ao limite entre as duas séries.

O ambiente tectônico de geração dessas rochas foi investigado com base no diagrama ternário K_2O-TiO_2-P_2O_5 de Pearce et al. (1975) da figura II.2.15. Contrariando parte das observações anteriores, todas as seis amostras identificam-se como basaltos gerados em ambiente tectônico oceânico. Segundo esses autores, tal diagrama é bastante preciso para rochas geradas nesse tipo de ambiente, surgindo maiores discrepâncias apenas para as rochas geradas em ambiente continental.

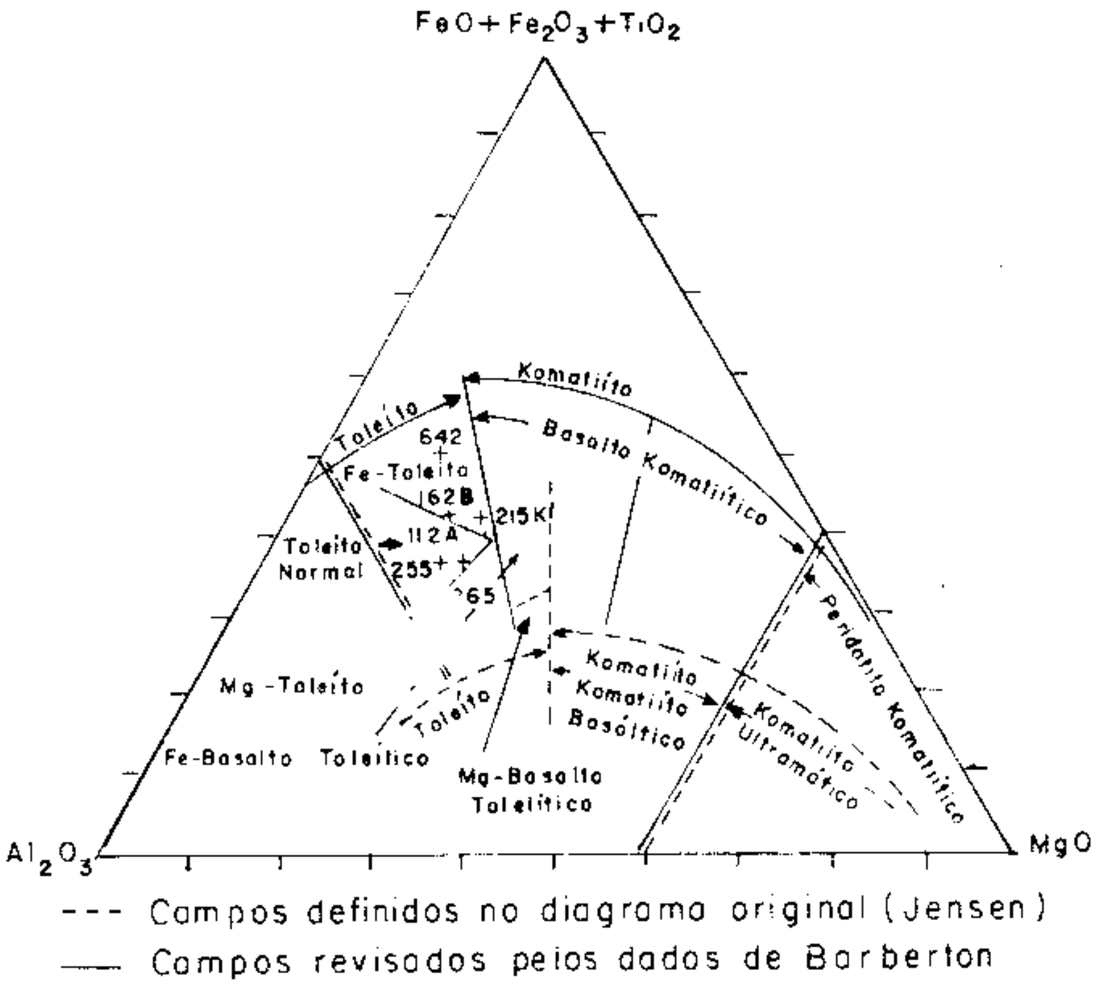


Figura II.2.13 – Diagrama ternário AFM com os campos de classificação de toleítos e komatítos segundo Viljoen & Viljoen, 1969b (in: Arndt & Nisbet, 1982), utilizado para classificar as rochas básicas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga.

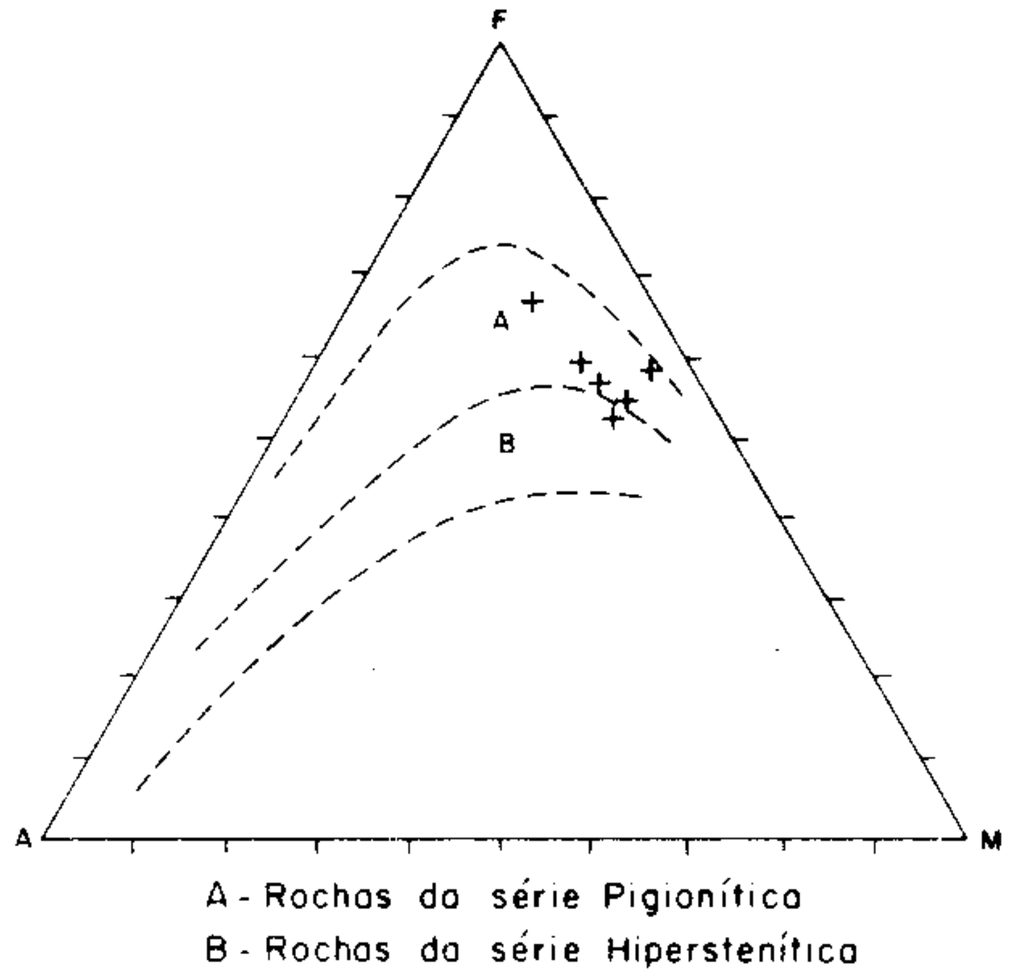


Figura II.2.14 – Diagrama ternário $Na_2O + K_2O$-FeOt-MgO com os campos de classificação de rochas vulcânicas segundo Kuno (1968) – (A) rochas pigeoníticas ou toleíticas e (B) rochas hiperstenníticas ou calcialcalinas–,utilizado para classificar as rochas básicas associadas ao complexo Santo Antônio do Pirapetinga.

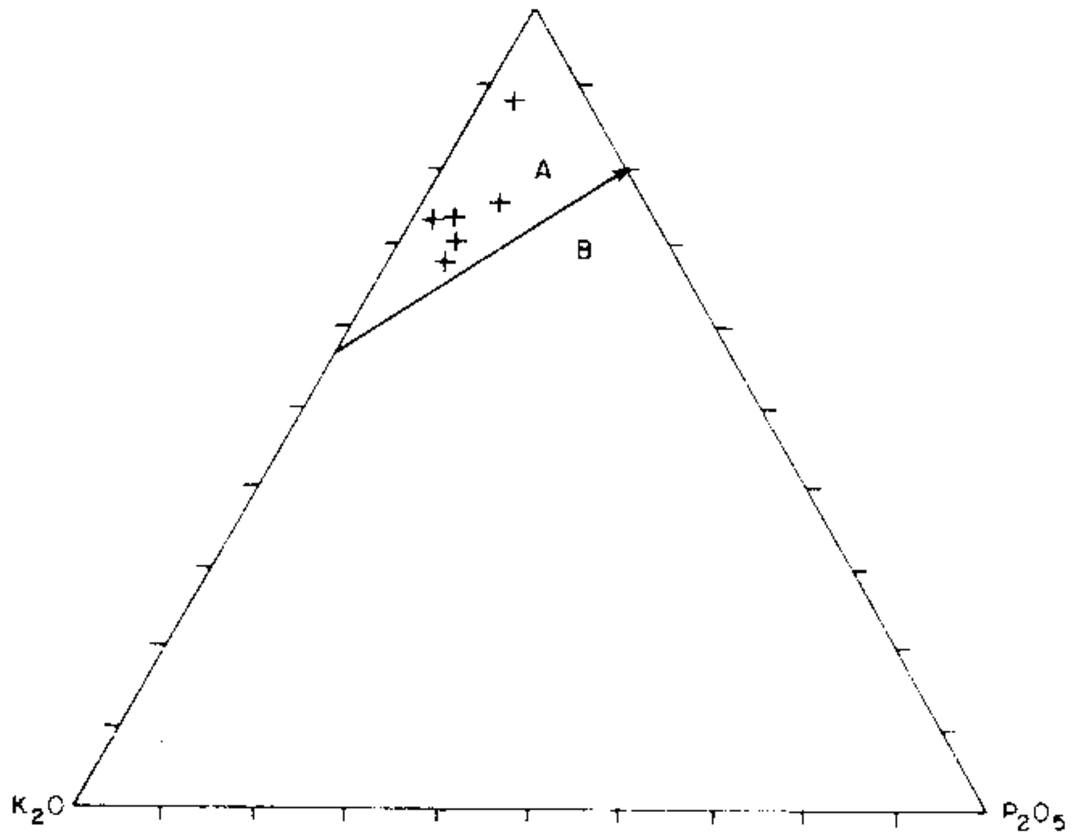


Figura II.2.15 – Diagrama ternário K_2O-TiO_2-P_2O_5 de Pearce et al. (1975), com os campos das rochas geradas em ambientes tectônicos oceânicos (A) e das rochas geradas em ambientes tectônicos continentais (B), aplicado às rochas básicas atribuídas ao complexo Santo Antônio do Pirapetinga.

2.2.1.5.4 Particularidades sobre os gnaisses relacionados ao complexo

Os gnaisses relacionados a esse complexo foram pouco amostrados, sobretudo em decorrência da qualidade dos afloramentos descritos. Apenas três amostras foram

analisadas e as suas classificações petrográficas, ao lado de alguns parâmetros petroquímicos, podem ser observadas na tabela II.2.5. O seu caráter ortoderivado fica claramente demonstrado através dos valores positivos da função discriminante de Shaw (1972), da ausência de coríndon normativo e dos valores inferiores à unidade do índice de peraluminosidade. Esse caráter fica também evidenciado no diagrama de Garrels & Mackenzie (1970) da figura II.2.16, cujo baixo teor relativo em Al_2O_3, caracterizando-os como gnaisses ou granitóides metaluminosos, pode ser visto no diagrama de Rapela & Caminos (1987) da figura II.2.17. No diagrama de Wright (1969) (figura II.2.18), as três amostras identificam-se como calcialcalinas, o que, em parte, é confirmado pelo diagrama de classificação químico-mineralógica de Debon & Le Fort (1983) da figura II.2.19, onde duas amostras estão registradas próximo ao *trend* calcialcalino e uma, mais afastada, porém próxima ao *trend* toleítico.

Batchelor & Bowden (1985), reunindo diagramas e conceitos modernos de classificação (La Roche et al., 1980; Pitcher, 1979, 1982; Harris et al., 1984; Lameyre & Bowden, 1982), elaboraram um diagrama de classificação de rochas granitóides que considera, além de suas séries de diferenciação, os seus ambientes de formação. As rochas

Tabela II.2.5 - Valores da função discriminante de Shaw (1972): DF =10,44 - 0,21SiO2 - 0,32Fet - 0,98MgO + 0,55CaO + 1,46Na2O + 0,54K2O; porcentagens normativas de coríndon (C), diopsídio (di), hiperstênio (hy), quartzo (Q), ortoclásio (or), albita (ab) e anortita (an); e valores do índice de peraluminosidade: PAL=mol(Al2O3/Na2O+K2O+CaO) para amostras dos gnaisses do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga.

ORDEM	AMOSTRA	CARÁTER PETROGRÁFICO	DF	C	di	hy	Q	or	ab	an	PAL
1	FR-045L	Titanita-zoisita-quartzo-biotita-anfibólio-plagioclásio gnaisse	2,30	-	13,35	5,35	17,46	13,12	30,74	10,45	0,62
2	FR-643L	Anfibólio-biotita-quartzo-plagioclásio-gnaisse	1,78	-	6,77	6,25	21,80	14,91	29,03	13,77	0,76
3	FR-054	Anfibolo- gnaisse	3,57	-	-		35,42	5,55	41,52	15,31	0,98

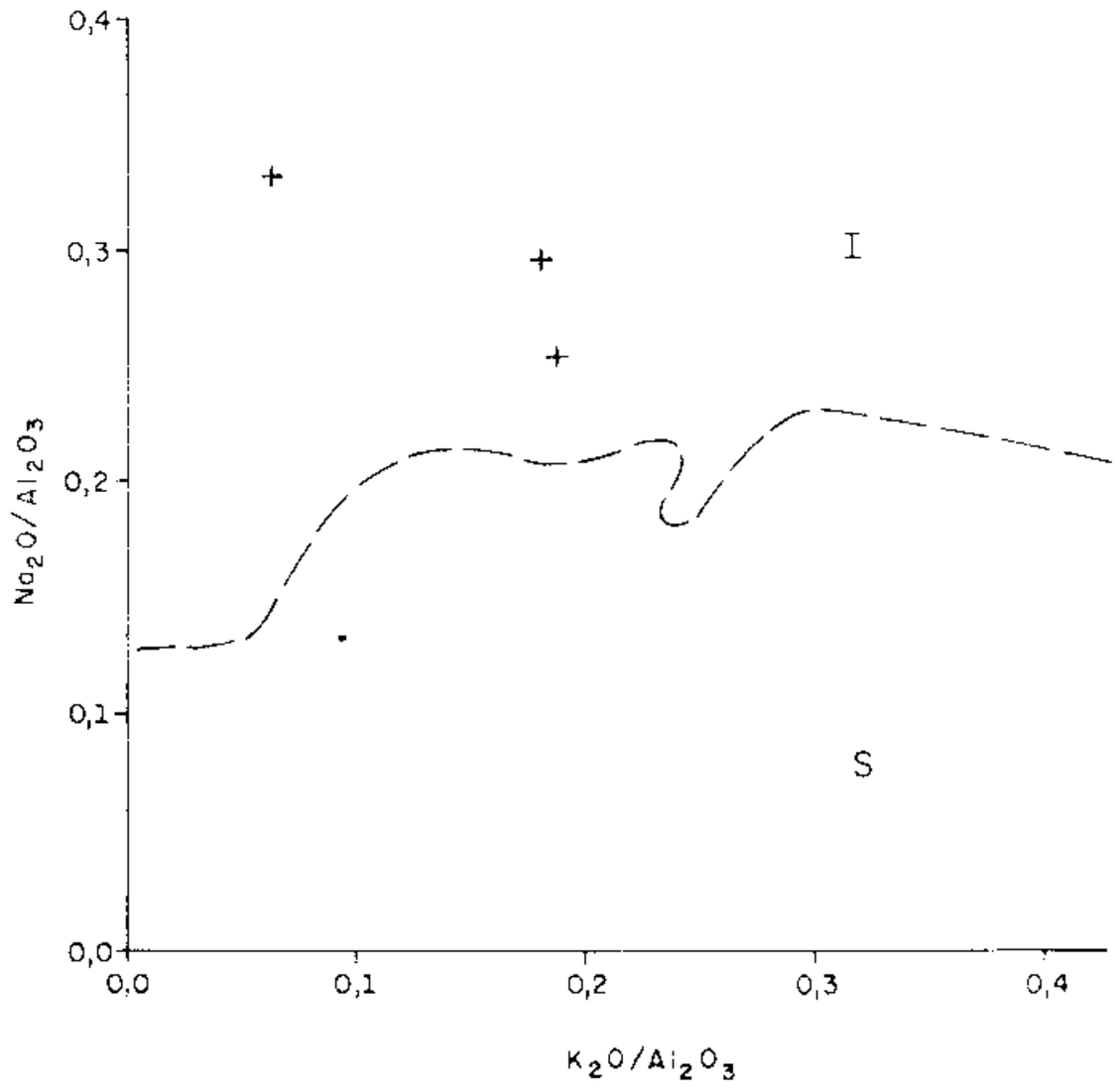


Figura 11.2.16 – Diagrama de Garrels & Mackenzie (1971), utilizado para discriminar as rochas de origem ígnea das de origem sedimentar, aplicado aos gnaisses associados ao complexo Santo Antônio do Pirapetinga.

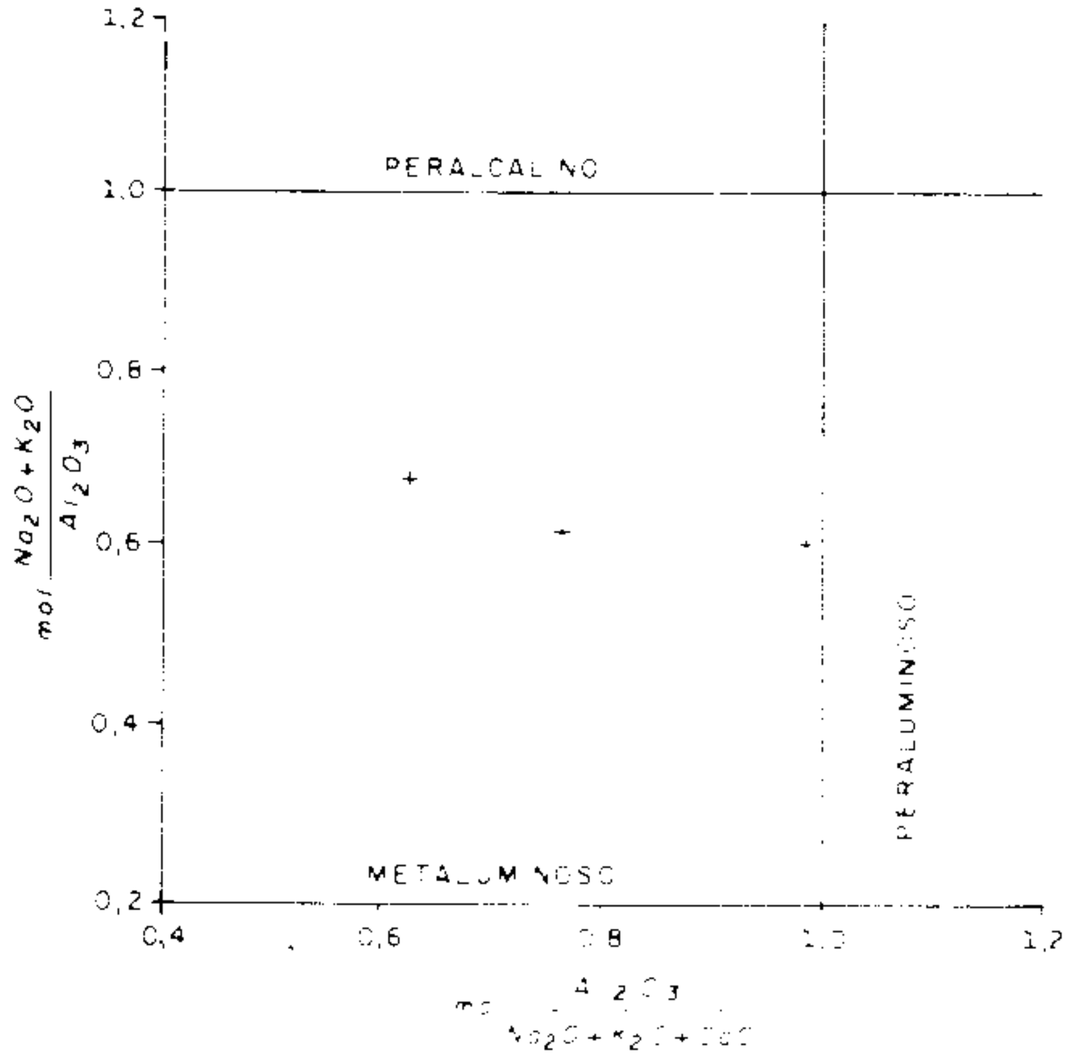


Figura II.2.17 – Diagrama de Rapela & Caminos (1987), utilizado para discriminar granitóides pelos seus índices de peraluminosidade e alcalinidade, aplicado aos gnaisses associados ao complexo Santo Antônio do Pirapetinga.

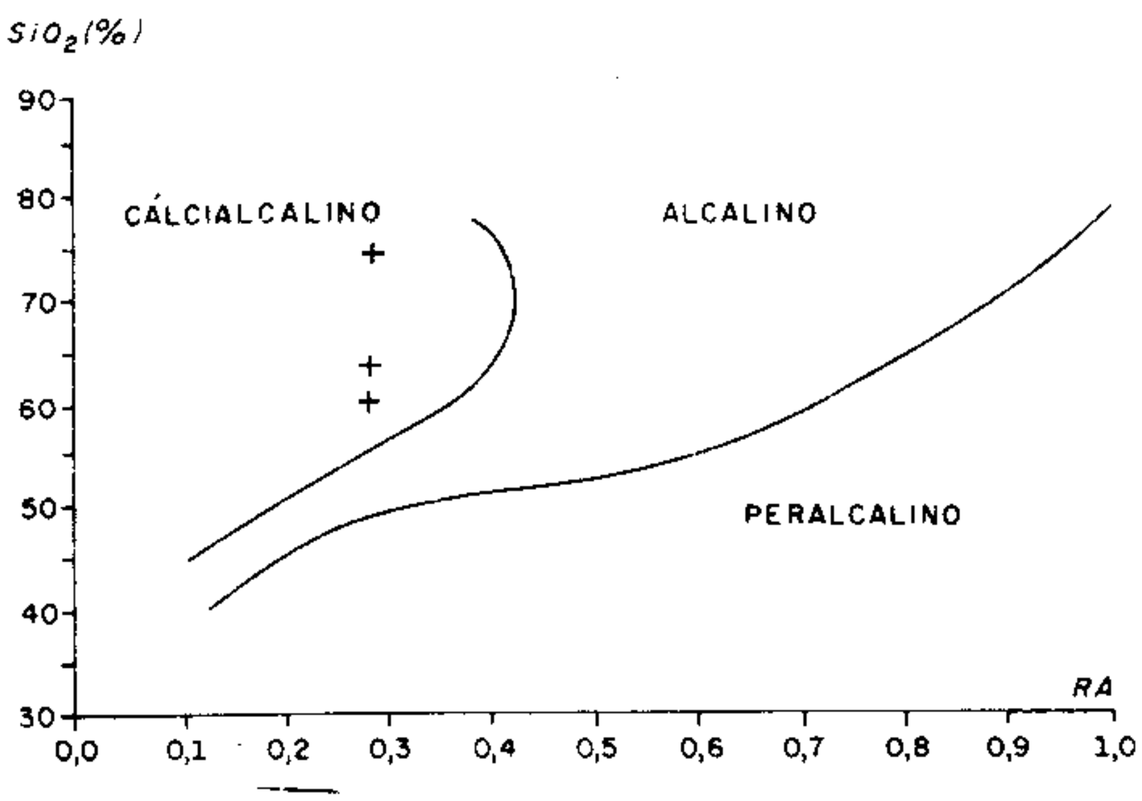


Figura II.2.18 – Diagrama de Wright (1969) que permite distinguir a alcalinidade das rochas granitóides, aplicado aos gnaisses associados ao complexo santo Antônio do Pirapetinga.

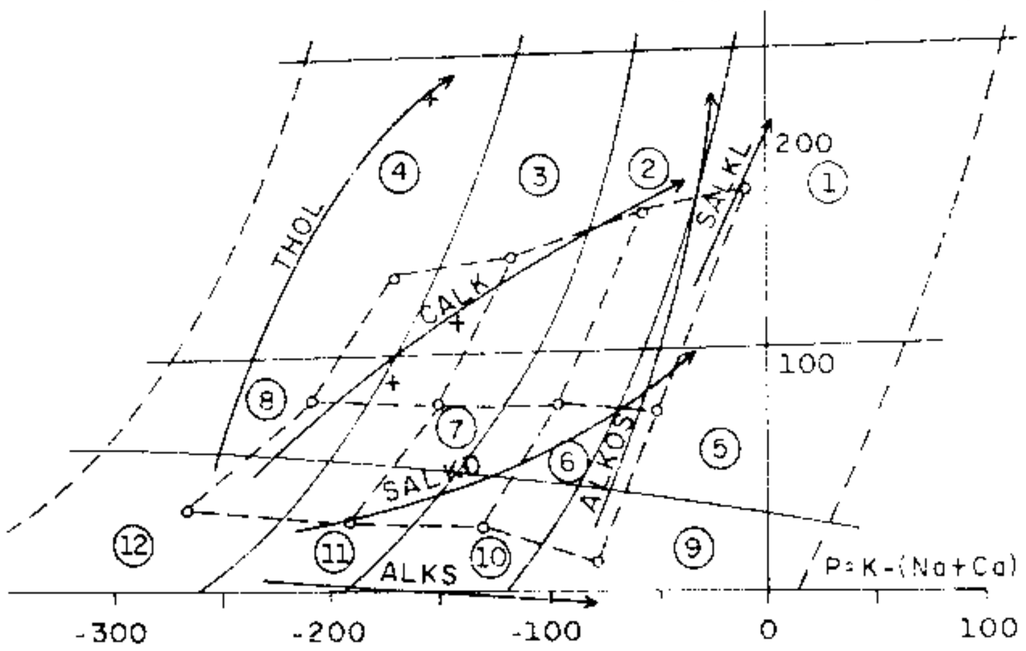


Figura II.2.19 – Diagrama Q x P de classificação químico-mineralógica segundo Debon & Le Fort (1983) aplicado aos gnaisses associados ao complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Além dos campos de classificação, são mostrados alguns **trends** de diferenciação. Os campos e **trends** definidos são: (1) granito; (2) adamelito; (3) granodiorito; (4) tonalito; (5) qz-sienito; (6) qz-monzonito; (7) monzodiorito; (8)qz-diorito (qz-gabro-qz-anortosito); (9) sienito; (10) monzonito; (11) monzogabro ou monzodiorito; (12) gabro (diorito-anortosito), (THOL) **trend** toleítico; (CALK) **trend** calcialcalino; (SALKD e SALKL) **trends** subalcalinos escuro e claro, respectivamente; (ALKS) **trend** alcalino.

geradas em ambiente compressivo ou orogênico identificam-se como calcialcalinas ou de pré-colisão de placas, calcialcalinas de alto potássio ou de soerguimento pós-colisional, subalcalinas monzoníticas ou tardiorogênicas e de anatexia ou sincolisionais. As de ambiente anorogênico identificam-se nas séries alcalina e peralcalina e os fracionados do manto, na série toleítica. Confirmando as indicações do diagrama da figura II.2.19, e do da figura II.2.20, este de Batchelor & Bowden (1985), dentro dos conceitos referidos, identifica duas amostras dos gnaisses associados ao complexo em discussão, como rochas calcialcalinas geradas em ambiente pré-colisional e uma terceira como fracionado do manto. Esta (FR-054), registra-se próximo ao campo dos granitóides de anatexia, o que confirma as relações de campo.

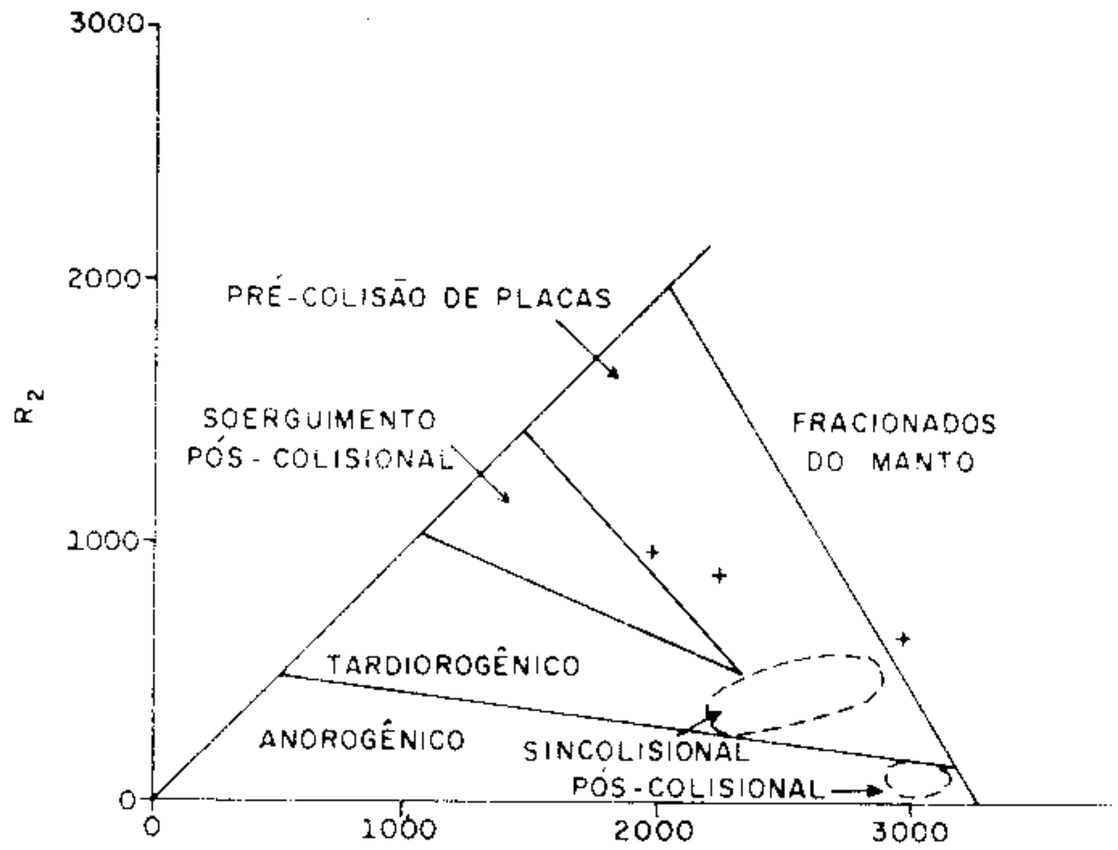


Figura II.2.20 – Diagrama de classificação químico-mineralógica R_1 - R_2 de La Roche et al. (1980) utilizado por Batchelor & Bowden (1985) para definir os ambientes de geração das rochas granitóides, aplicado aos gnaisses associados ao complexo Santo Antônio do Pirapetinga.

2.2.1.5.5 Litogeoquímica dos elementos terras-raras

As análises de elementos terras-raras das rochas ultrabásicas estão listadas na tabela II.2.2. A amostra FR-050K é a que mais diverge, em valores absolutos, dos padrões apresentados, com somatórios em relação ao padrão condrítico de Evensen (1978) de 514,02. As demais apresentam somatórios normalizados abaixo de 100 e, em valores absolutos, abaixo de 20ppm. Em todas as amostras, observa-se um enriquecimento relativo dos elementos terras-raras leves (LaN/YbN de 3,268 a 6,424). Os valores da razão GdN/YbN, que retrata o enriquecimento dos ETR pesados, demonstram que tal enriquecimento é bem inferior ao observado em relação aos ETR leves. Os valores das anomalias de Eu (Eu/Eu*) são relativamente próximos

da unidade, destacando-se como mais anômalo o valor 0,765 da amostra FR-050L.

A figura II.2.21 apresenta os perfis normalizados para os valores condríticos de Evensen (1978) das quatro amostras analisadas. Observa-se a maior distorção quanto à forma no perfil da amostra FR-050L. Por outro lado, o envelope dos demais perfis foge totalmente dos padrões normais de rochas ultramáficas. Os peridotitos tipo alpino mostram abundância relativa de ETRL de 0,01 a 0,6 vezes os valores condríticos e de ETRP de uma a duas vezes, exibindo, portanto, uma depleção dos primeiros em relação aos últimos. Esses padrões são similares aos observados nos peridotitos de fundo oceânico, segundo Frey (1984). Os hartzburgitos e dunitos das seqüências ofiolíticas apresentam conteúdos de ETR muito baixos em relação aos valores condríticos (0,001 a 0,5). Ainda segundo Frey (op. cit.), a principal característica de seus perfis normalizados é uma depleção dos ETR de números atômicos intermediários.

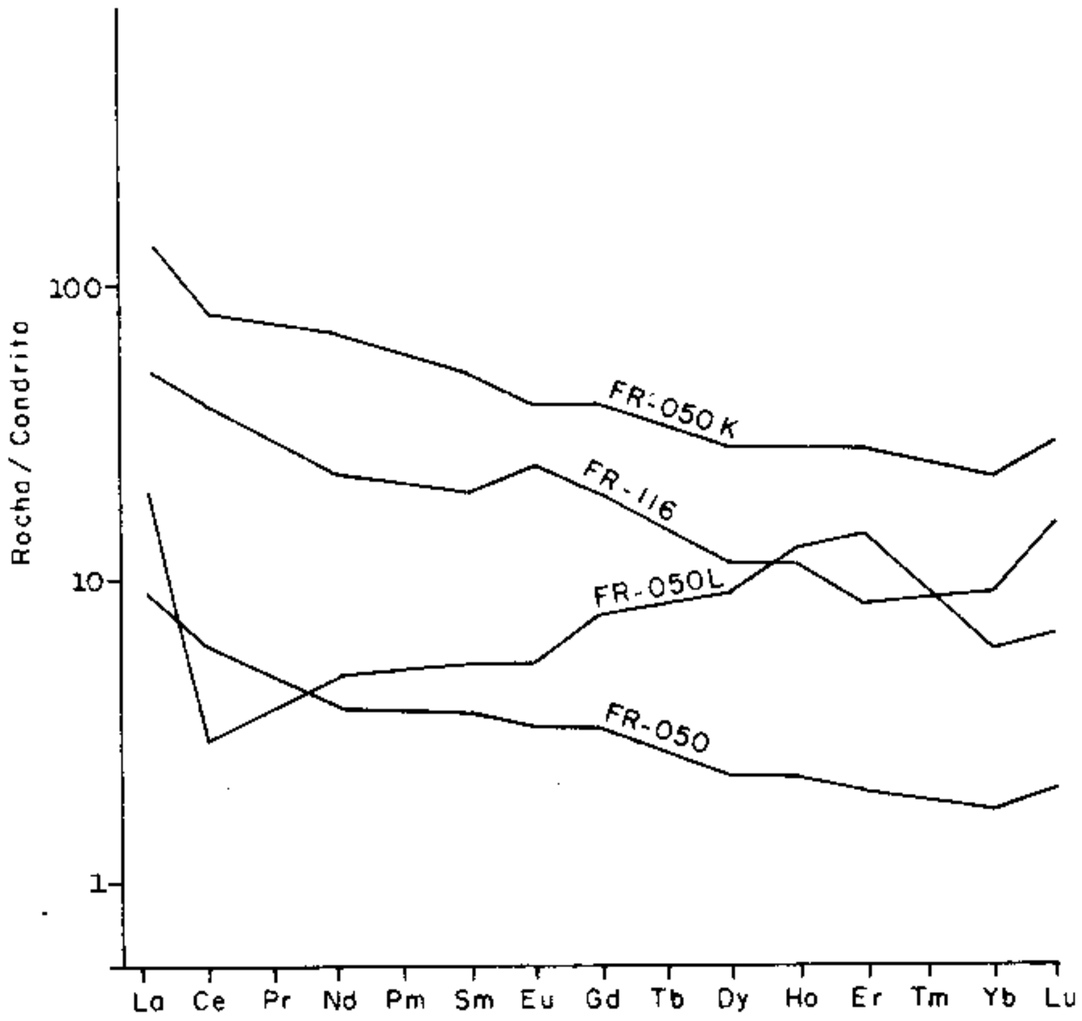


Figura II.2.21 – Perfis normalizados pelos padrões de condrito segundo Evensen (1978), das amostras analisadas para elementos terras-raras das rochas ultrabásicas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga.

O intemperismo em rochas continentais, segundo Nesbitt, 1979 (in: Humphris, 1984) tende a concentrar os elementos terras-raras e, ao mesmo tempo, enriquecer os ETRL em relação aos ETRP. Se as condições de alteração são semelhantes, os perfis normalizados das mesmas rochas podem apresentar formas similares apenas divergindo na maior ou menor concentração de ETR.

A anomalia de Ce observada no perfil da amostra FR-050L tanto pode ser devida à interação da rocha com água do mar, que se mostra sempre fortemente depletada nesse elemento, como à alteração intempérica continental sob condições diferentes das outras três.

A partir desses dados, poucas conclusões podem ser levantadas. Os padrões de ETR dessas quatro amostras, todas serpentinizadas e talcificadas, mostram apenas os processos de alteração que as afetaram. As melhores conclusões podem ser tiradas a partir das análises de óxidos maiores e elementos traço.

As seis amostras de rochas básicas desse mesmo complexo, também listadas na tabela II.2.2, já apresentam padrões de elementos terras-raras mais coerentes. Apenas a amostra FR-215K exibe um maior enriquecimento de terras-raras leves em relação ao condrito de Evensen (1978), com 6,153 para a razão (La/Yb)N. Nas demais amostras, esse valor fica entre 1,259 e 1,847. Os somatórios de ETR, em relação ao mesmo padrão, situam-se entre 131,668 e 359,174, sendo este relativo à amostra FR-215K e anômalo em relação ao conjunto.

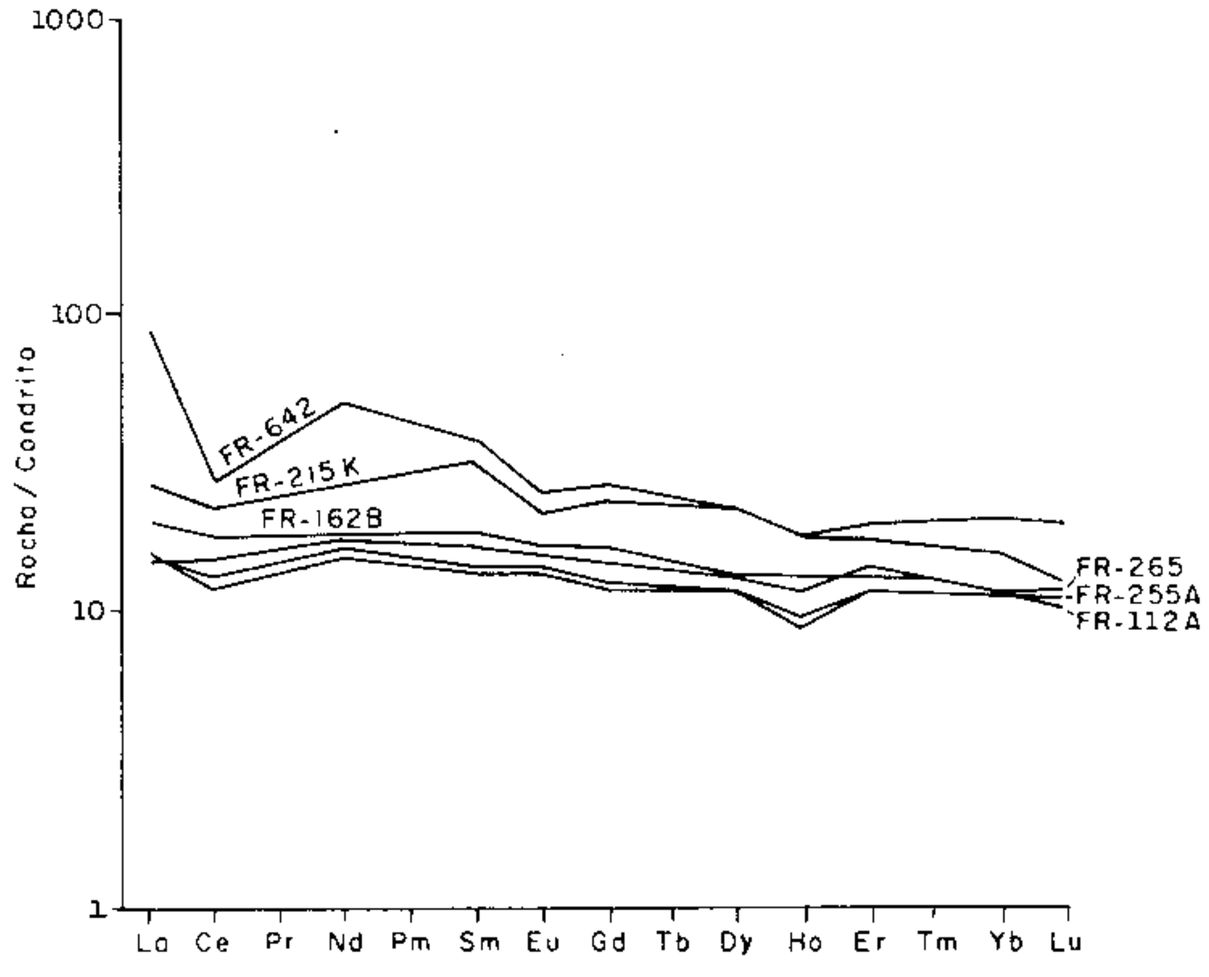


Figura II.2.22 – Perfis normalizados pelos padrões de condrito segundo Evensen (1978), das amostras analisadas para elementos terras-raras das rochas básicas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga.

Nos perfis normalizados para os teores de condrito, segundo Evensen (op. cit.) (figura II.2.22), a relativa homogeneidade composicional dessas rochas, em elementos terras-raras, fica bem estabelecida. Apenas a amostra FR-215K apresenta uma acentuada anomalia negativa de Ce, além do enriquecimento em ETRL já referido. Essas perturbações do perfil podem estar relacionadas à alteração submarina (espilitização) e à prolongada interação com a água do mar. As demais amostras se confinam todas ao

envelope dos toleítos de cadeia mesoceânica e, mais especificamente, excetuando-se as amostras FR-215K e FR-642, ao envelope dos toleítos tipo 1 (TH1), segundo Condie, 1976c (in: Condie, 1981). Segundo ele, os toleítos tipo 1 compõem de 55 a 80% das pilhas vulcânicas das seqüências arqueanas tipo cinturão de rochas verdes. Por outro lado, a ausência de anomalia de Ce, na maior parte dessas amostras, pode ser interpretada como a não-interação prolongada com a água do mar, por comporem níveis inferiores dos derrames, ou por constituírem rochas intrusivas não-expostas à ação daquelas águas.

Conclui-se, portanto, que os dados a partir dos elementos terras-raras das rochas básicas, ao contrário daqueles das rochas ultrabásicas, permitem confirmar as conclusões obtidas a partir dos óxidos maiores e elementos-traço. Ou seja, parte desse complexo pode ser interpretada como uma pilha vulcânica arqueana do tipo cinturão de rochas verdes, pilha esta cortada por diques básicos e ultrabásicos contemporâneos ao vulcanismo arqueano. Por outro lado, certas distorções observadas em várias interpretações sugerem a possibilidade de que alguns desses corpos ultrabásicos e básicos tenham sido colocados em eventos posteriores.

Das três amostras de gnaisses relacionados ao complexo, apenas duas foram analisadas para elementos terras-raras. Considerando o caráter ígneo dessas amostras, estabelecido na tabela II.2.5 e no diagrama da figura II.2.16, além da acidez relativamente acentuada dada pelo teor de SiO_2, esses gnaisses podem ser tratados como granitóides gnaissificados. Entretanto, considerando algumas classificações estabelecidas, em parte através de teores de elementos terras-raras (Zhonggang, 1982; Chaoqun, 1985), essas rochas apresentam algumas distorções que serão aqui discutidas.

Os somatórios de terras-raras normalizados pelos padrões condríticos de Evensen (1978) são bastante elevados (1069,203 e 874,254), bem como as razões LaN/YbN (10,148 e 10,765) e LaN/LuN (11,621 e 13,312 – tabela II.2.2). Os somatórios de ETR em valores absolutos são 304,220 e 255,300ppm e as razões Eu/Eu*, 0,715 e 0,623.

Seguindo as proposições de Zhonggang (1982), esses granitóides classificar-se-iam como do primeiro tipo, com razões Eu/Eu* maiores que 0,7 (dEu >0,7) e do segundo tipo, com razões Eu/Eu* entre 0,7 e 0,3. A forma dos perfis normalizados para condrito, segundo Evensen (op.cit.) (figura II.2.23), aproxima-se daquela dos granitóides do segundo tipo considerando que a anomalia negativa de Eu está bem-evidenciada. Entretanto, em termos de classificação petrográfica e quanto aos teores de Sr e Rb, essas amostras se enquadram melhor no primeiro tipo, que admite os tonalitos, granodioritos e granitos a biotita relacionados a movimentos de placas e os granitóides sódicos arqueanos. Provavelmente, as anomalias de Eu, neste caso, relacionar-se-iam a eventuais transformações metassomáticas envolvendo os feldspatos.

A classificação de Chaoqun (1985) também oferece dificuldades quanto à identificação de tais rochas, uma vez que os índices de peraluminosidade baixos poderiam identificá-las como granitos MS, de fonte mista, enquanto as formas dos perfis normalizados são similares àquelas observadas nos granitos tipo MM, ou seja, metamorfo-metassomáticos.

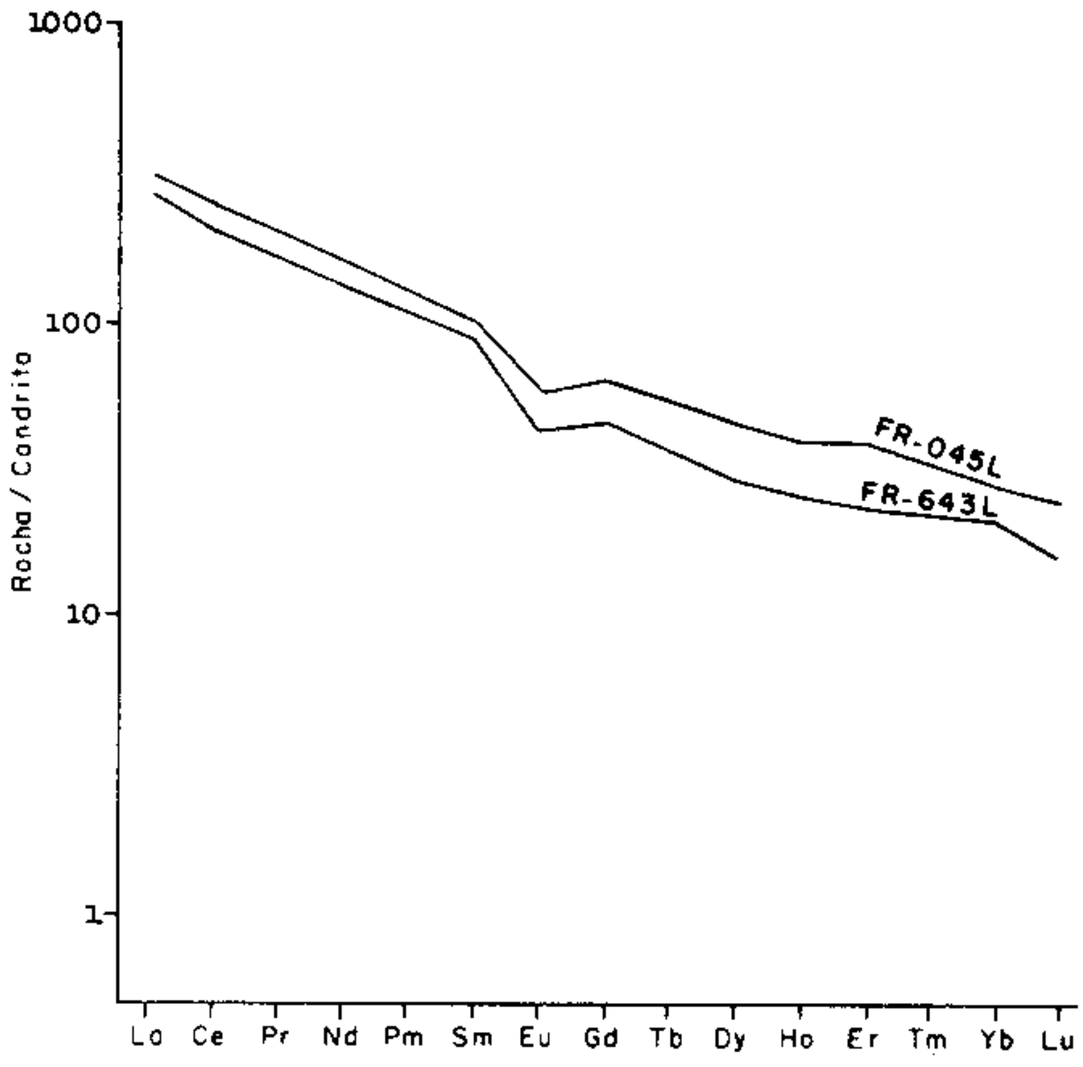


Figura II.2.23 – Perfis normalizados pelos padrões de condrito segundo Evensen (1978), das amostras analisadas para elementos terras-raras dos gnaisses do complexo Santo Antônio do Pirapetinga.

2.2.1.6 Idade e correlações

Dados geocronológicos reunidos por Teixeira (1982) e Teixeira et al. (1985) mostram dois importantes eventos de homogeneização Rb/Sr ocorridos no Arqueano em rochas granitóides no âmbito do cráton do São Francisco ou província geotectônica São Francisco. O primeiro teria ocorrido há cerca de 3000m.a. e o segundo, há 2750m.a.

Dados mais recentes (Machado et al., 1989) obtidos em litótipos do grupo Nova Lima e complexos Caeté, Bação e Moeda vêm, em parte, confirmar e precisar os resultados obtidos por esses autores.

Nas imediações de Caeté (nordeste do Quadrilátero Ferrífero) foi obtida uma idade U/Pb, em zircão, de 2776 +23/-10m.a., em uma rocha vulcânica félsica do grupo Nova Lima, e 2776 +7/-6m.a. em rocha plutônica do complexo Caeté. Essas duas idades vêm demonstrar a existência de eventos vulcânicos e plutônicos

contemporâneos no cinturão de rochas verdes Rio das Velhas. No complexo Moeda (oeste do Quadrilátero Ferrífero), foi obtida uma idade U/Pb de 2730 ±10m.a. Portanto, esses complexos, gerados em dois eventos arqueanos defasados de aproximadamente 40m.a., não constituem parte do embasamento da seqüência vulcanos-sedimentar do Rio das Velhas. A existência deste embasamento fica sugerida por idades U/Pb de 2883 ±6m.a. a 3029 ±6m.a. de zircões herdados em rochas vulcânicas félsicas do cinturão.

Os gnaisses do complexo Santo Antônio do Pirapetinga, pela sua íntima relação com as rochas máficas e ultramáficas, podem estar relacionados ao evento de 2776m.a., sendo as rochas máficas e ultramáficas mais deformadas, provavelmente de idade mais antiga.

As rochas ultramáficas e máficas não-xistificadas, aparentemente mais novas que as vulcânicas do supergrupo Rio das Velhas, não tiveram suas idades determinadas. Fica sugerida uma idade transamazônica, por se tratar do evento mais marcante que sucedeu ao ciclo Jequié na região.

2.2.2 Supergrupo Rio das Velhas – Arv

2.2.2.1 Comentários gerais

O supergrupo Rio das Velhas foi definido inicialmente por Dorr et al. (1957) como série Rio das Velhas, após reconhecerem, em 1954, uma profunda discordância na, então, série Minas de Derby (1906), separando-a de xistos arqueanos na região do Quadrilátero Ferrífero. Dividiram-no em dois grupos: Nova Lima, inferior, e Maquiné, superior, após reconhecerem uma discordância entre ambos. Embora o último tenha sido dividido em duas formações, Palmital e Casa Forte, o primeiro, permaneceu indiviso até 1983, apesar de Dorr ter levantado a possibilidade da sua divisão em, no mínimo, três formações.

Ladeira (1980a, b, c) dividiu, na mina de Morro Velho e arredores de Nova Lima e Ouro Preto, esse grupo em três unidades, sem as designar formalmente como formações:

Unidade inferior metavulcânica;
Unidade média metassedimentar química;
Unidade superior metassedimentar clástica.

Schorscher (1979) já havia tentado definir o grupo Quebra Osso, como unidade basal do supergrupo Rio das Velhas, sem contudo se ater às exigências do código estratigráfico então vigente. Contudo, o autor referido não aceitou tal subdivisão, alegando que o referido grupo constituiria a unidade vulcânica inferior do grupo Nova Lima.

Machado Filho et al. (1983), no Projeto RADAM, cartografaram uma faixa de rochas xistosas e quartzosas, associadas a metabásicas e metaultrabásicas, a leste de Mariana, como supergrupo Rio das Velhas, identificando na escala 1:1.000.000, os grupos Nova Lima e Maquiné. Essa mesma faixa está separada do Quadrilátero, na região de Mariana, por falhas de empurrão.

Na área em questão, ora mapeada, observa-se uma série de falhas contracionais e de transpurrão entre as diversas seqüências que compõem esta faixa. Além disso, dobramentos com rompedura dos flancos, através de superfícies de cisalhamento geradas em tais falhamentos, dificultam, sobremaneira, a compreensão do posicionamento estratigráfico dessas litologias. No geral, pode-se supor um empilhamento original das rochas metaultrabásicas às rochas clástico-quartzosas. No entanto, principalmente estas últimas, podem ser vistas tanto próximo às rochas ultrabásicas como associadas a xistos e formações ferríferas e até diretamente sobre ortognaisses identificados como granitóides deformados.

Diante de tais dificuldades de se estabelecer claramente uma estratigrafia para essas rochas, optou-se pela sua divisão em três unidades, cada uma com suas litologias tipicamente diferenciadas. Futuramente, em trabalhos de maior detalhe, essas seqüências poderão ser melhor caracterizadas estratigraficamente e definidas como grupos e formações, atendendo melhor às designações do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri et al., 1986). Neste trabalho, elas estão sendo correlacionadas, com reservas, ao supergrupo Rio das Velhas. Melhores conclusões poderão ser alcançadas com o término da cartografia da folha Mariana, imediatamente ao norte.

2.2.2.2 Distribuição geográfica e expressão topográfica

O supergrupo Rio das Velhas se distribui por uma faixa, mais ou menos contínua, de cerca de 45km por no máximo 8km de largura (figura II.2.24), desde o extremo-norte da folha até as imediações de Cipotânea, já próximo a seu bordo sul. Apresenta litologias quartzosas, complexamente distribuídas ao norte de Senhora de Oliveira, em estreitas faixas dobradas e associadas tectonicamente a anfibolitos e clorita-tremolita-xisto ou encaixadas em litologias do complexo Ressaquinha. Também, uma estreita faixa de rochas quartzosas associadas a formações ferríferas com magnetita, encaixada em gnaisses, entre Piranga e Porto Firme, está sendo atribuída à mesma unidade. Apresenta algumas lascas de quartzito tectonicamente encaixadas no complexo Santo Antônio do Pirapetinga, bem como camadas de xisto dobradas e empurradas sobre esse complexo.

Pela sua própria diversidade litológica e complexidade estrutural, as superfícies de ocorrência dessa unidade são ásperas e sulcadas de vales profundos, em função do comportamento distinto da erosão em rochas composicionalmente diferentes. As áreas dominadas por quartzitos apresentam uma vegetação pobre e encostas recobertas por colúvio arenoso, enquanto nos vales onde predominam os xistos básicos a vegetação é mais densa.

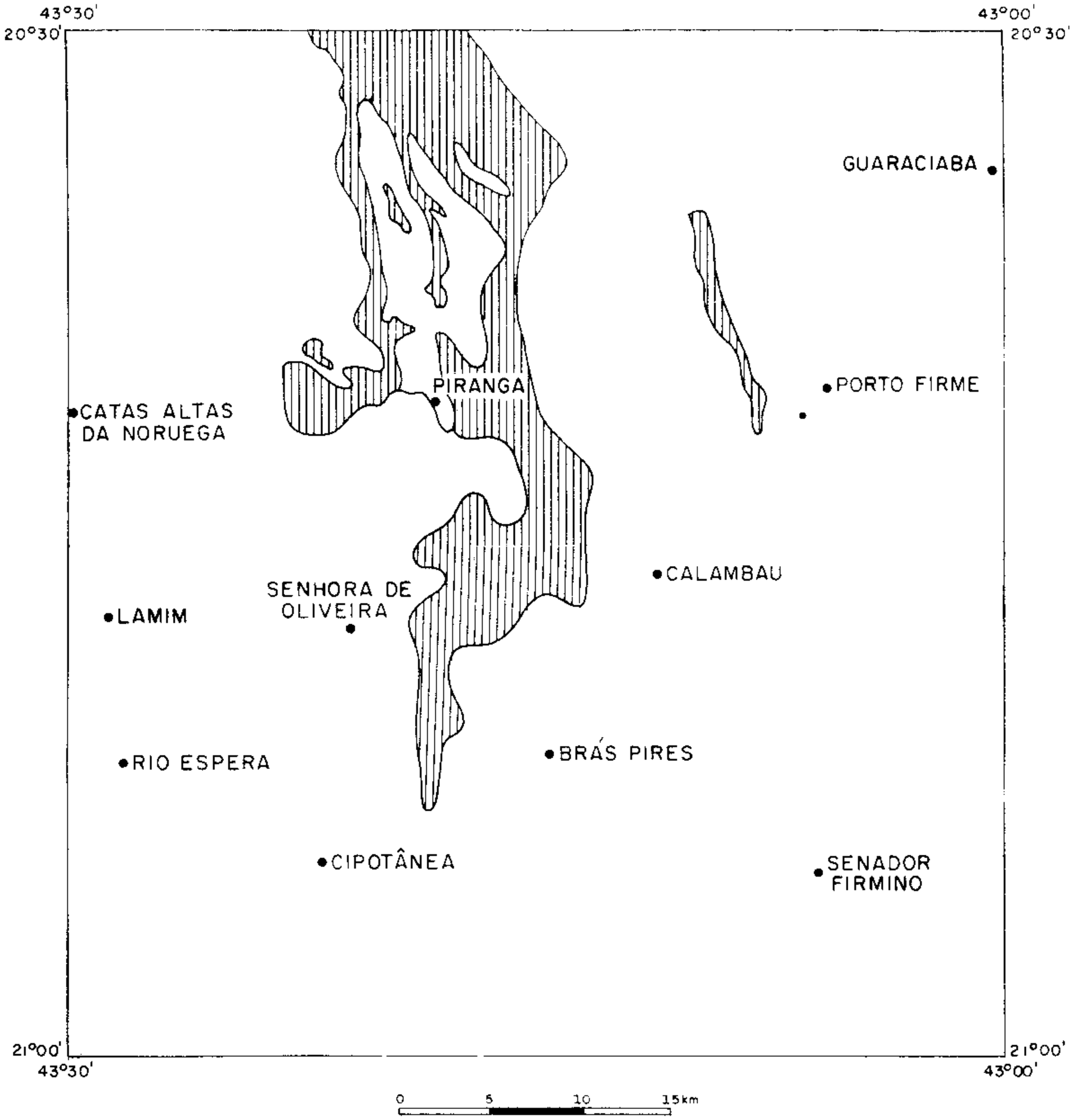


Figura 2.2.24 – Distribuição das rochas do supergrupo Rio das Velhas, na folha Rio Espera.

2.2.2.3 Relações de contato

Os contatos das unidades desse supergrupo com as seqüências do complexo Santo Antônio do Pirapetinga são, em geral, todos de caráter tectônico, como referido anteriormente. Descontinuidades tectônicas colocam indiscriminadamente as unidades inferior, média e superior em contato com as rochas do complexo. Do mesmo tipo são os contatos com o complexo Ressaquinha. Já os contatos com o moscovita-granito Brás Pires são, muitas vezes, de difícil identificação no campo. Em geral, ocorrem pegmatitos nas interfácies entre as rochas graníticas (a duas micas) e os xistos que as sobrepõem topograficamente. No saprólito dessas interfácies, observam-se caulim, moscovita, granada e, às vezes, estaurolita e cianita. Esta, localmente, aparece em grandes cristais bem-desenvolvidos, sugerindo interferências de processos metassomáticos relacionados á colocação de rochas graníticas.

Entre as unidades inferior e média desse supergrupo observa-se, na estrada que liga Piranga a Calambau, um contato normal entre o epídoto-anfiboloxisto, caracterizado como toleíto de fundo oceânico, e os xistos que variam de granada-anfiboloxisto a micaxisto com estaurolita e granada, sem anfibólio, mostrando um enriquecimento gradativo em argilas sobre os toleítos. Em outros locais, nota-se um enriquecimento anormal de epídoto e carbonato

junto a esses metatoleítos, sugerindo a presença de metatufos ou metassedimentos químicos no contato dos toleítos primitivos com os metassedimentos da unidade média.

O contato entre essa unidade e a unidade superior aparece, atualmente, deslocado por falha. Entretanto, dado o caráter divergente entre as litologias que compõem tais unidades, não se pode definir se se trata de um simples deslocamento por dobramento tipo flexural ou de uma verdadeira não-conformidade.

2.2.2.4 Unidade inferior (Arvi)

Os litótipos dessa unidade caracterizam-se pelo aspecto xistoso, cor negra a cinza-esverdeada e granulação média a fina. Localmente, aparecem intensamente dobrados, como no entrocamento da estrada Piranga-Calambau com a estrada para Porto Firme e no afloramento, já referido, da estreita garganta do rio Piranga sob uma pequena ponte de ferro, próximo à estrada Piranga-Catas Altas da Noruega. Nesse local, observam-se leitos mais escuros dobrados e com intercalações esbranquiçadas que sugerem níveis mais gnaissificados. Entretanto, ao microscópio, tais intercalações mostram-se como formas alongadas de rochas calcissilicáticas associadas aos anfibolitos. Sua composição mineralógica apresenta 40% de quartzo, 30% de actinolita, 20% de zoisita e 10% de calcita, além de opacos. Observadas em um plano perpendicular ao eixo *x* do cisalhamento, as intercalações exibem formas elipsoidais que sugerem amígdalas deformadas.

As rochas mais escuras caracterizam-se como epídoto-quartzoanfiboloxisto. O epídoto, em geral, é a zoisita e o anfibólio a actinolita ou tremolita em proporções que variam de 40 a 60%. O quartzo ocorre em proporções variadas. Em alguns pontos, observa-se a presença de talco e clorita. Na estrada já referida, Piranga-Calambau, no bordo oriental dessa faixa, ocorre uma rocha verde-clara, maciça, granulação média, constituída essencialmente de magnesita, antofilita, talco, clorita e opacos em proporções aproximadas de 45, 20, 25, 7 e 3%, respectivamente.

A associação mineralógica epídoto + clorita + actinolita mostra que essas rochas encontram-se na fácies xisto-verde. Porém, a presença de antofilita e magnesita, no último litótipo descrito, permite supor que aquela rocha esteve submetida a pressões de CO_2 médias a elevadas e temperaturas, no mínimo, em torno de 50°C. Assim, a seqüência deve ter alcançado a facies anfibolito e sido retrometamorfizada à fácies xisto-verde em evento posterior.

Observa-se, em vários afloramentos, que essas rochas foram afetadas por um cisalhamento de baixo ângulo com lineações minerais no sentido E-W ou WNW. Notam-se *boudins* de foliação associados a rampas laterais onde ocorrem dobras com eixo de mergulho forte (70°E) indicando um transporte de leste para oeste (fotos 7 e 8). A direção geral da foliação, nessas rampas, apesar dos dobramentos, tende a formar ângulos agudos com a direção do transporte tectônico.

2.2.2.5 Unidade média (Arvm)

Litologicamente, essa unidade se caracteriza por três conjuntos que guardam, entre si, um certo posicionamento estratigráfico. Inicia-se por uma seqüência de xistos: quartzobiotita-moscovita-xisto com granada, estaurolita e cianita, quartzogranada-biotita-plagioclásio-xisto com plagioclásio dominante alcançando até 45% da rocha, passando, portanto, a um gnaisse xistoso e quartzo-plagioclásio-granada-biotita-moscovita-xisto com estaurolita e microclínio, com o plagioclásio entrando subordinadamente na sua composição. Este apresenta-se em cristais alongados paralelos à foliação da rocha e de cor acinzentada, devido a abundantes inclusões helicíticas de finos opacos. O quartzo, por vezes, apresenta bordas retilíneas, poligonizadas e com junções tríplices. A granada ocorre tanto com características sintectônicas como pós-tectônicas. Neste caso, distribui-se segundo uma nova orientação diferente da foliação principal da rocha. No caso anterior, constitui porfiroblastos idioblásticos zonados devido à distribuição heterogênea de finas inclusões de opacos, cuja concentração é quase nula no centro dos cristais. Tais inclusões de opacos e também de quartzo apresentam uma ligeira forma sigmoidal indicando uma pequena rotação durante seu crescimento sintectônico. O centro límpido, quase isento de inclusões, deve ter-se formado em condições de T e P diferentes. Alguns cristais, além das características descritas, apresentam, ainda, uma delgada auréola externa, também isenta de inclusões, o que parece caracterizar um crescimento pós-tectônico (fotos 9, 10 e 11). A biotita apresenta pleocroísmo bege a marrom, o seu tamanho é variável e os porfiroblastos são provavelmente pós-tectônicos, pois não têm orientação preferencial. Além desses minerais, pode apresentar zircão, clorita, alanita, apatita, turmalina, estaurolita e cianita. Esta, localmente em grandes cristais centimétricos devido à interferência de processos hidrotermais ou metassomáticos.

O segundo conjunto litológico dessa unidade, caracteriza-se por uma associação de granada-actinolita-quartzoxisto, quartzo-actinolita-xisto, quartzo-anfibolito, hematita-moscovita-quartzoxisto e formação ferrífera. Esta constitui-se de hematita, magnetita e quartzo separados em delgados níveis claros e escuros e pode apresentar grunerita como o anfibólio característico de sua composição (foto 12). No granada-actinolita-quartzoxisto, observam-se microdobras com os prismas de anfibólio orientados segundo seus contornos e granadas idioblásticas, peciloblásticas e sintectônicas tendendo a se posicionarem no fechamento daquelas (foto 13). Associados aos xistos e à formação ferrífera ocorrem níveis de anfibolito que podem alcançar vários metros de espessura. Tal anfibolito apresenta cor negra (ocre, quando alterado), textura granonematoblástica e o anfibólio alcança proporções acima de 80%. Trata-se de uma actinolita pobre em ferro, aparecendo o quartzo subordinadamente como vênulas entre os níveis de anfibólio. Apresenta, ainda, opacos e titanita em

proporções menores.

O terceiro litótipo desse conjunto é um quartzito sacaróide de granulação grossa a média, sem estruturas primárias preservadas e com delgados filmes de moscovita esverdeada entre os níveis de quartzo recristalizado com contatos retos e junções tríplices.

As evidências da fácies anfibolito são mais fortes nesse conjunto, onde a paragênese estaurolita + granada + biotita + cianita pode ser identificada até a vista desarmada. O crescimento sintectônico das granadas e o dobramento ou orientação dos prismas de anfibólio segundo as microdobras permite admitir uma superposição de eventos metamórficos. A cloritização dos anfibólios evidencia um retrometamorfismo posterior.

2.2.2.6 Unidade superior (Arvs)

Essa unidade caracteriza-se por litótipos eminentemente metassedimentares clásticos. Foram individualizados dois conjuntos de rochas intercalados entre si.

O primeiro é constituído de quartzito com lentes subordinadas de metaconglomerado com seixos de quartzo e quartzito. Localmente, observam-se estruturas que lembram estratificações cruzadas. Lateralmente, esse quartzito transiciona para quartzomicaxisto com raros seixos de quartzo de veio e quartzito, mais ao norte. À medida que se adentra a estrutura dobrada das proximidades de Pinheios Altos, no sentido dos bordos para seu eixo, observa-se o aparecimento de granadas e rara estaurolita em concentrados nos colúvios desses litótipos. As identificações mineralógicas foram feitas em saprólitos concentrados em bateia ou peneiras utilizadas na pesquisa de diamantes.

O quartzito repete-se em, pelo menos, dois níveis no interior do conjunto, provavelmente por dobramentos isoclinais com vergência para SW e eixos aproximadamente N50°W suborizontalizados. Na subida da serra, próximo a Pinheiros Altos, ocorrem faixas miloníticas a protomiloníticas com geração de cordões de quartzo boudinados que podem ser confundidos com os seixos de quartzo e quartzito das lentes de metaconglomerado que ocorrem junto às mesmas. Localmente, observa-se a presença de magnetita nesse quartzito, porém ele se distingue do quartzito sacaróide com moscovita particularmente pelas associações litológicas. Enquanto aquele da unidade média ocorre intimamente associado a anfiboloxisto de provável origem vulcânica e formações ferríferas, este não apresenta qualquer relacionamento com possíveis sequências metavulcânicas.

2.2.2.7 Litogeoquímica

2.2.2.7.1 Introdução

Devido à escassez de afloramentos representativos, à descontinuidade das informações e à variedade de litologias dessa unidade, quase sempre intemperizadas, a amostragem litogeoquímica nela efetuada se restringiu a oito exemplares. Quatro amostras são de rochas básicas e ultrabásicas da unidade inferior e as outras, de xistos da unidade média. Da unidade superior não foram obtidas amostras frescas.

As amostras da unidade inferior e duas da unidade média (FR-194 e FR-198) foram todas analisadas no laboratório da Geologia e Sondagem Ltda – Geosol, em Belo Horizonte, sendo que as amostras FR-352 e FR-347A tiveram reanalisados os teores de H_2O^+, CO_2 e de perda ao fogo. As outras duas, FR-123 e FR-125K, foram analisadas na DIVLAB da Superintendência Regional de Belo Horizonte – SUREG-BH da CPRM. Os óxidos e elementos-traço foram os mesmos já referidos quando das considerações petrogenéticas sobre o complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Não foram analisados os elementos terras-raras nas amostras preparadas no laboratório da CPRM-SUREG/BH, e os resultados analíticos estão registrados nas tabelas II.2.1 e II.2.2. A localização dessas amostras pode ser visualizada na figura II.2.2.

2.2.2.7.2 Particularidades litogeoquímicas da unidade inferior

Na tabela II.2.6, estão listadas as amostras da unidade inferior, ao lado de suas classificações petrográficas e de valores da função discriminante de Shaw (1972), valores percentuais normativos (CIPW) de coríndon (C), diopsídio (di), olivina (ol), hiperstênio (hy) quartzo (Q), ortoclásio (or), albita (ab), anortita (an) e do índice de peraluminosidade (PAL). Os valores da DF se mostram desvirtuados da realidade petrográfica, uma vez que essa função não deve ser usada para amostras com mais de 6% de MgO (tabela II.2.1). A amostra FR-352, que apresenta coríndon normativo e índice PAL elevado (maior que a unidade), não pode ser considerada paraderivada, em vista dos seus elevados valores de Cr e Ni e de olivina e hiperstênio normativos. Os valores de PAL e coríndon normativo se justificam pelos baixos valores de CaO, Na_2O e K_2O. As outras três amostras não apresentam coríndon normativo, e os valores do índice PAL são todos baixos. A tabela II.2.7 procura comparar os valores e razões petroquímicas dessas amostras a valores da literatura geológica obtidos (Ladeira, 1980; Condie, 1981; e Bodinier et al., 1987). A coluna B mostra a média dos valores das amostras FR-347A e FR-349, e a coluna C, a média das amostras de xistos básicos da unidade média desse mesmo supergrupo, obtidas neste projeto. Os valores da coluna H, da média dos basaltos komatiíticos tipo 3 de Condie (BK3), são os que mais se aproximam dos das amostras referidas acima.

Quanto à amostra FR-068 da coluna 4, é a que mais se assemelha às médias das colunas F (BK1) e I(TH1), basaltos komatiíticos e toleíticos tipo 1 do mesmo autor. As maiores discrepâncias são observadas nas razões normali-

Tabela II.2.6 - Valores da função discriminante de Shaw (1972): DF =10,44 - 0,21SiO2 - 0,32Fet - 0,98MgO + 0,55CaO + 1,46Na2O + 0,54K2O, porcentagens normativas de coríndon (C), diopsídio (di), olivina (ol), hiperstênio (hy), quartzo (Q), ortoclásio (or), albita (ab); e anortita (an) e valores do índice de peraluminosidade: PAL=mol(Al2O3/Na2O+K2O+CaO) para amostras da unidade inferior do supergrupo rio das Velhas

ORDEM	AMOSTRA	CARÁTER PETROGRÁFICO	DF	C	di	ol	hy	Q	or	ab	an	PAL
1	FR-352	Metaultrabásica c/ magnesita	-32,66	1,47	-	48,55	40,40	-	0,21	0,50	1,71	2,47
2	FR-347A	Clorita-quartzotremolita-xisto	-19,48	-	20,13	16,40	38,83	-	0,18	1,24	16,96	0,41
3	FR-349	Quartzotremolita-xisto	-20,86	-	10,19	19,17	43,11	-	0,24	4,82	17,67	0,61
4	FR-068	Epidoto-anfiboloxisto	-4,51	-	13,47	-	25,31	12,50	1,31	11,93	29,56	0,68

zadas para os teores condríticos, segundo Evensen (1978) (La/Sm)N, (Yb/Gd)N e nas anomalias quantificadas de Eu (Eu/Eu*). Essas distorções podem ser explicadas pelas transformações metamórficas e metassomáticas sofridas posteriormente pelos primitivos vulcanitos dos quais se originaram essas rochas. Entretanto, não se deve desprezar o fato de que perfis de TR normalizados para condritos, em folhelhos pós-arqueanos, mostram acentuadas anomalias negativas de Eu (Taylor & Mclennan, 1983).

Ainda dentro da mesma linha de comparações, observa-se, nos dendrogramas das figuras II.2.3, II.2.4 e II.2.5, que a amostra FR-352 (RVINFUL) se agrupa aproximadamente junto aos ofiolitos fanerozóicos, enquanto a média das amostras FR-347A e FR-349 se agrupa junto aos ultramafitos arqueanos (*greenstone belts*). Já nos dendrogramas das figuras II.2.9, II.2.10, II.2.11 e II.2.12, que procuram comparar as rochas básicas e metabásicas, a mesma média das duas amostras citadas se agrupa melhor com basaltos komatiíticos tipo 3 (BK3), tipos 2 e 3 (BK2 e BK3) e tipos 1, 2 e 3 (BK1, BK2 e BK3), segundo conceituações de Condie (1981). O diagrama ternário baseado em Viljoen & Viljoen 1969b, e Jensen, 1976, (in: Arndt & Nisbet, 1982), na figura II.2.25, classifica a amostra FR-068 como toleito normal, as amostras FR-347A e FR-349 como basaltos komatiíticos e a amostra FR-352 como peridotito komatiítico. No caso desta, observa-se uma discordância com relação às observações efetuadas nos dendrogramas das figuras II.2.3, II.2.4 e II.2.5. Genericamente, com base nessas observações, pode-se concluir que a unidade inferior do supergrupo Rio das Velhas é caracterizada por vulcanitos de caráter komatiítico e toleítico tipo 1, cortados, eventualmente, por corpos ultramáficos e máficos de geração posterior.

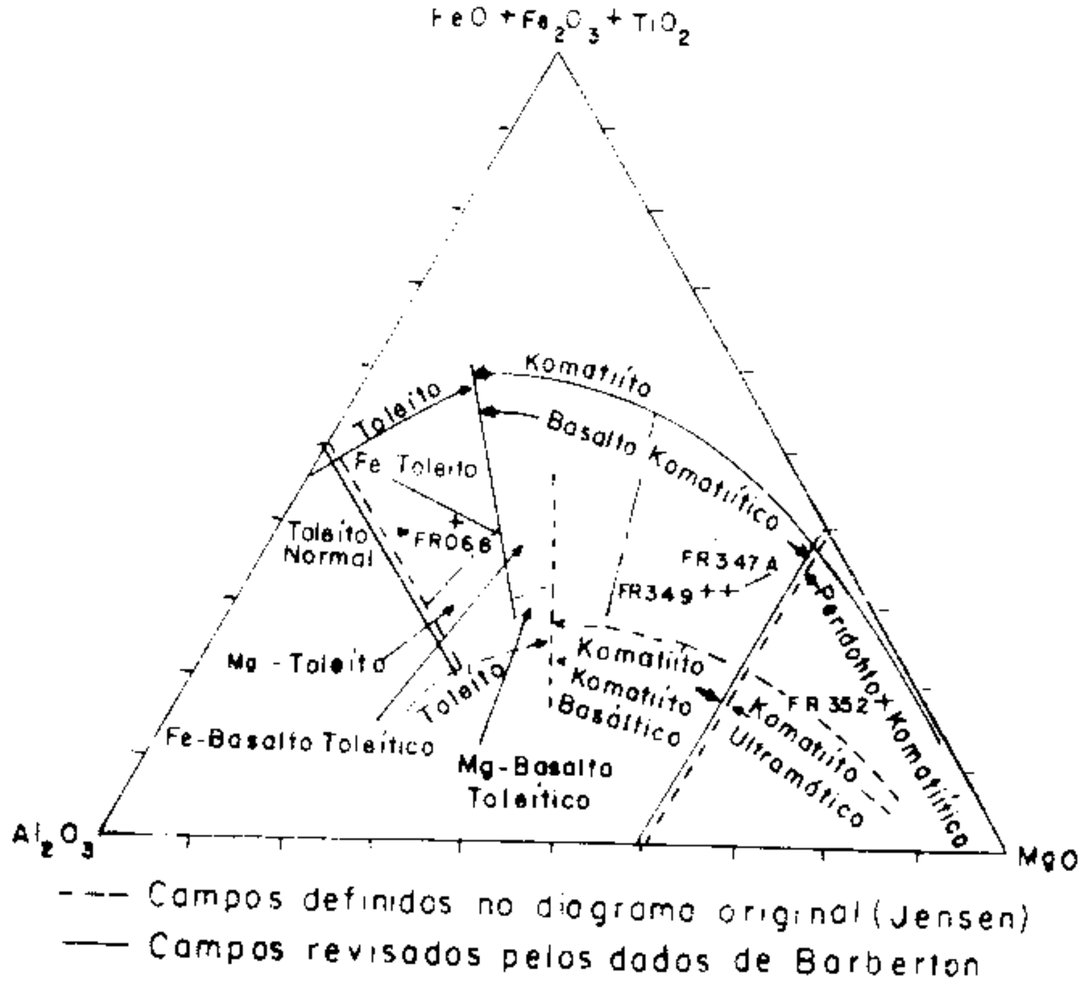


Figura II.2.25 – Diagrama ternário Al_2O_3-FeOt-MgO com os campos de classificação de rochas básicas e ultrabásicas segundo Viljoen & Viljoen, 1969b (in: Arndt & Nisbet, 1982), aplicado às rochas da unidade inferior do supergrupo Rio das Velhas.

Tabela II.2.7 - Tabela de Comparação de Teores Químicos de Rochas Básicas e Ultrabásicas da Unidade Inferior do Supergrupo Rio das Velhas com Teores Químicos de Rochas Básicas da Literatura Geológica

	I	1	2	3	4	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
	I	FR-352	FR-347A	FR-349	FR-068	EVENSEN	RV.INF	RV.MED	N.LIMA	B.O.	BK1	BK2	BK3	TH1	TH2	BCMO	ARCO	C.ALC	R.CONT.
SiO2	I	38,30	45,70	46,80	54,30		46,25	48,41	53,17	49,61	50,50	48,80	47,30	50,20	49,50	49,80	51,10	50,20	50,30
TiO2	I	0,16	1,00	1,20	1,10		1,10	1,47	0,66	2,11	0,60	0,73	0,95	0,94	1,49	1,50	0,83	1,00	2,20
Al2O3	I	1,90	6,20	7,20	13,30		6,70	16,02	15,19	15,53	11,00	13,00	9,00	15,50	15,20	16,00	16,10	17,70	14,30
Fe2O3	I	1,60	2,90	1,20	2,10		2,05	7,41	8,1t	10,9t	1,53	1,94	2,98	1,63	2,80	2,00	3,00	3,90	3,50
FeO	I	6,05	9,35	11,05	10,35		10,02	6,78	-	-	9,23	9,68	7,80	9,26	9,17	7,50	7,30	6,30	9,30
MgO	I	33,60	21,60	21,90	6,40		21,75	7,72	5,01	6,79	10,20	11,80	21,00	7,53	6,82	7,50	5,10	5,40	5,90
CaO	I	0,36	8,20	6,00	9,30		7,10	9,24	3,12	8,67	11,80	8,24	7,81	11,60	8,79	11,20	10,80	9,80	9,70
Na2O	I	0,05	0,14	0,55	1,40		0,34	1,97	3,55	4,19	1,87	1,48	0,87	2,15	2,70	2,80	2,00	2,70	2,50
K2O	I	0,03	0,03	0,04	0,22		0,03	0,17	1,87	0,39	0,17	0,15	0,16	0,22	0,69	0,14	0,30	0,90	0,80
P2O5	I	0,05	0,05	0,06	0,09		0,05	-	0,09	0,35	0,06	0,09	0,09	0,10	0,17	0,20	0,15	0,20	0,16
MnO	I	0,08	0,24	0,24	0,24		0,24	0,23	0,18	0,15	0,20	0,21	0,19	0,22	0,18	0,17	0,17	0,20	0,20
H2O+	I	2,13	0,09	2,68	0,36		3,02	0,29	9,02	1,45	2,40	3,00	2,50	1,62	2,04	1,30	0,50	0,70	0,65
H2O-	I	0,10	5,07	0,13	0,16		2,6	0,17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO2	I	14,50	0,10	0,25	0,45		0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	I	98,91	100,67	99,3	99,77		99,985	99,88	91,86	89,24	99,56	99,12	100,73	100,97	99,55	100,11	97,35	99,00	99,51
CaO/Al2O3	I	0,19	1,32	0,83	0,70		1,06	0,58	0,20	0,56	1,10	0,63	0,86	0,75	0,58	0,70	0,67	0,55	0,68
FeO/Fe2O3	I	3,78	3,22	9,21	4,93		4,89	0,91	-	-	6,00	5,00	2,60	5,70	3,30	3,80	2,40	1,60	2,70
MgO/FeO	I	5,17	2,31	1,98	0,62		10,61	1,04	-	-	1,10	1,20	2,70	0,81	0,74	1,00	0,70	0,86	0,63
Cr	I	1080,00	1540,00	1510,00	360,00		1525,00	10,00	338,00	226,00	920,00	900,00	1750,00	490,00	250,00	300,00	50,00	50,00	100,00
Ni	I	1880,00	920,00	1400,00	180,00		1160,00	14,00	190,00	78,00	360,00	390,00	640,00	140,00	125,00	100,00	25,00	50,00	100,00
V	I	102,00	280,00	260,00	240,00		270,00	350,00	134,00	264	250,00	270,00	235,00	260,00	365,00	300,00	270,00	150,00	300,00
Co	I	84,00	88,00	76,00	46,00		82,00	7,00	28,00	35,00	50,00	69,00	80,00	52,00	55,00	32,00	20,00	40,00	40,00
Cu	I	14,00	58,00	76,00	19,00		67,00	67,00	51,00	20,00	33,00	37,00	30,00	110,00	100,00	70,00	80,00	80,00	90,00
Zn	I	16,00	42,00	23,00	13,00		32,00	12,00		109,00				80,00	120,00	75,00	80,00	80,00	90,00
Zr	I	(20,00	46,00	63,00	71,00		54,00	25,00	92,00	168,00	33,00	37,00	30,00	53,00	135,00	100,00	60,00	100,00	200,00
Ba	I	30,00	33,00	27,00	45,00		30,00	50,00	176,00	68	20,00			80,00	90,00	11,00	60,00	100,00	200,00
Sr	I	(10,00	22,00	36,00	30,00		29,00	96,00	69,00	265	100,00	96,00	60,00	100,00	190,00	135,00	225,00	300,00	350,00
La	I	2,70	41,80	6,40	6,60	0,2446	24,10	-	-	16,50	3,00	1,90	0,86	3,60	13,00	3,50	3,90	9,20	27,00
Ce	I	5,30	10,50	11,20	12,90	0,6379	10,80	-	-	38,20	7,90	5,90	2,90	9,20	30,00	12,00	7,00	25,00	140,00
Nd	I	2,60	40,20	9,60	9,10	0,4738	24,90	-	-	26,80	5,20	4,80	2,70	6,60	17,00	11,00	6,00	15,00	61,00
Sm	I	0,66	11,40	2,80	2,60	0,1540	7,10	-	-	5,40	1,60	1,50	1,00	2,00	4,00	3,90	2,20	3,80	5,20
Eu	I	0,15	3,30	0,70	0,97	0,0580	2,00	-	-	1,80	0,55	0,57	0,39	0,73	1,30	1,50	0,90	1,30	1,00
Gd	I	0,74	14,60	3,20	3,00	0,2043	8,90	-	-	-	2,00	2,20	1,40	2,60	3,80	6,20	2,50	4,50	6,50
Tb	I	-	-	-	-	-	8,55	-	-	-	2,50	2,80	1,80	3,10	4,20	7,00	2,70	4,80	6,10
Er	I	0,33	10,10	1,40	2,10	0,1660	5,70	-	-	-	1,50	1,80	1,10	2,00	2,30	3,60	1,80	2,60	3,00
Yb	I	0,30	8,40	1,00	2,00	0,1651	4,70	-	-	3,20	1,50	1,80	1,10	1,90	2,20	3,00	2,00	2,50	2,50
Lu	I	0,07	1,30	0,24	0,28	0,0254	0,77	-	-	5,00	0,23	0,29	0,18	0,31	0,38	0,30	0,30	0,50	0,40
Y	I	(10,00	120,00	24,00	28,00		72,00	41,00	22,00	34,00	17,00	22,00	16,00	20,00	30,00	30,00	20,00	23,00	30,00
Ni/Co	I	22,38	10,45	18,42	3,91		14,10	2,00	6,78	2,23	7,20	5,70	8,00	2,70	2,30	3,00	1,30	1,30	2,50
Ti/Zr	I	-	95,08	199,67	92,80		122,00	352,00	43,00	75,00	109,00	118,00	100,00	106,00	66,00	90,00	83,00	60,00	66,00
Zr/Y	I	-	0,38	2,63	2,54		0,75	0,61	4,00	4,90	1,90	1,70	1,90	2,70	4,50	3,30	3,00	4,30	6,70
Ti/V	I	9,40	21,39	27,65	27,45		24,00	25,00	29,00	49,00	14,00	16,00	13,00	22,00	24,00	30,00	18,00	40,00	44,00
(La/Sm)N	I	2,58	2,31	1,44	1,60		2,13	-	-	1,92	1,00	0,70	0,47	0,99	1,80	0,49	0,97	1,30	1,80
Eu/Eu*	I	0,21	0,25	0,23	0,35		0,77	-	-	-	0,95	0,97	1,00	0,96	1,00	0,92	1,20	1,00	0,85
(Yb/Gd)N	I	0,50	0,71	0,39	0,82		0,65	-	-	-	0,93	1,00	0,99	0,91	0,73	0,60	1,00	0,69	0,48

(Amostras 1, 2, 3, 4) Rochas básicas e ultrabásicas do unidade inferior do supergrupo rio das Velhas na folha Rio Espera.
(A) Valores-padrão de TR em condrito segundo Evensen (1978).
(B) Média das duas amostras, FR-347A e FR-349.
(C) Média de duas amostras de anfibolo-xisto da unidade média do supergrupo rio das Velhas da folha Rio Espera neste projeto.
(D) Média de cinco amostras de rochas metavulcânicas que constituem a capa e lapa da formação Lapa Seca e de corpos mineralizados da mina Morro Velho (Ladeira, 1980).
(E) Média de dez amostras de metabasitos do complexo Nevado-Filabride, Cordilheiras Béticas, Espanha, considerados relictos de uma seqência ofiolítica (Bodinier et al., 1987).
(F, G e H) Médias de basaltos komatiíticos tipos 1, 2 e 3 respectivamernte (Condie, 1981).
(I e J) Médias de toleitos tipos 1 e 2 respectivamente (Condie, 1981).
(K, L, M e N) Médias de basaltos de cadeias mesoceânicas (BCMO), de arco vulcânico (ARCO), calcialcalinos (CALC) e de *rift* continental (RCONT), respectivamente (Condie, 1981).

2.2.2.7.3 Particularidades litogeoquímicas da unidade média

As quatro amostras relativas à unidade média do mesmo supergrupo podem ser divididas em dois pares, conforme a tabela II.2.8. As duas primeiras, FR-125K e FR-123, apesar dos valores negativos de DF, apresentam índices de peraluminosidade menores que a unidade e teores nulos de coríndon normativo. Considerando que os teores de MgO são superiores a 6% e as paragêneses minerais não são acentuadamente aluminosas, pode-se considerar essas amostras como de origem ígnea ou tufácia. As duas últimas, FR-198 e FR-194, já apresentam coríndon normativo, índices de peraluminosidade superiores à unidade e teores de MgO inferiores a 6% e, portanto, podem ser consideradas de caráter metassedimentar. Contudo, deve-se observar que no diagrama binário de Garrels & Mackenzie (1971), utilizado para discriminar as rochas de origem ígnea das de origem sedimentar com base nos teores de Al_2O_3, Na_2O e K_2O (figura II.2.26), a amostra FR-198 identifica-se como de origem ígnea. Essa distorção pode ser interpretada como devida a transformações de caráter metassomático na composição original da rocha.

A ambiência das amostras de provável origem vulcânica fica sugerida por observações na tabela II.2.7 e nos dendrogramas das figuras II.2.9, II.2.10, II.2.11 e II.2.12. Na tabela, observam-se maiores semelhanças com os teores médios dos toleítos tipo 2 (TH2) e com os basaltos de cadeias mesoceânicas modernas coletados (Condie, 1981). Através dos dendrogramas, observa-se uma certa tendência da média de as amostras de xistos básicos da unidade média (FR-125K e FR-123) agruparem-se junto aos basaltos de cadeias mesoceânicas modernas (BCMO), aos toleítos tipo 2 (TH2), aos basaltos de *rift* continental (RCONT), e aos basaltos calcialcalinos (CALC). Esse agrupamento mostra uma certa concordância com as observações efetuadas na tabela II.2.7. O fato de se agruparem ambientes tão divergentes como cadeia mesoceânica com arco vulcânico e mesmo *rift* continental sugere um ambiente misto na geração dessas rochas com um maior predomínio do

Tabela II.2.8 - Valores da função discriminante de Shaw (1972): DF =10,44-0,21SiO2-0,32Fet-0,98MgO+0,55CaO+1,46Na2O+0,54K2O, porcentagens normativas de coríndon (C), diopsídio (di), olivina (ol), hiperstênio (hy), quartzo (Q), ortoclásio (or), albita (ab), e anortita (an); e valores do índice de peraluminosidade ^{PAL}=molAl2O3/Na2O+K2O+CaO para amostras da unidade média do supergrupo rio das Velhas

ORDEM	AMOSTRA	CARÁTER PETROGRÁFICO	DF	C	di	ol	hy	Q	or	ab	an	PAL
1	FR-125K	Quartzo-actinolita-xisto	-2,79	-	13,42	11,06	14.19	-	1,02	18,95	35,66	0,78
2	FR-123	Granada-actinolita-quartzo-xisto	-4,27	-	5,69		30,94	5,12	1,01	14,75	33.65	0.86
3	FR-198	Quartzobiotita-moscovita xisto	0,04	1,51	-	-	10,49	30,07	14,92	28,20	11.49	1.10
4	FR-194	Quartzobiotita-moscovita-xisto c/ estaurolita e granada	-2,02	5,91	-	-	8.65	40,83	21.01	16,32	4,07	1,65

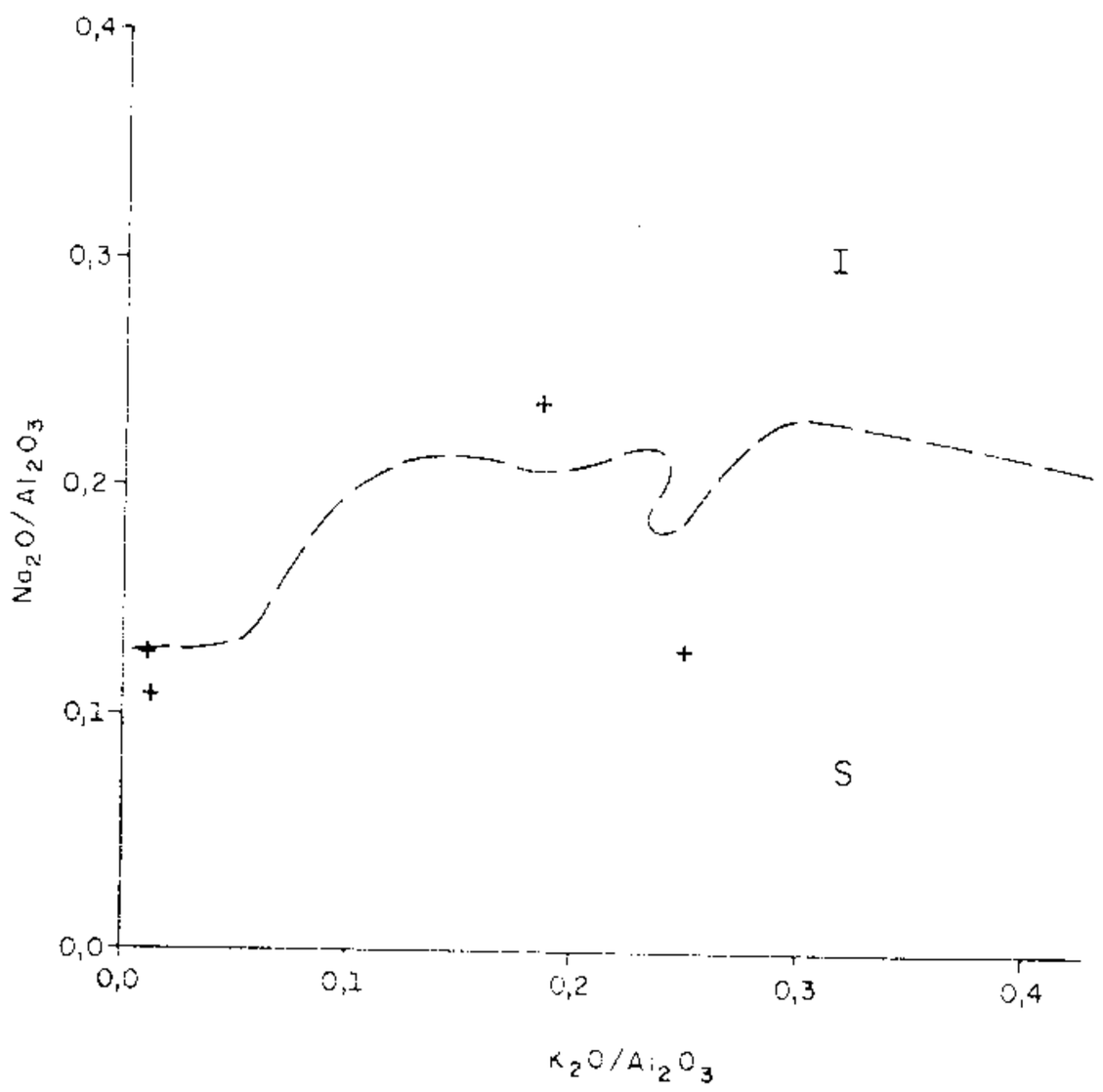


Figura II.2.26 – Diagrama binário de Garrels & Mackenzie (1971), utilizado para discriminar rochas de origem ígnea de rochas de origem sedimentar, aplicado às amostras da unidade média do supergrupo Rio das Velhas.

ambiente oceânico (BCMO). Essas características são compatíveis com aquelas sugeridas para os toleítos tipo 2 de Condie (1981). Por outro lado, vem de encontro à hipótese de uma ambiência mista o fato de se associarem a essas rochas formações ferríferas geradas tipicamente em ambiente marinho nerítico. As amostras FR-198 e FR-194, caracterizadas como metassedimentos, sugerem metafolhelhos ou metagrauvacas pelo elevado teor em feldspatos normativos, particularmente albita e anortita.

2.2.2.7.4 Litogeoquímica dos elementos terras-raras

Os resultados das análises dos elementos terras-raras de quatro amostras da unidade inferior e de duas amostras da unidade média estão listados na tabela II.2.2. Os teores desses elementos, de uma certa forma, permitem individualizar três classes de litótipos na pequena população de amostras da unidade inferior. A amostra FR-352, caracterizada como rocha ultrabásica talcificada, distingue-se pelos seus baixos teores. As amostras FR-347A e FR-349, que pelos teores de óxidos maiores e elementos-traço, caracterizam-se como basaltos komatiíticos, aparecem bem distintas entre si em termos de elementos terras-raras. A maior semelhança, contrariando as observações petrográficas e aquelas tiradas dos óxidos maiores e outros elementos-traço, pode ser observada entre as amostras FR-068 e FR-349. As duas únicas diferenças são uma pequena anomalia negativa de Eu e um teor mais baixo de Yb na amostra FR-349. Na FR-347A, observa-se um enriquecimento generalizado em todos os elementos terras-raras, com exceção do Ce. Essas diferenças tornam-se mais evidentes nos perfis normalizados pelos valores-padrão de condritos segundo Evensen (1978), na figura II.2.27. Destaca-se, nessa figura, forte anomalia negativa de Ce, que pode ser interpretada como uma interação prolongada entre a rocha e a água do mar. O enriquecimento generalizado de ETR tanto pode dever-se ao intemperismo como à serpentinização e talcificação da rocha original. Com base no teor desses elementos, a rocha original da amostra FR-347A pode ser interpretada como um basalto komatiítico alterado ou como um tufo vulcânico submarino, uma vez que os teores elevados de Cr e Ni não permitem uma interpretação sedimentar. Segundo a forma do perfil normalizado, a amostra FR-349 pode ser interpretada como basalto komatiítico tipo 1 (BK1). Entretanto, segundo os teores de MgO, Cr e Ni, a interpretação mais segura é a de um basalto komatiítico tipo 3 (BK3) segundo Condie (1981). A ausência de depleção em TRL, característica desse tipo de basalto, pode ser devida à alteração da rocha. A amostra FR-068, pela forma do perfil, pelos teores em ETR e outros óxidos e elementos, como Al_2O_3, MgO, Cr e Ni, é mais compatível com os basaltos toleíticos tipo 1 (TH1), do mesmo autor. Finalmente, a amostra FR-352, caracterizada como ultrabásica talcificada, pelos teores normalizados de ETR pesados, se aproxima dos peridotitos tipo alpino ou peridotitos de fundo oceânico (Frey, 1984). Porém o enriquecimento relativo dos ETR leves pode ser interpretado, tanto por alterações intempéricas como pela serpentinização da rocha original.

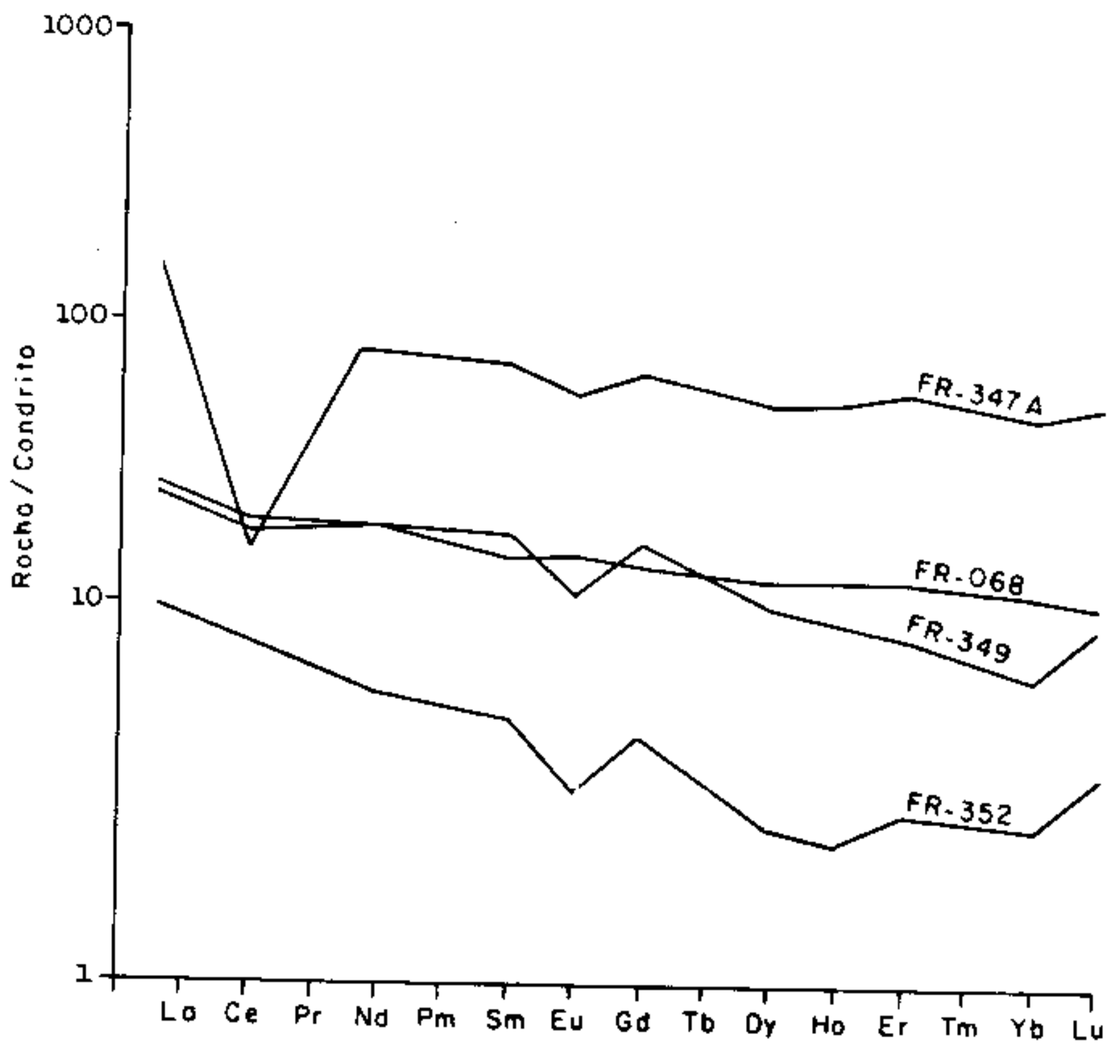


Figura II.2.27 – Perfis normalizados pelos padrões de condreito segundo Evensen (1978), das amostras analisadas para elementos terras-raras da unidade inferior do supergrupo Rio das Velhas.

As duas amostras da unidade média, analisadas para ETR, FR-194 e FR-198, foram interpretadas, através dos óxidos maiores e outros elementos-traço, como metassedimento e metassedimento granitizado. Essas características se destacam também nos padrões de ETR. Os somatórios de ETR, tanto absolutos como normalizados pelos padrões condríticos segundo Evensen (1978), são aproximadamente similares aos dos folhelhos arqueanos segundo Taylor & McLennan (1983), ressalvando-se uma maior depleção em ETR pesados na amostra FR-198 (figura II.2.28). O perfil normalizado por uma média de folhelhos norte-americanos (NASC – segundo Haskin et al., 1968) da amostra FR-194, apresenta uma certa similaridade com um perfil da média de grauvacas de Wyoming, segundo Wildeman & Condie (1973), na figura II.2.29. O perfil da amostra FR-198, nesta figura, ressalta a mesma declividade nos ETR pesados já observada no perfil normalizado por condrito. Por outro lado, a ausência de anomalia negativa de Eu induz à interpretação dessas rochas como originadas a partir de sedimentos arqueanos (Wildeman & Haskin, 1973; Wildeman & Condie, 1973; e Taylor & McLennan, 1983).

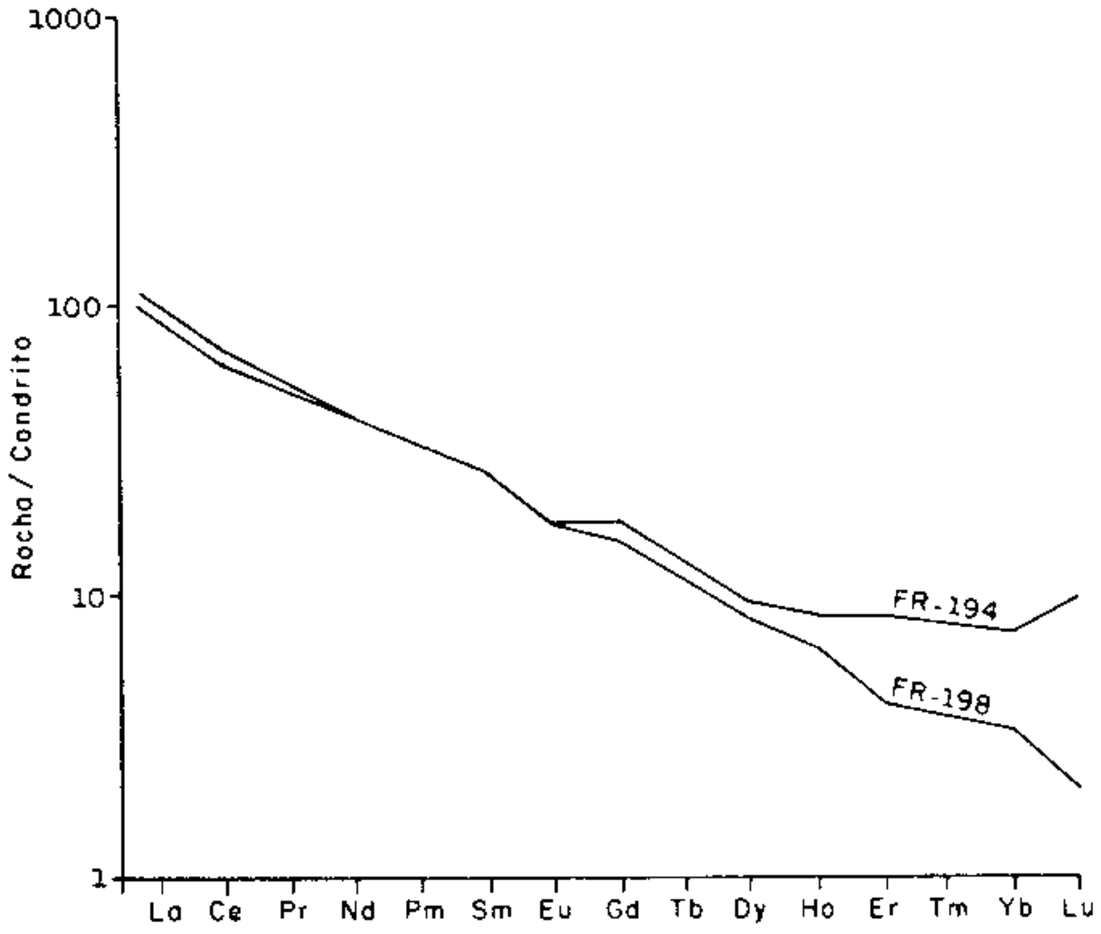


Figura II.2.28 – Perfis normalizados pelos padrões de condreito segundo Evensen (1978). das amostras analisadas para elementos terras-raras dos metassedimentos da lunidade média do supergrupo Rio das Velhas.

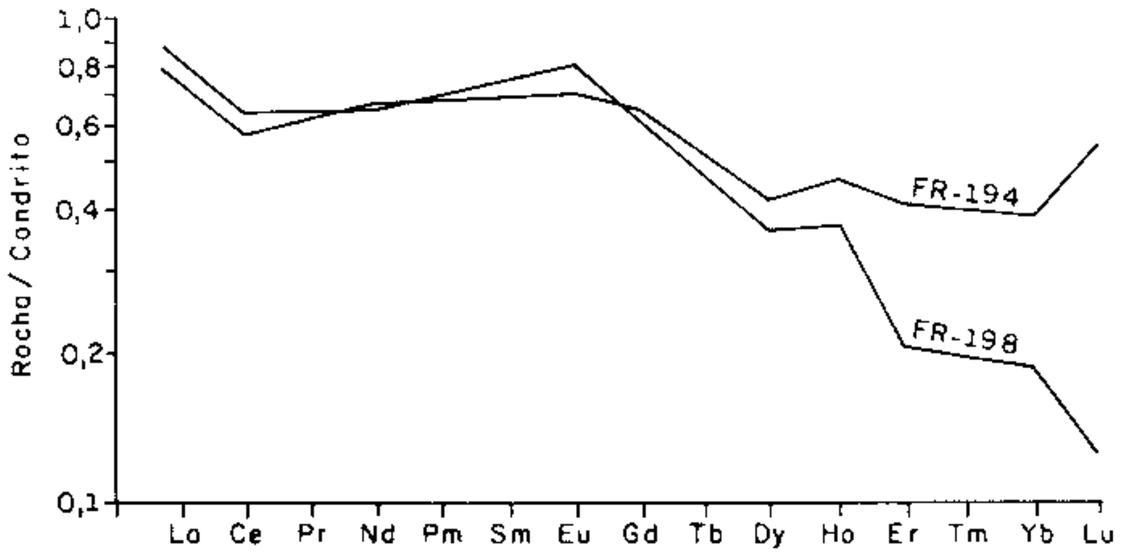


Figura II.2.29 – Perfis normalizados pela média de 40 folhelhos norte-americanos (NASC) segundo Haskin et al. (1968), das amostras de metassedimentos parcialmente gnaissificados da unidade média do supergrupo Rio das Velhas.

2.2.2.7.5 Conclusões

Tendo em vista a qualidade e quantidade de dados químicos analisados, não se pode chegar, aqui, a um modelo definitivo e preciso para interpretar as seqüências litológicas do supergrupo Rio das Velhas. Especificamente sobre as rochas ultrabásicas, os dados são precários e as interpretações dúbias, mesmo considerando as diversas técnicas utilizadas. Entretanto, as rochas básicas, em geral menos alteradas que as ultrabásicas, já permitem melhores deduções. Diante de tais dificuldades, tentou-se aqui um modelo teórico interpretativo que pretende ser apenas um ponto de partida para futuros pesquisadores.

Tendo em vista essas restrições, a unidade inferior pode ser interpretada como uma pilha de rochas vulcânicas básicas e ultrabásicas deformadas e alteradas por processos tectônicos, metamórficos e intempéricos. As rochas ultrabásicas, devido a mudanças de caráter composicional, são de difícil identificação, podendo tratar-se de peridotitos tipo alpino, de fundo oceânico ou komatiíticos. As rochas básicas podem constituir basaltos komatiíticos tipo 3 (BK3) segundo Condie (1981) e basaltos toleíticos tipo 1 (TH1) também segundo esse autor.

A unidade média é constituída, em parte, por metassedimentos parcialmente gnaissificados, caracterizados através dos ETR como folhelhos ou grauvacas arqueanas semelhantes às de Wyoming, segundo Wildeman & Condie (op. cit.). Além desses metassedimentos, podem ser identificados quartzitos, formações ferríferas e níveis delgados de rochas básicas xistosas, precariamente identificadas como basaltos toleíticos tipo 2 (TH2), segundo Condie (op. cit.), com base em teores de óxidos maiores e alguns elementos-traço.

2.2.2.8 Idade e correlações

A cronologia dos eventos que afetaram as rochas do Quadrilátero Ferrífero, e entre elas as das seqüências do supergrupo Rio das Velhas, tem sido um dos problemas clássicos da Geologia do Brasil. Segundo Teixeira (1985), o período mais importante de formação crustal, nessa região, ocorreu entre 3000 e 2600m.a., seguindo, em importância, ao evento Transamazônico entre 2400 e 2100m.a.

Dados mais recentes (Machado et al., 1989) vieram contribuir definitivamente para uma maior precisão cronológica desses eventos. Em zircões de rochas vulcânicas félsicas do grupo Nova Lima, obteve-se uma idade U/Pb de 2776 +23/-10m.a. e no granitóide de Caeté, ao norte da folha Rio Espera, uma idade, também U/Pb em zircão, de 2776 +7/-6m.a. No granitóide de Moeda, a oeste do Quadrilátero Ferrífero, foi obtida uma idade U/Pb de 2730 ± 10m.a. Esses dados permitem concluir que ocorrem granitóides arqueanos contemporâneos a rochas vulcânicas das seqüências vulcanossedimentares do supergrupo Rio das Velhas. Por outro lado, evidências de uma crosta siálica mais antiga que 2776m.a. são indicadas pela presença de zircões herdados com idades de 2883 ± 6m.a. a 3029 ± 6m.a. A presença de granitóides com diferença de idade de 40m.a. sugere, pelo menos, dois períodos de magmatismo granítico na evolução das seqüências do supergrupo Rio das Velhas. Extrapolando esses dados para

as rochas do supergrupo Rio das Velhas, cartografadas na folha Rio Espera, e admitindo que as seqüências de rochas ultrabásicas e básicas se relacionem ao início do evento vulcanossedimentar, pode-se indicar para as mesmas uma idade entre 2.883 e 2776m.a.

2.2.3 Complexo Ressaquinha –PIr

2.2.3.1 Comentários gerais

A sudoeste da folha, desenvolve-se um conjunto de rochas granitóides que aparecem menos deformadas no extremo sudoeste e se tornam mais deformadas à medida que se avança dos contatos com as litologias do complexo Santo Antônio do Pirapetinga e do granito a moscovita Brás Pires. Esse conjunto extravasa os limites sul e oeste da folha e parece correlacionar-se aos granitóides das imediações de Congonhas do Campo, Conselheiro Lafaiete e sul de Itaverava, já referidos na literatura geológica por Barbosa (1949), Guild (1957), Pires (1977) e descritos por Grossi Sad et al. (1983) como batólito Alto Maranhão. Essas rochas aparecem bem-representadas na folha contígua Barbacena, nas imediações da cidade de Ressaquinha, que emprestou o nome à sua designação.

Considerando-se essas observações, é possível que, com o desenvolvimento da cartografia geológica do estado, melhores parâmetros de correlação sejam obtidos e essas denominações venham a ser reanalisadas.

2.2.3.2 Distribuição geográfica e expressão topográfica

Essa unidade abrange quase todo o quadrante sudoeste da folha e se estende até as imediações de Piranga e próximo à margem direita do rio de mesmo nome, onde aparecem intercaladas entre rochas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. O relevo é geralmente pouco acidentado e os vales relativamente pouco encaixados. Os afloramentos ocorrem nas encostas de forte declividade, ligeiramente convexas. Quando os litótipos estão cisalhados, aparecem como travessões nos leitos dos rios. A figura II.2.30 mostra a distribuição da unidade na folha Rio Espera.

2.2.3.3 Relações de contato

As relações de contato dessa unidade já foram expostas, praticamente, nas descrições das unidades anteriores. Com o moscovita-granito Brás Pires, os contatos são bruscos e caracterizados por uma série de injeções graníticas sin- a tarditectônicas em zonas de cisalhamento de alto ou baixo ângulo, onde seus litótipos se comportam como uma espécie de paleossoma de um "migmatito de injeção".

2.2.3.4 Litologia, metamorfismo e deformação

A área, em geral, é pobre em exposições de rochas frescas dessa unidade, e os rególitos resultantes da decomposição de seus litótipos apresentam cor avermelhada. Os termos predominantes apresentam composição diorítica a tonalítica e caracterizam-se pela alta porcentagem de plagioclásio, anfibólio e relativamente pequena porcentagem de quartzo. Alguns tipos classificam-se como granodioritos a granitos com porcentagens relativamente elevadas de microclina (20%) para 30 a 40% de plagioclásio. Localmente, podem ocorrer metagabros com 45% de máficos e cerca de 40% de plagioclásio. Os máficos são anfibólio e clinopiroxênio.

As texturas nos litótipos menos deformados podem ser hipidiomórficas a intergranulares coroníticas (nos gabros). Nesse caso, pode-se dizer que as rochas encontram-se no estágio não-deformado a incipientemente deformado. Nas zonas mais deformadas, esses granitóides se transformam em gnaisses bandados, por vezes dobrados em zonas de cisalhamento com dobras em "bainha" e pseudopadrões de interferência. Uma boa exposição desses gnaisses ocorre numa pedreira nas proximidades de Lamim onde essas rochas apresentam 30% de plagioclásio (An_{28}), 20% de quartzo e 35% de hornblenda. Como acessórios, exibem ainda biotita, epídoto-clinozoisita, titanita, apatita, alanita, zircão, opacos e sericita. São muito heterôgeneas, tanto em escala de mão como microscópica. Localmente, a biotita se desenvolve em salbandas, gerando uma espécie de migmatito por diferenciação metamórfica. No entanto, essa migmatização é relativamente pouco desenvolvida, no caso de se considerar todo o conjunto do afloramento. Os pseudopadrões de interferência observados foram gerados em regime de cisalhamento dúctil, bem como as dobras em "bainha" redobradas (fotos 14, 15 e 16). Em regime um pouco menos dúctil e com as rochas relativamente hidratadas, são gerados gnaisses bandados com bandas bastante retilíneas e com espessuras centimétricas a decimétricas. Encraves de rochas básicas mostram-se bastante estirados nos planos de foliação. Tais aspectos podem ser vistos na estrada entre o distrito de Santana, próximo a Senhora de Oliveira, e Cipotânea, tanto em afloramentos na margem da estrada como em travessões do rio Xopotó, caracterizando deformações em zonas de cisalhamento de alto ângulo com direção aproximadamente NS.

Em outros locais, provavelmente em virtude da maior pobreza em fluidos, são gerados protomilonitos com porfiroclastos milimétricos a centimétricos, como nas proximidades de Piranga e a leste de Santo Antônio do Guiné. Ali, as rochas são de composição granodiorítica com 40% de plagioclásio e 20% de microclina. A textura é granonematoblástica e a granulação, grossa.

Os granitóides menos deformados, particularmente aqueles observados nas imediações de Rio Espera e Senhora de Oliveira, apresentam xenólitos de rochas ultrabásicas, anfibolito e formação manganesífera. Quando

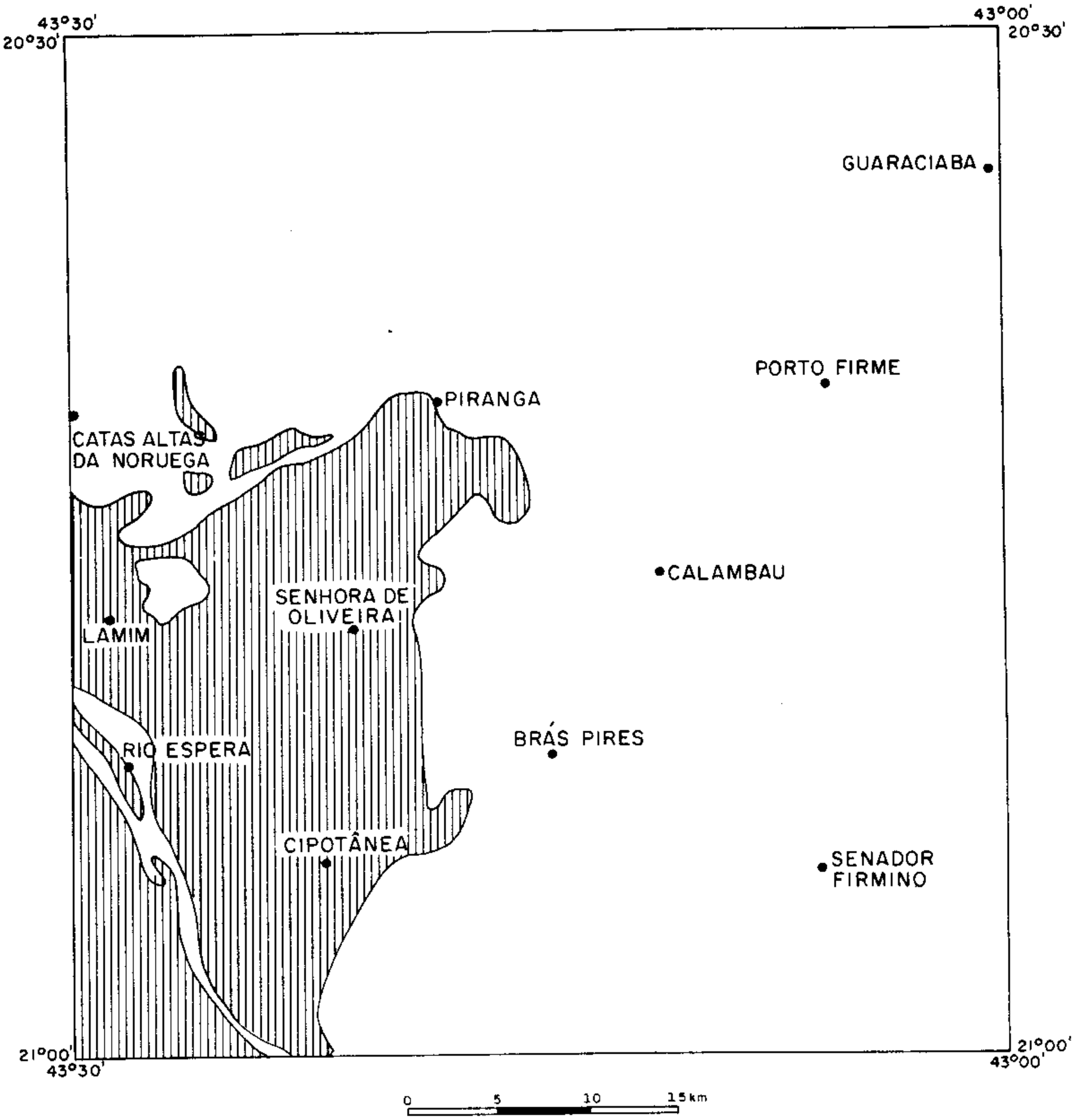


Figura II.2.30 – Distribuição das rochas do complexo Ressaquinha, na folha Rio Espera.

cartografáveis na escala do projeto, eles identificam-se como rochas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Alguns, entretanto, em virtude da decomposição intempérica, são de difícil identificação e podem constituir esquiálitos ou autólitos do próprio batólito. Localmente, observa-se a sua associação a zonas de cisalhamento de direção N30°-50°W ou N70°E que esvanecem para leste, à medida que se aproximam das zonas de cisalhamento de baixo ângulo ou das zonas de cisalhamento de alto ângulo de direção aproximada NS. Nestas, além da deformação mais intensa e geração de gnaisses bandados e protomilonitos, observam-se *pods* de rochas com ortopiroxênio e diopsídio e que foram metamorfizadas à fácies anfibolito. Num desses xenólitos, ou *pods*, a composição é 85% de anfibólio gerado do piroxênio. Porém, aparecem em alguns piroxênios inclusões de anfibólio. A rocha apresenta, ainda, plagioclásio numa proporção de 10%, e o piroxênio de dois tipos, diopsídio e hiperstênio, ocorre em proporções subordinadas. Nesse mesmo local, observa-se uma intensa perturbação das direções NW de cisalhamento e as foliações mostram direções de N25°W a N50°W e mergulhos subverticalizados. Essas perturbações sugerem um encontro de zonas de cisalhamento, sendo a de direção NW a mais antiga.

2.2.3.5 Litogeoquímica

2.2.3.5.1 Introdução

Desta unidade, coletaram-se seis amostras, todas analisadas nos laboratórios da Geologia e Sondagens Ltda – Geosol de Belo Horizonte (MG). Os óxidos e elementos-traço foram os mesmos já referidos nas unidades anteriores e os resultados analíticos estão listados nas tabelas II.2.9 e II.2.10. Nesta, apresentam-se além dos teores dos elementos terras-raras, várias razões utilizadas no estudo petrogenético da unidade. As normalizações foram efetuadas segundo os valores condríticos analisados por Evensen (1978). A figura II.2.2 apresenta, também, a localização das amostras.

2.2.3.5.2 Composições petrográfica e química

Petrograficamente, tais amostras classificam-se como anfibolito (FR-281L e FR-293K), biotita-anfibolognaisse ou gnaisse migmatítico (FR-210), gnaisse de composição diorítica (FR-485A e FR-490) e granodiorito (FR-293L). Por-

Tabela II.2.9 - Relação dos Teores dos óxidos Maiores e Elementos-Traço de Amostras dos Complexos Ressaquinha e Mantiqueira

	Complexo Ressaquinha						Complexo Mantiqueira					
óXIDOS MAIORES	FR-281L	FR-293K	FR-293L	FR-210	FR-485A	FR-490	FR-016K	FR-635A	FR-005	FR-635	FR-404	FR-745M
SiO2	58,600	48,200	71,200	65,000	60,000	56,800	53,600	59,200	60,600	64,100	72,600	73,180
Al203	15,600	13,200	15,200	14,600	15,900	15,500	13,700	11,700	11,200	12,300	13,600	14,340
Fe203	2,100	3,800	0,320	1,700	2,000	1,900	2,600	1,100	2,000	0,990	0,460	0,500
FeO	5,600	9,750	1,600	3,900	4,450	5,300	11,650	5,000	6,600	4,600	1,300	0,420
MnO	0,100	0,210	0,030	0,090	0,190	0,120	0,180	0,310	0,110	0,330	0,030	0,020
MgO	2,500	6,800	0,860	2,400	3,800	4,400	4,100	3,500	3,800	3,100	0,630	0,530
CaO	5,000	10,200	3,100	5,300	5,000	6,400	8,600	14,800	5,300	11,200	2,200	1,190
Na20	4,300	3,300	5,400	4,500	4,700	4,200	2,600	2,000	2,400	2,000	3,800	2,780
K20	3,600	1,300	1,400	1,200	1,900	3,000	0,480	0,890	3,700	0,350	4,300	5,840
Ti02	1,200	1,100	0,290	0,530	1,000	1,100	1,700	0,650	1,000	0,480	0,220	0,250
P205	0,410	0,090	0,080	0,060	0,250	0,410	0,180	0,060	0,070	0,050	0,060	-
S	0,070	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,040	0,090	0,040	0,110	0,020	-
CO2	0,100	0,100	0,100	0,100	0,100	0,100	0,100	0,100	2,200	0,100	0,250	-
H20+	0,470	1,750	0,180	0,290	0,370	0,460	0,370	0,150	0,610	0,170	0,300	-
PF	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,470
Umid	0,030	0,060	0,050	0,080	0,110	0,060	0,050	0,070	0,090	0,090	0,050	1,620
TOTAL	99,680	99,880	99,830	99,770	99,790	99,770	99,950	99,620	99,720	99,970	99,820	101,140
ELEMENTOS-TRAÇO												
Cu	40	48	7	3	40	54	46	88	26	65	6	3
Pb	9	12	10	10	10	14	12	17	14	17	13	13
Zn	78	35	33	32	91	53	30	18	84	30	29	16
Co	17	48	5	26	18	30	42	32	34	26	<5	3
Cr	72	220	<5	112	171	192	42	206	172	240	<5	6
Ni	50	124	26	64	64	112	68	132	132	132	22	9
V	150	370	120	200	200	220	220	200	200	184	96	<20
Sc	20	72	7	32	22	28	56	32	22	22	6	-
Y	44	40	<10	24	48	36	54	40	38	36	18	<50
Nb	28	<20	<20	32	34	28	20	24	21	28	<20	<50
F	1.125	640	170	290	1.200	800	520	242	1.250	119	210	180
Ba	1.640	210	490	480	700	950	74	220	730	75	1.510	920
Sr	670	230	670	570	550	680	95	120	140	79	450	180
Zr	31	28	27	180	380	300	120	140	300	92	230	<50
Th	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	-	15	<10	33	-
Cl	140	120	74	39	69	40	200	140	490	160	150	-
Rb	110	12	49	32	57	69	<10	23	130	<10	83	130
Li	30	10	16	17	32	25	4	-	23	6	12	3

Tabela II.2.10 - Teores dos Elementos Terras-Raras e Algumas Razões Utilizadas no Estudo Petrogenético de Amostras dos Complexos Ressaquinha e Mantiqueira

	Complexo Ressaquinha						Complexo Mantiqueira				
	FR-281L	FR-293K	FR-293L	FR-210	FR-485A	FR-490	FR-016K	FR-635A	FR-005	FR-635	FR-404
La	82,720	3,980	14,300	12,300	44,000	53,700	11,210	22,200	36,800	21,300	48,080
Ce	139,700	10,100	18,720	22,700	80,600	104,400	24,520	40,800	64,700	42,000	83,510
Nd	67,120	8,560	8,400	11,900	41,900	56,900	16,960	19,600	28,800	20,500	34,520
Sm	13,540	2,350	0,950	2,700	9,300	11,400	5,000	4,500	6,100	4,600	7,050
Eu	2,770	0,900	0,700	0,870	1,800	2,700	1,440	1,100	1,400	1,100	0,810
Gd	8,520	2,860	0,770	2,300	8,800	8,800	5,600	4,300	5,700	4,100	5,000
Dy	5,450	3,190	0,440	2,100	6,900	5,100	5,890	3,900	5,100	3,500	4,060
Ho	0,960	0,460	0,060	0,380	1,100	0,960	1,260	0,860	1,000	0,750	0,650
Er	2,620	1,660	0,150	1,200	3,000	2,500	3,820	2,500	3,100	2,200	2,230
Yb	2,000	1,930	0,100	1,000	1,900	1,800	3,320	2,200	2,700	1,900	1,630
Lu	0,260	0,260	0,014	0,140	0,240	0,250	0,520	0,320	0,370	0,270	0,230
Eu/Eu*	0,737	1,060	2,428	1,042	0,600	0,795	0,829	0,754	0,715	0,759	0,397
LaN/YbN	27,917	1,392	96,522	8,302	15,631	20,137	2,279	6,811	9,200	7,567	17,734
YbN/LaN	0,036	0,718	0,010	0,120	0,064	0,050	0,439	0,147	0,109	0,132	0,056
STRL	303,080	24,990	42,370	49,600	175,800	226,400	57,690	87,100	136,400	88,400	173,160
STRP	19,810	10,360	1,534	7,120	21,940	19,410	20,410	14,080	17,970	12,720	14,000
STR	325,660	36,250	44,604	57,590	199,540	248,510	79,540	102,280	155,770	102,220	187,970
LaN/LuN	33,025	1,589	106,026	9,120	19,030	22,297	2,238	7,201	10,324	8,189	21,699
CeN/YbN	18,078	1,354	48,451	5,875	10,979	15,011	1,912	4,800	6,202	5,721	11,811
GdN/YbN	3,443	1,198	6,223	1,859	3,743	3,951	1,363	1,580	1,706	1,744	2,208
SserYN	215,747	65,438	24,792	58,752	181,042	200,638	130,099	99,743	129,348	95,899	111,656
SserScN	38,137	31,930	2,061	18,800	39,033	35,809	63,602	40,989	49,601	35,395	33,577
SserCeN	698,848	50,171	105,538	110,988	394,672	503,297	120,064	196,088	312,661	196,189	400,338
STRN	952,732	147,539	132,391	188,539	614,747	739,744	313,765	336,820	491,610	327,484	545,570

OBS: As normalizações são efetuadas segundo os valores condríticos de Evensen (1978).

tanto, trata-se de rochas de composição fundamentalmente básica a intermediária, o que pode ser confirmado pelos teores de SiO_2 da tabela II.2.9. A amostra FR-293L, por constituir a parte mais ácida do afloramento, apresenta teor de SiO_2 mais elevado. As amostras FR-485A, FR-490 e FR-293L apresentam-se menos deformadas e, em alguns setores dos afloramentos de onde foram colhidas, exibem apenas uma lineação de fluxo magmático. Nos afloramentos FR-210 e FR-281, a deformação já é mais intensa, evidenciando bandamento metamórfico e estrutura estromática gerada em zona de cisalhamento.

Os teores de Cu e V apresentam-se mais elevados nas amostras de caráter básico a intermediário, mostrando-se inversamente proporcionais aos teores de SiO_2. Em geral, todas as amostras são enriquecidas em F, Ba e Sr, sendo a mais ácida (FR-293L) a mais pobre em F.

2.2.3.5.3 Caráter ortoderivado dos litótipos

A função de Shaw (1972) foi idealizada para distinguir rochas ortoderivadas de paraderivadas por valores positivos e negativos respectivamente. Sua expressão:

$$DF = 10,44 - 0,21SiO_2 - 0,32Fet - 0,98MgO + 0,55CaO + 1,46Na_2O + 0,54K_2O$$

foi calculada experimentalmente, utilizando processos de análise discriminante e empregou-se com resultados positivos nos gnaisses de Apsley, Ontário (Shaw, 1972) e nos gnaisses granulíticos do leste da província de Hebei, China (Jahn & Zhang, 1984). O autor limita a sua utilização a amostras com teores de MgO abaixo de 6% e de SiO_2 abaixo de 90%.

Nos litótipos do complexo Ressaquinha, o emprego dessa função discriminante não foi suficientemente conclusivo,

uma vez que as amostras FR-293K, FR-485A e FR-490 apresentaram valores negativos apesar de suas características petrográficas bastante sugestivas de uma ortoderivação. O primeiro dos três resultados se justifica pelo teor de MgO superior a 6%. Os outros dois entretanto, permanecem sem uma explicação clara, embora se possa justificar que os valores são muito próximos de zero.

O caráter ortoderivado de todas as seis amostras fica melhor estabelecido pela ausência de coríndon normativo (C), pela presença de diopsídio normativo (di) e pelos valores do índice de peraluminosidade [PAL = mol $(Al_2O_3/K_2O + CaO + N_{a2}O)$] inferiores à unidade (tabela II.2.11). Essa ortoderivação se confirma definitivamente no diagrama de Garrels & Mackenzie (1971), da figura II.2.31, onde todas as amostras se posicionam no campo ígneo.

2.2.3.5.4 Classificação químico-mineralógica

Através do diagrama de classificação químico-mineralógica de Debon & Le Fort (1983), Q*x* P (figura II.2.32), essas amostras classificam-se como gabro ou diorito, monzogabro ou monzodiorito, quartzodiorito e tonalito, confirmando o seu caráter básico a intermediário. Nesse aspecto, parte do conjunto foge do espectro das rochas granitóides. Genericamente, distinguem-se três alinhamentos no mesmo diagrama. O primeiro, constituído pelas amostras FR-293K, FR-490 e FR-281, posiciona-se entre os *trends* SALKD (das subalcalinas escuras) e ALKS (das alcalinas), o segundo, que não chega a constituir um alinhamento, por tratar-se de uma amostra isolada (FR-485A), posiciona-se no *trend* CALK (das calcialcalinas), e o terceiro, pelas amostras FR-210 e FR-293L, no *trend* THOL (das toleíticas).

Tabela II.2.11 - Parâmetros Químicos Utilizados para Identificar a Derivação das Amostras do Complexo Ressaquinha

AMOSTRAS	I DF	PAL	C	di	Q	or	ab	an	hy	ol
FR-281L	I 0,337	0,780	-	7,92	5,64	21,45	36,68	12,74	8,99	-
FR-293K	I-1,650	0,520	-	27,49	-	7,84	22,27	17,72	-	14,89
FR-293L	I 1,146	0,950	-	1,45	26,25	8,31	45,87	13,16	3,64	-
FR-210	I 0,116	0,800	-	8,09	19,45	7,14	38,30	16,19	7,05	-
FR-485A	I-0,434	0,840	-	5,29	8,85	11,31	40,04	16,79	12,14	-
FR-490	I-0,323	0,710	-	11,85	1,97	17,87	35,80	14,69	11,81	-

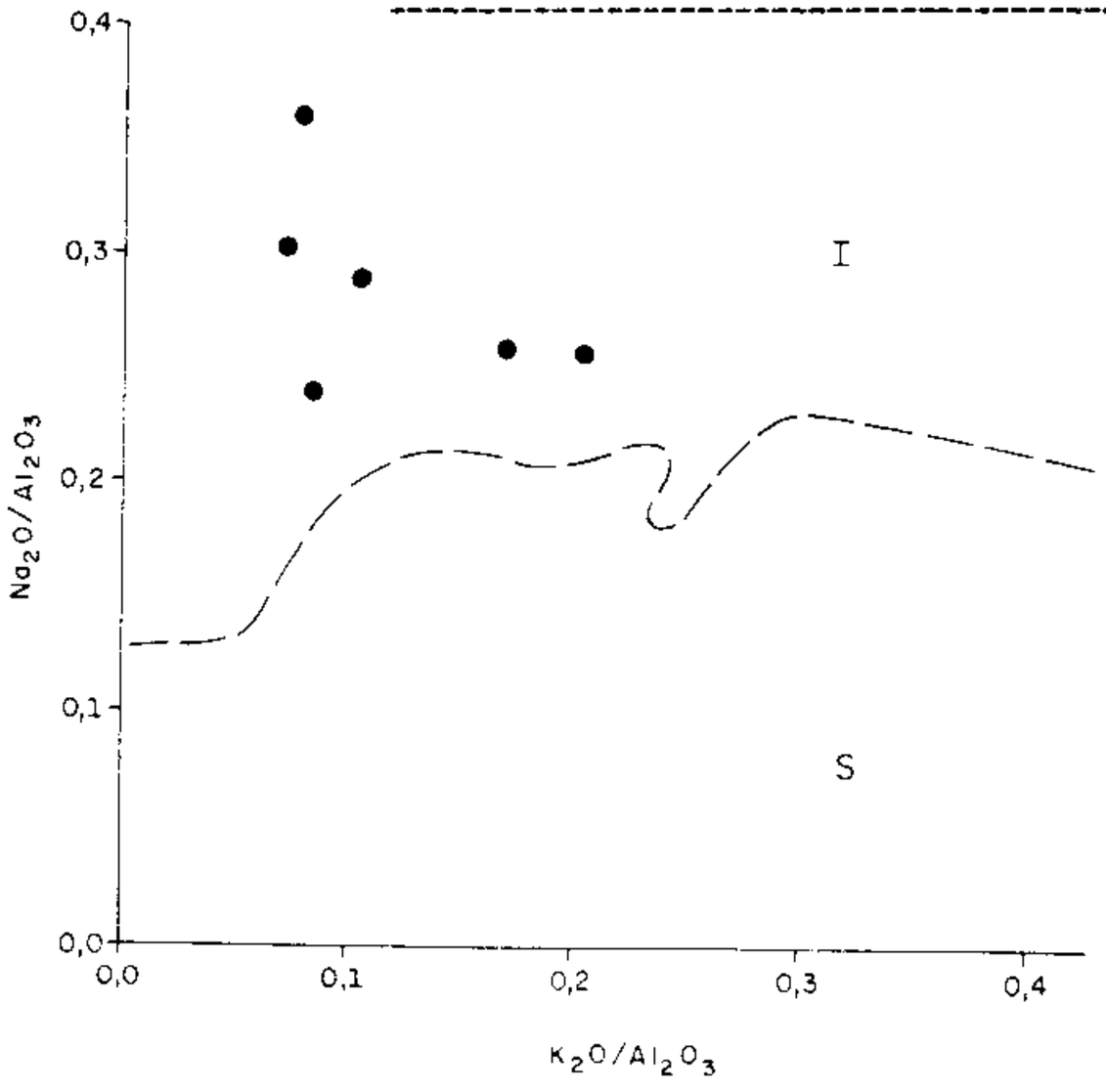


Figura II.2.31 – Diagrama de Garrels & Mackenzie (1971), idealizado para discriminar as rochas ortoderivadas das rochas paraderivadas, aplicado aos litótipos do complexo Ressaquinha.

2.2.3.5.5 Aluminosidade e alcalinidade

Pelos diagramas das figuras II.2.33 e II.2.34 de Rapela & Caminos (1987) e Wright (1969), respectivamente, conclui-se que todos os litótipos analisados dessa unidade são metaluminosos e calcialcalinos a alcalinos. As amostras de tendência alcalina são justamente aquelas referentes ao alinhamento subalcalino observado no diagrama Q *x* P de Debon & Le Fort (1983).

O diagrama A *x* B, também de Debon & Le Fort (1983), de minerais característicos (figura II.2.35), distribui as rochas granitóides em seis setores definidos pelas suas paragêneses químico-mineralógicas. De acordo com a distribuição das amostras, distinguem-se associações magmáticas aluminosas, com valores de $A > 0$, alcafêmicas, com valores de $A < 0$ e $A > 0$ e cafêmicas, com valores de $A < 0$. As amostras do complexo Ressaquinha distribuem-se todas numa série cafêmica, tipicamente metaluminosa, com provável paragênese mineral: +bi +hb +opx+cpx +ol.

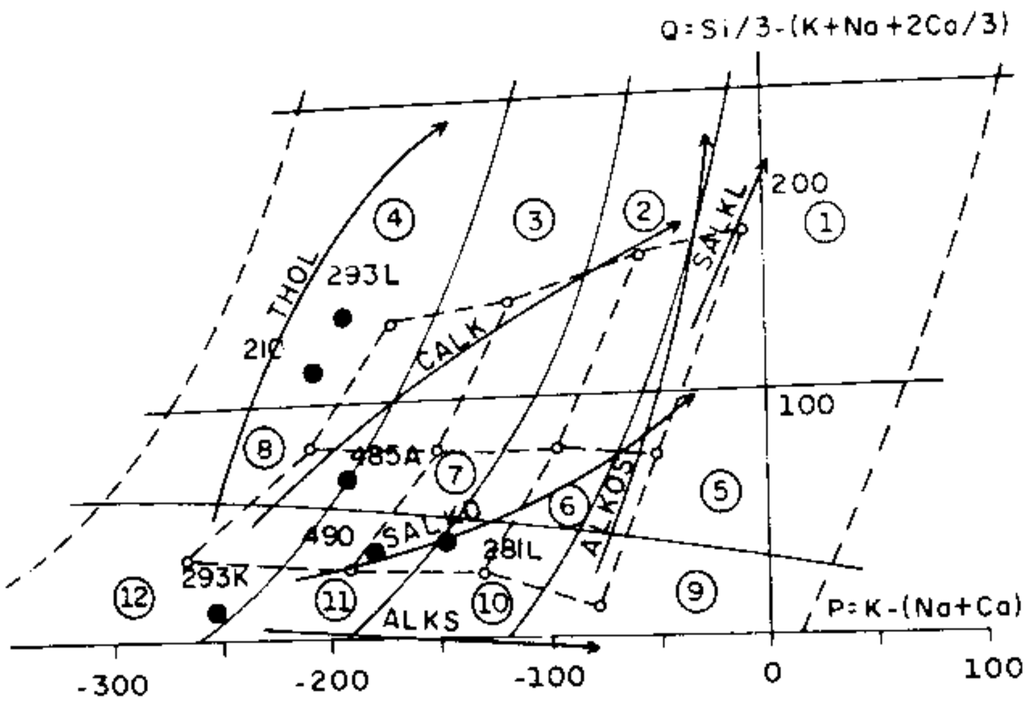


Figura II.2.32 – Diagrama Q x P de classificação químico-mineralógica segundo Debon& Le Fort (1983) aplicado às amostras do complexo Ressaquinha. Além dos campos de classificação, são mostrados alguns **trends** de diferenciação. Os campos e **trends** definidos são: (1) granito; (2) adamelito; (3) granodiorito; (4) tonalito; (5) qz-sienito; (6) qz-monzonito; (7) qz-monzodiorito; (8) qz-diorito (qz-gabro-qz-anortosito); (9) sienito; (10) monzonito; (11) monzogabro ou monzodiorito; (12) gabro (diorito-anortosito). (THOL) **trend** toleítico; (CALK) **trend** calcialcalino; (SALKD e SALKL) **trends** subalcalinos escuro e claro, respectivamente; (ALKS) **trend** alcalino.

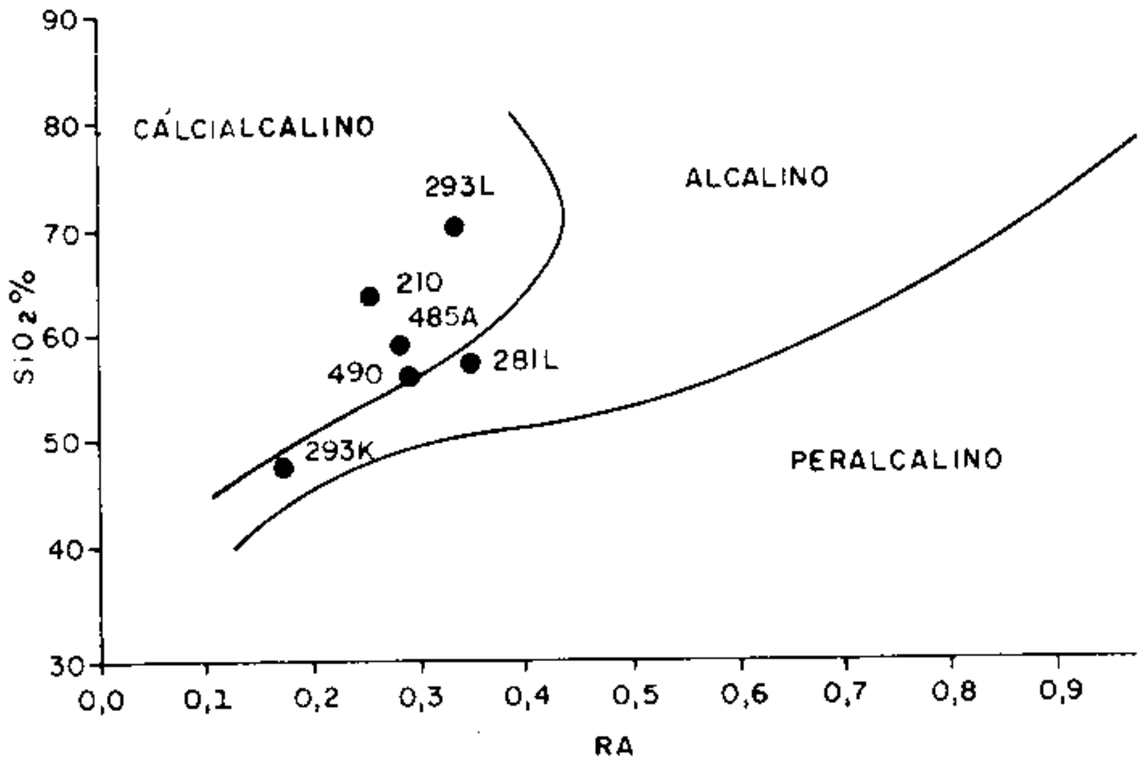


Figura II.2.34 – Diagrama de Wright (1969), idealizado para distinguir as rochas granitóides pelas suas razões de alcalinidade (RA) x seus teores em sílica, aplicado aos litótipos do complexo Ressaquinha.

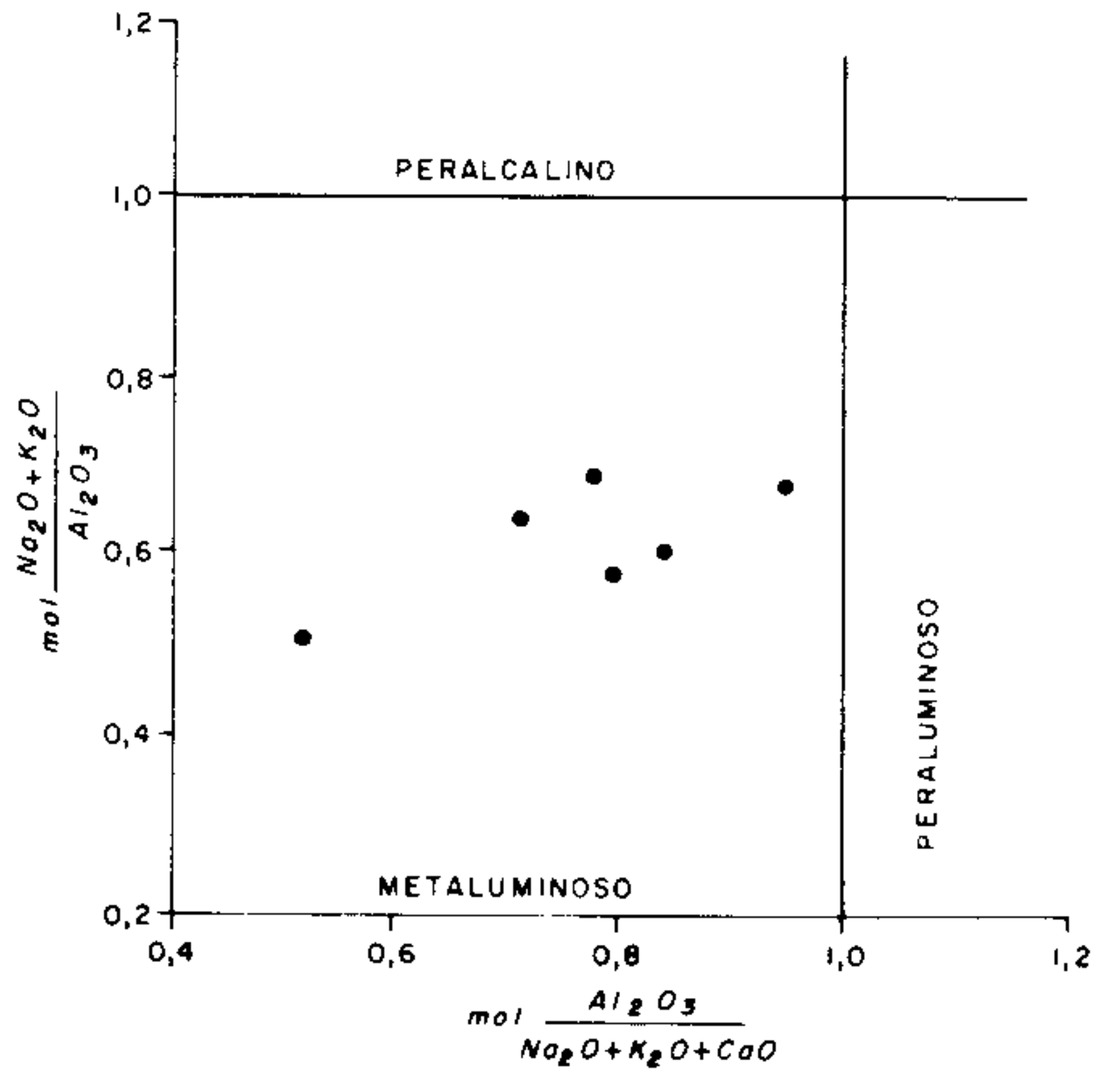


Figura II.2.33 – Diagrama de Rapela & Caminos (1987), que permite distinguir as rochas granitóides pelos seus índices de aluminosidade e alcalinidade, aplicado aos litótipos do complexo Ressaquinha.

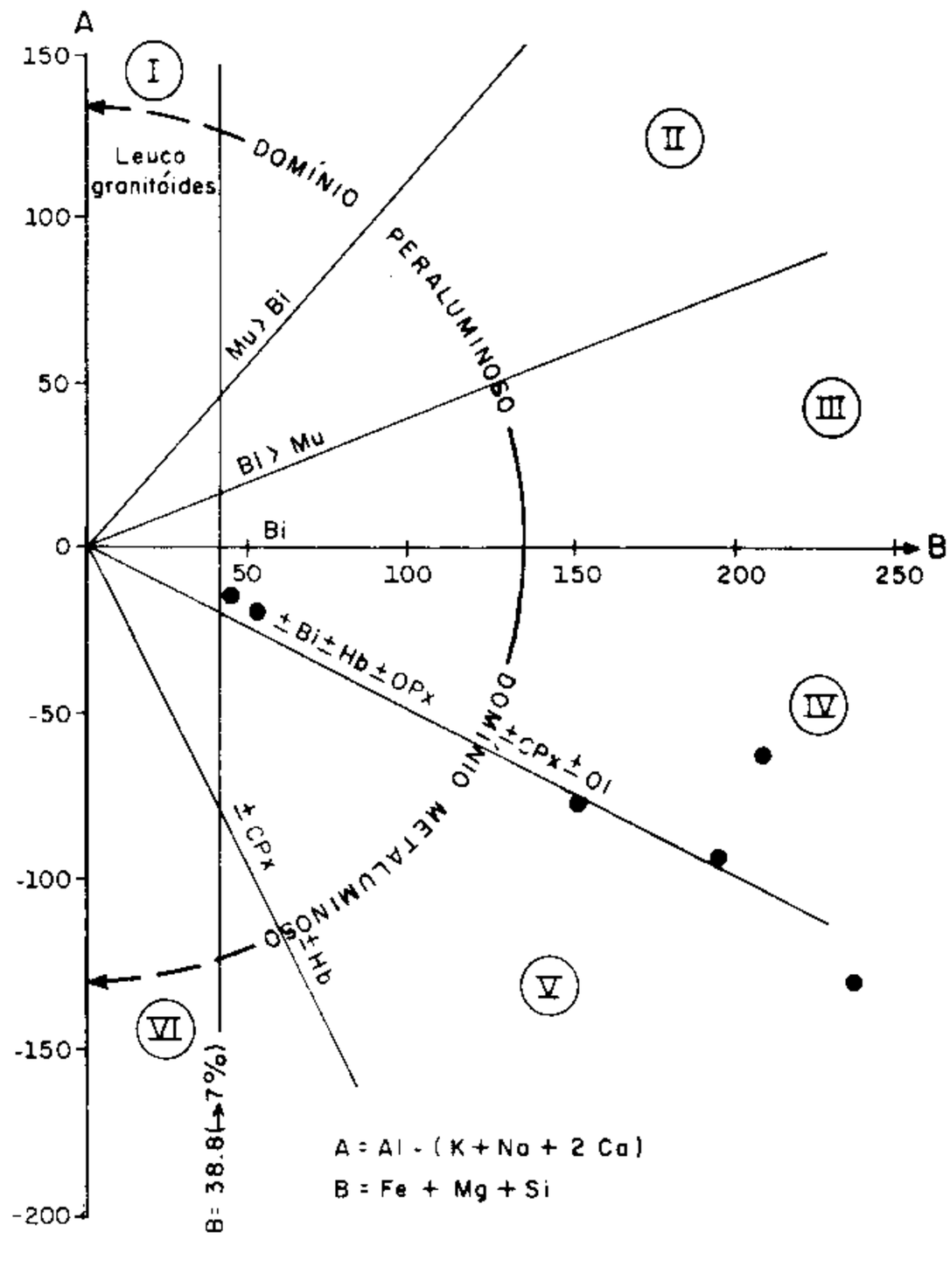


Figura II.2.35 – Diagrama A x B de Debon & Le Fort (1983), de minerais característicos, utilizado para individualizar rochas granitóides em séries metaluminosas e peraluminosas com suas prováveis paragêneses minerais, aplicado às rochas do complexo Ressaquinha

2.2.3.5.6 Ambiência geotectônica e nível de geração

Segundo o procedimento idealizado por Batchelor & Bowden (1985), sobre o diagrama proposto por La Roche et al. (1980), no qual foram registrados os campos geotectônicos baseados em Pitcher (1982) e Harris et al. (1983), figura II.2.36, as amostras em questão se classificam como granitóides pós-colisionais e granitóides pré-colisionais. Entre estes, estão as duas amostras que compõem o alinhamento toleítico do diagrama Q *x* P da figura II.2.32 e que genericamente podem ser correlacionadas com aquelas da unidade II do complexo Ressaquinha, definida na folha Barbacena, contígua a sudoeste. Os granitóides pós-colisionais, em parte, correlacionam-se com a unidade I desse complexo, também definida na mesma folha. Entretanto, as amostras FR-490 e FR-281L, que compõem o alinhamento subalcalino, parecem constituir uma terceira unidade, tanto pelo caráter composicional distinto, como pela sua distribuição restrita às imediações de Santo Antônio da Graminha. A amostra FR-293K, de composição mais básica entre as seis estudadas, apesar de aparentemente colocar-se no mesmo alinhamento subalcalino, tem um posicionamento diferente das demais. No diagrama Rb *x* Sr, idealizado por Condie (1973), na figura II.2.37, para inferir posicionamentos de rochas granitóides, é a que apresenta menor profundidade de colocação. Todas as demais se posicionaram, segundo o diagrama, a uma profundidade aproximada de 30km, o que permite supor que essa amostra pode constituir um remanescente de uma unidade mais antiga colocado como xenólito ou restito entre litótipos do complexo.

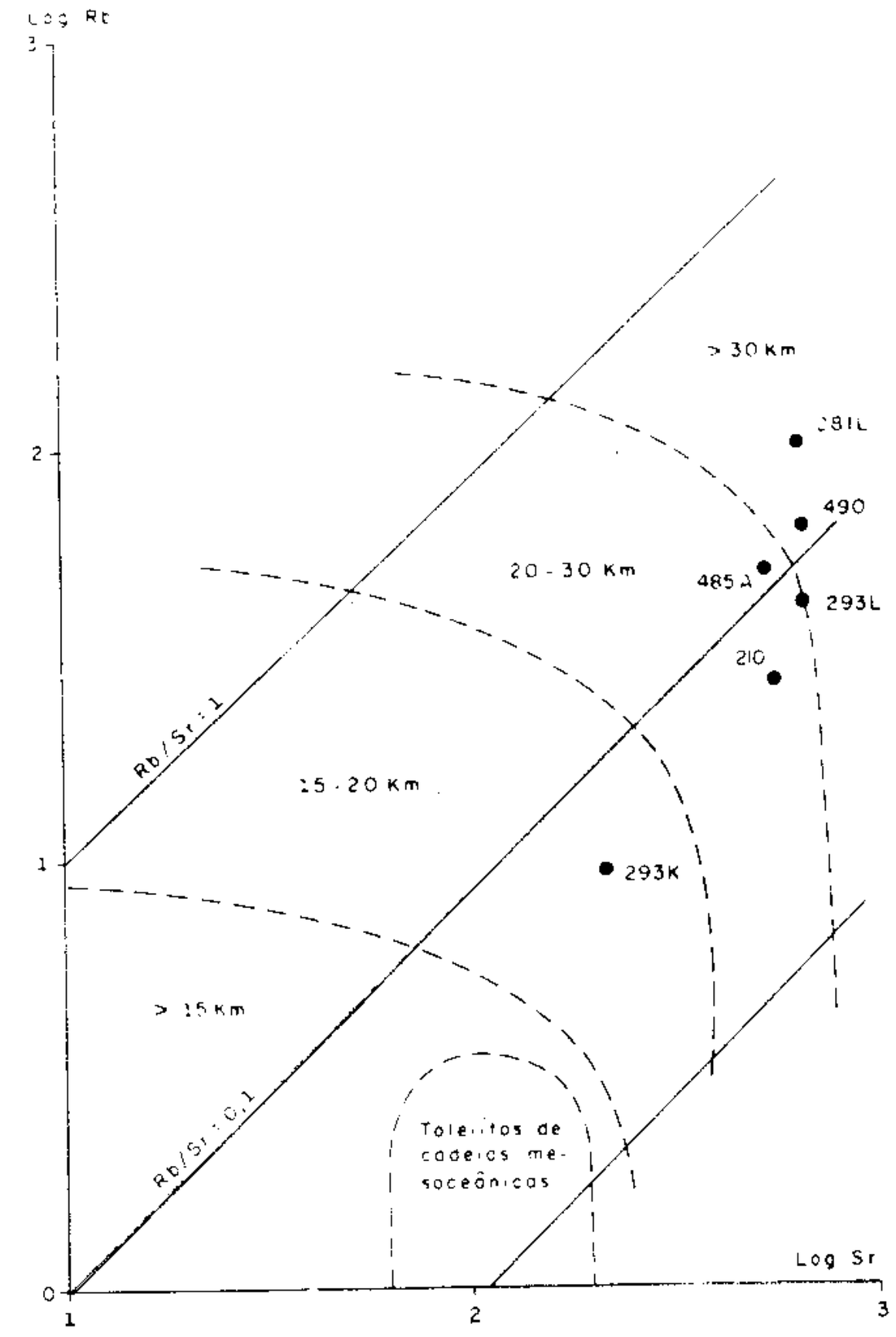


Figura II.2.37 – Diagrama Rb x Sr idealizado por Condie (1973), para inferir a profundidade de geração das rochas granitóides, aplicado aos litótipos do complexo Ressaquinha.

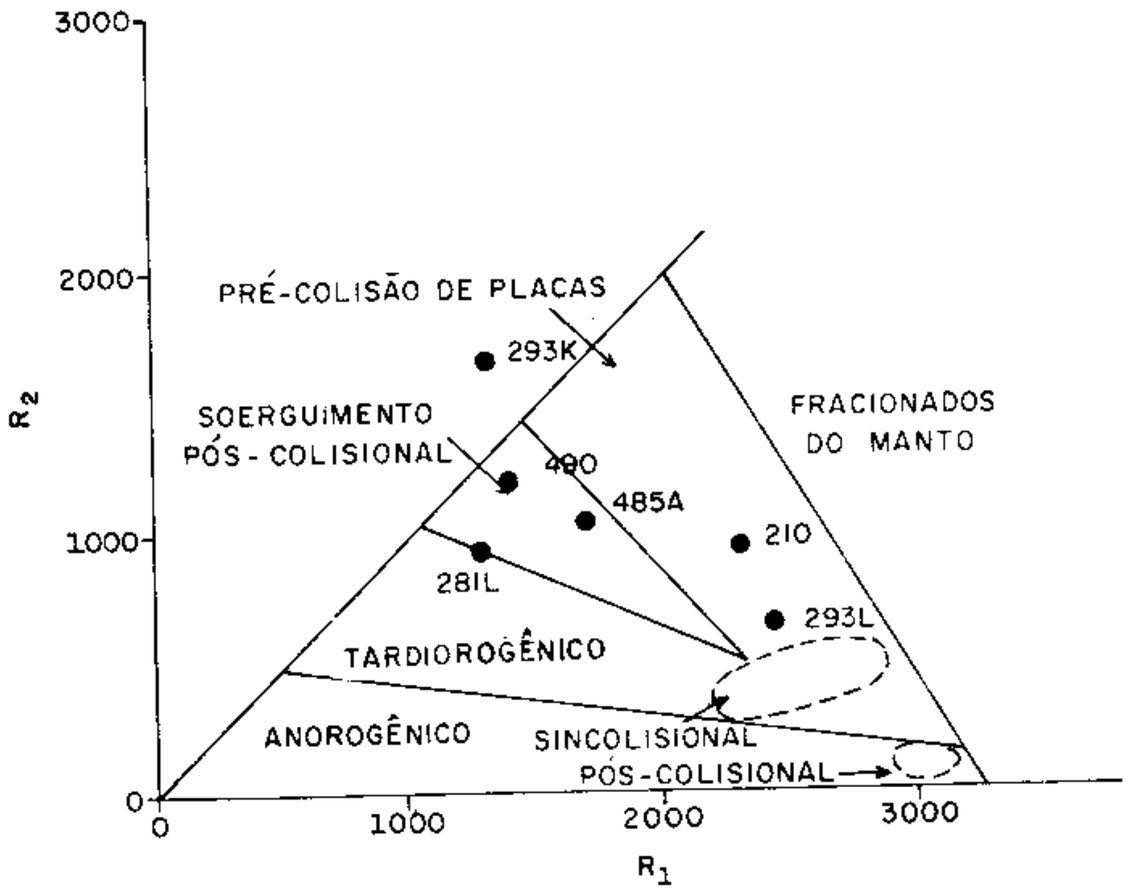


Figura II.2.36 – Diagrama de classificação químico-mineralógica R_1–R_2 de La Roche et. al. (1980) utilizado por Batchelor & Bowden (1985) para definir os ambientes de geração das rochas granitóides aplicado às amostras do complexo Ressaquinha.

2.2.3.5.7 Litogeoquímica dos elementos terras-raras

Os resultados de análises dos elementos terras-raras das seis amostras do complexo Ressaquinha estão listados na tabela II.2.10. A simples observação desses valores confirma o que se concluiu quanto às classificações químico-mineralógicas expressas nas linhas anteriores. As amostras mais enriquecidas em elementos terras-raras são a FR-281L e FR-490, que compõem o alinhamento subalcalino do diagrama Q *x* P de Debon & Le Fort. Confirmando as suspeitas sobre a amostra FR-293K, o seu teor total em ETR é um dos menores entre as seis amostras, apesar de se posicionar no mesmo alinhamento das duas amostras anteriores. Por outro lado, os valores das razões LaN/YbN e LaN/LuN são muito inferiores, mostrando que essa rocha é bem menos enriquecida em ETR leves. Quanto à amostra FR-485A, o que mais a distingue das duas primeiras é o valor da razão Eu/Eu* inferior a 0,7. As amostras FR-210 e FR-293K apresentam valores 1,042 e 1,060 respectivamente para essa razão, e são portanto, praticamente isentas

de anomalias de Eu. Já na amostra FR-293L, Eu/Eu* = 2,428, o que caracteriza uma forte anomalia positiva de Eu. É esta também a amostra que apresenta menor teor total de ETR e os maiores valores para as razões LaN/YbN, LaN/LuN e GdN/YbN, caracterizando um forte fracionamento, tanto para os ETRL quanto para os ETRP. Tal empobrecimento em ETR pesados e o fracionamento generalizado intenso são comuns em alguns gnaisses arqueanos. A anomalia positiva de Eu poderia ser explicada pela cristalização de um resíduo rico em plagioclásio ou pela retenção do Eu numa fase fluida residual após a cristalização da hornblenda, o que explicaria também o empobrecimento em ETR pesados (Cullers & Graf, 1984, p. 289).

Nos perfis normalizados pelos teores de condrito segundo Evensen (1978) da figura II.2.38, essas características individuais estão bem evidenciadas. A forma do perfil da amostra FR-293K permite sua interpretação como um xenólito ou restito de rocha mais antiga, pouco diferenciada e de provável caráter toleítico, o que reforça a suspeita de que, pelo menos parte desse complexo, tenha se originado da refusão de uma seqüência vulcânica pretérita. Por outro lado, a interpretação da amostra FR-293L como resultante da cristalização de um magma residual, após a precipitação da hornblenda, ou como a cristalização de um resíduo rico em plagioclásio, no qual se preservariam restitos como o da amostra FR-293K, pode também reforçar a hipótese de que uma parte desse complexo seja o resultado da refusão de rochas mais antigas.

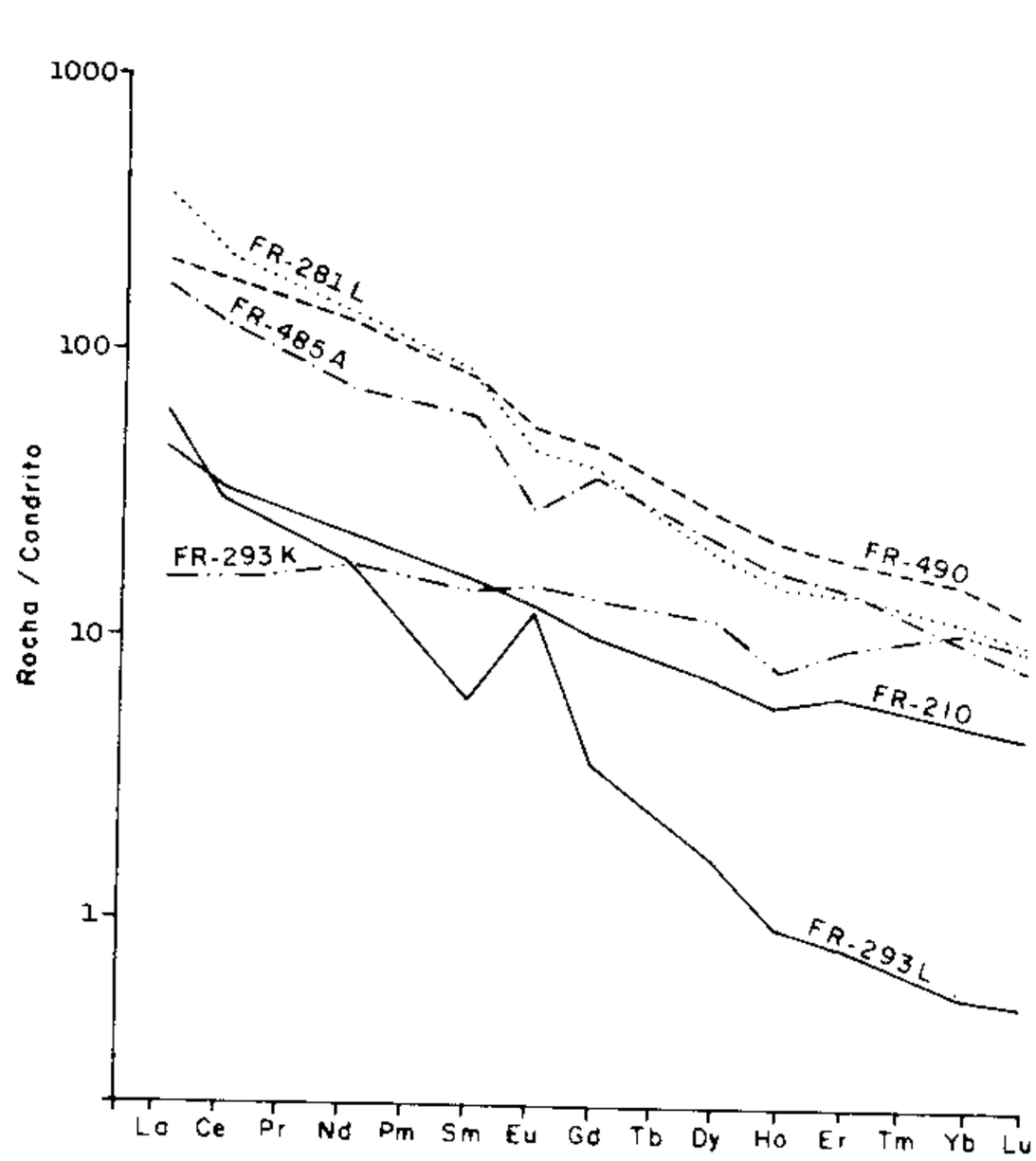


Figura II.2.38 – Perfis normalizados pelos padrões de condrito segundo Evensen (1978), das análises dos elementos terras-raras das amostras do complexo Ressaquinha.

Considerando os conceitos de classificação de rochas granitóides, desenvolvidos por Zhonggang (1982), segundo os valores das razões Eu/Eu* (Eu) e a declividade dos perfis normalizados pelos padrões de condrito, as amostras FR-281L, FR-490, FR-210 e FR-293L se identificariam como granitóides tipo crosta inferior, com Eu/Eu* > 0,7 e enriquecimento em ETRL, e gerados a partir da fusão parcial de sedimentos arqueanos e rochas básicas ígneas e metamórficas. A amostra FR-485A se classificaria como granitóide tipo crosta superior com Eu/Eu*<0,74, enriquecimento em ETRL e gerado a partir da fusão parcial de rochas ígneas ácidas a intermediárias e rochas sedimentares e metamórficas pós-arqueanas.

Aproximadamente na mesma linha de desenvolvimento, a classificação de Jili & Jiayuan (1985) identifica todas as amostras, com exceção da FR-485A, como granitóides do tipo transicional com base nos valores da razão Eu/Eu*. Segundo o mesmo critério, a amostra FR-485A se classifica como granitóide crustal. Os granitóides crustais se subdividem em metassomáticos e granitos intrusivos ou hipoabissais de complexos vulcânicos . Segundo o teor total de ETR (STR – tabela II.2.10), a amostra FR-485A se posicionaria entre os dois tipos. Porém, esse critério de identificação não parece aplicável às amostras do complexo Ressaquinha. Os granitóides transicionais deveriam ser os mais empobrecidos em ETR, no entanto, as amostras FR-281L e FR-490 consideradas de granitóides transicionais pela razão Eu/Eu* são as mais ricas em ETR, com 325,66ppm e 248,51ppm respectivamente. Por outro lado, as amostras FR-293K, FR-293L e FR-210 são muito pobres em ETR, afastando-se da faixa dos granitóides transicionais. No entanto, esse empobrecimento, parece sugerir que elas podem ter-se originado de magmas primitivos toleíticos ou de sedimentos empobrecidos em ETR. Ainda segundo os mesmos autores, em um complexo diferenciado, das primeiras intrusões às intrusões tardias, o fracionamento de ETR evolui de um elevado conteúdo de ETR, riqueza de elementos da série do Ce e elevados valores de Eu/Eu*, para baixos teores de ETR, riqueza de elementos da série do Yb e baixos valores de Eu/Eu*. Neste caso, as amostras FR-281L e FR-490, segundo os parâmetros referidos, poderiam representar intrusões precoces do complexo. Entretanto, deve-se levar em consideração o caráter subalcalino dessas rochas, uma vez que as rochas alcalinas, entre as rochas plutônicas, são as mais enriquecidas em ETR. Tais observações quanto à distribuição dos ETR se aplicam também à classificação desenvolvida por Chaoqun (1985). Essa classificação, desenvolvida para granitóides do sul da China, distribui as rochas em quatro tipos genéticos: granitos de refusão crustal – CR, granitos de fontes mistas com predomínio de rochas do manto superior – MS, granitos diferenciados do manto – MD e granitos originados por metamorfismo e metassomatismo de material predominantemente da crosta superior – MM. Em relação aos teores totais de ETR, as amostras FR-281L e FR-490 se identificam como tipo MD de *rift* ou CR.

Porém, com relação à forma dos perfis normalizados por condrito, essas amostras se aproximam do tipo MD de trincheira ou tipo MS. Por outro lado, considerando esse mesmo critério, todas as amostras, com exceção da FR-293K, poderiam ser incluídas no tipo MM e, quanto aos valores das razões Eu/Eu*, entre os granitóides tipos MS, MD de trincheira e MM.

A partir dessas observações, considerando-se os teores de ETR, pode-se concluir, finalmente, que existem, entre as amostras analisadas, três grupos petrogenéticos distintos no âmbito do complexo Ressaquinha, na folha Rio Espera. Esses três grupos estão claramente identificados com as três séries magmáticas interpretadas no diagrama Q *x* P de Debon & Le Fort (1985) da figura II.2.32. Os valores negativos da DF de Shaw (1972) das amostras FR-485A e FR-490, podem estar relacionados ao caráter metassomático (granitóides tipo MM) sugerido através dos ETR. As amostras FR-293K, FR-293L e FR-210 constituem o grupo originado por refusão e metassomatismo de rochas crustais arqueanas identificado com o alinhamento THOL e que é também sugerido pela datação radiométrica Rb/Sr no afloramento FR-210, referida no subitem 2.2.3.6. Em relação aos ETR, essas amostras têm em comum os mais baixos teores totais (STR = 36,25 a 57,59).

As amostras FR-281L e FR-490 constituem o grupo de rochas subalcalinas entre os alinhamentos SALKD e ALKS da figura II.2.32. Quanto aos ETR, elas têm em comum os teores totais elevados (STR = 248,51 – 325,66).

A amostra FR-485A representa o alinhamento CALK da figura II.2.32 e quanto aos ETR apresenta teor total intermediário (STR = 175,8) e razão Eu/Eu* < 0,7.

Quanto à classificação de Chaoqun (1985), numa tentativa de correlação, o primeiro grupo se identificaria melhor com os granitóides tipo MM, o segundo grupo com os tipos MD de trincheira, MS ou MM e o terceiro com os tipos MD de trincheira ou MM.

Finalmente, não se deve omitir a possibilidade de um quarto grupo de rochas granodioríticas, não analisadas quimicamente e que se desenvolvem próximo aos bordos norte e nordeste do complexo imediatamente a leste, sul e sudeste de Piranga. Pelas suas características petrográficas, essas rochas podem estar relacionadas ao alinhamento CALK da amostra FR-485A.

2.2.3.6 Idade e correlações

Foram obtidas, no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, quatro isócronas Rb/Sr, em rocha total, de amostras de afloramentos representativos dessa unidade. Das quatro isócronas, apenas uma, a do afloramento FR-210, refere-se diretamente à área da folha Rio Espera. As demais foram obtidas em afloramentos representativos da unidade na folha Barbacena, contígua a sudoeste. A tabela II.2.12 mostra os dados relativos a essas isócronas com suas respectivas localizações em coordenadas UTM.

Tabela II.2.12 - Idades Rb/Sr Obtidas de Isócronas em Rocha total de Amostras Representativas do Complexo Ressaquinha

AFLORAMENTO	IDADE OBTIDA	RAZÃO INICIAL	PETROGRAFIA	LOCALIZAÇÃO
HV-053	1975 ± 51m.a.	0,7085+/-0,0005	granodiorito gnáissico	Folha Barbacena Pedreira Lebourg UTM 628700E/7666350N MC 45
HV-055	1815 ± 72m.a.	0,7122+/-0,0015	granodiorito/monzogranito-gnáissico	Folha Barbacena Pedreira Franco UTM 630700E/7648100N MC 45
HV-363	1998 ± 97m.a.	0,7157+/-0,0013	gnaisse monzogranítico	Folha Barbacena Pedreira Campolide UTM 621100E/7644250N MC 45
FR-210	2550m.a.	0,702	biotita-gnaisse	Folha Rio Espera Pedreira de Lamim UTM 662900E/7698300N MC 45

As três primeiras idades referentes à folha Barbacena constituem boas isócronas com pontos bem-alinhados, e as altas razões iniciais refletem o envolvimento de materiais que sofreram retrabalhamento durante o ciclo Transamazônico. Por outro lado, a idade referida ao afloramento FR-210, da folha Rio Espera, é duvidosa, particularmente em virtude do péssimo alinhamento das quatro amostras analisadas. A isócrona obtida constitui apenas uma tentativa preliminar de interpretação. Mesmo ao serem consideradas apenas três das amostras, obtém-se uma idade antiga porém com razão isotópica inicial muito baixa, incompatível e mesmo anômala para materiais arqueanos. Assumindo que os materiais amostrados sejam ortoderivados e antigos, optou-se por utilizar um parâmetro isotópico (*Bulk Earth*), de modo a delimitar um valor para a origem do diagrama. Nessa alternativa, obteve-se um alinhamento com uma idade mínima de 2550m.a., o que sugeriria um material de evolução crustal arqueana.

Grossi Sad et al. (1983) cartografaram, nas imediações de Conselheiro Lafaiete, um conjunto de rochas semelhantes a esses plutonitos, ao qual designaram como batólito alto Maranhão. Esses autores correlacionaram o batólito ao granito Congonhas (Barbosa, 1949), para o qual foi obtida uma isócrona Rb/Sr, em rocha total, de 2750m.a. (Teixeira, 1985). Identificaram tetos pendentes e xenólitos da formação Lafaiete correlacionada, por eles, ao grupo Nova Lima da base do supergrupo Rio das Velhas. Relações semelhantes podem ser observadas entre litótipos do complexo Ressaquinha e corpos máficos e ultramáficos do complexo Santo Antônio do Pirapetinga na folha Rio Espera. Se for possível correlacionar o batólito alto Maranhão ao complexo Ressaquinha, apesar de, até o momento, não terem sido constatadas ligações físicas entre eles, pode-se afirmar que tanto os litótipos do supergrupo Rio das Velhas, como os do complexo Santo Antônio do Pirapetin-

ga, são mais antigos que os do complexo Ressaquinha. Considerando a idade de 2750m.a. (Teixeira, 1985), a isócrona duvidosa de 2550m.a. obtida neste projeto e as três isócronas de boa qualidade com idades próximas de 2000m.a. da folha Barbacena obtidas em termos mais ácidos desse complexo, pode-se admitir que esta unidade foi gerada no final do Arqueano e que sofreu forte retrabalhamento, seguido de refusão, no ciclo Transamazônico.

Próximo ao vértice sudoeste da folha Rio Espera, ocorrem dioritos e quartzodioritos pouco deformados, ostentando como principal feição estrutural uma foliação de fluxo magmático. À medida que se avança para nordeste, observam-se tonalitos e granodioritos mais deformados com texturas miloníticas e estruturas bandadas, caracterizando deformações cujas impressões não aparecem nos termos mais básicos de sudoeste. Por outro lado, algumas zonas de cisalhamento cartografadas, particularmente no quadrante sudoeste da folha, mostram corpos intrusivos, a elas associados, de dioritos e quartzodioritos também pouco deformados. Devido à carência e continuidade de boas exposições, esses corpos foram incluídos no conjunto dos litótipos do complexo Ressaquinha. O relacionamento descrito sugere que essas zonas de cisalhamento poderiam ser antigas estruturas arqueanas reativadas como zonas de cisalhamento e invadidas por plutonitos no ciclo Transamazônico. Tal modelo explica as idades transamazônicas em corpos menos deformados e as idades arqueanas em litótipos deformados nas zonas de cisalhamento. É possível que, com o desenvolvimento do conhecimento geológico, em estágios posteriores, essas entidades intrusivas possam ser melhor individualizadas .

2.3 Província Geotectônica Mantiqueira

2.3.1 Complexo Acaiaca – Aac

2.3.1.1 Comentários gerais

Particularmente, próximo ao bordo leste da folha e a oeste das litologias do grupo Dom Silvério, ocorre uma série de corpos de alta faciologia metamórfica, associados a granitóides e gabros a hiperstênio e diopsídio com granadas localizadas. Esses corpos estão sendo correlacionados ao complexo Acaiaca de Evangelista (1985) e aparecem distribuídos entre as litologias do complexo Mantiqueira, aparentemente associados a zonas de cisalhamento.

Na região de Acaiaca, em virtude da ausência de ortopiroxênio nos litótipos félsicos, a autora não considerou aplicável a nomenclatura de Streckeisen (1974) proposta para rochas charnoquíticas. Preferiu a terminologia de Scharbert (1963) que se presta melhor à classificação de rochas de alta faciologia metamórfica isentas de ortopiroxênio. Na área em questão, os conjuntos identificados como complexo Acaiaca representam áreas de ocorrências com uma possível predominância dos litótipos referidos. O elevado grau de intemperismo de seus litótipos, bem como a pobreza de afloramentos, impedem uma melhor delimitação.

2.3.1.2 Distribuição geográfica e expressão topográfica

Esse complexo aparece distribuído em diversos segmentos irregulares (figura II.2.39) sendo o maior deles a oeste de Guaraciaba e da pequena localidade de São Joaquim, próximo ao extremo-nordeste da folha. Ocorre também, como um pequeno segmento posicionado WSW-ENE a leste de Brás Pires, às margens do rio Xopotó. Um outro segmento, um pouco mais extenso, aparece imediatamente ao sul de Senador Firmino, apresentando sua melhor exposição no perímetro urbano dessa cidade. Caracteriza-se topograficamente por cristas arredondadas e alongadas com declividade média a alta, particularmente onde predominam os gabros, e por colinas de declividade menor e mais arredondadas, onde os tipos granulíticos e graníticos são mais conspícuos.

2.3.1.3 Relações de contato

No segmento do extremo-norte da folha, não é possível observar diretamente os contatos desta unidade com os litótipos do complexo Mantiqueira que os envolvem. Os afloramentos, em geral, ocorrem isolados ou como grandes blocos e matacões. Entretanto, em saprólitos das proximidades observam-se indícios de zonas de cisalhamento de alto ângulo que parecem balizar as litologias desse complexo. As direções de cisalhamento observadas são muito irregulares e parecem consubstanciar o encontro de duas direções principais: uma, aproximadamente NW e a outra, aproximadamente NE. Os mergulhos variam para ambos os lados, o que parece sugerir dobramentos semelhantes aos encontrados no supergrupo Rio das Velhas. Observa-se, também, uma foliação próxima de NS e com mergulhos subverticalizados.

Por outro lado, no segmento das margens do rio Xopotó, a leste de Brás Pires, os contatos parecem também relacionar-se a duas direções de cisalhamento: uma com direções de N30°-60°E com mergulhos de 30°-50°SE e uma outra, mais conspícua em termos de afloramento para afloramento, com direções próximas de NS e mergulhos de 20°-50°E. O segmento ao sul de Senador Firmino, da mesma forma, tem seus contatos relacionados a zonas de cisalhamento: N15°-30°W com mergulho subvertical a oeste e com direções próximas de NS e mergulhos baixos de 15°-30°E, no seu bordo leste.

2.3.1.4 Litologia, metamorfismo e deformação

Os litótipos dessa unidade foram caracterizados como quartzo-anfibolo-piroxênio-plagioclásio-gnaisse granulítico, diopsídio-anfiboloplagioclásio-gnaisse, hiperstênio-gabro e gabro anfibolitizado. Além desses litótipos, foram

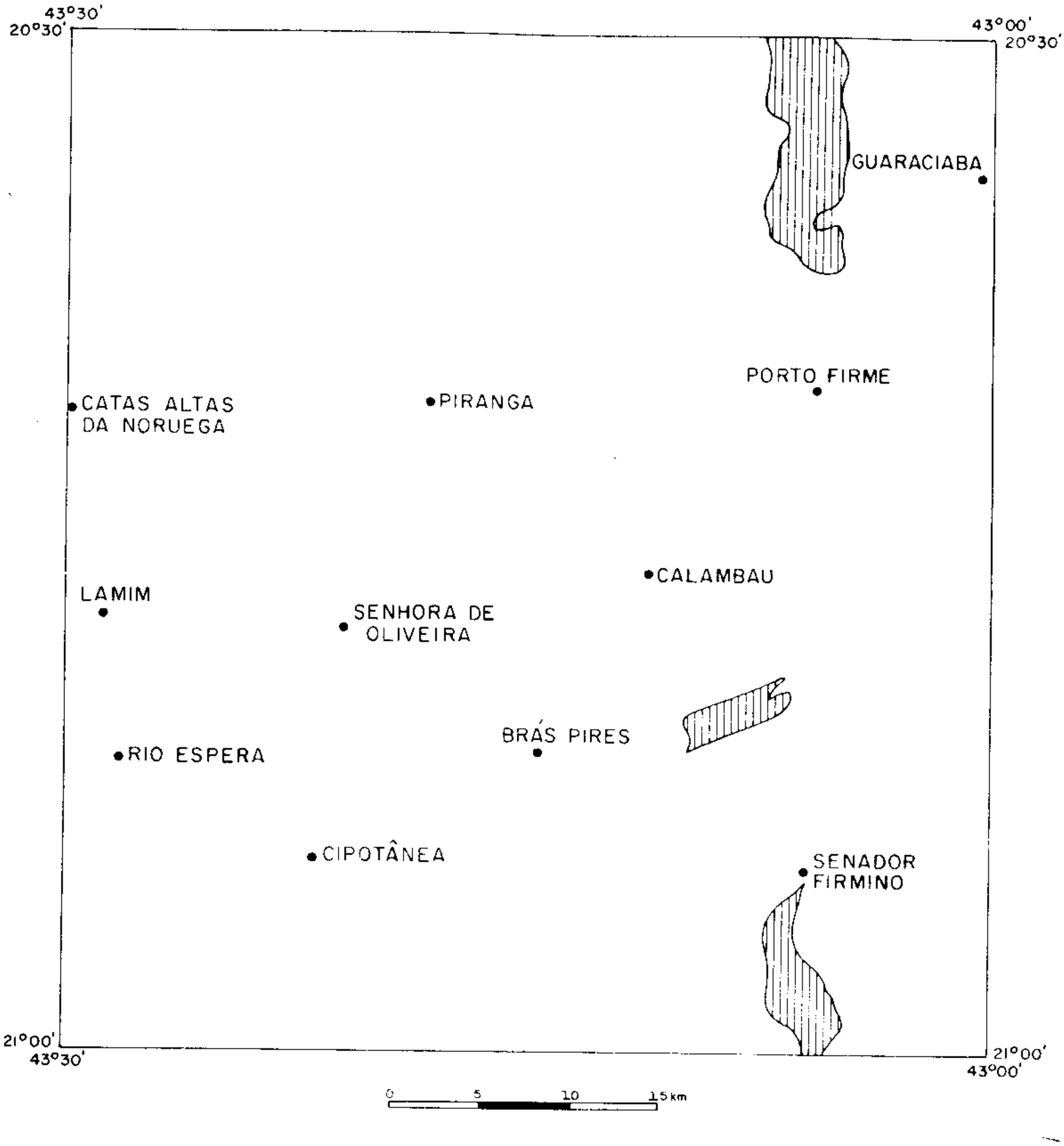


Figura II.2.39 Distribuição das rochas do complexo Acaiaca, na folha Rio Espera.

observadas porções pegmatóides e corpos graníticos de granulação grossa muito claros. Em afloramento, caracterizam-se como rochas de coloração cinza-clara a cinza mais escura, ligeiramente esverdeadas diferenciadas em bandas de espessuras centimétricas com contatos, ora retilíneos, ora ondulados e de granulação, em geral, média. Os gabros apresentam coloração escura, granulação média a grossa e textura ligeiramente anisotrópica a isotrópica. Em alguns corpos, a textura magmática é perceptível à vista desarmada; em outros, ocorrem massas escuras envolvidas por massas claras. Apresentam textura granular a intergranular coronítica e em, geral, o plagioclásio é o mineral dominante, atingindo proporções de até 50% e, por vezes, apresenta composição An > 50, distribuição em ripas e cristais zonados. Ocorrem, também, piroxênios substituídos, nos bordos, por anfibólios e estes, parcialmente, por biotita, caracterizando a textura coronítica. Aparentemente, esses gabros se incluem entre as massas granulíticas e, freqüentemente, mostram-se pouco metamórficos ou apenas uralitizados. Outros, que se classificam como piribolitos ou metabasitos, apresentam textura granonematoblástica, porfiroblástica coronítica e são constituídos de plagioclásio, clinopiroxênio, anfibólio, opacos, granada, ortopiroxênio, biotita, carbonato e sericita, com os três primeiros largamente predominantes sobre os demais constituintes. O clinopiroxênio é o diopsídio e a paragênese ortopiroxênio-granada foi gerada na fácies granulito, posteriormente retrometamorfizada à fácies de baixa tem-

peratura e pressão, com a paragênese anfibólio + biotita + carbonato. Esses corpos associam-se, localmente, a corpos de metagranitóides, com textura granoporfiroblástica e até 40% de microclina, 25% de plagioclásio e 30% de quartzo. Alguns granulitos mostram plagioclásio com maclas complexas (albita, periclina e, às vezes, Carlsbad), freqüentemente evanescentes e levemente recurvadas, indicando efeitos de esforços tectônicos. Os piroxênios são o diopsídio em maior quantidade e o ortopiroxênio em cristais menores. Encontram-se uralitizados, sobretudo o diopsídio.

2.3.1.5 Aspectos petrogenéticos

Teixeira et al. (1987) sugeriram uma derivação sedimentar, pelo menos para parte dessas rochas, com base, sobretudo, na grande dispersão dos dados de análises químicas de rochas típicas da região de Acaiaca. Um outro indício, segundo os mesmos autores, para essa possível derivação, é fornecido por dados de campo, com o nítido bandamento com alternância de horizontes de composição petrográfica muito diversa. Entretanto, as poucas análises petrográficas efetuadas em litótipos considerados dessa unidade, na folha Rio Espera, não mostraram senão indícios de ortoderivação como os apresentados nas descrições anteriores.

Os mesmos autores selecionaram oito amostras da região de Acaiaca para estudos geocronológicos. A idade obtida foi interpretada como a da época de uma importante recristalização metamórfica, ocorrida nas amostras de Acaiaca. A razão inicial definida corrobora tal interpretação e sugere tratar-se de material mais antigo, retrabalhado no ciclo orogênico Transamazônico em condições de fácies granulito.

2.3.1.6 Idade e correlações

Os resultados dos estudos geocronológicos efetuados em litótipos desta unidade foram abordados no subitem referente à sua apresentação.

A idade obtida em alinhamento isocrônico Rb/Sr de 1991 ± 42m.a., com RI = 0,706 ± 0,0004, em amostras coletadas nas imediações de Acaiaca, foi interpretada, por Teixeira et al. (1987) como da época de importante recristalização metamórfica, na qual as rochas originais teriam sido levadas à fácies granulito. Reforça essa interpretação a razão inicial definida pela isócrona, bem como dois pontos analíticos fora e acima dela, sugerindo a existência de sistemas isotópicos mais antigos parcialmente rejuvenescidos no ciclo Transamazônico.

Estudos radiométricos Pb/Pb efetuados também em oito amostras da mesma área mostraram uma idade semelhante, porém com erros analíticos muito elevados: 2017 +538/-854m.a. Os erros foram atribuídos, pelos autores referidos, à semelhança das razões isotópicas entre si, não permitindo uma melhor distribuição espacial no diagrama. Com base nessas interpretações, os litótipos dessa unidade estão, tentativamente, sendo interpretados como gerados originalmente no Arqueano.

2.3.2 Complexo Mantiqueira – PIm

2.3.2.1 Comentários gerais

Durante o 19° Congresso Internacional de Geologia realizado em Alger em 1952 e publicado em 1954, Octávio Barbosa definiu a série Mantiqueira como a unidade mais antiga do escudo Brasileiro e sobre a qual se superporia a sua série Barbacena. Na série Mantiqueira, incluiu rochas gnáissicas e migmatíticas aflorantes na própria serra da Mantiqueira, particularmente na região de Santos Dumont em Minas Gerais e fez referência a termos catazonais a ela associados.

Ebert (1956b) abandonou a denominação série Mantiqueira, colocando as rochas dessa unidade em um Arqueano não-subdividido, de idade pré-séries Juiz de Fora e Paraíba.

Nas décadas seguintes, nos trabalhos de reconhecimento geológico na escala 1:250.000, executados pela CPRM, foram empregados termos como associação Barbacena, complexo Granito-Gnáissico Indiviso, complexo Gnáissico-Migmatítico, ou mesmo nomes de outras unidades, como gnaisse Piedade, para reunirem parcial ou totalmente as rochas da série Mantiqueira.

Machado Filho et al. (1983, Projeto RADAMBRASIL), geralmente não utilizaram o termo, incluindo suas litologias no gnaisse Piedade e no complexo Barbacena.

Mais recentemente, Trouw et al. (1986) voltaram a empregar o nome Mantiqueira, agora na categoria de grupo, para reunir conjuntos de gnaisses bandados, por vezes migmatíticos, com intercalações de anfibolito e hornblenda-gnaisses, além de ocorrências localizadas de charnoquito e de anfibolito sem orientação preferencial.

Após uma criteriosa análise do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri et al., 1986), os executores deste projeto optaram por designar um amplo conjunto de rochas, aproximadamente correspondentes à antiga série Mantiqueira de Barbosa, como complexo Mantiqueira, tendo em vista a impossibilidade de individualizar, nas atuais circunstâncias, as diversas litologias que o compõem. Essa denominação considerou a conotação permitida pelo Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri et al., op. cit., p. 380) para rochas complexamente arranjadas por transposições em zonas de cisalhamento e por migmatização e injeções graníticas e básicas em fases múltiplas de deformação.

Nesse complexo, reuniram-se gnaisses bandados de composição tonalito-trondhjemítica e granito-granodiorítica com intercalações freqüentes de corpos tabulares de metabasitos com migmatizações pré- e sindeformacionais em maior ou menor grau. Metaultrabasito, rocha calcissilicática, metagabro e quartzito são subordinados. Este

constitui corpos alongados e lentes de pequena espessura, por hora englobadas nessa unidade.

2.3.2.2 Distribuição geográfica e expressão topográfica

Essa unidade se estende por grande parte dos quadrantes NE e SE da folha Rio Espera (figura II.2.40). Aparece em ambos os lados da faixa de litótipos do grupo Dom Silvério e também envolve as litologias do complexo Acaiaca. Extravasa os limites norte, sul e leste da folha e limita-se a oeste com os litótipos do complexo Santo Antônio do Pirapetinga, do supergrupo Rio das Velhas e com o moscovita-granito Brás Pires. Outros corpos graníticos, sem designações formais, ocorrem ao longo desse limite.

As melhores exposições podem ser observadas nas imediações e no perímetro urbano de Calambau, nas estradas que ligam essa cidade a Senador Firmino e à localidade de São Nicomedes, na estrada entre Piranga e Porto Firme e nas imediações de Dores do Turvo.

Os melhores afloramentos caracterizam-se como encostas nuas de alta declividade, constituindo, às vezes, formas alcantiladas, travessões em leitos de rios ou escarpas ao longo destes, todos orientados por zonas de cisalhamento de alto e baixo ângulo e falhas transversais. Topografica-

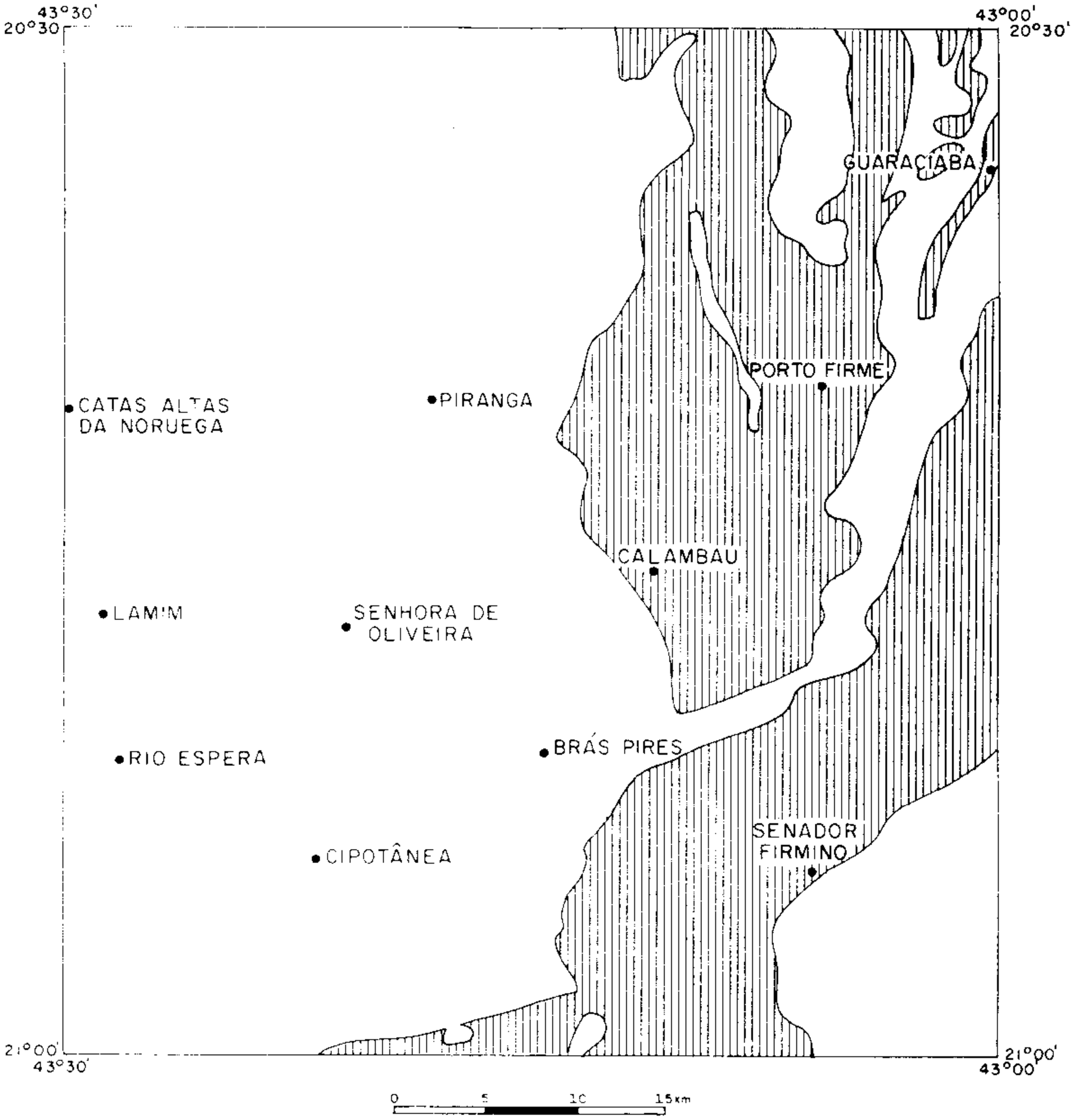


Figura II.2.40 – Distribuição das rochas do complexo Mantiqueira, na folha Rio Espera.

mente, essa distribuição por zonas de cisalhamento se define como colinas e cristas alongadas de topos arredondados e vales mais ou menos encaixados.

2.3.2.3 Relações de contato

Os contatos, como já definidos nas descrições das demais unidades, são quase todos de caráter tectônico. Com os corpos graníticos, às vezes, são do tipo intrusivo, dependendo da idade relativa entre eles e os cisalhamentos. Os contatos com o complexo Ressaquinha caracterizam-se por uma obliteração de cisalhamentos mais antigos de direções NW e ENE por cisalhamentos de baixo ângulo com transporte para oeste e de alto ângulo, aproximadamente, NS. Em ambas as unidades as rochas se mostram intensamente cisalhadas, porém próximo aos contatos, localmente observa-se um aumento de corpos intrusivos menores, sin- a pós-tectônicos compondo conjuntos que poderiam ser interpretados como "migmatitos de injeção", embora, em escalas maiores, essa conotação possa desaparecer.

2.3.2.4 Litologia, metamorfismo e deformação

Os principais litótipos dessa unidade são gnaisses bandados gerados em zonas de cisalhamento de alto e baixo ângulos, migmatizados em graus variados. As espessuras dessas bandas variam desde milímetros até poucos metros e os afloramentos, apesar de observados de distâncias diferentes, têm sempre o mesmo aspecto tabular (foto 17). Num extenso afloramento em uma cachoeira, a nordeste da pequena localidade de Penha, ocorre um gnaisse finamente bandado, com bandas de espessuras milimétricas, dadas por partes mais escuras constituídas quase que essencialmente de biotita e quartzo de granulação fina e partes mais claras de composição quartzofeldspática com manchas creme. Encaixado dentro dessa rocha, concordantemente com a foliação observa-se um corpo de anfibolito, menos foliado que a encaixante, com contatos um pouco irregulares e espessuras que variam de 0,5 a 2m. Esse corpo é constituído quase que essencialmente de anfibólio e apresenta uma textura granular (foto 18). Afastando-se alguns metros do contato com essa rocha escura, a rocha bandada se torna menos foliada, toma um aspecto ígneo, a granulação torna-se mais grossa e notam-se nela esquiálitos de caráter básico (foto 19).

Na estrada entre Calambau e São Nicomedes, algumas centenas de metros a oeste do contato com os litótipos do grupo Dom Silvério, ocorrem, em um afloramento na encosta, alguns *mullions* de anfibolito com diâmetros que variam de 10 a 50cm, posicionados segundo S10°E/10 ° e que indicam movimento de rotação com transporte para oeste (foto 20). Acima desses *mullions*, ocorrem corpos de rocha de aspecto granítico como a descrita anteriormente. Abaixo, ocorrem gnaisses bandados parcialmente granitizados.

Imediatamente a leste de Dores do Turvo, próximo ao leito do ribeirão do Turvo, as rochas dessa unidade já se caracterizam como gnaisses com bandamento centimétrico com níveis de anfibolito concordantes e níveis quartzosos constituídos desse mineral em estado recristalizado com textura em mosaico. Observam-se, além desses litótipos, níveis de rocha de aspecto granítico de granulação fina. Um pouco mais a oeste e topograficamente abaixo, já se observa uma rocha cinza, granulação média a grossa, incipientemente migmatizada com remobilizados quartzofeldspáticos e constituída de plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio. O anfibolito, observado no mesmo afloramento, constitui-se de 75% de anfibólio, 20% de plagioclásio e 5% de quartzo, além de traços de opacos, titanita e apatita. A rocha, de aspecto granítico e de granulação fina, mostra uma mineralogia bastante variada: plagioclásio (25%), microclínio (34%), quartzo (30%), biotita (5%), hornblenda (2%), moscovita (2%), diopsídio (1%), além de carbonato, tremolita-actinolita, clorita, epídoto, titanita, zircão, opacos e apatita em traços. Alguns quilômetros a oeste-noroeste desse afloramento, observa-se um pequeno corpo de anfibolopiroxênio-gnaisse esverdeado de granulação fina, com 43% de plagioclásio, 25% de diopsídio, 15% de anfibólio, 10% de quartzo, 2% de granada e 1% de opacos, além de traços de titanita, apatita, sericita e ortopiroxênio (enstatita).

Entretanto, o litótipo mais comum nests unidade pode caracterizar-se como um biotita-gnaisse de composição tonalítica com hornblenda com cerca de 35% de plagioclásio, 30% de quartzo, 20% de biotita, 11% de epídoto, 3% de hornblenda e 1% de titanita, além de traços de microclina, opacos, zircão e clorita. A textura é granolepidoblástica, caracterizada por leitos constituídos por cristais anédricos de plagioclásio e quartzo com junções tríplices, alternados com leitos constituídos por biotita, epídoto e anfibólio, caracterizando um bandamento geral.

Num afloramento imediatamente a norte de Vinte Alqueires, no leito do rio Bacalhau, observa-se a mesma associação de rochas claras e escuras concordantes com as foliações da zona de cisalhamento com direção aproximada NS e mergulho 60°-70°E. A rocha clara tem uma coloração creme-clara e granulação média a fina, sendo constituída de quartzo, microclina, plagioclásio e biotita. A textura é granolepidoblástica e a estrutura orientada. A microclina é de pequeno porte e alguns grãos envolvem plagioclásio, dando borda de reação. O plagioclásio se apresenta em grãos reliquiares parcial a totalmente sericitizados. A gnaissificação é tectônica e a rocha pode ser classificada como microclina-granito gnaissificado. A rocha escura já apresenta 55% de anfibólio (actinolita verde-esmeralda), 40% de plagioclásio (andesina/labradorita) e 4% de titanita. Apatita, opaco e quartzo aparecem como traços. A textura é granoblástica e foi imposta sobre uma textura hipautomorfogranular, podendo a rocha ser identificada como um gabro anfibolitizado.

Imediatamente a nordeste de São Nicomedes, aflora precariamente, entre litologias desse complexo, uma rocha

calcissilicática cinza-azulada de granulação média com proporções variadas de plagioclásio (10 a 30%), 20% de anfibólio, escapolita desde traços até 25%, piroxênio em proporções de 10 a 15% representado pelo diopsídio em maior proporção e hiperstênio, além de titanita, opacos, epídoto, granada, carbonato, sericita e apatita. As texturas podem ser granonematoblástica, poiquiloblástica e nematoblástica. A poiquiloblástica é representada, principalmente, por inclusões de quartzo em escapolita e também por inclusão de anfibólio, opacos e quartzo em cristais de granada.

Além desses litótipos, ocorrem corpos de quartzito grosseiro, sacaróide, atribuídos a essa unidade. No interior da massa granitóide de Divinésia, ocorre uma delgada faixa de quartzito com granada-moscovita-xisto associado e que se estende por cerca de 8km, com uma largura aproximada de 200 a 300m. O quartzito é semelhante ao anteriormente descrito e o granada-moscovita-xisto é grosseiro, com placas centimétricas de moscovita e cristais achatados de granada com até 5cm de diâmetro. Tais quartzitos estão sendo incluídos, por ora, nesta unidade diante da impossibilidade de se estabelecer melhor sua identidade com os níveis de informação de que se dispõe.

Algumas paragêneses apresentadas em linhas anteriores permitem supor que pelo menos parte dos litótipos dessa unidade atingiu a fácies anfibolito superior a granulito, sendo, posteriormente, retrometamorfizada à facies xisto-verde definida pelas paragêneses sericita-epídoto e actinolita-clorita-epídoto.

Praticamente, não se observam indícios de deformações anteriores à grande deformação tangencial de baixo ângulo de provável idade transamazônica e cujos gnaisses bandados, nela gerados, foram redobrados em, pelo menos, duas fases posteriores. Entretanto, existem indícios que permitem supor, pelo menos, duas fases de migmatização: uma sintectônica à deformação, supostamente transamazônica, é representada pelos gnaisses bandados que teriam sido migmatizados e transpostos posteriormente; e outra, representada pelas bandas de aspecto granítico descritas em linhas anteriores e que representam migmatizações ou granitizações tarditectônicas a D_2 (transamazônica).

2.3.2.5 Litogeoquímica

2.3.2.5.1 Introdução

Desse complexo, foram coletadas apenas seis amostras, o que, dada a sua diversidade litológica e seu arranjo estrutural intrincado, é muito pouco representativo. Nesse estudo, procurar-se-á dar, pelo menos, uma idéia da origem, da composição e da ambiência onde foram geradas essas diversas litologias.

Cinco amostras foram analisadas na Geologia e Sondagens Ltda. – Geosol, e apenas uma no laboratório da CPRM–SUREG/BH. Nesta, não se analisaram os elementos terras-raras, bem como os elementos-traço Sc, Th e Cl e CO_2, H_2O^+ e S. Os demais óxidos e elementos-traço analisados nas outras amostras foram os mesmos já referidos nas unidades anteriores e estão organizados nas tabelas II.2.9 e II.2.10. Nesta, que se refere aos elementos terras-raras, estão listados, também, algumas razões e somatórios utilizados em estudos petrogenéticos.

2.3.2.5.2 Caracterização petrográfica e aspectos da derivação

Algumas dessas amostras representam rochas de alta faciologia metamórfica e estão descritas como granulitos (FR-635 e FR-635A), como rocha calcissilicática ou metadiorito (FR-016K) e biotita-gnaisses bandados (FR-005, FR-404 e FR-745M). Essas três últimas amostras foram coletadas em afloramentos de rochas com caráter híbrido, intensamente estruturadas e têm aspecto metassomático. A amostragem teve como objetivo pesquisar sua derivação. A amostra FR-016K foi coletada em um pequeno corpo identificado como xenólito no granito de Divinésia. As amostras FR-635 e FR-635A têm textura granoblástica, porém a mineralogia metamórfica, com epídoto, diopsídio, carbonato, escapolita, além da sugestão de wollastonita na amostra FR-635A, que se detectou na composição normativa CIPW, sugere um sedimento margoso na fácies granulito. Entretanto, uma outra interpretação possível é a de um vulcanito de composição intermediária contaminado por sedimento carbonático, particularmente por não se notar estrutura bandada no afloramento. Na tabela II.2.13 estão registrados os valores da função DF de Shaw (1972), já discutida na litogeoquímica do complexo Ressaquinha, os valores do índice de peraluminosidade e as composições normativas CIPW percentuais de coríndon (C), diopsídio (di), quartzo (Q), ortoclásio (or), albita (ab), anortita (an), hiperstênio (hy), calcita (cc) e wollastonita (wo). Os valores da DF de quatro amostras são negativos e em nenhuma delas o teor de MgO é superior a 6%, porém apenas a amostra FR-745M apresenta coríndon normativo e índice de peraluminosidade maior que a unidade. Das outras três amostras desse conjunto, duas exibem elevados teores de CaO e FeO (FR-016K e FR-005) e de hiperstênio e calcita (FR-005) normativos.

Diante desses fatos, a amostra FR-745M poderia ser considerada de um metassedimento aluminoso, a amostra FR-005 como de um metassedimento margoso, a FR-404, pelos elevados teores normativos de quartzo, ortoclásio e albita, como de um granito crustal cisalhado, e a FR-016K como de um metadiorito ou metamarga. As amostras FR-635 e FR-635A, com DF positivo, textura granular, teores normativos elevados de albita e anortita, além da paragênese metamórfica referida em linhas anteriores, permanecem com sua origem duvidosa, podendo ser interpretadas tanto como de um vulcanito de composição intermediária como de um metassedimento margoso. Entretanto, mais uma vez, deve-se ressaltar que essa amostragem é

Tabela II.2.13 - Parâmetros Químicos Utilizados para Identificar a Derivação das Amostras do Complexo Mantiqueira

AMOSTRAS	DF	PAL	C	di	Q	or	ab	an	hy	cc	wo
FR-016K	I-1,981	0,670	-	13,97	8,92	2,83	22,10	24,40	19,96	0,23	-
FR-635A	I 2,801	0,380	-	33,22	15,58	5,29	17,02	20,43	-	0,23	5,00
FR-005	I-3,383	0,640	-	2,55	18,46	22,08	20,51	8,95	17,29	5,03	-
FR-635	I 0,344	0,510	-	25,66	26,44	2,07	16,97	23,61	2,28	0,23	-
FR-404	I-0,962	0,910	-	1,32	29,01	25,55	32,32	7,39	2,59	0,57	-
FR-745M	I-2,291	1,100	3,48	-	35,03	34,85	23,75	-	-	2,14	-

por demais reduzida para representar a unidade num âmbito regional.

O diagrama binário de Garrels & Mackenzie (1971), na figura II.2.41, confirma, em parte, essas conclusões, permanecendo uma dúvida apenas quanto à amostra FR-016K, que cai no campo ígneo, e à amostra FR-635A, que cai praticamente no limite entre os dois campos. Contudo, quando se emprega o diagrama mais complexo da figura II.2.42, também dos mesmos autores, Garrels & Mackenzie (1971), todas as amostras se identificam como metassedimentos, com exceção da FR-404, que se situa no *trend* das rochas ígneas próximo à média dos granitos.

2.3.2.5.3 Composição químico-mineralógica

Considerando que essas litologias foram submetidas a processos que, segundo a capacidade de refração das rochas, conduzem à granitização, utilizou-se o diagrama ACF com a divisão dos campos dos granitos de origem ígnea e os de origem sedimentar, segundo White et al. (1977), na figura II.2.43. As amostras FR-635, FR-635A e FR-016K caem claramente no campo dos granitos I e a amostra FR-005, no campo dos granitos S. As amostras FR-404 e FR-745M se distribuem fora do limite e próximo ao vértice A ($Na_2O + K_2O$), sugerindo uma alcalinização, provavel-

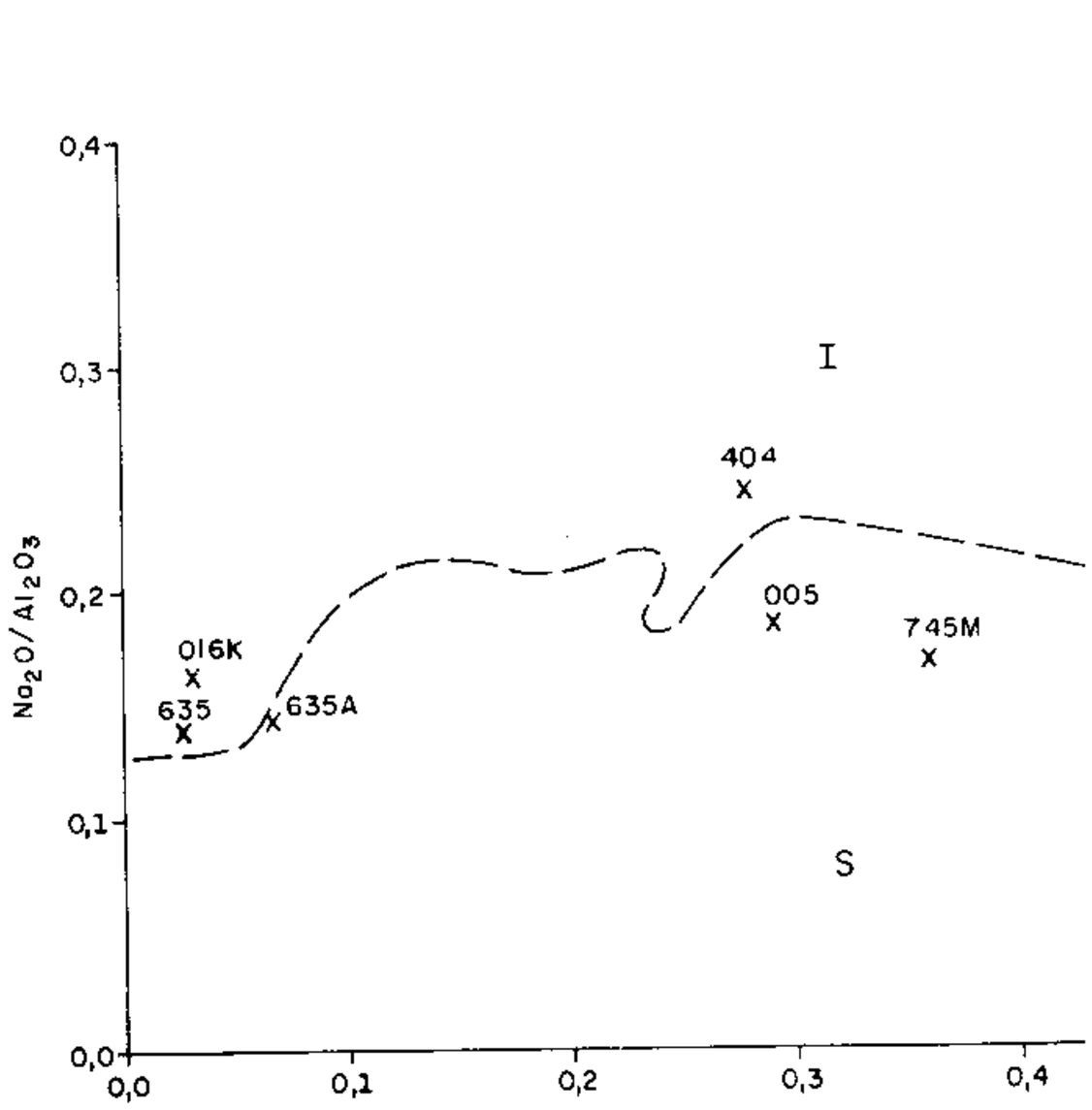


Figura II.2.41 – Diagrama de Garrels & Mackenzie (1971), idealizado para discriminar as rochas ígneas das sedimentares e metassedimentares, através das razões K_2O/Al_2O_3 no eixo das abcissas, e Na_2O/Al_2O_3 no eixo das ordenadas, aplicado às amostras do complexo Mantiqueira.

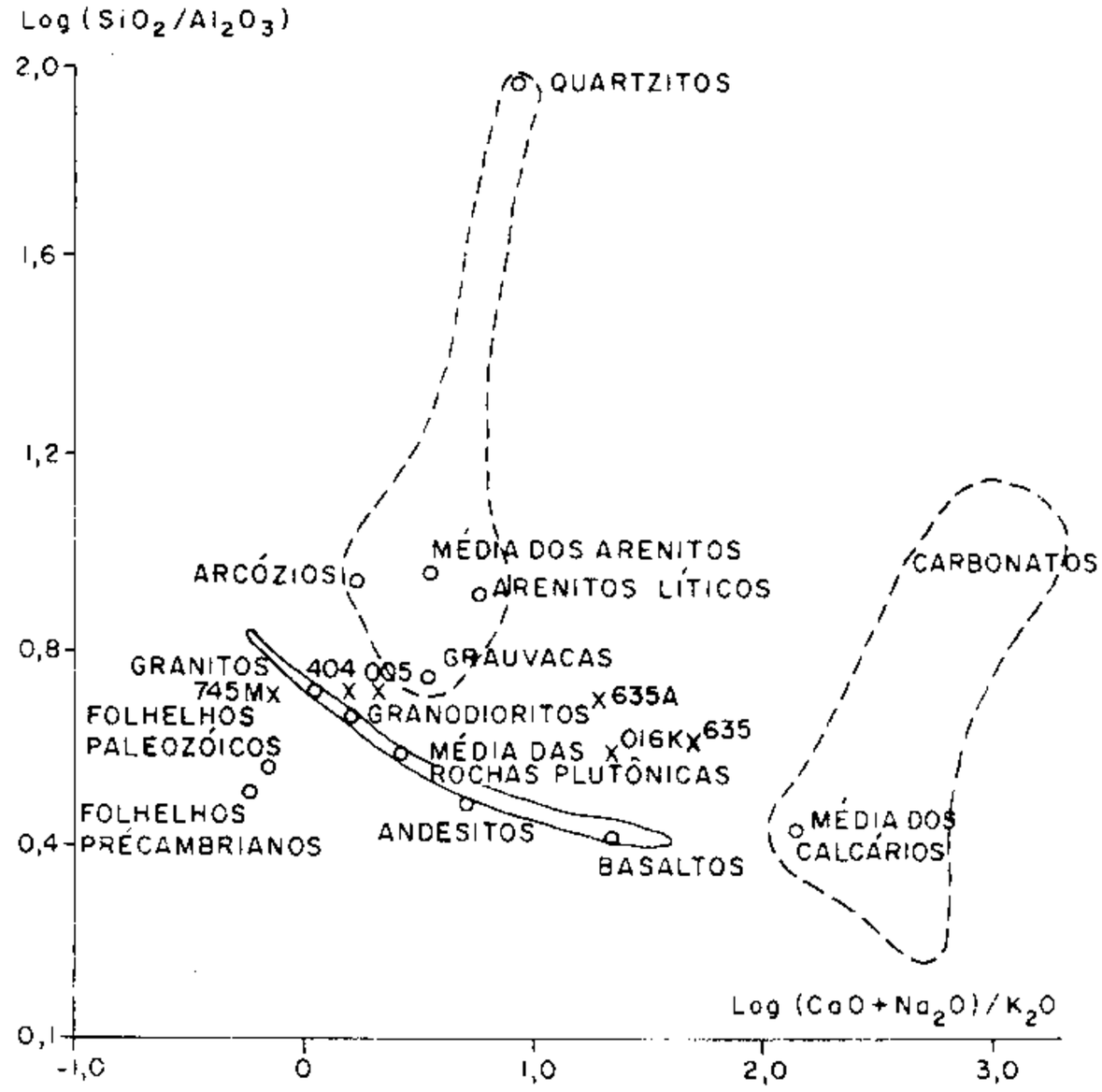


Figura II.2.42 – Diagrama de Garrels & Mackenzie (1971), que utiliza o logaritmo das razões $(CaO-Na_2O)/K_2O$ no eixo das abcissas, e Si_2O_3/Al_2O_3 no eixo das ordenadas para distinguir as rochas ígneas das rochas sedimentares, aplicado às amostras do complexo Mantiqueira.

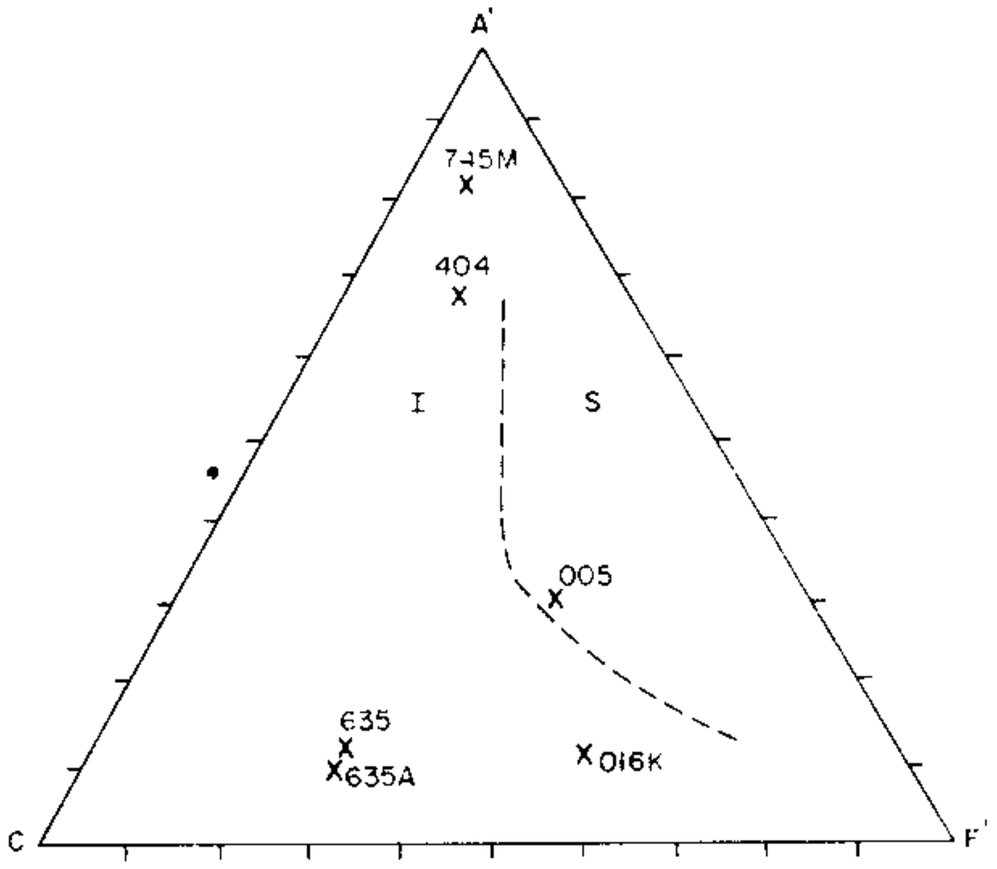


Figura II.2.43 – Diagrama ternário ACF com os campos dos granitos I e S, individualizados por White et ali. (1977), aplicado às amostras do complexo Mantiqueira.

mente de origem metassomática.

No diagrama ternário AFM da figura II.2.44, com os campos de classificação das principais séries magmáticas segundo Kuno (1968), as amostras FR-635A e FR-635 identificam-se como calcialcalinas ou hipersteníticas e a FR-016K como toleítica ou pigeonítica. As amostras FR-404 e FR-745M evidenciam melhor o metassomatismo alcalino e a FR-005, já identificada como metassedimentar, reflete a composição da área-fonte. As rochas tipicamente de origem ígnea, segundo o diagrama de Le Bas et al. (1986), na figura II.2.45, classificam-se como andesito basáltico (FR-016K), andesito (FR-635A) e dacito (FR-635) confirmando a composição intermediária já referida em linhas anteriores. Neste caso, considerando o diagrama da figura II.2.44 (com os campos de Kuno, 1968), existe a sugestão de que a amostra FR-016K, de caráter toleítico e composição mais básica, não tenha a mesma geração que as amostras FR-635A e FR-635, de caráter calcialcalino e composição ácida a intermediária.

2.3.2.5.4 Ambiência geotectônica

As mesmas amostras lançadas no diagrama de La Roche et al. (1980), na figura II.2.46, utilizado por Batchelor & Bowden (1985), com as classificações de ambientes tectônicos de geração de granitóides, segundo Pitcher (1982) e Harris et al. (1983), identificam-se como granitóides sincolisionais (FR-404 e FR-745M) e granitóides pré-colisionais (FR-016K e FR-005). Essa última amostra, como no diagrama anterior, reflete melhor a fonte, uma vez que já havia sido classificada como metassedimento. As amostras FR-404 e FR-745M refletem, mais uma vez, o metassomatismo potássico. As amostras FR-635A e FR-635, já identificadas como vulcânicas intermediárias, individualizam-se, nesse diagrama, como plutonitos fracionados do

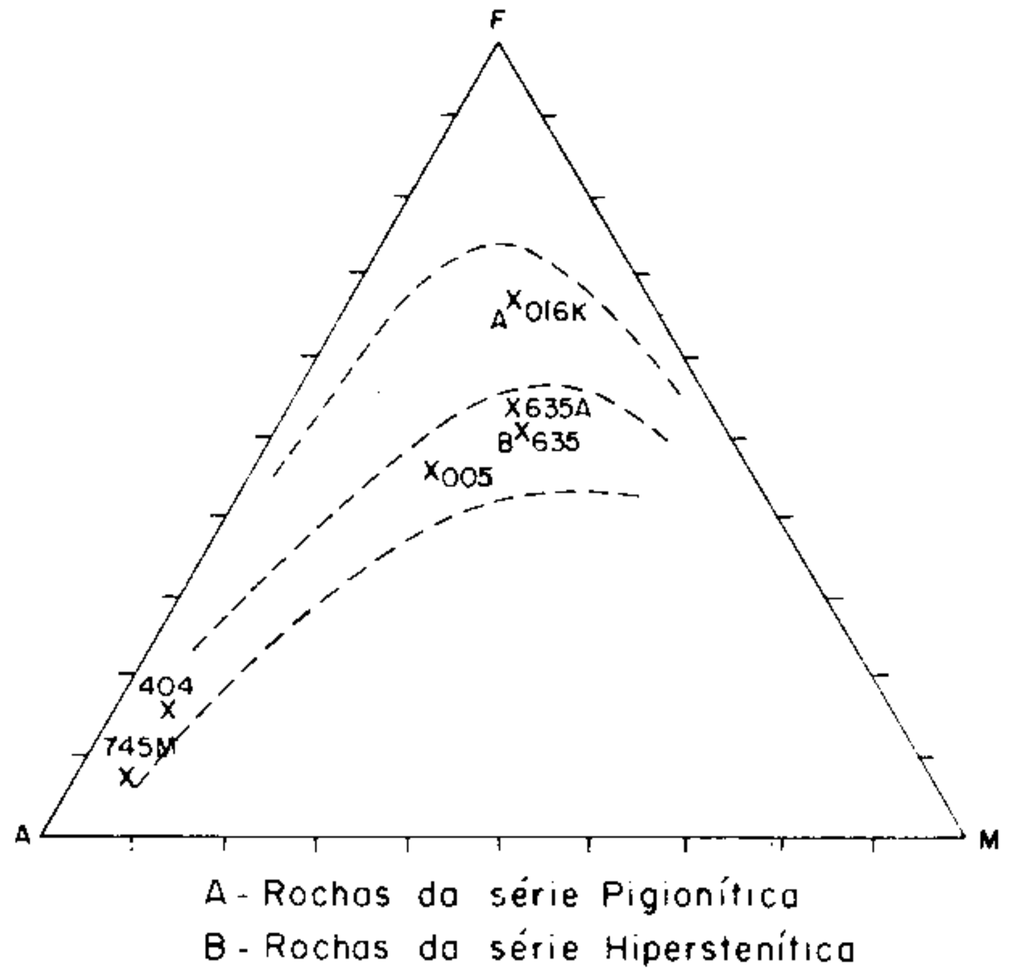


Figura II.2.44 – Diagrama AFM utilizado para separar a série magmática toleítica ou pigeonítica da série calcialcalina ou hipertenítica, aplicado às amostras do complexo Mantiqueira. (A) Rochas da série toleítica ou pigeonítica; (B) rochas da série calcialcalina ou hiperstenítica. Limites segundo Kuno (1968).

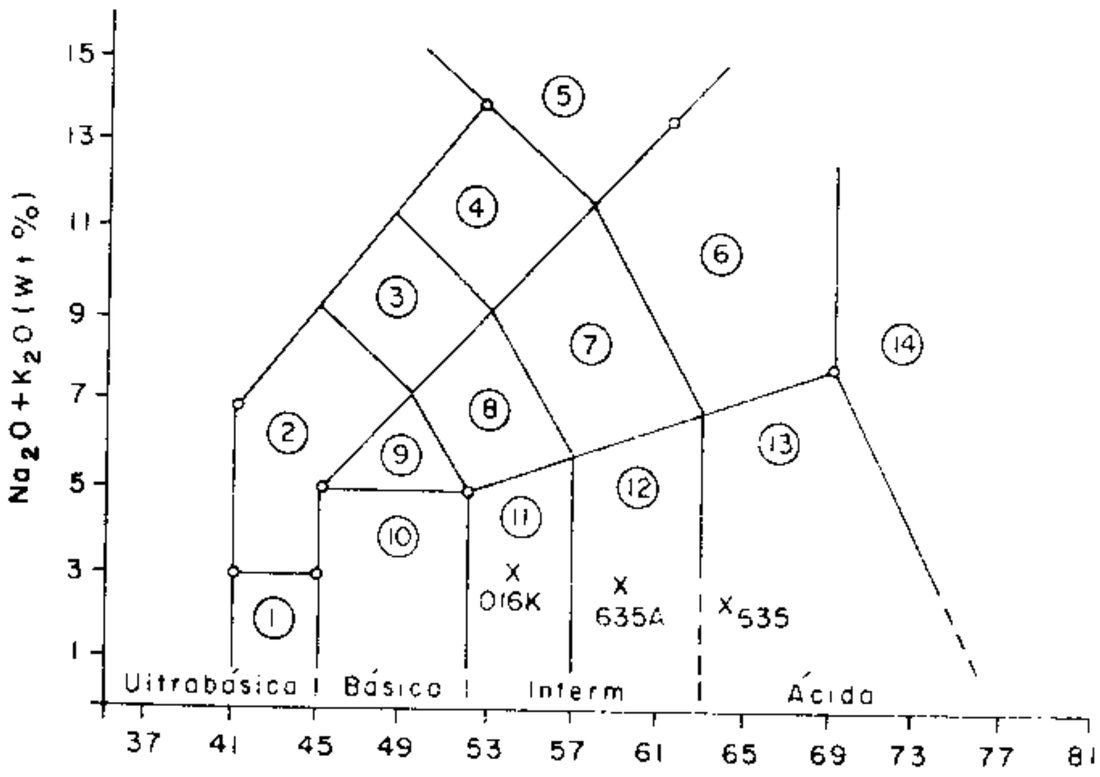


Figura II.2.45 – Diagrama de classificação química de rochas vulcânicas segundo Le Bas et. al. (1986), aplicado a rochas de caráter ígneo do complexo Mantiqueira. (1) Picrobasalto; (2) tefrita-basanito; (3) fonotefrito; (4) tefrita-fonolito; (5) fonolito; (6) traquito/traquidacito; (7) traquiandesito; (8) basalto traquiandesítico; (9) traquibasalto; (10) basalto; (11) andesito basáltico; (12) andesito; (13) dacito; (14) riolito.

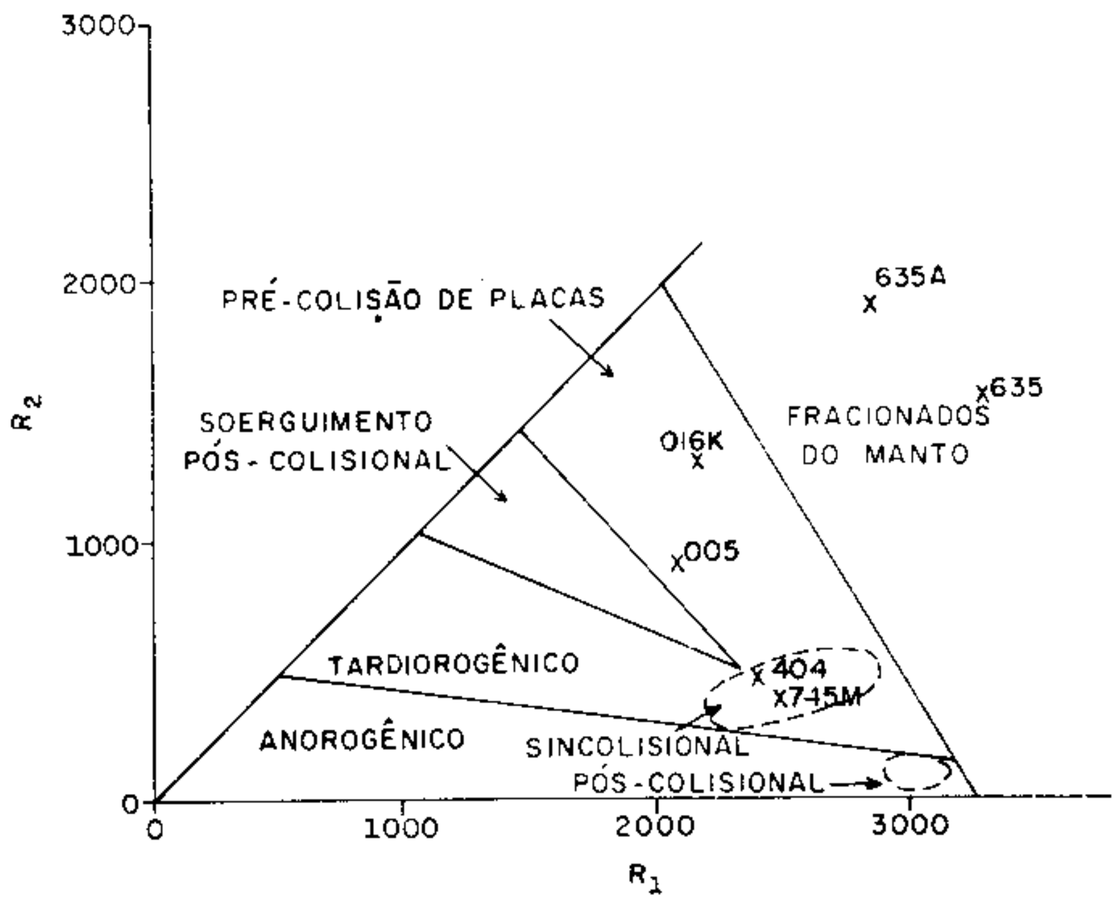


Figura II.2.46 – Diagrama multicatiônico de La Roche et. al. (1980), $R_1 = x = 1Si - 11 (Na + K) - 2 (Fe + Ti)$ x $R_2 = y = 6Ca + 2Mg + Al$, com os campos de ambientes tectônicos baseados em Pitcher (1982), e Harris et al. (1983), utilizado por Batchelor & Bowden (1985), para classificar rochas granitóides, aplicado às rochas do complexo Mantiqueira.

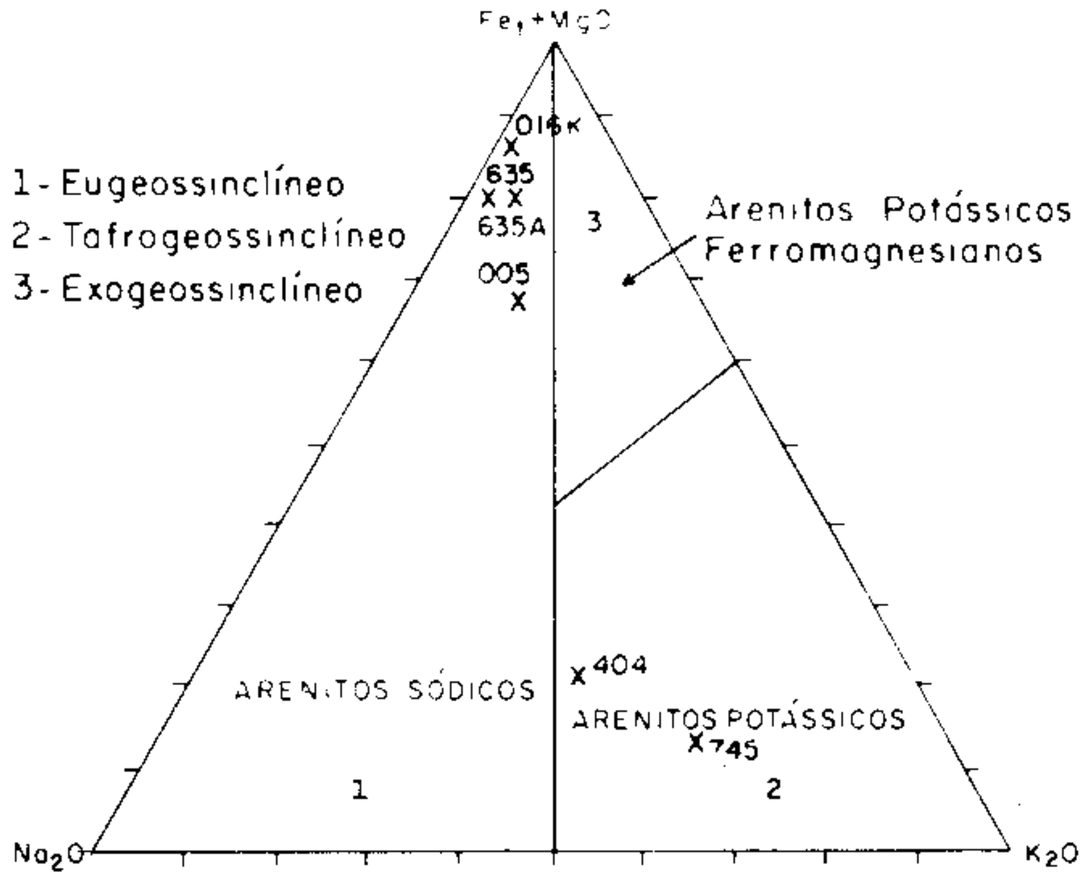


Figura II.2.47 –Diagrama ternário de Blatt, Middleton & Murray (1980), idealizado para discriminar os sedimentos segundo seus ambientes tectônicos de deposição, aplicado às amostras do complexo Mantiqueira . (1) Sedimentos de eugeossinclíneo ou marinho de águas profundas; (2) sedimentos de tafrogeosinclíneo ou de **rift** continental; (3) sedimentos de exogeossinclíneo ou marinho de águas rasas.

manto.

Numa tentativa de se conduzir os estudos dentro de uma ótica estritamente sedimentar, utilizou-se o diagrama ternário de Blatt, Middleton & Murray (1980), na figura II.2.47, que pretende classificar os sedimentos dentro dos seus ambientes tectônicos de deposição. As amostras, já identificadas como de origem ígnea (FR-635, FR-635A e FR-016K), agrupam-se próximo ao vértice Fe total + MgO e as amostras FR-404 e FR-745M se distribuem no campo dos arenitos potássicos ou de tafrogeossinclíneos, refletindo, mais uma vez, o metassomatismo alcalino que afetou os gnaisses nos processos de migmatização. A amostra FR-005 parece sugerir uma composição de grauvacas de águas profundas (eugeossinclíneo).

2.3.2.5.5 Litogeoquímica dos elementos terras-raras

Das amostras do complexo Mantiqueira, apenas a FR-745M não foi analisada para elementos terras-raras. Os resultados dessas análises acham-se listados na tabela II.2.10.

Os teores totais de terras raras (STR) variam de 79,54ppm na amostra FR-016K, a 187,97ppm na amostra FR-404. As amostras FR-635 e FR-635A se destacam pelos STR intermediários e muito similares, 102,22 e 102,28ppm respectivamente. A amostra FR-404 é a que apresenta menor valor para a razão Eu/Eu*, 0,397, o que reflete uma anomalia negativa de Eu relativamente acentuada. A amostra que apresenta maior valor para essa razão é a FR-016K, o que, ao lado do valor relativamente reduzido da razão LaN/YbN e do conteúdo total de ETR (STR), sugere uma rocha ígnea pouco diferenciada de caráter toleítico, como já demonstrado no diagrama da figura II.2.44, apesar do valor negativo da DF de Shaw (1972), da tabela II.2.13.

Através dos parâmetros STR, LaN/YbN e Eu/Eu* da tabela II.2.10, é possível identificar três grupos de amostras nessa pequena população. O primeiro, representado pelas amostras FR-404 e FR-005, o segundo pelas amostras FR-635 e FR-635A e o terceiro, pela amostra FR-016K.

Os perfis normalizados pelos padrões de condrito segundo Evensen (1978), dessas amostras, estão representados nas figuras II.2.48 e II.2.49. Na primeira, nota-se uma diferença acentuada entre as amostras FR-005 e FR-404, que constituem o segundo grupo. Essa diferença se deve sobretudo à anomalia negativa de Eu, o que, segundo os critérios desenvolvidos por Zhonggang (1982), Jili & Jiayuan (1985), e Chaoqun (1985), já permite individualizá-las em dois grupos distintos, se consideradas como rochas granitóides. Segundo os critérios do primeiro autor, os granitóides com Eu/Eu*, $< 0,7$ são gerados na crosta superior, enquanto aqueles com Eu/Eu* $> 0,7$, na crosta inferior, ou, segundo Jili & Jiayuan (op. cit.), são granitóides crustais ou de anatexia no primeiro caso e granitóides transicionais ou de *sintexis* no segundo.

A amostra FR-016K se destaca sobretudo pela menor declividade do perfil, o que reflete o baixo grau de fracionamento. Entretanto, o enriquecimento mais acentuado em relação aos toleítos de fundo oceânico e o ligeiro enri-

quecimento em ETR leves permite compará-la melhor aos toleítos calcialcalinos ou TH2 segundo Condie (1981). Por outro lado, considerando a razão Eu/Eu* = 0,829, essa amostra seria comparável também aos toleítos de *rift* continental.

Os perfis das amostras FR-635 e FR-635A se distinguem daquele da amostra FR-016K apenas por uma declividade um pouco mais acentuada no ramo dos ETR leves. Comparando-os aos andesitos, composições identificadas no diagrama da figura II.2.45 de Le Bas et al. (1986), observa-se uma diferença quanto aos valores de Eu/Eu*, ligeiramente mais elevado segundo relações apresentadas por Condie, 1976c e 1976b (in: Condie, 1981). Segundo esse autor, pela razão Eu/Eu*, o andesito que mais se aproxima dessas amostras é o tipo III das pilhas vulcânicas arqueanas. Porém, a forma do perfil normalizado desse tipo de andesito é bastante distinta. Segundo esse último critério, são os andesitos tipo II das mesmas pilhas, ou andesitos ricos em potássio, os que mais se aproximam das referidas amostras, que, entretanto, são inteiramente dissemelhantes em relação ao teor de K_2O.

Finalmente, com base nas poucas amostras analisadas do complexo Mantiqueira, pode-se sugerir que esse conjunto é caracterizado por rochas granitóides intrusivas ou remanescentes como lascas de um embasamento granitóide pretérito gerado por *sintexis* e por rochas granitóides crustais geradas a partir da fusão parcial por anatexia de uma seqüência vulcanossedimentar calcialcalina de arco vulcânico ou magmático, cujos remanescentes vulcânicos estão representados por restitos de metatoleítos e metandesitos calcialcalinos.

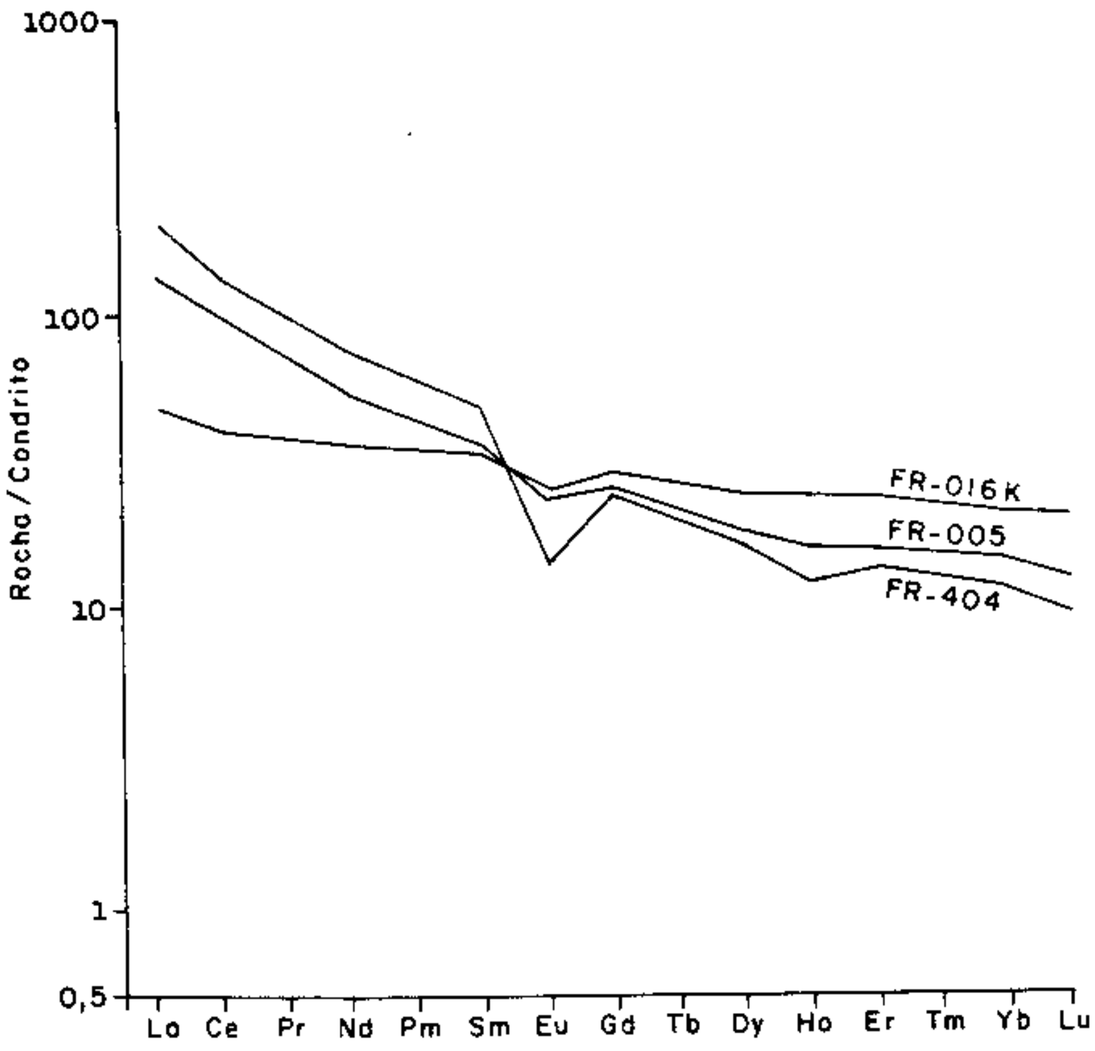


Figura II.2.48 – Perfis normalizados das análises de elementos terras-raras pelos padrões de conderito segundo Evensen (1978), de parte das amostras do complexo Mantiqueira.

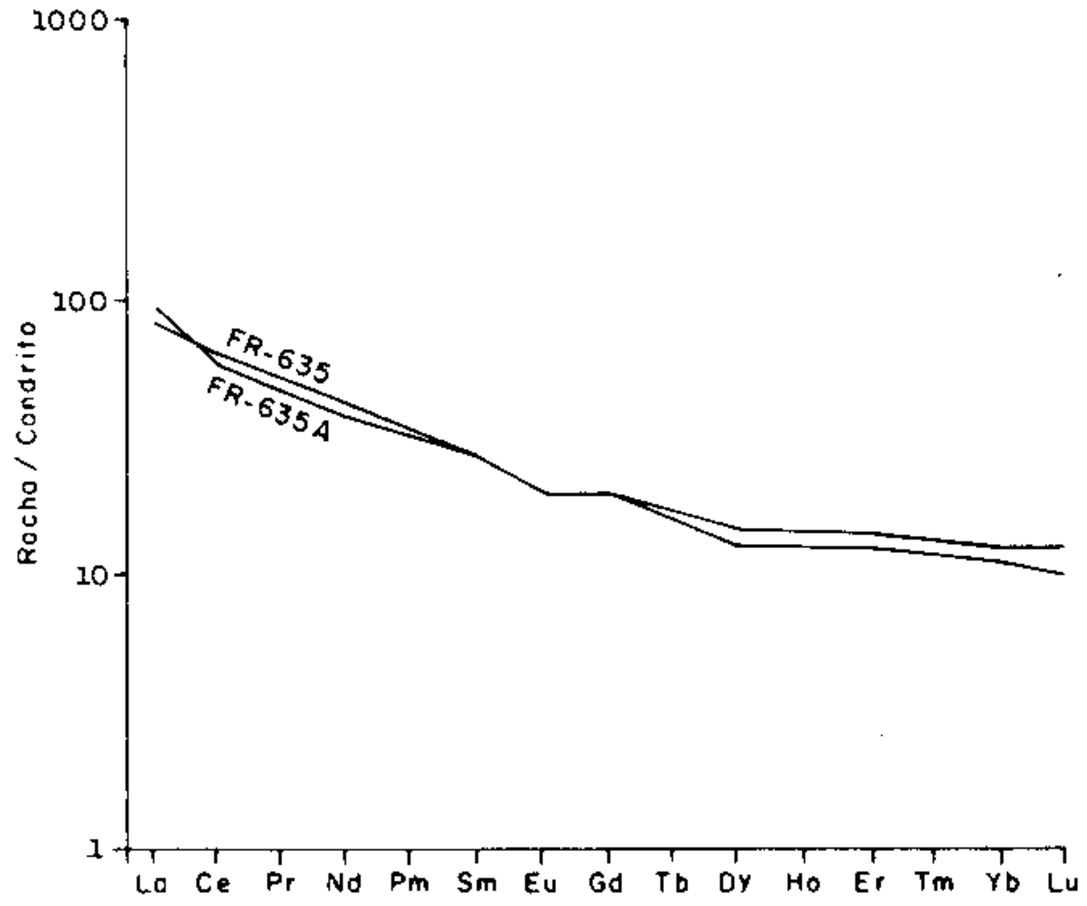


Figura II.2.49 – Perfis normalizados pelos padrões de condrito segundo Evensen (1978), das análises de elementos terras-raras das amostras FR-635 e FR-635A, do complexo Mantiqueira.

2.3.2.6 Idade e correlações

Nesta folha, não se dispõe, até o momento, de quaisquer estudos geocronológicos, no âmbito do complexo Mantiqueira. Por outro lado, os estudos efetuados em áreas próximas têm-se mostrado dispersivos e complexos em termos de resolução, particularmente em virtude das defiências e indefinições cartográficas.

Análises de amostras do Projeto Radambrasil (1983) referentes à região de Ponte Nova permitiram a construção de uma isócrona Rb/Sr de 2160m.a. com RI = 0,715, sugerindo que o material analisado tenha se originado do retrabalhamento de rochas mais antigas. Duas outras amostras (1527 e 1567), respectivamente anfibolito e biotita-gnaisse, datadas pelo método K/Ar, apresentaram idades de 666 ±14m.a. e de 525 ±6m.a. e foram atribuídas ao ciclo Brasiliano.

Deve-se ressaltar, também, que nenhuma isócrona em rochas desse complexo mostrou idade pré-transamazônica, embora apresentassem razões iniciais elevadas, sugerindo retrabalhamento crustal de rochas mais antigas.

2.3.3 Grupo Dom Silvério – PIds

2.3.3.1 Comentários gerais

Esse grupo foi definido, inicialmente, por Lima et al. (1974) no Projeto Geotransversal, executado pela Universidade Federal de Ouro Preto – UFOP. Dividiram-no em duas unidades litológicas: xistos quartzosos e xistos moscovíticos, sobrepostos a quartzitos conglomeráticos ferruginosos e quartzitos moscovíticos.

Fontes et al. (1978) não individualizaram esse grupo como uma unidade, considerando os xistos e quartzitos da região de Dom Silvério como parte do complexo Gnáissico-Migmatítico da associação Barbacena segundo a conceituação de Braun & Baptista (1976). Esses autores posicionaram tais rochas no Arqueano e correlacionaram-nas a zonas de falhas, atribuindo-lhes um caráter tectônico.

Almeida (1981) sugeriu que os grupos Dom Silvério e Lafaiete ter-se-iam depositado em bacias marginais da borda leste do cráton do São Francisco, tendo sido ambos afetados pela tectônica do ciclo Transamazônico.

Machado Filho et al. (1983) identificaram, nesse conjunto, além das litologias referidas: rochas metabásicas e metaultrabásicas, xistos grafitosos, gonditos e cataitabiritos, caracterizando-o como uma possível seqüência tipo *greenstone-belt*.

Na folha Rio Espera, as litologias deste grupo restringem-se aos tipos xistosos com quartzitos subordinados e não foram subdivididas em unidades. Acham-se afetadas por cisalhamento de alto e baixo ângulos e associam-se intimamente a granitóides cisalhados, entre os quais, muitas vezes, aparecem embutidas, o que dificulta, sobremaneira, a sua cartografia como unidade contínua. Algumas dessas áreas com predominância de granitóides cisalhados foram individualizadas no seu interior, particularmente nas imediações de Guaraciaba, demonstrando, de certa forma, essa associação.

2.3.3.2 Distribuição geográfica e expressão topográfica

Essa unidade extravasa os limites da folha Rio Espera, próximo a seu vértice NE, de onde segue, numa faixa mais ou menos contínua e irregular com larguras que variam de 2 a 8km, até as proximidades das localidades de São Manuel, a leste de Calambau, antiga Presidente Bernardes. Apresenta uma pequena faixa embutida entre ortognaisses do complexo Mantiqueira, a oeste de Porto Firme, e pequenas faixas e ilhas sobre o granito a moscovita de Brás Pires, já próximo ao limite sul da folha. Uma pequena faixa com cerca de 1km de largura extravasa este limite e adentra a folha Rio Pomba, contígua. É possível que esses pequenos tratos ocorram, também, dispersos nessa folha.

As melhores exposições da unidade encontram-se no perímetro urbano de Guaraciaba, na pequena localidade de São Joaquim, ao norte, a leste de Porto Firme e nas cercanias de São Nicomedes, já referida. As suas superfícies de ocorrência, em geral, refletem mais o caráter das zonas de cisalhamento a ela associadas, ou as falhas que a cortam transversalmente. Às vezes, caracterizam-se por uma certa rugosidade, dada por pequenas cristas côncavo-convexas, particularmente nas pequenas porções observadas sobre o granito Brás Pires.

A figura II.2.50 mostra a distribuição dessa unidade nesta folha.

2.3.3.3 Relações de contato

Os seus contatos com as unidades limítrofes são todos de caráter tectônico e estão bem-expostos em Guaraciaba e nas proximidades de São Nicomedes, onde se torna difícil separá-las dos gnaisses cisalhados. Na estrada que liga Porto Firme e Paula Cândido, o seu aspecto brusco está bem perceptível. Na localidade de São Joaquim, esses contatos são também bruscos e se fazem em uma zona de cisalhamento NS, verticalizada. Já a oeste de Porto Firme, aparece um contato suborizontal com gnaisses cisalhados, caracterizando uma zona de cisalhamento de baixo ângulo.

2.3.3.4 Litologia, metamorfismo e deformação

Os litótipos dessa unidade, nesta folha, estão representados, sobretudo, por quartzomicaxisto e micaxisto com plagioclásio, em proporções ora subordinadas, ora dominantes. Em geral, apresentam granada e, localmente, estaurolita e cianita. No extremo-sul, em um segmento nas proximidades de Dores do Turvo, observou-se silimanita em grandes proporções nesses xistos. Também num delgado segmento, sobre o moscovita-granito Brás Pires, foi observado, na base do conjunto, um anfibolito ou anfibolognaisse calcissilicático com 35% de actinolita verde-pálida, plagioclásio de composição oligoclásio/andesina numa proporção aproximada de 32%, 15% de quartzo, 12% de diopsídio, 5% de titanita e 1% de apatita, além de opacos em proporções inferiores a 1%. O silimanita-granada-micaxisto apresenta-se extremamente dobrado e crenulado e parece associar-se, próximo ao contato com os gnaisses, a termos anfibolíticos. A dificuldade de correlação desses termos ao grupo Dom Silvério está no fato de que estes ocorrem sempre junto aos contatos com os gnaisses do complexo Mantiqueira que também apresenta litótipos semelhantes. Apenas para os segmentos sobre o moscovita-granito Brás Pires foi possível obter uma correlação mais precisa, uma vez que ali as litologias são contrastantes.

A leste de Porto Firme e entre essa cidade e Guaraciaba, observaram-se diversos níveis de quartzito, porém em proporções muito subordinadas, entre os micaxistos. Tanto a norte de Guaraciaba, como entre Porto Firme e Guaraciaba, bem como num segmento nas proximidades da localidade de Ribeirão Santo Antônio, foi observada uma seqüência que se inicia por grafita-micaxisto se alternando com granada-micaxisto e quartzito subordinados. Essa seqüência, apesar dos contatos de caráter tectônico, parece constituir a base do grupo na folha Rio Espera. É justamente tal conjunto que permite distinguir os xistos dessa unidade daqueles da unidade média do supergrupo Rio das Velhas. Na folha Rio Espera, não foram observadas associações litológicas semelhantes na unidade média referida.

Os xistos desse grupo, em geral, apresentam quartzo em proporções elevadas (40 a 60%), além de biotita, moscovita, alcalifeldspato, granada e opacos, e traços de tur-

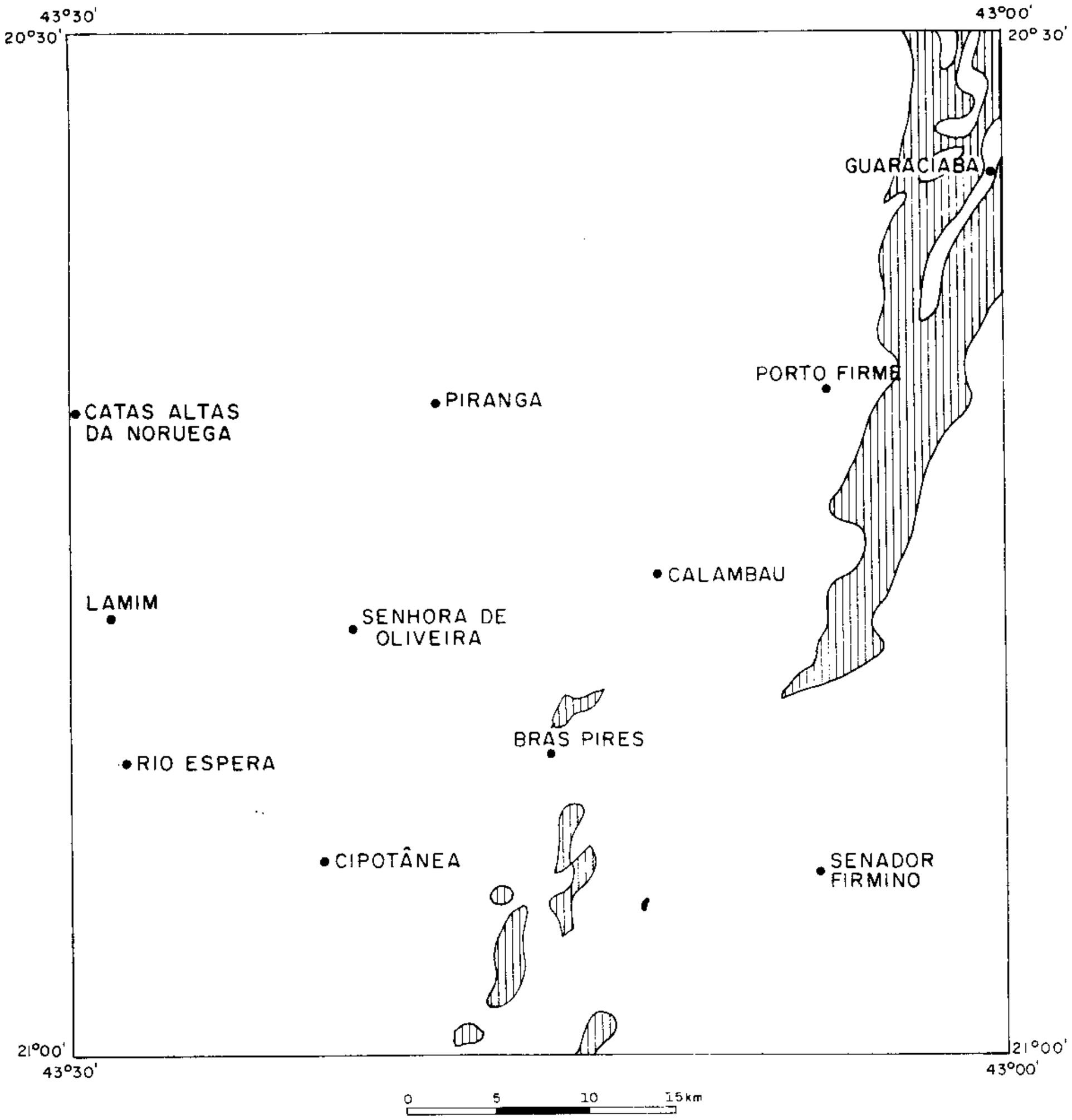


Figura II.2.50 – Distribuição das rochas do grupo Dom Silvério, na folha Rio Espera.

malina, apatita, zircão, epídoto e clorita. A granada, em geral, é subordinada, em proporções inferiores a 10%. Porém, em alguns níveis, particularmente nos das seqüências descritas anteriormente, ela predomina largamente sobre os demais constituintes. Alguns conjuntos mostram xistos com plagioclásio em proporções variáveis de 15 a 30% e titanita, com bandas de espessuras centimétricas eminentemente micáceas e sem granada, estaurolita e cianita, o que parece afastá-los de uma paragênese aluminosa.

As paragêneses estaurolita + granada + cianita e estaurolita + granada + biotita + moscovita são características da fácies anfibolito inferior e aparecem principalmente nas faixas posicionadas mais ao nor-nordeste da folha. Porém, mais ao sul, nas imediações de Dores do Turvo, foram observadas paragêneses com plagioclásio, anfibólio e diopsídio, além de silimanita, o que sugere uma faciologia metamórfica mais elevada.

A deformação nessas rochas é intensa e parece estar associada tanto às zonas de cisalhamento NS e ENE de alto ângulo como às de baixo ângulo com transporte para oeste. Freqüentemente, as rochas caracterizam-se como protomilonitos e milonito-xistos. Porém, em nenhum local foram observados indícios de deformações anteriores a estas.

2.3.3.5 Aspectos petrogenéticos

A própria variedade litológica observada em pacotes relativamente pouco espessos (figura II.2.51), bem como

paragêneses referidas em linhas anteriores, são características que permitem identificar a maioria dos litótipos dessa unidade como paraderivados. Porém, os anfibolognaisses calcissilicáticos e algumas variedades de xistos com plagioclásio em proporções relativamente elevadas e sem as paragêneses aluminosas sugerem a ocorrência de rochas metavulcânicas máficas junto à base e metavulcânicas ácidas a intermediárias nos andares superiores. Estudos petrogenéticos mais avançados, aliados a uma cartografia de maior detalhe, poderão esclarecer melhor a origem desses possíveis vulcanitos.

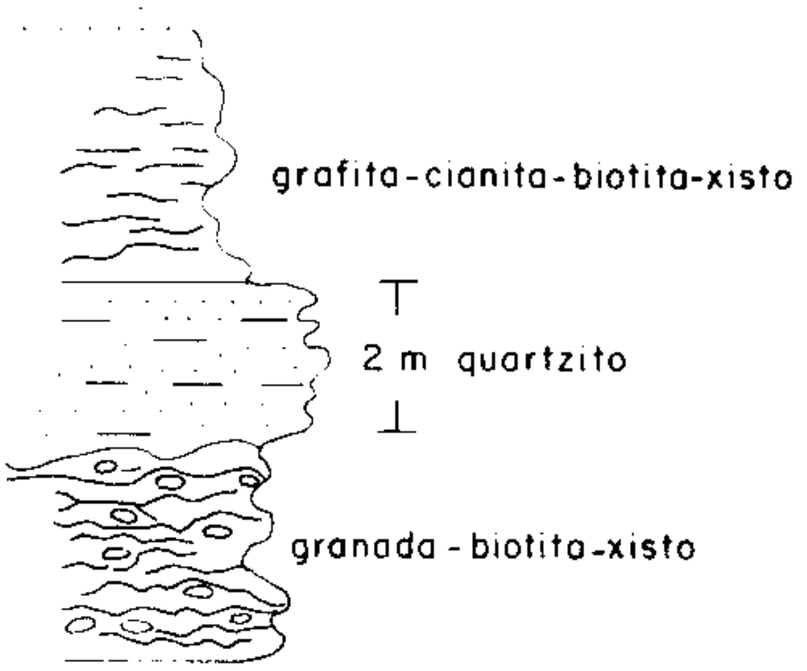


Figura II.2.51 – Seqüência litológica tipicamente metassedimentar do grupo Dom Silvério. Encosta do vale do córrego Mato Grosso, afluente da margem direita do rio Piranga, entre Guaraciaba e Porto Firme. Afloramento FR-600.

2.3.3.6 Idade e correlações

Não existem, até o momento, quaisquer estudos geocronológicos em litótipos do grupo Dom Silvério. As correlações, tentadas até o momento, basearam-se em similaridades petrológicas e estruturais.

Neste projeto, tanto na folha Ponte Nova, contígua a nordeste, como nesta folha, não foram observadas quaisquer evidências que permitissem posicionar a presente unidade abaixo do Proterozóico Inferior. Os seus litótipos mostram-se afetados pelo ciclo orogênico Transamazônico, porém não são afetados por ciclos anteriores. Com base nesses fatos, posicionou-se esta unidade, tentativamente, no Proterozóico Inferior.

2.4 Rochas intrusivas e plutônicas

2.4.1 Granitóides e rochas intrusivas

2.4.1.1 Comentários gerais

Nesta folha, foram cartografados diversos corpos de rochas granitóides (figura II.2.52), alguns como área de predominância, como os tonalito-trondhjemitos Serra do Carmo ou o granito Pimenta. Boa parte dos limites desses corpos estão comprometidos pelas dificuldades, já referidas, de boas exposições e relações com faixas de cisalhamento mais ou menos largas.

O termo granitóide é, aqui, empregado no sentido composicional, de diorito/quartzodiorito até granito alcalino e não como rochas resultantes da culminância do desenvolvimento de processos de migmatização como diferenciação metamórfica e anatética. Com base em observações de campo, análises mesoscópicas e microscópicas e químicas particularmente de elementos terras-raras, dividiu-se, tentativamente, esses granitóides em:

Arqueanos – Tonalito-trondhjemitos, granito-granodioritos. Incluíram-se entre estes os tonalito-trondhjemitos da serra do Carmo e correlatos e as lascas tectônicas de composição granito-granodiorítica do ribeirão Pinheirinho e proximidades de Pinheiros Altos.

Arqueano/Proterozóico Indiferenciado – Granitóides de composição granítica, intensamente cisalhados e que se desenvolvem por uma faixa de aproximadamente 1,5km de largura por 8,5km de extensão a sudoeste de Piranga e ao norte de Senhora de Oliveira, na localidade de Pimenta. Além desse conjunto, está-se incluindo no mesmo intervalo estratigráfico, por não se dispor de melhores evidências, uma extensa massa granitóide a microclina com encraves de rochas básicas e rochas de alta faciologia metamórfica, apresentando uma alta diferenciação entre elementos terras-raras leves e pesados e de provável origem anatética e que se desenvolve entre Senador Firmino e Divinésia.

Proterozóico Inferior – Nesta categoria, incluem-se o moscovita-granito Brás Pires, que, pelo menos em parte, constitui placas graníticas diferenciadas e posicionadas por cisalhamento e diversos corpos graníticos a microclina que ocorrem mais ao norte, entre as litologias do complexo Santo Antônio do Pirapetinga e as litologias do complexo Mantiqueira.

2.4.1.2 Tonalito-trondhjemito Serra do Carmo – Aγ1sc

Esses granitóides constituem os mesmos leucognaisses já descritos como parte integrante do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Na realidade, os corpos individualizados na serra do Carmo e suas imediações, nas proximidades de Bandeira e a sudoeste de Santo Antônio do Pirapetinga, constituem áreas de predominância desses gnaisses e onde ocorrem as suas melhores exposições. Caracterizam-se como rochas branco-leitosas, de granulação média a grossa, constituídas quase sempre de albita ou albita/oligoclásio e quartzo com predomínio do plagioclásio. A microclina pode ocorrer em proporções muito subordinadas, não ultrapassando nunca os 5%. Os máficos também são relativamente subordinados, podendo a biotita alcançar, no máximo, 10%. Apresenta ainda, moscovita, epídoto, zoisita, titanita, clorita, apatita e opacos. Lançados

no diagrama de Streckeisen (1976), caem no campo do tonalito-trondhjemito (figura II.2.52, amostras FR-164 e 507). Em geral, exibem textura granonematoblástica e extinção ondulante, grãos fraturados e contatos irregulares evidenciando efeitos de esforços tectônicos. O plagioclásio ocorre tanto em grãos finos, poligonizados e com contatos retos, como em grãos maiores, xenoblásticos com contatos irregulares e, em geral, alteram-se para sericita, moscovita e epídoto, mostrando pequenas inclusões de quartzo. Os cristais mais finos são predominantes e parecem de geração posterior. O quartzo também ocorre, tanto como grãos finos, poligonizados, como em cristais maiores de contatos irregulares, cristalizados sob a forma de cordões que acompanham a direção preferencial da rocha. Também o epídoto exibe-se sob essa forma, acompanhando a direção preferencial da rocha, que, localmente, é bandada com algumas bandas escuras caracterizadas pela presença de biotita e quartzo numa textura granolepidoblástica.

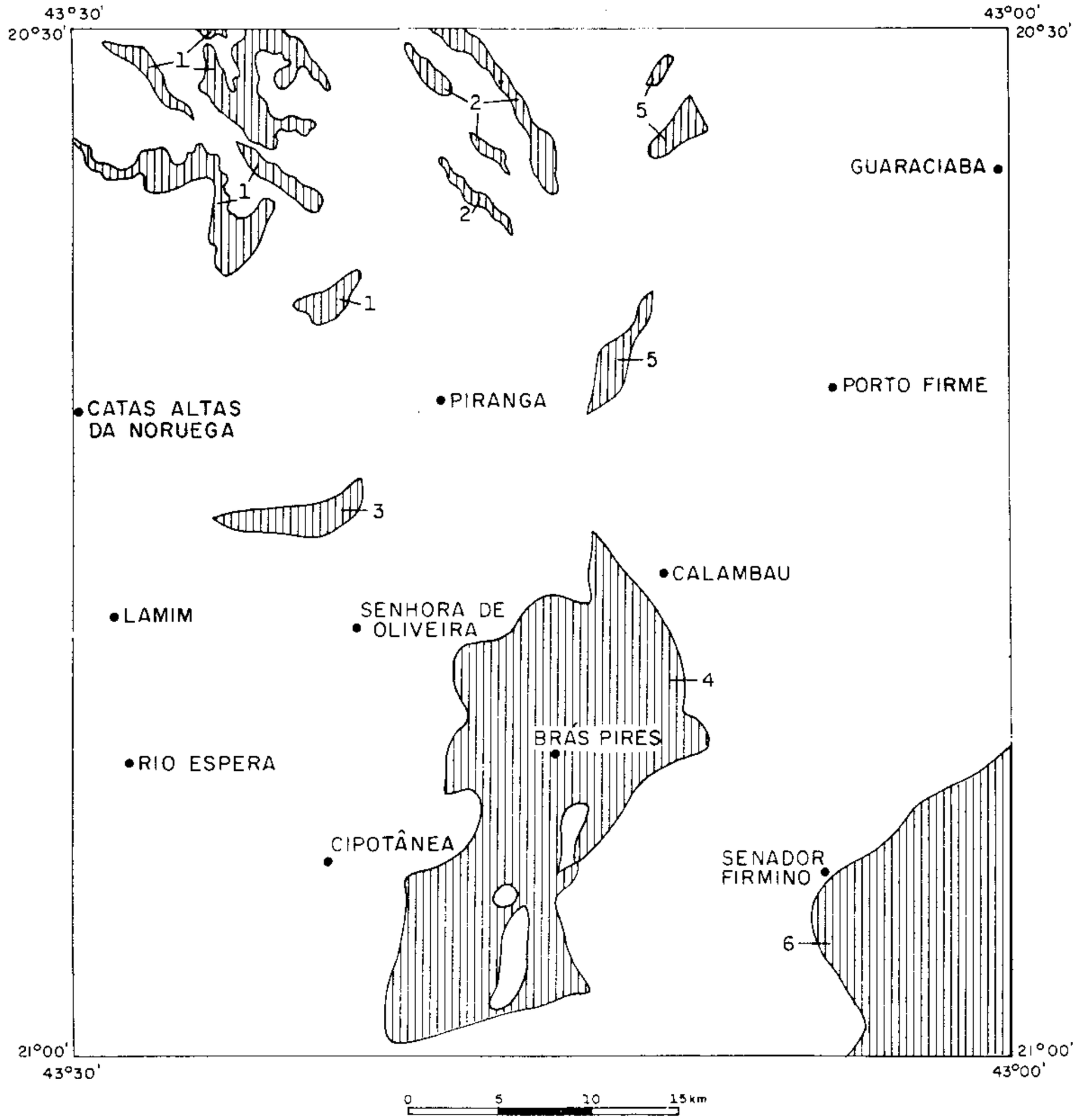


Figura II.2.52 – Distribuição das rochas plutônicas, ácidas a intermediárias cartografadas na folha Rio Espera. (1) Tonalito-Trondhjemito Serra do Carmo e corpos correlatos; (2) granito-granodiorito Ribeirão Pinheirinho e corpos correlatos; (3) granito Pimenta; (4) moscovita-granito Brás Pires; (5) granitos alcalinos; (6) alcaligranito Divinésia.

2.4.1.3 Granito-granodiorito Ribeirão Pinheirinho – Aγ1p

Entre as litologias do supergrupo Rio das Velhas, dobradas em antiformes isoclinais rompidos e empurrados para SW, inserem-se corpos graníticos a granodioríticos, alongados segundo as estruturas e que foram interpretados como lascas tectônicas por Schrank (1988).

Apenas no corpo observado ao longo do ribeirão Pinheirinho e da estrada que liga Pinheiros Altos a Mainart, ocorrem boas exposições dessas rochas. Os demais só foram observados através de rególitos situados no perímetro urbano de Pinheiros Altos e na estrada que liga a localidade de Cristais a Bordões. Caracterizam-se como rochas de cor cinza, granulação média a grossa, que se apresentam localmente foliadas junto às encaixantes e menos foliadas para o centro do corpo. Nessas bordas, caracterizam-se como verdadeiros milonitos de cor cinza que podem ser confundidos com xistos. Tal caráter milonítico desaparece em direção ao centro, porém a rocha ainda continua a apresentar estruturas orientadas, podendo ser classificada como um augengnaisse de composição granítica, ou biotita-microclina- plagioclásio-quartzognaisse. Constitui-se de 35% de quartzo, 27 a 30% de plagioclásio, 20 a 25% de microclina, 8 a 15% de biotita, além de moscovita, epídoto, apatita, zoisita e opacos. No diagrama de Streckeisen (1976), caem no campo dos granitos **b**, pobres em feldspato potássico (figura II.2.52, amostras FR-125 e FR-130).

2.4.1.4 Granito Pimenta – APIγ1p

Ao norte de Senhora de Oliveira, nas proximidades das localidades de Pimenta, Prudente e Martins ocorre um corpo granítico muito cisalhado que se comporta ora como milonito, ora como prolomilonito. Apresenta cor cinza com bandas esbranquiçadas de pegmatitos resultantes de remobilizações da própria rocha e cor rósea, estrutura lenticular e granulação grossa. Com o primeiro aspecto aparece bem exposto numa pequena pedreira ao lado da estrada que liga Piranga a Senhora de Oliveira e com o segundo, numa escarpa de uma meia-encosta entre Pimenta e Pau Grande, passando pelo morro do Bom Retiro. Na pedreira, caracteriza-se como um gnaisse de composição granítica constituído de plagioclásio (30%), microclina (35%), quartzo (29%), moscovita (1%), biotita (5%), e traços de epídoto, titanita, apatita e opacos. As porções pegmatóides apresentam quartzo, microclina, biotita e plagioclásio numa textura granoblástica, enquanto a rocha predominante apresenta textura granolepidoblástica. Nesta, a microclina substitui e envolve o plagioclásio, mostrando-se metassomática. Os grãos de plagioclásio alterados e envolvidos pela microclina exibem borda de reação. Esse mesmo comportamento é observado também nas faixas pegmatóides. A biotita tem pleocroísmo x = amarelo-claro e y = z = marrom-avermelhado. Na porção pegmatóide, é rara e de igual composição. Algumas palhetas foram moscovitizadas. O quartzo ocorre em grãos de grande porte, xenoblásticos, com forte extinção ondulante e em lamelas de deformação. Esses cristais xenoblásticos de quartzo envolveram e digeriram os demais constituintes. A rocha de coloração rósea, estrutura lenticular, aspecto protomilonítico é constituída de 38% de microclina, 32% de quartzo, 24% de plagioclásio, 3% de biotita, 3% de moscovita e traços de apatita e opacos. Apresenta textura granoblástica e nela se destaca uma estrutura bandada caracterizada pela presença de palhetas de biotita e moscovita alinhadas e alternadas com níveis quartzofeldspáticos. É notável a deformação generalizada dos cristais.

No diagrama de Streckeisen (1976), essas rochas caem no campo dos granitos **b** (amostras FR-082 e FR-310).

Considerando o aspecto cisalhado desses granitos ou gnaisses de composição granítica, pode-se concluir que os contatos são de caráter tectônico. Realmente, as mesmas relações de contato observadas entre os litótipos dos complexos Santo Antônio do Pirapetinga e Ressaquinha ocorrem também nos limites deste granitóide.

2.4.1.5 Alcaligranito Divinésia – PIγ1d

Esse corpo ocorre entre as cidades de Senador Firmino e Divinésia e expõe-se esparsamente nos leitos do rio Turvo e do ribeirão São Francisco, onde aparece caracterizado como uma rocha de granulação grossa a média, com vários encraves anfibolíticos de formas diversas e de rochas de coloração marrom de faciologia metamórfica relativamente alta, caracterizadas como metadiorito gnaissificado, além de veios aplíticos com direções N20°W e N60°E, e de veios pegmatóides com direções aproximadas N10°W. Tais veios apresentam mergulhos fortes a subverticais e atingem espessuras de cerca de 5cm. Os corpos anfibolíticos variam de decímetros a metros de espessura e atingem até 10m de extensão. Essa rocha lembra, devido à sua heterogeneidade, um migmatito com estruturas *schollen* e nebulítica. Tal aspecto heterogêneo foi observado em diversos afloramentos, sendo que as estruturas variam de afloramento para afloramento e a rocha dominante é clara com grandes cristais, de até centímetros, de feldspato potássico. Composicionalmente, caracteriza-se por 45% de microclina, 30% de quartzo, 16% de plagioclásio, 8% de biotita e 0,5% de granada. No diagrama de Streckeisen (1976), caem no campo dos granitos típicos.

2.4.1.6 Moscovita-granito Brás Pires – PIγ1bp

Essa unidade granítica é a mais expressiva na folha Rio Espera, tanto pela distribuição em área, como pela sua importância econômica em relação às demais unidades granitóides. Foi justamente esse caráter econômico que exigiu que se tratasse com uma certa prioridade a sua cartografia em relação às demais unidades graníticas, apesar da pobreza das exposições e das dificuldades de delimitá-la. Entretanto, sua identificação, no campo, torna-se

relativamente fácil, graças a algumas de suas características morfológicas. A mais conspícua é um voçorocamento generalizado por toda área de ocorrência aliado à pobreza acentuada dos solos, que permite visualizar, mesmo à distância, a cor rósea dos regolitos que lhes subjazem. Além dessas características, é possível observar, nas voçorocas e cortes de estrada, plaquetas de moscovita mili- a centimétricas que se destacam pelo brilho nos regolitos de cor rósea.

Contrariamente a outras áreas graníticas observadas, talvez por uma retomada mais ou menos recente de um período erosivo, os vales são encaixados e as encostas íngremes, apesar das formas arredondadas dos topos das colinas quando não retomados pela erosão remontante. Mesmo nos afloramentos, aparentemente de rocha fresca, observados nas margens dos rios e nas encostas, existe uma grande dificuldade de se encontrar amostras que se prestem ao estudo petrográfico ou análises químicas. As rochas, quase sempre, mostram-se caulinizadas em virtude da grande quantidade de microclina e micas que as compõem. Por outro lado, cabe ressaltar que as poucas amostras utilizadas para análises podem não ser representativas da unidade, uma vez que estas se tornam mais resistentes apenas com a depleção em moscovita e, provavelmente, também em microclina. Na borda oeste do conjunto, as rochas são menos orientadas, apesar de guardarem sempre uma tênue foliação suborizontalizada que aparece bem nos grandes afloramentos (foto 21). Já no bordo leste, apresentam-se mais orientadas, sendo comum a presença de veios ou massas pegmatóides deformadas. Em alguns cortes, ocorrem porfiroclastos mili a centimétricos orientados segundo uma foliação suborizontalizada ou com um pequeno mergulho para leste. Localmente, observam-se duas foliações, sendo que uma delas está ligada, provavelmente, ao fluxo magmático. Os contatos, particularmente com os segmentos interpretados como pertencentes ao grupo Dom Silvério, são claramente de caráter tectônico e mostram estruturas bandadas como aquelas características do complexo Mantiqueira. Já os contatos com os xistos do supergrupo Rio das Velhas caracterizam-se por uma geração de pegmatitos nas interfaces entre as duas unidades, como já descrito em detalhe quando da abordagem das relações de contato daquele supergrupo. Os contatos com o complexo Ressaquinha não são facilmente perceptíveis. Em uns poucos locais, observa-se um inter-relacionamento por falhas entre as duas entidades geológicas. Noutros, parece haver uma série de injeções de rochas graníticas de granulação média a grossa, relativamente pouco foliadas em relação às encaixantes que são gnaisses tonalíticos deformados ou, localmente, rochas xistosas com seixos ou fragmentos e atribuíveis ao supergrupo Rio das Velhas. Essas injeções são compostas de microclina, em grande quantidade, a qual, freqüentemente, encerra fragmentos de plagioclásio. O quartzo e a biotita são também observados, sendo que esta apresenta-se parcialmente moscovitizada. Porém, os litótipos mais comuns dessa unidade caracterizam-se como leucogranitos pouco foliados, constituídos de microclina (35 a 50%), oligoclásio (15 a 23%), quartzo (25 a 30%), biotita e clorita (7 a 12%), moscovita (3%), além de opacos, zircão, titanita, sericita e minerais argilosos em proporcões subordinadas. A moscovita pode ocorrer tanto em palhetas límpidas e bem-desenvolvidas como originada da biotita. A rocha, em geral, não exibe indícios de deformações tectônicas. A gnaissificação observada foi gerada durante o seu *emplacement*. Na borda oeste do corpo, observam-se, com freqüência, diminutos cristais esparsos de granada. Contudo, nas imediações de Ribeirão Santo Antônio, esse granito se mostra menos moscovítico e de granulação mais fina e com indícios conspícuos de cisalhamento. Por outro lado, são comuns, também, corpos de anfibolito, deformados ou não, associados a essas zonas de cisalhamento.

Essas observações permitem supor que existem placas graníticas de outras gerações mais antigas, empurradas de leste para oeste na grande deformação transamazônica e entre as quais foi gerado, numa fase mais tardia, o moscovita-granito Brás Pires. A foliação generalizada de baixo ângulo que separa essas possíveis semelhanças litológicas e sobretudo a carência de boas exposições dificulta sobremaneira as suas individualizações. Somente com um grande número de análises petrográficas e químicas, bem como análises geocronológicas e de minerais pesados coletados nas drenagens que cortam essas rochas, será possível uma individualização mais precisa. Cabe ainda ressaltar, que na amostragem deverão ser empregados métodos mais sofisticados que incluam sondagens e poços.

2.4.1.7 Granito alcalino – PIγ1

Ao norte do moscovita-granito Brás Pires cartografaram-se três corpos menores de rochas graníticas, nos limites entre os complexos Santo Antônio do Pirapetinga e Mantiqueira. Esses corpos foram identificados em uns poucos afloramentos e os seus limites, tentativamente estabelecidos por fotointerpretação. São, portanto, iimites mais supostos que aproximados. Caracterizam-se como rochas constituídas principalmente por cristais mili- a centimétricos de feldspato alcalino envolvidos por uma mesóstase de granulação fina de quartzo e biotita. Em geral, apresentam-se pouco deformados, porém no seu interior foram observados xenólitos alongados, suborizontalizados, que se mostram claramente afetados pela deformação transamazônica. A foliação conspicuamente observada nesses xenólitos passa de maneira incipiente às massas graníticas envolventes.

2.4.1.8 Litogeoquímica das rochas granitóides

2.4.1.8.1 Introdução

Dos diversos corpos identificados e cartografados como granitóides na folha Rio Espera, selecionaram-se nove

amostras para análises químicas. Do moscovita-granito Brás Pires, não foram coletadas amostras para essa finalidade, em virtude da dificuldade de se selecionarem espécimes totalmente frescos. Todas as amostras foram analisadas no laboratório da Geologia e Sondagens Ltda. – Geosol e os resultados analíticos estão ordenados nas tabelas II.2.14 e II.2.15.

Os corpos cartografados como granitóides ou tonalito-trondhjemitos Serra do Carmo, por se apresentarem sempre deformados, tanto em amostras de mão como em lâminas delgadas, foram os únicos que mereceram um tratamento gráfico com o objetivo de se confirmar sua derivação. No diagrama de Garrels &Mackenzie (1971), da figura II.2.53, todas as três amostras dessa unidade identificam-se como ígneas.

2.4.1.8.2 Classificação petrográfica e aspectos da composição química

A classificação petrográfica em lâminas delgadas e/ou amostras de mão, bem como os valores DF de Shaw (1972), dos índices de peraluminosidade (PAL) e as composições normativas CIPW podem ser visualizados na tabela II.2.16.

Nessa tabela, observam-se dois valores negativos da DF de Shaw (1972), FR-082K e FR-082L. Essa última amostra apresenta uma composição normativa estranha para rochas graníticas, o que, de certa forma, se justifica, por tratar-se de uma rocha de caráter pegmatóide. Entretanto, nenhuma das duas tem índice de peraluminosidade maior que a unidade e nem coríndon normativo na sua composição. Para a amostra FR-082K, não existe ainda uma justificativa segura para esse valor negativo, a menos que esteja refletindo uma composição do sedimento do qual a rocha teria se originado.

As amostras FR-164 e FR-154A apresentam valores elevados de Na_2O, constrastando com valores relativamente baixos de K_2O, quando comparadas à amostra FR-193B da mesma unidade. Por outro lado, os teores de Cr e Ni, embora baixos, são bastante mais elevados nas duas primeiras amostras. Tais observações nos permitem supor que essa pequena população representa rochas diferentes incluídas em uma mesma unidade devido às similaridades de campo. É possível que a amostra FR-193B represente um granitóide gerado a partir da refusão de metassedimentos do supergrupo Rio das Velhas.

As amostras FR-130 e FR-125, que representam o granitóide Ribeirão Pinheirinho, são muito similares composicionalmente e contrastam com as demais pelos elevados teores em Ba e Sr.

As amostras FR-313, FR-082K e FR-082L do granito Pimenta mostram alguns contrastes quanto aos teores de SiO_2, Al_2O_3, FeO e CaO. Os teores de Ba e K_2O da amostra FR-082L são muito elevados, contrastando com o teor mais baixo de F. Essa amostra pode constituir um remobilizado pegmatóide e as outras duas, apesar de se situarem numa mesma faixa de cisalhamento, podem representar corpos de gerações diferentes.

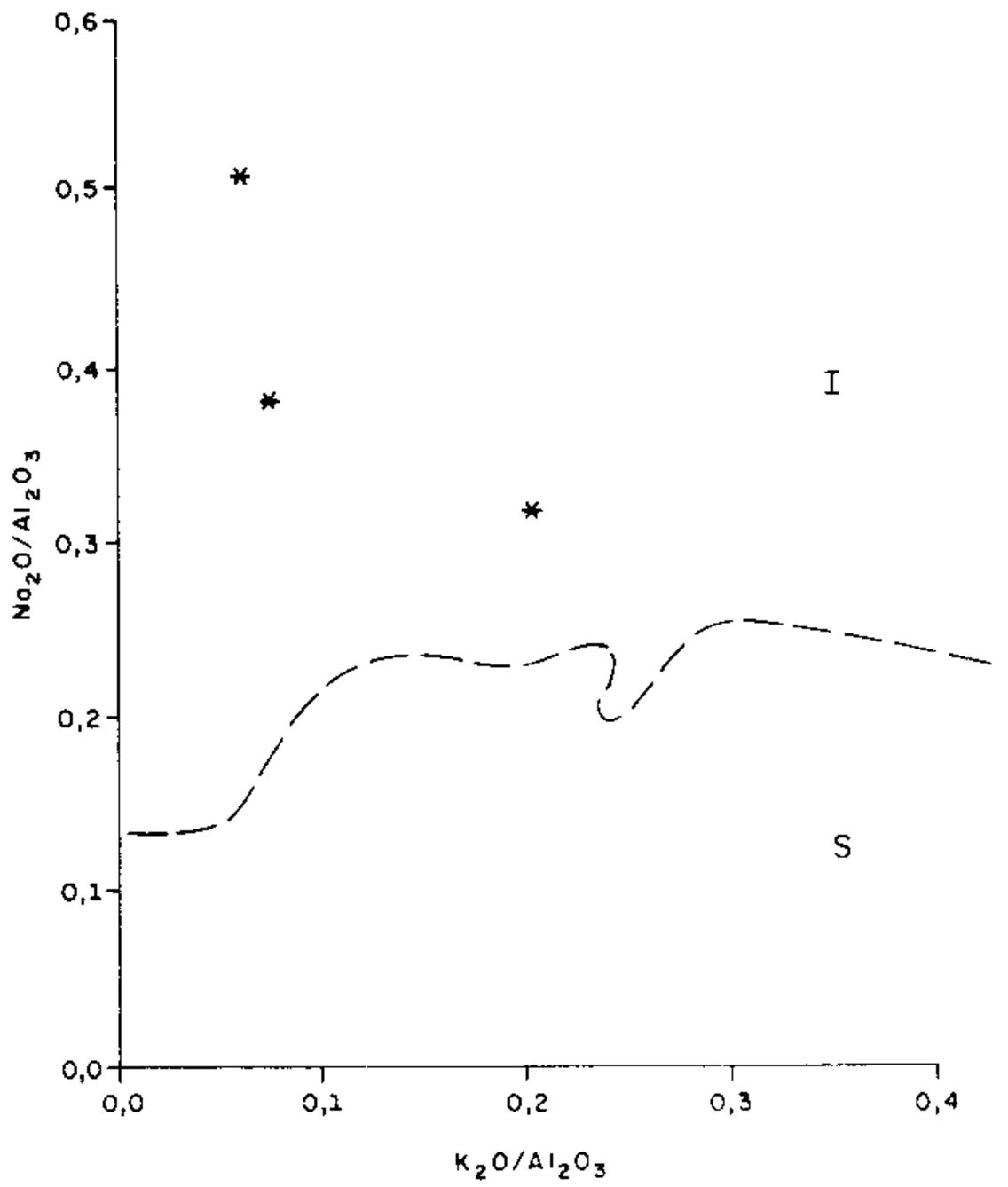


Figura II.2.53 – Diagrama de Garrels & Mackenzie (1971), idealizado para distinguir através das razões N_2O/Al_2O_3, nas abscissas, e Na_2O/Al_2O_3, nas ordenadas, a origem ígnea ou sedimentar de rochas metamórficas, aplicado às amostras de tonalito-trondhjemito tipo Serra do Carmo.

2.4.1.8.3 Aluminosidade e calcialcalinidade

No diagrama de Rapela & Caminos (1987), na figura II.2.54, as mesmas amostras se identificam quase todas como metaluminosas, porém posicionando-se próximo ao limite direito do campo, sugerindo um caráter mais aluminoso. A amostra FR-193B se classifica como peraluminosa, reforçando a suspeita de que essa rocha pode ter-se originado de um metassedimento. A amostra FR-082L se posiciona no campo peralcalino, bem próximo à fronteira com o campo metaluminoso, particularmente devido ao seu caráter pegmatóide. No diagrama de Wright (1969), na figura II.2.55, que discrimina as rochas granitóides segundo sua razão de alcalinidade (RA), essa mesma amostra se posiciona na extremidade direita do campo alcalino. Também as amostras FR-193B, FR-082K e FR-154A se posicionam no mesmo campo, essa última, particularmente em virtude de seu elevado teor em Na_2O. As demais se identificam como calcialcalinas.

Tabela II.2.14 - Teores de óxidos Maiores e Elementos-Traço de Amostras de Plutonitos Ácidos e Intermediários da Folha Rio Espera

	Gr. Serra do Carmo			Rib. Pinheirinho		Gr. Pimenta			Gr. Divin.
óXIDOS MAIORES	FR-164	FR-1938	FR-154A	FR-130	FR-125	FR-313	FR-082K	FR-082L	FR-016L
SiO2	74,600	74,700	76,200	69,800	71,700	68,000	74,600	75,800	71,200
Al2O3	13,500	14,700	13,300	15,400	14,300	15,300	12,700	12,200	15,200
Fe2O3	0,290	<0,100	<0,100	1,100	0,860	0,470	0,490	0,260	0,160
FeO	1,000	0,300	0,450	1,150	1,300	3,000	1,000	0,140	1,300
MnO	0,020	0,010	0,030	0,040	0,050	0,080	0,050	0,020	0,030
MgO	0,500	<0,100	0,490	0,760	0,800	0,990	0,830	0,150	0,930
CaO	3,200	1,400	1,500	2,700	2,200	3,200	0,860	0,900	2,600
Na2O	5,200	4,700	6,800	5,800	5,000	4,400	3,700	2,800	5,300
K2O	0,980	3,000	0,780	2,400	2,700	3,200	5,200	7,100	2,300
TiO2	0,180	<0,050	<0,050	0,240	0,250	0,390	0,110	<0,050	0,200
P2O5	<0,050	<0,050	<0,050	0,110	0,120	0,090	0,070	0,060	0,080
S	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,020	0,010	0,040	0,020
CO2	0,250	0,100	0,100	0,100	0,200	0,100	0,150	0,100	0,100
H2O+	0,200	0,580	0,220	0,260	0,310	0,370	0,100	0,070	0,350
PF	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Umid	0,100	0,350	0,150	0,040	0,040	0,120	0,020	0,050	0,050
TOTAL	100,030	99,850	100,030	99,910	99,840	99,730	99,890	99,690	99,820
ELEMENTOS-TRAÇO									
Cu	15	6	5	3	2	8	10	7	13
Pb	14	17	16	10	13	17	22	20	20
Zn	29	5	19	48	43	55	33	4	35
Co	<5	<5	<5	<5	<5	11	<5	<5	<5
Cr	40	24	40	<5	<5	36	<5	<5	7
Ni	26	7	29	8	12	26	10	10	18
V	80	44	54	84	56	140	50	24	96
Sc	12	12	13	<5	<5	16	8	7	15
Y	<10	10	<10	<10	12	22	13	<10	10
Nb	20	<20	20	<20	<20	22	<20	<20	20
F	110	41	<30	242	211	450	232	60	232
Ba	330	490	120	1000	1160	830	530	2640	600
Sr	58	280	130	680	740	550	180	290	320
Zr	170	77	91	190	220	250	140	65	170
Th	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cl	<20	<20	61	120	47	21	27	70	150
Rb	32	74	<10	72	96	140	200	190	98
Li	30	11	6	30	30	67	30	4	18

Tabela II.2.15 - Teores dos Elementos Terras-Raras e Algumas Razões Utilizadas no Estudo Petrogenético de Amostras dos Plutonitos Ácidos e Intermediários da Folha Rio Espera

	Gr. Serra do Carmo			Rib. Pinheirinho		Gr. Pimenta			Gr. Divin.
	FR-164	FR-193B	FR-154A	FR-130	FR-125	FR-313	FR-082K	FR-082L	FR-016L
La	6,400	4,600	14,100	25,410	30,150	32,500	29,210	5,950	19,950
Ce	15,100	8,700	27,700	41,330	46,420	54,500	45,610	8,110	36,810
Nd	4,400	5,000	10,700	16,820	17,350	22,700	15,770	3,010	14,330
Sm	0,680	0,960	2,100	2,870	3,020	4,200	3,100	0,750	3,000
Eu	0,500	0,270	0,440	0,770	0,790	1,000	0,610	0,560	0,730
Gd	0,550	0,930	1,500	1,620	1,620	3,400	2,370	0,890	2,430
Dy	0,480	0,820	0,770	1,210	1,320	2,500	1,330	1,110	1,710
Ho	0,090	0,160	0,190	0,130	0,160	0,500	0,160	0,190	0,280
Er	0,200	0,350	0,420	0,470	0,660	1,000	0,490	0,510	0,780
Yb	0,100	0,430	0,440	0,570	0,710	1,000	0,410	0,400	0,530
Lu	0,040	0,080	0,070	0,064	0,096	0,160	0,067	0,069	0,086
Eu/Eu*	2,425	0,863	0,723	0,999	0,989	0,785	0,663	2,092	0,802
LaN/YbN	43,199	7,221	21,630	30,090	28,663	21,937	48,088	8,522	25,407
YbN/LaN	0,023	0,138	0,046	0,033	0,035	0,046	0,021	0,117	0,039
STRL	26,580	19,260	54,600	86,430	96,940	113,900	93,690	16,920	74,090
STRP	1,460	2,770	3,390	4,064	4,566	8,560	4,827	3,169	5,816
STR	28,540	22,300	58,430	91,264	102,295	123,460	99,127	20,649	80,636
LaN/LuN	16,608	5,969	20,909	41,213	32,600	21,085	45,255	7,597	24,080
CeN/YbN	39,082	5,237	16,294	18,767	16,922	14,106	28,792	5,248	17,976
GdN/YbN	4,445	1,748	2,755	2,297	1,844	2,748	4,671	1,798	3,705
SserYN	19,202	21,488	34,943	46,892	49,173	79,807	50,300	26,598	55,625
SserScN	3,386	7,864	7,952	8,804	12,057	18,383	8,074	8,213	11,296
SserCeN	59,123	42,998	123,652	204,175	232,651	266,217	224,204	39,712	169,512
STRN	81,711	72,350	166,548	259,871	293,881	364,407	282,578	74,523	236,432

OBS: As normalizações são efetuadas segundo os valores condríticos de Evensen (1978).

2.4.1.8.4 Classificação químico-mineralógica

Todas as amostras selecionadas identificam-se como ácidas no diagrama de classificação petrográfica químico-mineralógica de Debon & Le Fort (1983), da figura II.2.56. Classificam-se como tonalitos e próximo ao *trend* toleítico as FR-154A e FR-164 do granito-granodiorito tipo Serra do Carmo e, confirmando observações anteriores, a amostra FR-193B do mesmo granitóide identifica-se como granodiorito e próximo ao *trend* calcialcalino. As amostras do granito-granodiorito Ribeirão Pinheirinho se situam ambas próximo ao *trend* calcialcalino, porém classificam-se como tonalito (FR-130) e granodiorito (FR-125). A única amostra do granitóide Divinésia também se situa próximo ao *trend* calcialcalino e classifica-se como tonalito. O posicionamento da população representativa do granito Pimenta parece confirmar a suspeita de que a amostra FR-313, classificada como granodiorito e no *trend* calcialcalino, constitui um corpo intrusivo e cisalhado na mesma faixa de cisalhamento e diferente do corpo representado pelas amostras FR-082K e FR-082L, embora ambos tenham sido incluídos na mesma unidade devido à dificuldade de separá-los no campo. No diagrama de minerais característicos A *x* B, também de Debon & Le Fort (1983), na figura II.2.57, observa-se que as amostras do granitóide Serra do Carmo individualizam-se na faixa dos leucogranitóides, a FR-193B no domínio peraluminoso, e, portanto, como leucogranito e as outras duas no metaluminoso e, em conseqüência, como leucotonalito ou trondhjemito.

As amostras FR-082K, FR-016L, FR-125 e FR-313 configuram aproximadamente um *trend* cafêmico e se distribuem no setor IV, cuja mineralogia característica deveria ser ±Bi ±Hb ±opx ±cpx ±ol. As amostras FR-154A, FR-164 e FR-130 se situam no setor V, caracterizado pela ausência de biotita. A amostra FR-193B confirma seu caráter metassedimentar e a FR-082L individualiza-se como leucogranitóide metaluminoso.

Tabela II.2.16 - Classificação Petrográfica, Valores dos DF de Shaw(1972), dos índices de Peraluminosidade (PAL =molAl2O3/K2O + Na2 + CaO) e as Composições Normativas CIPW das Amostras dos Plutônitos Ácidos a Intermediários

AMOSTRAS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	DF	PAL	Q	or	ab	an	di	hy	mt	il	ap	pi	C	wo	ac
FR-164	bt-gnaisse de comp. tonalítica	0,840	0,87	33,72	5,80	44,09	10,63	4,10	0,53	0,42	0,34	0,12	0,02	-	-	-
FR-193B	leucognaisse de comp .granítica	0,038	1,09	32,99	17,87	40,08	6,67	-	0,64	0,15	0,10	0,12	0,02	1,31	-	-
FR-154A	leucognaisse de comp. tonalítica	1,419	0,90	30,41	4,62	57,61	3,48	2,96	0,48	0,15	0,10	0,12	0,02	-	-	-
FR-130	bt-mc-pl-qz-gnaisse	1,637	0,90	20,81	14,24	49,26	8,94	3,05	1,29	1,60	0,46	0,26	0,02	-	-	-
FR-125	gnaisse de comp. granítica	0,145	0,94	26,61	16,04	42,52	8,65	1,24	2,73	1,25	0,48	0,29	0,02	-	-	-
FR-313	bt-gnaisse de comp. granítica	0,254	0,93	20,77	19,06	37,51	12,64	2,32	5,92	0,69	0,75	0,21	0,04	-	-	-
FR-082K	gnaisse de comp. granítica	-2,327	0,96	30,04	30,80	31,38	2,70	0,91	2,95	0,71	0,21	0,17	0,02	-	-	-
FR-082L	pl-bt-mc-qz-gnaisse pegmatóide	-2,450	0,88	31,48	42,12	23,32	-	0,86	-	0,18	0,10	0,14	0,08	-	1,25	0,40
FR-016K	microclina-granito gnaissificado	0,845	0,95	24,45	13,67	45,10	10,96	1,22	3,67	0,23	0,38	0,19	0,04	-	-	-

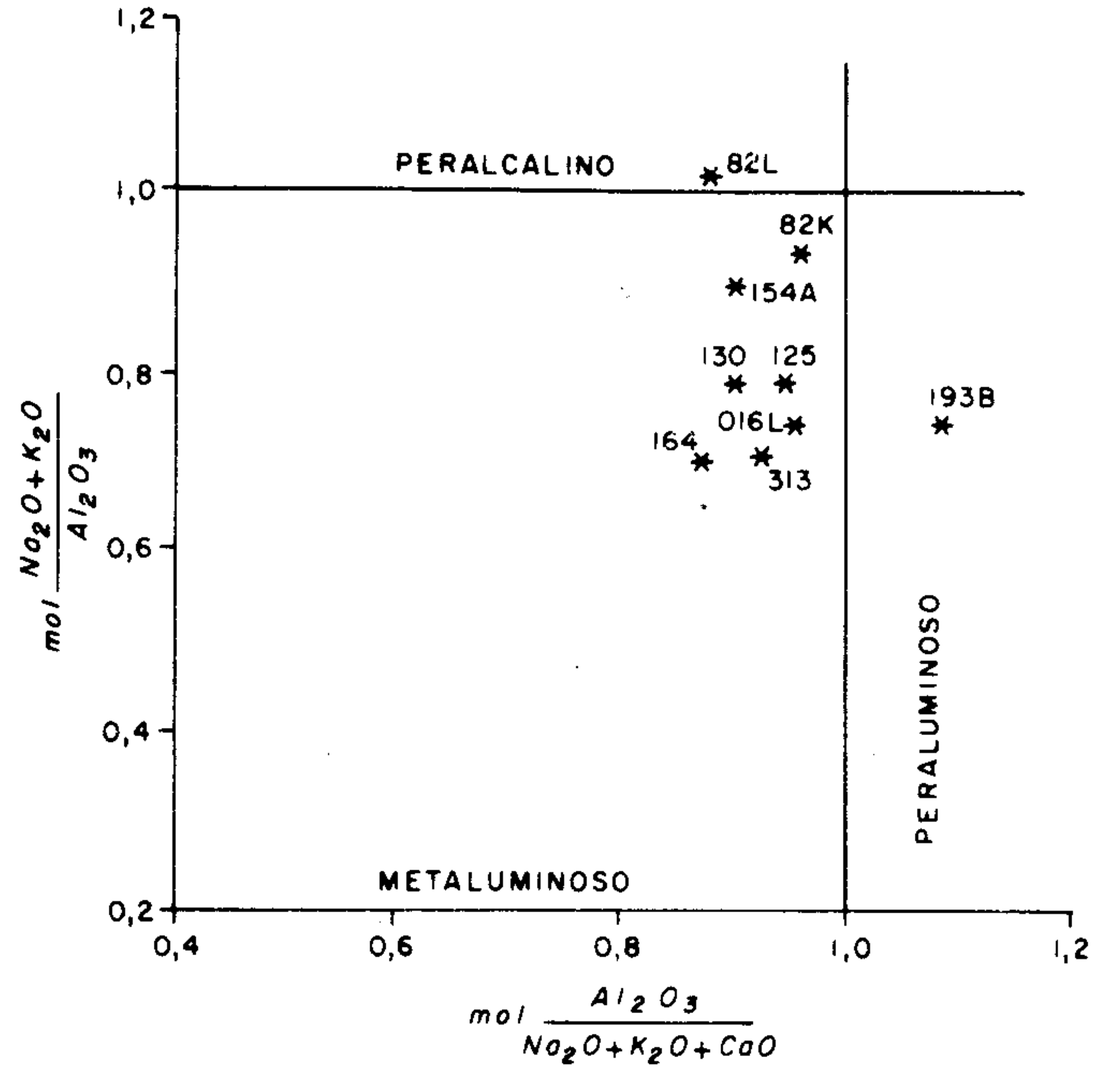


Figura II.2.54 – Diagrama de Rapela & Caminos (1987), idealizado para classificar as rochas segundo seus índices de aluminosidade e alcalinidade aplicado às amostras das rochas granitóides.

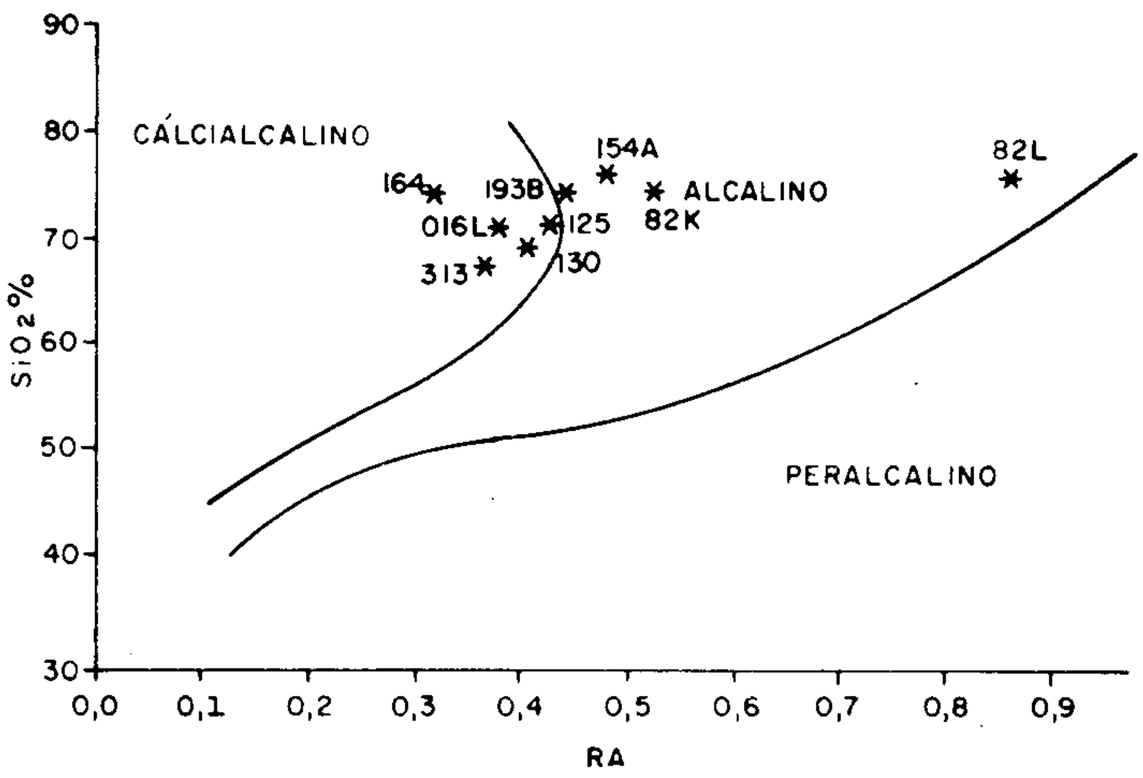


Figura II.2.55 – Diagrama de Wright (1969). idealizado para discriminar as rochas granitóides pela sua alcalinidade segundo o índice RA = log[Al_2O_3 + CaO + K_2O + Na_2O/Al_2O_3 + CaO - (K_2O + Na_2O)] aplicado às amostras das rochas granitóides.

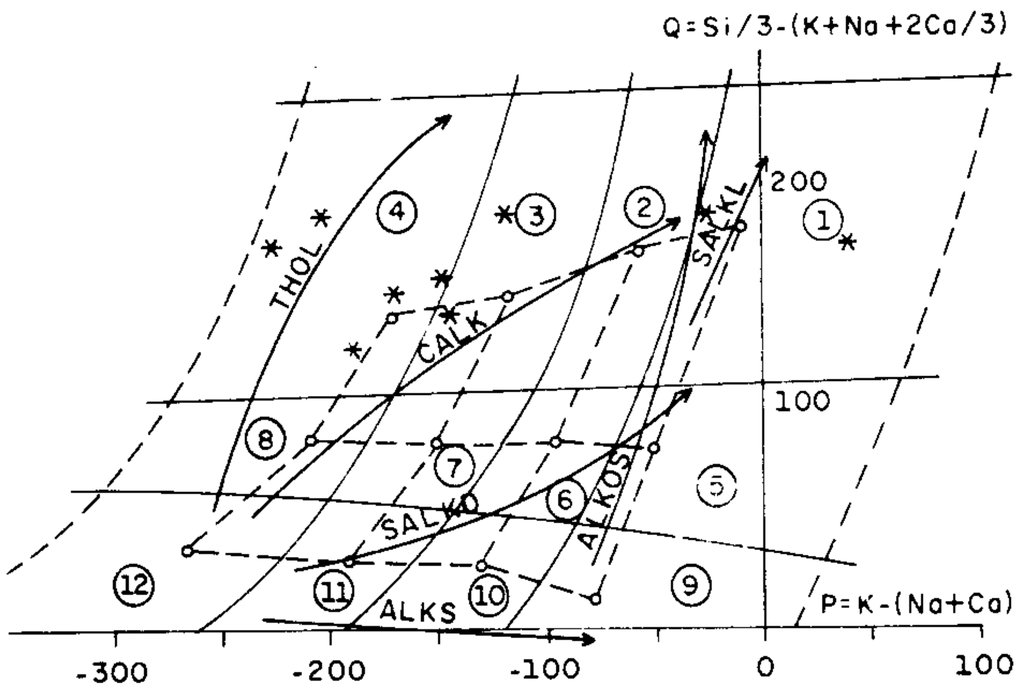


Figura II.2.56 – Diagrama Q x P de classificação químico-mineralógica segundo Debon & Le Fort (1983), aplicado às amostras dos corpos granitóides. Além dos campos de classificação, são mostrados alguns **trends** de diferenciação. Os campos e **trends** definidos são: (1) granito; (2) adamelito; (3) granodiorito; (4) tonalito; (5) qz-sienito; (6) qz-monzonito; (7) qz-monzodiorito; (8) ; qz-diorito (qz-gabro-qz-anortosito); (9) sienito; (10) monzonito; (11) monzogabro ou monzodiorito; (12) gabro (diorito-anortosito). (THOL) **trend** toleítico; (CALK) **trend** calcialcalino; (SALKD e SALKL) trends subalcalinos escuro e claro, respectivamente; (ALKS) **trend** alcalino.

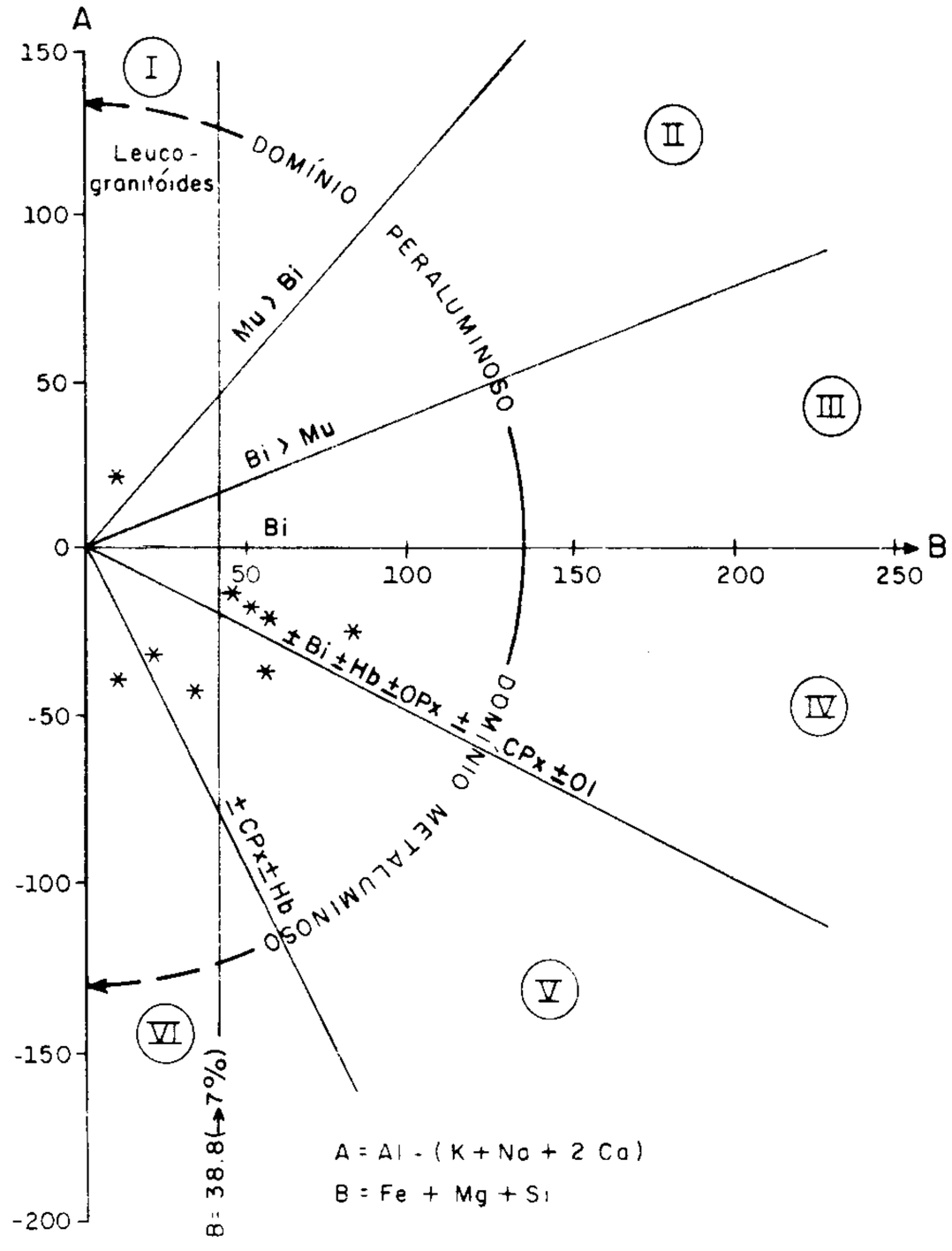


Figura II.5.57 – Diagrama A x B de Debon & Le Fort (1983), de minerais característicos, utilizado para individualizar rochas granitóides em séries metaluminosas e peraluminosas com suas prováveis paragêneses minerais, aplicado às amostras dos corpos granitóides da folha Rio Espera.

2.4.1.8.5 Ambiência e profundidade de geração

No diagrama Rb *x* Sr, de Condie (1973), na figura II.2.58, idealizado para identificar a profundidade de geração das rochas granitóides, a maior parte das amostras se destaca como rochas geradas em profundidades superiores a 30km. As únicas que sugerem profundidades menores são os granitóides tipo serra do Carmo: a amostra FR-193B gerada entre 20 e 30km e as amostras FR-164 e FR-154A entre 15 e 20km. Portanto, mais uma vez, percebe-se que a amostra FR-193B tem uma geração diferente daquelas identificadas como trondhjemitos.

Os leucogranitóides e o corpo representado pelas amostras FR-082K e FR-082L caracterizam-se como sincolisionais no diagrama R_1 - R_2 de La Roche et al. (1980) com os campos de ambientes tectônicos de Batchelor & Bowden (1985), baseados em Pitcher (1982) e Harris et al. (1983), da figura II.2.59. Os outros corpos distribuem-se como pré-colisionais e pós-colisionais, porém muito próximo ao campo dos granitóides sincolisionais. Essa observação e o fato de a amostra FR-130 ter sido caracterizada como granitóide pós-colisional, e a FR-125, como granitóide pré-colisional, coletadas ambas no mesmo corpo, sugere que esses granitóides foram todos gerados em ciclos colisionais, diferenciando apenas quanto à profundidade de geração e ao posicionamento na crosta durante as colisões.

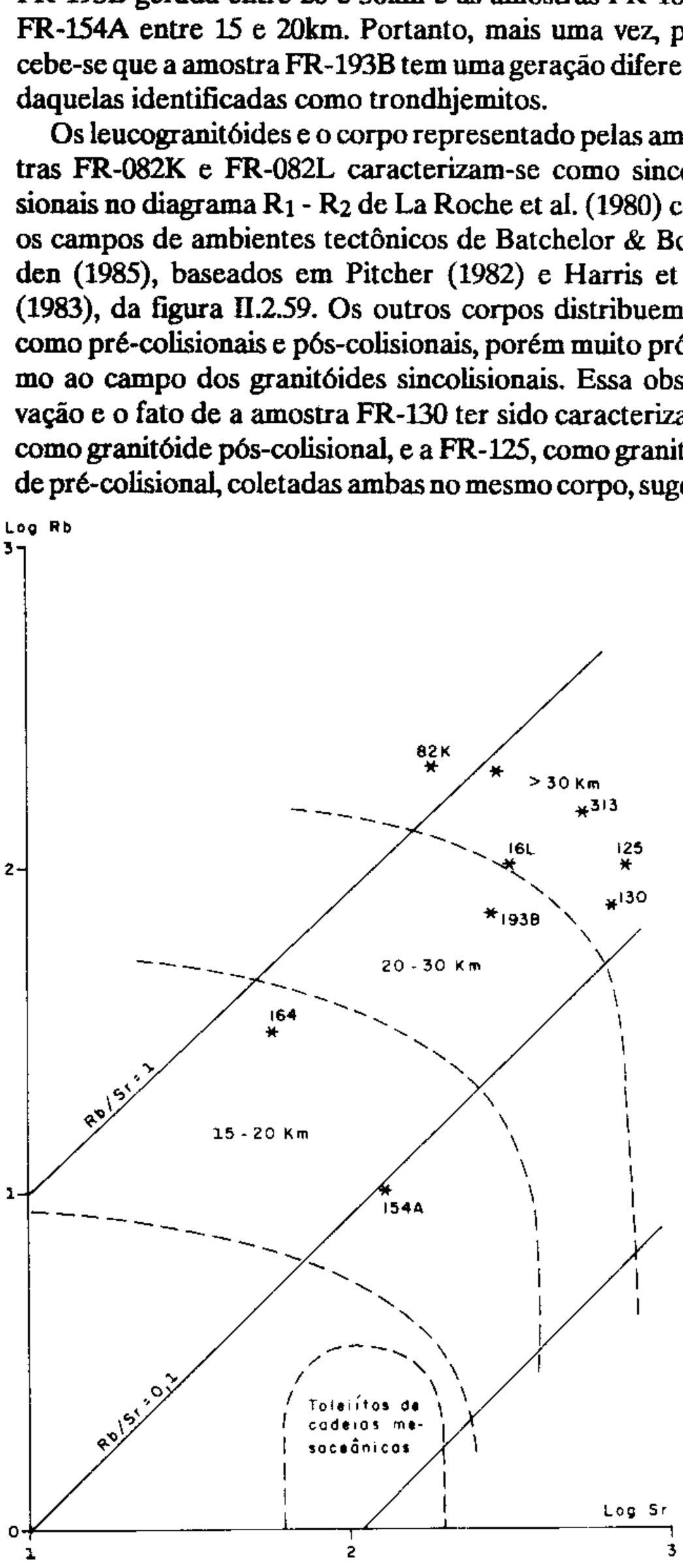


Figura II.2.58 – Diagrama Rb x Sr de Condie (1973), idealizado para identificar a profundidade de geração das rochas granitóides aplicado às amostras dos corpos granitóides da folha Rio Espera.

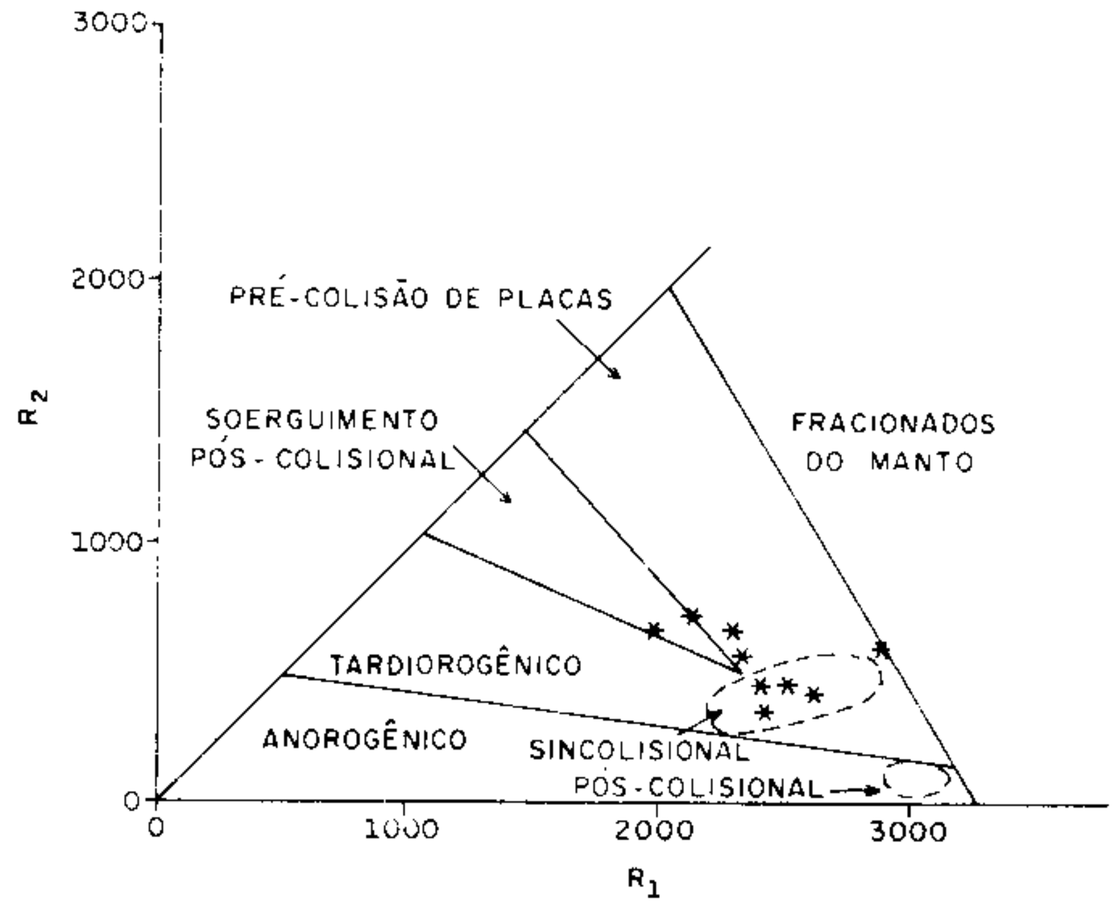


Figura II.2.59 – Diagrama de classificação químico-mineralógica R_1 - R_2 de La Roche et al. (1980), utilizado por Batchelor & Bowden (1985) para definir os ambientes de geração das rochas granitóides, aplicado às amostras dos corpos granitóides.

2.4.1.8.6 Litogeoquímica dos elementos terras-raras

Os resultados das análises dos elementos terras-raras das nove amostras representativas de quatro tipos de rochas granitóides cartografadas nesta folha listam-se na tabela II.2.15. Não foram analisadas amostras do moscovita-granito Brás Pires nem dos pequenos corpos graníticos cartografados entre os complexos Santo Antônio do Pirapetinga e Mantiqueira.

Entre as amostras analisadas, as que apresentam menor teor total em ETR são as duas de caráter trondhjemítico do granitóide tipo Serra do Carmo e a FR-082L de caráter pegmatóide do granito Pimenta. Os corpos Ribeirão Pinheirinho e Pimenta são os mais ricos em ETR; e apenas as amostras FR-313 e FR-125 ultrapassam os 100ppm em teor absoluto. Em relação à razão Eu/Eu*, os maiores valores são observados nas amostras FR-164 (2,425) e FR-082L (2,092) e os menores, nas amostras FR-082K (0,663) e FR-054A (0,723). Tais valores extremos superiores e inferiores ocorrem nos granitóides tipo serra do Carmo e Pimenta, o que, de certa forma, retrata a maior heterogeneidade composicional desses dois conjuntos. Entretanto, o granitóide Divinésia está representado apenas por uma amostra, a FR-016L, que, por sua vez, não demonstra a composição do litótipo predominante nesse corpo que se mostra granítico alcalino em lâmina delgada. A maior homogeneidade composicional se verifica nas amostras representativas dos corpos granitóides Ribeirão Pinheirinho onde os valores da razão Eu/Eu* são muito próximos de 1

(0,999 e 0,989), os teores totais de terras-raras, 91,264 e 102,295, os de ETR leves, 86,43 e 96,64 e os de terras-raras pesadas, 4,064 e 4,566, o que, juntamente com os valores relativamente elevados da razão LaN/LuN, 41,213 e 32,600, vem demonstrar um acentuado enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP.

Os perfis normalizados pelos padrões de condrito, segundo Evensen (1978), dos quatro tipos de granitóides analisados estão representados nas figuras II.2.60, II.2.61, II.2.62 e II.2.63. Nessas figuras, as características analisadas através dos parâmetros numéricos evidenciam-se de maneira mais clara. Na primeira, as formas dos perfis das amostras FR-193B e FR-154A mostram-se similares, destacando-se um maior enriquecimento em ETRL na amostra FR-154A dado pela maior declividade do perfil. A amostra FR-164 se distingue pelo maior enriquecimento em ETR, pela anomalia positiva de Eu e pelo empobrecimento relativo em YB. Comparando esses padrões com aqueles dos granitóides chineses da província de Jiangxi estudados por Jili & Jiayuan (1985), este tipo de granitóide pode ser interpretado como transicional ou de *sintexis* de acordo com a razão Eu/Eu* >0,7, com o teor em terras-raras, STR < 210ppm e com o enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP, embora apenas a amostra FR-164 apresente um teor de CaO superior a 2%. Esse teor mais elevado de CaO, 3,2%, sugere que a anomalia positiva de Eu pode estar relacionada à cristalização fracionada de um resíduo rico em plagioclásio.

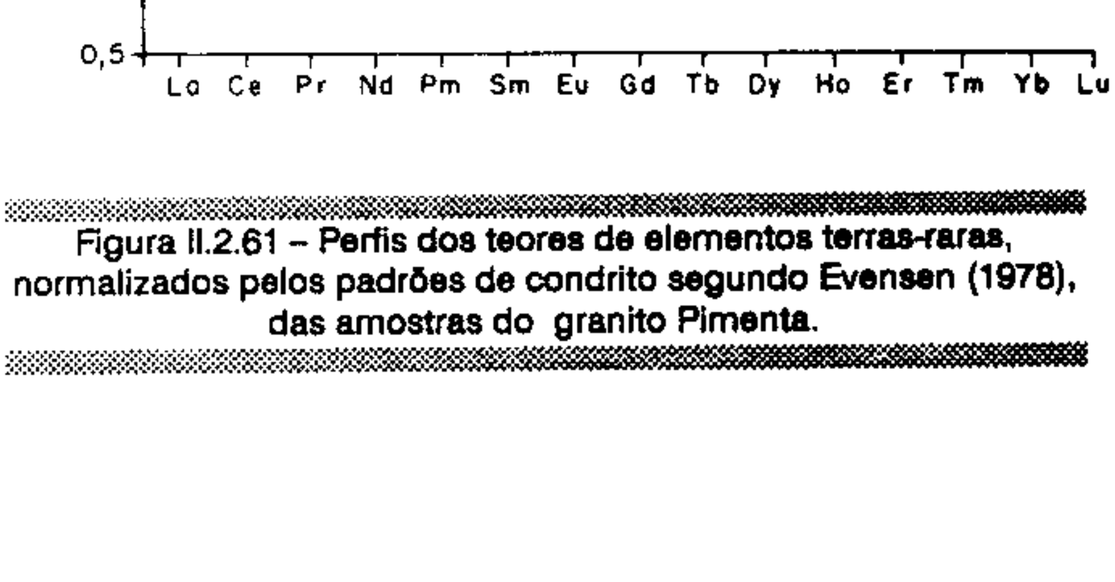


Figura II.2.61 – Perfis dos teores de elementos terras-raras, normalizados pelos padrões de condrito segundo Evensen (1978), das amostras do granito Pimenta.

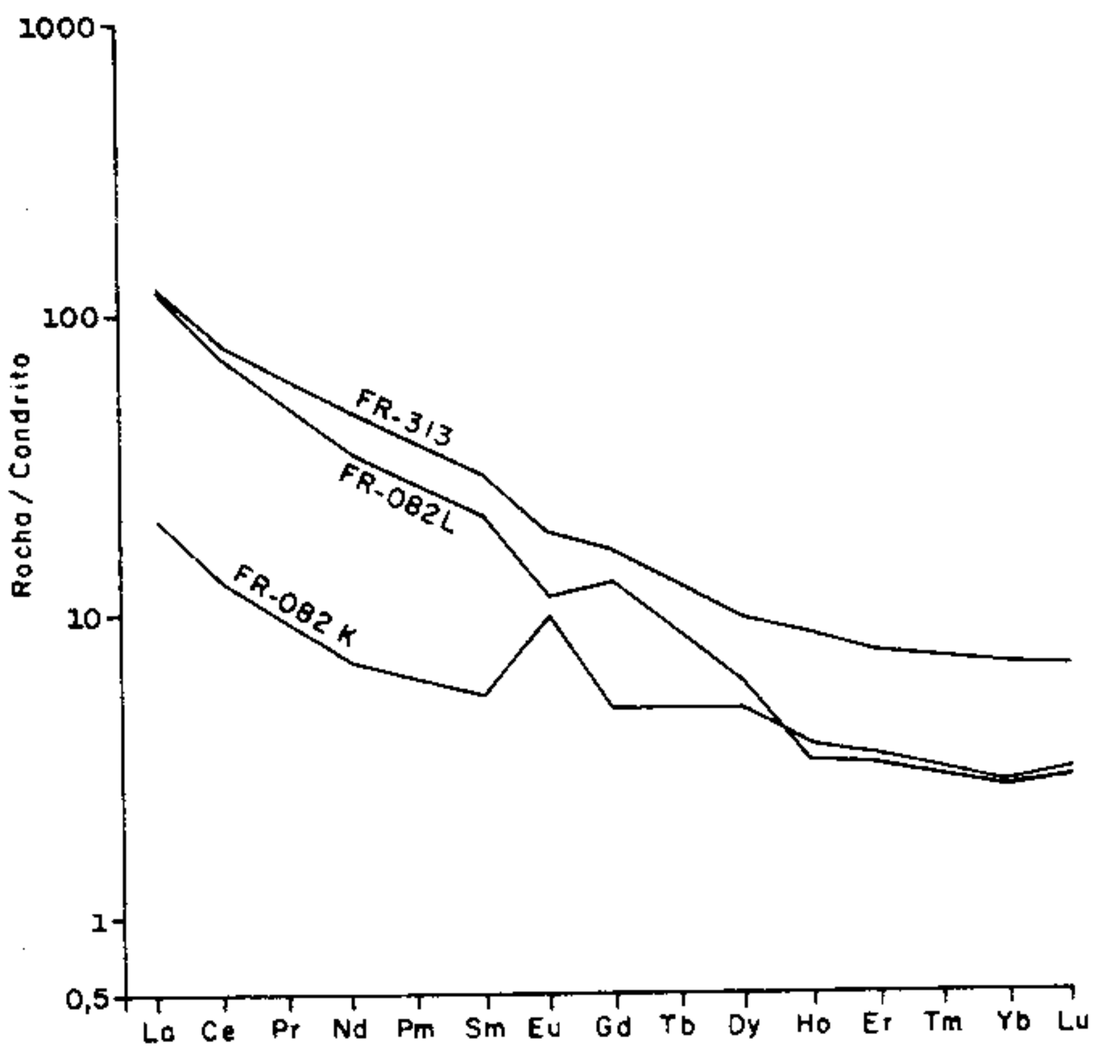


Figura II.2.60 – Perfis dos teores de elementos terras-raras, normalizados pelos padrões de condrito segundo Evensen (1978), das amostras do granitóide tipo Serra do Carmo.

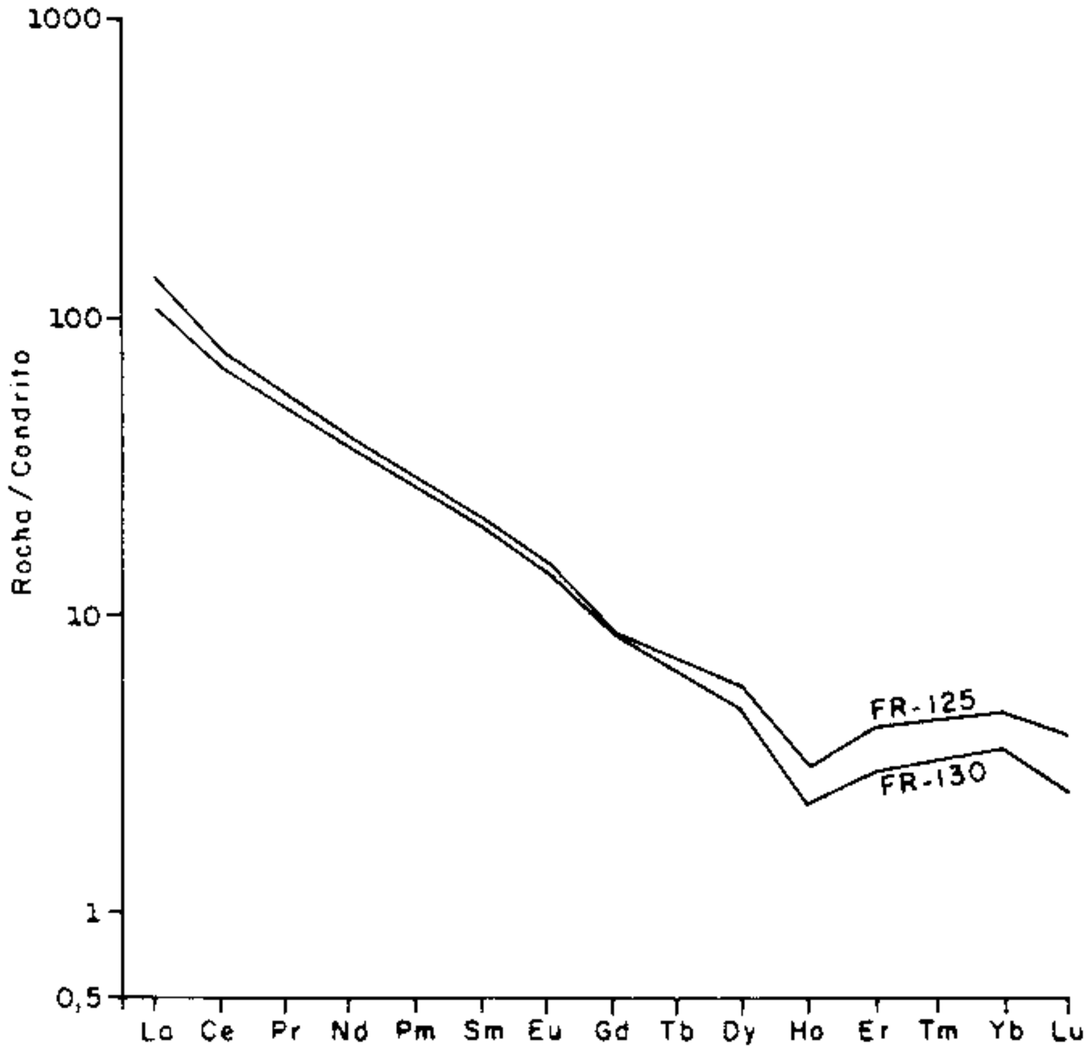


Figura II.2.62 – Perfis dos teores de elementos terras-raras, normalizados pelos padrões de condrito segundo Evensen (1978), das amostras do granito-granodiorito Ribeirão Pinheirinho

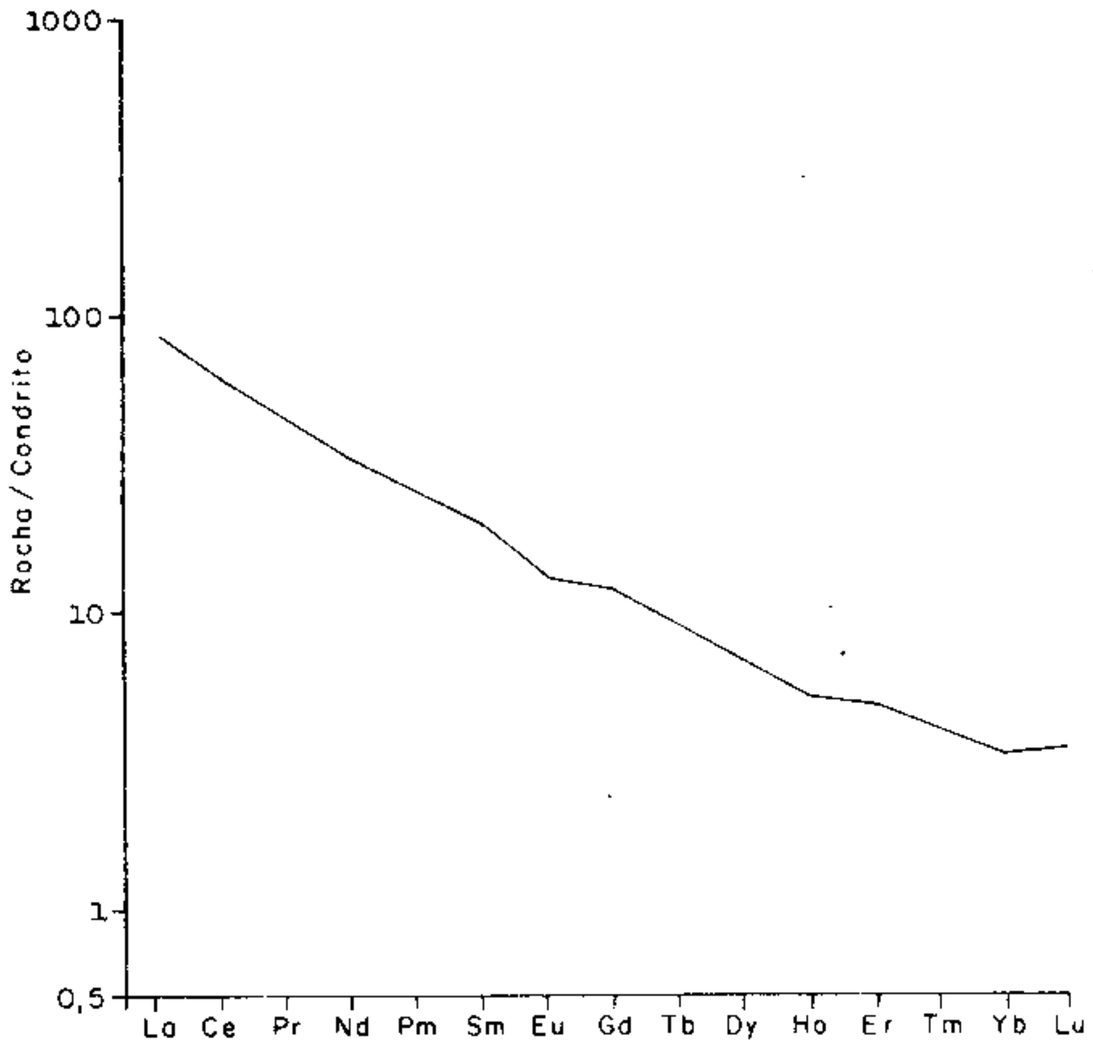


Figura II.2.63 – Perfis dos teores de elementos terras-raras, normalizados pelos padrões de condrito segundo Evensen (1978), da amostra do granitóide Divinésia.

Considerando que essas amostras identificaram-se como sincolisionais no diagrama da figura II.2.59, com a amostra FR-164 sendo registrada no limite entre os granitóides fracionados do manto e os sincolisionais, pode-se admitir uma aparente incongruência com relação às conclusões obtidas através dos ETR. Nesse caso, os ETR podem estar registrando as condições pré-colisionais, isto é, os protólitos dos granitóides gerados durante a colisão.

Comparadas aos quatro tipos de granitóides identificados no sul da China por Chaoqun (1985) através dos valores dos índices de peraluminosidade da tabela II.2.16 e das formas dos perfis normalizados dos ETR, as amostras FR-164 e FR-154A identificam-se com os granitóides tipo MS de fonte mista e a amostra FR-193B, com os granitóides MM, metamorfometassomáticos. O primeiro tipo, segundo o autor, pode estar relacionado a depósitos de Cu, Pb, Zn, Mo e W e o segundo tipo, MM, a depósitos de Ta, Nb e Sn e a depósitos hidrotermais de Au. Entretanto, deve-se considerar que os gnaisses originados das rochas granitóides aqui cartografadas diferem dos chineses, sobretudo pelos baixos teores em ETR.

Os padrões da figura II.2.61, referentes ao granito Pimenta, apresentam uma certa semelhança com os apresentados pelo tonalito-trondhjemito Serra do Carmo. Contudo, em termos petrográficos, particularmente quanto à composição dos feldspatos, notam-se diferenças marcantes. Enquanto naqueles predominam os feldspatos sódicos, nestes predominam os feldspatos potássicos (tabela II.2.16). Por outro lado, enquanto, nos primeiros, o perfil normalizado que apresenta anomalia positiva de Eu é o da amostra mais rica em ETR, nestes, o perfil que apresenta anomalia positiva de Eu é o da amostra mais empobrecida quanto a tais elementos. No entanto, entre estes, a amostra FR-082K, mostra razão Eu/Eu* < 0,7, o que permitiria classificá-la como granitóide crustal, segundo Jili & Jiayuan (op. cit.). As demais, segundo esse mesmo padrão, seriam granitóides transicionais. Segundo os padrões de Chaoqun (op. cit.), as três amostras identificar-se-iam melhor como granitóides tipos MS e MM, destacando-se o teor de ETR extremamente baixo da amostra FR-082L, o que a torna anômala em relação às demais. Diante dessas observações, pode-se admitir que esses dois tipos de granitóides tiveram uma origem semelhante, distinguindo-se pela maior intensidade do metassomatismo potássico no granito Pimenta.

O granito-granodiorito Ribeirão Pinheirinho, pela homogeneidade dos parâmetros deduzidos a partir dos teores dos ETR, é o que se define mais claramente. Trata-se de granitóide tipo transicional e MS. Segundo Chaoqun (op. cit.), a maior parte dos depósitos minerais relacionados aos granitóides tipo MS cai na faixa de ambiente de arco-de-ilha e cadeia mesoceânica.

Os padrões de ETR da amostra do granitóide Divinésia sugerem um granitóide tipo transicional segundo os critérios de Jili & Jiayuan (op. cit.), e MS, segundo os critérios de Chaoqun (op. cit.), Nesse caso, observa-se uma certa discrepância com os dados de campo e as observações em lâmina petrográfica, que apontam no sentido de uma rocha de caráter migmatítico com predomínio de uma fase leucossomática de tendência alcalina. A amostra coletada deve estar relacionada a um dos remanescentes dos litótipos que precederam a remobilização crustal.

2.4.2 Metagabro anfibolitizado – mδ

Essa unidade consiste de rochas que foram cartografadas em dois conjuntos: um associado ou incluído no complexo Acaiaca e outro no complexo Mantiqueira. Outros foram apresentados apenas como litologias puntuais. O primeiro conjunto ocorre no extremo-norte, a leste da localidade de São Joaquim e ao norte da pequena localidade de Penha. O outro conjunto, três pequenos corpos, ocorre entre Calambau e Senador Firmino.

No campo, aparecem como pequenos afloramentos esparsos ou como grandes matacões, sendo, muitas vezes, difícil separá-los de litologias atribuídas ao complexo Acaiaca ou ao complexo Mantiqueira.

Essas rochas apresentam texturas desde diabásicas, passando por hipautomórfica granular, até granoblástica, mostrando-se afetadas por deformação tectônica em graus variados. O plagioclásio, que, nas rochas menos deformadas, se apresenta sob a forma de ripas aleatórias, mostrando claramente a origem ígnea, é de composição labradorita. O anfibólio, que em algumas lâminas é a uralita, às vezes identificada como actinolita verde-esmeralda, mostra-se originado da transformação dos piroxênios. Estes aparecem apenas em poucas preparações, tendo sido

identificados numa delas como hiperstênio e diopsídio anfibolitizados, tanto nas bordas como no interior. No processo de transformação, gerou-se a granada, que se mostra paragenética na faciologia metamórfica. A textura granoblástica foi imposta sobre a textura hipautomórfica granular e os opacos aparecem invariavelmente aprisionados nos anfibólios.

2.4.3 Rocha metaultrabásica – mψ2

Imediatamente a sudeste da localidade de Passa Dez e a noroeste de Porto Firme, ocorre um corpo de rocha metaultrabásica encaixado entre gnaisses do complexo Mantiqueira. Esse corpo foi identificado apenas em um único afloramento e em blocos dispersos pela encosta. A sua cartografia se deve sobretudo a aspectos geomorfológicos sendo os seus limites imprecisos. Devido à precariedade das informações de campo, as suas relações de contato com as encaixantes também não estão definidas. Na legenda da carta, esse corpo foi diferenciado dos ultrabásicos relacionados ao complexo Santo Antônio do Pirapetinga pelo simbolo $\psi 2$. Em afloramento, apresenta-se como uma rocha alterada creme a ocre-claro, com zonas menos alteradas de cor esverdeada, constituídas quase que essencialmente de serpentina. Nos bordos de alguns blocos de rocha desse corpo, observa-se mineral micáceo verde-escuro em placas milimétricas (flogopita).

2.5 Depósitos e coberturas sedimentares

2.5.1 Coberturas detrito-lateríticas

Desde o vértice sudeste da folha, espalhando-se pelas imediações de Senador Firmino, Dores do Turvo e Porto Firme, bem como por uma área entre Piranga e Porto Firme, manifestam-se restos de superfícies aplainadas a cotas aproximadas de 800m. Esses restos de superfícies constituíram antigos pediplanos gerados no ciclo Velhas de erosão, segundo King (1956). Sobre eles depositam-se sedimentos arenosos inconsolidados a semiconsolidados, caracterizados por areias impuras de granulometria areia média, com predomínio da matriz sobre os grãos que se mostram arredondados a pouco arredondados e, muitas vezes, recobertos por películas limonitizadas. Essas películas caracterizam mudanças climáticas para climas áridos ou semi-áridos nos quais foram gerados os regimes de resistasia que aplainaram as superfícies. Em períodos posteriores de dissecação, os sedimentos arenosos avermelhados foram erodidos e espalhados pelas encostas, geradas já em climas mais úmidos, e misturados a produtos originados da destruição dos solos imaturos, que já se formavam durante o início desses processos. São essas as coberturas cartografadas nesta folha. Muitos segmentos de dimensões reduzidas não se fizeram representar.

2.5.2 Depósitos aluvionares

Na área desta folha ocorrem, pelo menos, dois tipos de aluviões: aluviões recentes e que atualmente ainda estão sendo retrabalhadas e, portanto, de idade holocênica e terraços semiconsolidados de idade pleistocênica a holocênica. Estes, por vezes, misturam-se, nas encostas, com os produtos da dissecação das coberturas referidas no subitem anterior – daí a interferência de sua idade pleistocênica.

Os terraços mais antigos foram intensamente trabalhados durante o ciclo do Ouro e deles, em vários locais, só restam morros pontiagudos isolados como testemunhos no meio de várzeas extensas recobertas por montículos de cascalho lavados na extração do ouro. Por vezes, observam-se árvores, com vários metros de altura, crescidas sobre esses montículos de cascalho, comprovando a sua idade relativa. Tais terraços apresentam dezenas de metros de altura (foto 22), mas nem sempre grandes extensões laterais, comprovando que foram gerados num período de mudança brusca do nível de base da drenagem.

As melhores exposições encontram-se nas imediações de Piranga e na estrada que liga essa cidade a Senhora de Oliveira. Aí pode-se observar a grande variedade composicional dos diversos níveis de sedimentos que os constituem. Esses níveis apresentam espessuras desde menos de 1cm até alguns decímetros e caracterizam-se como areias granatíferas, ferruginosas ou manganesíferas, argilas amarelas, vermelhas ou negras, níveis e lentes de cascalho com seixos centimétricos de quartzito espelhando a erosão remontante sobre os litótipos do supergrupo Rio das Velhas. Já mais para leste, nas margens dos rios Xopotó, Turvo ou mesmo do Piranga, poucos quilômetros antes da cidade de Calambau, os sedimentos já refletem a erosão dos corpos graníticos, particularmente do moscovita-granito Brás Pires. Caracterizam-se como areias amarelas ou avermelhadas, de granulometria areia grossa, com matriz argilosa esbranquiçada e amarelada, dispostas em estratificações cruzadas acanaladas, refletindo o aleitamento gerado em correntes fluviais de alta energia. Já mais para o sul, nas imediações de Senador Firmino e Dores do Turvo, as areias são mais finas e refletem a erosão remontante sobre as coberturas tércio-quaternárias.

Acredita-se que uma boa análise dos materiais-fonte, que geraram esses terraços poderá servir como critério para distinguir os terraços mais promissores em termos de mineralizações auríferas ou estaníferas.

Capítulo 3
Geologia Estrutural

Por
Orivaldo Ferreira Baltazar

3.1 Introdução

A área desta folha encontra-se parcialmente inserida na província geotectônica São Francisco (Almeida et al., 1977) e parcialmente na província geotectônica Mantiqueira de Hasui (1982), que foram redifinidas neste texto esplicativo (Capítulo 6 da Parte II) como províncias geotectônicas para indicar blocos crustais que colidiram no Proterozóico Inferior. A faixa limítrofe entre essas duas províncias estruturais situa-se ao longo de zona de cisalhamento com direção aproximada norte-sul, dividindo a folha medianamente, com a província geotectônica Mantiqueira ocupando sua parte oriental. Na província geotectônica São Francisco, os principais agrupamentos litológicos cartografados relacionam-se à seqüência metavulcanossedimentar, tipo *greenstone*, do supergrupo Rio das Velhas, e à do complexo Santo Antônio do Pirapetinga que representariam suas "raízes", além do complexo Ressaquinha, individualizado no extremo-sudoeste da folha. Na província geotectônica Mantiqueira, as unidades maiores relacionam-se aos gnaisses bandados e migmatíticos do complexo Mantiqueira, às rochas granulíticas do complexo Acaiaca, às seqüências metavulcanossedimentares do grupo Dom Silvério e aos granitos Brás Pires e Divinésia.

É marcante a diferença em termos tectônicos e estruturais entre as duas províncias, tendo sido desenvolvidos estudos relativos a seus comportamentos estruturais com base na análise de dados obtidos a partir de estruturas menores de campo, objetivando a interpretação das diferentes fases de deformação relativas a cada uma delas. Assim, com base nessas diferenças estruturais e em seus posicionamentos tectônicos, as províncias geotectônicas São Francisco e Mantiqueira serão aqui tratadas separadamente como dois domínios distintos (figura II.3.1).

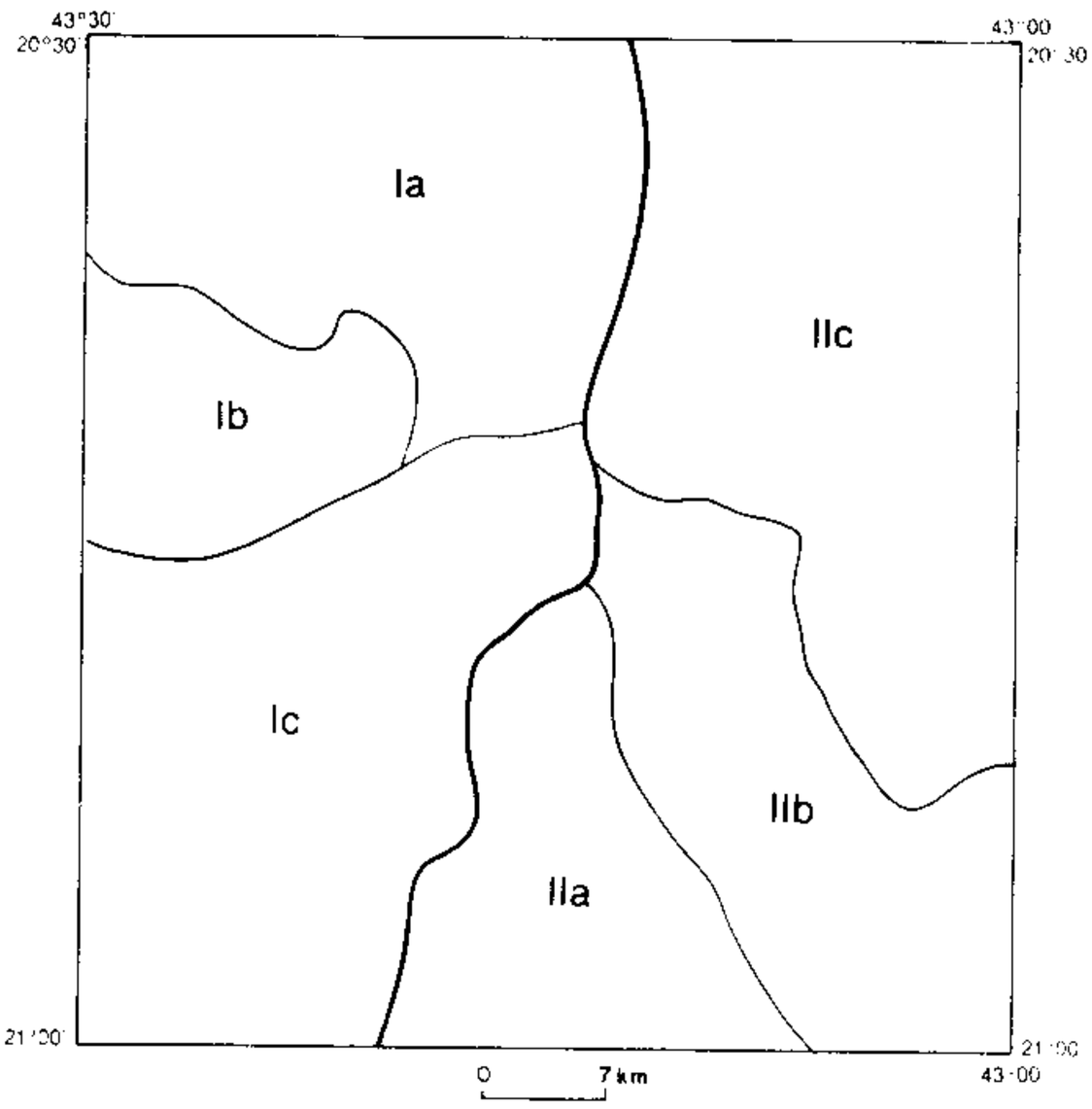


Figura II.3.1 – Domínios litostruturais da folha Rio Espera. (I) domínio da província geotectônica São Francisco; (II) domínio da província geotectônica Mantiqueira.

3.2 Província geotectônica São Francisco

A provincia geotectônica São Francisco corresponde, em extensão e limite, ao cráton do São Francisco (Almeida et al., op. cit.), entidade geotectônica estabilizada ao final do ciclo Transamazônico, no Proterozóico Inferior. Constitui terrenos de idade arqueana, estando representada, na metade ocidental da folha, predominantemente, por seqüências supracrustais de baixo grau metamórfico.

Esse domínio mostra, como traço estrutural mais notável, uma nítida orientação segundo NW-SE, definida pela atitude geral da foliação dos diversos litótipos aí ocorrentes, sensivelmente discordantes das estruturas desenvolvidas no âmbito da província geotectônica Mantiqueira adjacente. Tal foliação é resultado de forte transposição que afetou tanto as seqüências metavulcanossedimentares do supergrupo Rio das Velhas, quanto metabasitos e metaultrabasitos com gnaisses tonalito-trondhjemíticos associados do complexo Santo Antônio do Pirapetinga, que constituem a sua seqüência basal. Essa transposição é ates-

tada pelo caráter milonítico da foliação e pela presença de dobras intrafoliais rompidas ou não, comuns aos diversos litótipos afetados, além de pequenas dobras de arrasto e cristais rotacionados, especialmente granadas em micaxistos, que, combinados com marcante lineação mineral de estiramento (moscovita, biotita, quartzo e estrias impressas nos planos de foliação), indicam movimento de empurrão com transporte de NE para SW. Em moscovita-quartzito milonítico, com lentes de metaconglomerados, da unidade superior do supergrupo Rio das Velhas, nas imediações de Pinheiros Altos, dobras intrafoliais têm eixos com direção próxima a norte-sul, havendo locais em que se preservam possíveis estratificações cruzadas atestando a heterogeneidade da deformação. Ali, percebe-se um certo paralelismo entre a foliação de transposição e o acamamento S_0, denunciado por estes *sets* de estratificação preservados.

Associada à forte transposição responsável pela atual foliação NW-SE desse domínio, ocorre uma sucessão de zonas de cisalhamentos contracionais conjugadas, com mesma direção e subconcordantes, com uma componente de empurrão predominante. Essas zonas são denunciadas pela presença, na rocha, de bandas de mais intensa milonitização, onde, por vezes, são gerados ultramilonitos. Estruturas tipo *duplex* formadas por tais planos de empurrão sugerem uma retomada de movimentos ao longo deles.

Superpondo-se a tais estruturas, desenvolve-se uma outra fase de deformação nesse domínio, representada por dobramentos sucessivos desenhados pela foliação anteriormente descrita, com traços axiais orientados segundo N40°W na porção mais setentrional da folha, tendendo para direções próximas a leste-oeste em sua parte centro-ocidental. São dobras apertadas a isoclinais com flanco invertido mais ao norte (ver carta Geológica) que tendem a se tornar mais abertas para sul. São de difícil visualização no campo, devido à ausência de boas exposições. Entretanto, observando-se os diagramas de contorno da figura II.3.2, confeccionados para medidas de foliação de subdomínios estruturais (figura II.3.1) estabelecidos para a província geotectônica São Francisco dentro da área da folha, nota-se que o subdomínio Ia, apresentando um máximo bem-definido, representa os dobramentos cerrados a isoclinais dessa fase com eixo (β) para SE, enquanto o diagrama do subdomínio Ib, confeccionado para uma área mais ao sul da anterior, já apresenta dois máximos bem-definidos indicativos de dobramentos abertos também com eixos (β) segundo SE. O diagrama do subdomínio Ic, construído para a área de ocorrência do complexo Ressaquinha, mostra-se pouco característico, talvez devido à própria natureza do corpo, de diferente competência e mais homogêneo em relação aos termos supracrustais dos subdomínios acima e, portanto, reagindo de maneira mais refratária em relação aos esforços que deformaram o conjunto.

Por outro lado, é interessante observar que o *trend* desses dobramentos segue direções muito conspícuas no domínio da província geotectônica São Francisco. Esses mesmos *trends* aparecem, também, no domínio da província geotectônica Mantiqueira, onde se manifestam como fraturas ou falhamentos extensionais com direções NW-SE ou ENE-WSW. Provavelmente, representam estruturas arqueanas ligadas ao desenvolvimento das seqüências vulcanos-sedimentares tipo *greenstone-belt* e que, mais tarde, funcionaram como rampas laterais durante a deformação de baixo ângulo, muito característica no domínio daquela província. Observam-se lineações EW nos moscovita-quartzitos com lentes metaconglomeráticas de Pinheiros Altos e dobramentos com eixo EW e mergulho forte para leste no afloramento de litótipos da unidade inferior do supergrupo Rio das Velhas da localidade de Beira Rio, no leito do rio Piranga (subitem 2.2.4 – fotos 7 e 8) que sugerem tal comportamento.

Por fim, deve-se ressaltar que os eixos aproximados de dobras maiores, individualizados no mapa geológico, referem-se aos dobramentos no domínio da província geotectônica São Francisco.

No extremo-centro-norte da folha, uma terceira fase de deformação mostra-se impressa em um conjunto de litologias do complexo Santo Antônio do Pirapetinga, próximo à zona limítrofe com os litótipos da província geotectônica Mantiqueira, onde essa fase de deformação encontra-se melhor impressa. São dobras abertas, paralelas, do tipo deslizamento flexural, com eixos de direção próxima a norte-sul e com fracos caimentos, tendo planos axiais verticalizados ou mergulhando fortemente para E. Em outras exposições, dentro da província, uma crenulação de níveis de micaxistos com eixos aproximadamente segundo norte-sul parecem ser reflexos dessa deformação. Finalmente, o último evento é rúptil e caracterizado por falhas de gravidade.

3.3 Província Geotectônica Mantiqueira

A província geotectônica Mantiqueira, dentro da área da folha, engloba uma seqüência de gnaisses do complexo homônimo, além de rochas de alto grau do complexo Acaiaca e supracrustais do grupo Dom Silvério. A estrutura mais importante, detectada neste domínio, refere-se a uma foliação/bandamento gnáissico de baixo ângulo, de distribuição regional, resultado de forte transposição que afetou todas as unidades pré-cambrianas aí assinaladas, sendo aqui designada foliação S_t. As principais estruturas observadas na área que permitem identificar essa foliação como resultante de um processo de transposição são, tanto no caso das supracrustais do grupo Dom Silvério quanto nas seqüências do embasamento, o caráter anastomosado local da foliação, dobras isoclinais intrafoliais rompidas ou não, dobras em "bainha", além de estruturas sigmoidais, relações de foliações S *x* C, boudinamento e ainda uma forte lineação mineral impressa nos seus planos de foliação. Todas essas estruturas são visíveis em excelente exposição próximo à cidade de Guaraciaba, no extremo-nordeste da folha.

Em relação às rochas supracrustais do grupo Dom

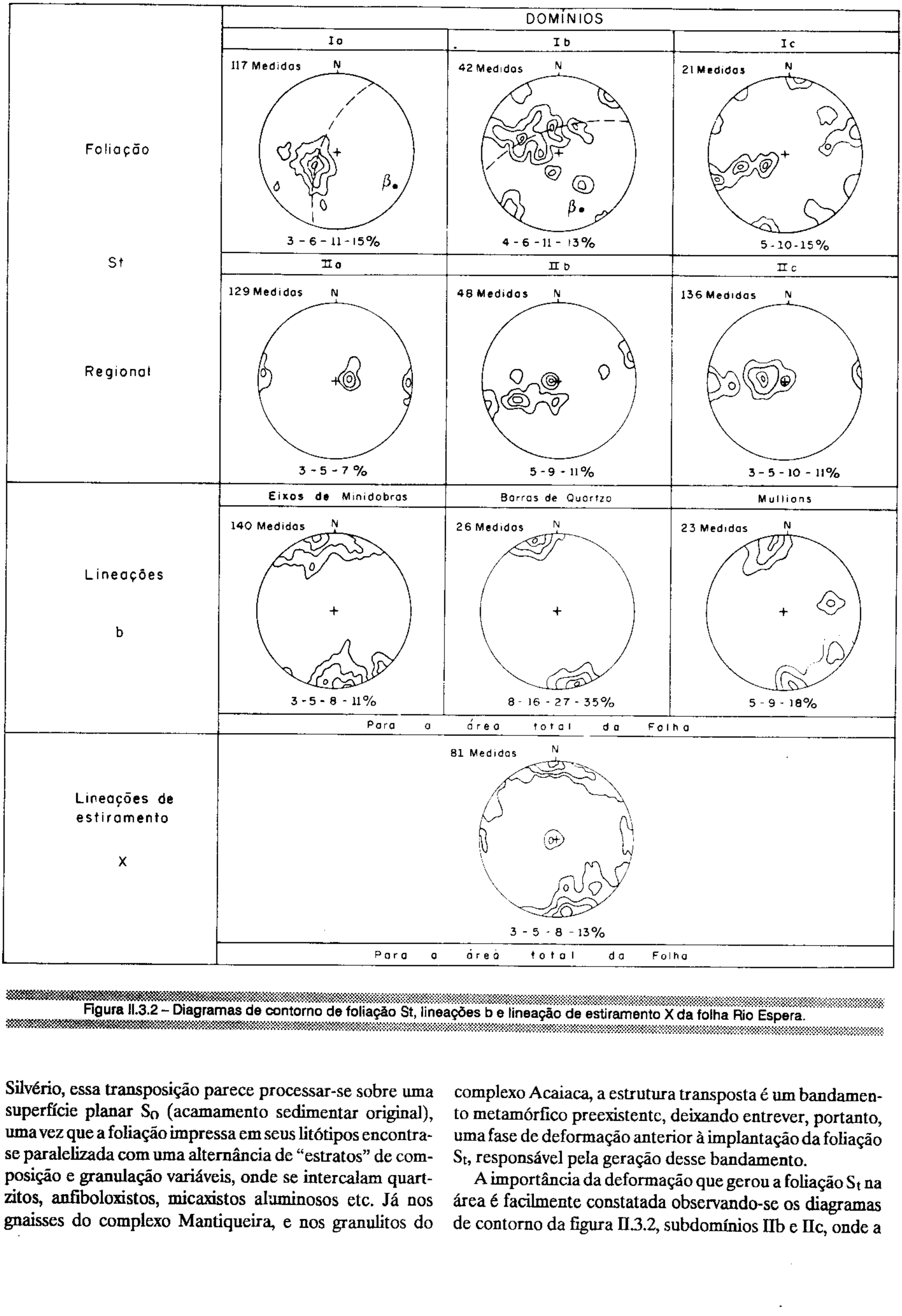


Figura II.3.2 – Diagramas de contorno de foliação St, lineações b e lineação de estiramento X da folha Rio Espera.

Silvério, essa transposição parece processar-se sobre uma superfície planar S_0 (acamamento sedimentar original), uma vez que a foliação impressa em seus litótipos encontra-se paralelizada com uma alternância de "estratos" de composição e granulação variáveis, onde se intercalam quartzitos, anfiboloxistos, micaxistos aluminosos etc. Já nos gnaisses do complexo Mantiqueira, e nos granulitos do complexo Acaiaca, a estrutura transposta é um bandamento metamórfico preexistente, deixando entrever, portanto, uma fase de deformação anterior à implantação da foliação S_t, responsável pela geração desse bandamento.

A importância da deformação que gerou a foliação S_t na área é facilmente constatada observando-se os diagramas de contorno da figura II.3.2, subdomínios IIb e IIc, onde a

presença de um máximo bem-definido e com orientação paralela nos dois diagramas revelam ser esta a principal deformação presente.

A essa fase de transposição relacionaram-se várias faixas de cisalhamento menores, de empurrão, que ocorrem associadas. Em geral, marcam o contato entre as diversas unidades litológicas cartografadas nesse domínio, sendo representadas linearmente na carta Geológica. São reconhecíveis pela presença de milonitos, ultramilonitos e blastomilonitos e relacionadas, aqui, à implantação da foliação S_t, devido ao fato de seus planos de empurrão estarem quase sempre paralelizados com os planos de transposição daquela estrutura, e, ainda, por conterem impressa uma forte lineação de estiramento da mesma natureza e com as mesmas atitudes observadas naquela.

A deformação dúctil, mais recente, observada no domínio, está representada por dobramentos abertos do tipo deslizamento flexural, com *imprint* não muito significativo. São em geral paralelos e concêntricos, simétricos a assimétricos, com planos axiais verticalizados ou mergulhando fortemente para leste (foto 23). Seus eixos são suborizontais com direções em torno de norte-sul. Essa deformação está representada em muitos locais apenas por uma crenulação em bandas mais xistosas das diversas litologias envolvidas.

Finalmente, cortando todas as estruturas anteriormente descritas, ocorrem diversas zonas de cisalhamento contracional de alto ângulo, destacando-se entre elas as zonas de cisalhamento de Cipotânea e Guaraciaba, de direção N-S, e a de Senador Firmino-Calambau, de *trend* NW-SE.

A zona de cisalhamento de Cipotânea baliza a faixa limítrofe entre as províncias São Francisco e Mantiqueira na área da folha. É de alto ângulo, quase sempre verticalizada (foto 24), com evidente componente direcional ao longo da qual parece ter sido importante um movimento dextral deduzido a partir de critérios cinemáticos como estruturas sigmoidais, relações de foliações S *x* C (foto 25), augens de feldspatos com "sombras de pressão", dobras intrafoliais (foto 26) etc., observados em exposições na região de Cipotânea. Uma componente de empurrão parece ter sido também importante ao longo dessa zona, uma vez que as lineações de estiramento impressas em seu plano de foliação milonítica posicionam-se desde suborizontais a até 30°, com caimento para sul, havendo locais em que se mostram verticalizadas, nesse caso parecendo tratar-se de uma reativação posterior ao longo desses planos. O último evento, observado particularmente no extremo-leste da folha, é rúptil e caracterizado por falhas de gravidade.

A zona de cisalhamento de Guaraciaba, também de alto ângulo, afeta as seqüências supracrustais do grupo Dom Silvério e seu embasamento, estando representada por estreitas faixas de milonitos alternados com bandas de rocha pouco ou não-deformadas, não havendo maiores informações quanto à sua cinemática.

A zona de cisalhamento Senador Firmino-Calambau, com direção NW-SE, estende-se desde o limite sul da folha até a altura de Santo Antônio do Guiné, onde coalesce com a zona de cisalhamento de Cipotânea. Nos locais em que foi observada, mostra-se essencialmente verticalizada, com lineação de estiramento suborizontalizada, indicando tratar-se de um tipo transcorrente. O caráter altamente milonítico dos litótipos ao longo da zona não permitiu a identificação de marcadores cinemáticos no campo.

Para essa província, a foliação de transposição S_t é atribuída ao ciclo Transamazônico, considerando o fato de as datações de diversos litótipos, executadas entre Mariana e Rio Casca (Teixeira et al., 1987), todos afetados por essa transposição regional, terem fornecido idades em torno de 2000m.a., caracterizando a importância da atuação de tal ciclo orogênico na implantação dessa fase de deformação. Aos dobramentos abertos superpostos atribui-se aqui idade brasiliana, tendo essa fase ocasionado processos retrometamórficos nas diversas litologias individualizadas, especialmente em litótipos de alto grau metamórfico.

Analisando-se o diagrama de contorno (figura II.3.2) elaborado para lineações de estiramento para a área como um todo, observa-se uma forte tendência de essas direções posicionarem-se próximo a norte-sul, com caimentos suborizontalizados. Entretanto, pelas observações de campo, fica claro um transporte tectônico geral de leste para oeste determinado por lineações de estiramento posicionadas segundo essa direção e impressas nos planos de foliação S_t, que é a mais importante deformação da área. A tendência de orientação norte-sul do diagrama se deve não só a medidas tomadas ao longo de zonas de cisalhamento de alto ângulo que cortam a área e que têm essa direção, bem como a um provável desvio das lineações impressas na foliação S_t, da posição anterior leste-oeste para a atual norte-sul por influência dos efeitos de compressão e deslocamento ao longo dessas zonas. Trouw et al. (1982) advogam esse mecanismo para explicar situação semelhante em uma área a SE de Lavras (MG).

Em relação às lineações b (eixos de minidobras, barras de quartzo e *mullions*), os diagramas da figura II.3.2 mostram uma tendência geral de orientação N-S para tais estruturas, refletindo as direções dos eixos de dobramentos D_3, que se mostram com essa orientação geral no campo. Vale ressaltar que os diagramas dessas lineações foram construídos para a área total da folha, incluindo medidas obtidas nas duas províncias.

Capítulo 4
Geoquímica

Por
Hélio Antônio de Souza

4.1 Sistemática adotada

4.1.1 Amostragem

A amostragem regional foi realizada no período de março a agosto de 1987, durante o período de seca na região. Após a interpretação preliminar dos dados do levantamento regional, selecionaram-se áreas para uma verificação expedita de anomalias. A amostragem nessa fase executou-se no período maio-junho de 1988. Dados de campo pertinentes foram lançados na ficha de amostra geoquímica do Sistema Estatístico de Amostragem Geoquímica da CPRM – SEAG. Os dados físicos dos trabalhos encontram-se no quadro II.4.1.

Sedimento de corrente

As amostras foram coletadas composicionalmente na calha ativa das drenagens. Identificam-se pela sigla do coletor (duas letras), seguida do código da classe da amostra (S) e do número da estação de amostragem. A existência da letra A após o número da estação, indica a coleta de uma amostra de concentrado de minerais pesados concomitante à de sedimento.

Quadro II.4.1 – Dados Físicos de Produção

Amostras / Material	Total	Am/km2
Sedimento de Corrente	347	1/8,5
Concentrado de Bateia	188	1/16
Total Geral	535	–

Concentrado de bateia

As amostras foram coletadas preferencialmente nos concentradores naturais, de forma composicional, e em bateadas no campo. Foi estabelecido um volume original de 10 a 20 litros para cada amostra, de acordo com a existência de uma maior ou menor quantidade de minerais pesados no sítio de amostragem. Para a identificação, usou-se a sigla do coletor, o identificador da classe da amostra (letra B), o número do ponto de amostragem e ainda a letra B, quando uma amostra de sedimento de corrente foi também coletada na mesma estação.

4.1.2 Preparação e análises

Para atender em tempo hábil a todas as solicitações de serviços analíticos, foi necessário distribuir as amostras em três laboratórios: CPRM-SECLAB/BH, CPRM-LAMIN/RJ e GEOSOL-GEOLAB/BH.

Cada tipo de material foi submetido a uma preparação sistemática, nos laboratórios da CPRM-SECLAB/BH (sedimentos de corrente e concentrados de bateia) e da GEOSOL-GEOLAB/BH (rochas).

Sedimento de corrente

- secagem em estufa (80°C);
- peneiramento para separar as frações -30 +80*mesh* e -80*mesh*;
- pulverização da fração -80*mesh* para -150*mesh*.

Concentrado de bateia

- separação por bromofórmio;
- quarteamento para análises geoquímicas e mineralógicas.

No quadro II.4.2 são mostradas as técnicas analíticas utilizadas, bem como os elementos analisados em cada material amostrado e o respectivo laboratório executor.

4.1.3 Controle de qualidade

Exercido através de:

1) Amostras replicatas de campo, de sedimento de corrente, coletadas em estações do levantamento regional, para cálculo de análises de variância para Cu, Pb, Zn, Co, Ni e Cr;

2) Análises de duplicatas de 10% das amostras de sedimentos de corrente e concentrados de bateia;

3) Acompanhamento com análises de padrões certificados, padrões internos e brancos.

Quadro II.4.2 – Técnicas Analíticas Utilizadas

Material/ Técnica Analítica	1	2	3	4	5	6	7	8
Sedimento de Corrente	Cu Pb Zn Co Ni	Cr	Mo	Sb				30 elementos padrão
Concetrado de Bateia	Cu Pb Zn Ag	Cr		Sb	As	Sn	Au	

(1) AA (HNO3)/EDTA – CPRM-SECLAB/BH; CPRM-LAMIN/RJ;
(2) AA (Água-Régia)/Fusão KDH – CPRM-SECLAB/BH;
(3) AA (Água-Régia Invertida) – CRPM-SECLAB/BH;
(4) AA (Fusão com Pirossulfato) Extração TOPO/MIBK – CPRM-SECLAB/BH;
(5) AA (Mistura Ácida) Geração de Hidretos – CPRM-SECLAB/BH;
(6) AA (Iodeto de Amônio) Sublimação, Solução Ácida; Raios X – CPRM/LAMIN/RJ.
(7) AA (Ácido Bromídrico/Bromo) – CPRM-SECLAB/BH;
(8) EE (Semiquantitativa) - CPRM-LAMIN/RJ.

4.1.3.1 Análise de variância

A representatividade dos dados geoquímicos correspondentes às amostras de sedimentos de corrente foi testada através do esquema proposto por Krumbein & Slack (1956), qual seja, de uma análise de variância hierárquica (*one-way design*): em 174 estações de coleta de material, definidas aleatoriamente e distribuídas entre as várias áreas estudadas neste Projeto, foram tomadas duas amostras de sedimentos fluviais em cada estação; nos demais pontos (a grande maioria dos casos), os procedimentos de rotina envolveram sempre a coleta de apenas uma amostra.

No quadro II.4.3 encontram-se resumidos os cálculos levados a efeito para os estimadores de variabilidade natural (*entre* diferentes drenagens e decorrente, principalmente, das variações litológicas) e da introduzida pelas técnicas de amostragem e analíticas adotadas, que influenciam os resultados *dentro* de cada drenagem ou estação de coleta. As seguintes conclusões podem ser extraídas da metodologia aplicada:

– os trabalhos de amostragem e analíticos foram satisfatórios, uma vez que os termos da variância introduzida constituem apenas uma pequena fração (cerca de 5 a 10%) da variância total, para os elementos investigados (Cu, Pb, Zn, Co, Cr e Ni);

Quadro II.4.3 – Estimadores da Variabilidade Natural

Elemento	Variância	Bacias de Drenagem		Amostragem + Análises	
Cobre	0,0646	0,0582	90,1%	0,0064	9,9%
Chumbo	0,0672	0,0672	91,7%	0,0061	8,3%
Zinco	0,0446	0,0405	90,6%	0,0042	9,4%
Cobalto	0,0747	0,0685	91,7%	0,0062	8,3%
Cromo	0,1322	0,1196	90,4%	0,0127	9,6%
Níquel	0,0974	0,0927	95,2%	0,0047	4,8%

– as drenagens amostradas são significativamente diferentes entre si, pois a variância natural é proporcionalmente grande;

– os elementos cromo e níquel exibem as maiores variâncias totais, demonstrando serem mais suscetíveis às diversificações litológicas presentes no segmento pré-cambriano estudado, devido aos freqüentes contrastes entre rochas como as de natureza básico-ultrabásica e os granitóides.

Desta forma, resultou reforçada a validade dos conceitos a serem emitidos sobre o panorama da distribuição dos metais geoquimicamente estudados na área. Quanto aos concentrados de minerais pesados, cumpre salientar que as reamostragens de algumas zonas anômalas (por exemplo, para ouro), confirmaram os resultados da campanha regional, apesar da baixa reprodutividade inerente ao método.

4.1.4 Critérios de interpretação

Todos os resultados analíticos disponíveis foram submetidos, quando possível, a um tratamento estatístico segundo Lepeltier (1969) e Sinclair (1976), com a obtenção de parâmetros gráficos (quadro II.4.4). Para alguns elementos, não se consideraram anomalias de terceira ordem, pelo fato de elas apresentarem baixo contraste com a média, além da sua baixa resolução geoquímico-geológica. Os elementos ouro, estanho e manganês não tiveram seus resultados tratados estatisticamente tal como os demais elementos químicos. No caso do ouro, tal não ocorreu pelo fato de os resultados analíticos se apresentarem, na sua grande maioria, como não-detectados, ou, então, abaixo do limite inferior de detecção (0,05ppm) do método utilizado nas análises. Qualquer tentativa de se construir um histograma, além da curva de distribuição, com o conjunto de dados restante, torna-se impraticável devido à grande heterogeneidade dos resultados. Desse modo, considerou-se empiricamente como sendo anomalias de primeira ordem os resultados maiores ou iguais a 5ppm, de segunda ordem os maiores ou iguais a 2ppm e de terceira ordem aqueles maiores ou iguais a 0,6ppm (quadro II.4.4). Tal procedimento foi adotado por ser considerado adequado e prático, não comprometendo os objetivos e metas do levantamento geoquímico para esse elemento químico.

Os resultados de manganês e estanho também foram tratados empiricamente como o foram os de ouro (quadro II.4.4). Cabe aqui fazer uma ressalva quanto ao método analítico (EE) aplicado para o manganês, uma vez que na análise utiliza-se a queima total da amostra (alíquota). A ressalva é a de que os resultados apresentados são uma soma total do elemento disponível, tanto livremente quanto contido na rede cristalina dos minerais, ou seja, prospectivamente não se pode, apenas com os resultados de EE, analisar mais profundamente os valores anômalos e a sua origem. Alguns testes feitos com análises por Absorção Atômica (AA) indicaram que os resultados por EE são

superiores a esses numa proporção de até 400% aproximadamente. Assim sendo, optou-se pela classificação apenas das anomalias de primeira ordem, por serem mais expressivas geoquimicamente.

Quanto ao estanho, vale salientar que foi selecionado um grupo de 170 amostras de concentrado de bateia para ser analisado, primeiramente, por Difração de raios X, como forma de triagem e seleção daquelas amostras com maiores teores, para, posteriormente, serem analisadas por AA, que é um método de maior precisão. Com um limite inferior de detecção de 100ppm, os raios X evidenciaram apenas seis resultados acima, os quais variaram de 136 a 640ppm. Após essa constatação, submeteram-se as amostras às análises de AA, para melhor discriminação. Os resultados obtidos variaram de L1,0 a 420ppm. Esse resultado de 420ppm foi obtido na mesma amostra (AJ-41B) que, pelos raios X, exibiu o resultado de 640ppm citado. A diferença entre ambos é de 35%. Com base no exposto, considerou-se mais prático analisar os resultados empiricamente, sem, contudo, prejudicar o conjunto de dados obtido. Ressalte-se, portanto, que os resultados de AA (78 ao todo), serviram de base para a extração dos parâmetros geoquímicos (quadro II.4.4). Desse modo, os seis resultados obtidos pelos raios X, já comentados, passaram a ser considerados como anômalos, dentro do critério empírico adotado, ou seja, somente foram classificadas as anomalias de primeira e segunda ordens.

A sistemática de separação em populações amostrais não foi possível, pois a grande maioria das bacias amostradas recebe forte influência de várias litologias e domínios geológicos. Portanto, o tratamento da área, como uma única população amostral, tornou-se mais prático e objetivo. Após esse procedimento, as bacias anômalas foram analisadas individualmente nos seus vários aspectos, tanto geoquímicos quanto geológicos, para posteriormente serem traçadas as faixas anômalas, isto é, estas podem abranger ou não as bacias anômalas na sua total dimensão.

Quadro II.4.4 - Parâmetros Gráficos

MATERIAL	ELEMENTOS	AMPLITUDE VALOR MÍNIMO	AMPLITUDE VALOR MÁXIMO	MG	LIMIARES GRÁFICOS ANOMALIA 1a.ORDEM	ANOMALIA 2a.ORDEM	ANOMALIA 3a.ORDEM
SEDIMENTO	Cu	4	75	25	>92	>73	>45
	Pb	L 3	65	17	>49	>35	-
	Zn	9	120	34	>66	>59	-
	Co	3	80	18	>50	>43	-
	Ni	6	150	26,5	>100	>82	-
	Cr	5	550	48	>284	>200	-
	Mn	100	16 5.000	-	>5.000	-	-
CONCENTRADO	Cu	L 3	380	15,5	>99	>73	-
	Pb	N 3	7.800	33	>290	>199	-
	Zn	8	220	28	>63	>64	-
	Cr	5	4.200	80	>580	>430	-
	Au	N 0,05	92	-	>5	>2	>0,6
	Sn	L 1,0	420	-	>136	>82	-

(MG) Média gráfica; (N) valor não-detectado;
(L) valor abaixo do limite de detecção;
(G) maior que o valor registrado;
(N) não detectado.

4.2 Prospecção regional

A amostragem abrangeu toda a folha, usando-se uma mesma densidade de amostras ao longo da área, envolvendo todas as unidades geológicas, na tentativa de delimitar regiões e/ou faixas de maior concentração de elementos químicos prospectados, estabelecer suas relações com o arcabouço tectonostrutural, assim como a sua distribuição na paisagem geoquímica regional. Cabe salientar que a verificação do significado das anomalias geoquímicas (tabelas II.4.1 e II.4.2) faz parte de uma etapa mais avançada do levantamento. Ainda que pese a checagem realizada durante a prospecção regional de alguns valores, com a reamostragem e análises específicas, aconselha-se uma amostragem de semidetalhe e/ou detalhe nas regiões com maior potencialidade prospectiva.

As bacias anômalas foram agrupadas em faixas (quadro II.4.5), e, para efeito de apresentação, acham-se representadas nas figuras II.4.1 e II.4.2.

4.2.1 Distribuição geoquímica regional dos elementos

A metodologia de amostragem geoquímica aplicada na área em apreço foi satisfatória, pois possibilitou a obtenção da paisagem geoquímica da folha como um todo, representada pelos principais traços de caráter geoquímico regional dos elementos prospectados. A semelhança de comportamento dos elementos químicos, no nível de ambiente secundário, permite fazer uma apreciação válida para toda a área prospectada.

Ouro

A distribuição do ouro na região envolve aparentemente a grande maioria das unidades geológicas cartografadas, pois a amostragem em nível regional não permitiu discriminar as populações-alvo. As bacias amostradas rece-

Tabela II.4.1 - Anomalias em Sedimento de Corrente (ppm)

FAIXA	AMOSTRA	Cu	Pb	Ni	Cr	Zn	Co	Mn	UTM E	UTM N
	IGF-26A			130					662650	7708550
	IGF-31				210				658740	7715750
	IGF-32			110	290				659000	7715230
XI	IGF-34A	40		85	210				660000	7715210
	IGF-66A			130					660970	7724900
	IGF-67			90					660440	7724660
	IGF-68			110	260				660560	7725140
	IGF-71A	40							660600	7719250
	IGF-48	45		90	230				676500	7715500
	IGF-52	40							678530	7715450
	IGF-53A	45							679810	7715790
XII	IGF-57				250				677950	7721050
	IGF-91A			90	550				680150	7724170
	IGF-93	75		100		80			680290	7728430
	IGF-94	70				70			679640	7729330
	IGF-113	40							681260	7720040
	IGF-1							G 5.000	682000	7709700
	IGF-117							5.000	683040	7713450
XV	IGF-119A	45							682660	7710080
	IGF-120	50		90					682680	7709000
	IGF-139A							G 5.000	688200	7709980
	IGF-24	45		85					663300	7706170
	IHA-2	55							656200	7697850
	IHA-8A			110	275				661200	7702070
XVII	IHA-9	40			215		40		658500	7693800
	IHA-40							5.000	673350	7702550
	IHA-42A							5.000	668950	7698200
	IHA-48A							5.000	671850	7701780
	IAJ-77A			85				5.000	663200	7689300
	IAJ-84A			95			45		661650	7691350
	IAJ-87	55		110			80	6.400	657700	7793400
	IAJ-88	45		90					656650	7692000
	IAJ-101							G 5.000	659850	7698800
	IAJ-102							G 5.000	659350	7698700
	ISO-387A		65						682250	7693350
XIX	ISO-391A					110			685600	7698700
	IHA-22		60						681670	7693400
	ISO-359A	40							686300	7679320
XXI	ISO-361			85					686850	7681000
	ISO-381		35						682150	7683200
	ISO-384A	45		85					684620	7686200

(G) Maior que o valor registrado; (110) Anomalias de 1a. ordem; (85) anomalias de 2a. ordem; (3) anomalias de 3a. ordem

Tabela II.4.2 - Anomalias em Concentrado de Bateia (ppm)

FAIXA	AMOSTRA	Cu	Pb	Cr	Zn	Au	Sn	UTM E	UTM N
	IGF-25					70,00		659710	7706900
	IGF-26B					1,50		662650	7708550
	IGF-34B					6,00		660000	7715210
	IGF-36					9,00		662800	7714450
	IGF-37					4,00		665510	7714050
	IGF-42					0,10		670210	7713340
	IGF-43					0,15		671480	7713100
	IGF-49					4,50		674300	7717800
	IGF-54					4,50		680300	7715310
	IGF-58					0,55		676480	7720450
	IGF-63					10,00		665000	7723510
	IGF-66B					1,50		660970	7724900
	IGF-71B					1,50		660600	7719250
	IGF-72					13,00		660700	7719500
	IGF-75					7,50		666250	7719000
	IGF-79					5,00		672140	7719670
I	IGF-80					3,00		674660	7718300
	IGF-82					3,50		671340	7723850
	IGF-87					7,50		670440	7732060
	IGF-91B							680150	7724170
	IGF-92					12,00		680470	7728420
	IGF-95					3,00		678810	7730460
	IGF-96*					0,45		676340	7729290
	IGF-97					2,00		676550	7729230
	IGF-98*					L0,05		675490	7730090
	IGF-109					0,65		683250	7721740
	IGF-112*					0,20		684160	7721760
	IGF-114					6,00		681730	7720260
	IGF-115					4,00		681830	7720110
	IGF-119B					1,00		682660	7710080
	IGF-132					2,00		688370	7721730
	IGF-133					5,50		689140	7723250
	ISO-469					6,00		678450	7723850
	ISO-470					1,50		678500	7723650
II	IGF-126*					0,15		691130	7727060
	IAJ-41					2,00	420	697650	7708900
	IGF-121					2,00		683970	7706660
	IGF128					0,80		691820	7723030
III	IGF-132					2,00		688370	7721730
	IGF-135					1,50		693410	7723180
	IGF-139					0,85		688200	7709980
	ISO-481					1,00		688300	7709750
	ISO-483					3,50		692650	7710950
IV	ISO-486					0,70		705650	7719450
	IGF-2					0,60		678850	7710970
	IGF-3					3,50		678060	7711220
	IGF-5					3,00		679440	7706260
V	IGF-7					3,00		674490	7711440
	IGF-8					5,00		674140	7711540
	IGF-17					1,50		666530	7709840
	IGF-20					1,50		662060	7707640
	IAJ-99					3,00		659300	7699150
	IHA-6					3,50		657900	7700600
	IHA-88					2,50		661200	7702070
	IHA-42					4,50		668950	7698200
	IHA-43					0,85		668050	7702250
V	IHA-48*					0,08		671850	7701780
	ISO-461					16,00		674100	7709450
	ISO-462					86,00		673550	7708000
	ISO-463					7,50		672950	7707450
	ISO-464					2,00		667400	7708700
	ISO-465					23,00		666350	7708400
	ISO-466					92,00		662200	7706900
	IHA-23*					N0,20		677400	7693300
VI	IHA-30					2,00		675620	7693380
	IHA-32					1,50		678300	7700750
	IAJ-82					1,50		667700	7688800
	IHA-60					1,00		685900	7697000
	ISO-385*					L0,05		686750	7688900
VII	ISO-396					3,50		692370	7702200
	ISO-402					1,00		690900	7695400
	ISO-428					2,00		692000	7703450
	IHA-16					6,00		681030	7684900
VIII	IHA-18					2,00		679550	7691650
	IHA-59					0,65		680500	7688450
IX	ISO-359*							686300	7679320
	ISO-362					0,70		687750	7682550
X	ISO-346					5,00		696550	7683300
	IGF-25			620				659710	7706900
XI	IGF-26			1.600				662650	7708550
	IGF-66			2.500				660970	7724900
	IGF-71			1.450				660600	7719250
	IGF-49			560				674300	7717800
	IGF-58			1.600				676480	7720450
	IGF-80			550				674660	7718300
XII	IGF-91			2.125				680150	7724170
	IGF-92			800				680470	7728420
	IGF-97			650				676550	7729230
	ISO-469						140	678450	7723850
XIII	IAJ-9	380			220			704150	7719275
	IAJ-12				70			704500	7722775
XIV	IAJ-41						420	697650	7708900
XV	IGF-121			200				683970	7706660
XVI	IGF-3				65		110	678060	7711220
	IGF-5	90						679440	7706260
	ISO-464						169	667400	7708700
	ISO-465						136		
	ISO-466						635		
XVII	IGF-20			2.250				662060	7707640
	IAJ-99	120						659300	7699150
	IHA-8			4.200				661200	7702070
	IHA-48			500				671850	7701780
XVIII	IHA-28						82	673600	7693900
	ISO-387			730				682250	7693350
XIX	ISO-389			7.300				684000	7694520
	ISO-390			920		170		683750	7697850
XX	IHA-18**					2,00		679550	7691650
	IAJ-71	210						673850	7690000
XXI	IHA-16			525				681030	7684900
	ISO-359			700				686300	7679320

(L) abaixo do limite de detecção;
(*) amostra com Au visível. (as amostras com resultados analíticos não-anômalos foram consideradas como tal devido à presença de ouro visível na bateia;
(**) amostra com cassiterita visível;
(730) Anomalias de 1a. ordem; (525) anomalias de 2a. ordem; (0,65) anomalias de 3a. ordem.

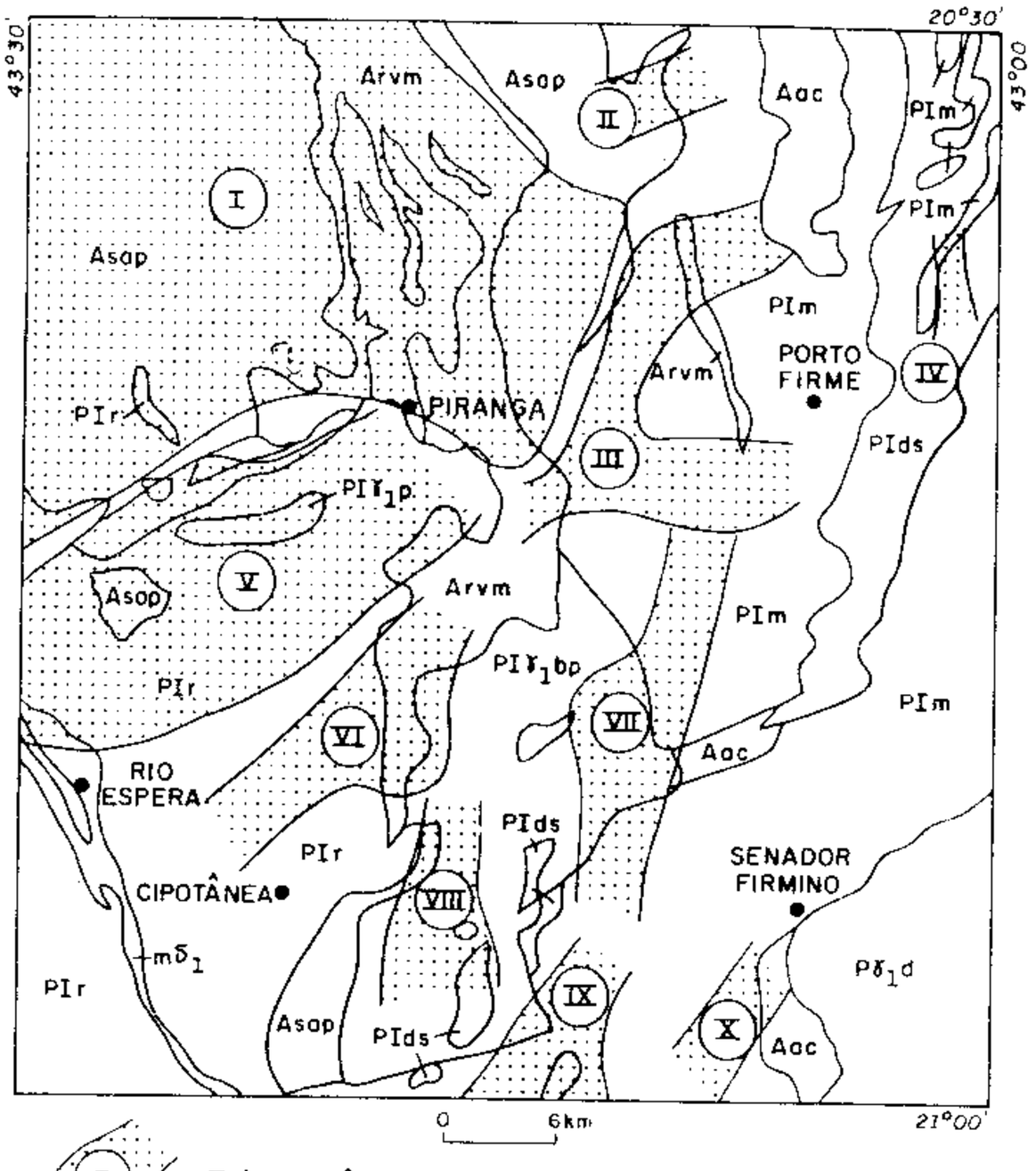


Figura II.4.1 – Faixas anômalas para ouro, representadas no quadro II.4.5, detectadas por geoquímica de sedimentos de corrente e de concentrados de bateia na folha Rio Espera.

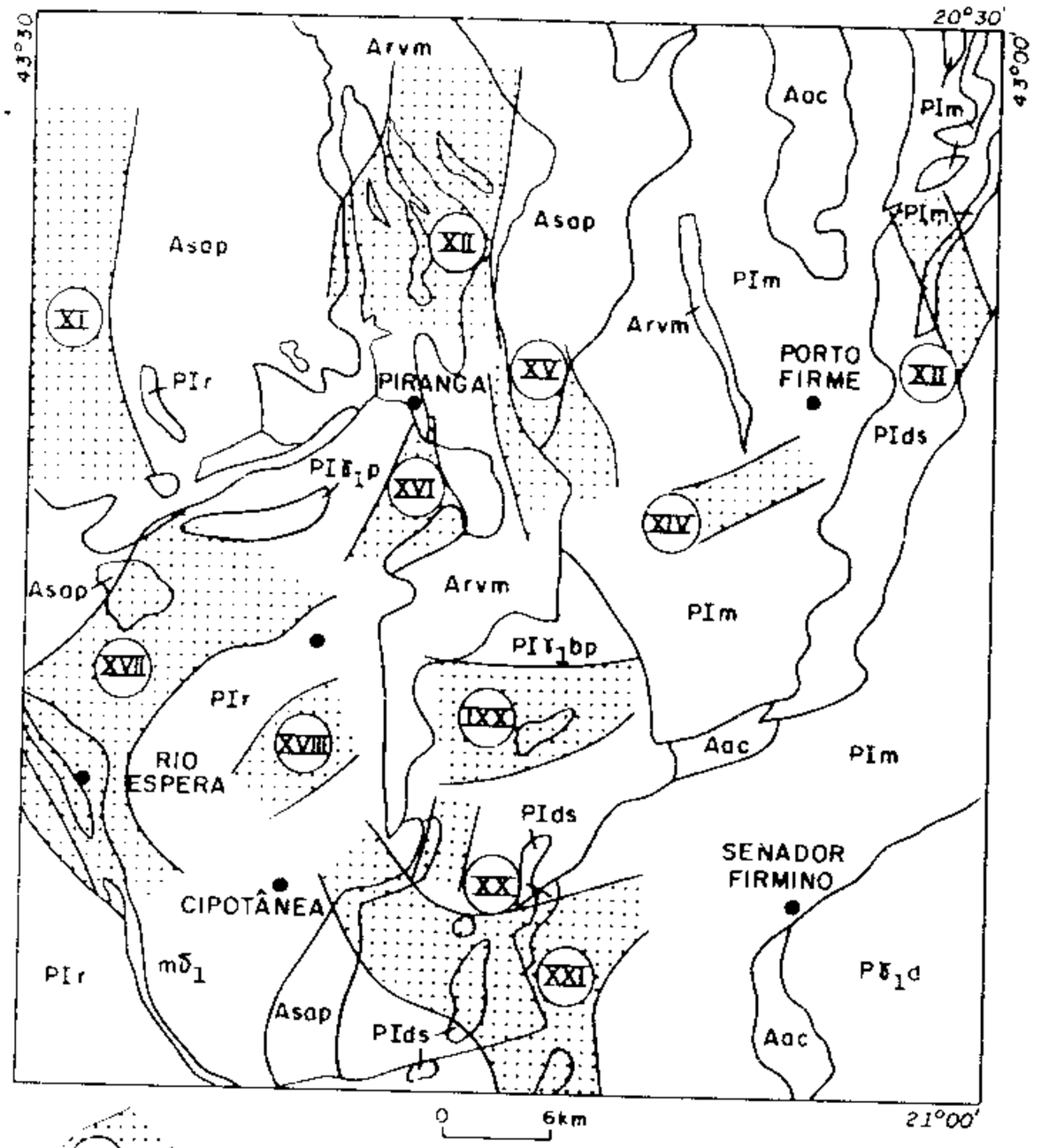


Figura II.4.2 – Faixas anômalas, representadas no quadro II.4.5, detectadas por geoquímica de sedimentos de corrente na folha Rio Espera.

bem contribuição de uma ou mais unidades, dificultando o estabelecimento da fonte mais provável para o ouro detectado. De dispersão predominantemente clástica, esse metal foi encontrado na forma visível nos concentrados de minerais pesados em cerca de 95% das amostras coletadas. Sua distribuição (faixas de I a X) evidencia um controle litológico, destacando-se o complexo Santo Antônio do Pirapetinga (Asap) e o supergrupo Rio das Velhas (Arv), associado a um controle tectonostrutural representado pelos cisalhamentos de alto e baixo ângulos que afetaram a área em eventos sucessivos. Ressalte-se que foi detectado ouro (1,0ppm) em uma amostra de xisto ultrabásico no domínio Rio das Velhas, sobre uma zona de cisalhamento de baixo ângulo. O caráter toleítico dessas litologias confirma o potencial aurífero da unidade, realçado pelo caráter policíclico da sua história deformacional.

A contribuição por parte do complexo Ressaquinha ocorre nas faixas V e VI. Os dados mostram que esse complexo é de origem ígnea, característica que pode torná-lo um precursor para mineralizações de ouro.

Litologias do complexo Mantiqueira foram envolvidas pelas faixas II, III, VII, IX e X. Esse complexo, com base nas suas características petrológicas, pode também, funcionar como fonte primária para o ouro.

O grupo Dom Silvério aparece discretamente envolvido em termos de anomalia geoquímica (faixas IV e VIII). É composto por um conjunto de rochas de origem tipicamente vulcanossedimentar, com significativa contribuição vulcânica ácida, podendo envolver, ainda, litologias de natureza básica, além de termos calcissilicáticos. Essa unidade poderia, na região, ser uma provável fonte primária para ouro, embora discreta.

O domínio do moscovita-granito Brás Pires (PIγ1bp) mostrou concentrações de ouro em alguns trechos (faixas VI, VII e VIII), inclusive com esse mineral visível.

Observa-se em toda a região uma íntima relação das bacias anômalas com zonas de cisalhamento tanto de baixo quanto de alto ângulo, constituindo canais mobilizadores e concentradores do ouro proveniente das litologias-fonte (estoque primário de ouro). Isto permite concluir que o ouro detectado na região seja predominantemente epigenético.

Estanho

A distribuição desse elemento não pôde ser representada adequadamente, pois apenas um grupo de 78 amostras, selecionadas em toda a folha, foi considerado na interpretação.

Quadro II.4.5 – Faixas Geoquimicamente Anômalas.

Faixa	Localização	Dimensão aproximada	Associação Geoquímica
I	NW de Piranga	590km^2	Au
II	NE dePiranga	12km^2	Au
III	W de Porto Firme	110km^2	Au, (Sn)
IV	NE de Porto Firme	8km^2	Au
V	SW de Piranga	84km^2	Au
VI	NE de Cipotânea	44km^2	Au
VII	NW de Senador Firmino	79km^2	Au
VIII	E de Cipotânea	51km^2	Au
IX	W de Dores do Turvo	32km^2	Au
X	E de Dores do Turvo	16km^2	Au
XI	Catas Altas da Noruega	105km^2	Cu, Ni, Cr
XII	N de Piranga	123km^2	Cu,Cr,Ni, (Zn,Sn)
XIII	SW de Guaraciaba	21km^2	Cu,Zn
XIV	SW de Porto Firme	19km^2	Sn
XV	E de Piranga	27km^2	Cu,(Ni,Pb, Mn)
XVI	N de Piranga	27km^2	Sn,(Cu,Zn)
XVII	SW de Senhora de Oliveira	150km^2	Cu,Ni,Cr, Co, Sn,Mn
XVIII	E de Rio Espera	19km^2	Sn
XIX	Brás Pires	45km^2	Pb,Zn
XX	E de Cipotânea	10km^2	Sn
XXI	NW de Dores do Turvo	90km^2	Cu,Ni,Cr, (Pb)

As principais concentrações do estanho encontram-se no domínio dos complexos Santo Antônio do Pirapetinga e Ressaquinha. Destaca-se, ainda, a amostra de bateia HA-B-18B, coletada sobre o moscovita-granito Brás Pires (no sudoeste da cidade homônima), cuja análise mineralógica semiquantitativa denunciou a presença de cassiterita. Chama-se a atenção para o resultado de 640ppm (análise por raios/X) detectado na amostra de bateia AJ-B-41B (faixa XIV), coletada no nordeste da cidade de Calambau (Presidente Bernardes).

Para melhor compreender a distribuição geoquímica do estanho seria necessário submeter a análises todas as amostras de concentrado de minerais pesados. Desse modo, poder-se-ia definir a paisagem e o relevo geoquímicos mais seguramente.

Prata

Esse elemento foi analisado em amostras de concentrados de bateia selecionadas, sendo detectados valores de 0,2 a 4,4ppm (amostra HA-B-8-B, faixa V). Encontra-se sempre associado ao ouro.

Chumbo

Seus teores, com algumas exceções permaneceram na faixa de *background*. Seu teor médio é bastante discreto, tanto em sedimentos de corrente quanto em concentrado de bateia.

As anomalias em sedimentos de corrente apresentam contrastes de 2,0 a 3,8 vezes a média (17ppm). Em concentrado de bateia, o principal conjunto de valores anômalos (faixa XIX) situa-se sobre o moscovita-granito Brás Pires. Essas anomalias são passíveis de contaminação proveniente de atividades mineradoras de caulim.

Foram feitos vários testes com o EDTA em sedimentos, e o chumbo permaneceu sempre abaixo do limite de detecção (3ppm), isso quando não-detectado. Tal fato mostra que se sua dispersão geoquímica é predominantemente clástico-singenética.

Cobre, Cobalto, Zinco, Cromo e Níquel

Refletem nitidamente a presença das rochas ultrabásicas e básicas na área, o que testemunha a validade da metodologia de amostragem aplicada a ela.

O cromo e o níquel se associam mais intimamente, destacando-se nas faixas XI e XII, nos domínios do complexo Santo Antônio do Pirapetinga e supergrupo Rio das Velhas. O cromo chama a atenção pelos elevados resultados nos concentrados de minerais pesados, onde a presença de magnetita pode ser uma das prováveis fontes desse elemento. Tal hipótese não foi testada. Ressalte-se porém, que as análises por fusão com KOH indicam uma taxa média aproximada de 2,1 vezes o teor de cromo, obtido quando se usa a abertura com água régia nas amostras de sedimento. O níquel apresentou baixos índices de extratibilidade com o EDTA (no máximo, 3,5%), além de uma razão c *x* Ni/Ni insignificante, o que leva a crer que a sua dispersão geoquímica é predominantemente clástico-singenética.

Os elementos cobre, cobalto e zinco aparentam, a princípio, estar sendo controlados tanto litologicamente (dispersão clástica), quanto por fatores de concentração secundária, no caso, os efeitos de coprecipitação com os óxidos hidratados de ferro e manganês. Há uma forte correlação entre esses elementos-traço com os elementos maiores Fe e Mn. Os seus índices de extractibilidade são relativamente discretos: de 5,4 a 11% para o cobre; 6,25 a 22,5% para o cobalto e de 4 a 10% para o zinco. Esse valor elevado para o cobalto está diretamente ligado aos teores elevados de Fe (G10%) e principalmente do Mn (7.100ppm), na mesma amostra (HA-S-37). Do mesmo modo, a razão c *x* Me/Me para os três elementos não atinge 0,23. Com base nesses dados, conclui-se que a sua dispersão geoquímica é mormente singenético-clástica. O pH na região é francamente ácido (5 a 6,5), interferindo na mobilidade e concentração dos elementos-traço de uma forma geral.

Manganês

Sua distribuição apresentou concentrações anômalas localizadas, principalmente, nas faixas XV e XVII. Aparentemente, não há um controle definido para tal ali-

nhamento das bacias anômalas com teores mais expressivos. Ressalte-se, no entanto, que há dois depósitos de manganês conhecidos, sendo um situado no extremo SSW da folha, à margem direita do córrego Gambá (no domínio da unidade Asap) e o outro a NE da cidade de Cipotânea, à margem direita do córrego dos Farias (na unidade PI), resultado de enriquecimento supergênico ligado a gonditos e rochas ultramáficas. É, portanto, razoável utilizar dessas informações para ajudar na compreensão das anomalias detectadas, ou seja, há indicação de um controle litológico, sem, contudo, descartar um provável controle estrutural.

As amostras de sedimento coletadas a jusante dos dois depósitos citados no parágrafo anterior não evidenciaram teores anômalos para manganês. A razão mais plausível para isso é que o transporte do manganês seja predominantemente clástico e, por conseqüência, haja diluição ao longo da drenagem. Tal hipótese, se constatada, passa a exigir uma maior densidade de amostras de sedimento, quando se prospectar esse elemento na região.

Devido ao nível regional do levantamento executado, à luz das informações e dados obtidos, até o presente momento, aconselha-se que seja feito um trabalho de *follow up* naquelas áreas metalogeneticamente favoráveis a concentrações minerais, uma vez que o levantamento regional espelhou os traços gerais acerca do potencial mineral da região, principalmente para o ouro.

Capítulo 5
Geofísica

Por
Ricardo Moacyr de Vasconcellos,
Edson Lopes Barreto e
Raimundo Antônio Alves Dias Gomes

5.1 Sistemática adotada

A sistemática adotada no presente texto explicativo teve por base aquela estabelecida, no biênio 1978-1979, na execução dos denominados "Projetos de Integração Geológico-Geofísica" para o DNPM. Naqueles projetos, a pesquisa consistiu na interpretação qualitativa dos mapas aerogeofísicos (magnetometria e contagem total, se disponível) e na fotointerpretação geológica, seguida de uma integração dos dados, com algumas visitas ao campo para verificação das feições interpretadas. Embora atingisse os objetivos propostos, o produto final – um mapa geológico interpretativo integrado – carecia de etapas de campo mais prolongadas e de uma integração multidisciplinar abrangente.

No Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, ela foi estabelecida de forma pragmática, em função dos dados de geofísica disponíveis e dos problemas geológicos característicos de cada área.

Com referência à aerogeofísica, a ausência de dados radiométricos impediu a contribuição específica da geofísica na individualização de litótipos e na identificação de zonas de comportamentos radiométricos distintos, mediante a utilização dos canais de gamaespectrometria como indicadores litogeoquímicos. Por outro lado, a ausência de registros digitais contendo os dados magnéticos resultantes do aerolevantamento não permitiu a aplicação de filtros específicos aos dados (primeira derivada, separação regional/residual etc.) para a definição mais precisa das feições e unidades magnéticas. Os trabalhos ficaram restritos à interpretação qualitativa dos mapas magnéticos, escala 1:100.000, editados há 15 anos. Foram selecionadas, ainda, anomalias isoladas para a interpretação quantitativa. Para a interpretação magnética regional, utilizaram-se os mapas na escala 1:500.000.

Na geofísica terrestre, foram levantados cinco perfis de gravimetria, visando a obterem-se subsídios para se definir a compartimentação tectônica regional (figura II.5.1).

A sistemática incluiu ainda a utilização de *softwares* para a interpretação quantitativa, mediante o modelamento – em microcomputador – das anomalias dos perfis geofísicos.

5.2 Dados utilizados

5.2.1 Aerogeofísica

Os mapas de magnetometria utilizados para a interpretação e correlação dos dados são do aerolevantamento sistemático executado pela PRAKLA, dentro do Convênio Geofísica Brasil-Alemanha – CGBA, no período 1971-1973.

O levantamento foi efetuado com linhas de vôo E-W, espaçamento de 2km, e altitude constante (barométrica), em média 400m em relação ao terreno.

O tratamento aplicado aos dados consistiu na correção da variação diurna do campo geomagnético, no nivelamento dos perfis e na remoção do International Geomagnetic Reference Field – IGRF.

Os dados foram apresentados sob a forma de mapas de contorno, nas escalas 1:100.000 e 1:500.000, com intervalo de contorno de 5nT.

Naquela época, a utilização de levantamentos aerogeofísicos em exploração mineral era relativamente recente, com as técnicas de processamento e interpretação de dados ainda primitivas, devido principalmente à limitação da capacidade dos computadores existentes.

Embora os mapas sejam de boa qualidade, a sistemática de levantamento adotada, principalmente com relação à altura de vôo, provocou uma atenuação expressiva das anomalias causadas por corpos e estruturas mais superficiais. Além disso, a área foi levantada segundo blocos, com diferentes altitudes de vôo (para manter a média de altura sobre o terreno), provocando descontinuidade no traçado dos mapas de contorno nas zonas limítrofes desses blocos.

5.2.2 Geofísica terrestre

Foram levantados cinco perfis regionais de gravimetria (figura II.5.1): Rio de Janeiro/Barroso, Cachoeira do Campo/Matipó, Varginha/Catas Altas da Noruega, Rio No-

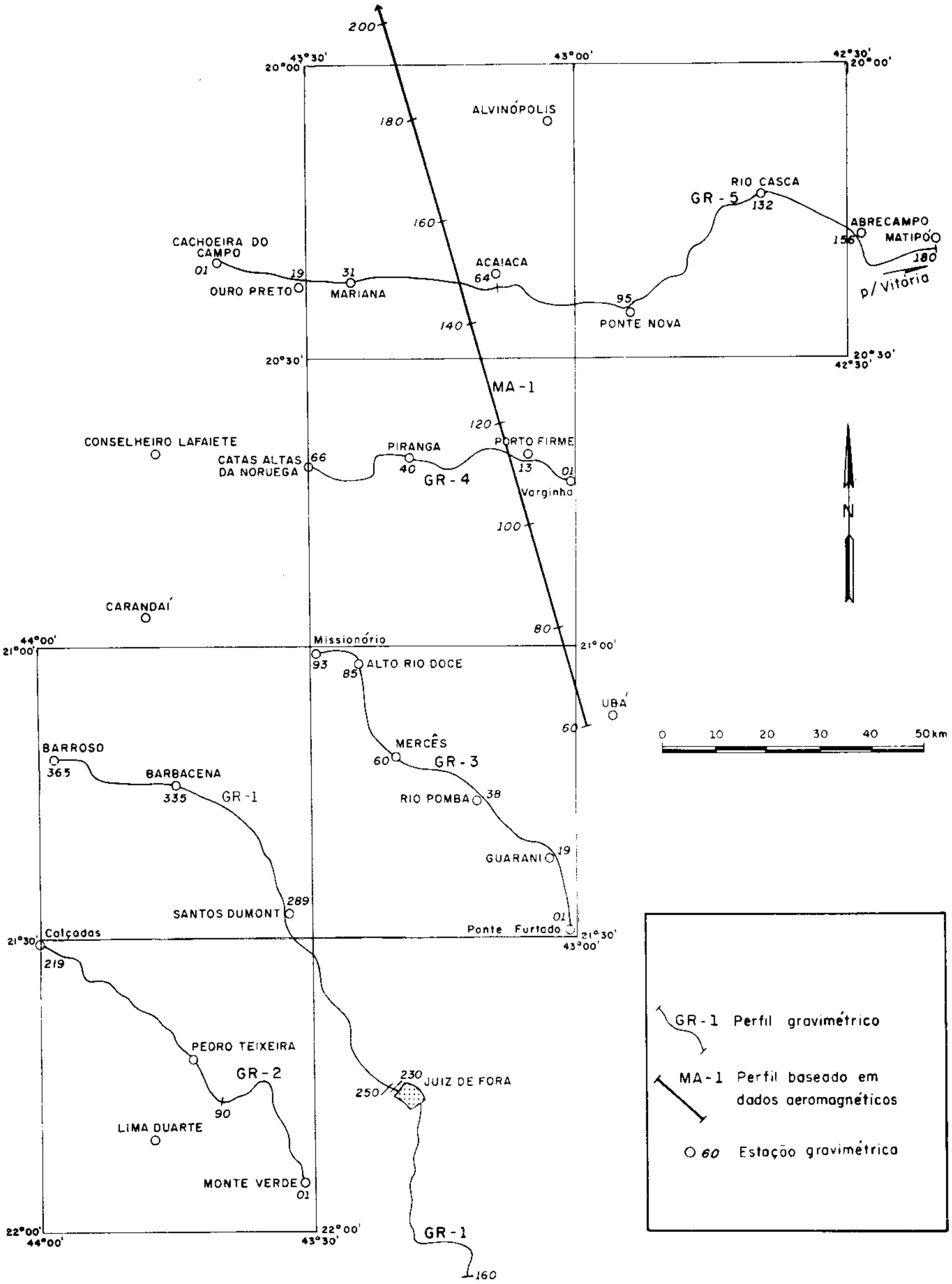


Figura II.5.1 – Localização dos perfis geofísicos

vo/Missionário e Monte Verde/Calçadas.

O levantamento e o processamento dos dados foram feitos pelo Observatório Nacional, dentro do Convênio CPRM-CNPq-ON. A topografia dos perfis foi determinada por nivelamento trigonométrico, ao longo de estações demarcadas a cada quilômetro, com auxílio de distanciômetro. A exceção no intervalo das estações ficou por conta do perfil Monte Verde/Calçadas, com 500m de espaçamento. A aquisição dos dados se efetuou com um gravímetro Lacoste & Romberg (geodésico).

Os valores Bouguer foram calculados de conformidade com a fórmula abaixo:

Vb = AB + g – g", onde:
(AB) correção de ar livre e correção Bouguer,
(g) gravidade medida,
(g") gravidade teórica.

Por motivos de exigüidade de tempo, considerando o fato de a correção de terreno envolver procedimentos extremamente demorados e de a gravimetria ter sido levantada para fins de interpretação regional, não se aplicou essa correção.

Para a obtenção de subsídios à tectônica, utilizou-se também o *Mapa Bouguer Provisório do Brasil-SE* (Haralyi, 1985, inédito). O mapa foi confeccionado na escala 1:2.500.000, com intervalo de contorno de 5mgal, e uma densidade média de uma amostra por 500km^2. Nas áreas de densidade menor, as curvas de contorno foram inferidas, sendo apresentadas de forma tracejada.

Para suporte da interpretação quantitativa gravimétrica, determinaram-se densidades de amostras coletadas de diversos litótipos da área. Tais amostras apresentaram as seguintes densidades (g/cm^3):

– quartzitos	2,65
– gnaisse	
anfibolognaisse	2,70
biotita-gnaisse	2,65
– charnoquitos	2,70
– migmatitos	2,78
– anfibolitos	3,10
– calcissilicáticas	3,25
– micaxistos (Dom Silvério)	2,72
– enderbitos	2,88

5.3 O contexto geofísico regional

5.3.1 Gravimetria

O estudo do comportamento gravimétrico, através do *Mapa Bouguer Provisório do Brasil-SE* (Haralyi, 1985, inédito) e dos cinco perfis de gravimetria (figura II.5.1) utilizados para o modelamento da compartimentação tectônica mostrou um quadro de grandes estruturas regionais e blocos tectônicos vinculados aos complexos litológicos da região, com assinaturas gravimétricas próprias.

Os gradientes elevados observados nas regiões leste e sudoeste (figuras II.5.2 e II.5.3) definem duas grandes descontinuidades na crosta, definidas por Haralyi et al. (1985) como feições lineares contendo anomalias do tipo 1. A descontinuidade da região leste (Abre Campo) separa o bloco Brasília do bloco Vitória, e a do sudoeste (Alterosa) define o limite entre o bloco Brasília e os blocos Paraná e São Paulo. Alguns altos gravimétricos correspondem às intrusões alcalinas de Serra Negra/Salitre e Catalão, ao gabro de Monte Carmelo e ao Quadrilátero Ferrífero.

A região das folhas Ponte Nova, Rio Espera, Barbacena e Lima Duarte se situa no limite sudeste do bloco Brasília, próximo à descontinuidade de Abre Campo.

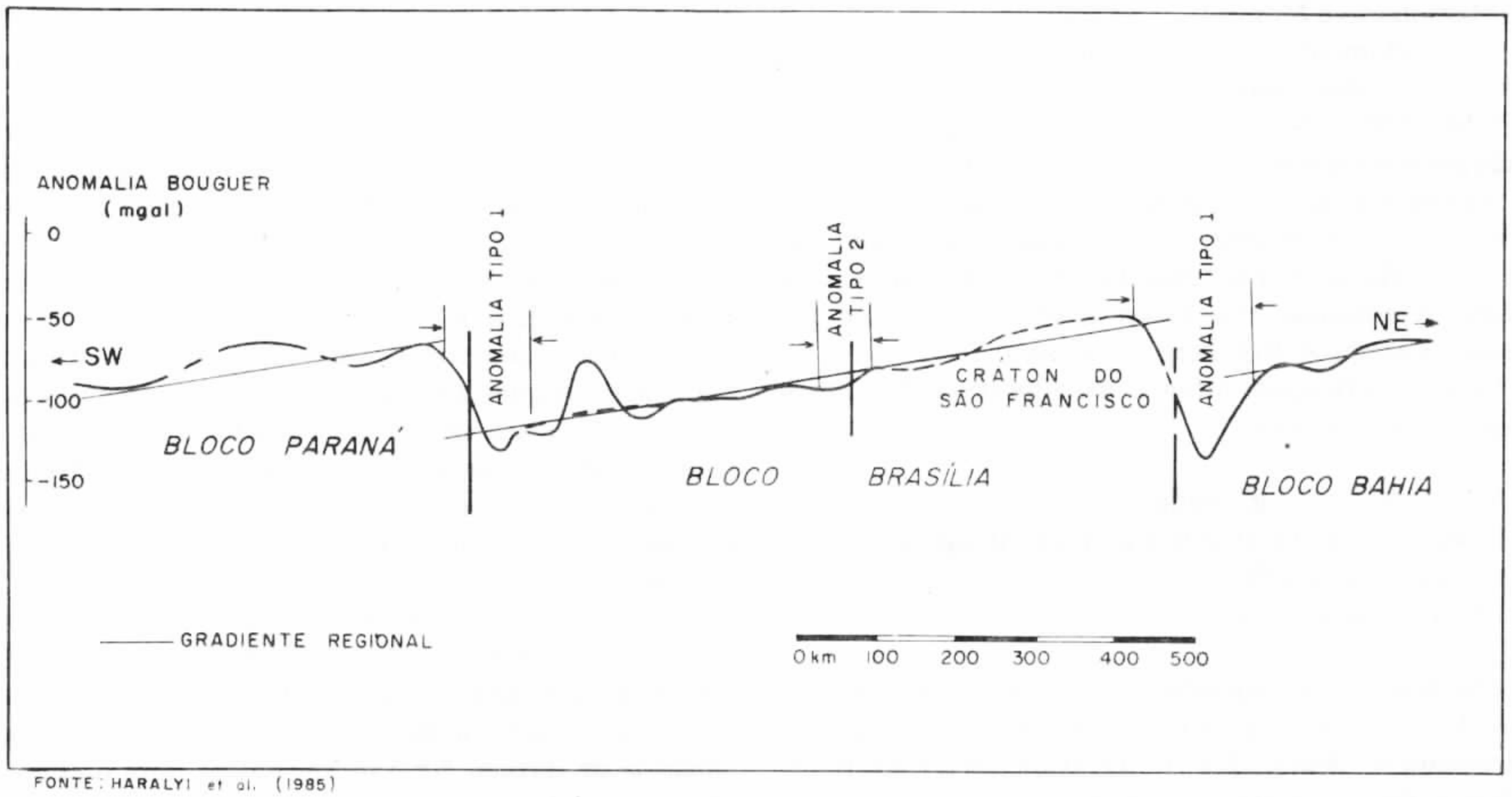
O *Mapa Bouguer Provisório do Brasil-SE* (Haralyi, 1985, inédito), apresentado na figura II.5.4, mostra feições gravimétricas expressivas: o extenso alto gravimétrico de Passa-Tempo, a noroeste de Barroso; o alto de Rio Novo, feição alongada de direção NE-SW, situado na faixa da descontinuidade de Abre Campo; o baixo regional de Coronel Fabriciano, que se estende para SSW, a partir da cidade de mesmo nome, penetrando na área das folhas contempladas, entre a descontinuidade de Abre Campo e o alto de Passa-Tempo, até ser truncado pelo alto de Aracitaba, alongado na direção noroeste, e que praticamente liga o alto de Rio Novo ao de Passa-Tempo; o alto do Quadrilátero Ferrífero, a oeste da folha Mariana; e o alto de Ouro Branco, que se estende do alto de Passa-Tempo para nordeste. Por insuficiência de dados, a área a oeste das folhas Barbacena e Lima Duarte não está contornada.

O mapa Bouguer mostra, também, várias feições lineares de direção NNE-SSW. Um sistema de feições menos expressivas trunca e desloca os lineamentos principais, representantes das descontinuidades crustais, que delimitam o bloco Brasília. Apresenta ainda lineamentos orientados segundo WNW e ENE. Um lineamento E-W atravessa praticamente todo o estado na sua parte central.

A leste do meridiano de 41°, o mapa apresenta um forte gradiente, orientado segundo NNE, ascendente na direção da faixa costeira, indicando um provável adelgaçamento da crosta. Já a sudoeste da descontinuidade de Alterosa, o comportamento é bem diferente, mostrando feições de pequena amplitude, com alternância de altos e baixos gravimétricos.

Na parte central e oeste de Minas Gerais, o mapa mostra duas feições lineares que atravessam o estado de SSW para NNE, podendo representar descontinuidades da crosta, passíveis de estarem balizando o limite oeste da parte sul da província geotectônica São Francisco. Esses lineamentos formam, em conjunto com a descontinuidade de Alterosa, uma feição em forma de V. Por sua vez, o prosseguimento da descontinuidade de Alterosa para sudeste também forma, com o da de Abre Campo para sudoeste, uma outra feição em V, cuja projeção do vértice coincidiria apro-

ESTRUTURAÇÃO CRUSTAL DO ESTADO DE MINAS GERAIS



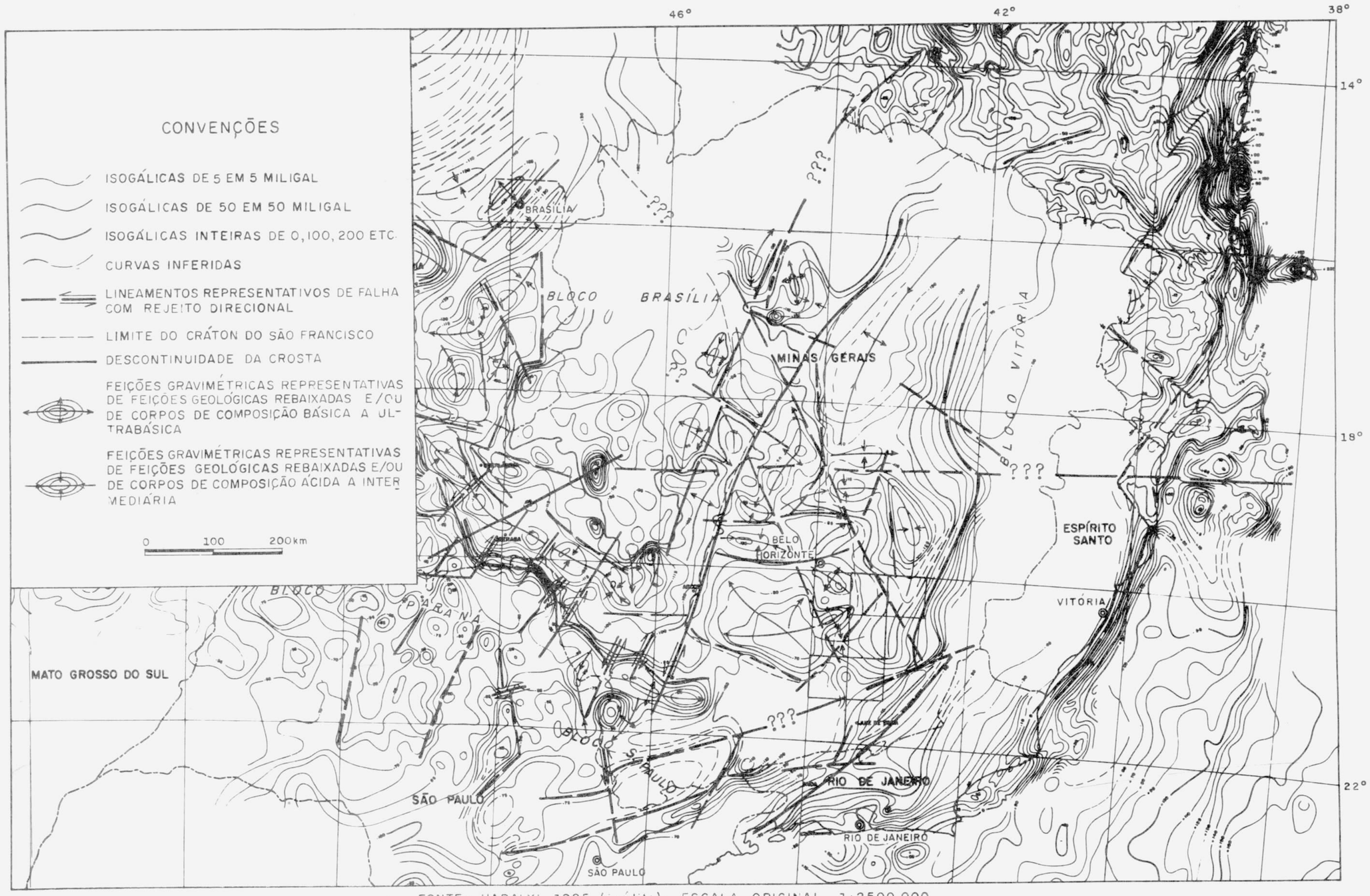
FONTE : HARALYI et al. (1985)

Figura II.5.2 – Perfil da anomalia Bouguer.

ESTRUTURAÇÃO CRUSTAL DO ESTADO DE MINAS GERAIS

FONTE : HARALYI et al. (1985)

Figura II.5.3 – Interpretação gravimétrica



FONTE: HARALYI, 1985 (inédito); ESCALA ORIGINAL 1:2500.000

Figura II.5.4 – Interpretação gravimétrtica sobre parte do Mapa Bouguer Provisório do Brasil (Haralyi, 1985, inédito).

ximadamente com a região de Volta Redonda. O conjunto dessas feições mostra uma estruturação em forma de W.

A província geotectônica São Francisco parece ser limitada, nas partes leste e oeste, por lineamentos de direção NNE e NNW, respectivamente, e na parte sul por um lineamento WNW. Contíguos a esses lineamentos, margeando a província, ocorrem baixos gravimétricos que podem indicar espessamentos da crosta. Tais baixos são feições pré-brasilianas que condicionaram a tectônica brasiliana, como será visto à frente.

A porção desta província situada em Minas Gerais é representada, em sua maior parte, por feições de alto gravimétrico (Passa-Tempo, Ouro Branco e Quadrilátero Ferrífero, principalmente), indicando tratar-se possivelmente de uma porção elevada da crosta, dentro de uma outra, que é rebaixada (bloco Brasília).

Grosso modo, pode-se correlacionar o alto de Rio Novo ao cinturão granulítico; o alto do Quadrilátero Ferrífero ao supergrupo Rio das Velhas; o alto de Ouro Branco ao complexo Santo Antônio de Pirapetinga; e o baixo de Coronel Fabriciano ao complexo Mantiqueira. Quanto ao alto de Aracitaba, aparentemente não se relaciona a nenhuma feição geológica conhecida; provavelmente, reflete estruturas primitivas da crosta.

O perfil **Cachoeira do Campo/Matipó** (GR-5, figura II.5.1) atravessa as folhas Mariana e Ponte Nova e seu modelamento (figura II.5.5) indicou três descontinuidades. A primeira, entre as estações 41 e 50, definida por um gradiente elevado descendente para leste, com amplitude de 25mgal, situa-se próximo à cidade de Cachoeira do Brumado. A segunda está localizada em torno da estação 71. A terceira corresponde a um forte gradiente ascendente para leste, a partir da estação 131, com uma amplitude em torno de 40mgal.

O trecho do perfil entre as estações 7 e 40 mostra um alto gravimétrico, que a princípio pensou-se ser devido às concentrações de minério de ferro presentes no supergrupo Minas. Na interpretação inicial desse trecho, o modelo adotado para esse supergrupo (corpo 2; densidade 2,90g/cm^3) não foi suficiente para ajustar o perfil calculado ao alto de 25mgal. A gravimetria, portanto, levantou a hipótese (corroborada pela aeromagnetometria – figura II.1.11) da existência de um corpo de grandes dimensões em profundidade, que contribui para provocar o expressivo alto. O modelamento posterior conseguiu ajustar, nesse trecho, o perfil calculado ao de dados de campo, pela adoção do modelo do corpo 5, com densidade estimada de 2,80g/cm^3.

Havia a expectativa de que o perfil Bouguer indicasse alguma continuação das rochas supracrustais do Quadrilátero Ferrífero, contendo acumulações de minério de ferro, para leste e em profundidade, o que parece não acontecer. O mapa magnetométrico também não indica a presença de corpos altamente magnéticos nessa área.

As duas primeiras descontinuidades marcam os limites oeste (estação 41) e leste (estação 71) de um baixo gravimétrico que tem relação com a seqüência de ortognaisses e xistos do rio Gualaxo, modelada segundo o corpo 6, com densidade de 2,67g/cm^3.

Em torno da estação 71, próximo a Acaiaca, o modela-

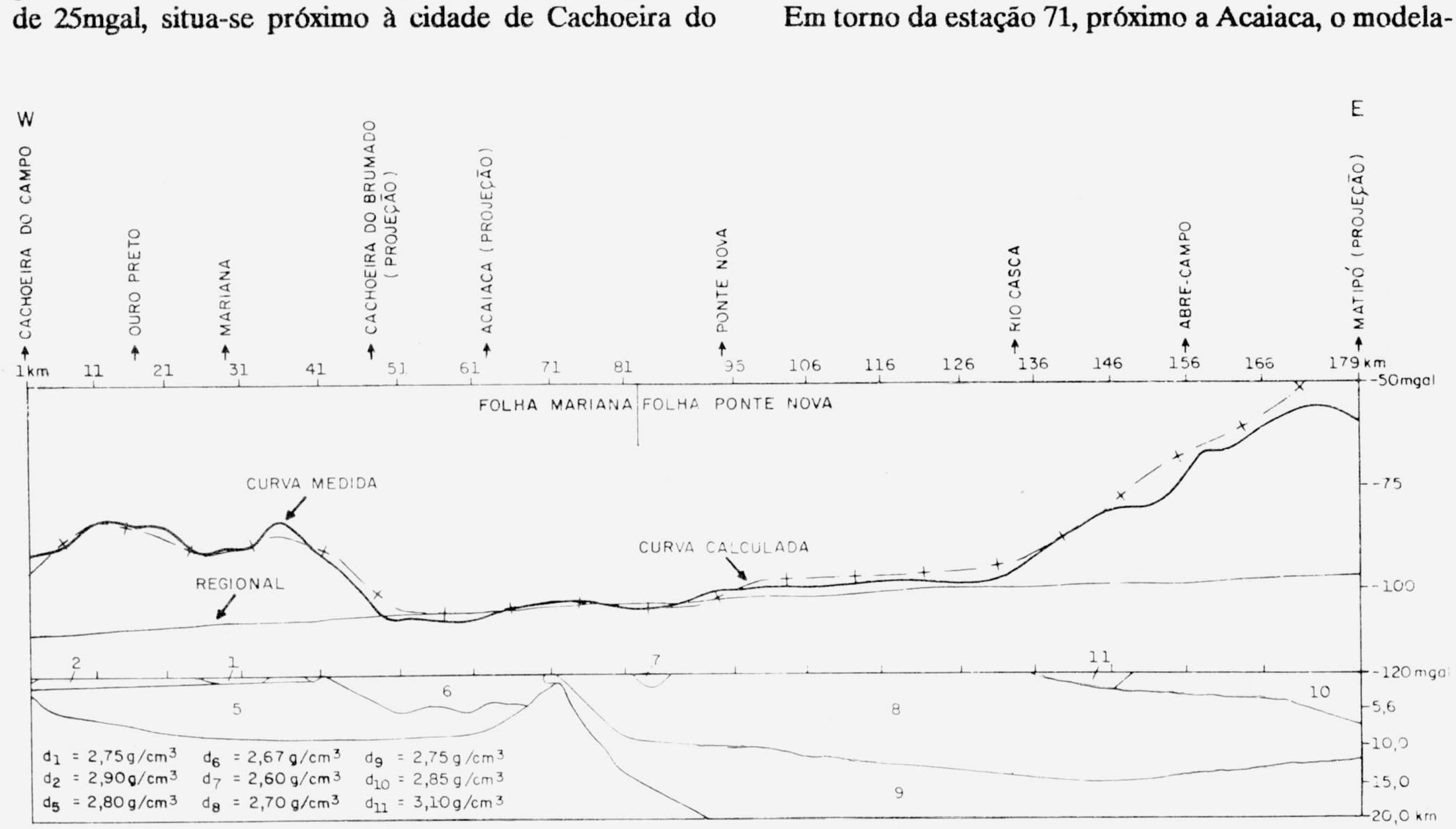


Figura II.5.5 – Perfil gravimétrico GR-5 entre Cachoeira do Campo e Matipó (figura II.5.1).

mento da descontinuidade ali situada, considerando o afloramento de rochas da crosta inferior – constituída de metatexitos, anfibolitos e granulitos retrometamorfizados do Complexo Acaiaca – introduziu o corpo 9, com densidade 2,75g/cm^3.

Próximo ao limite da folha Mariana, na estação 83, existe no perfil um baixo gravimétrico de pequena amplitude, que tem correspondência com as supracrustais aflorantes do grupo Dom Silvério (corpo 7; densidade 2,60g/cm^3). Esse baixo ocorre no trecho do perfil com gradiente suave e ascendente para leste, que vai da estação 71 até a 135, com predominância, em superfície, dos gnaisses do complexo Mantiqueira (corpo 8; densidade 2,70g/cm^3). O modelamento indicou que a seqüência de ortognaisses e xistos do rio Gualaxo e os gnaisses do complexo Mantiqueira têm comportamento similar, isto é, densidades próximas.

A leste da estação 131, o gradiente do perfil eleva-se bastante, tendo correlação com a descontinuidade de Abre Campo. As feições estruturais presentes na faixa móvel (complexo Juiz de Fora) mostram mergulhos para leste, decorrentes do cavalgamento do cinturão granulítico do complexo Juiz de Fora (corpo 10; densidade 2,85g/cm^3) sobre os terrenos ortognáissicos do complexo Mantiqueira (corpo 8; densidade 2,70g/cm^3), a oeste. Existe ainda um alto Bouguer entre Rio Casca (estação 132) e a estação 150, que tem correspondência com rochas básicas ocorrentes nessa região (corpo 11).

O ajuste do perfil calculado, a partir dos modelos concebidos, ao perfil obtido no campo, na região da faixa móvel, só foi possível quando se consideraram baixos ângulos de mergulho (menores que 20°) para as feições estruturais dos granulitos.

As evidências acima indicadas, juntamente com a ocorrência de rochas retrometamorfizadas (crosta intermediária/anatexitos, anfibolitos e granulitos) em torno da estação 71, possibilitaram o modelamento indicado na figura II.5.5, o qual pode ser comparado com o modelo de colisão de blocos, com obducção, proposto por Davino (1979), Lesquier et al. (1981) e Haralyi & Hasui (1981).

O perfil **Varginha/Catas Altas da Noruega** (GR-4, figura II.5.1) atravessa a folha Rio Espera. No perfil Bouguer (figura II.5.6), entre as estações 66 e 2. existe um elevado gradiente descendente para leste, apresentando no final uma inversão de gradiente. O modelamento do perfil mostra um corpo denso em profundidade (corpo 4; densidade 2,85g/cm^3) que parece ter correspondência com os metaultrabasitos do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Na mesma região, atravessando esses afloramentos, passa o extenso lineamento magnético L_1, de direção NE (figura II.5.10). Coincidente com esse alto gravimétrico, existe uma anomalia magnética, orientada segundo a direção do lineamento.

Entre as estações 32 e 0, o perfil mostra um baixo gravimétrico, com 10mgal de amplitude, e o flanco leste sugerindo um gradiente crescente na direção de Varginha. Esse baixo está relacionado aos ortognaisses do complexo Mantiqueira, modelados segundo o corpo 1 (densidade 2,70g/cm^3).

As rochas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga, ocorrentes entre as estações 62 e 50, foram modeladas pelo corpo 3, com densidade 2,70g/cm^3.

O corpo 5 (densidade 2,97g/cm^3) está relacionado a rochas do supergrupo Rio das Velhas. A densidade elevada – possivelmente devido a acumulações de ferro – provoca os altos entre as estações 40 e 30.

Os gradientes elevados nos flancos do baixo próximo a Varginha indicam descontinuidades crustais. A primeira, em torno da estação 32, pode ter correlação com a descontinuidade que passa próximo à cidade de Cachoeira do Brumado (perfil Cachoeira do Campo/Matipó). A segunda, próximo a Varginha, aparece indefinida devido à interrupção do perfil, mas aparentemente existe uma tendência de alto, sendo possível que a leste aflorem os anatexitos, anfibolitos e granulitos retrometamorfizados do complexo Acaiaca. Como o perfil não tem continuação para leste, a correlação com o perfil Cachoeira do Campo/Matipó resultou parcialmente prejudicada.

Os corpos 6, concebidos entre as estações 40 e 50, e em torno das estações 32 e 38, correspondem a rochas do supergrupo Rio das Velhas. A densidade encontrada (2,75g/cm^3) parece indicar a inexistência de acumulações de ferro.

O perfil Ponte Furtado/Missionário (GR-3, figura II.5.1) atravessa a folha Rio Pomba de um extremo a outro. Apresenta um grande baixo gravimétrico, entre as estações 82 e 33, com elevado gradiente nos flancos, sugerindo descontinuidades crustais (figura II.5.7).

O corpo 1, com densidade 2,70g/cm^3 (figura II.5.7), que corresponde aos ortognaisses do complexo Mantiqueira, é o modelo causador do baixo gravimétrico.

O modelamento do flanco noroeste indicou uma descontinuidade – que pode ter relação com a que passa próximo a Acaiaca, presente no perfil Cachoeira do Campo/Matipó – modelada segundo a concepção do corpo 2, correspondente a rochas retrometamorfizadas do complexo Juiz de Fora. Em torno da estação 60, parece haver uma falha vertical nesse conjunto de rochas, na sua porção mais profunda.

O modelamento do flanco sudeste resultou na estrutura complexa de baixo ângulo, que indica um cavalgamento da seqüência de alto grau do complexo Juiz de Fora, representada pelo corpo 3 (densidade 2,82g/cm^3), sobre os gnaisses do complexo Mantiqueira (corpo 1; densidade 2,70g/cm^3) e sobre as rochas da crosta intermediária, concebidas na forma do corpo 2 (densidade 2,80g/cm^3), confirmando a estruturação do complexo Juiz de Fora adotada no modelamento dos perfis anteriores.

O trecho do perfil **Rio de Janeiro/Barroso** (GR-1, figura II.5.1) utilizado no modelamento, tem início a cerca de 40km a sudeste de Juiz de Fora, indo até Barroso, próximo ao limite ocidental da folha Barbacena, apresentando um salto na numeração entre as estações 230 e 255. Esse perfil Bouguer também mostra um gradiente regional suave

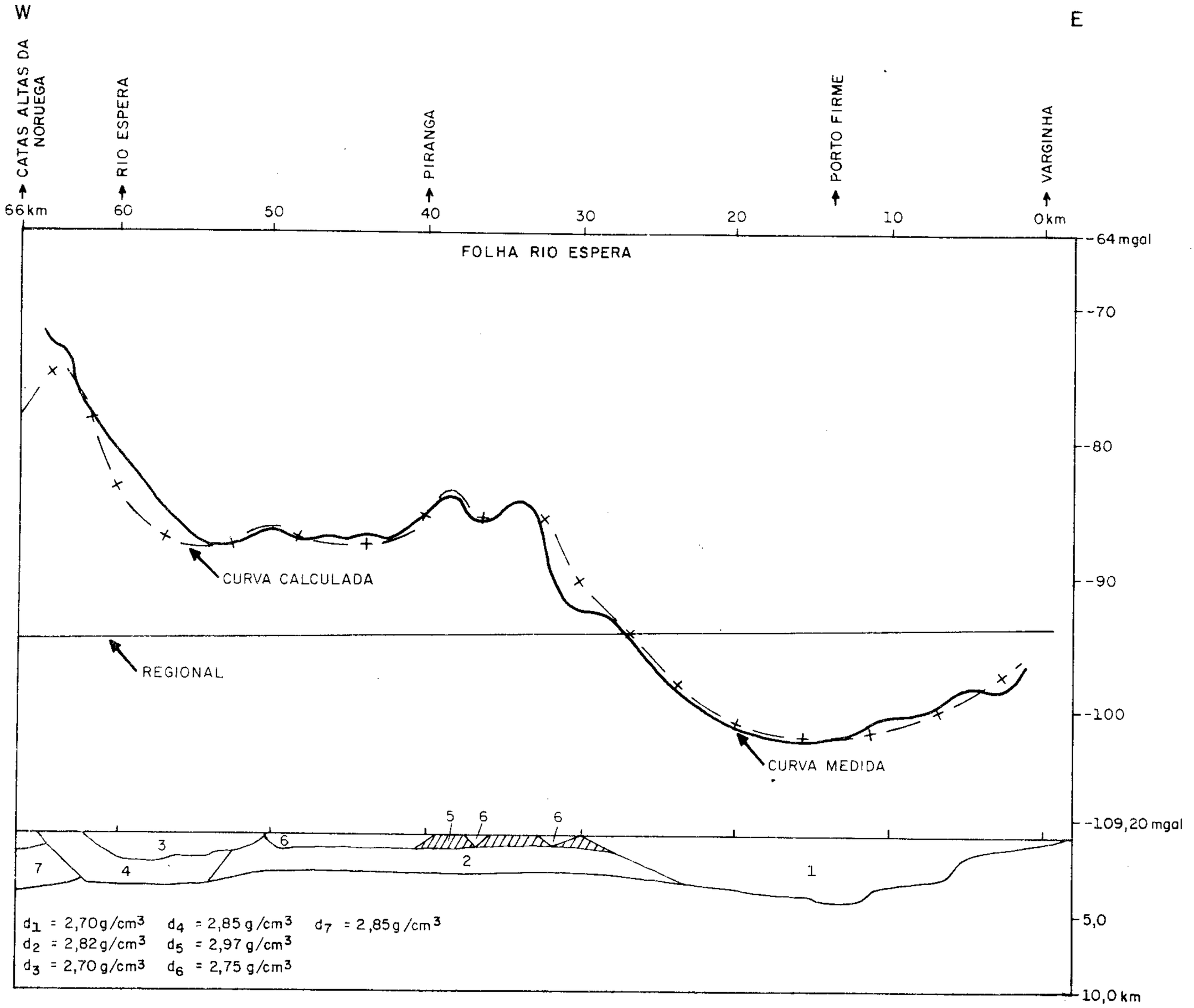


Figura II.5.6 – Perfil gravimétrico GR4 entre Catas Altas da Noruega e Varginha (figura II.5.1).

descendente para noroeste, com uma discreta inversão no extremo final do perfil, próximo a Barroso (figura II.5.8).

O afloramento de rochas da crosta intermediária (anatexitos, anfibolitos e granulitos retrometamorfizados), segundo estrutura de baixo ângulo, em torno da estação 320, motivou a concepção do corpo 4 (densidade 2,80g/cm^3). O corpo se estende para SE, sendo truncado, também segundo uma estrutura de baixo ângulo, pelo cinturão granulítico (corpo 5; densidade 2,82g/cm^3), responsável pelo alto gravimétrico existente entre as estações 275 e 180. A adoção dessa estruturação exigiu a introdução do corpo 2 (densidade 2,78g/cm^3) para o ajuste do perfil calculado ao perfil medido no campo.

A inversão do gradiente, com início pouco antes de Barroso, forma um baixo de pequena amplitude, ajustada pelo corpo 1 (densidade 2,68g/cm^3), correspondente a granitóides.

Um outro baixo, de menor amplitude, entre as estações 315 e 265, corresponde aos gnaisses do complexo Mantiqueira, modelados conforme o corpo 3 (densidade 2,70g/cm^3).

Alguns baixos de pequena amplitude, entre as estações 265 e 166, representam granitóides presentes na área (corpos 6 e 7), ambos com densidade 2,72g/cm^3.

A análise do mapa Bouguer e a correlação do comportamento desse perfil, referente à inversão do gradiente próximo a Barroso, com o perfil Cachoeira do Campo/Matipó sugere que o extremo-noroeste do perfil se encontra na província geotectônica São Francisco.

A pequena amplitude dos baixos gravimétricos, contíguos às descontinuidades modeladas, indica que a crosta siálica, nessa região, é menos espessa. A base da crosta intermediária (corpo 4), determinada no modelamento com uma profundidade de até 13km, reforça a evidência de um pronunciado adelgaçamento da crosta.

O cinturão granulítico (corpo 5) foi ajustado com estrutura de baixo ângulo no cavalgamento, considerando a base do modelo da figura II.5.5 situada a 35km de profundidade.

O perfil **Monte Verde/Calçadas** (GR-2, figura II.5.1) atravessa a folha Lima Duarte na direção SE-NW. Mostra

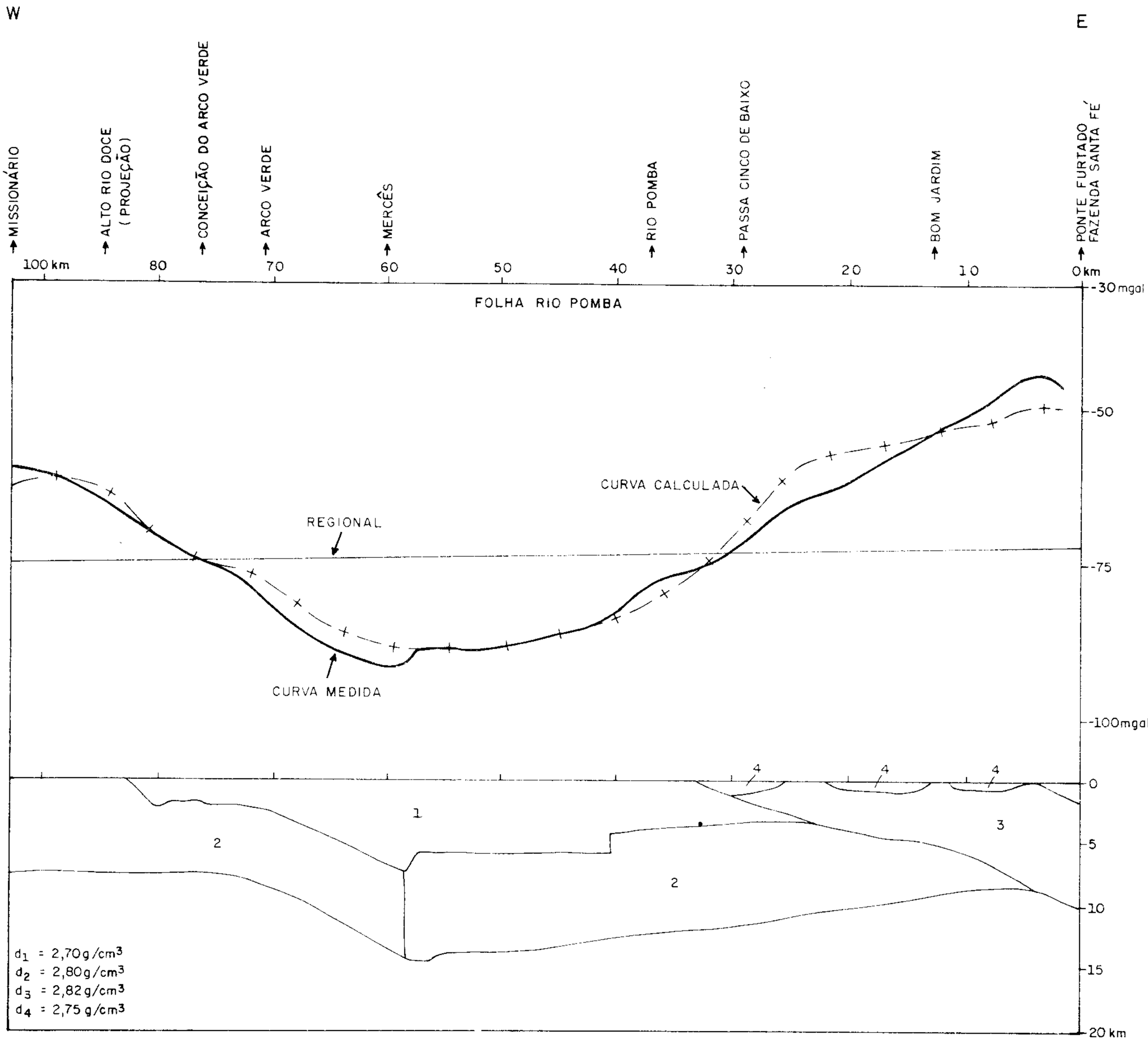


Figura II.5.7 – Perfil gravimétrico GR-3 entre Missionário e Ponte Furtado (Figura II.5.1).

um gradiente extremamente suave, decrescente para noroeste, com os valores Bouguer variando apenas entre -60 e -70mgal (figura II.5.9).

No trecho entre as estações 219 e 119, o comportamento do perfil é mais estável, com poucas inversões, enquanto entre as estações 119 e 25 é perturbado por sucessivos altos e baixos, de pequena amplitude e comprimento de onda de menor expressão, associados a uma feição de alto regional.

Esse alto Bouguer pode ser relacionado aos granulitos da faixa móvel, modelados segundo o corpo 7 (densidade 2,81g/cm^3), podendo os baixos associados ao alto regional ser correlacionados a granitóides presentes no cinturão granulítico (corpos 6 e 10, com densidades em torno de 2,75g/cm^3). O modelo dos granulitos indicou uma profundidade máxima, na base, de quase 10km, não-representativa de granulitos.

Entre as estações 219 e 185, existe um alto gravimétrico com uma ligeira depressão no centro. O alto provavelmente está relacionado aos granulitos básicos da suíte metamórfica São Bento dos Torres (corpo 1; densidade 2,80g/cm^3), cartografados no canto noroeste da folha Lima Duarte, enquanto o baixo é causado por granitóides (corpo 2; densidade 2,70g/cm^3) do complexo Mantiqueira. Os flancos sugerem descontinuidades crustais, como a situada próximo da estação 185.

Comportamento semelhante repete-se até a estação 119, com depressões associadas a altos gravimétricos, modeladas pelos corpos 3 (densidade 2,78g/cm^3), 4 (densidade 2,72g/cm^3) e 5 (densidade 2,71g/cm^3), resultando numa seqüência de rochas (corpo 3) que se projeta para

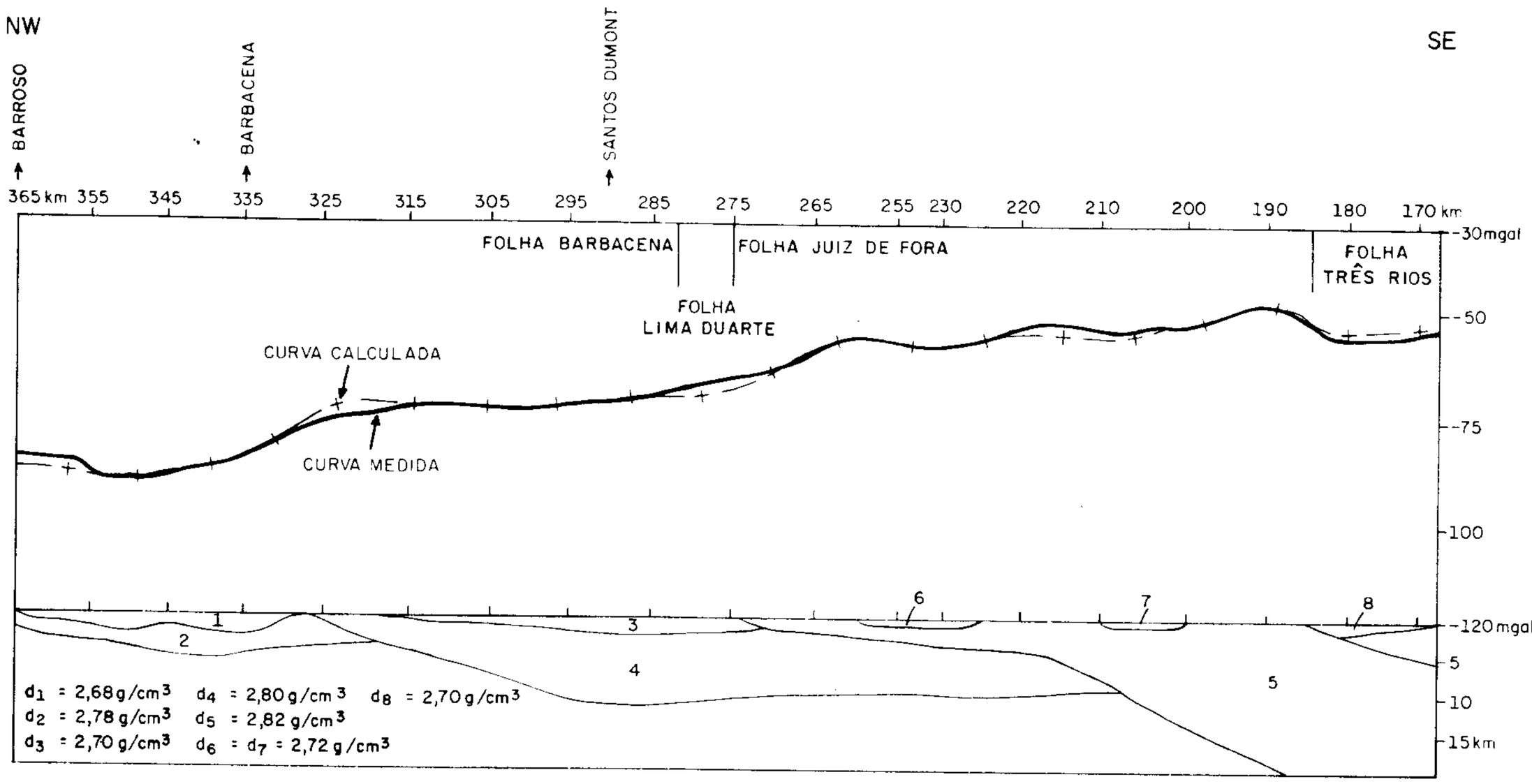


Figura II.5.8 – Perfil gravimétrico GR-1 de Barroso até 40km a SE de Juiz de Fora (figura II.5.1).

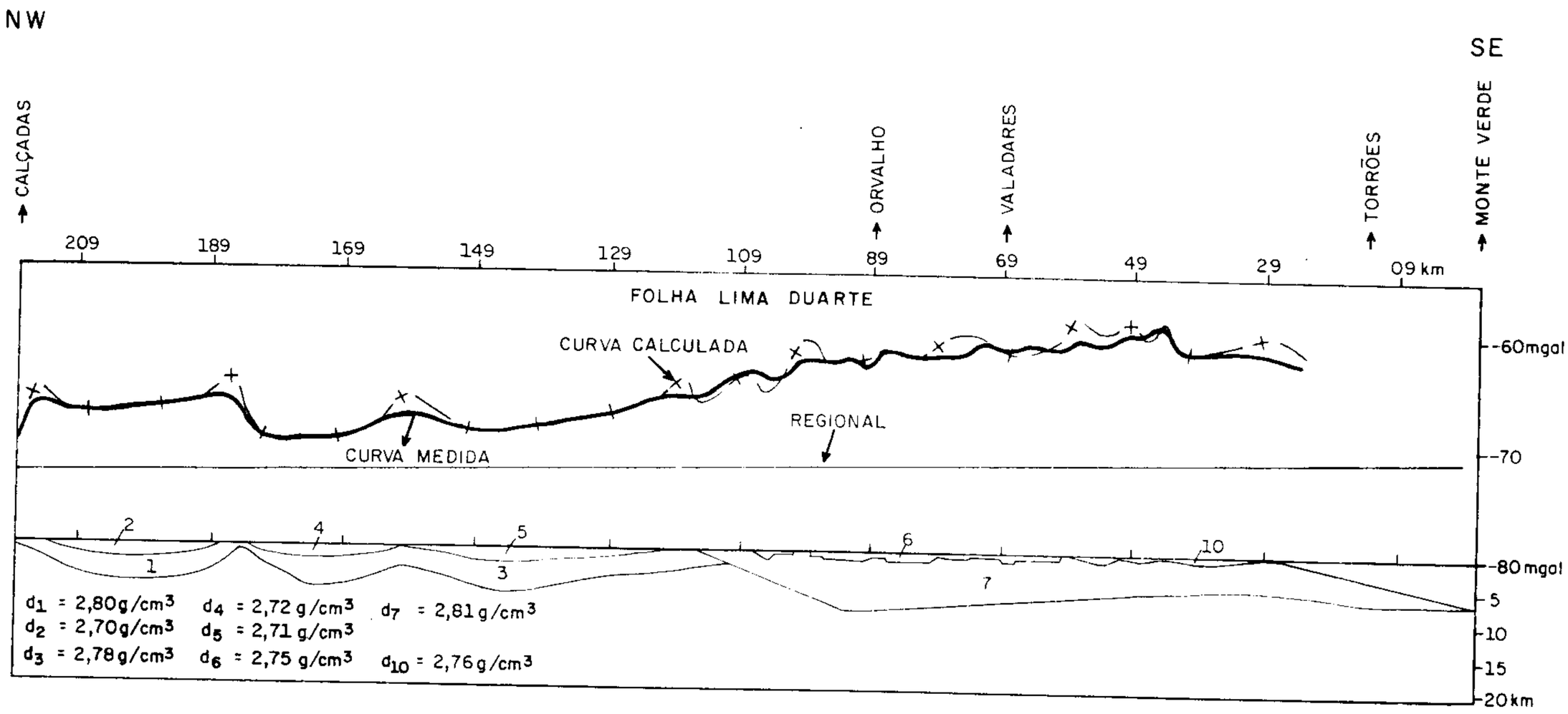


Figura II.5.9 – Perfil gravimétrico GR-2 entre Calçadas e Monte Verde (figura II.5.1)

sudeste e é truncada (subducção?), com o corpo representativo da faixa móvel (corpo 7; densidade 2,81g/cm^3). O corpo 3 foi considerado como de crosta intermediária, com a base, no ponto mais profundo, a 7,5km. Os corpos 2 e 5 podem ser relacionados aos gnaisses tonalíticos do complexo Mantiqueira. O corpo 4 está associado aos quartzitos do grupo Andrelândia.

Para o ajuste entre os perfis calculados e de campo, novamente necessitou-se adotar o cavalgamento da faixa móvel segundo estruturas de baixo ângulo, repetindo a estruturação adotada no modelamento do perfil Cachoeira do Campo/Matipó.

5.3.2 Aeromagnetometria

Com o objetivo de auxiliar a gravimetria e prestar apoio às definições das unidades tectônicas da região, foi efetuada uma interpretação qualitativa regional dos mapas de magnetometria, na escala 1:500.000. A figura II.5.10 apresenta essa interpretação.

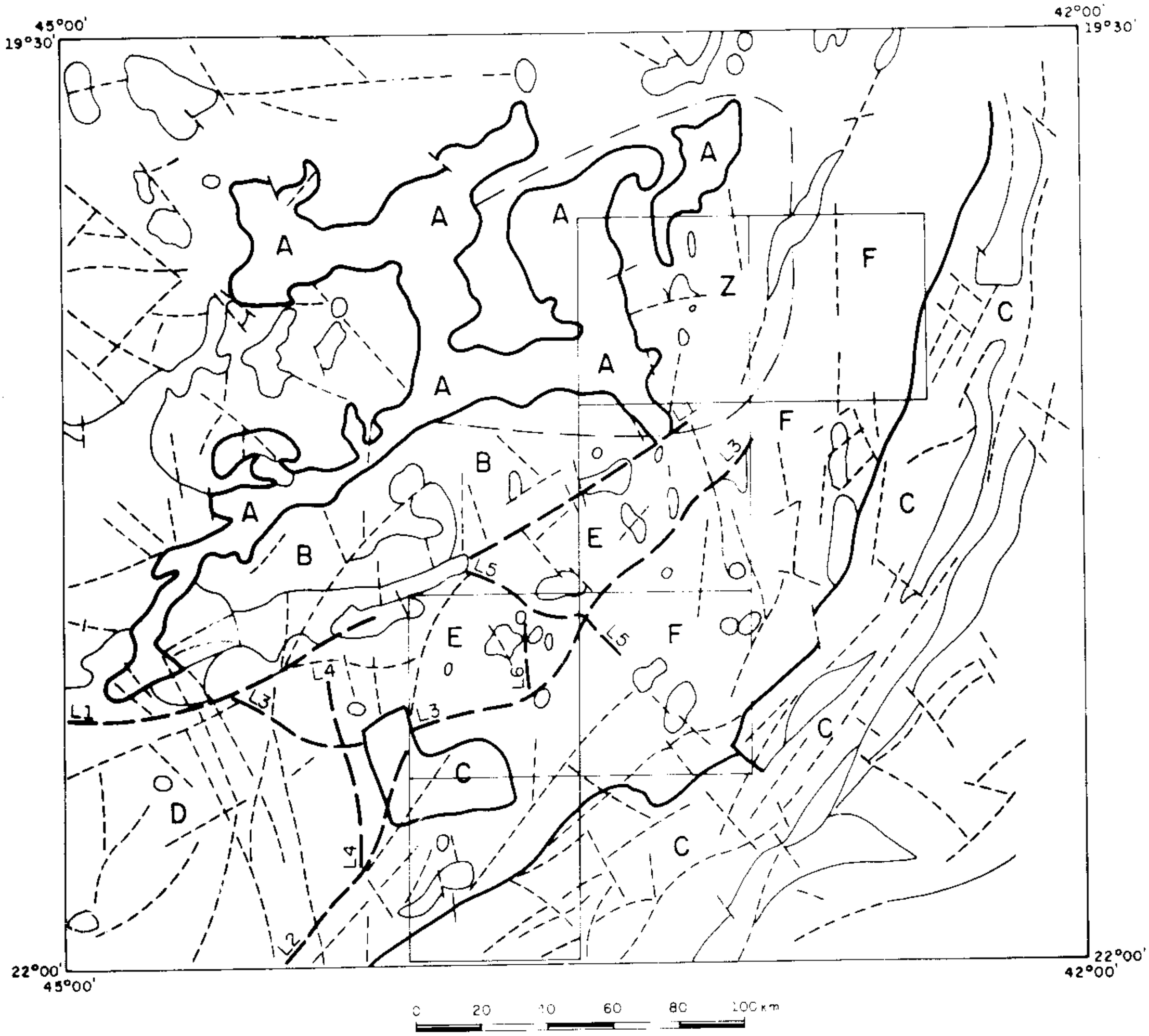


Figura II.5.10 – Mapa de interpretação magnetométrica regional.

Em termos de feições magnéticas, pode-se dividir o mapa magnetométrico em sete grandes unidades, considerando o relevo e a assinatura magnética.

A unidade A, coincidente com o Quadrilátero Ferrífero, engloba as seqüências supracrustais, mostrando as anomalias de maior amplitude na região (2.000nT), que refletem as acumulações de magnetita nas formações ferríferas.

Delimitada ao norte e noroeste pela unidade A, e a sudeste pelo lineamento L_1, a unidade B contém anomalias de pequeno comprimento de onda e amplitudes de 30 a 100nT, com

algumas anomalias isoladas de amplitude maior.

A unidade E, encaixada entre as unidades B, ao norte e F, ao sul, juntamente com a unidade B, delimitam aproximadamente as porções aflorantes do complexo Ressaquinha.

A unidade C corresponde à faixa móvel, que ocorre desde o quadrante sudeste da folha Ponte Nova até a porção sudeste da folha Lima Duarte. As anomalias são bastante alongadas, preferencialmente na direção nordeste, com amplitudes de 100 a 500nT, causadas pelas rochas charnoquíticas e anfibolitos do complexo Juiz de Fora.

Limitada ao norte pelo lineamento L_1 e a leste pelos lineamentos L_2 e L_4, a unidade D possui um gradiente magnético extremamente suave, com anomalias alongadas de 5 a 30nT, representando feições lineares.

Englobando, principalmente, os gnaisses do complexo Mantiqueira, a unidade F possui um gradiente bem suave, com anomalias isoladas de maior amplitude, associadas provavelmente a plútons alcalinos tardios (Divinésia, Ubari e Mercês, entre outros).

A unidade G tem correspondência com a ocorrência dos granulitos básicos da suíte metamórfica São Bento dos Torres.

As unidades A e B, contidas na província geotectônica São Francisco, são ambas limitadas ao sul pelo lineamento L1, que parece coincidir, em sua parte sudoeste, ao prolongamento da zona de cisalhamento Campo do Meio. A unidade C contém lineamentos bem-definidos segundo a direção NNE (canto nordeste do mapa) e ENE (na parte sul); no canto sudeste, passam a ter uma direção preferencial NW. A unidade D é caracterizada por vários lineamentos, orientados preferencialmente na direção NNW; em sua maior parte, estão truncados pelo lineamento magnético L1.

Deve-se ressaltar a existência de uma grande feição magnética planar (anomalia Z), de direção ENE, com comprimento de onda de 150km e amplitude de 300nT (figura II.5.10). Essa anomalia engloba o Quadrilátero Ferrífero e estende-se para leste da unidade A. Com o intuito de modelar tal anomalia, retirou-se dos mapas de contorno (não existem fitas magnéticas) o perfil MA-1 (figura II.5.1). O perfil obtido foi modelado pelo método da inversão, e o melhor ajuste coube a um corpo de forma tabular, subvertical, de direção geral ENE e largura de 60km, centrado na estação 170, cujo topo situa-se a uma profundidade de cerca de 18,6km, conforme indicado na figura II.5.11. A suscetibilidade magnética aparente, determinada para o modelo, foi de 3.500 x10-6 e.m.u.

Não se encontrou uma explicação plausível para a causa dessa anomalia, com a profundidade inferida. O seu modelamento diverge na profundidade do modelamento gravimétrico da área – perfil Cachoeira do Campo/Matipó (GR-5) –, o qual indicou um corpo a menor profundidade.

Segundo Corrado et al. (1979), essa anomalia, como algumas outras menos expressivas existentes no estado, deve estar relacionada à morfologia do limite inferior da crosta magnetizada. O mapa de contorno magnético, confeccionado a partir dos dados obtidos do satélite MAGSAT, conforme Haralyi et al. (1985), mostra uma extensa anomalia que cobre quase todo o estado de Minas Gerais (figura II.5.12), cujo mínimo corresponde à porção meridional da província geotectônica São Francisco (figura II.5.3), podendo estar relacionada à anomalia Z do Quadrilátero Ferrífero.

5.3.3 Síntese geofísica regional

Correlacionando a interpretação magnetométrica com o mapa Bouguer (figura II.5.13), percebe-se a semelhança de algumas feições. O alto gravimétrico do Quadrilátero Ferrífero coincide com a maior parte da unidade magnética A. O alto de Ouro Branco está relacionado a parte da unidade B. O limite oeste da unidade C segue aproximadamente a feição Bouguer linear definida como a descontinuidade de Abre Campo, com o respectivo alto gravimétrico sendo correlacionável à unidade magnética. O baixo gravimétrico de Coronel Fabriciano, que se estende de nordeste para sudoeste, entre os altos de Passa-Tempo e o alto de Rio Novo, coincide com a parte norte da unidade magnética F. O alto de Aracitaba está aproximadamente

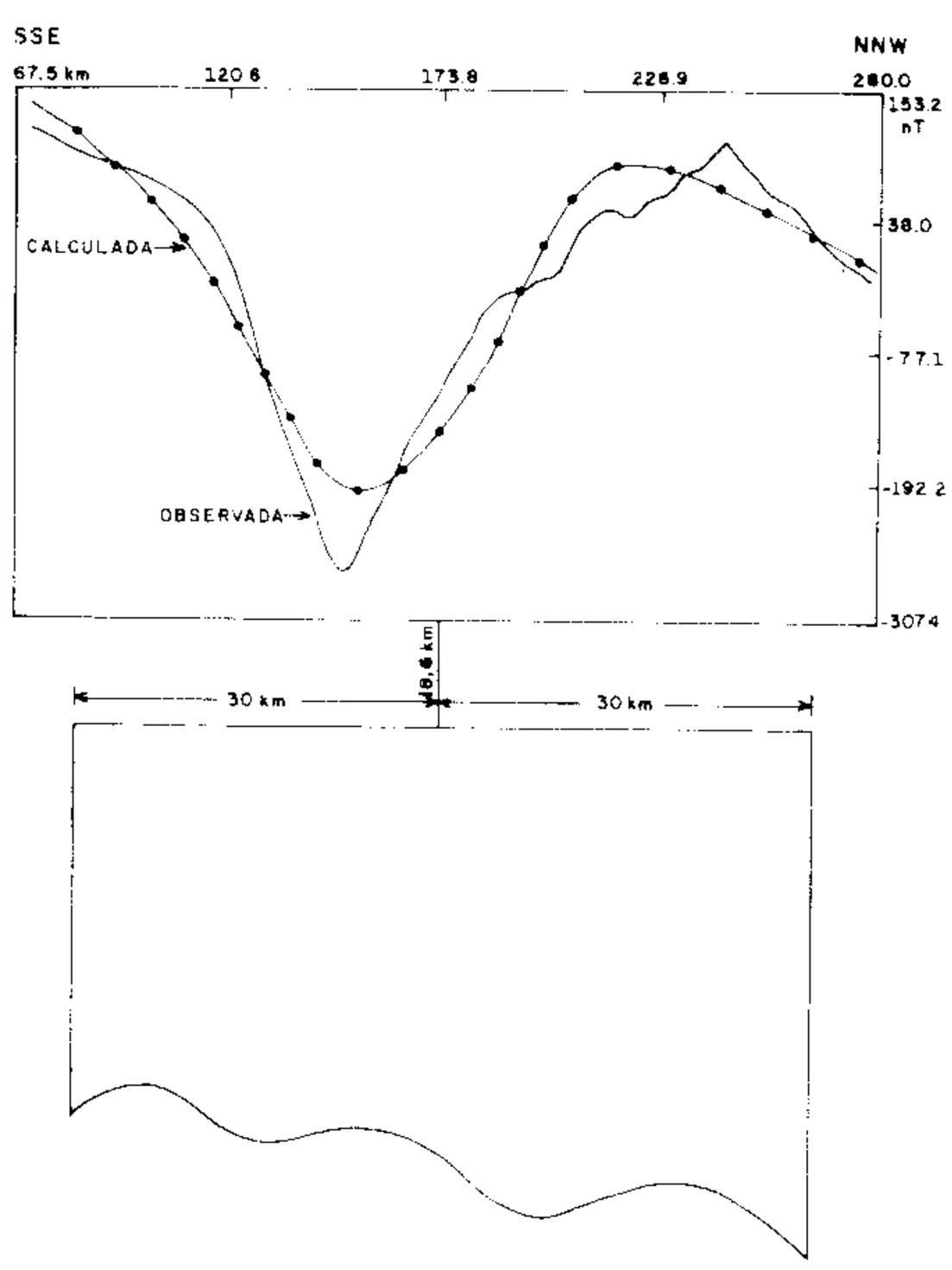


Figura II.5.11 Perfil magnetométrico MA-1 (figura II.5.1).

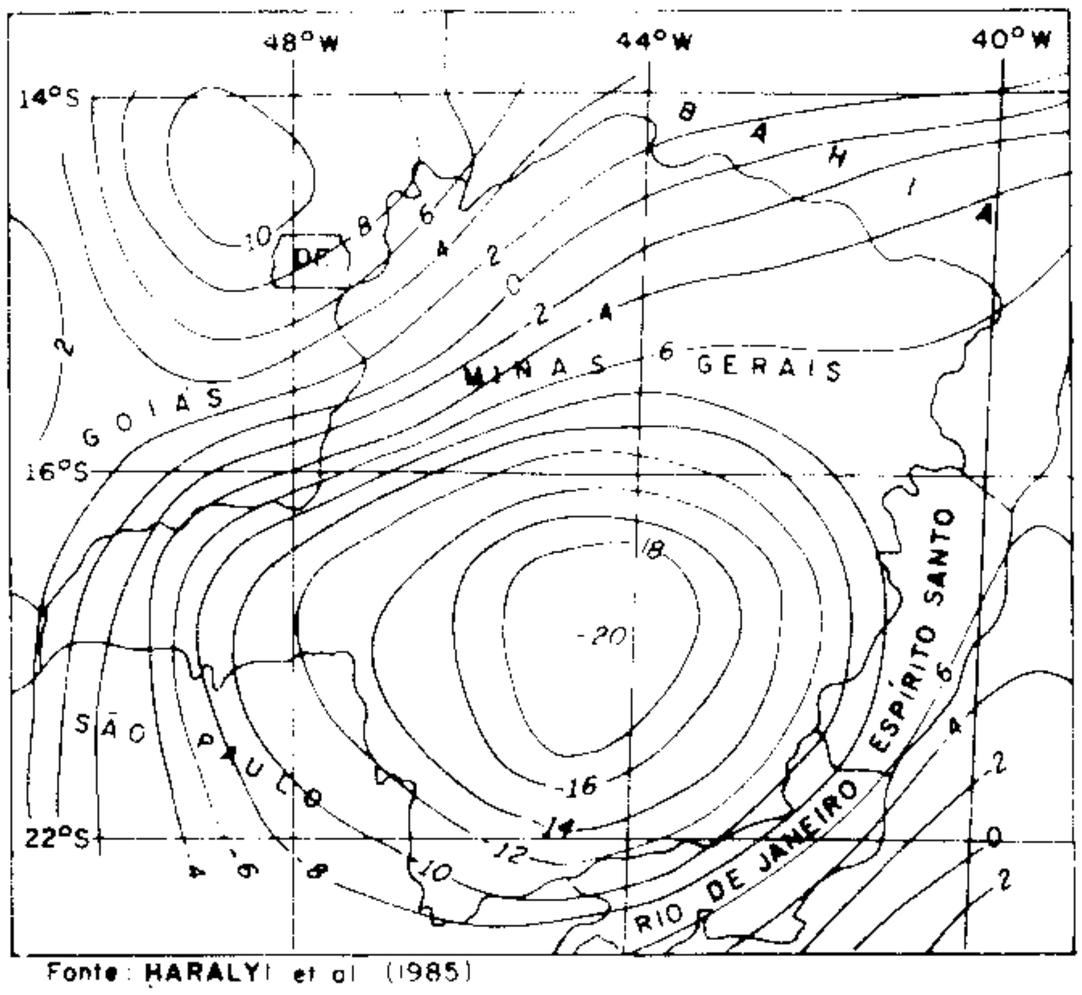


Figura II.2.12 – Mapa de contorno magnético (satélite MAGSAT).

delimitado, no seu extremo-noroeste, pela junção dos lineamentos magnéticos L_5 e L_6.

O forte gradiente magnético da anomalia Z mascara de forma expressiva as feições mais locais, impedindo uma delimitação mais precisa das unidades magnéticas nas folhas Mariana e Ponte Nova. A ausência de dados digitais do levantamento aerogeofísico impediu a aplicação de tratamento específico para realçar as feições de origem mais superficial.

Finalmente, com relação à divisão proposta dos domínios geotectônicos São Francisco e Mantiqueira, vale assinalar que o lineamento magnético L_3 acompanha, aproximadamente, a porção sul desse limite.

Verificou-se uma diferença singular ao se correlacionar o comportamento dos perfis gravimétricos entre si. Enquanto os mais ao norte (Cachoeira do Campo/Matipó e Rio Novo/ Missionário) apresentaram feições similares, com expressivos altos subseqüentes a gradientes elevados, os perfis mais ao sul (Rio de Janeiro/Barroso e Monte Verde/Calçadas) apresentaram comportamento distinto ao atingirem o cinturão granulítico (cerca de 40mgal e 30mgal, respectivamente). O de Rio de Janeiro/Barroso apresenta um gradiente mais suave ascendente para sudeste, no limite da faixa móvel, culminando num alto com uma amplitude em torno de 15mgal; o perfil Monte Verde/-Calçadas apresenta um gradiente mais suave ainda, com um alto de amplitude bem menor. Possivelmente, tal distinção de comportamento esteja ligada à existência do alto de Aracitaba (mapa Bouguer, figura II.5.4), que se estende a partir de Rio Novo e Juiz de Fora para NW, com direção normal à feição que representa a faixa móvel. O comportamento do perfil Monte Verde/Calçadas também permite inferir que o vazio referente à área a sudoeste das folhas, no mapa Bouguer, deve corresponder, pelo menos na parte oriental, a um baixo com valores não muito inferiores a -70mgal.

A título de ilustração, a figura II.5.14 apresenta o croqui do rebatimento dos perfis Bouguer sobre as suas linhas aproximadas, com o modelamento indicado abaixo destas.

5.4 Interpretação e correlação dos dados

5.4.1 Aeromagnetometria

O mapa magnetométrico desta folha (figura II.5.15) apresenta em geral um gradiente suave, contendo ainda a influência do gradiente da extensa anomalia regional situada na folha Mariana (ao norte). Possui um sistema de lineamentos magnéticos que a cortam em várias direções, com predominância da direção SW-NE.

A interpretação qualitativa desta folha permitiu o delineamento de unidades magnéticas que englobam anomalias de padrão similar. Representam, em conjunto com os lineamentos definidos, a análise qualitativo-magnética da folha. Fez-se uma interpretação preliminar com o objetivo de contribuir com subsídios para o mapeamento geológico. Posteriormente, procurou-se, em função da geologia já conhecida, a explicação, nem sempre possível, para as feições geofísicas presentes.

Unidade P

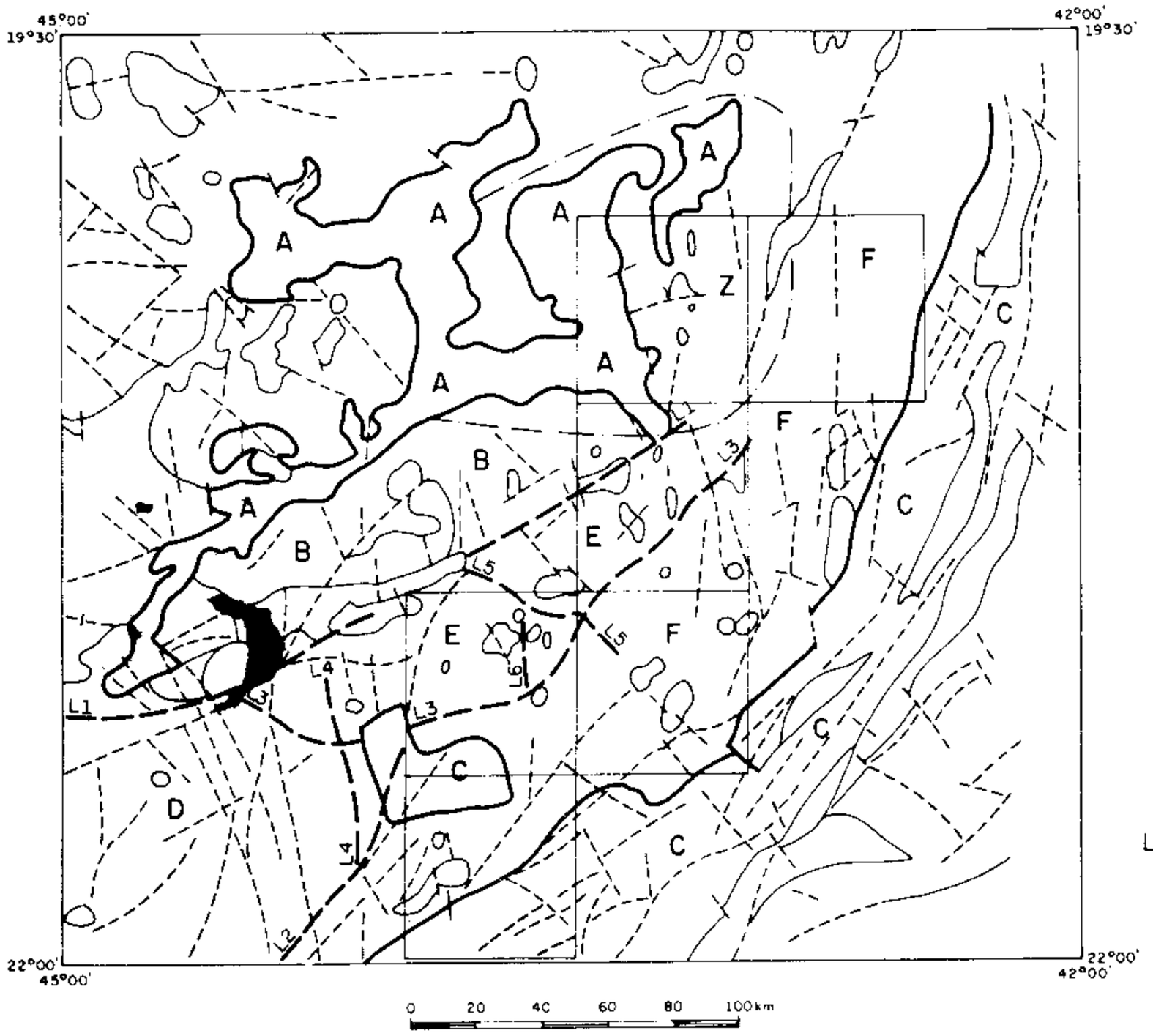
Com relevo acidentado, de anomalias de pequeno comprimento de onda e amplitude de até 300nT, corresponde às formações ferríferas do supergrupo Rio das Velhas, que têm o mesmo padrão magnético característico em todo o Quadrilátrero Ferrífero. Essa unidade é truncada, no lado sudeste, pelo lineamento magnético L_2, que vem desde São João del Rei, e que coincide com a ocorrência de diques básicos (anfibolitos diabasóides) do complexo Santo Antônio do Pirapetinga, de mesma direção (SW-NE), no centro do limite oeste da folha.

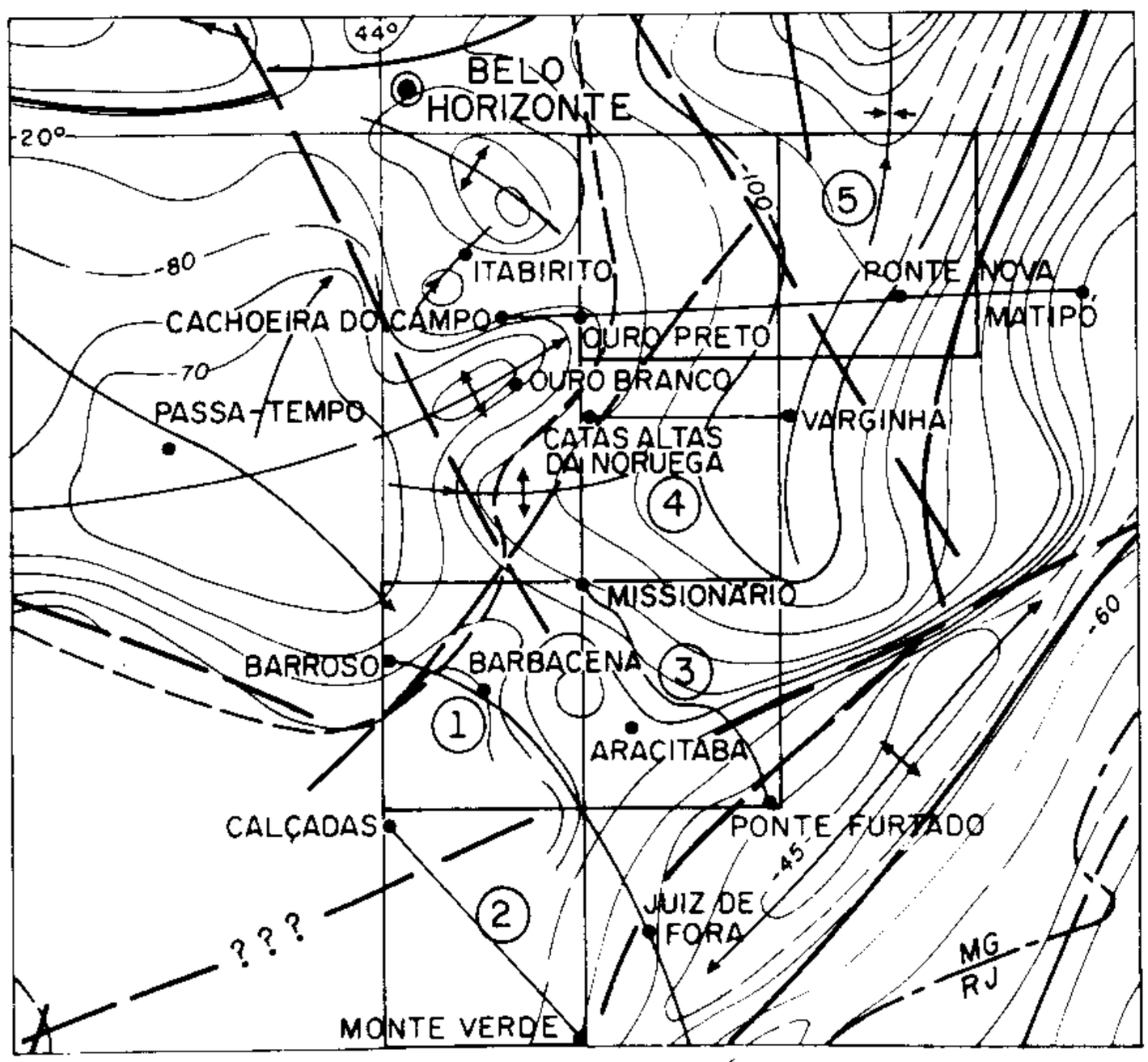
Unidade Q

No norte dessa folha, o gradiente da anomalia regional, que se estende para leste a partir da folha Mariana, mascara as feições magnéticas locais. Dentro dessa unidade, a oeste da unidade P, ocorrem os granitóides do complexo Santo Antônio do Pirapetinga; a leste, além de parte do mesmo complexo, também engloba litótipos do complexo Mantiqueira, do grupo Dom Silvério e do complexo Acaiaca.

Unidade C

Essa unidade ocupa a maior área da folha. Caracteriza-se pelo seu suave gradiente magnético. As anomalias isoladas são fracas e pouco definidas. Engloba, em linhas





FONTE HARALYI, 1985 (inédito).

A

B

Figura II.5.13 – Comparação entre as interpretações magnetométricas (A) e gravimétrica (B).

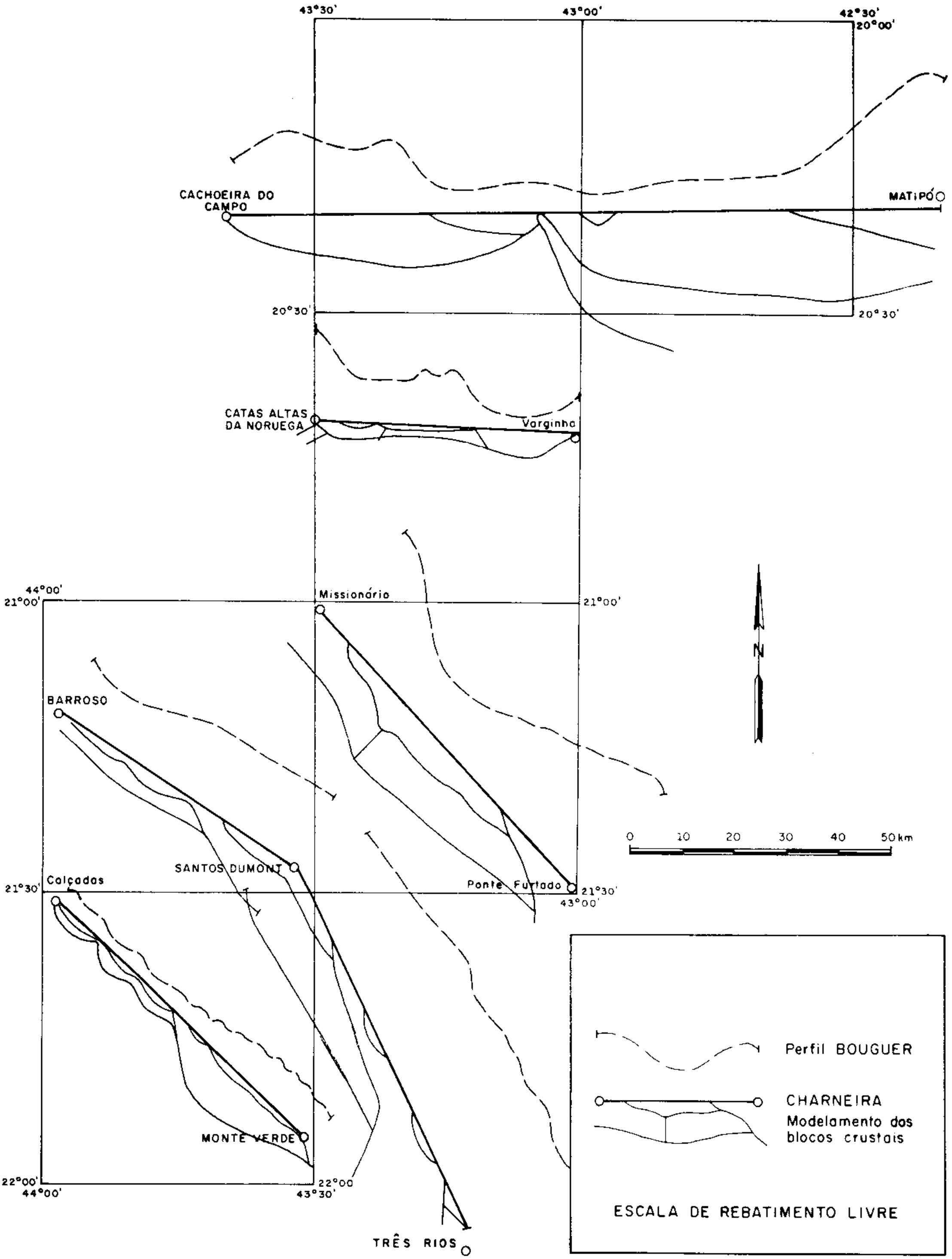
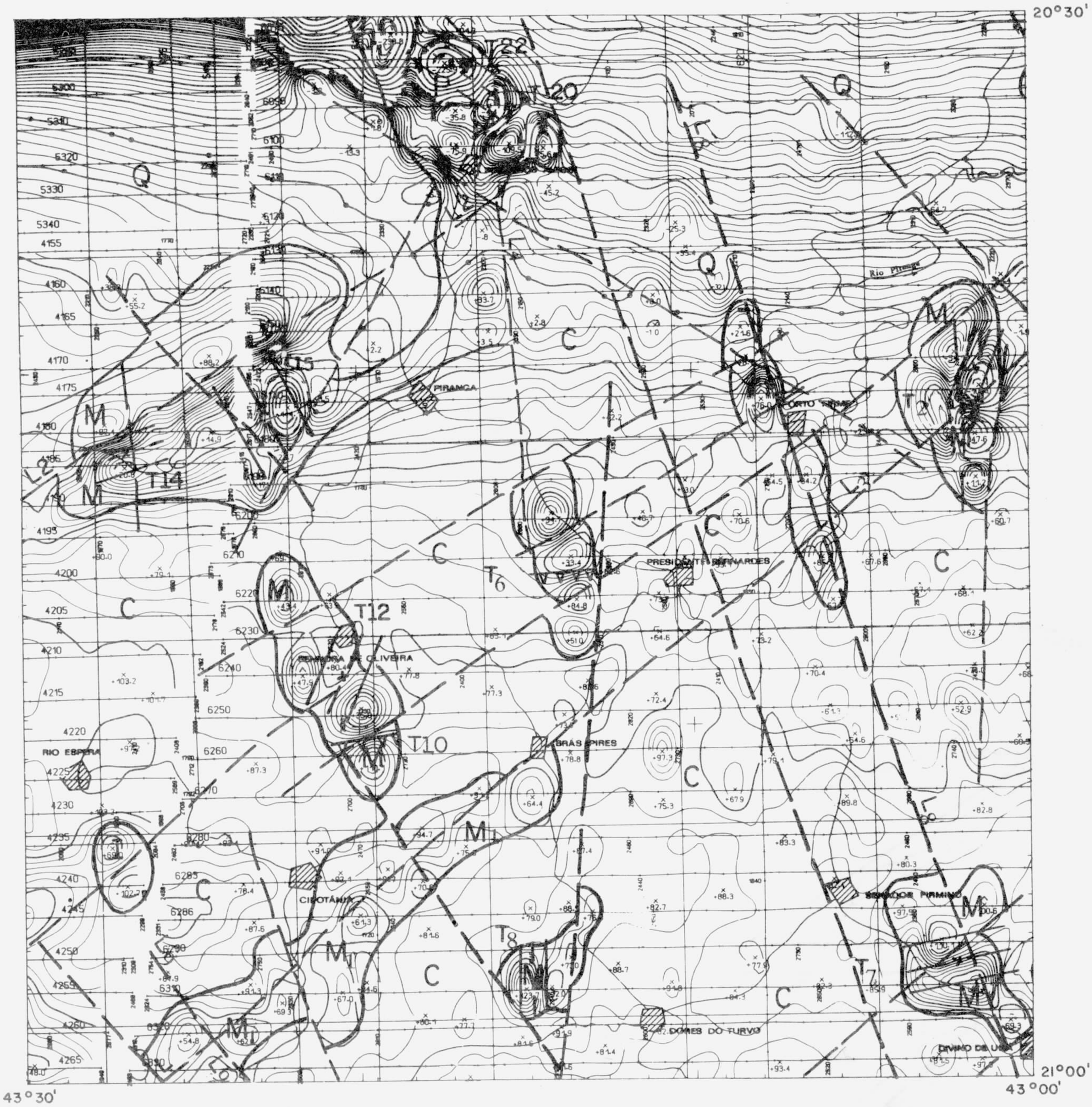


Figura II.5.14– Rebatimento dos perfis Bouguer e dos modelamentos.



FEIÇÕES PLANARES - DEFINIÇÃO EM ÁREA

(B) Unidade magnética

(B2) Subunidade ou zona magnética

FEIÇÕES LINEARES

——— Lineações ou alinhamentos magnéticos principais

– – – – Lineações ou alinhamentos magnéticos secundários

FORMAS DOS CORPOS MAGNÉTICOS

Dique espesso infinito

Dique espesso finito

T10 Modelo magnético

Degrau

Degrau inverso

Figura II.5.15 – Interpretação magnetométrica para a folha Rio Espera.

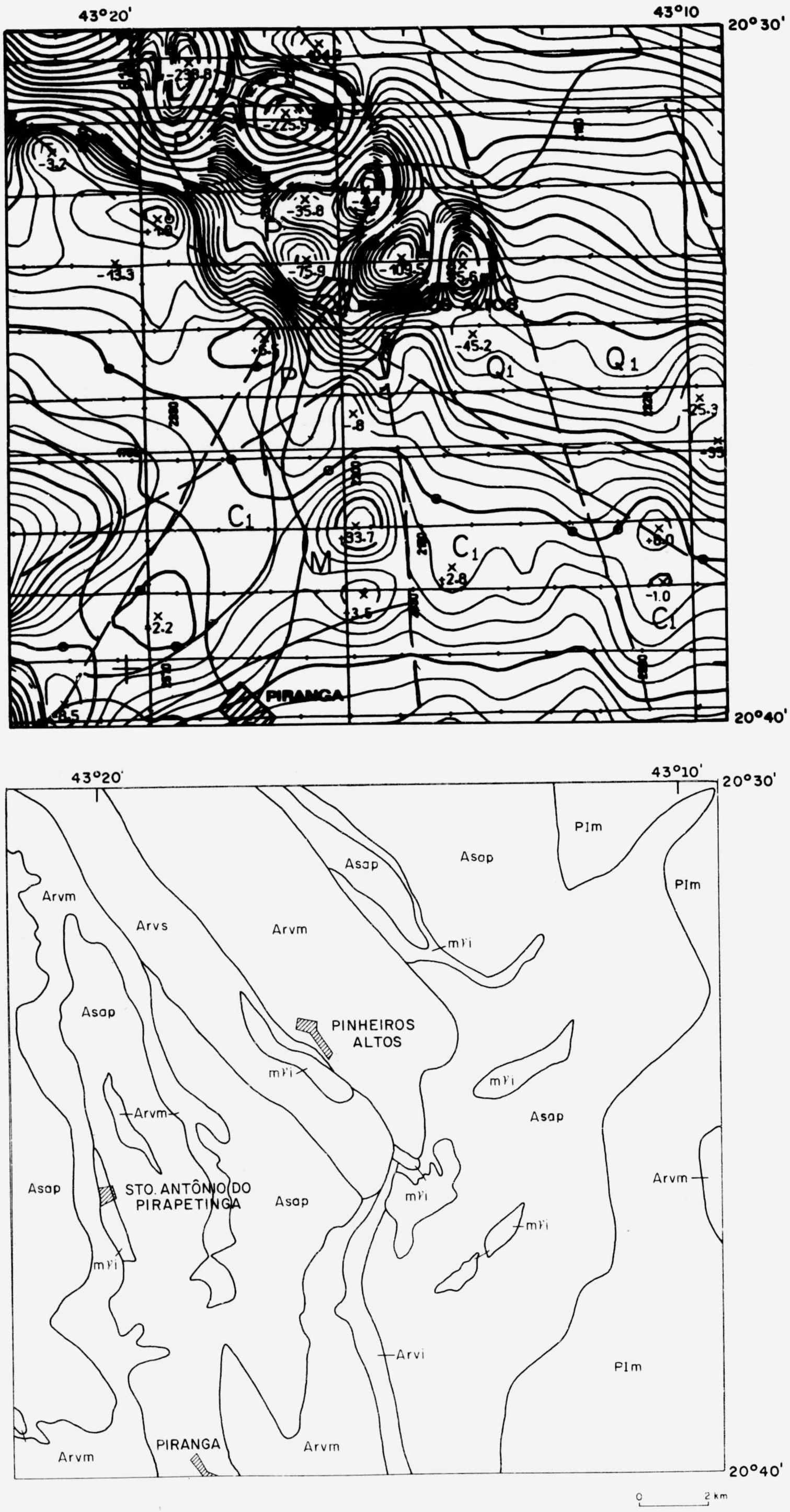


Figura II.5.16 – Correção entre feições magnéticas e a geologia. (Plm) Complexo Mantiqueira; (Arvs) supergrupo Rio das Velhas superior; (Arvm) supergrupo Rio das Velhas médio; (Asap) complexo Santo Antônio do Pirapetinga; (mγa) corpos metaultrabásicos.

gerais, os termos mais félsicos dos complexos Ressaquinha e Mantiqueira e do grupo Dom Silvério.

Unidade M

As unidades M estão distribuídas pela folha. No quadrante noroeste, existe uma área dessa unidade definida sobre o lineamento L_2, devendo corresponder a metaultrabasitos e básicas anfibolitizadas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. No sudoeste, foram definidas mais uma unidade M e uma subunidade M_1. A primeira engloba granitóides do complexo Ressaquinha. O corpo não-aflorante, causador das anomalias, deve estar ligado à ocorrência de uma lente de metabásicas posicionada no limite leste da unidade magnética. Com relação à segunda, ocorrem lentes de metabásicas e metaultrabásicas, além de tonalitos do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. O conjunto dessas unidades na porção oeste da folha forma, grosseiramente, uma feição em forma de S, que poderia indicar, juntamente com os lineamentos L_2 e L_3, uma deformação distensional. A unidade situada no limite leste da folha encontra-se sobre rochas do grupo Dom Silvério. O padrão magnético é semelhante às anomalias desse grupo, existentes na folha Ponte Nova. Uma hipótese seria a ocorrência, nesse local, de uma predominância de termos com maior teor de magnetita, como formações ferríferas, magnetita-quartzitos e biotita-anfibolitos, não-aflorantes. Alinhada com o lineamento magnético L_8, que passa em Porto Firme (porção leste da folha), existe uma unidade alongada que provavelmente se relaciona a quartzitos com formações ferríferas à magnetita do supergrupo Rio das Velhas, segundo uma janela tectônica que ocorre nos gnaisses do complexo Mantiqueira. A unidade do limite centro-sul ocorre sobre um granitóide do grupo Dom Silvério, coincidente com uma falha de empurrão. Por fim, na unidade definida no centro da folha, situada numa área de micaxistos, não foi encontrada evidência da feição causadora das anomalias.

Unidade I

Situa-se na porção sudoeste da folha; trata-se de uma área reduzida com duas anomalias de pequena amplitude, situada sobre uma faixa estreita do complexo Santo Antônio do Pirapetinga, devendo corresponder a metaultrabásicas. O lineamento magnético L_9 corresponde a um corpo do mesmo litótipo.

A figura II.5.16 apresenta a correlação de feições magnetométricas com o supergrupo Rio das Velhas.

Selecionaram-se algumas anomalias para uma interpretação quantitativa, mediante modelamento, para se tentar inferir a profundidade e atitude do corpo causador, com os resultados indicados na tabela II.5.1.

5.4.2 Gravimetria

O perfil Varginha/Catas Altas da Noruega tem 66km (figura II.5.6), com direção E-W, indo de Catas Altas da Noruega, no limite oeste da folha, até pouco antes de Varginha, próximo ao limite leste, passando pelas cidades de Porto Firme, Piranga e Rio Espera.

O modelamento gravimétrico foi efetuado através de *software* específico que emprega o algoritmo de Talwani (Talwani & Heirtzler, 1962), que faz parte do pacote de programas adquiridos pelo DNPM, em 1985, à Patterson, Grant & Watson – PGW.

Tabela II.5.1 - Modelos Calculados

1 - DIQUE ESPESSO INFINITO

MODELO No.	DIREÇÃO DO MERGULHO (GRAUS)	MERGULHO (GRAUS)	PROF. TOPO (m)	SUSCETIBILIDADE (e.m.u.)	MEIA ESPESSURA APARENTE (m)	COORDENADAS UTM (m)	
T02	296	33	600	0,0117	600	7713100	705400
T07	165	79	500	0,0007	1200	7682500	703900
T08	90	71	0	0,0025	500	7681700	682200
T14	160	68	300	0,0012	900	7709900	661400
T15	65	80	0	0,0140	1600	7711400	668900
T22	23	23	400	0,0090	800	7729600	678400

2 - DIQUE ESPESSO FINITO

MODELO No.	DIREÇÃO DO MERGULHO (GRAUS)	MERGULHO (GRAUS)	PROF. TOPO (m)	PROF. BASE (m)	SUSCETIBILIDADE (e.m.u.)	MEIA ESPESSURA APARENTE (m)	MEIO CONFINAMENTO (m)	COORDENADAS UTM (m)	
T12	120	16	100	500	0,0022	1100	1500	7697100	672300

3 - DEGRAU INVERSO

MODELO No.	DIREÇÃO DO TOPO (GRAUS)	MERGULHO (GRAUS)	PROF. TOPO (m)	PROF. BASE (m)	SUSCETIBILIDADE (e.m.u.)	COORDENADAS UTM (m)	
T06	353	34	970	-	0,0046	7703000	684500
T10	347	43	600	-	0,0024	7694650	673800
T20	138	43	1150	3450	0,0149	7726900	681350

Capítulo 6
Evolução Geológica

por
Atahualpa Valença Padilha, Ricardo Moacyr de Vasconcellos e Raimundo Antonio Alves Dias Gomes (subitem 6.3)

6.1 Introdução

A região enfocada neste ensaio envolve unidades geológicas formadas em diversos níveis crustais e em diferentes períodos geológicos.

Até o momento, os estudos regionais existentes não foram suficientemente abrangentes e consistentes de modo a permitirem uma definição segura da sequência estratigráfica. Desse modo, ao se estabelecer a coluna estratigráfica, lançou-se mão de vários trabalhos, comparou-se com os dados colhidos no campo e em laboratório e se estabelecem correlações entre as colunas das folhas do projeto Barbacena, escala 1:100.000. O quadro II.1.1, mostrado no capítulo 1 da parte II, sintetiza os resultados conseguidos e é apresentado como proposta de divisão estratigráfica para as seqüências litológicas desta parte da região sudeste do estado de Minas Gerais.

Os trabalhos de síntese analisados foram Ebert (1955, 1968), Ebert et al. (1958), Trouw et al. (1980, 1984, 1986), Machado Filho et al. (1983), Padilha et al. (1982), Padilha (1984), Padilha & Vasconcellos (in: Silva et al., 1988 e Baltazar et al., 1988).

Para estabelecer-se a prioridade da nomenclatura estratigráfica seguiu-se, estritamente, a cronologia de publicação.

O estabelecimento das inter-relações estratigráficas foi prejudicado devido ao forte imbricamento de escamas de empurrão e à insuficiência de dados geocronológicos disponíveis, de modo que, ainda agora, apenas começa-se a entender a sucessão dos eventos metamórficos e magmáticos.

Esse quadro complexo direcionou a opção por uma coluna litostratigráfica que justapõe níveis crustais e províncias geotectônicas diferentes, sem que isso implique uma justaposição cronológica.

Neste ensaio, adota-se a divisão da crosta continental em três níveis definidos através de critérios reológicos (regimes deformacionais rúptil, rúptil-dúctil e dúctil), bem como de critérios metamórficos: grau baixo a muito baixo (no máximo fácies xisto-verde), grau médio a alto (fácies anfibolito, incluindo os migmatitos em sua porção inferior), e grau muito alto (fácies granulito). As bases científicas para tal classificação foram discutidas por Grubenmann & Niggli (1924), Condie (1982) e Weber (1986), entre outros. A combinação desses critérios, do ponto de vista objetivo da área em estudo, definem uma **crosta superior**, com até 5km de espessura; uma **crosta intermediária**, com espessuras da ordem de 10 a 20km; e uma **crosta inferior**, com espessuras de 15 a 25km.

As interfácies entre esses níveis crustais são zonas de baixa resistência à deformação e alta pressão de fluidos, sendo o *locus* ideal para o desenvolvimento das grandes estruturas de transposição de baixo ângulo: *nappes* e cinturões de empurrão. A transição do nível inferior para o intermediário é denominada descontinuidade de Conrad.

A região mapeada conforma uma transversal ao traço, em superfície, da zona de colisão entre dois continentes, obliterada pela obducção de um continente de leste e sul sobre um continente de norte e oeste, de modo que foi necessário cunharem-se denominações descritivamente adequadas para tais segmentos crustais, em caráter provisório: província geotectônica Mantiqueira e província geotectônica São Francisco, respectivamente (fig. II.6.1). Um terceiro bloco, posicionado a oeste, conforma a província geotectônica Tocantins. Tais denominações foram emprestadas de Almeida et al. (1977) e redefinidas neste Projeto com caráter de entidades geotectônicas.

6.2 O quadro arqueano/Proterozóico Inferior

As unidades líticas do complexo Juiz de Fora e da suíte metamórfica São Bento dos Torres apresentam, caracteristicamente, evidências de deformações anteriores à grande fase de transposição regional que desenvolveu uma marcante foliação milonítica regional S_t, superfície extremamente penetrativa e pervasiva, que é utilizada como superfície tectônica de referência regional para as unidades da infra-estrutura pré-transamazônica regional. Assim, o bandamento composicional dos gnaisses bimodais e tonalito-trondhjemíticos (complexo Mantiqueira) e das rochas da fácies granulito (complexo Juiz de Fora), a

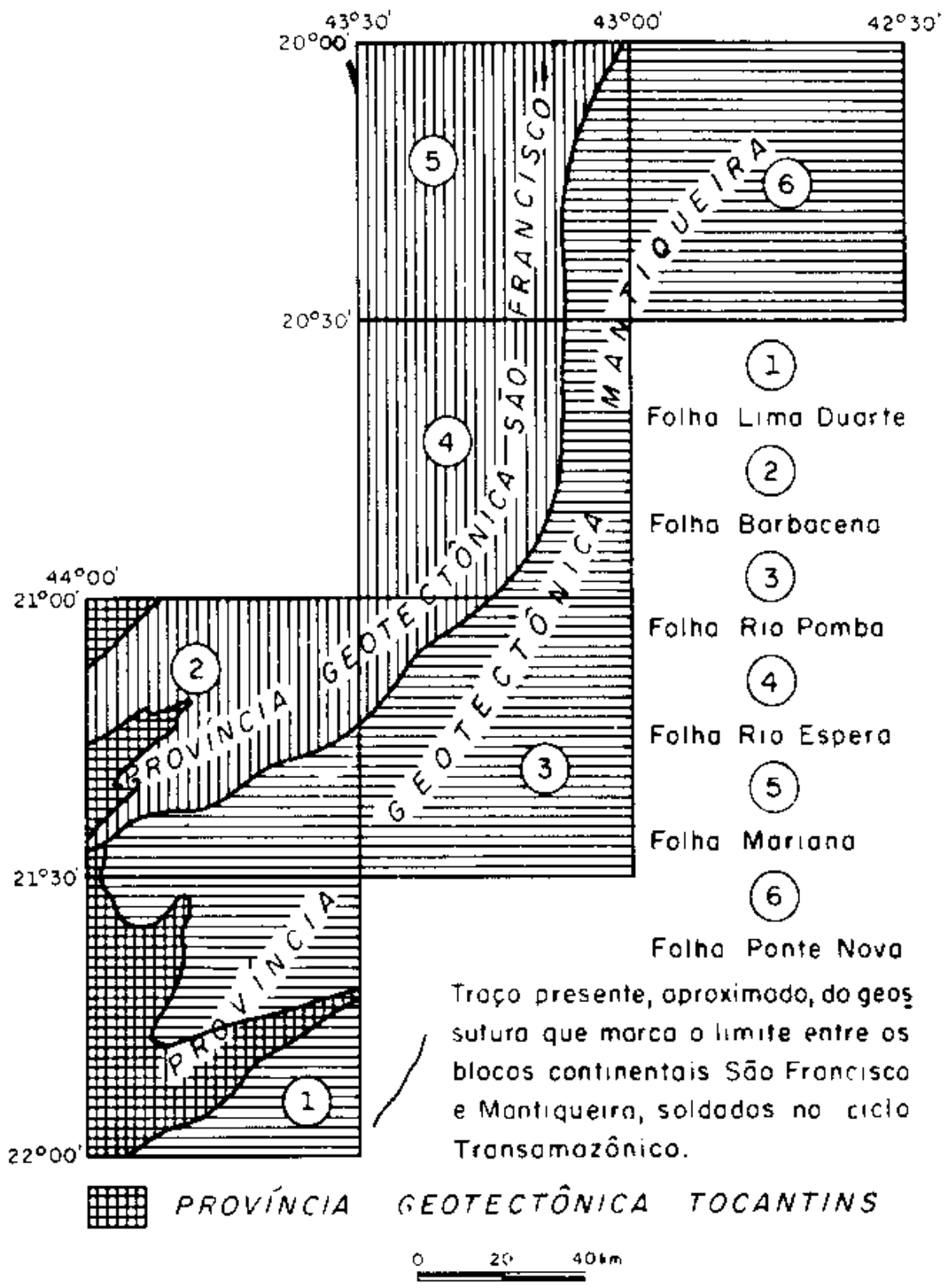


Fig. II.6.1 – Distribuição das províncias geotectônicas na área do projeto.

migmatização transposta de rochas granulíticas e tonalito-trondhjemíticas e as dobras sem raiz, transpostas ou redobradas, contidas nos fechamentos de dobras sin-D_2, devem representar uma foliação S_{t-1}, provavelmente constituída pela deformação D_1, durante o evento tectonotermal arqueano superior (ciclo Jequié), que consolidou o grande cráton arqueano.

A geocronologia disponível na bibliografia (Cordani et al., 1973, Cordani & Teixeira, 1979; Machado Filho et al., op.cit.) e deste trabalho, cujos dados analíticos constam da tabela II.6.1, permitiram a elaboração de uma isócrona de referência com 3000m.a. para rochas da região de Juiz de Fora (ver: fig. II.6.2a e quadro II.2.2, na folha Lima Duarte) cuja razão inicial (RI) Sr_{87}/Sr_{86} é 0,705.

No sudeste da folha Lima Duarte, foram coletadas as amostras CP-30 e CP-360, de litótipos do complexo Juiz de Fora. O ponto CP-360 refere-se a um gnaisse bandado, muito transposto, onde reconhecem-se restos preservados de mineralogia da fácies granulito, porém onde predomina um migmatito transposto gnaissificado na fácies anfibolito. Nessa estação, foram selecionadas quatro amostras para determinação geocronológica, com as quais definiu-se uma isócrona de 1483 æ 25m.a. e RI = 0,7026 (fig. II.6.2b). Este dado, coerente do ponto de vista geocronológico, implica adição de material infracrustal a essa porção da crosta. Em termos espaciais estas rochas foram colocadas no âmbito do complexo Juiz de Fora. No entanto, deve-se ter em conta que um cinturão de empurrões envolvendo rochas do grupo Andrelândia, componentes da província geotectônica Tocantins, de idade proterozóica média tardia (ciclo tectonotermal Uruaçuano) sobrepôs-se, por cavalgamento, à seqüência do referido complexo, na região. Tal cavalgamento, com subseqüente espessamento crustal, pode ser o responsável pela mobilização de material subcrustal e refusão das rochas charnoquíticas e sua intermistura sincolisional, propiciando-lhes uma idade mista. Por outro lado, a estação CP-30 refere-se a um enderbito, microscopicamente mostrando os efeitos iniciais de retrometamorfização em fácies anfibolito médio-uralitização, biotitização, saussuritização. A transposição é forte, mas não tão intensa quanto nas amostras da estação CP-360. Cabe ressaltar que essa rocha está em claro desequilíbrio ambiental com a fácies em que se encontra, pois ao mesmo tempo em que sua mineralogia se hidrata, ela cede CO_2 para as encaixantes. Este processo, é típico de intrusão diapírica granulítica (Weber & Behr, 1983). Na situação de troca de fluidos, é mais que provável que o sistema Rb/Sr tenha sido aberto, o que vem a ser reforçado pelo fato de que a razão inicial (RI) Sr_{87}/Sr_{86} (fig. II.6.2c), construída com quatro pontos analíticos obtidos a partir de amostras da estação CP-30, é relativamente elevada: RI = 0,7093. Aparentemente, essas rochas sofreram influência do *front* de *nappes* uruaçuanas e foram aquecidas, pelo menos, no evento tectonotermal Brasiliano. Assim, a idade isocrônica obtida de 644 a ± 14m.a., refere-se à idade de retrabalhamento térmico de material crustal mais antigo: Transamazônico (?) a Jequié (?).

As rochas que compõem a suíte metamórfica São Bento dos Torres foram datadas através da isócrona construída com os resultados analíticos de amostras da estação HV-70, de granito a microclina com restitos de piroxênio-diorito (HV-70S). Tais amostras, à exceção da última, compõem a isócrona de 2684 a ± 110m.a. (fig. II.6.2d). O ponto analítico do piroxênio-diorito situa-se acima do traçado dessa isócrona. Esse fato, adicionado ao alto valor da razão inicial (RI = 0,7139), evidencia que a idade conseguida refere-se à idade de retrabalhamento de material com vida crustal mais antiga, possivelmente do Arqueano Inferior - a idade convencional do piroxênio diorito e o diagrama de evolução do Sr (fig. II.6.3) apontam uma idade de 3300m.a. para a diferenciação do protólito.

Em rochas da infra-estrutura da faixa de dobramentos alto Rio Grande (fig. II.6.21), foi analisado,

Tabela II.6.1 - Determinação Rb/Sr em Rochas da Infra-estrutura - Rocha Total

N. Campo	Rocha	Unidade	Rb(tot)	Sr(tot)	Rb87/Sr86	Erro	Sr87/Sr86	Erro	Idade/Iso (a.a.)	RI	Ref.	Observações
140	charnoquito	Ajf	54,9	222,0	0,7200	0,01	0,7530	0,0019	3675	0,7144	1	Sul de Juiz de Fora
127	charnoquito	Ajf	75,1	170,3	1,28	0,03	0,7631	0,0019		0,7139	1	
130	charnoquito	Ajf	65,2	371,6	0,51	0,01	0,7228	0,0018	3000	0,7000	1	Juiz de Fora
126	gn leucocrático	Ajf	86,3	465,5	0,54	0,01	0,7208	0,0018	3000	0,7000	1	
125	gn leucocrático	Ajf	63,2	503,6	0,36	0,01	0,7149	0,0018	3000	0,7000	1	
JD-145	charnoquito	Ajf	2,3	331,1	0,02	0,00	0,7155	0,0018	3675	0,7144	1	Juiz de Fora
JD-144	gn migmatítico	Ajf	83,43	274,7	0,8886	-	0,7285	-	2243	0,7000	1	Norte de Juiz de Fora
128	gn-gnaisse	Ajf	115,6	298,9	1,12	0,02	0,7458	0,0019	3000	0,7000	1	
147	gn migmatítico	Asb	99,3	225,9	1,28	0,03	0,7618	0,0019	2587	0,7139	1	Norte de Santos Dumont
149	gn pegmatóide	Asb	130,8	240,0	1,59	0,03	0,7712	0,0019	2493	0,7139	1	Folha Barbacena
HV-070B	gn granulítico	Asb	64,3	243,7	0,766	0,022	0,74457	0,00005	2683 +/-110	0,7139	2	
HV-070C	gn granulítico	Asb	88,6	134,8	1,918	0,054	0,79193	0,00007	2683 +/-110	0,7139	2	
HV-070E	gn granulítico	Asb	104,0	190,6	1,590	0,045	0,77457	0,00009	2683 +/-110	0,7139	2	
HV-070J	gn granulítico	Asb	149,2	336,9	1,288	0,036	0,76049	0,00005	2683 +/-110	0,7139	2	
HV-070S	px-granulito	Asb	3,98	99,76	0,115	0,001	0,70703	0,00006			2	Não-utilizada na isócrona
150	gn granulítico	PIr			0,65	0,01	0,7223	0,0018	2093	0,7125	1	SE de Barbacena
152	gn granulítico	PIr			0,48	0,01	0,7269	0,0018	2093	0,7125	1	
153	gn granulítico	PIr			0,89	0,02	0,7393	0,0018	2093	0,7125	1	NNW de Barbacena
VR-10A	gn granulítico	PIr			2,69	0,05	0,8145	0,0036	2600	0,7106	3	Oeste de Mariana
VR-10B	gn granulítico	PIr			2,93	0,06	0,8184	0,0022	2600	0,7106	3	
VR-9	gn fitado	PIr			1,53	0,03	0,7533	0,0033	2100	0,7106	3	
VR-5	gn bandado	PIr			1,04	0,02	0,7184	0,0023	2600/2100	0,7106	3	
VR-5	anfibolito	PIr					0,7106	0,0034	2600/2100	0,7106	3	
1268A	gr-gnaisse	PIr	117,3	272,1	1,25	0,04	0,7441	0,0012			4	Pedreira Lebourg. Folha
1268B	gr-gnaisse	PIr	3,9	258,9	0,83	0,02	0,7326	0,0011			4	Barbacena
HV-053G	gd-gnaisse	PIr	119,9	186,8	1,938	0,055	0,76305	0,00005	1975 +/-51	0,70848	2	Pedreira Lebourg. Folha
HV-053H	gd-gnaisse	PIr	132,4	163,6	2,357	0,066	0,77116	0,00006	1975 +/-51	0,70848	2	Barbacena
HV-053H	agz-gr-gnaisse	PIr	74,8	293,9	0,738	0,021	0,73013	0,00005	1975 +/-51	0,70848	2	
HV-053K	agz-gr-gnaisse	PIr	52,8	285,5	0,528	0,015	0,72458	0,00012	1975 +/-51	0,70848	2	
HV-053P	agz-gr-gnaisse	PIr	86,8	278,7	0,895	0,025	0,73521	0,00007	1975 +/-51	0,70848	2	
HV-053F	agz-gr-anaisse	PIr	71,5	421,8	0,492	0,014	0,72113	0,00003	1975 +/-51	0,70848	2	
HV-363P	agz-gr-anaisse	PIr	156,8	340,6	1,339	0,038	0,75554	0,00007	1999 +/-96,7	0,71568	2	Pedreira Campolide. Folha
HV-363B	agz-gr-anaisse	PIr	209,2	268,8	2,275	0,064	0,77976	0,00007	1998 +/-96,7	0,71568	2	Barbacena
HV-363I	agz-gr-anaisse	PIr	118,1	359,7	0,954	0,027	0,74329	0,00006	1998 +/-96,7	0,71568	2	
HV-363M	agz-gr-anaisse	PIr	142,9	329,2	1,262	0,036	0,75020	0,00015	1998 +/-96,7	0,71568	2	
HV-363O	agz-gr-anaisse	PIr	52,8	285,5	1,577	0,044	0,76214	0,00007	1998 +/-96,7	0,71568	2	
HV-363S	fase rósea	PIr	86,8	278,7	2,358	0,066	0,78752	0,00007	não utilizadas no cálculo		2	Pedreira Campolide. Folha
HV-363R	pegmatito	PIr	49,5	243,2	0,590	0,003	0,00006	0,00006	da isócrona		2	Barbacena
HV-055F	agz-gr-anaisse	PIr	113,2	349,7	0,940	0,026	0,73656	0,00008	1814 +/-71,7	0,71217	2	Pedreira Franco. Folha
HV-055I	agz-gr-anaisse	PIr	120,3	217,1	1,611	0,045	0,75584	0,00005	1814 +/-71,7	0,71217	2	Barbacena
HV-055L	agz-gr-anaisse	PIr	159,2	201,3	2,303	0,065	0,76967	0,00005	1814 +/-71,7	0,71217	2	
HV-055P	agz-gr-anaisse	PIr	141,5	199,6	2,064	0,058	0,76745	0,00005	1814 +/-71,7	0,71217	2	
HV-075D	bt-gnaisse	PIa	68,9	303,9	0,658	0,019	0,73147	0,00005	680/2200	0,7266/0,7125	2	Pedreira de Santos Dumont
HV-075H	bt-gnaisse	PIa	82,8	267,2	0,891	0,025	0,74121	0,00005	680/2200	0,7266/0,7125	2	Grande dispersão. Não for
HV-075H	bt-gnaisse	PIa	103,2	259,1	1,156	0,033	0,73742	0,00012	680/2200	0,7266/0,7125	2	nece boa isócrona. Folha
HV-075L	bt-gf-gnaisse	PIa	152,8	184,7	4,474	0,126	0,76383	0,00007	680	0,7266	2	Barbacena.
HV-075Q2	gra-gnaisse	PIa	56,6	286,8	0,798	0,022	0,78451	0,00005	680	0,7266	2	
CP-360/8	migmatito	Ajf	60,35	590,21	0,296	0,002	0,70866	0,00005	1482,6 +/-24,8	0,70261	2	Próximo a Santa Bárbara
CP-360/9	migmatito	Ajf	49,39	426,24	0,228	0,001	0,70742	0,00005	1482,6 +/-24,8	0,70261	2	do Monte Verde. Folha
CP-360/13	migmatito	Ajf	47,39	287,51	0,477	0,003	0,71290	0,00005	1482,6 +/-24,8	0,70261	2	Lima Duarte.
CP-360/18	migmatito	Ajf	9,26	232,60	0,115	0,002	0,70568	0,00013	1482,6 +/-24,8	0,70261	2	
CP-630/1	enderbito	Ajf	61,07	516,95	0,342	0,002	0,71241	0,00005	643,7 +/-13,6	0,70934	2	Próximo a Santa Bárbara
CP-630/4	enderbito	Ajf	76,54	496,97	0,446	0,003	0,71324	0,00004	643,7 +/-13,6	0,70934	2	do Monte Verde. Folha
CP-630/6	enderbito	Ajf	48,67	541,93	0,260	0,001	0,71192	0,00005	643,7 +/-13,6	0,70934	2	Lima Duarte.
CP-630/18	enderbito	Ajf	104,69	400,30	0,758	0,004	0,71656	0,00008	643,7 +/-13,6	0,70934	2	
AVP-047	tnl-gnaisse	PIa?	66,1	751,4	0,255	0,007	0,71051	0,00006	2353 +/-52	0,70201	5	
AVP-28	tnl-gnaisse	PIa?	71,6	126,1	1,65	0,05	0,7616	0,0015	2353 +/-52	0,70201	5	
AVP-054	tnl-gnaisse	PIa?	84,1	126,6	1,934	0,540	0,77043	0,00025	2353 +/-52	0,70201	5	
AVD-20	tnl-gnaisse	PIa?	85,1	98,9	2,51	0,07	0,7824	0,0032	2353 +/-52	0,70201	5	
AVD-26	tnl-gnaisse	PIa?	80,8	90,6	2,57	0,07	0,7834	0,0014	2353 +/-52	0,70201	5	
FR-210/10K	gn-bandado	PIr?	20,13	391,45	0,149	0,001	0,71347	0,00008	2550	0,70200	2	Próximo a Lamia. Folha
FR-210/10I	gn-bandado	PIr?	49,95	540,64	0,268	0,002	0,71097	0,00005	2550	0,70200	2	Rio Espera.
FR-210/10A	gn-bandado	PIr?	59,09	516,64	0,331	0,002	0,71367	0,00013	2550	0,70200	2	
FR-210/10F	gn-bandado	PIr?	79,47	412,84	0,559	0,003	0,72452	0,00006	2550	0,70200	2	
1839C1	charnoquito	Ajf	60,5	388,1	0,57	0,02	0,7412	0,0007	-	-	4	
1839C3	charnoquito	Ajf	73,6	326,1	0,65	0,02	0,7387	0,0015	-	-	4	
1839D2	fase rósea	Ajf	124,1	348,6	1,03	0,02	0,7393	0,0006	-	-	4	
1839E1	fase rósea	Ajf	157,7	267,5	1,71	0,05	0,7561	0,0011	-	-	4	
1811A	charnoquito	Ajf	100,2	274,5	1,06	0,03	0,7681	0,0015	-	-	4	
AIU-R4-B	gd-gnaisse	PIa?	86,5	465,9	0,54	0,02	0,7246	0,0002	2065 +/-73	0,7071	5	Pode tratar-se de intru-
AIU-R4-D	gd-gnaisse	PIa?	108,6	464,1	0,68	0,02	0,7269	0,0004	2065 +/-73	0,7071	5	sões sin- a tarditangen-
AIU-R4-C1	gd-gnaisse	PIa?	138,3	458,9	0,087	0,03	0,7298	0,0003	2065 +/-73	0,7071	5	ciais, relacionadas com
AIU-R4-C2	gd-gnaisse	PIa?	125,4	350,8	1,04	0,03	0,7316	0,0004	2065 +/-73	0,7071	5	a formação do cinturão de
AIU-R4-Q	gd-gnaisse	PIa?	166,7	383,8	1,26	0,04	0,7392	0,0004	2065 +/-73	0,7071	5	empurrão Mantiqueira.
AIU-R4-H	gd-gnaisse	PIa?	140,7	353,9	1,54	0,03	0,7375	0,0001	2065 +/-73	0,7071	5	
AIU-R4-N	gd-gnaisse	PIa?	130,7	262,2	1,45	0,04	0,7510	0,0004	2065 +/-73	0,7071	5	
AIU-R4-I	gd-gnaisse	PIa?	165,2	237,3	2,03	0,06	0,7682	0,0003	2065 +/-73	0,7071	5	
LAV-1E	gd-gnaisse	PIa?	55,5	527,5	0,30	0,01	0,7142	0,0018	1977 +/-134	0,70413	5	
LAV-1C	gd-gnaisse	PIa?	106,8	528,4	0,58	0,02	0,7200	0,0009	1977 +/-134	0,70413	5	
LAV-1B	gd-gnaisse	PIa?	148,7	430,6	1,00	0,03	0,7325	0,0011	1977 +/-134	0,70413	5	
LAV-1A	gd-gnaisse	PIa?	149,6	332,4	0,31	0,04	0,7420	0,0010	1977 +/-134	0,70413	5	
AP/MT-15C	granito	PIr?	96,8	392,3	0,716	0,020	0,72908	0,00011	1900 +/-100	0,70955	6/7	
AP/MT-15C	granito	PIr?	198,2	233,5	2,474	0,069	0,77997	0,00052	1900 +/-100	0,70955	6/7	
AP/MT-15A	granito	PIr?	220,8	282,2	0,187	0,089	0,79331	0,00013	1900 +/-100	0,70955	6/7	

- Referências: (1) Coroani, Delhal & Leoent (1973); (2) este Projeto; (3) Coroani et. al. (1980); (4) Machado filho et. al. (1953); (5) Padilha & Vasconcelos, in: Baltazar et. al. (1988); (6) Fiumari et. al. (1985); (7) Teixeira (1985).

- Rochas ver Apêndice II
- Ajf-Complexo Juiz de Fora; Asb - Suíte metamórfica São Bento das Torres, PIa - Complexo mantiqueira, PIr - Complexo Messaminha.

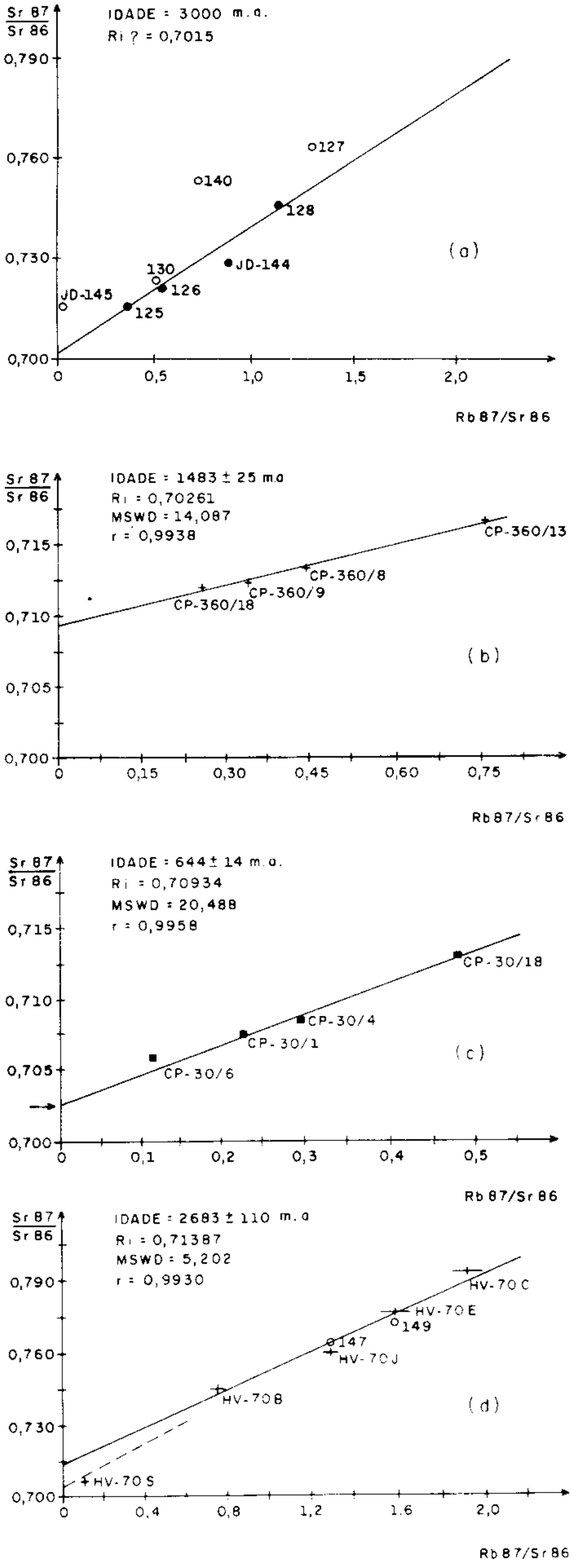


Fig. II.6.2 – Isócronas Rb/Sr em rocha total. Os dados, quando não-explicitados, são inéditos. **Isócrona a** – Isócrona de referência para a região em torno de Juiz de Fora. Os dados analíticos foram coligidos em Cordani et al. (1973). Granitos gnáissicos (•) ; charnoquitos (°) . **Isócrona b** – Afloramento CP–360 (folha Lima Duarte): migmatito de rochas charnoquíticas do complexo Juiz de Fora, a norte de Santa Bárbar do Monte Verde. **Isócrona c** – Afloramento CP–30 (folha Lima Duarte): enderbito do complexo Juiz de Fora, a nordeste de Santa Bárbara do Monte Verde. **Isócrona d** – Afloramento HV–70 (folha Barbacena): granito a microclina com megaenclaves de hiperstênio-diorito, da suíte metamórfica São Bento dos Torres (+). Foram também lançados pontos de Cordani et al. (1973) – (°).

geocronologicamente, um gnaisse de composição quartzodiorítica, muito laminado, com conspícua textura blastomilonítica, sem nenhum vestígio local de magmatismo pós-deformacional. Foi tomada em pedreira situada 5km a leste de São Vicente de Minas, na estrada para Andrelândia (a oeste das folhas mapeadas no Projeto Barbacena). Essas rochas, consideradas como pertencentes ao complexo Mantiqueira, forneceram uma isócrona (fig. II.6.4a) com 2350m.a. e razão inicial Sr_{87}/Sr_{86} baixa. Esta idade é considerada mista, talvez devido à reomogeneização parcial do sistema Rb/Sr, mas implica rocha mais antiga afetada por eventos termotectônicos posteriores, provavelmente transamazônicos.

Ainda no âmbito do complexo Mantiqueira, efetuou-se uma amostragem em pedreira, na cidade de Santos Dumont, onde se expõe uma razoável variedade litológica devida à presença de tipos neoformados e de outros preservados dos processos anatéticos. Isso ficou patente na dispersão dos pontos analíticos no diagrama da figura II.6.4b, que, no entanto, foi interpretado tentativamente. Utilizando se os pontos HV-75D, H e M, obteve-se, precariamente, um alinhamento com a reta isocrônica de 2200m.a.; e, se a eles acrescentarem-se os pontos HV-75L e O, obtém-se um alinhamento com a reta isocrônica de 680m.a.. Uma interpretação provável para estes fatos é aquela que associa uma reomogeneização incompleta do sistema do estrôncio no ciclo tectonotermal Transamazônico (ver: ponto HV-75Q2, um silimanita-granada-biotita-xisto), talvez precocemente, à colisão, e uma abertura térmica do sistema no ciclo Brasiliano.

Umas poucas determinações Rb/Sr foram efetuadas em rochas da infra-estrutura da região a leste do Quadrilátero Ferrífero, a N e NE de Mariana. Os resultados dessas análises estão sintetizados na tabela II.6.1. A plotagem dos resultados no diagrama isocrônico de referência da fig. II.6.5 mostra dois alinhamentos precários de três pontos, ambos usando como interseccção das ordenadas o resultado analítico de um anfibolito. Apesar dessa precariedade, os dois alinhamentos sugerem dois períodos de atividade termotectônica que atingiram as rochas do núcleo granito-*greenstone* da província geotectônica São Francisco (fig.

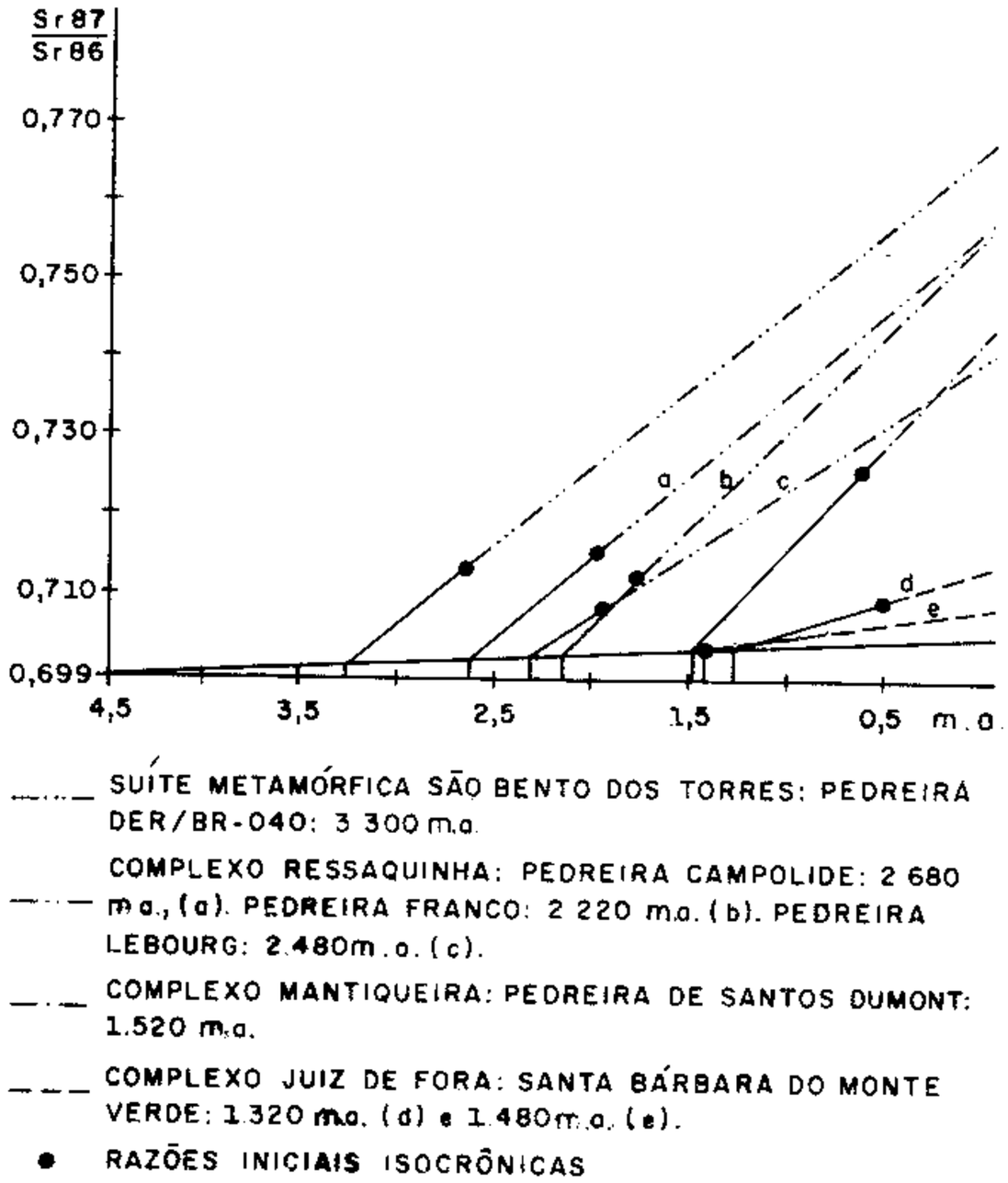
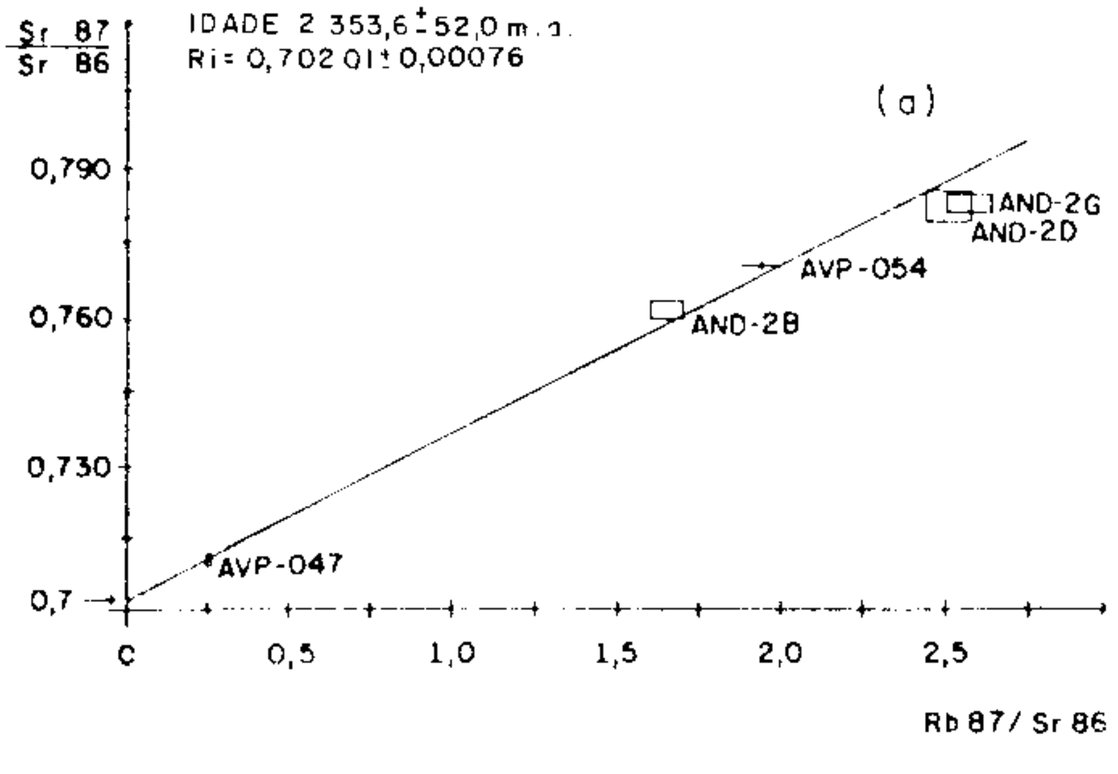


Fig. II.6.3 – Diagrama de evolução do estrôncio para as diversas seqüências ortoderivadas das folhas Barbacena e Lima Duarte. As idades anotadas referem-se à idade de difernciação do protólito e seu posicionamento na crosta.

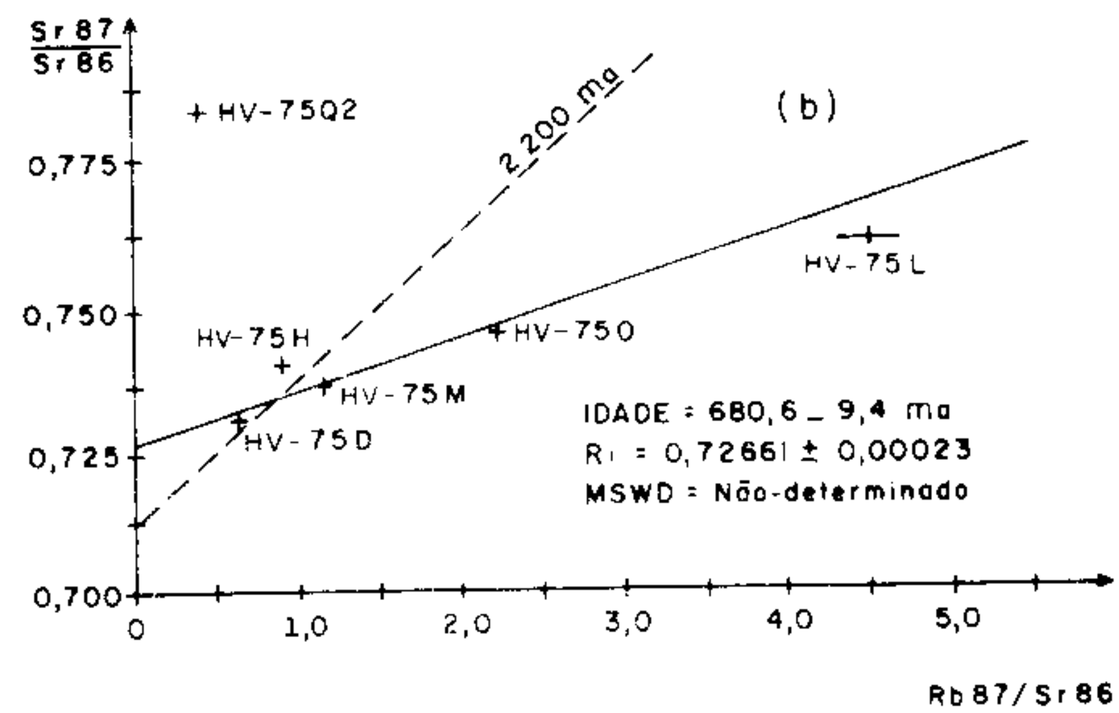
II.6.1): os eventos Jequié, do Arqueano Superior, e Transamazônico, do final do Proterozóico Inferior.

No âmbito deste projeto, o complexo Ressaquinha foi relativamente bem estudado geocronologicamente. Foram elaboradas cinco isócronas que estão representadas na fig. II.6.6. A isócrona da fig. II.6.6a foi construída com amostras de gnaisses bandados, mais ou menos migmatizados, coletados próximo à cidade de Lamin, na folha Rio Espera; mostra um fraco alinhamento dos pontos segundo uma isócrona de 2550m.a., utilizando como apoio o valor médio para a Terra (*Bulk Earth*) das relações Rb/Sr. Tal situação implica retrabalhamento de crosta mais antiga durante o ciclo tectonotermal Transamazônico, desequilibrando totalmente o sistema Rb/Sr. Em contrapartida, as rochas das pedreiras Lebourg (próximo a Ressaquinha) e Campolide (a sudoeste de Barbacena), onde os processos de refusão crustal foram muito mais intensos e as estruturas migmatíticas são nebulíticas, forneceram pontos analíticos que geraram boas isócronas transamazônicas (figs. II.6.6b e II.6.6c, respectivamente) com idades variando em torno de 2000m.a.. A isócrona da pedreira Franco (a sudeste de Barbacena) apresentou idade em torno de 1800m.a. (fig. II.6.6d), significativamente mais nova que as anteriores. Todas estas isócronas apresentam razões Sr_{87}/Sr_{86} iniciais (RI) muito altas (0,70848, 0,71568 e 0,71217), corroborando a importância da regeneração crustal nesse evento termotectônico. É possivel que ambas as idades reflitam os episódios iniciais e terminais da granitogênese sincolisional no continente obduzido. O granitóide da pedreira Franco, além do mais, deve ter-se posicionado mais alto na pilha de cavalgamento, pois associa-se diretamente com escamas de empurrão do complexo Mantiqueira e está mais deformado. Complementando esse estudo, organizou-se uma isócrona de referência com os pontos analíticos das amostras 150, 152 e 153 de Cordani et al.,(1973), que confirmou as idades (fig. II.6.6e).

Determinações radiométricas (tabela II.6.2) efetuadas por Machado Filho et al. (op. cit.), permitiram a confecção de uma isócrona para as rochas de Ponte Nova (suíte



Isócrona Rb/Sr do tonalito-gnaisse blastomilonítico de São Vicente de Minas.Infra-estrutura da faixa de dobramentos alto Rio Grande. Fonte: Padilha & Vasconcellos, in: Baltazar et. (1988).



Isócrona Rb/Sr dos gnaisses bandados do complexo Mantiqueira, Pedreira de Santos Dumont, afloramento HV-75. O ponto analítico HV-7502 não foi computado no cálculo do isócrona; é um silimanito-granada-biotita-xisto.

Fig. II.6.4 – Isócronas Rb/Sr em rochas do complexo Mantiqueira.

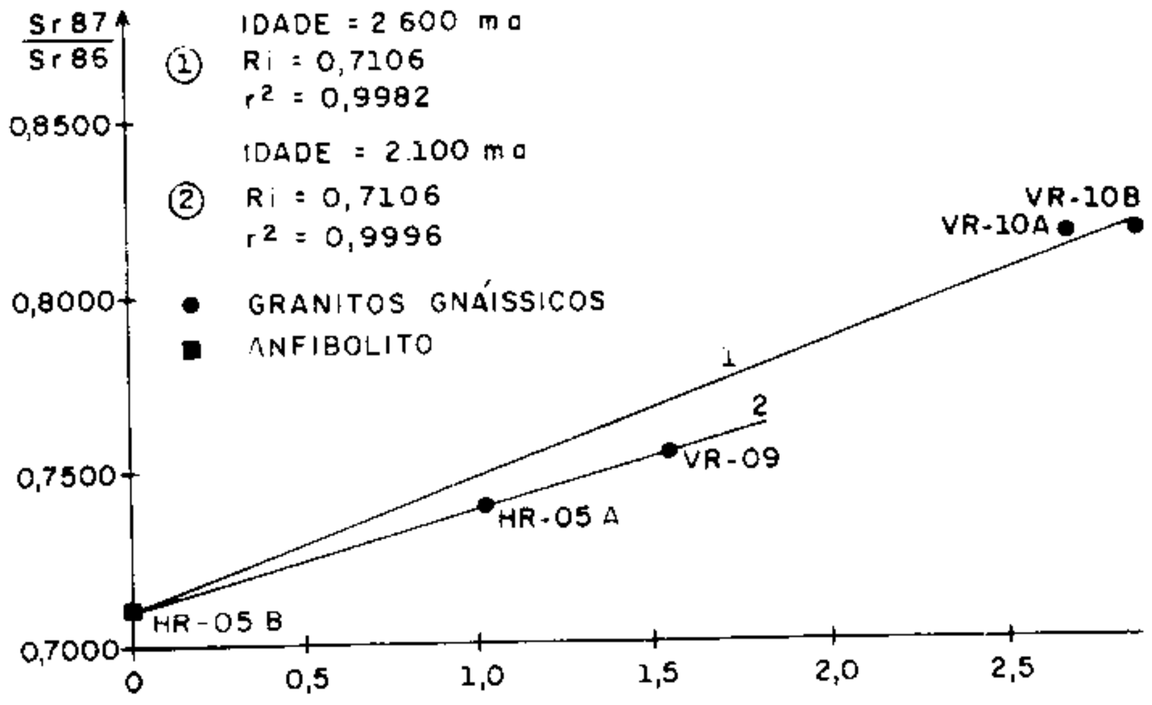


Fig. II.6.5 – Isócrona Rb/Sr de referência para a região a leste de Mariana, em rochas correlacionáveis aos granitóides do complexo Santo Antônio do Pirapetinga.

metamórfica São Sebastião do Soberbo) que produziram um alinhamento com 2160m.a. (fig. II.6.7) e razão inicial Sr_{87}/Sr_{86} de 0,715, muito alta para rochas tão antigas. Isso conduziu a se considerar a possibilidade de que o material datado tenha sido originado a partir de litótipos mais antigos. Em apoio a essa hipótese de trabalho, tem-se o gnaisse granulítico que originou a amostra 1811A, coletada ao norte de Rio Casca, possivelmente no âmbito do complexo Juiz de Fora, bem como as amostras de composição enderbítica da pedreira de Abre Campo, que, no diagrama isocrônico, situam-se claramente acima da isócrona de 2160m.a., enquanto duas amostras analisadas do neossoma rosado da mesma pedreira representam a entrada de material mais jovem, pois seus pontos analíticos situam-se abaixo da citada isócrona.

A análise desse quadro geocronológico aponta para a existência de rochas de vida crustal mais antiga, retrabalhadas, sucessivamente, pelos eventos tectonotermais dos ciclos Jequié (2600 a 2400m.a.) e Transamazônico (2200 a 1800m.a.).

As isócronas apresentadas mostram o predomínio de idades transamazônicas para as rochas granitóides dos complexos Ressaquinha e Mantiqueira, com razões iniciais muito elevadas. Essa constatação sugere que a intensa deformação devida ao movimento de massa, em regime de cisalhamento dúctil, que formou o cinturão de empurrões Mantiqueira, durante o coroamento da colisão entre as massas continentais das províncias geotectônicas Mantiqueira e São Francisco, ocorreu, de fato, no ciclo Transamazônico.

Essas rochas representam a infra-estrutura modificada do megacráton arqueano constituído, essencialmente, naquele momento da evolução da Terra: o ciclo tectonotermal Jequié. O protólito dessa crosta deve ter tido composição tonalito-trondhjemito-granodiorítica, injetado por diques e soleiras de rochas básicas e ultrabásicas, às quais os movimentos tangenciais posteriores conferiram o bandamento composicional que a unidade exibe, e lembrando, pela descrição da bibliografia, a suíte gnáissica bimodal do Ancient Gneiss Complex da Swazilândia (Jackson, 1984).

Uma parte dessa crosta antiga, a província geotectônica São Francisco, foi o *locus* infra-estrutural sobre o qual desenvolveram-se as sequências supracrustais arqueanas, incluindo as pilhas metavulcânicas tipo *greenstone-belts* (complexo Barbacena, supergrupo Rio das Velhas, complexo Santo Antônio do Pirapetinga) e no qual foram injetados batólitos diferenciados, parcialmente anatéticos, tonalito-granodiorito-graníticos (complexo Ressaquinha, tonalito-trondhjemito serra do Carmo, granodiorito-granito Pinheirinho).

O espessamento da crosta, acompanhado pelo alto grau geotérmico arqueano, provocou, em profundidades compatíveis, metamorfismo de alto grau, com geração de granulitos na crosta inferior e refusão, com formação de batólitos, no limite entre a crosta inferior e a intermediária (fig. II.6.8A).

Esse processo estático é modificado, em benefício da formação de granulitos e fundidos, pelo início do rifteamento ensiálico que fragmentou o cráton arqueano superior e deve ter ocorrido durante o ciclo tectonotermal Jequié (fig. II.6.8A). Esse processo de rifteamento teve seu máximo no início do Eoproterozóico, constituindo o *locus* das faixas de dobramentos do Proterozóico Inferior. Acompanhando o rifteamento da litosfera continental, ocorreu a ascensão da astenosfera quente. Esses fatores incrementaram o metamorfismo de alto grau, que estava tendo lugar na crosta inferior sob deformação extensional (figs. II.6.8A e II.6.8B). Tal processo acomoda a geração extensiva de metamorfitos de fácies granulito e magmatitos cálcialcalinos a peralcalinos durante a constituição e preenchimento da bacia (Weber & Behr, 1983).

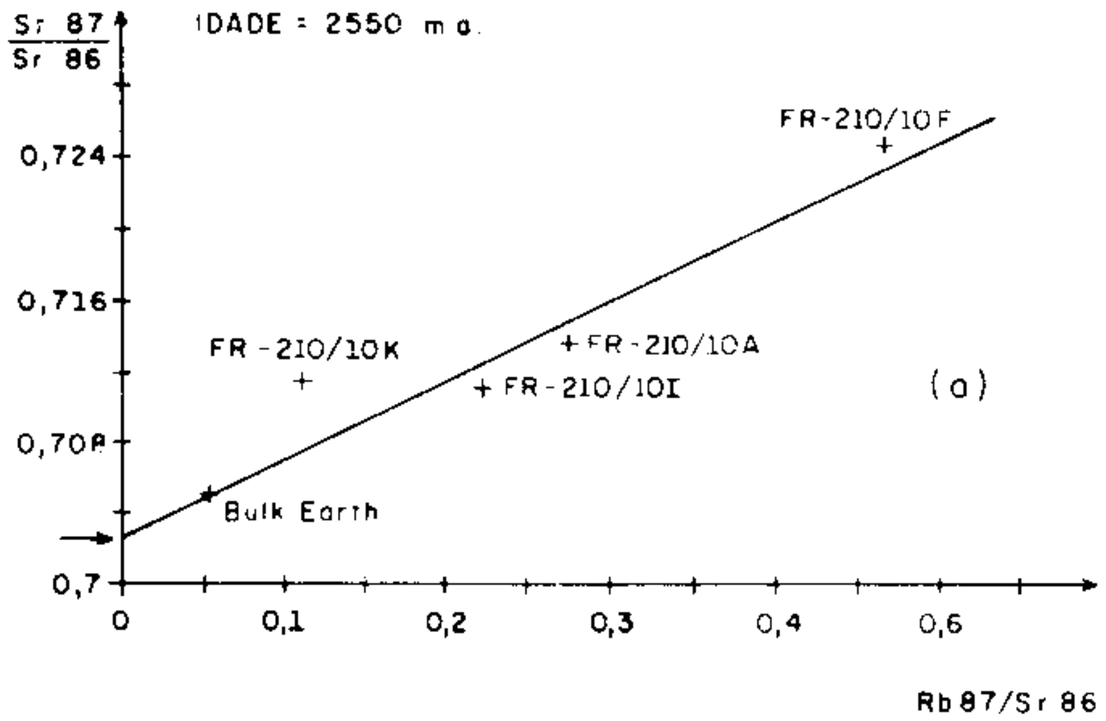
A subducção de grande volume de manto litosférico (=SIMA) dentro da astenosfera pode vir a requerer uma transferência compensatória de volume equivalente de material astenosférico para a base da crosta inferior; isso vem provocar aumento de temperatura, maior pressão e, decorrentemente, a formação de fundidos graníticos, granulitização e início do processo compressivo de fechamento do *rift* ensiálico arqueano superior/proterozóico inferior.

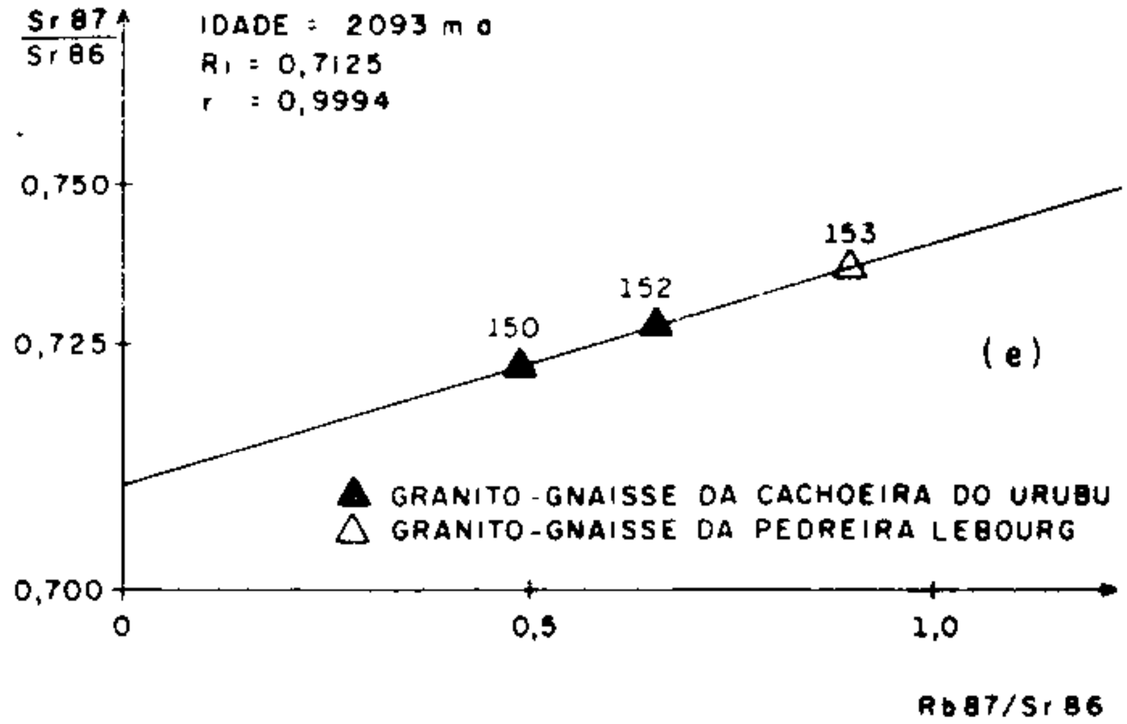
Cabe aqui ressaltar que, devido às propriedades reológicas das rochas da fácies granulito, estas formam uma camada de alta resistência interna na crosta inferior, a qual, quando do encurtamento crustal posterior, tende a formar dobras em grande escala, que encurvam a crosta sobrejacente e se desenvolvem até formarem uma estruturação imbricada de cunhas de empurrão, típicas das *nappes* de rochas de fácies granulito (Weber & Behr, op. cit.) (fig. II.6.9). O desequilíbrio termodinâmico proveniente da estruturação da crosta, nessa hípotese de

Tabela II.6.2 - Determinação Rb/Sr em Rochas da Supra-Estrutura - Rocha Total

N. Campo	Rocha	Unidade	Rb(tot)	Sr(tot)	Rb87/Sr86	Erro	Rr87/Sr86	Erro	Idade/Iso (m.a.)	RI	Ref.	Observações
2832A	bt-gnaisse	Piss	37,5	102,5	2,48	0,07	0,7529	0,0004	2160	0,715	1	
2832B	bt-gnaisse	Piss	94,4	240,0	1,14	0,03	0,7504	0,0011	2160	0,715	1	
2833B	bt-gnaisse	Piss	44,6	218,4	0,59	0,02	0,7339	0,0012	2160	0,715	1	
2833D	bt-gnaisse	Piss	40,7	164,6	0,72	0,01	0,7385	0,0009	2160	0,715	1	
ART-2F		PMas	36,3	255,3	0,98	0,03	0,7349	0,0008	942 +/-72	0,7222	2	gnaisse da região
AVP-06	ci-gra-bt-gnaisse	PMas	125,2	277,3	1,311	0,037	0,74141	0,00114	942 +/-72	0,7222	2	ao sul de Arantina.
ART-2A	ci-gra-bt-gnaisse	PMas	89,7	161,0	1,62	0,05	0,7442	0,0011	942 +/-72	0,7222	2	
ART-2D	ci-gra-bt-gnaisse	PMas	106,5	185,3	1,67	0,05	0,7454	0,0011	942 +/-72	0,7222	2	
AVP-13	ci-gra-bt-gnaisse	PMas	177,5	290,2	1,777	0,050	0,74632	0,00042	942 +/-72	0,7222	2	
AVP-14	ci-gra-bt-gnaisse	PMas	176,3	278,4	1,840	0,052	0,74636	0,00029	942 +/-72	0,7222	2	
AVP-31	ci-gra-bt-gnaisse	PMas	184,8	202,7	2,650	0,075	0,75260	0,00026	1006 +/-84	0,71404	2	gnaisse da região a
AVP-33	ci-gra-bt-gnaisse	PMas	262,0	159,7	4,779	0,134	0,77348	0,00051	1006 +/-84	0,71404	2	leste de Arantina.
AVP-27	ci-gra-bt-gnaisse	PMas	196,0	186,1	2,063	0,086	0,75745	0,00310	1006 +/-84	0,71404	2	
AVP-25	ci-gra-bt-gnaisse	PMas	232,8	153,8	4,411	0,124	0,77781	0,00040	1006 +/-84	0,71404	2	
AND-1E	ea-gra-bt-gnaisse	PMai	73,9	231,6	0,92	0,03	0,7134	0,0017	1098 +/-60	0,70167	2	gnaisse xistoso de
AVP-050	ea-gra-bt-gnaisse	PMai	78,6	221,8	1,027	0,029	0,71687	0,00074	1098 +/-60	0,70167	2	Andrelândia.
AND-1A	ea-gra-bt-gnaisse	PMai	141,7	230,2	1,78	0,05	0,7261	0,0015	1098 +/-60	0,70167	2	
AVP-045	ea-gra-bt-gnaisse	PMai	90,6	186,2	1,4111	0,040	0,72715	0,00070	1098 +/-60	0,70167	2	
AND-1C	ea-gra-bt-gnaisse	PMai	133,6	96,6	4,02	0,11	0,7628	0,0017	1098 +/-60	0,70167	2	
AVP-040	ea-gra-bt-xisto	PMai	66,9	108,0	0,932	0,026	0,71475	0,00019	813 +/-32	0,70347	2	xisto da região de
AVP-039	ea-gra-bt-xisto	PMai	90,3	210,6	1,242	0,035	0,71748	0,00029	813 +/-32	0,70347	2	Santana do Garambéu.
AVP-037	ea-gra-bt-xisto	PMai	76,7	184,0	1,208	0,034	0,71732	0,00027	813 +/-32	0,70347	2	
AVP-042	ea-gra-bt-xisto	PMai	92,4	193,9	1,381	0,039	0,71922	0,00008	813 +/-32	0,70347	2	
AVP-043	ea-gra-bt-xisto	PMai	142,4	117,5	3,520	0,099	0,74500	0,00014	813 +/-32	0,70347	2	
01.05.81/6F	ea-gra-bt-xisto	PMa	100,6	313,9	0,93	0,03	0,7341	0,0010	775 +/-40	0,72434	2	xisto feldspático da
01.05.01/6A	ea-gra-bt-xisto	PMa	115,2	251,7	1,33	0,04	0,7390	0,0015	775 +/-40	0,72434	2	região a oeste de
DI-181	ea-gra-bt-xisto	PMa	150,5	214,5	2,04	0,06	0,7495	0,0018	775 +/-40	0,72434	2	Madre de Deus de
01.05.81/5	ea-gra-bt-xisto	PMa	146,6	82,7	5,17	0,15	0,7807	0,0014	775 +/-40	0,72434	2	Minas.

- Referências: (1) Machado Filho et al. (1983); (2) Padilha & Vasconcellos, in: Baltaar et al. (1988).
- Rochas ver Apêndice II.
- PIss. Suíte metamórfica São Sebastião do Soberbo; PMa: Grupo Andrelândia Indiviso;
  PMas: Grupo Andrelândia Superior; PMai: Grupo Andrelândia Inferior.





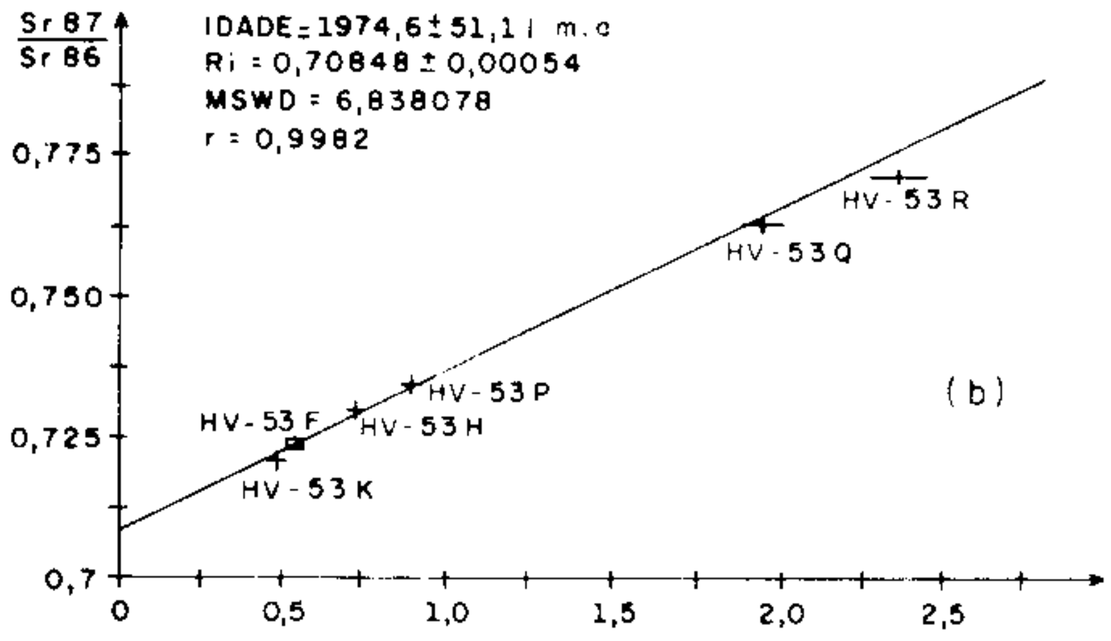
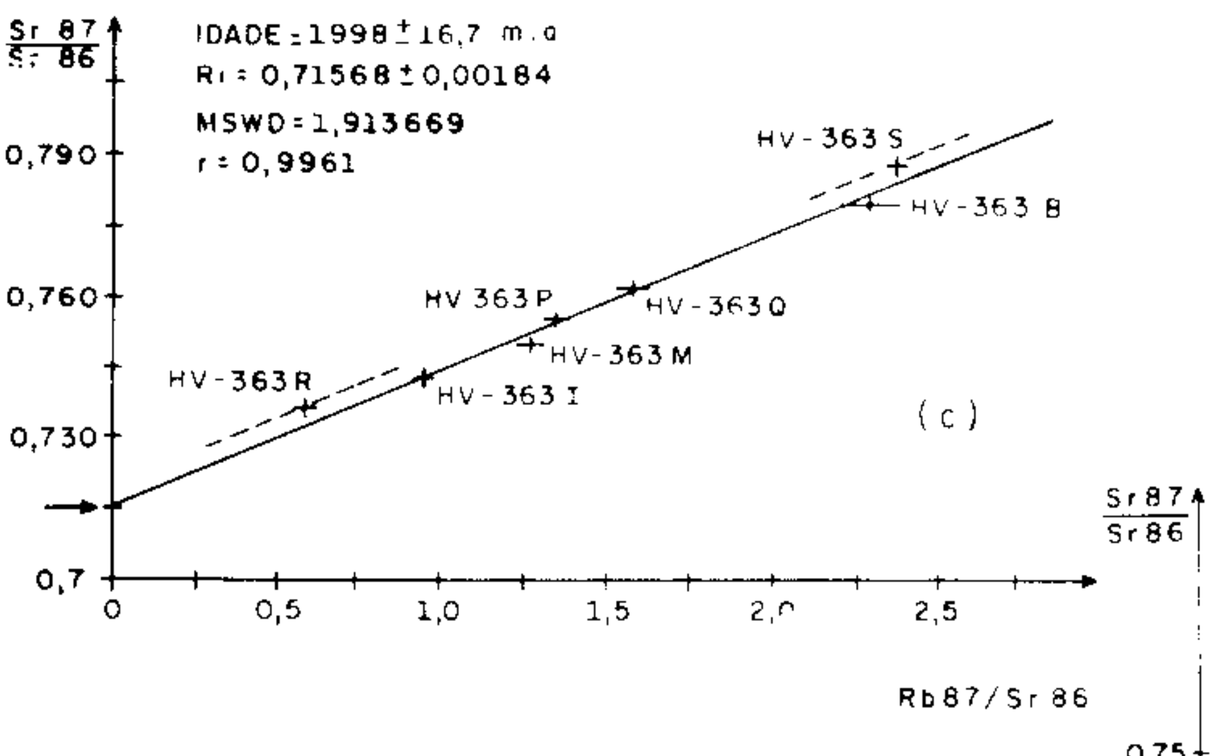
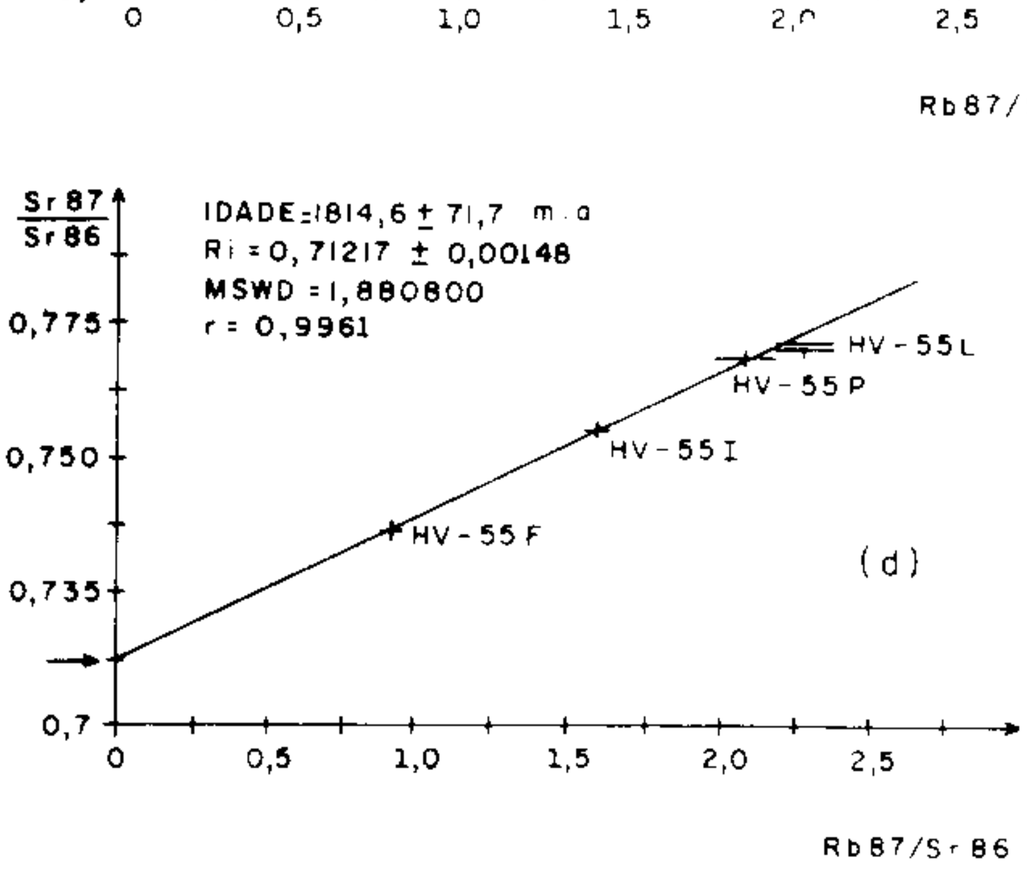


Fig. II.6.6 – Isócronas Rb/Sr em rochas graníticas diferenciadas do Complexo Ressaquinha (Plr). **Isócrona a** – Afloramento FR–210/10K não foi utilizado no cálculo da isócrona. **Isócrona b** – Pedreira Lebourg. Afloramento FR–53, próximo a Ressaquinha. **Isócrona c** – Pedreira Campolide. Afloramento HV–363, próximo a Campolide, a oeste de Barbacena. Os pontos HV–363R (pegmatito) e HV–363S (fração rósea) não foram usados no cálculo da isócrona. **Isócrona d** – Pedreira Franco. Afloramento HV–55, na área urbana de Barbacena. **Isócrona e** – Isócrona de referência com pontos coligidos de Cordani et al (1973).





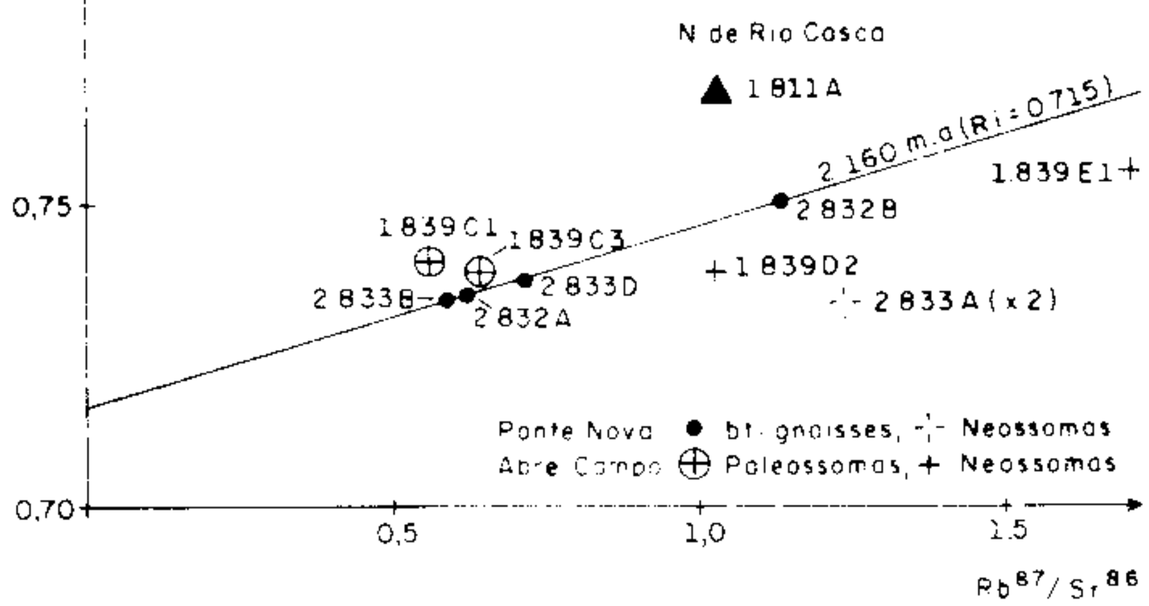
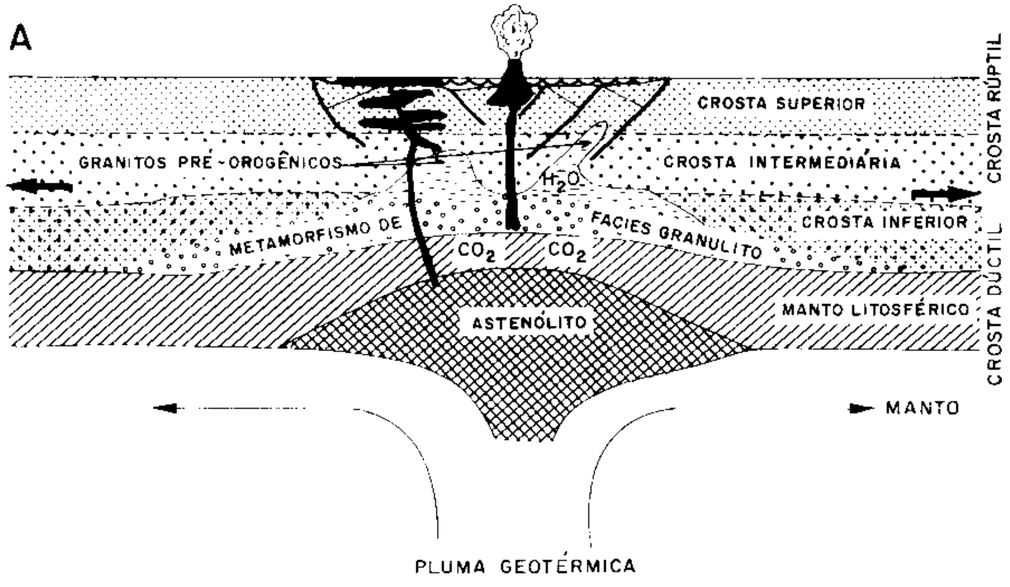
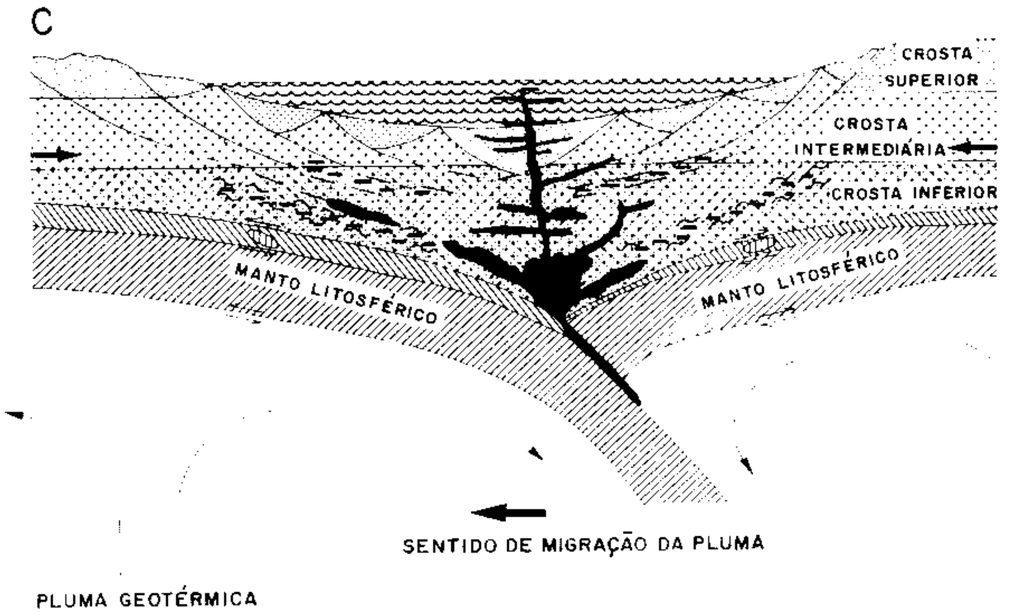
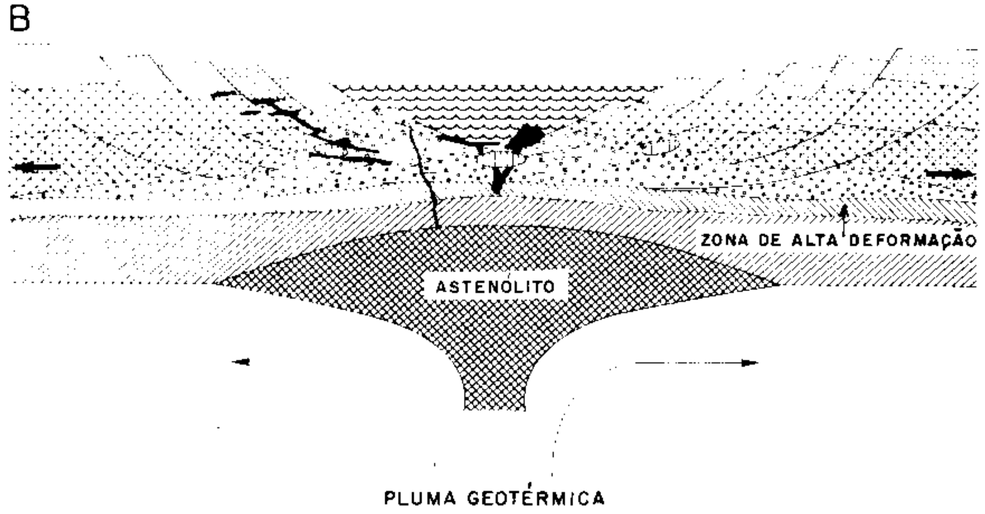


Fig. II.6.7 – Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência para rochas das regiões de Ponte Nova (suíte metamórfica São Sebastião do Soberbo, tabela II.6.2) e Abre-Campo (complexo Juiz de Fora, tabela II.6.1). ( ) amostra isolada de rocha charnoquítica ao norte de Rio Casca. Fonte: Machado Filho et al., 1983.







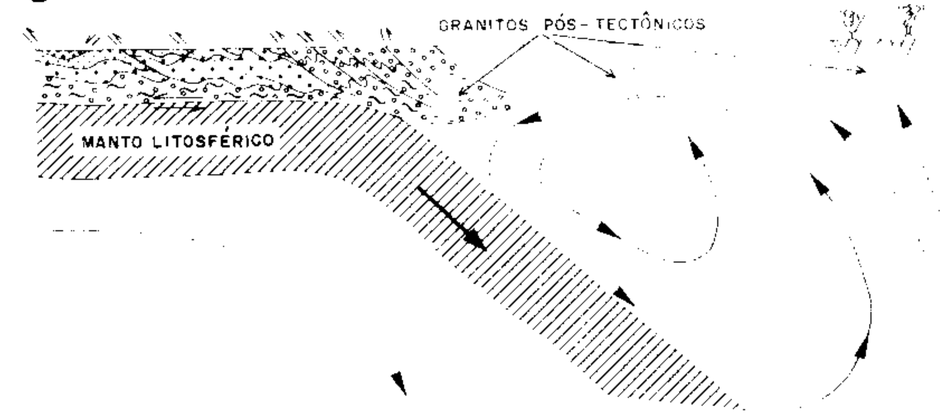


Fig. II.6.8 – Representação esquemática da formação do **rift** ensiálico arqueano superior–proterozóico inferior e conseqüente colisão continental. A – Início da distensão e adelgaçamento da crosta acima do centro de dispersão (pluma geotérmica p. ex.): desenvolvimento de falhas lístricas na crosta superior e, talvez, vulcanismo inicial basáltico (?). B – Formação de estreita bacia oceânica sobre a crosta adelgaçada. A crosta superior distende-se pelo movimento das falhas lístricas, as quais mudam em profundidade (crosta intermediária e inferior) para zonas de cisalhamento de baixo ângulo com sentido normal de deslocamento. As elipses mostram a deformação nesse modelo. C – Formação de uma zona de subducção tipo A, com deslocamento do manto litosférico da crosta inferior, constituindo uma zona de alta deformação nesta; seccionamento do manto litosférico e mergulho de um dos lados na "astenosfera" e sob a litosfera do outro bloco. D – Compressão litosférica subseqüente, com estabelecimento de uma célula de convecção fronteira à placa de manto litosférico subductada, produzindo espessamento crustal pela reversão do movimento ao longo das zonas de cisalhamento de baixo ângulo; afluência de material astenosférico na base da crosta; formação de grandes dobras dispíricas de rochas de fácies granulito. Obs.: a) esse modelo foi estabelecido a partir de Park (1981) e Weber & Behr (1983). b) as escalas dos níveis crustais verticais de A, B e C estão muito exageradas em relação a D.

trabalho, pode ser avaliado através de seus efeitos, os quais na área em estudo podem ser verificados a leste de Santa Bárbara do Monte Verde, onde ocorre um corpo de rochas charnoquíticas, mais ou menos circunscrito, circundado de gnaisses aluminosos com corpos máficos, cuja aureóla externa encontra-se anfibolitizada, com indício de mineralização aurífera associada, refletindo a migração de fluidos causada pelo desequilíbrio retrocitado.

6.3 O Proterozóico Inferior: O Desenvolvimento do Cinturão Móvel Atlântico

Quando do advento do Proterozóico Inferior, o rifteamento ensiálico encontrava-se em seu pleno desenvolvimento, com a crosta compartimentada e abatida por falhas lístricas normais e o preenchimento desse mar relativamente estreito por pilhas de rochas supracrustais vulcânicas (complexo Lambari; parte inferior do grupo Dom Silvério; as faixas isoladas de metabasitos e metaultrabasitos ocorrentes na região do Campo das Vertentes; a faixa vulcanossedimentar de Bom Jesus da Penha-Jacuí) e as faixas metassedimentares (grupo Maquiné, supergrupo Rio das Velhas Superior, parte do grupo Dom Silvério, rochas arcozianas e quartzíticas da região de Fur-

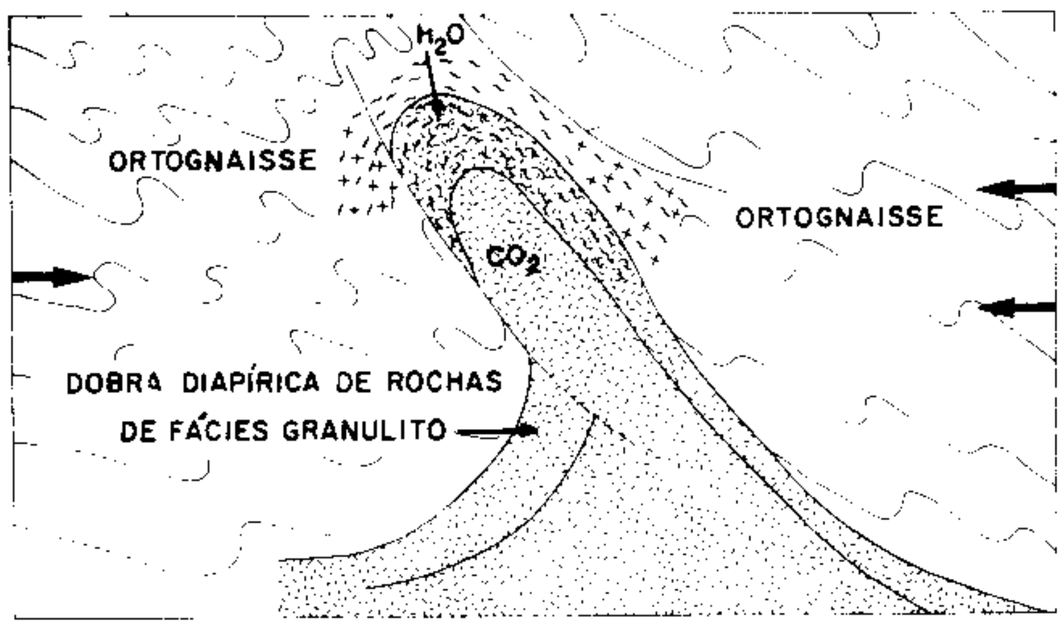


Fig. II.6.9 – Desenvolvimento de dobra diapírica, em rochas da fácies granulito, durante o encurtamento crustal.

quim-Cláudio Manoel, grupo Itacolomi; supergrupo Minas) (fig. II.6.8B).

O adelgaçamento da crosta, o espessamento da pilha de supracrustais e o movimento divergente infralitosférico provocado pela pluma térmica no manto superior devem ter provocado o desacoplamento da crosta inferior do manto litosférico, gerando, no nível da crosta inferior, espessas zonas de cisalhamento dúctil para compatibilizar o movimento diferencial causado, no nível do manto litosférico, pela subducção subcrustal deste na astenosfera, originando uma zona de subducção tipo A (de Ampferer, 1906; adaptado, com modificações, de Park; (1981) e Weber & Behr, op.cit.) (fig. II.6.8C).

Weber & Behr (op.cit.) sugerem que, devido à ausência de cadeia mesoceânica, para equilibrar-se totalmente a transferência de massa, é necessário que esse equilíbrio ocorra em frente ao segmento subductado, provocando a já citada ascensão de material astenosférico e o recuo parcial do segmento de manto litosférico subductado. Aponta, como explicação mais plausível, a formação de uma célula de convecção forçada, à frente do segmento subductado (fig. II.6.8D), com base no modelo desenvolvido por Andrews & Sleeps (1974).

Esse é, possivelmente, o processo que, com a migração da pluma geotérmica desde o centro de divergência que provocou a formação do rift até a posição frontal ao segmento do manto litosférico subductado, originando a célula de convecção descrita por Andrews & Sleeps (op.cit.), fornece o mecanismo de frenagem da placa em subducção e, conseqüentemente, o início do movimento inverso que originará a colisão continental e constituirá o cinturão de empurrões Mantiqueira; esse último é um elemento tectônico do cinturão móvel Atlântico (Fyfe & Leonardos, 1973, 1974; Leonardos & Fyfe, 1974), formado no Proterozóico Inferior, tendo sua consolidação ocorrido durante o ciclo tectonotermal Transamazônico (figs. II.6.4 a II.6.7).

Confirmando a época dessa inversão tectônica, existem inúmeras determinações geocronológicas (Teixeira, 1982, 1984, 1985; Machado Filho et al., op. cit.; Baltazar et al., op. cit.; Silva et al., op. cit.) que apontam para o início do ciclo Transamazônico como o período de máxima movimentação de massa que completou a soldagem desses dois segmentos crustais: a província geotectônica Mantiqueira e a província geotectônica São Francisco. A atividade granítica sintectônica transamazônica, ocorrente em ambas as províncias, tem idades variando em torno de 2000m.a. (figs. II.6.10 e II.6.11). Os granitos mais velhos (æ 2100m.a.) têm composição granodiorítica a tonalítica, enquanto que aqueles mais jovens, com cerca de 1.900 m.a. (fig. II.6.12) têm composição alcalina a peralcalina. Padilha e Vasconcellos (in: Baltazar et al., op. cit. e Silva et al., op. cit.) apresentam uma discussão dos resultados geocronológicos. Um trabalho visando a estabelecer as relações entre a composição, idade e posição espacial desses granitos deve ajudar muito no entendimento da evolução crustal dessa parte do escudo Brasileiro. Delhal et al. (1969) apresentaram alguns resultados U/Pb para rochas do complexo Juiz de Fora, os quais indicaram idade de 2200m.a. considerada idade do metamorfismo catazonal.

Além da presença de *greenstone-belts* mais ou menos preservados, comuns na província geotectônica São Francisco e ausentes, no nível de conhecimento atual, na província geotectônica Mantiqueira, o que, fundamentalmente, diferencia as rochas infra-estruturais das duas províncias geotectônicas, é que a foliação de cisalhamento de baixo ângulo é muito mais intensa nas rochas da província geotectônica Mantiqueira, onde se desenvolveu nas condições dos níveis crustais intermediário e inferior,

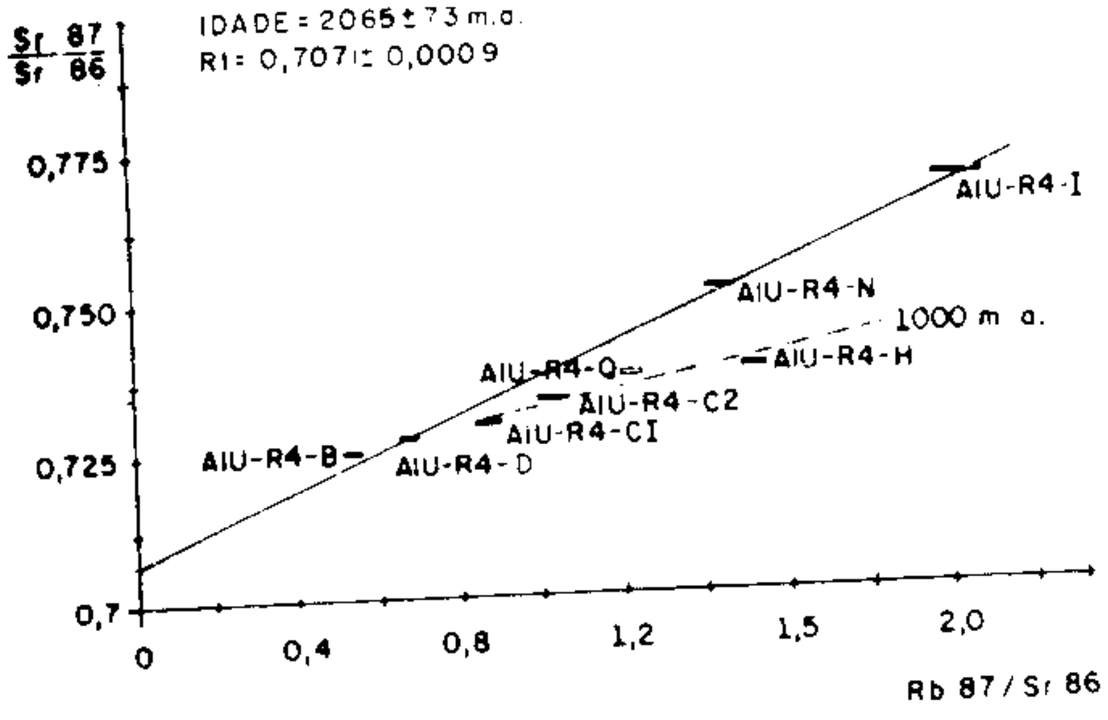


Fig. II.6.10 – Isócrona Rb/Sr de granodiorito-gnaisse (AIU–54), entre Seritinga e Carvalhos. Infra-estrutura da faixa de dobramentos alto Rio Grande. Fonte: Padilha & Vasconcellos, in: Baltazar et al. (1988) e Silva et al. (1988.)

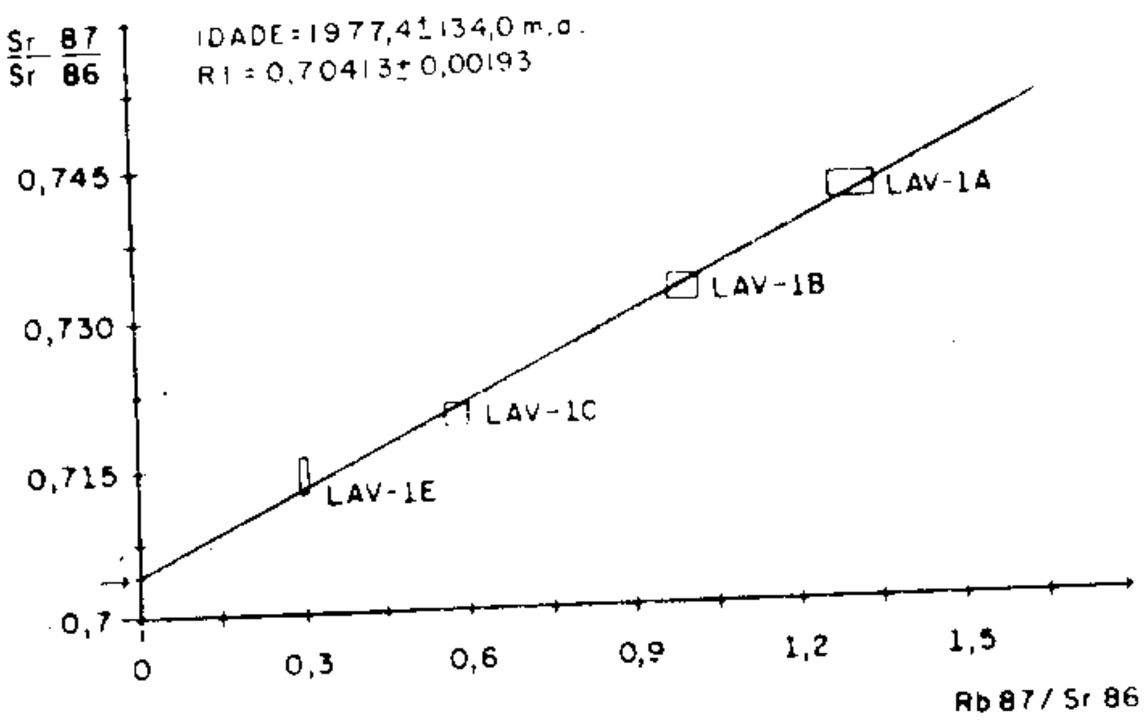


Fig. II.6.11 – Isócrona Rb/Sr de granodiorito-gnaisse de Lavras (Heilbron, 1984) intrusivo na infra-estrutura da faixa de dobramentos alto Rio Grande. Fonte: Padilha & Vasconcellos, in: Baltazar et al. (1988) e Silva et al. (1988.)

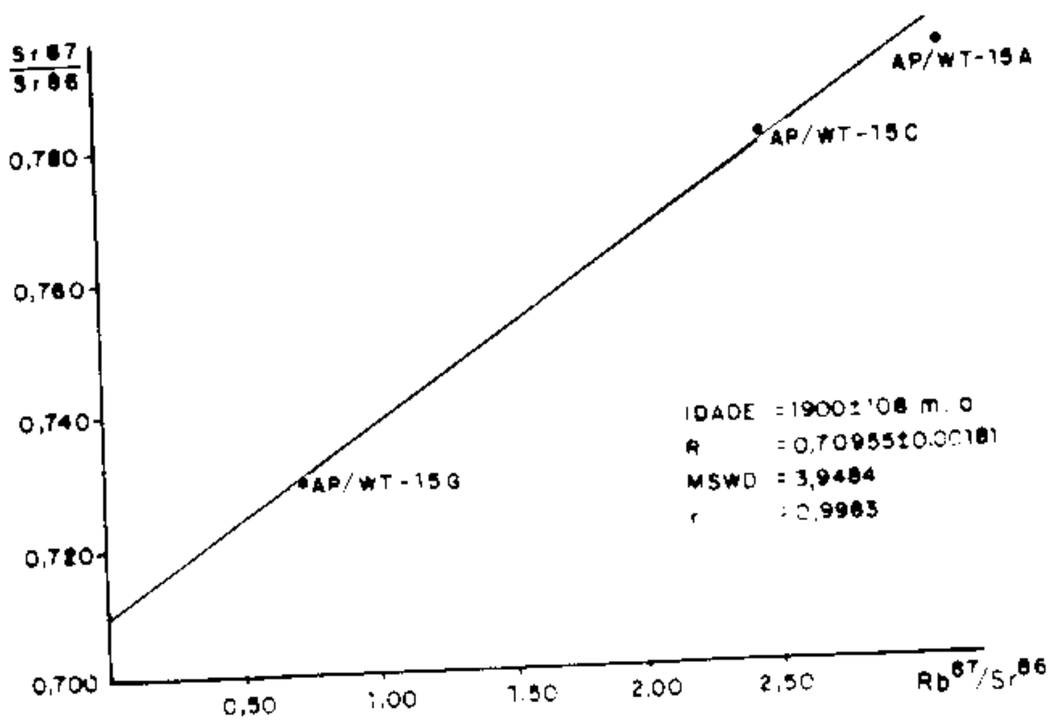


Fig. II.6.12 – Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total para o granito "alto Jacarandá" (NW de Entre-Rios de Minas). Fonte: Padilha & Vasconcellos, in: Baltazar et al. (1988) e Silva et al. (1988).

e menos intensa nas rochas da província geotectônica São Francisco, onde a mineralogia que a acompanha mostra condições termodinâmicas da fácies xisto-verde. Como reflexo dessa colisão, aparentemente frontal, formou-se o cinturão de empurrões Mantiqueira e, no *front* das *nappes*, constituíram-se bacias grauvaqueanas frontais (fig. II.6.13), representadas, na área em estudo, pelas sequências metassedimentares do grupo Andrelândia, a sudoeste, e do grupo Dom Silvério (unidades média e superior) a nordeste, provavelmente em um estilo semelhante às *foreland basins*. A tectônica proterozóica média e superior mascarou profundamente essas relações de cavalgamento sindeposicionais, mas, mesmo assim, na região a oeste de Bom Jardim de Minas e entre Arantina e Andrelândia, encontram-se rochas correlacionáveis ao complexo Mantiqueira sobre rochas do grupo Andrelândia.

Nessa mesma ocasião, talvez como efeito compensatório de tal colisão, iniciou-se a individualização de duas estruturas aulacogênicas, de direção quase que exatamente NW-SE, a primeira, e NNW-SSE, a segunda, formando um ângulo próximo a 60 com a zona de colisão transamazônica (fig. II.6.14). A posição aparente do *front* de empurrões nesta fig., no domínio do Espinhaço meridional, reflete a tectônica proterozóica superior, muito intensa aí. A primeira, ao sul, evoluiu para conformar a bacia de sedimentação Andrelândia/Araxá/Canastra, que compõe a extremidade sudeste da província estrutural Tocantins, de Almeida et al. (1977), enquanto a segunda, ao norte, evoluiu para construir o fulcro da sedimentação Espinhaço. As idades das sequências vulcanossedimentares que ocorrem na base dessas sedimentações apontam para o início do Proterozóico Médio a instalação desses aulacógenos.

Com o objetivo de ressaltar um fato de suma importância, relembra-se que, quando teve início a sedimentação da seqüência grauvaqueana do grupo Andrelândia Inferior, deste projeto (formação Cambuquira de Baltazar et al., op. cit., e Silva et al., op. cit.), os metamorfismos meso e catazonal das sequências arqueanas, arqueo-proterozóicas inferiores e proterozóicas inferiores já haviam atingido seu clímax, e a sutura continental estava sendo obliterada pelo deslocamento do cinturão de empurrões. Desse modo, a idade proterozóica média precoce, sugerida para as seqüências grauvaqueanas Andrelândia e Dom Silvério, é justificada, e as idades proterozóicas médias e superiores, encontradas para as primeiras (figs. II.6.15 a II.6.18), relacionam-se com o pico do metamorfismo de fácies anfibolito sin-D_3, que mascarou profundamente o balanço geoquímico sin-D_2 e reomogeneizou o sistema Rb/Sr dessas rochas. Tais bacias grauvaqueanas evoluíram para uma sequência pelito-psamítica, que extravasou do fulcro principal da sedimentação para norte, em direção ao cráton do São

Francisco, de Almeida et al. (1980), estando representado pela formação São Tomé das Letras e pelo gnaisse Brejão de Silva et al. (op. cit.), e para sul e sudeste, sobre as partes já então peneplanizadas do cinturão de empurrões (grupo Andrelândia Superior, na folha Lima Duarte). A sedimentação, extravasada para norte, muda a faciologia sedimentar ao atingir a zona pericratônica, com quartzitos e conglomerados (formação Tiradentes), margas e pelitos (formação Rio Elvas), pelitos e margas, com lentes de calcário (formação Prados) e paraconglomerados polimíticos (formação Carandaí e sequência de Madre de Deus), que constituem o grupo São João del Rei. Em direção NW, deve ter interagido com o início da sedimentação no aulacógeno. Uma isócrona Rb/Sr, de referência, foi preparada para filitos grafitosos da região de Madre de Deus, que representam a transição entre os grupos Andrelândia e São João del Rei (fig. II.6.19)

6.4 O Proterozóico Médio e Superior: A Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande

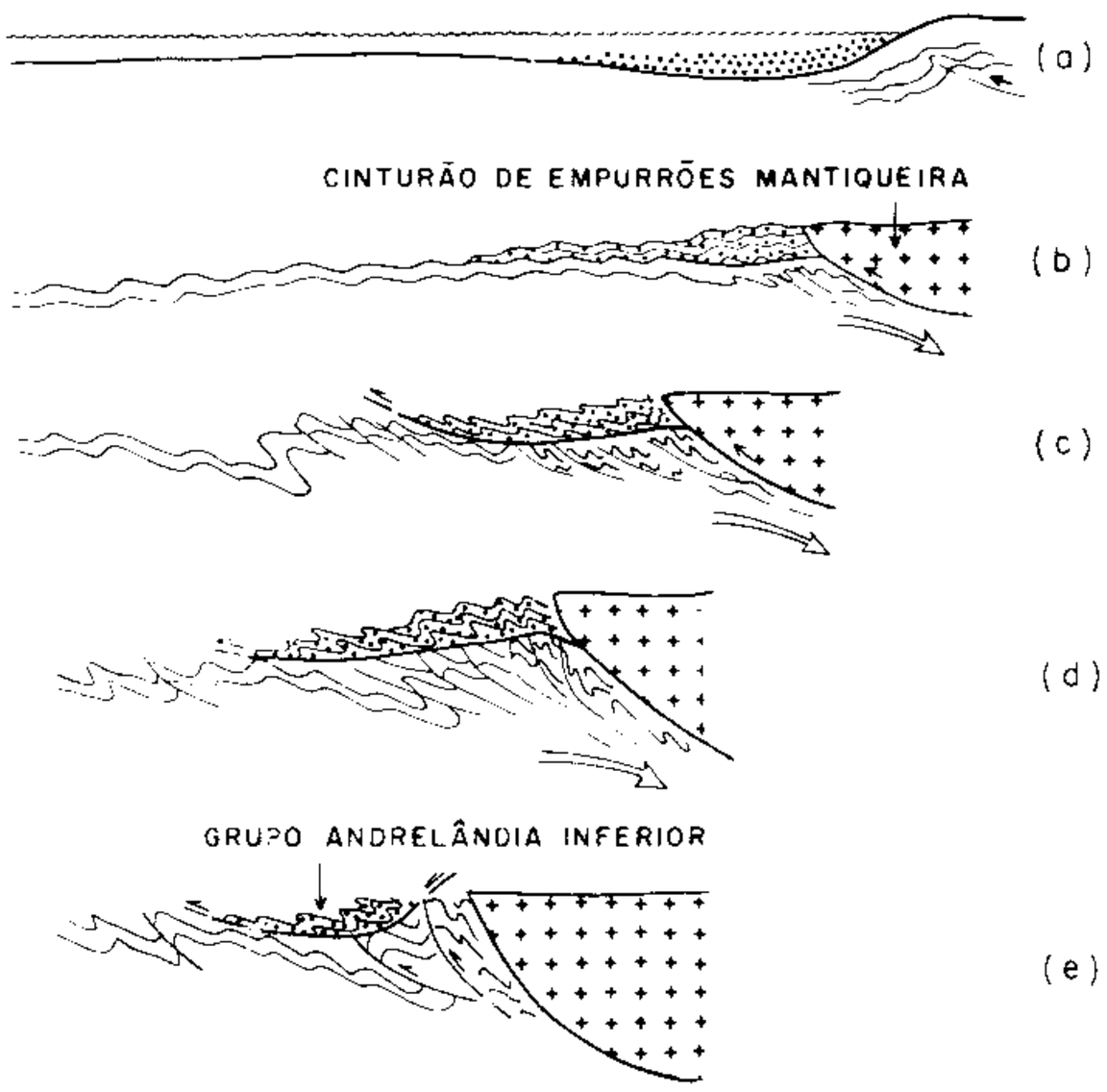


Fig. II.6.13 – Esquema do desenvolvimento das grauvacas do grupo Andrelândia, em estilo fore land basin. (a) Início de formação do cinturão de empurrões Mantiqueira com consituição de uma fore land basin, pelo rebaixamento isostático da zona frontal ao referido cinturão, formação de leques deltaicos e turbiditos (grauvacas líticas e feldspáticas?). (b, c, d) Prosseguimento da superposição de escamas de empurrão do cinturão mantiqueira, soerguimento parcial de parte da sedimentação da fore land basin com seu dobramento; individualiza-se um deslocamento basal (sole trust) próximo à interface cobertura-embasamento; nessa fase pode haver vários pulsos de soerguimento-erosão-redeposição. (e) Erosão da parte soerguida da cordilheira formada e afloramento da infra-estrutura da fore land basin entre as nappes Mantiqueira e as nappes Andrelândia Inferior.

A faixa de dobramentos alto Rio Grande, como aqui é concebida, localiza-se marginalmente ao sul da província geotectônica São Francisco (fig. II.6.20); sua forma atual é a de um trapézio com direção geral WSW-ENE, desde a bacia do Paraná, a oeste, até a região entre Caranaíba-Barbacena-Juiz de Fora, em uma extensão aflorante de, aproximadamente, 350km. A base maior deste trapézio encontra-se a oeste, possivelmente entre Jundiaí (SP), ao sul, e Monte Santo (MG), ao norte, com aproximadamente 220km (fig. II.6.21). Nesse trecho, engloba a região do platô de Poços de Caldas e as litologias dos complexos graníticos e granulíticos do maciço de Guaxupé. A leste termina irregularmente, em faixas balizadas por falhas tardias envolvendo rochas graníticas e granito-*greenstone* do complexo Barbacena, granitóides do complexo Mantiqueira e granulíticas do complexo Juiz de Fora, em uma largura média de 10km. Perfaz, assim, uma área da ordem de 60.000km^2.

Seu limite sul coincide, grosseiramente, com a zona de cisalhamento serra da Mantiqueira ou São Paulo e, a norte, com a zona de cisalhamento Campo do Meio (Cavalcante et al., 1977, 1979). Sua forma atual deriva dos últimos eventos deformacionais que a atingiram, possivelmente de idade brasiliana precoce.

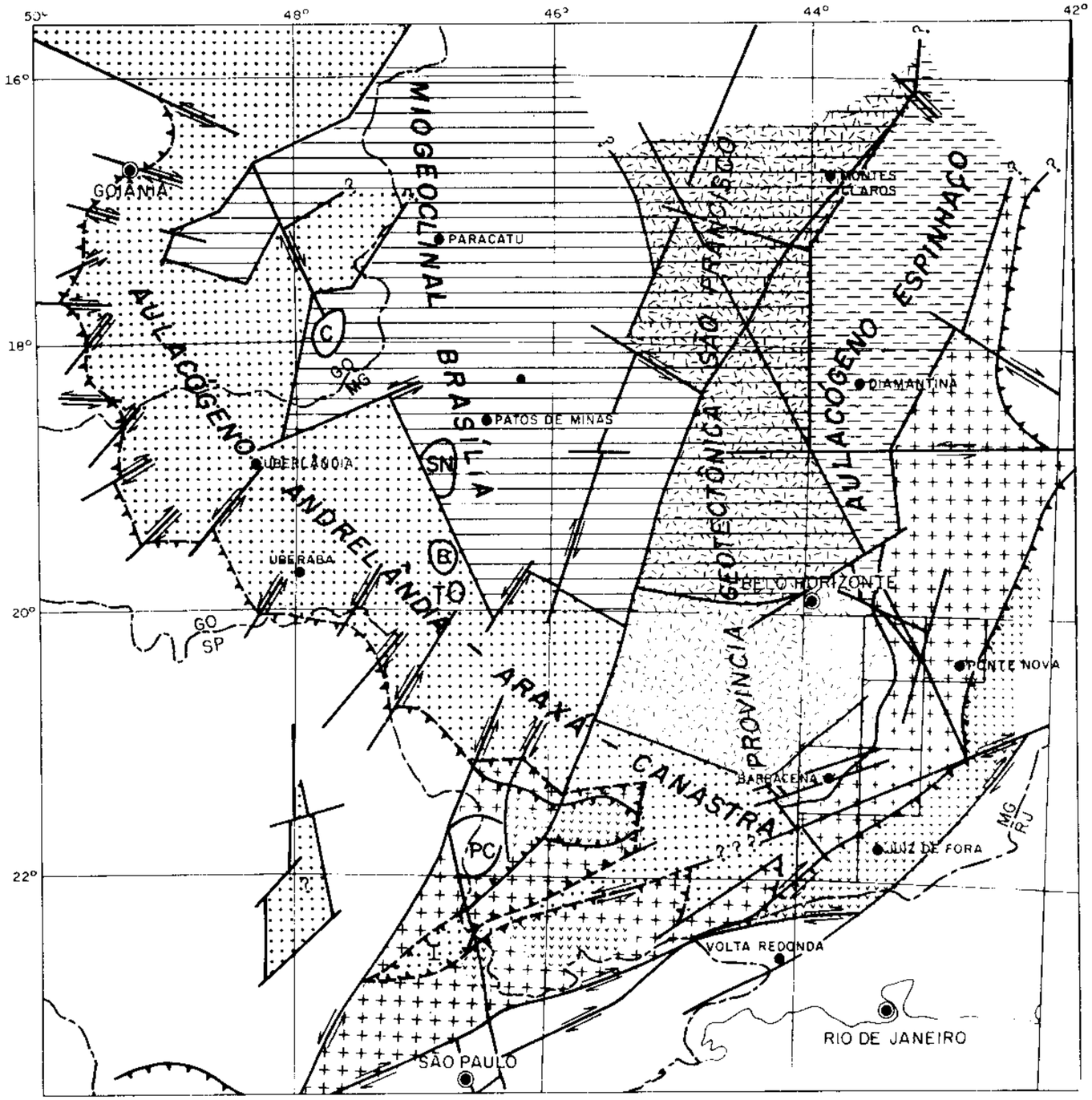
Padilha & Vasconcellos (in: Silva et al., op. cit. e Baltazar et al., op. cit.) apresentaram uma hipótese de evolução crustal para a região sudeste mineira, a qual corroborou-se com os presentes estudos. A esse modelamento acrescentam-se três elementos que supõem-se diagnósticos:

a) a faixa de dobramentos alto Rio Grande representa a extremidade sul da província estrutural Tocantins (Almeida et al., 1977), com a qual tem em comum a simetria dos esforços deformantes;

b) consolidou-se a compreensão de que as grauvacas basais e sedimentos pelito-psamíticos correlatos constituíram-se como sedimentação frontal ao cinturão de empurrões Mantiqueira, formado quando da colisão continental transamazônica, em vários pulsos de soerguimento-sedimentação-desnudamento-ressedimentação;

c) é possível que a região ao norte de Andrelândia se posicione, hoje, sobre uma pretérita junção tríplice com um ramo *rift* (aulacógeno?), de direção NW, constituindo a extremidade sudeste do aulacógeno Andrelândia-Araxá-Canastra; o outro ramo, de sudoeste, conforma-se, possivelmente, como falhas transformantes (sistema Ouro Fino) ou transcorrentes com bacias *pull-apart* (sedimentação do grupo Itapira); e o ramo de ENE até NNE sendo constituído pelo cinturão de empurrões Mantiqueira, que registra a colisão continental transamazônica e é acompanhado de bacias frontais transpressionais (grupos Andrelândia, São João del Rei e Dom Silvério), desenvolvidas em rampas oblíquas.

Essa faixa de dobramentos tem como característica básica seu policiclismo e o envolvimento, em seus vários eventos tectonometamórficos, tanto das seqüências supracrustais próprias da faixa, bem como de seu em-



Província Geotectônica São Francisco parcialmente recoberta pelas supracrustais do Proterozóico Superior.

Rochas de alto grau metamórfico da crosta inferior e parte do manto litosférico.

Rochas de médio a alto grau metamórfico da crosta intermediária (infra-estrutura).

Grupo Espinhaço e sua infra-estrutura.

Grupos Andrelândia, São João Del Rei, Araxá, Canastra e Itapira e suas infra-estruturas.

Sequências supracrustais, plataformais, do Proterozóico Superior: grupos Paranoá e Bambuí.

Colisão transamazônica: marca o empurrão da crosta inferior sobre a intermediária.

Falhas transcorrentes

Colisão uruaçuana: marca o empurrão da infra-estrutura transamazônica e arqueana sobre a supra-estrutura da crosta intermediária.

Provável traço das descontinuidades infracrustais da Província Geotectônica São Francisco relacionadas com o limite nordeste do aulacógeno do Proterozóico Médio.

I - Grupo Itapira

Complexos alcalinos: PC - Poços de Caldas; I - Tapira; B - Barreiro (de Araxá); SN - Serra Negra e Salitre; C - Catalão.

? - Feição de baixo gravimétrico sob a Bacia do Paraná

Obs.: não foi representado o avanço das nappes da supra-estrutura uruaçuana sobre a Província Geotectônica São Francisco.

Fig. II.6.14 – Registro dos elementos estruturais profundos da região sudeste, a partir dos dados gravimétricos e sua possível interpretação geotectônica.

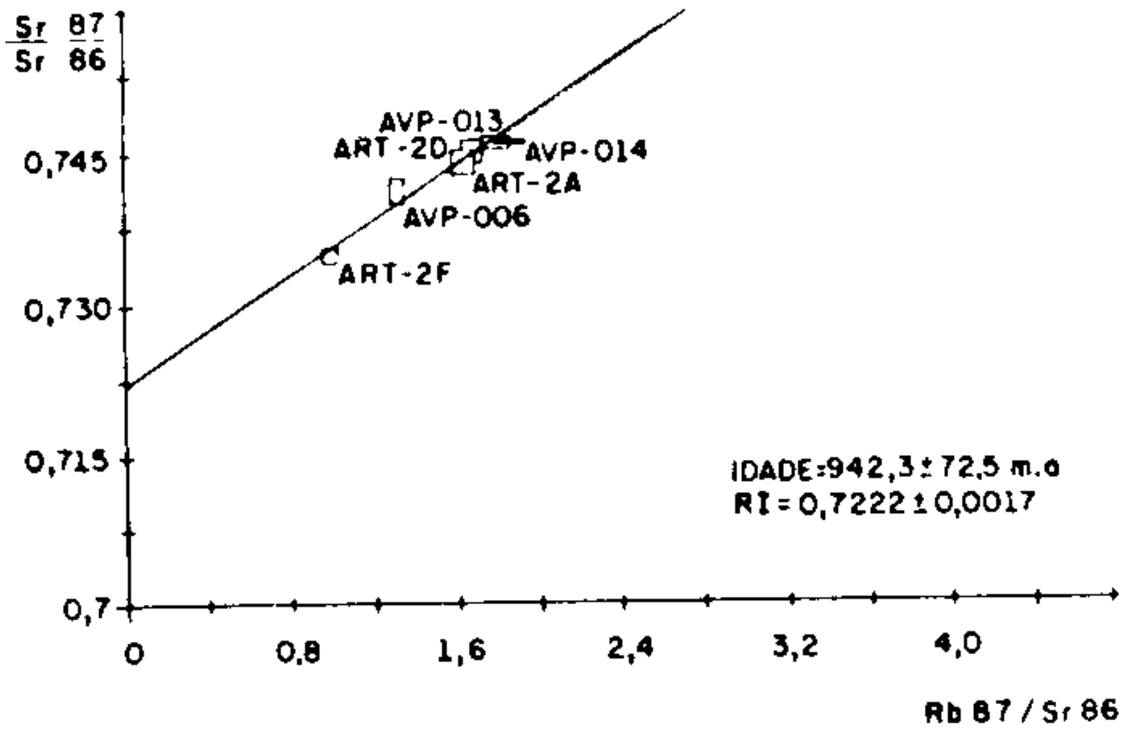


Fig. II.6.15 – Isócrona Rb/Sr para os cianita-silimanita-granada-biotita-gnaisses de Arantina: Pedreira 2km a SSw de Arantina – formação Cambuquira – grupo Andrelândia.

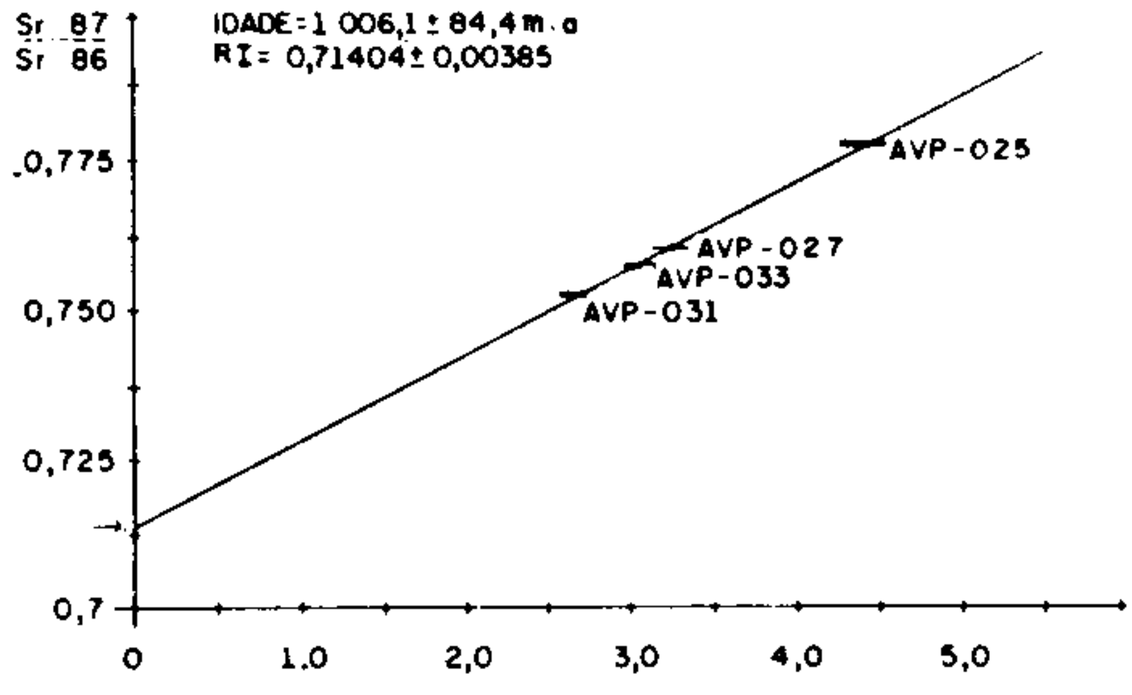


Fig. II.6.16 – Isócrona Rb/Sr para os cianita-silimanita-granada-moscvita-quartzoxistos de Arantina: Túnel da Ferrovia do Aço 5km SE de Arantina – formação São Tomé das Letras – grupo Andrelândia.

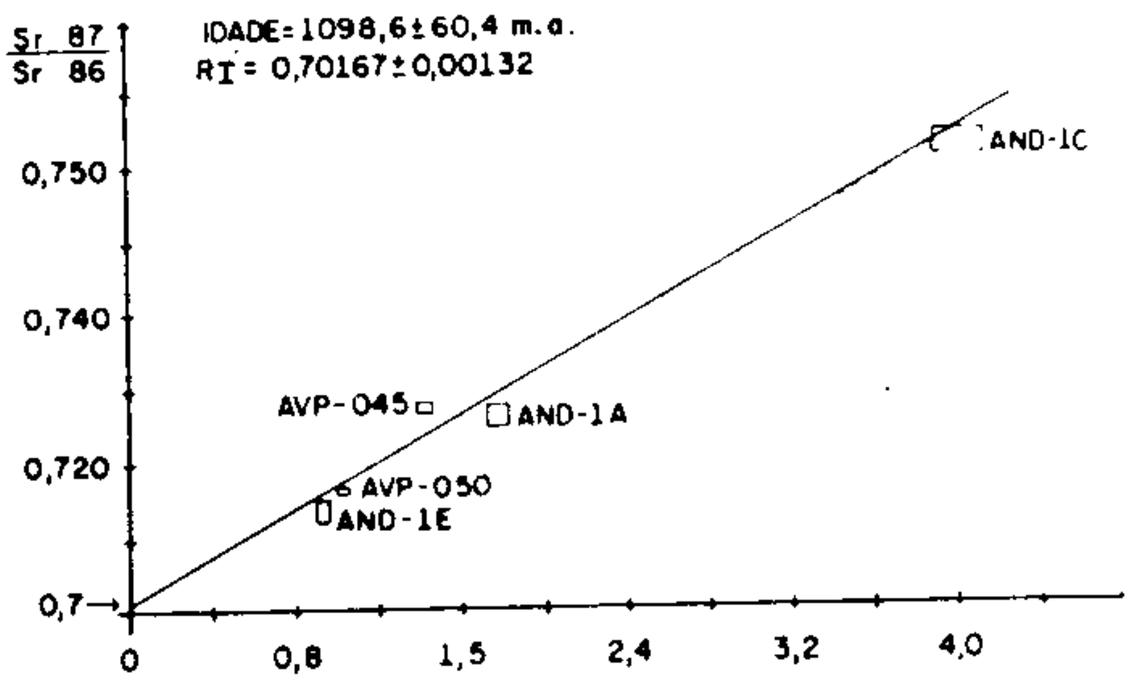


Fig. II.6.17 – Isócrona Rb/Sr de referência para os estaurolita-cianita-silimanita-granada-biotita-xistos feldspáticos dos arredores de Andrelândia – formação Cambuquira – grupo Andrelândia.

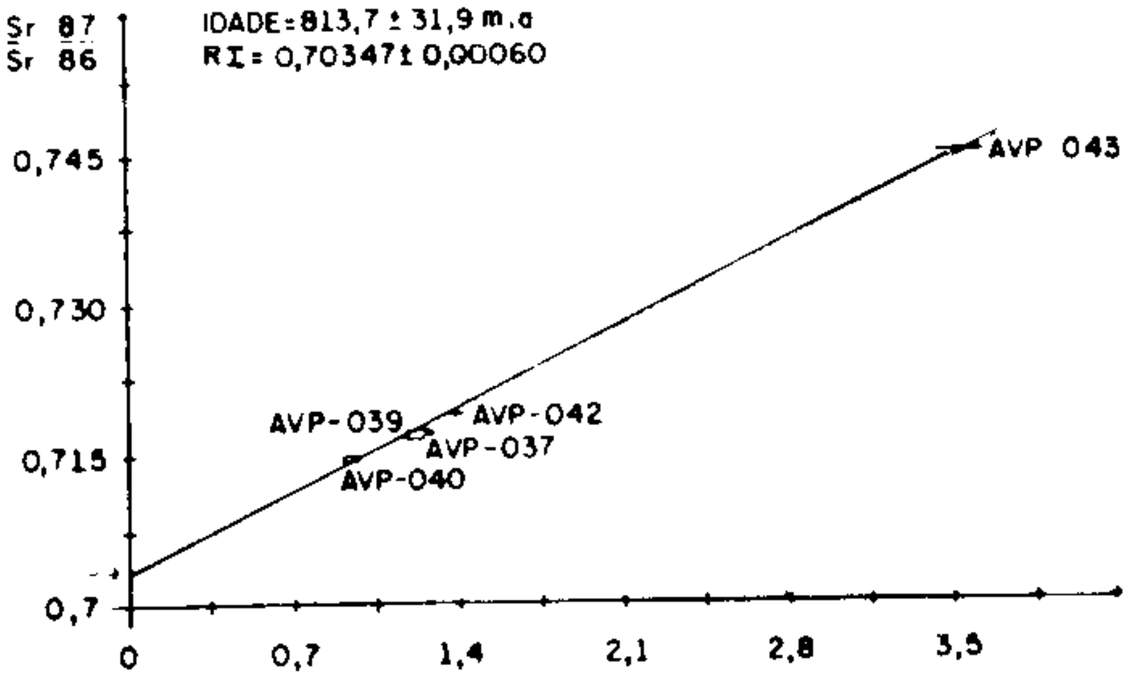


Fig. II.6.18 – Isócrona Rb/Sr de referência para os cianita-estaurolita-granada-biotita-xisos de Santana de Garambéu – formação Cambuquira – grupo Andrelândia

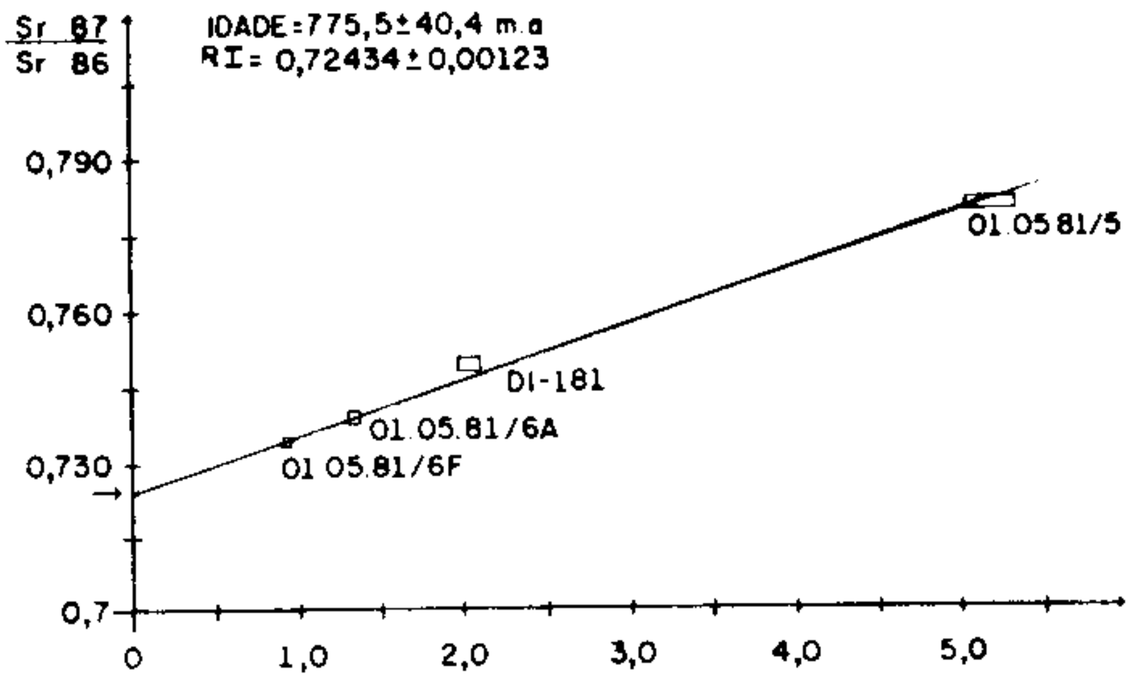


Fig. II.6.19 – Isócrona Rb/Sr de referência para os (granita)-biotita-xistos da região a sudoeste de Madre de Deus de Minas/sequüência de Madre de Deus de Minas/Grupo São João del Rei.

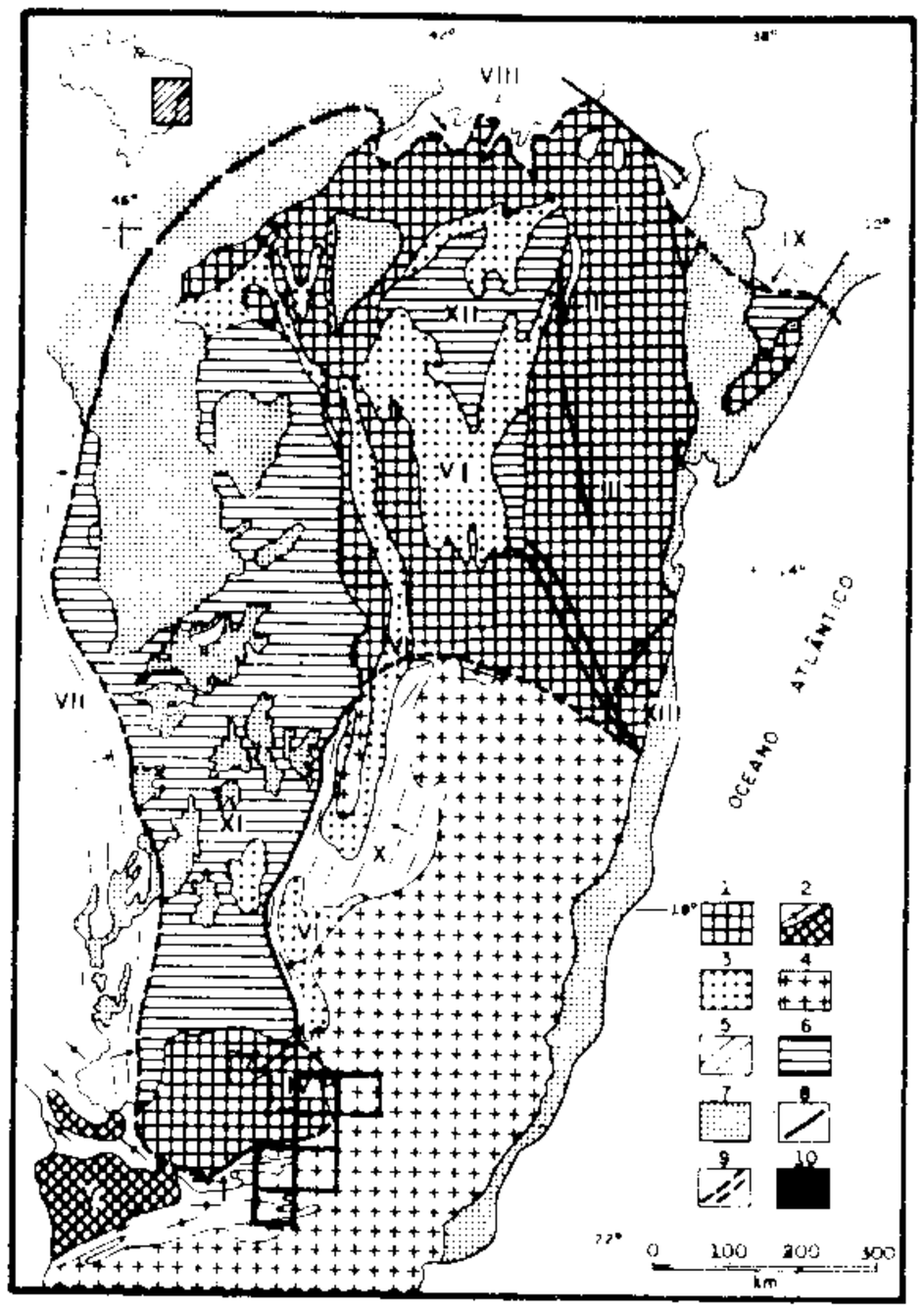


Fig. II.6.20 – Elementos tectônicos da região leste brasileira (modificado de Almeida et al., 1976). 1 – Áreas pré-transamazônicas e transamazônicas não-diferenciadas: complexo Caraíba (I), grupo Jacobina (II), complexo Jequié (III), Quadrilátero Ferrífero (IV). 2 – Faixa de dobramentos alto Rio Grande e maciço Guaxupé (V). 3 – Faixa Espinhaço e coberturas relacionadas na chapada Diamantina (VI). 4 – Áreas transamazônicas rejuvenescidas durante o ciclo Brasiliano. 5 – Unidades brasilianas: faixa de dobramentos Brasília (VII), região de dobramentos Nordeste (VIII), faixa de dobramentos Sergipana (IX), faixa de dobramentos Araçuaí (X). 6 – Coberturas sedimentares correlativas ao ciclo Brasiliano: grupo Bambuí na bacia do São Francisco (XI), Salitre-Jacaré (XII) e Rio Pardo (XIII). 7 – Coberturas sedimentares fanerozóicas. 8 – Falhamentos maiores. 9 – Limite de cráton; setas indicam vergência. 10 – Área do projeto Barbacena.

basamento. Como anteriormente sugerido, a idade provável de sua individualização deve ter sido no limite entre o Proterozóico Inferior e o Médio, no final do ciclo tectonotermal Transamazônico, sendo que o maior pico de metamorfismo ocorreu durante o ciclo tectonotermal Uruaçuano e no final da segunda fase de deformação (Heilbron, 1983, 1985) da supra-estrutura metassedimentar.

Aparentemente, durante o ciclo Brasiliano, a região foi retomada por dobramento amplo e cisalhamento dúctil-rúptil (?) de transpressão de alto ângulo, acompanhado de metamorfismo de fácies xisto-verde ao norte, até, possivelmente, anfibolito ao sul da linha Arantina-Lima Duarte, e anatexia ao sul e sudeste da linha São Lourenço-Aiuruoca-Liberdade. São exemplos desta anatexia a última migmatização dos gnaisses de Bocaina de Minas e Passa Vinte, e os granodioritos e granitos de Arantina, Liberdade, Carvalhos e Seritinga. A fig. II.6.22 mostra uma tentativa de síntese visual desses eventos, relativamente à supra-estrutura.

Assumindo a possível disposição original de deposição, no ramo aulacogênico, como NW-SE, reconheceram-se as seguintes divisões litoambientais nessa faixa de dobramentos:

a) zona pericratônica norte e noroeste (fácies psamito-pelito-carbonatada):

- supra-estrutura: grupo São João del Rei (formações Tiradentes, Carandaí, Rio Elvas e Prados);
- infra-estrutura: complexos Barbacena, Matola, Mantiqueira e Ressaquinha;

b) zona pericratônica sudeste (fácies psamítica):

- supra-estrutura: grupo Andrelândia Inferior e Superior (formação Cambuquira e quartzitos como os da serra de Ibitipoca, respectivamente);
- infra-estrutura: complexos Mantiqueira, Juiz de Fora e Paraíba do Sul;

c) zona central grauvaqueana:

- supra-estrutura: grupo Andrelândia (formações Cambuquira e São Tomé das Letras, gnaisse Brejão) e complexo Lambari;
- infra-estrutura: complexos Mantiqueira, Juiz de Fora e Amparo (?);

d) zona marginal ao platô de Poços de Caldas:

- supra-estrutura: grupo Andrelândia (formações Cambuquira e São Tomé das Letras), complexo Lambari e grupo Itapira no estado de São Paulo;
- infra-estrutura: complexos Amparo, Silvianópolis, Varginha-Guaxupé e Paraisópolis;

e) zona da granitogênese brasiliana:

- essa zona contém os batólitos sin- e tarditranscorrentes do grupo Pinhal (Wernick & Penalva, 1978), ao norte, e granitóides tipo Morungaba e Socorro, ao sul da zona de cisalhamento Ouro Fino. Essa granitogênese envolve anatexia de parte da infra-estrutura granulítica e granodioríto-tonalítica da faixa de dobramentos.

A partir dessas conceituações, e com base nos dados de campo, bem como na análise da bibliografia geológica disponível para a área em apreço, justifica-se a individualização das unidades geotectônicas conforme apresentadas a seguir:

a) domínio da supra-estrutura da crosta superior (seqüências supracrustais da faixa de dobramentos alto Rio Grande - zona metamórfica da fácies xisto-verde);

b) domínio da supra-estrutura da crosta intermediária (seqüências supra-crustais da faixa de dobramentos alto

Rio Grande - zona metamórfica de fácies anfibolito);

c) domínio da infra-estrutura da crosta intermediária (seqüências da infra-estrutura da faixa de dobramentos alto Rio Grande);

d) domínio das seqüências da crosta inferior (rochas da fácies granulito, mais ou menos migmatizadas, da infra-estrutura da faixa de dobramentos alto Rio Grande).

Com o objetivo de estabelecer o quadro geocronológico das unidades da supra-estrutura da faixa de dobramentos alto Rio Grande, utilizaram-se informações de: Padilha (1984), Heilbron et al. (inédito), Heilbron (1984), Maciel & Gonçalves (dados inéditos utilizados com permissão dos autores), a partir das quais foram elaboradas cinco isócronas, somando 37 determinações Rb/Sr, além de cinco determinações isoladas e com 12 determinações K/Ar em fases minerais e rocha total (tabelas II.6.2 e II.6.3).

Essas isócronas foram localizadas estrategicamente, de modo a abranger várias litologias do grupo Andrelândia, bem como representar uma área considerável deste. Situam-se na folha Andrelândia, 1:100.000, a oeste da folha Lima Duarte (ver: Silva et al., 1988), como explicitado a seguir:

a) região de Arantina: nessa região, situada na zona da silimanita, em coexistência com a cianita, foram elaboradas duas isócronas:

- pedreira da saída sul de Arantina, a 2km da cidade; aí as rochas são granada-cianita-silimanita-biotita-gnaisses, com remobilizados quartzofeldspáticos importantes segundo a foliação e cortadas por diques de aplitos (AVP-016) (pontos AVP-006, AVP-013, AVP-014, ART-2A, ART-2D, ART-2F da fig. II.6.15);

- túnel da ferrovia do Aço, na região do córrego dos Cordeiros, ±5km a ESE de Arantina; as rochas amostradas foram granada-cianita-silimanita-moscovita- quartzoxistos muito transpostos, com raras vênulas remobilizadas de quartzo + feldspato (pontos AVP-025, AVP-027, AVP-031 e AVP-033) (fig. II.6.16).

b) região de Andrelândia: situada 20km a nor-noroeste de Arantina, suas rochas estão na fácies metamórfica anfibolito, com a coexistência de estaurolita e cianita. Inicialmente, tentou-se estabelecer uma isócrona em um único afloramento do estaurolita-cianita-granada-biotita-plagioclasio-xisto, rocha típica do grupo Andrelândia, mas não houve dispersão suficiente para tentar-se uma isócrona confiável. Então optou-se por coletar amostras em pontos mais separados, porém com continuidade física (raio de 3 km), de modo a conseguir-se a dispersão. Conseguiu-se assim uma boa isócrona de referência (pontos AVP-045, AVP-050, AND-1A, AND-1C e AND-1E) (fig. II.6.17).

c) região de Santana do Garambéu: situada 25km a nordeste da cidade de Andrelândia e 38km a nor-noroeste de Arantina, suas rochas estão na fácies anfibolito, próximas à isógrada da cianita. As rochas são cianita-estaurolita-granada- biotita-xistos feldspáticos, diferindo daquelas de Andrelândia apenas pela maior quantidade de quartzo e muito menor presença de plagioclásio. As amostras foram coletadas em um mesmo material, mas em um círculo de aproximadamente 5km de diâmetro. Conseguiu-se assim uma boa isócrona de referência (pontos analíticos AVP-037, AVP-039, AVP-040, AVP-042, AVP-043) (fig. II.6.18);

d) região de Madre de Deus: situada 29km a nor-noroeste de Andrelândia e 49km de Arantina, na mesma direção; as rochas estão na fácies anfibolito, na zona da estaurolita. As rochas analisadas são estaurolita-granada-filitos grafitosos da zona de transição entre os grupos Andrelândia e São João del Rei e, neste trabalho, são inclusas na segunda unidade. Também elaborou-se uma isócrona de referência (fig. II.6.19) utilizando-se os pontos analíticos 01-05-81/5, DI-181, 01-05-81/6A e 01-05-81/6F.

Vários outros pontos foram utilizados como apoio e encontram-se listados na tabela II.6.2. Durante a exposição do quadro geocronológico, será discutida a sua importância.

As determinações K/Ar estão listadas na tabela II.6.3. Como se pode observar, cobrem uma vasta área da região enfocada, permitindo sua utilização na tentativa de estabelecer o padrão de resfriamento final dessa região.

A tabela II.6.3. mostra que, nas rochas da supra-estrutura, foram realizadas 12 determinações K/Ar em fases minerais diversas: anfibólio, biotita e moscovita.

Os resultados concentram-se no intervalo de 550 a ±50m.a. e mostram o zoneamento devido ao resfriamento regional, do mesmo modo que a infra-estrutura retrabalhada, onde as idades mais jovens são encontradas no sul e as mais antigas, no norte.

Destes resultados, também abstrai-se uma tendência à concentração de determinações geocronológicas Rb/Sr nos intervalos 1050 a ±50m.a e 800 a ±50m.a, enquanto as determinações K/Ar concentram-se no intervalo 550 a ±50m.a.

As idades obtidas devem ser consideradas idades mínimas, já que normalmente são idades de resfriamento ou refletem reomogeneização parcial do sistema Rb/Sr, relacionadas aos diversos eventos tectonotermais que atingiram a região.

Heilbron (1985) demonstrou que existiram dois pulsos metamórficos regionalmente importantes interessando às rochas que compõem a supra-estrutura e a infraestrutura da faixa de dobramentos alto Rio Grande, e que tiveram suas paragêneses metamórficas preservadas.

Associa-se o primeiro, e mais intenso, pulso metamórfico, cujo registro se mantém, à fase de deformação D_3. O pico máximo de metamorfismo ultrapassou temporalmente a época da deformação máxima. Assim, as idades registradas são tardi-D_3. Esse metamorfismo provocou a formação de paragêneses da fácies an-

Tabela II.6.3 - Determinação em Rochas da Região entre Lavras e Arantina (MG)

N. Campo	Rocha	Material	%K	%Ar40 rad (ccSTP/g.10-6)	%Ar40 atm	Idade (Ma)	Erro
			SUPRA-ESTRUTURA				
ART-2C	anfibolito	biotita	6,169	164,43	5,09	581	17
LAM-23	xisto	biotita	5,924	165,9	3,01	607	20
AND-1C	xisto	biotita	6,869	153,3	2,65	499	15
ART-X-100A	gnaisse	biotita	6,708	155,9	7,31	517	15
ART-2-A	gnaisse	biotita	7,518	172,4	1,62	511	15
AVP-035	xisto	biotita	7,416	173,66	9,17	520	16
DI-181	xisto	moscovita	7,052	168,4	4,77	529	16
DI-68	quartzito	moscovita	8,632	203,2	4,08	522	15
AVP-061	pegmatito	mica	8,531	156,31	7,85	419	13
	granodiorito	moscovita	8,024	194,40	2,17	536	16
ART-2C	anfibolito	anfobólio	0,946	24,30	17,02	564	17
ART-X-100A	gnaisse	anfobólio	0,654	166,3	11,33	558	17
AVP-62	anfibolito	anfobólio	0,399	10,83	10,92	591	18
AVP-60	anfibolito	anfobólio	0,657	16,52	20,10	554	16
			INFRA-ESTRUTURA				
AIU-R4P	gnaisse	biotita	7,811	195,25	19,40	550	16
MD-X-3C	gnaisse	biotita	5,953	187,08	63,32	946	56,9
LAV-1C	gnaisse	biotita	7,082	193,9	4,02	595	18,0
MIN-428	anfibolito	anfibólio	0,191	11,027	9,79	1086	41,8
MD-X-3C	gnaisse	anfibólio	0,923	30,465	9,13	698	35,4

Fonte: Padilha & Vasconcellos, in: Baltazar et al. (1988) e Silva et al. (1988).

fibolito alto e anatexia parcial, atingindo a isógrada da cordierita ao sul de Bom Jardim de Minas. Também foi a responsável pela reomogeneização quase total do estrôncio (Sr) nas seqüências supracrustais e a abertura do sistema K/Ar das rochas da infra-estrutura.

Desse modo, as isócronas Rb/Sr, em rocha total, que apontam para o intervalo de 1050 a ±50m.a., datam esse evento.

A deformação da fase D_3 atingiu rochas já transpostas, mais ou menos miloníticas, devido à intensa fase de imbricação de escamas de empurrão, em regime de cisalhamento dúctil heterogêneo, que gerou uma foliação de transposição (S_t), reconhecida como a superfície de referência no âmbito da faixa de dobramentos alto Rio Grande. Assim, a história deformacional das rochas da supra-estrutura iniciou-se em data anterior a 1100m.a., possívelmente, durante a fase principal do ciclo tectonotermal Uruaçuano. Uma forte lineação mineral, paralela ao eixo X do elipsóide de deformação, foi desenvolvida.

A simetria das duas primeiras fases de deformação da faixa de dobramentos alto Rio Grande é, em geral, semelhante, indicando tratar-se de duas fases de um mesmo evento tectonotermal, que se sucederam no tempo (deformação progressiva). Entretanto, em alguns locais, principalmente próximo às extremidades das *nappes de charriage*, possivelmente D_3, nas folhas Lima Duarte e Barbacena, os estilos das dobras são muito diferentes e os eixos podem ser até ortogonais. Esse fato, antes de impor um hiato entre as fases D_3 e D_4, devido à aparente dissimetria das estruturas, demonstra a presença da deformação por cisalhamento simples, progressiva, havendo antes uma translação heterogênea provocando uma aparente rotação no vetor do transporte.

A concentração de idades no intervalo 800 a ±50m.a. pode ter uma das explicações a seguir:

a) a instalação do metamorfismo progressivo de fácies anfibolito se iniciou nas zonas mais internas da faixa de dobramentos e progrediu temporal e espacialmente, no sentido do continente (províncias geotectônicas São Francisco e Mantiqueira soldadas), enfraquecendo suas condições de P-T; porém, incrementado pelo efeito do embasamento (mais raso), demorou mais a esfriar, cristalizando o sistema Rb/Sr em data mais recente;

b) a implantação do metamorfismo brasiliano de fácies xisto-verde, que descrever-se-á a seguir, desequilibrou parcialmente o sistema Rb/Sr preexistente, sendo mais importante esse desequilíbrio naquelas rochas micáceas, predispostas à reomogeneização isotópica em temperaturas mais baixas, de tal modo que estas são idades mistas, sem valor absoluto de datação, podendo ser interpretadas à luz de outros conhecimentos.

O segundo pulso metamórfico, que aparentemente atingiu quase toda a seqüência lítica da supra-estrutura da região (idades K/Ar sem padrão de variação definido), deve ter ocorrido em torno de 550 a æ50m.a., como mostra a concentração das idades K/Ar nesse intervalo.

Associa-se esse pulso metamórfico à fase de deformação flexural D_5, devendo ser sin- a tardi-D_5. Apresenta, em quase toda região do alto Rio Grande, paragênese da fácies xisto-verde. Porém, ao sul de Arantina, Bom Jardim de Minas, Liberdade, Seritinga e Aiuruoca, provocou migmatização com geração de metatexitos e diatexitos. O magmatismo que acompanhou esse evento gerou soleiras de aplitos e pegmatitos que penetram a foliação S_t até a sul da serra de Santo Antônio (Andrelândia) e São Gonçalo do Sapucaí (a oeste). Esses pegmatitos forneceram idades Rb/Sr convencionais de 668 a æ20m.a. e os aplitos, 603 a æ18m.a., enquanto uma idade K/Ar em biotita do afloramento anterior forneceu a idade de 510 a ±8m.a.

Por outro lado, no domínio do cinturão de dobramentos, os anfibólios de anfibolitos da supra-estrutura mostraram idades K/Ar cada vez mais jovens no sentido sul: 591m.a., a norte de Andrelândia; 558m.a., a sul de Andrelândia; 550m.a., 6km a norte de Arantina. Tomando, como apoio, um resultado da infra-estrutura da faixa, em amostra coletada ao norte de Madre de Deus de Minas (MD-X-3C), a idade conseguida é 698m.a., comprobatório do zoneamento. A biotita, nessa última amostra, forneceu idade de 946m.a., mostrando a difusão irregular do argônio. Um anfibolito nas proximidades de Minduri, intrusivo no complexo Mantiqueira, forneceu idade de resfriamento do anfibólio com 1086m.a. (MIN-428). Essas duas últimas determinações apontam ou para a reomogeneização do sistema K/Ar no ciclo Uruaçuano, ou uma difusão parcial do Ar no ciclo Brasiliano, das rochas da infra-estrutura.

As idades isocrônicas Rb/Sr foram obtidas em rochas preponderantemente micáceas, devendo refletir idades de resfriamento das micas que as compõem, conforme proposto por Jager (1979, pp.9 e 10).

Assim, julgou-se razoável sugerir que as idades isocrônicas obtidas para as rochas essencialmente quartzobiotíticas de Santana do Garambéu e Madre de Deus de Minas estão próximas da idade de resfriamento das fases D_3 e D_4 que, nessa região, deve ter ocorrido em época posterior às zonas mais internas da faixa de dobramentos. Além do mais, a fase D_5 provocou metamorfismo da fácies xisto-verde, que gerou clorita e sericita, de modo que tais isócronas devem ter influência parcial desse processo, isto é, as idades do intervalo 800 a æ50m.a. são mistas, pois envolvem relações isotópicas de resfriamento cristalizadas nas fases D_3 e D_4 (1050 a æ50m.a.) preservadas e relações isotópicas de resfriamento da fase D_5 (550 a æ50m.a.). As isócronas de Andrelândia e Arantina, provavelmente, representam idades mais aproximadas do resfriamento das fases D_3 e D_4, apesar de também mostrarem efeitos de superposição da fase tectonotermal D_5 (ciclo Brasiliano). Isso deve ocorrer devido à menor modificação causada ao sistema Rb/Sr de rochas submetidas a condições de metamorfismo de médio a alto grau, onde as paragêneses metamórficas geradas são mais

resistentes a novas modificações induzidas pelo metamorfismo de grau baixo superposto.

De qualquer modo, o intervalo sugerido para essas idades de resfriamento (1050 a æ50m.a.) deve ser encarado como mínimo para a deformação e metamorfismo inerentes à fase D_3.

O resfriamento final do ciclo Brasiliano promoveu o fechamento dos sistemas Rb/Sr e K/Ar em todas as micas, finalizando a cratonização da plataforma Brasileira.

Nos eventos tectonotermais definidos pelas determinações geocronológicas referidas, as rochas constituintes da faixa de dobramentos alto Rio Grande, foram objeto de deformação progressiva dúctil no ciclo Uruaçuano (fases D_3 e D_4) e deformação flexural rúptil-dúctil no ciclo Brasiliano (fase D_5).

Quando do processo distensivo da fase *rift*, durante o qual se individualizou o aulacógeno Andrelândia-Araxá-Canastra (fig. II.6.14), houve a intrusão, na seqüência grauvaqueana frontal ao cinturão de empurrões Mantiqueira, de rochas relacionadas com o magmatismo básico inicial (anfibolitos e serpentinitos associados à formação Cambuquira do grupo Andrelândia; faixa máfico-ultramáfica de Bom Jesus da Penha-Jacuí (?); anfibolitos e ultrabásicas da Serra da Canastra, etc.; rochas básicas e ultrabásicas associadas ao complexo Lambari), e a coalescência da fase regressiva da bacia grauvaqueana, seqüência pelito-psamítica, com o início da sedimentação aulacogênica: fanglomerados, sedimentação fluviolacustre e deltaica (?). Nesta ocasião, ou cessou o movimento colisional transamazônico, como parecem indicar as intrusões tardi- a pós-tectônicas (1900m.a.), ou seus efeitos sobre as rochas da seqüência grauvaqueana foram mascarados pelas deformações do Proterozóico Médio.

Durante essa fase de enchimento da bacia de sedimentação, houve o seu avanço o norte, sedimentando a seqüência psamopelitico-carbonática, do grupo São João del Rei, sobre o já então consolidado continente, formado pela colisão das províncias geotectônicas São Francisco e Mantiqueira.

A abertura do aulacógeno pode ter provocado um movimento transcorrente, com formação de bacia *pull-apart*, a sudoeste do bloco Varginha-Guaxupé, onde se desenvolveu a seqüência psamopelítica, superior às grauvacas do grupo Itapira.

Essa sedimentação culmina com o enchimento da bacia (grupos Canastra e São João del Rei), que se espessa muito e avança até a região central de Goiás com características miogeossinclinais.

A seguir iniciou-se o processo compressivo que irá fechar este novo ciclo tectonossedimentar, constituindo o cinturão de empurrões Canastra, com imensas *nappes* supracrustais.

Nessa região, o sentido geral do movimento foi de SSW para NNE, com variações locais devido à irregularidade dos blocos crustais envolvidos.

A vergência desta colisão foi deduzida a partir de feições estruturais conspícuas, relacionadas com a transposição e exacerbamento da elipticidade do elipsóide de deformação, determinados pela deformação por cisalhamento dúctil de baixo ângulo, tais como lineações minerais e geométricas, cristais com sombras de pressão, sigmóides de foliação, *tension gashes*, bandas S-C.

Esse processo originou imensas escamas de empurrão e dobras recumbentes com flancos inversos transpostos por adelgaçamento contínuo, gerando intensa foliação de transposição plano-axial e bandamento composicional metamórfico, que representam a superfície de referência regional S_{t+1} e uma paralelização dos contatos litológicos e interformacionais, isto é, $S_o//S_{t+1}$.

A análise das paragêneses metamórficas, desenvolvidas pelo metamorfismo de fácies anfibolito médio a alto, possibilitou a identificação de zonas metamórficas com gradiente crescente no sentido sul. Esse metamorfismo teve seu máximo durante a etapa tardia da fase de deformação D_3.

A morfologia dos dobramentos da fase D_4 varia, de acordo com seus posicionamentos na faixa de dobramentos. A norte de Luminárias-Madre de Deus de Minas-Ibertioga são dobras em joelho, com foliação plano-axial pouco desenvolvida. Entre esse limite e a linha imaginária Monsenhor Paulo-Serranos-Arantina-Lima Duarte, essas dobras podem assumir a geometria de dobras similares invertidas com adelgaçamento do flanco invertido. Nessa situação, apresentam uma clivagem de crenulação na zona axial das dobras. Daí para o sul pode haver transposição sin-D_4 do flanco inverso dessas dobras. Adicionando-se o aumento do metamorfismo, que, ao sul dessa última linha, atinge o ponto mais alto da fácies anfibolito (cordierita + silimanita + K-feldspato), torna-se difícil, na maior parte dos casos, separar as duas fases de deformação (D_3 e D_4)desse pacote litológico, responsáveis pela sua evolução no Proterozóico Médio/ciclo tectonotermal Uruaçuano.

Com geometria totalmente diversa, pois apresenta planos axiais variando de NE-SW a N-S, com atitude próxima à vertical, ocorre a fase de deformação D_5, com uma possível subfase ou fase associada,que se manifesta em domínios a oeste da área do projeto.

Essa fase termodeformacional, considerada como parte do ciclo tectonotermal Brasiliano, compreende a remobilização ensiálica de unidades mais antigas (vestigeossinclinal), tendo como resultado o aquecimento regional e a geração anatética e/ou diapírica de magmatitos calcialcalinos e alcalinos intracrustais. O aquecimento regional foi responsável pela implantação do metamorfismo de grau baixo (xisto-verde) tardi-D_5 sobre as rochas de fácies anfibolito tardi-D_3.

Em certas condições especiais de anisotropia crustal, essa fase de deformação, normalmente responsável pela formação de amplas dobras flexurais (comprimento de onda 5km), origina o realinhamento e aumento de assimetria de tais dobras associados à constituição de zonas de cisalhamento dúctil-rúptil de alto ângulo, cuja direção

varia de WSW-ENE a SW-NE (D_6); nestes casos as dobras D_5 assumem a morfologia de dobras em joelho com eixos mergulhantes divergentes em relação à zona de transcorrência.

A vergência de tais dobras é indistinta, e os pegmatitos e aplitos citados anteriormente são pré-dobramentos brasilianos.

6.5 Síntese da Evolução Geológica de Parte da Região Sudeste do Estado de Minas Gerais

Essa síntese representa uma reavaliação mais completa, devido à aquisição de novos conhecimentos, daquela apresentada por Padilha & Vasconcelos (in: Silva et al., op. cit e Baltazar et al., op. cit).

A infra-estrutura dessa região deve ter-se constituído durante o Arqueano, com sua consolidação final ocorrendo no ciclo tectonotermal Jequié (2500 a æ100m.a.). Essa crosta arqueana sofreu deformações e metamorfismo intensos durante o ciclo tectonotermal Transamazônico (2000 a ±200m.a).

No final do ciclo Jequié, iniciou-se o processo de rifteamento ensiálico que constituiu o fulcro das atividades tectonotermais do ciclo Transamazônico – o grande responsável pelo quadro geológico atual da região. Esse quadro atualístico mostra uma intensa imbricação tectônica, colocando o nível crustal inferior sobre o intermediário, e este sobre o nível crustal superior.

Esta imbricação tectônica - o cinturão de empurrões Mantiqueira foi constituída na fase principal do ciclo Transamazônico e marca a colisão de dois blocos crustais: a província geotectônica Mantiqueira e a província geotectônica São Francisco. Esta colisão tem sua existência suportada pela grande descontinuidade gravimétrica que separa os blocos gravimetricamente homogêneos São Paulo e Vitória, a sul e leste, respectivamente, e Brasília, a norte. A descontinuidade tem uma declividade facecando o sul e o leste, o que induz a propor-se o cavalgamento dos dois primeiros blocos sobre o último (Hasui & Oliveira, 1984; Haralyi & Hasui, 1982a, 1982b). Essa constatação geofísica tem coincidido com os dados geológicos mapeados na região. Com o objetivo de amarrar os dados geológicos no campo com os dados geofísicos gravimétricos, executaram-se cinco perfis gravimétricos com estações de 1.000m em 1.000m (500m em 500m no perfil Monte Verde/Calçada), medidas de densidade das rochas aflorantes e descrição geológica dos pontos (fig. II.5.1). Os perfis gravimétricos interpretados mostraram grande espessamento crustal devido à superposição de escamas de empurrão ao cruzarem a descontinuidade referida.

Coincidindo com o espessamento crustal referido, afloram quatro conjuntos litológicos distintos: a suíte metamórfica São Bento dos Torres e o complexo Mantiqueira no âmbito da província geotectônica Mantiqueira, e os complexos Barbacena e Ressaquinha no âmbito da província geotectônica São Francisco.

A suíte metamórfica São Bento dos Torres mostra características litológicas, petrológicas e litoquímicas que a assemelham ao complexo Juiz de Fora (comparar dados das tabelas II.2.2, II.2.9 e II.2.16, do texto explicativo da folha Lima Duarte), e que constituiria com este, o protocontinente Mantiqueira. A posição atual que ocupa teria sido atingida no processo de encurtamento crustal responsável pela formação de escamas de empurrão no cinturão Mantiqueira, em uma escama da infra-estrutura do referido protocontinente, obductada sobre o protocontinente São Francisco. A maior diferença entre os dois grupamentos líticos citados fica por conta da associação litológica. Enquanto, no complexo Juiz de Fora, há uma presença marcante de rochas paraderivadas (gnaisses kinzigíticos, gnaisses calcissilicáticos e quartzitos, associados aos ortognaisses intermediários e ácidos, com metabasitos e metaultrabasitos subordinados), na suíte metamórfica São Bento dos Torres não foram detectadas, até o momento, rochas paraderivadas, e as rochas metabásicas são mais abundantes. Além disso, a geocronologia sugere idades do Arqueano Superior e Médio (2600m.a. e 3000m.a., respectivamente (figs. II.6.2 e II.6.3) para essas rochas, em contraste com as várias isócronas transamazônicas dos complexos Mantiqueira e Ressaquinha. Tais rochas apresentam metamorfismo regional na fácies granulito.

Os complexos Mantiqueira e Ressaquinha mostram idades de retrabalhamento e/ou formação situadas no intervalo do ciclo tectonotermal Transamazônico 2000 a æ200m.a. (figs. II.6.4, II.6.5 e II.6.6). São agrupamentos de rochas que se revestem de especial importância na composição do acervo de informações que indicam a existência de uma colisão continente *versus* continente, de idade transamazônica, envolvendo os protocontinentes Mantiqueira (província geotectônica Mantiqueira) e São Francisco (província geotectônica São Francisco).

A análise dos gráficos litoquímicos, onde foram lançados os dados analíticos de amostras dos plagioclásio-gnaisses do complexo Mantiqueira (para maiores detalhes ver texto e fig.s dos subitens II.2.3.2.5 da folha Barbacena e II.2.4.6 da folha Lima Duarte), permitiu concluir-se que, em parte, a composição dessas rochas aproxima-se daquela dos granitos de *sintexis* (Keqin, 1982), dos granitos MS (Chaoqun, 1985) e dos granitos de transição (Jili & Jiayuan, 1985). Esses granitos desenvolvem-se em margens continentais ativas, em ambientes compressivos do tipo cordilheirano.

Convergentes com essa conclusão, alinham-se as observações a seguir:

a) os diagramas dos subitens citados no parágrafo anterior, que mostram a variação da profundidade do posicionamento dos corpos ígneos na crosta com os teores relativos de Rb e Sr (Condie, 1973), indicam uma variação de espessura da crosta compatível com o ambiente indicado;

b) os metabasitos e os metaultrabasitos associados tectonicamente ao complexo Mantiqueira são (figs. II.2.41 e II.2.52, da folha Lima Durte) basaltos toleíticos oceânicos de alta alumina, predominantemente tipo MORB-T (ver as figuras citadas, acrescidas da fig. II.2.55), com raros exemplares do tipo intraplaca, de origem mantélica, cristalizados em ambiente transicional e em sistema aberto de alta pressão e fonte equivalente a granada lherzolito, representando, talvez, o nível 2 da crosta oceânica;

c) as razões iniciais das isócronas são muito elevadas.

oncluindo, essa colisão continental interdigitou tectonicamente parte do conjunto "batólito cordilheirano + embasamento" da margem continental ativa do protocontinente Mantiqueira com parte do soalho oceânico subductado, cujas raízes compõem, na atualidade, o complexo Mantiqueira.

O complexo Ressaquinha (ver subitem II.2.2.2.5 - Litogeoquímica, folha Barbacena), por seu lado, mostra características essencialmente ígneas (Takahashi et al., 1980) de caráter metaluminoso (segundo Debon & Le Fort, 1983), derivando por diferenciação de um mesmo magma gabro-anortosítico, três *trends*: um *trend* toleítico, onde se encaixam as rochas básicas e intermediárias do complexo; outro calcialcalino, discriminando a maior parte das rochas intermediárias; e um terceiro subalcalino escuro, principalmente representado pelos corpos diferenciados de quartzomonzonito, monzogranitos e raros gabros (diques?). como mostra o diagrama Q-P de Debon & Le Fort (op. cit.). (Ver folha Barbacena). Elaborou-se um diagrama discriminante, com base em Hunter (1971) e Condie (1981), segundo o qual foi possível reconhecerem-se duas unidades no complexo Ressaquinha: uma unidade trondhjemítica (unidade 1) e uma unidade calcialcalina (unidade 2). Nesta, é comum a presença de encraves, de dimensões variadas, de gnaisses e anfibolitos.

Os diagramas apresentados, utilizando terras raras (Eu x ID, Eu x Ca, TR x Yb/La), sugerem, para as rochas do complexo Ressaquinha, origem em ambiente transicional (Jili & Jiayuan, op. cit.), tendo sido cristalizadas a profundidades médias e altas – 2030km (diagrama logRb x logSr de Condie, 1973), caracteristicamente em condições tectônicas de soerguimento pós-colisional, com tendência a sincolisional (diagrama R_1-R_2 de La Roche, seguindo a interpretação de Batchelor & Bowden, 1985, apresentada na folha Barbacena). Duas amostras consideradas como desse complexo caíram no campo das intrusões pré-colisionais (sinconvergência de placas), na placa em subducção, representando eventos precoces ou escamas interdigitadas do complexo Mantiqueira, assumidas como do complexo Ressaquinha durante a colisão. Essa última hipótese é favorecida pela dúvida que ficou, quando do mapeamento, quanto à posição litostratigráfica das rochas granitóides gnáissicas bandadas, situadas na região que medeia Barbacena e Desterro do Melo, logo ao norte da zona de ocorrência da seqüência vulcanossedimentar do complexo Barbacena, e que pode estender-se até Lamim.

Avaliando-se o exposto, foi possível sugerir-se que:

a) as unidades, aqui denominadas complexos Mantiqueira e Ressaquinha, compõem complexos granitóides transpostos, interdigitados e com restos do soalho oceânico obductado, que obliteram antiga zona de sutura crustal tipo colisão continente *versus* continente;

b) o complexo Mantiqueira apresenta como característica marcante a diversidade de fontes que geraram seus granitóides, já que existem três tipos do ponto de vista do discriminante tectônico de Batchelor & Bowden (op. cit.): um pré-colisional, gerado em margem continental ativa, à semelhança de um batólito cordilheirano; um sincolisional, formado a partir da refusão da pilha grauvaqueana subductada juntamente com parte da crosta onde se aloja; um tardicolisional, peraluminoso a subalcalino, formado após o espessamento da crosta pela colisão, mas ainda afetado pelos movimentos tangenciais;

c) o complexo Ressaquinha apresenta-se mais uniforme, com as rochas ácidas, intermediárias e básicas, formadas a partir de uma mesma fonte magmática crustal por diferenciação, talvez mais profunda que a anterior, tipicamente calcioalcalina, com menor impressão do tectonismo tangencial e posicionadas, principalmente, de acordo com o discriminante tectônico de Batchelor & Bowden (op. cit.), durante o soerguimento pós-colisional;

d) o complexo Barbacena, pelo seu caráter vulcanossedimentar e pelo posicionamento que ocupa, pode representar uma seqüência ofiolítica do Proterozóico Inferior, ao contrário de uma seqüência tipo *greenstone-belt* arqueana subductada.

As determinações isotópicas Rb/Sr sobre os granodioritos tardi- a pós-tectônicos (figs. II.6.10, II.6.11 e II.6.12) forneceram idades em torno de 2000m.a. Assim, possivelmente um processo de colisão continental desenvolveu-se no ciclo tectonotermal Transamazônico e condicionou a formação de uma bacia grauvaqueana frontal ao cinturão e de duas bacias aulacogênicas: a bacia Andrelândia-Araxá-Canastra e a bacia Espinhaço.

A bacia grauvaqueana frontal iniciou-se com a sedimentação, no *front* do cinturão de empurrões, de sedimentos terrígenos finos, com raros níveis psamíticos, intercalados com material vulcanoclástico e possíveis derrames e intrusões máficas e ultramáficas (complexo Lambari), que passam lateral e verticalmente para as grauvacas da formação Cambuquira (grupo Andrelândia Inferior, da folha Lima Duarte) do grupo Andrelândia. Essa bacia, ao ser preenchida e em regime de quiescência tectônica, deu origem à sedimentação pelitopsamítica (grupo Andrelândia Superior, da folha Lima Duarte; formação São Tomé das Letras) e a pelitocarbonatada transgressiva (grupo São João del Rei) sobre o continente São Francisco-Mantiqueira ao norte, leste e ao sul e, provavelmente, coalesceu com a sedimentação penecontemporânea do aulacógeno Andrelândia-Araxá-Canastra.

Todo esse conjunto lítico, composto pelas seqüências grauvaqueana, pelitopsamítica e pelitocarbonática, sofreu

o efeito de uma tectônica tangencial, em regime de cisalhamento dúctil, com desenvolvimento de uma intensa foliação plano-axial com transposição (S_{t+1}), que também transpõe, em parte, o bandamento metamórfico/milonítico (S_{t-1}/S_t) da infra-estrutura. Esse movimento tanto pode ter sido motivado pela continuação do deslocamento do cinturão de empurrões, com vetor de deslocamento modificado (?), como pode indicar o fechamento da faixa de dobramentos alto Rio Grande, já que o vetor de deslocamento das *nappes* de supracrustais é variável desde SW para NE, no extremo-oeste, até SSW para NNE, no leste. Essa é a hipótese mais provável, devido ao recobrimento das *nappes* transamazônicas, principalmente constituídas por rochas da infra-estrutura arqueana, pelas *nappes* uruaçuanas (D_3), essencialmente constituídas por seqüências supracrustais, particularmente evidente nas folhas Lima Duarte e Barbacena. Muitas vezes, o efeito desse novo empilhamento de *nappes* na infra-estrutura é a formação de zonas de cisalhamento de alto ângulo como as de Barbacena e Campo do Meio, acionadas em rampas oblíquas e laterais.

No prosseguimento da estruturação regional, registrou-se a retomada do processo de deformação e metamorfismo da fácies anfibolito a xisto-verde, no final do ciclo Uruaçuano, com o metamorfismo sendo tardio em relação a essa fase deformativa (D_4). Encerrando a evolução tectônica pré-cambriana dessa área, ela foi submetida a dobramentos amplos (fase D_5) – associados a zonas de cisalhamento de transpressão, que podem suceder temporalmente o dobramento e, por isso mesmo, admitida como uma fase de deformação dependente – e a metamorfismo da fácies xisto-verde tardi-D_5, provavelmente no ciclo tectonotermal Brasiliano (550 a æ50m.a.). A fase de deformação brasiliana principal está registrada nas idades de resfriamento das biotitas, com as idades de formação dos pegmatitos e aplitos representando a fase terminal de cratonização da região.

No extremo nordeste da área enfocada (folhas Rio Espera e Ponte Nova) não há registros, até o momento, de idades uruaçuanas, e as brasilianas apenas refletem o resfriamento das biotitas. Deste modo, nesta região, a evolução da bacia grauvaqueana (grupo Dom Silvério) talvez tenha se concluído no próprio ciclo Transamazônico, com o cinturão de empurrões Mantiqueira comprimindo-a e empurrando-a contra a província geotectônica São Francisco, formando uma *nappe* de cobertura (fig. II.6.13). No final desse processo, uma larga zona de cisalhamento de alto ângulo, transpressional sinistral, desenvolveu-se cruzando a faixa de afloramento do grupo Dom Silvério, de onde resultou a forma quase sigmoidal que ela ostenta.

Capítulo 7
Geologia Econômica

Por
Sérgio Murilo Achão

7.1 Panorama mineral

A diversidade de bens minerais verificada na área reflete os diferentes ambientes geológicos de geração das unidades estratigráficas/litológicas cartografadas na área.

Historicamente, a busca e a lavra do ouro constituíram a causa primordial do povoamento inicial da região e do surgimento de cidades como Piranga, Calambau, Guaraciaba etc.

Nos tempos atuais, ainda persiste a extração do ouro realizada nos leitos de alguns cursos d'água na forma de faiscagem e dragagem. A essa atividade de mineração, alia-se a exploração de bens não-metálicos como caulim, vermiculita, talco, quartzo e materiais de construção. Embora ainda sem interesse minero-econômico ao patrimônio mineral da área, pode-se acrescentar as ocorrências de grafita, ferro, manganês etc.

Nesta folha, até 15.05.1988, foram protocolizados 211 processos no DNPM (tabela II.7.1 e figura II.7.1).

7.1.1 Ouro

O ouro foi o bem mineral que maior influência social exerceu na região desde o final do século XVII. A sua produção chegou a tal ponto na área, que na época colonial instalou-se na cidade de Guarapiranga (Piranga) uma casa de fundição, uma das de maior produção do Brasil colonial.

O rio Piranga e seus tributários pela margem esquerda foram trabalhados pelos bandeirantes conforme atestam as extensas e profundas escavações e volumosos montes de cascalho rolado (lavado) que se encontram margeando esses canais fluviais.

O ouro foi extraído nos leitos e planícies aluvionares dos rios e córregos, nos terraços fluviais e elúvios. Para tanto, utilizaram métodos de lavra que consistiam na chamada "virada" (desvio de cursos d'água no tempo da estiagem), aberturas de catas e grupiaras, e condução de água de áreas distantes (por gravidade) para lavagem de material extraído das partes mais elevadas. Segundo Eschwege (1833), quando os rios eram largos e fundos como o Piranga, adotava-se o método de "pescar o ouro", para cujo fim foi engendrado um instrumento especial que se fincava no cascalho de cima de uma canoa.

Os processos de beneficiamento do minério aurífero utilizados na época variavam de acordo com o local e a natureza da ocorrência. Em depósitos aluvionares, a princípio, em virtude da conhecida abundância do ouro, a operação se fazia a mão e através de pratos de estanho, este substituído paulatinamente por uma gamela que evoluiu para as atuais bateias. Ainda no século XVIII, quando já não abundava o ouro, desenvolveram-se outros meios mais práticos para encontrá-lo, criando-se, então, processos de lavagem, ainda hoje observáveis na área, extensos canais e mundéus cavados ao pé dos morros. Em todos os casos, a apuração do ouro era sempre feita nas bateias. A mão-de-obra nessa época baseou-se quase exclusivamente na força escrava, cuja produção era altamente taxada pelo Governo colonial.

Eschwege (1833) fornece um quadro demonstrativo com todas as lavras da região ativas no ano de 1814, cujos números representam os dados obtidos pelos oficiais de cavalaria encarregados da fiscalização. Dentro dos limites da área, eram controladas as lavras de Pinheiros Altos, Manja Léguas, Santo Antônio do Pirapetinga e Barra do Bacalhau, cuja produção total (sem referência ao intervalo de tempo) foi de 30kg de ouro. Sabe-se que, devido às altas taxas impostas pelo governo, a maior parte da produção de ouro era sonegada.

Geralmente, os cursos d'água na área mineralizada apresentam-se muitos pedregosos, com pequeno volume de água, planícies aluvionares relativamente estreitas e com espessuras médias inferiores a 3m (segundo informações locais). Dessa forma, à primeira vista, eles não comportariam um trabalho intenso de dragagem, tendo, ainda, como agravante, a finura do ouro detrítico presente.

Atualmente, a explotação do ouro na área resume-se na atuação de poucos garimpeiros em trabalhos de "faiscagem", garimpagem no rio Piranga com equipamento de mergulho e numa pequena e rudimentar lavra de ouro primário no córrego Goiânia. O rio Piranga é trabalhado por garimpeiros equipados com balsas e escafandros, onde o mergulhador orienta a sucção (no fundo do rio) de uma mangueira instalada numa bomba de cascalho. O material extraído é jogado e lavado em caixa com rifles e feltro

(montada na esrutura flutuante), e depois apurado com bateia e separado com mercúrio. A produção diária desse equipamento (informada) varia de zero a algumas dezenas de gramas por dia por balsa. Perto da cidade de Piranga, em maio de 1988 uma balsa extraiu num dia cerca de 80g de Au, valor que pode atingir até 500g em dia de "bamburro". No período de maio e junho de 1988, havia mais de 20 balsas no trecho entre a localidade de Pau Grande e a cidade de Piranga, e cinco entre Guaraciaba e os limites da área. Neste trecho informações indicavam balsas produzindo uma média de 4 a 6 g/hora de Au.

No período de 1981-1986, a empresa Dragagem Fluvial Ltda, realizou trabalhos de pesquisa nas aluviões do rio Piranga no trecho entre a localidade de Venda Nova e Calambau. Tratava-se de um avaliação preliminar visando a conhecer parâmetros que definissem o potencial econômico da área. Foram realizados 31 furos de sonda tipo Banka, distribuídos ao longo de 14 seções transversais ao eixo do rio, espaçadas de 50m (às vezes, 25m). Do total de furos, 14 resultaram positivos, com teores variando de 3,012 a 0,200g/m^3 de Au. Uma análise preliminar desses dados permite estimar um teor médio para a aluvião total entre l00 e 200mg/m^3 de Au. A espessura média do pacote aluvionar encontrada foi de cerca de 7m e a de cascalho, de 1m. Com tais dados, teríamos para uma balsa trabalhando nesse trecho do rio uma produção média de cerca de 50g/dia de Au, o que vem confirmar, grosso modo, a produtividade informada pelos proprietários das balsas.

Tabela II.7.1 - Dados Estatísticos dos Direitos Minerais na Folha Rio Espera.

SUBSTÂNCIAS	PEDIDOS DE PESQUISA	ALVARÁS DE PESQUISA	RELATÓRIOS DE PESQUISA	DECRETOS DE LAVRA
Apatita	2	-	-	-
Argila Ind.	-	1	-	-
Arsênio	6	9	-	-
Antimônio	-	8	-	-
Bismuto	-	8	-	-
Berilo	-	2	-	-
Bauxita	3	5	5	2
Columbita	-	1	-	-
Caulim	8	-	1	3
Cobre	5	-	-	-
Cassiterita	3	3	-	-
Cádmio	3	-	1	-
Crisotila	1	-	-	-
Diamante	-	1	-	-
Ilmenita	2	-	-	-
Manganês	4	1	-	-
Ouro	17	24	-	-
ósmio	-	2	-	-
Platina	5	-	-	-
Prata	1	8	-	-
Paládio	-	1	3	-
Pirita	4	-	-	-
Quartzito	-	-	-	2
Quartzo	5	-	2	1
Rutilo	-	3	-	-
Ródio	4	1	-	-
Serpentinito	3	3	-	-
Talco	3	1	-	1
Tungstênio	6	-	-	-
Telúrio	1	2	-	-
Titânio	1	4	-	2
Topázio	1	-	-	-
Vermiculita	-	-	-	1
Vanádio	4	-	-	-
Wavelita	1	-	-	-
TOTAL	93	90	16	12

Fonte: DNPM, até 15.05.88.

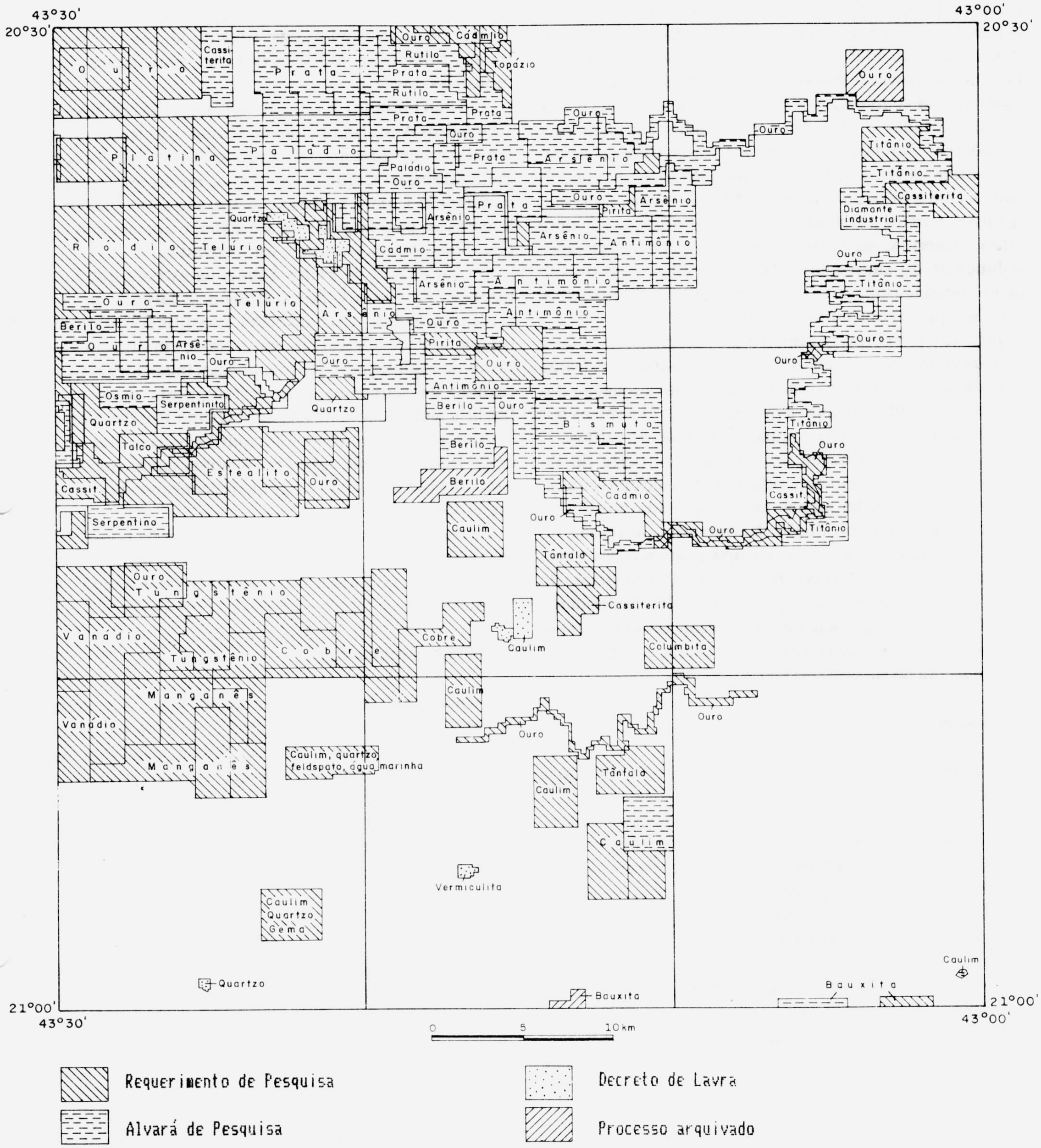


Figura II.7.1 – Áreas protocolizadas junto ao DNPM até 07.04.1988, no âmbito da folha Rio Espera.

Na época colonial, o ouro primário foi explotado com certa intensidade, principalmente nas vizinhanças de Pinheiros Altos. Aqui, cadastraram-se oito minas inativas, de dimensões reduzidas e trabalhadas a céu aberto. Em 1937, Lacourt descrevia as minas como "constituídas de veios de quartzo com centímetros a decímetros de potência e com piritas alteradas e ouro livre, encaixados em gnaisses e anfibolitos". Numa visita à mina inativa de Cristais, observou-se que os veios de quartzo mineralizados são concordantes com a foliação N70°W/20°NE das rochas presentes (gnaisses e xistos ultrabásicos). As mineralizações de ouro estão encaixadas na parte média da seqüência vulcanossedimentar do supergrupo Rio das Velhas e, provavelmente, ligadas a uma zona de cisalhametno de direção geral N37°W que acompanha a linha de contato entre a seqüência e um corpo granítico e sintectônico. Nessa faixa de mineralização, no vale do córrego Goiânia, é extraído ouro de veios de quartzo concordantes com a foliação dos mesmos xistos ultrabásicos; a produção de três homens por semana é de 14g de ouro, segundo informações verbais.

A Lavrinha da Conceição, situada a noroeste de Pinheiros Altos, possivelmente relacionada à mesma seqüência de rochas, foi, há alguns anos, explotada através de galerias e com boa produção. Entretanto, a extração do ouro foi paralisada, devido ao desaparecimento dos veios.

A mina inativa da fazenda Boa Esperança (município de Ouro Preto), antigamente de propriedade do "inconfidente Cláudio Manuel", apresenta mineralização associada a uma seqüência de xistos (com estaurolita, granada, cianita) ligada à parte média do supergrupo Rio das Velhas.

7.1.2 Esteatito, talco

As ocorrências de talco e esteatito estão relacionadas a domínios individualizados de rochas ultrabásicas serpentinizadas cuja distribuição é controlada pelas suas relações estratigráficas e estruturais com as unidades geológicas que compõem o complexo Santo Antônio do Pirapetinga e seqüência inferior do supergrupo Rio das Velhas. A esteatitização ou talcificação dessas rochas, serpentinizadas ou não, ocorre num estágio tardio, como resultado da ação hidrotermal ligada a processo metamorfometassomático. No campo, é impossível definir as extensões e espessuras dos corpos ultrabásicos, tanto pela extrema variação de comportamento estrutural como pela íntima associação com as rochas regionais. Da mesma forma, para se definir a natureza e quantidade de talco e esteatito ali encontrados, seriam necessários escavações e furos de sonda, devido ao quase sempre espesso manto de intemperismo.

Nas localidades de Bandeira, Sacha e Chança, município de Ouro Preto, foi mapeado um grande corpo de rochas metaultrabásicas pertencentes ao complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Ao longo desse corpo de cerca de 8km de comprimento por 2km de largura, observou-se intenso processo de esteatitização. Em três minas situadas em Bandeira, foram observadas as concentrações mais significativas de talco lamelar formando lentes de espessuras decimétricas; o processo de explotação é muito rudimentar. A produção local de cerca de 60t/mês é fornecida para a Mineração Mira Serra Ltda., para aplicação em indústrias diversas.

Em Pau Grande (município de Catas Altas da Noruega) e Pinheiros Altos (município de Piranga), as lentes de talco lamelar observadas não são espessas. Entretanto, os corpos metaultrabásicos, que se encaixam, no mesmo complexo metamórfico, entre gnaisses e xistos, são de extensões quilométricas, com larguras de até 400m, e apresentam grandes zonas serpentinizadas e esteatitizadas.

Na localidade de Pedra Sabão, na estrada que liga as fazendas da Barra e Barro Branco, a largura do corpo esteatitizado é de cerca de 300m, constituindo afloramentos que se pode afirmar encontrarem-se em situações favoráveis de explotação. Compreende um talcocloritaxisto encaixado na seqüência inferior (composta de xisto, anfibolito, metaultrabasito) do supergrupo Rio das Velhas.

A presença de anfibólio (amianto) nessas rochas, apesar de ser freqüente, não apresenta nenhum significado econômico, devido não só à sua pequena concentração como à sua própria origem.

As reservas de talco e similares, aprovadas pelo DNPM até 1982, só para o município de Piranga, eram de 168.000t, quantia irrisória, levando-se em conta os numerosos corpos esteatitizados ou talcificados observáveis em toda a área.

7.1.3 Pedra ornamental

No município de Catas Altas da Noruega, na localidade de Pau Grande, ocorre um maciço de serpentinito que, até há pouco tempo, estava sendo explotado pela Mineração Mira Serra Ltda. como pedra ornamental. Esse maciço constitui parte de um grande corpo metaultrabásico associado ao complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Outros grandes afloramentos de serpentinito ocorrem em diversos pontos da área trabalhada.

7.1.4 Caulim

Esse bem mineral apresenta uma distribuição geográfica significativa. Suas ocorrências relacionam-se às alterações superficiais tanto de pegmatitos como de camadas ou bandas claras quartzofeldspáticas de rochas granitóides do complexo Ressaquinha etc. Algumas ocorrências ligadas ao segundo caso, como na localidade de Pau Grande e na região do município de Alto Rio Doce, exibem dimensões apreciáveis, constituindo massas caulínicas passíveis de aproveitamento econômico. Esporadicamente, alguns desses depósitos são explotados em caráter intermitente e em muito pequena escala para emprego na construção civil.

Os principais e melhores depósitos de caulim são aqueles associados aos grandes diques de pegmatitos que ocorrem na metade sul da área, nas regiões de Brás Pires e Divinésia, onde exibem massas caulínicas de grandes espes-

suras variando entre 10 e 60m, podendo apresentar centenas de metros de extensão e profundidades úteis de até 60m. Suas direções parecem variar dentro do quadrante noroeste (preferencialmente entre NS e N35°W) e com mergulhos subverticais. Esses pegmatitos, apesar de referências e informações sobre a ocorrência de outros bens minerais como o berilo e a tantalita, apresentam sua potencialidade econômica exclusivamente voltada para o caulim. É o que acontece também nas regiões vizinhas aos limites sul e leste da àrea, onde os pegmatitos apresentam as mesmas características petrográficas. São constituídos essencialmente de caulim e quartzo, sendo pouco comum a ocorrência de moscovita e muito rara a presença de minerais acessórios. Comumente, apresentam xenólitos da rocha encaixante já decompostos, com coloração ferruginosa.

O número de pegmatitos caulinizados atualmente em explotação é muito pequeno e compreende as lavras de Malacacheta, Fidélis e Malacacheta, Mãe d'Água e as dos Mota, num total de cinco minas, todas situadas a noroeste de Brás Pires e produzindo para a Estação de Beneficiamento dos Irmãos Guilhermino Ltda. Esses veios estão encaixados no granito sintectônico de Brás Pires (Proterozóico Inferior) e apresentam direção NW quase perpendicular à foliação da rocha. As explotações são realizadas a céu aberto, em bancadas, com exceção de uma das minas dos Mota onde também se realiza lavra subterrânea. Em conjunto, calcula-se uma produção bruta mensal de cerca de 1.300t de caulim. Os principais consumidores são a Gessy Lever e Indústria de Papel Champion (São Paulo).

A lavra da Mina de Malacacheta situa-se junto à estrada que liga Brás Pires a Senhora de Oliveira, distando da primeira cidade cerca de 5km e da segunda, 12km. Compreende três afloramentos de pegmatito caulinizado, encaixado em granito cisalhado, muito decomposto, com direção de foliação N40°E. A direção N30°W do pegmatito corta quase perpendicularmente essa foliação e parece coincidir com a direção principal de fraturamento do granito. Seus contatos são praticamente verticais. Com base numa espessura média de cerca de 40m e em parâmetros limitantes de cada corpo de afloramento, calculou-se uma reserva total em torno de 350.000t de caulim, baseando-se apenas em pequenos trechos do pegmatito, podendo-se estimar um valor real três a quatro vezes maior. A qualidade do caulim é atestada pelo baixo teor em Fe_2O_3, como se pode observar a seguir nas análises realizadas numa amostra lavada (A) e em outra bruta (B):

	A (%)	B (%)
Umidade	1,17	0,86
Perda ao fogo	13,81	7,32
SiO_2	40,94	66,07
Al_2O_3	43,11	24,61
Fe_2O_3	0,39	0,39
CaO	1,20	1,90
MgO	traços	traços

A lavagem permite principalmente a eliminação da sílica, aumentando conseqüentemente o teor em Al_2O_3.

Para as minas de Fidélis e Malacacheta, próximas à lavra de Malacacheta, da qual obtiveram-se poucos dados, estima-se uma reserva total de cerca de 1.160.000t.

A ocorrência de caulim situada na fazenda Boa Esperança, a cerca de 5km a sudeste de Brás Pires, foi pesquisada pela Irmãos Guilhermino Ltda. Entretanto, o relatório de pesquisa ainda não foi apresentado ao DNPM. Observações de campo indicam um pegmatito caulinizado com extensão visível de mais de 150m e espessura de cerca de 30m, o que nos dá idéia de uma grande reserva. Apresenta direção NS e caimento para leste, estando encaixado em granitóide saprolitizado do complexo Mantiqueira, de foliação pronunciada na direção N25°W/40°SW. Compreende uma massa caulínica homogênea com textura acentuadamente uniforme em toda sua extensão, sendo composta por caulim, quartzo, algum feldspato e esparsamente pequenas micas esverdeadas.

A mina do córrego do Burro, a cerca de 2km a noroeste de Divinésia, encontra-se paralisada há mais de 10 anos. A reserva de caulim, calculada em 1966 em 70.000t, teve uma vida útil muito curta, restando hoje apenas uma massa sólida exclusivamente de feldspato e quartzo. É o pegmatito de maior espessura encontrado na área de trabalho, medindo cerca de 60m. Apresenta direção N60°E com mergulho verticalizado, quase fazendo ângulo reto com a foliação da rocha encaixante. Esta é um granitóide saprolitizado considerado sintectônico e de idade arqueana, com foliação evidenciando orientação N20°W/30°NE. O corpo pegmatítico é composto essencialmente de quartzo e feldspato, com o primeiro constituindo um núcleo de cerca de 10m. Atualmente, pode ser considerado um grande depósito daqueles bens minerais com qualidades para uso na indústria de porcelana.

7.1.5 Vermiculita

Duas concentrações significativas de vermiculita foram cadastradas na área, mais precisamente nos municípios de Brás Pires e Cipotânea. Aparentemente, encontram-se associadas às zonas de cisalhamento no domínio dos granitos sintectônicos de idade proterozóica inferior (granito a duas micas).

A primeira ocorrência está localizada a leste de Brás Pires, a cerca de 5km da cidade, nas cabeceiras do córrego Cachoeira Direita. Essa concentração de vermiculita compreende uma lente de atitude N70°E/40°NW com cerca de 1,5m de espessura, encaixada numa zona de cisalhamento do granito a duas micas de Brás Pires. Foram realizados alguns trabalhos de pesquisa pelo proprietário das terras que constataram a não-economicidade do material, devido às reduzidas dimensões do corpo mineralizado. O teor informado foi de 14% de vermiculita.

A segunda concentração corresponde à jazida de Montanha, localizada a cerca de 14km a sudeste da cidade de

Cipotânea em local denominado Montanha. Nessa jazida, a vermiculita ocorre sob a forma de camadas lenticulares, concordantes com a rocha encaixante, que apresenta aspecto "filítico". Tais camadas ora se espessam até alguns metros (que varia de 1 a 7m), ora se adelgaçam e terminam, reaparecendo adiante. Sua direção é sensivelmente constante, variando entre N20°E e N35°E com mergulhos praticamente verticais. Ali a vermiculita encontra-se freqüentemente associada à biotita, à clorita e, mais raramente, à cianita. Sua origem é considerada por Paturi (1970) como produto da alteração de grandes massas de flogopita ou biotita, por soluções hidrotermais. Nas pesquisas realizadas pela Mineração Caolinita, observou-se que as camadas de vermiculita estavam em contato com pegmatitos, notando-se as gradações sucessivas, desde a vermiculita dos tipos melhores até a de coloração cinza-escura, que mais se assemelha à biotita. Observaram-se, também, porções da verdadeira biotita, quase intacta, em meio da vermiculita, atestando não ter sido ali completado o processo acima citado. Essa jazida, na década de 1960, já havia sido objeto de trabalhos realizados por José R. Magalhães na sua parte mais alta, no extremo-sul da atual área, onde havia um afloramento de vermiculita. Ali, abriu-se uma cava, depois bastante ampliada, com extração desse mineral em larga escala. A Mineração Caolinita Ltda. pesquisou e lavrou a jazida, no período de 1970-1979, passando seus direitos de exploração para a Vermex-Vermiculita Expandida Ltda. Em seu plano de reavaliação da jazida a Vermex realizou cerca de 40 poços de prova de até 5m de profundidade, com seção de 2m x 2m, e 17 trincheiras de 5m de profundidade com seções de lm x l0m e lm x 5m, sendo provada a existência de uma reserva total de 24.566t. Atualmente, a frente de trabalho compreende uma trincheira de dimensões 24m x 60m, de onde são extraídas semanalmente cerca de 24t de vermiculita.

7.1.6 Quartzo

O quartzo é um bem mineral abundante na área, estando seus depósitos importantes ligados a formações quartzíticas puras e a cascalho aluvionar reconcentrado por trabalhos de garimpagem de ouro. Seu estudo e aproveitamento visam à sua utilização na industria siderúrgica.

No município de Alto Rio Doce, na fazenda Pinheiro, ocorre um corpo de quartzito quase totalmente silicificado, grosseiro, de mais de 160.000m^2 de área e com concessão de lavra em nome da Mineração Curimbaba Ltda. Encontra-se na forma de uma camada de direção NE, pouco alongada, possivelmente encaixada em rochas (xenólitos) do complexo Ressaquinha, e que se destaca na topografia por formar expressiva elevação. A parte superior da camada de quartzito normalmente é formada por material que apresenta certa friabilidade, arenoso, passando-se, logo em seguida, para o material compacto, que é bastante homogêneo. Amostra média da rocha, composta de material desagregado e compacto, submetida a análise química, forneceu os seguintes resultados que atestam seu grau de pureza.

Perda ao fogo	0,30%
SiO_2	99,20%
Al_2O_3	0,34%
Fe_2O_3	0,035%
TiO_2	0,01%

Testes semi-industriais indicaram ser o material passível de aproveitamento na fabricação de massa cerâmica, de pigmentos e de abrasivos bem como na indústria siderúrgica. Foi calculada uma reserva total de 1.276.440t. A lavra encontra-se inativa.

Na região de Pinheiros Altos ocorre um outro quartzito puro, friável, de granulação média a grossa tipo sal grosso, muito semelhante ao da fazenda Pinheiro. Ele ocorre entre Santo Antônio do Pirapetinga e Pinheiros Altos, constituindo um corpo mapeável de cerca de 7km de comprimento, 0,6km de largura e l00m de espessura, situado na parte média da seqüência vulcanossedimentar do supergrupo Rio das Velhas. Até 1985, esse, material era lavrado na fazenda Santo Antônio dos Barbosas e vendido para Ouro Branco (Açominas).

A Alumínio Poços S.A. – Alcan realizou pesquisas ao longo do ribeirão Manja Léguas (entre Santo Antônio do Pirapetinga e Manja Léguas) visando à delimitação dos depósitos de quartzo de cascalhos aluvionares e à sua respectiva cubagem. Compreende o cascalho rolado, lavado, de dimensões entre l e 5 polegadas proveniente de trabalhos antigos de garimpagem de ouro que abundam nos leitos e planícies dos córregos e ribeirões afluentes da margem esquerda do rio Piranga. Foi calculada uma reserva total de cerca de 710.000t com teores de sílica variando entre 95 e 98,61% e de alumina entre 0,32 e 1,27%. O *cut-off* adotado para definição do material quartzoso amostrado foi Al_2O_3 menor que 3%, visto ser esse componente o único com características restritivas para a utilização do quartzo na fabricação de ferroligas.

Esses depósitos apresentam uma vantagem extraordinária sobre depósitos de quartzo em veio ou em bolsões, pois já se encontram naturalmente lavrados e fraturados.

7.1.7 Ferro

Existem ocorrências de ferro na área, mas nenhuma merecedora, até agora, de atenção especial. São formações ferríferas bandadas, encaixadas em restos de rochas da seqüência vulcanossedimentar do supergrupo Rio das Velhas.

A ocorrência de Pinheiros Altos, município de Piranga, a cerca de 2km do povoado na estrada para Mainart, constitui um afloramento de cerca de 20m onde está intimamente associada a rocha metabásica e a xistos da seqüência. A foliação das rochas locais tem direção N15°W/ 52°NE semelhante à da formação ferrífera. O minério é formado por bandas de quartzo de espessuras centimé-

tricas alternadas com níveis de 1 a 2 milímetros de espessura de óxidos de ferro (magnetita e hematita). Compreendem camadas métricas de rocha cinza-escura intercaladas em rochas de aspecto xistoso, granulação fina, de cor clara e localmente escura e grafitosa, apresentando ainda como mineral associado manganês botrioidal, que se encontra preenchendo as superfícies de foliação ou de fraturas. Trata-se de minério pobre, de pequena espessura e pouco decomposto. A formação ferrífera estende-se para noroeste, constituindo uma faixa de 11km de comprimento por 0,5km de largura.

Em Quintino, município de Diogo Vasconcelos, ao norte de Pinheiros Altos, ocorre outra faixa de formação ferrífera, com a mesma orientação, com comprimento em torno de 10km e largura de 0,2km. Situa-se entre rocha granítica cataclástica e um "filito" prateado, cuja foliação geral tem direção voltada para N25°W/55°NE. Apresenta características semelhantes àquelas de Pinheiros Altos, estando inclusive associada à mesma seqüência vulcanossedimentar.

Na localidade de Paredão, situada a 7km de Porto Firme, na estrada que liga essa cidade a Piranga, ocorre a mesma seqüência de xistos (biotita-moscovita) com intercalações de camadas métricas de rocha ferrífera. Destacam-se duas faixas paralelas (formação ferrífera) de cerca de 2,5km de comprimento cada uma e larguras ao redor de 100 m, separadas entre si por uma distância de cerca de 1km. O conjunto é cortado por veios pegmatóides dobrados. Os afloramentos são utilizados periodicamente como cascalheira pelo DER.

7.1.8 Manganês

A única ocorrência significativa de manganês na área encontra-se a cerca de 2km de São Dimas (município de Alto Rio Doce), na estrada para Coelhos, onde aflora em grandes blocos *in situ*, de rocha escura, bandada e foliada, granulação fina, constituída de espessartita e quartzo, identificada como gondito.

Embora aparente representar um depósito de minério muito pequeno, encaixado talvez em rochas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga, há necessidade de se fazer um estudo mais detalhado, visando a definir suas reais características dimensionais, teores etc.

7.1.9 Pegmatito

O pegmatito de Galése, margem direita do rio Piranga, município de Calambau, por volta de 1985, segundo informações, produziu pequena quantidade de tantalita. Atualmente, o garimpo encontra-se inativo, estando suas galerias de acesso e pesquisa entupidas e desmoronadas. Geologicamente, o dique encontra-se em discordância com o xisto encaixante, com direção E-W e mergulho verticalizado, com dimensões visíveis de 150m de comprimento e 12m de espessura. O xisto apresenta atitude N70°W/45°NE e faz parte da seqüência metassedimentar (com granada, estaurolita e cianita) intermediária do supergrupo Rio das Velhas. Nos rejeitos da lavra, foram observados apenas blocos de quartzo, feldspato e grandes "livros" de moscovita.

7.1.10 Grafita

Das ocorrências de grafita cadastradas na área, somente aquela localizada na fazenda Abismo, município de Brás Pires, vem despertando atenção há muitos anos, quando foi palco de pesquisas pelo Decreto-lei n.° de 16 de outubro de 1934, segundo Leonardos (1938). Essa mina, atualmente inativa, compreende um afloramento de xisto grafitoso decomposto (pertencente ao grupo Dom Silvério), cinza-escuro, com níves de grafita do tipo lamelar, de espessuras centimétricas a decimétricas, concordantes com a foliação de orientação N40°W/50°SW. Minerais associados presentes são a caolinita e o quartzo. Localmente, a rocha mineralizada alterna-se com um anfiboloxisto e apresenta vestígios de exploração antiga e poços de pesquisa recentes. O material é de qualidade razoável, conforme atesta análise a sequir:

Carbono grafítico	15,20%
Umidade a 110°C	6,70%
Materiais voláteis	12,10%
Matéria mineral fixa	66,00%

A noroeste de Guaraciaba, a cerca de 2km, numa faixa de ocorrência do mesmo xisto grupo Dom Silvério, é conspícua a presença de lentes centimétricas de grafita concordantes com a direção de foliação da rocha N15°E/30°SE. Compreendem camadas muito grafitosas que apresentam passagens, ora gradativas, ora bruscas, para outras menos mineralizadas ou isentas de grafita. À primeira vista, essa ocorrência não constitui depósito economicamente explorável, devido ao estado pouco meteorizado da rocha encaixante e as reduzidas concentração e dimensão das lentes.

7.1.11 Materiais de construção

Devido à pequena demanda da indústria civil, os materiais de construção apresentam pouca expressão em termos econômicos na área.

Existe uma atividade extrativa intermitente em maciços graníticos destinada à produção de paralelepípedos, britas e pedra bruta utilizadas em obras civis. O material lavrado e comercialmente referido como "granito" corresponde petrograficamente aos granitos sintectônicos de Brás Pires e granitóides dos complexos Ressaquinha e Mantiqueira etc., que apresentam proeminentes planos de fraqueza que facilitam a sua partição. No atual estágio de explotação dessas pedreiras, são aproveitados quase que exclusivamente os matacões existentes nos locais (com 2 a 5m de

diâmetro), dada a maior facilidade de operação. É um trabalho ainda processado de maneira rudimentar, em regime de garimpagem e com produção limitada.

Nas pedreiras, envolvidos na atividade direta de extração e produção de paralelepípedos, estavam engajados um total de 12 trabalhadores, resultando em produção mensal de cerca de 2.500 unidades (quando necessário), cujo preço na pedreira para as prefeituras (maio de 1988) era de Cz$8.000,00 a Cz$9.000,00 por milheiro.

Depósitos extensos de cascalho lavado (proveniente de lavra aluvionar antiga de ouro), acumulados em montes ao longo de todos os córregos e riachos existentes na margem esquerda do rio Piranga, são em parte aproveitados pela prefeitura local para revestimento das estradas municipais e pela construção civil como brita e ornamento. Para a pavimentação de estradas e ruas também são aproveitadas cascalheiras encontradas em zona de cisalhamento de rochas graníticas e básico-ultrabásicas, de fácil extração.

A areia para construção civil é extraída, quase que exclusivamente, de depósitos fluviais (abundantes na região), através de dragas de sucção, de sete polegadas, instaladas principalmente no rio Piranga, ao redor das cidades de Porto Firme, Guaraciaba, Calambau etc. Em Porto Firme, a empresa José M. R. Marota-Materiais de Porto produz cerca de 2.000m^3/mês de areia fina. Em outras dragas, atualmente paralisadas, são extraídas areias mais grossas com aproveitamento do cascalho.

7.2 Projeções e perspectivas

Tendo em vista a demanda decorrente do desenvolvimento do parque industrial e o incremento da construção civil nos centros urbanos, são fornecidas, a seguir, as reais condições minero-econômicas da área.

O aproveitamento de "granitos" para britas, paralelepípedos e pedras brutas, e que poderão ser utilizados para outros fins, ainda é muito pequeno. Entretanto, constituem grandes reservas geológicas, principalmente aquelas ligadas aos maciços graníticos de Brás Pires, Cristais etc., em situações propícias ao imediato aproveitamento e com pouca cobertura de solo.

Em relação ao caulim, mantida a atual demanda, os depósitos bloqueados são suficientes para um atendimento a longo prazo. Entretanto, as condições geológicas da área são favoráveis à ampliação dessas reservas no caso de aumento de demanda, o que poderá ser feito através de trabalhos sistemáticos de pesquisa.

A reserva de vermiculita conhecida oficialmente é muito pequena em vista da grande potencialidade geológica existente. Dada a sua grande variedade de aplicação e crescente valorização como elemento isolante ideal, tornam-se justificáveis futuras pesquisas visando a dotar a área de maiores recursos nesse setor.

Em termos de ouro, as maiores perspectivas estão voltadas para o ouro primário, principalmente na região norte da folha, onde até hoje não foram realizados trabalhos de pesquisa sistemáticos, com envolvimento de técnicas geoquímicas, geofísicas e de sondagem.

O potencial de esteatitos e serpentinitos (pedra ornamental) é expressivo em termo de reservas geológicas. Depósitos de centenas de milhares de toneladas desses bens minerais podem ser observados em situações privilegiadas para estudo e explotação em inúmeros locais. Embora se trate de um bem mineral de comércio irregular, de altas e baixas demandas, esses depósitos deveriam ser melhor estudados, visando a descobrir zonas talcificadas puras e tambem a definir suas reais extensões e qualidades.

Dentre os bens minerais ainda não explotados, os depósitos de manganês e de grafita apresentam-se como dos mais promissores com relação a um possível aproveitamento no futuro. As formações ferríferas são destituídas de total importância econômica, pelo menos nos tempos atuais, por tratar-se de minério pobre e de beneficiamento inviável.

Os depósitos de quartzo (cascalho rolado) provenientes de lavras antigas de ouro e de formações quartzíticas são de alta pureza e qualidade, constituem grandes depósitos e jazimentos, e apresentam excelentes perspectivas de maior aproveitamento, devido às melhores condições de explotação e de demanda.

Em termos de infra-estrutura, somente a situação das estradas na época das chuvas poderia trazer transtornos aos trabalhos de pesquisa e de explotação. Os demais itens necessários a eventuais operações de lavra e beneficiamento mecanizados estão satisfatoriamente atendidos.

7.3 Aspectos ambientais

A degradação da paisagem e a poluição do meio ambiente em geral são conseqüências inerentes à atividade humana em todos os setores da sociedade.

Na região da folha, os grandes desmatamentos e queimadas tiveram início em meados do século XVI, quando expedições pioneiras adentravam pelo interior do Brasil colonial à procura de riquezas. Ainda hoje, em nome de uma agropecuária desordenada, continua sendo a ação antrópica mais danosa ao equilíbrio ecológico da região, onde a erosão do solo assustadoramente se agrava em função da alta pluviosidade. A explotação de ouro no rio Piranga, na época colonial, como resultado de uma garimpagem predatória, resultou em marcas profundas ainda hoje observáveis nas encostas dos morros e nas planícies aluviais dos cursos d'água.

Afora essas marcas do passado, apenas os trabalhos de garimpagem de ouro (intermitente) do leito do rio Piranga apresentam certas restrições quanto ao uso do mercúrio na apuração final. A explotação das pedreiras locais, realizada de uma forma rudimentar, não provoca efeito poluente e tampouco a desfiguração da paisagem. Praticamente não existem ruídos e vibrações produzidos por explosão.

Os trabalhos de lavra e de extração de bens minerais existentes na área, apesar de não apresentarem dimensões significativas para produzir modificações no meio ambiente, vêm sendo precedidos de avaliação prévia do seu possível impacto ambiental. No aproveitamento dos depósitos de caulim, por exemplo, atenção tem sido dada ao tratamento dos rejeitos provenientes da usina de beneficiamento, através de bacias de decantação e tratamento. Tudo isso, mais do que uma preocupação com a preservação ambiental, reflete uma postura moderna seriamente comprometida com o equilíbrio entre a geração de riqueza e a conservação dos valores naturais.

Capítulo 8
Metalogenia

Por
Carlos Alberto Heineck

8.1 Introdução

A apreciação e integração multidisciplinar das informações disponíveis sobre a folha Rio Espera permitiram a preparação de uma carta metalogenético-previsional, na escala 1:100.000 e seguindo as diretrizes de elaboração, ainda em fase de aperfeiçoamento, do Sistema DNPM/CPRM (Delgado, 1987). Apesar de os dados relativos às diversas mineralizações não serem considerados suficientes para uma completa visualização do panorama metalogenético em bases conceituais, são satisfatórios, quando integrados aos outros indícios geológicos, geoquímicos e geofísicos. Esse trabalho foi executado com base nas seguintes informações:

– cadastramento mineral;
– carta geológica na escala 1:100.000;
– carta geoquímica na escala 1:100.000;
– mapa geofísico na escala 1:100.000
– dados de litogeoquímica, relativos aos resultados de elementos maiores e elementos-traço (inclusive terras-raras).

Dentre os principais resultados alcançados, cabe destacar a delimitação e a especificação de algumas áreas de interesse à prospecção e/ou exploração mineral, com base na cartografia metalogenético-previsional em escalas de semidetalhe, conforme concepção exposta a seguir, bem como a expectativa metalogenética face à ambiência geológico-geotectônica. Através do cadastro dos recursos minerais, foram catalogadas 49 ocorrências minerais correspondentes a 11 substâncias minerais, conforme discriminado na legenda da carta metalogenético-previsional e sintetizado na tabela II.8.1.

8.2 Concepção e metodologia da carta metalogenético-previsional

Dados sobre mineralização, estratigrafia, petrologia, estrutura, geomorfologia, geoquímica e geofísica foram levantados, integrados e hierarquizados em uma única carta, provisoriamente denominada carta metalogenético-previsional, marcando um novo estágio no tratamento de informações multidisciplinares através do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, com o objetivo de delimitar, na escala de 1:100.000, as áreas com indícios de mineralizações prioritárias para a prospecção e a exploração mineral.

A metodologia aplicada, fundamentada nos princípios de Orlova & Shatalov (1960) e consolidada no conhecimento adquirido durante a execução do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, escala 1:250.000, através do Convênio DNPM/CPRM, implantado a partir de 1982, constitui a base para a elaboração das novas cartas, na escala 1:100.000.

A concepção da legenda resultou, em parte, de adaptações na simbologia gráfica, utilizada nacional e internacionalmente, segundo critérios de legibilidade e precedência e foi ajustada à escala 1:100.000, tendo em vista:

1) a necessidade de especialização do fundo geológico, para torná-lo metalogeneticamente significativo;

2) a importância de se representar o máximo de informações metalogenéticas sobre os jazimentos minerais individuais de forma clara e legível;

3) a conveniência de se estabelecer a distinção entre os dados econômicos e metalogenéticos; e

4) a valorização dos indícios indiretos de mineralização, visando à sua representação cartográfica.

Dentre as referências bibliográficas consultadas, merecem destaque: Carta Metalogenética e de Previsão de Recursos Minerais do Brasil, escala 1:250.000 (Siqueira & Souza, 1982 e Siqueira, 1984); Mapa Metalogenético da Espanha, escala 1:200.000 (Espanha-PNIM, 1972); Mapa Metalogenético da Austrália, escala 1:250.000 (Bowman & Stevens, 1978; Bowman, 1977; Gilligan, 1975; Matson, 1975); Carta Metalogenética da Europa, escala 1:250.000 (BRGM-Unesco, 1968-1970). Também foram examinadas as legendas do Mapa Metalogenético da Bahia, escala 1:1.000.000 (Sá, 1982), do Mapa Metalogenético do Brasil (Suszczynski, 1973) e do Mapa da América do Norte (Guild, 1981), escala 1:5.000.000.

A carta metalogenético-previsional é elaborada sobre uma base geológica especializada dependente do nível de conhecimento da área. Essa especialização contempla a distinção cronológica e/ou espacial das unidades litostrati-

Tabela II.8.1 - Recursos Minerais da Folha Rio Espera e Respectivos Contextos Geológicos

Substância mineral	Número de ocorrências	Contexto Geológico
	1	Aluviões recentes e terraços subatuais do rio Piranga.
	1	Veios de quartzo encaixados na borda milonítica do granito Ribeirão Pinheirinho.
Ouro	8	Veios de quartzo encaixados em rochas ultramáficas e anfiboloxistos da unidade média do supergrupo Rio das Velhas.
	1	Elúvio sobre quartzomicaxisto e anfibloxisto da unidade média do supergrupo Rio das Velhas.
	5	Rochas metaultrabásicas do complexo metamórfico Santo Antônio do Pirapetinga.
Esteatito	1	Rochas metaultrabásicas da unidade basal do supergrupo Rio das Velhas.
Talco	1	Rocha metaultrabásica do complexo metamórfico Santo Antonio do Pirapetinga.
Pedra ornamental	1	Serpentinito do complexo metamórfico Santo Antônio do Pirapetinga.
	1	Rocha caulinizada encaixada em xisto da unidade média do supergrupo Rio das Velhas.
	1	Rocha caulinizada intercalada em gnaisses do complexo metamórfico Santo Antônio do Pirapetinga.
Caulin	1	Pegmatito encaixado em gnaisses do complexo Mantiqueira.
	1	Pegmatito encaixado no granitóide de Pimenta.
	1	Pegmatito encaixado em granito leucocrático.
	5	Pegmatitos encaixados no granito Brás Pires.
Vermiculita	2	Pegmatitos encaixados no granito Brás Pires.
	1	Quartzito em meio a granitóide do complexo Ressaquinha.
Quartzo	1	Quartzito da unidade média do supergrupo Rio das Velhas.
	2	Cascalho de aluviões recentes dos ribeirões Manja Léguas e Pirapetinga.
Ferro	3	Formações ferríferas associadas a xistos e quartzitos da unidade média do supergrupo Rio das Velhas
Manganês	1	Gonditos e metaultramáficas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga.
Tantalita	1	Pegmatito encaixado em xisto da unidade média do supergrupo Rio das Velhas.
	1	Grafita-xisto da unidade média do Supergrupo Rio das Velhas.
Grafita	2	Grafita-xisto intercalado em biotita xisto do grupo Dom Silvério.
	1	Gnaisse do complexo Mantiqueira.
	1	Rocha granitóide do complexo Ressaquinha.
Granito industrial	1	Granito-granodiorito Ribeirão Pinheirinho.
	1	Granito Pimenta.
	2	Moscovita-granito Brás Pires.

gráficas de maior categoria como complexos, supergrupos e grupos, bem como associações magmáticas consangüíneas ou as séries toleíticas, calcialcalinas e alcalinas. São também realçados os litótipos especiais (metalotectos prováveis e possíveis), enquanto as unidades de menor categoria, tais como formação, membro e seus equivalentes, sem realce metalogenético, são identificadas apenas pelo uso de letras-símbolo. Os elementos estruturais da carta geológica são integralmente preservados e eventualmente acrescidos de informações geofísicas, como lineamentos, profundidades e contorno do substrato das coberturas etc.

Na representação dos jazimentos minerais, estabeleceu-se uma distinção entre as características metalogenéticas e as econômicas. As primeiras constituem a parte interna do símbolo de dimensão constante e de forma geométrica variável em função da morfologia. Os dados econômicos são representados por uma circunferência independente, concêntrica ao símbolo morfológico, de acordo com a forma de representação adotada no Mapa Metalogenético da Espanha, escala 1:200.000 (Espanha-PNIM, 1972).

A simbologia representativa dos caracteres metalogenéticos abrange os dados factuais sobre os jazimentos minerais, como a textura do minério, morfologia, orientação do(s) corpo(s) mineralizado(s), quimismo e associação mineralógica. Adicionalmente, contém informações sobre a classe do jazimento, procurando-se adotar uma classificação para as concentrações minerais, mais geológica do que genética, adaptada das propostas por Wacrenier & Rouveyrol (1977), Stanton (1972) e Routhier (1963). Tal classificação aproxima-se da utilizada para os depósitos minerais do Brasil (Branco, 1984).

Os dados econômicos dos jazimentos que têm sido objeto de pesquisa e lavra mineral são representados por uma circunferência externa, onde constam informações quanto à situação atual: ativo, inativo ou intermitente. O diâmetro, graduado em três dimensões, expressa a importância econômica do jazimento em três categorias: pequeno, médio e grande. A base para o estabelecimento dos limites dessas categorias é a mesma utilizada no Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.000 (Branco, 1984). Um traço, aposto acima, abaixo, à direita ou à esquerda dessa circunferência indica a situação atual do jazimento: mina, garimpo, jazida ou depósito, respectivamente.

Os indícios indiretos de mineralizações, a partir de indicações geoquímicas, geofísicas ou zonas de alteração de origem exógena ou endógena são submetidos a tratamento cartográfico específico, visando a um maior realce.

A integração dos dados multidisciplinares permite reconhecer os metalotectos comprovados, prováveis e possíveis, dependendo de se as relações entre os mesmos e os indícios de mineralização foram obtidos por ligação direta, estatística ou de analogia a contexto geológico-metalogenético, propiciando a delimitação de áreas mineralizadas prováveis, possíveis e potenciais, de acordo com critérios explícitos na própria carta.

8.3 Panorama metalogenético

A análise da ambiência geológico-geotectônica de cada unidade estratigráfica distinguida no presente levantamento numa abordagem interdisciplinar complementada pela apreciação dos dados geoquímicos, geofísicos, petrográficos, estruturais etc., permite estabelecer alguns parâmetros metalogenéticos gerais nem sempre tratados dentro das especificidades das áreas mineralizadas/previsionais. Pretende-se, com isto, realçar aspectos como a vocação metalogenética dos diferentes tratos crustais, respeitadas as suas individualidades, bem como fornecer uma visão mais ampla das diversas condicionantes dos processos de mineralização. No caso dos dados litogeoquímicos, além das interpretações petrotectônicas já exaradas no capítulo referente à estratigrafia, procurou-se também uma avaliação comparativa das rochas granitóides e básicas a ultrabásicas apoiada nos parâmetros consagrados em obras como as de Turekian & Wedepohl (1961), Tauson & Kozlov (1977), Olade (1980) e Ramsay (1986). Cabe ressaltar, ainda, a escala regional do trabalho ora apresentado, que limita as abstrações ao plano das **tendências,** no que se refere ao potencial mineral percebido no âmbito de cada unidade ou domínio metalogenético considerado, e não raro obrigando a inferências ou generalizações na identificação dos controles das mineralizações.

8.3.1 Complexo Santo Antônio do Pirapetinga

No domínio do complexo Santo Antônio do Pirapetinga, definiu-se um conjunto de rochas arqueanas metaultrabásicas (serpentinitos e esteatitos) e metabásicas (anfibolitos) intimamente associadas a gnaisses tonalito-trondhjemíticos, ocorrendo, ainda, de uma forma subordinada, xistos (metapelitos), formações ferríferas e quartzitos. Ocupa principalmente o quadrante noroeste desta folha, onde se encontra associado ao supergrupo Rio das Velhas e do qual difere basicamente pela presença dos referidos gnaisses. O metamorfismo que afetou as rochas do complexo é de condições equivalentes à fácies anfibolito a xisto-verde. Há evidências de fortes deformações localizadas, com o desenvolvimento de zonas miloníticas, bem como de uma tectônica tangencial impressa particularmente nas bordas da unidade.

Os estudos petroquímicos demonstraram a existência, nesse cinturão de rochas verdes, de magmas primitivos tipo toleítico (TH1) de fundo oceânico, caráter racinal e desenvolvidos em ambiente de *rift*, com eventuais e raras associações komatiíticas. Tais características conferem-lhes um elevado potencial para mineralizações de ouro, cobre, níquel e cromo, assertiva corroborada por freqüentes e intensas anomalias geoquímicas desses metais em sedimentos de corrente e concentrados de minerais pesados, em especial do ouro, que é garimpado na maioria das aluviões recentes e terraços ali desenvolvidos. A figura II.8.1 ilustra a distribuição regional do ouro na fração pesada dos sedimentos ativos de corrente, pondo em destaque a área de ocorrência do complexo (Asap), no quadrante noroeste e no segmento norte da folha, onde sobressaem resultados de até 13ppm de ouro. Também são bastante evidentes, neste domínio, os controles exercidos pelas descontinuidades estruturais sobre a distribuição do ouro, onde a zona de cisalhamento transcorrente situada nas proximidades de Catas Altas da Noruega e Piranga (ZCcp) constitui um dos exemplos mais notórios. Ainda com relação às anomalias geoquímicas, são merecedores de atenção alguns valores realçados de prata (0,2 a 0,8ppm), chumbo (300ppm) e estanho (136 a 635ppm) em concentrados de bateia, os dois últimos provavelmente relacionados a intrusões graníticas mais tardias, com pegmatitos associados.

Os dados geofísicos aeromagnetométricos pouco auxiliam na definição de estruturas e áreas de ocorrências de rochas básicas e ultrabásicas, uma vez que o relevo magnético local é fortemente influenciado por uma anomalia regional e bastante profunda; uma exceção reside na anomalia posicionada a oeste de Piranga.

Em função da importância da mineralização aurífera na área, cabe realizar aqui algumas considerações adicionais e específicas da evolução do *greenstone belt*. É bastante provável que o ouro tenha sido carreado, nos tempos arqueanos mais tardios, pelas citadas manifestações básicas e ultrabásicas mantélicas, dentro de um evento que talvez corresponda a uma das primeiras fases de aporte e concentração significativa do metal na crosta. Nesse ambiente, a estrutura do tipo *rift* também deve ter desempenhado um papel importante, pelo fluxo térmico mais acentuado e capaz de induzir uma maior circulação de fluidos. Na pilha metassedimentar, em posição um pouco mais elevada dentro da seqüência supracrustal, há ocorrências subordinadas de exalitos – formações ferríferas de derivação vulcanogênica – e igualmente propícias a concentrações auríferas de porte. Contudo, na produção de concentrações em nível de depósito e dentro das características até aqui observadas, há que se levar em conta os processos de remobilização associados às várias fases de metamorfismo regional, granitização e tectônicas dúcteis-rúpteis que afetaram o conjunto, não só das seqüências supracrustais, mas também dos domínios vizinhos. Fenômenos epigenéticos seguramente se desenvolveram, na área, do Arqueano ao final do Proterozóico, com fartos exemplos na região que se estende de Pinheiros Altos, no norte da folha, para além de Mariana, a NNW. Esses sítios geológicos são dominados por uma complicada imbricação de escamas tectônicas de empurrão, inclusive escamas cristalinas (CTS), constituindo um verdadeiro e largo cinturão de empurrões, similar ao descrito, por exemplo, nos caledonides da Groenlândia. O grande número de estruturas com elevadas taxas de deformação (zonas de cisalhamento e falhas, dependendo dos níveis estruturais envolvidos), somado às condições de metamorfismo mais brando (fácies xisto-verde e anfibolito médio), sem dúvida alguma favoreceram aí a precipitação das soluções hidrotermais auríferas, possivelmente em vá-

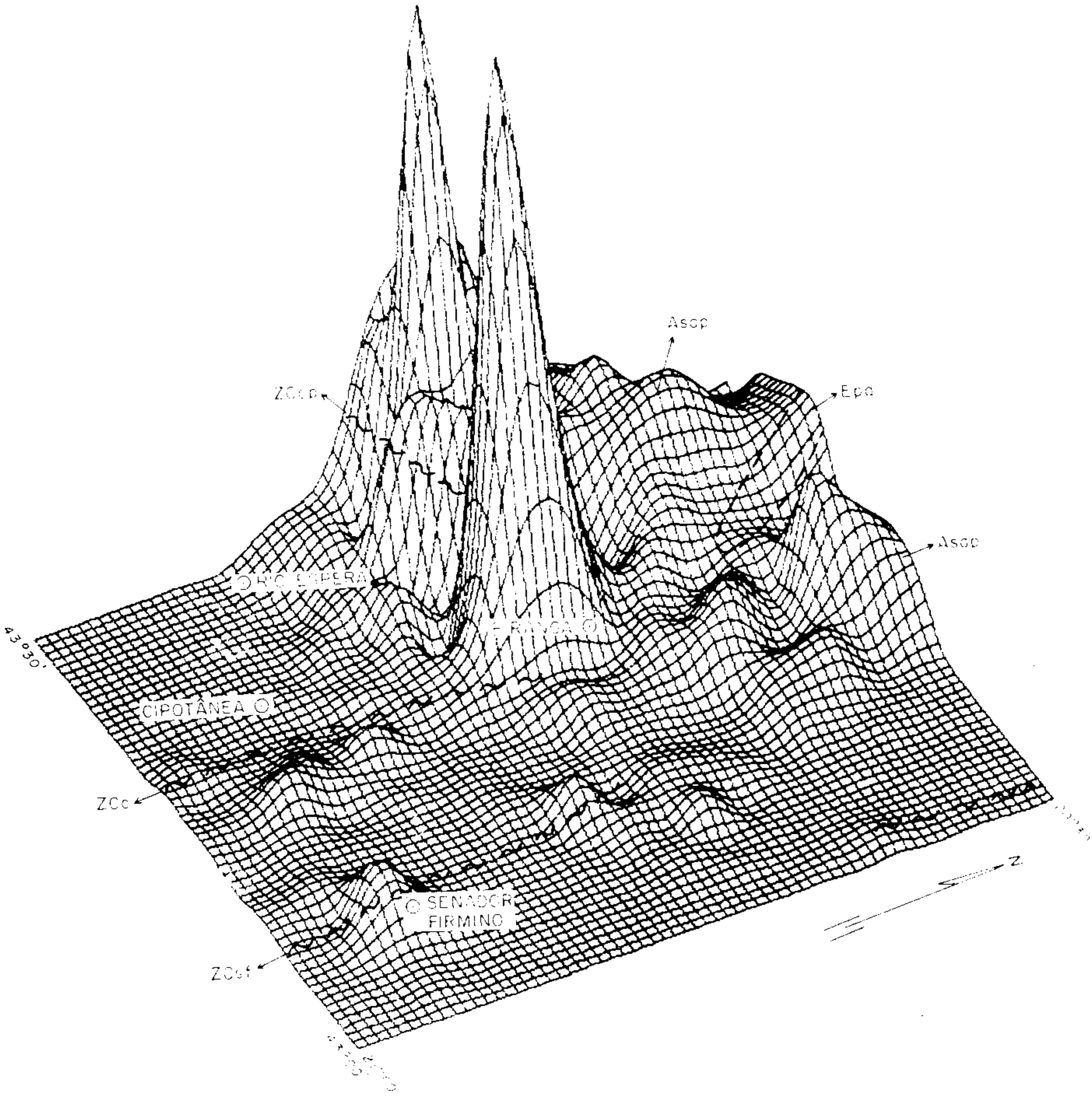


Figura II.8.1 -- Distribuição geoquímica do ouro em concentrados de minerais pesados das drenagens da folha Rio Espera; os teores máximos foram representados com 15ppm. (ZC) Zonas de cisalhamento: (ZCc) Cipotânea; (ZCcp) Catas Altas da Noruega-Piranga; (ZCsf) Senador Firmino. Outros metalotectos: (Asap) complexo Santo Antônio do Pirapetinga; (Epa) estrutura de Pinheiros Altos.

rios pulsos e com diferentes condições de pressão e temperatura. Essas feições, analisadas de uma maneira integrada, propiciam a formulação de um modelo de substituição metamórfica para muitos dos depósitos auríferos. Retornando, ainda, ao problema das épocas metalogenéticas, é possível aventar uma hipótese pós-Itacolomi e, portanto, uma idade proterozóica média a superior, na cronologia de pelo menos um dos principais eventos de mineralização aurífera na evolução da região do Quadrilátero Ferrífero.

Com relação aos granitóides tonalito-trondhjemíticos a granodioríticos, de quimismo calcialcalino, que integram o complexo Santo Antônio do Pirapetinga, observou-se que os dados litogeoquímicos apontam para um baixo grau de especialização granítica, devido a: a) conteúdos normais a baixos de elementos granitófilos como Rb e Li; b) baixos conteúdos de voláteis como F, Cl e S; c) razões K/Rb altas, Rb/Zr baixas e Ba/Rb muito elevadas; d) somatório de ETR + Y muito baixos ou, quando não, um pouco abaixo da característica dos granitóides especializados (Ramsay,

1986). Sendo assim, esses granitóides sódicos, cujos padrões de terras raras (curvas normalizadas) nem sempre são compatíveis com os referidos como tipicamente arqueanos, devido às evidências de evolução dos lantanídeos leves, podem ser definidos mais como precursores, ou com potencial para Au, Mo e Cu, gerados em ambiente de arco vulcânico a continental intraplaca.

8.3.2 Supergrupo Rio das Velhas

Com características bastante semelhantes às do complexo Santo Antonio do Pirapetinga, o supergrupo Rio das Velhas é também constituído de metassedimentos, como xistos aluminosos, quartzitos e formações ferríferas, além de rochas metabásicas (anfibolitos) correspondentes a basaltos toleíticos de fundo oceânico (tipo TH1), com associações komatiíticas. Definido como um *greenstone belt* gerado em ambiente *rift*, nesse conjunto também ocorreram condições propícias ao desenvolvimento de mineralizações de ouro, potencial que pode ser estendido a metais como cobre e, talvez, cromo e níquel. No plano deformacional, há que destacar uma maior aloctonia para esta seqüência supracrustal, comparativamente à unidade anteriormente descrita, devido ao forte transporte tectônico para oeste. Em zonas de cisalhamento a NW de Pinheiros Altos, foram cadastradas várias ocorrências auríferas epigenéticas. Esse metal se faz acompanhar na drenagem por um grande número de anomalias geoquímicas para Cr, Ni, Cu e Zn, compatíveis com o ambiente estudado e que reforçam o seu potencial. Na metalogênese do ouro, são esperados os mesmos fatores de controle citados (8.3.1). Os dados litogeoquímicos referentes aos xistos magnesianos da seqüência metavulcânica inferior mostram anomalias de flúor (até 880ppm) e S (800ppm), mas as razões S/Ni são muito baixas, não ensejando hipótese sobre a presença de níquel sulfetado, pois o metal deve estar contido essencialmente nos minerais máficos silicatados. Uma anomalia de 3.800ppm de cromo, nessas mesmas rochas, pode tanto ter o signigicado de magnetita cromífera, quanto da presença de cromita, que, contudo, não foi testada qualitativamente.

8.3.3 Complexo Acaiaca

Sobre a suíte de rochas granulíticas (plagiogranulitos, hidrogranulitos e hiperstênio-gabros) do complexo Acaiaca, que ocupa uma posição dentro da denominada província geotectônica da Mantiqueira, similar à da suíte metamórfica São Bento dos Torres, não foram tomados espécimes para estudos litogeoquímicos. Cabe ressaltar a detecção de ouro em concentrados, nesse domínio, mas o metal deve ser de caráter epigenético e vinculado às zonas de cisalhamento de alto ângulo, submeridianas, que o afetam.

8.3.4 Complexo Mantiqueira

Os gnaisses bandados do complexo Mantiqueira apresentam uma ampla variação composicional, de tonalítica a granítica e exibem níveis e corpos anfibolíticos com migmatização localizada e em graus variados, além de granitóides sintectônicos. Ocorrem, ainda, de uma forma subordinada, quartzitos, micaxistos granatíferos e rochas calcissilicáticas. As características dos gnaisses são bimodais, com granitóides aluminocafêmicos peraluminosos (calcialcalinos) e cafêmicos metaluminosos (alcalinos), ao passo que os anfibolitos parecem corresponder a basaltos pigeoníticos ou toleíticos oceânicos, tipo arco-de-ilha e continental intraplaca alcalino, em arco magmático tipo cordilheirano. Os termos ácidos acima referidos são do tipo MM (metamorfometassomático) e do tipo I, de fonte mista (MS), característica que lhes confere um potencial metalogenético para Au, Mo e Cu. É importante assinalar a presença de quase uma dezena de anomalias de ouro em concentrados de bateia tomados sobre esse domínio, constituindo indícios indiretos de mineralizações aparentemente vinculados a uma grande diversidade de fatores: escamas tectônicas com restos de seqüência supracrustal, metavulcanossedimentar, do tipo *greenstone belt* (supergrupo Rio das Velhas); zonas de cisalhamento de alto ângulo; periferia de corpos granitóides intrusivos, do Proterozóico Inferior; anfibolitos (basaltos toleíticos). Embora não se conheçam até o momento detalhes sobre a tipologia dos possíveis jazimentos, a disposição espacial generalizada desses indícios permite inferências sobre uma epigênese do ouro, particularmente diante das coincidências com as numerosas zonas com elevadas taxas de deformação. Além do ouro, detectado com até 3,5ppm nesse domínio, foram observadas anomalias de estanho e cromo, relacionáveis, respectivamente, a eventos pós-magmáticos (atividade pegmatítica) do plutonismo granitóide, e a corpos de rochas básicas. Dentro da faixa ocupada pelo complexo Mantiqueira, uma anomalia aeromagnetométrica forte e alongada, nas proximidades da localidade de Porto Firme, parece corresponder à área de ocorrência de formações ferríferas supostamente pertencentes à unidade Rio das Velhas. A análise dos dados litogeoquímicos mostra que uma parcela dos gnaisses Mantiqueira é constituída de granitóides deformados sem uma especialização geoquímica apreciável, o que leva a classificá-los apenas como precursores de metalizações em eventos sucessivos (figura II.8.2).

8.3.5 Plutonismo granitóide

O domínio dos metagranitóides arqueanos tipo Serra do Carmo e Ribeirão Pinheirinho é constituído de gnaisses tonalito-trondhjemíticos de cor clara, com bandamento metamórfico e conspícuas evidências de milonitização. De caráter calcialcalino e metaluminoso, gerados em ambiente intraplaca e arco vulcânico, correpondem a uma grani-

togênese do tipo fonte mista (MS) e apresentam potencial para Au, Ag, Mo, Cu e (W). Esses granitóides ocorrem em situações estruturais distintas: afetados por cisalhamento de baixo ângulo (Serra do Carmo) ou em núcleo de dobra, no caso do granitóide tipo Ribeirão Pinheirinho, no qual é importante assinalar a existência de bordas miloníticas com ocorrência de veios de quartzo aurífero similares aos observados nas zonas de cisalhamento que afetam as seqüências supracrustais. Apresentam um baixo grau de especialização granítica, denotado pelos dados petroquímicos: a) conteúdos normais de Rb e Li; b) baixos conteúdos de F, Cl e S; c) baixos teores de Th; d) razões K/Rb médias, Rb/Zr baixas e Ba/Rb extremamente elevadas; e) baixos somatórios de TR + Y. Portanto, também aqui é válido o conceito de que se trata mais de granitos precursores do que especializados, fato fortemente reforçado pela disposição das amostras no diagrama Rb-Ba-Sr (figura II.8.2), onde resultou evidenciado um ainda incipiente grau de diferenciação, típico dos granitóides cálcicos e "anômalos" (metassomáticos?).

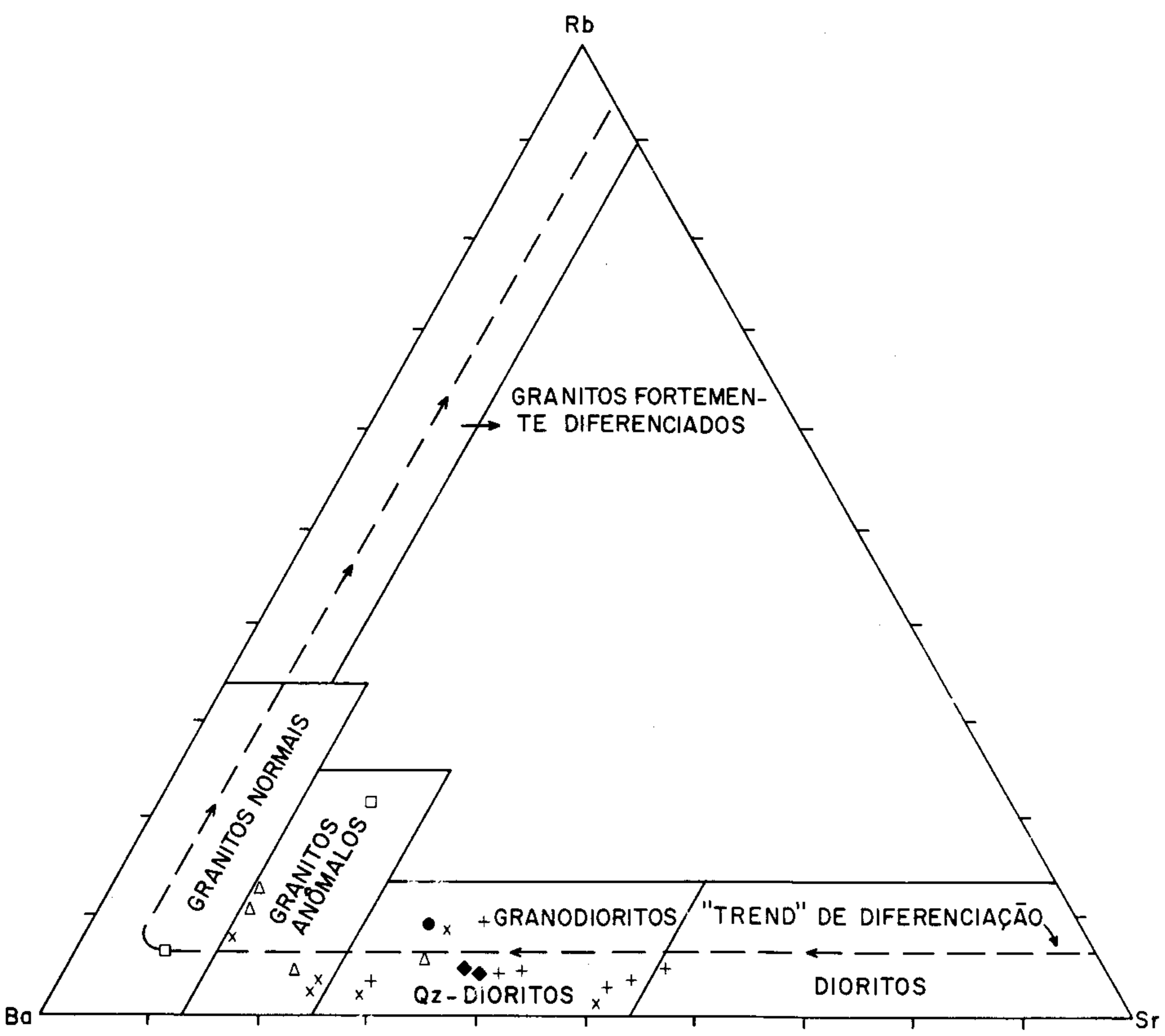


Figura II.8.2 – Diagrama Rb-Ba-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975) mostrando os **trends** de diferenciação em rochas graníticas e gnáissicas da folha Rio Espera. Plutonismo granitóide: (●) leucogranito de Divinésia; (+) quartzodioritos, tonalitos e granitos do complexo Ressaquinha; (□) metagranito de Pimenta; (◆) gnaisse tonalítico tipo Ribeirão Pinheirinho; (X) gnaisses tonalito-trondhjemíticos tipo Serra do Carmo. Complexo Mantiqueira; (△) biotita-gnaisses bandados.

No granito Pimenta, cartografado no centro-oeste da folha Rio Espera, não foram encontradas quaisquer evidências de mineralização, seja pela amostragem de sedimentos e concentrados, ou nos dados litogeoquímicos. Esse granitóide encontra-se gnaissificado, cisalhado e posicionado segundo um alinhamento pré-transamazônico e foi afetado por esse ciclo. Localmente rosado e com níveis pegmatóides, tem caráter meta- a peraluminoso, calcialcalino a alcalino, gerado em ambiente tectônico de arco vulcânico, é sincolisional e da série ilmenita. Os resultados das análises de rochas mostram uma relativa especialização granítica nesse domínio, quando confrontado com as demais manifestações do plutonismo granitóide: integrante da associação monzogranítica baixo-Ca (Ramsay, 1986), esse metagranito apresenta características do tipo crustal (CR) a metamorfometassomático (MM), que definem uma expectativa para mineralizações de Sn e Ta. Os parâmetros petroquímicos reveladores de espécimes mais evoluídos compreendem as razões K/Rb (22), Ba/Rb (2,7) e Rb/Zr (1,4), além das posições ocupadas no diagrama Rb-Ba-Sr (figura II.8.2), mas que ainda não tipificam um granito especializado. É na periferia desse granitóide que foram detectadas várias anomalias de estanho em concentrados de bateia, com valores de 136 a 635ppm (mapa anexo), refletindo uma possível atividade pegmatítica mais tardia.

O complexo Ressaquinha é caracterizado por um domínio de granitóides diferenciados, via de regra pouco deformados, ou só localmente muito deformados em zonas de cisalhamento, e com ampla variação composicional (dioritos a granitos). Esse plutonismo granitóide é de caráter metaluminoso e calcialcalino a alcalino, gerado em ambiência tectônica intraplaca e de arco vulcânico, tipo fonte mista (MS) e eventualmente de diferenciação mantélica (MD). A potencialidade mineral desse domínio é para metais como Au, Mo, Cu, Ag, (W, Nb, Y, ETR e Zr). Uma única amostra coletada revelou discreta anomalia de flúor (1.200ppm), mas as demais características apontam para uma ausência de especialização granítica, feição corroborada pela coleta mais densa processada na folha Barbacena. O número relativamente grande de indícios auríferos indiretos (anomalias geoquímicas em concentrados de bateia) detectados no interior do complexo Ressaquinha, com valores de até 86ppm, é atribuível tanto à presença de grandes áreas (xenólitos?) do complexo Santo Antônio do Pirapetinga, como ao fato de estar relacionado a zonas de cisalhamento de alto ângulo, essas já no limite ocidental da folha.

O alcaligranito Divinésia, na porção sudeste da área trabalhada, tem características grosseiras, está localmente gnaissificado, e contém xenólitos de gnaisse tonalítico, metadiorito, anfibolito, quartzito e rocha calcissilicática reportados ao complexo Mantiqueira. Constitui um granitóide tipo fonte mista (MS) ou de diferenciação mantélica (MD), gerado por *sintexis* intraplaca com maior participação de material mantélico. A potencialidade desse corpo é para mineralizações de Nb, Ta, Zr e Y. Por outro lado, os dados litoquímicos não evidenciaram processos de especialização geoquímica (figura II.8.2), nem foram detectados valores anômalos através da prospecção geoquímica. O cadastramento da área mostrou uma ocorrência de caulim em pegmatito.

Dentro do plutonismo granitóide mais tardio da área, e que teve lugar provavelmente no final do Proterozóico Inferior, destaca-se o moscovita-granito Brás Pires, situado na porção meridional da folha e com dimensões batolíticas. Tem composição moscovítica e encontra-se profusamente recortado por pegmatitos, estes aproveitados para a produção de caulim, feldspato, vermiculita e moscovita. No seu interior, ocorrem restos de xistos grafitosos, correlacionados ao grupo Dom Silvério, e que talvez constituam *roof pendents*. Vários indícios indiretos, obtidos através da prospecção geoquímica, estão espacialmente relacionados a esse corpo: ouro (até 6ppm), cassiterita (análise mineralógica) e Pb (7.800ppm em concentrados), além de valores realçados de zinco em sedimentos de corrente. A diversidade dos indícios reunidos sobre esse corpo aponta para uma maior intensidade de eventos pós-magmáticos na região, com o desenvolvimento de filões pegmatíticos e, possivelmente, hidrotermais, alojados nas zonas de cisalhamento limitantes, ou nas falhas e fraturas interiores. A presença dos referidos xistos sugere um nível de erosão pouco profundo para o corpo.

8.3.6 Grupo Dom Silvério

O domínio do grupo Dom Silvério, composto de xistos pelíticos (manganesíferos, granatíferos, grafitosos ou carbonáticos) com quartzitos subordinados, corresponde a uma pilha de metassedimentos depositados em bacia costeira e posteriormente metamorfizados em condições de fácies anfibolito, com conspícuos cisalhamentos associados (tectônicas tangencial e transcorrente). Parte dos sedimentos foram interpretados como grauvacas e pelitos originários de fonte tonalítica a granodiorítica, ao passo que anfibolitos da região do rio Doce, na folha Ponte Nova, comportam-se petroquimicamente como toleítos de arco-de-ilha. Alguns dados petrográficos apontam para uma possível interveniência de fenômenos vulcânicos ácidos (dacitos) a intermediários em determinados segmentos. A potencialidade mineral para a seqüência reside basicamente em: depósitos manganesíferos, em função da sua freqüência na folha Ponte Nova; grafita, que ocorre enriquecida nos xistos pelíticos, talvez correspondendo a primitivas concentrações orgânicas; e ouro, que, embora detectado apenas sob a forma de um fraco indício indireto (concentrado de bateia) a NE de Porto Firme, pode atingir maior expressão nas zonas com elevadas taxas de deformação. Nesse local, também foram percebidos outros metais, como cobre (380ppm) e zinco (220ppm), sugerindo uma possível associação do ouro a eventos hidrotermais.

8.3.7 Coberturas cenozóicas

A evolução geomórfica da área propiciou a geração de expressivas aluviões quaternárias, que assumem uma grande importância devido à concentração dinâmica do ouro secundário, particularmente nos vales do rio Piranga e dos ribeirões Pirapetinga, Bacalhau, Pinheirinho e Santo Antonio, todos drenando áreas com maior incidência de anomalias geoquímicas. Garimpos de ouro, abandonados ou sazonais, são também freqüentes nas drenagens menores, particularmente aquelas instaladas sobre as seqüências do tipo *greenstone belt*. Nas drenagens maiores há, ainda, grandes áreas correspondentes a terraços subatuais ou mesmo pleistocênicos, com níveis de sedimentos mais grossos, cascalhentos, que testemunham períodos de erosão sob condições catastróficas.

8.4 Áreas mineralizadas/previsionais

O objetivo final da carta metalogenético-previsional é a delimitação de áreas mineralizadas ou favoráveis a conter mineralizações, com base nas leis que controlam a distribuição das concentrações minerais na natureza. Nesta folha, foram selecionadas nove áreas de interesse para a prospecção e/ou exploração mineral, com base nos indícios diretos (dados cadastrais) e indiretos (resultados geoquímicos, principalmente). Por oportuno, cabe ressaltar que o termo áreas mineralizadas tem aqui um sentido puramente qualitativo, designando por igual as com concentrações minero-econômicas ou antieconômicas. Na tabela II.8.2 encontram-se relacionadas todas as áreas mineralizadas/previsionais delimitadas nesta folha, distribuídas mormente segundo as unidades litostratigráficas, estruturais e domínios metalogenéticos caracterizados no subitem anterior e são descritas a seguir.

8.4.1 Mineralizações de ouro

O ouro encontra-se presente em todas as áreas selecionadas (I a IX) nesta folha, sob a forma de indícios diretos como veios de quartzo aurífero e garimpos em elúvios e aluviões. A sua percepção na maioria das frações pesadas de aluviões, tipificando índícios indiretos (geoquímicos), propiciou a elaboração de um mapa de distribuição (figura II.8.1) que põe em evidência os principais controles das mineralizações: a) as áreas de ocorrência, contínuas ou vestigiais (restos), do complexo Santo Antonio do Pirapetinga e do supergrupo Rio das Velhas, correspondentes a seqüências metavulcanossedimentares do tipo *greenstone belt*, geradas em ambiente *rift* e onde se destacam rochas metabásicas (magmatismo de fundo) e formações ferríferas; b) zonas periféricas dos plutonitos granitóides como os de Brás Pires, Ribeirão Pinheirinho e Ressaquinha; c) zonas de maior taxa de deformação, como os cisalhamentos transcorrentes de Lamim-Cipotânea e Senador Firmino-Presidente Bernardes, que configuram possivelmente rampas laterais de evento tectônico proterozóico.

A média dos teores de ouro nos concentrados de bateia é de poucas unidades de ppm, com máximos detectados de 86 e 92ppm. Nos domínios das rochas supracrustais, há uma marcante associação geoquímica com Ag, Cr, Ni, Cu, e (Co), muitas vezes tendo apenas um significado litológico, pela correlação com os termos básico-ultrabásicos. As principais alterações hidrotermo-metassomáticas observadas na área são carbonatação, silicificação e talcificação, que podem estar relacionadas aos fenômenos de mineralização aurífera, provavelmente de caráter epigenético na grande maioria dos casos e associados a metamorfismo sob condições compatíveis com a fácies xisto-verde. Os veios de quartzo aurífero eventualmente têm gerado produções apreciáveis, como as da localidade do córrego Goiânia, e há notícias de grandes lavras subterrâneas abandonadas em solos lateríticos, imediatamente a oeste de Pinheiros Altos. Também as perspectivas para ouro secundário, aluvionar, podem ser consideradas boas, diante da densidade observada de indícios indiretos.

8.4.2 Mineralizações de talco e esteatito

As rochas metaultrabásicas das seqüências vulcanos-sedimentares do tipo *greenstone belt*, representadas pelas unidades Santo Antonio do Pirapetinga e Rio das Velhas, tinham uma composição original provavelmente peridotítica e evoluíram, através de sucessivos eventos metamórficos, para produtos fortemente talcificados. Tais corpos são particularmente expressivos nas áreas Ia, Ib, IV e Va, onde há vários garimpos de pedra-sabão. São freqüentes os indícios geoquímicos de ouro secundário nas aluviões, além de altos conteúdos de Cr e Ni em sedimentos de corrente, concentrados de bateia e rochas. A natureza toleíto-komatiítica do magmatismo (basal?) indica potencialidade para mineralizações de Ni, Cu, Pt e Au nessas áreas. No local denominado Bandeira, no quadrante NW da área, uma lente metaultrabásica fornece uma produção mensal de aproximadamente 60t de talco.

8.4.3 Mineralizações de ferro

As formações ferríferas estratiformes das regiões de Pinheiros Altos, Quintinos e Paredão são compostas basicamente de quartzo, hematita e magnetita, e poderiam ter um aproveitamento econômico, à semelhança dos itabiritos do supergrupo Minas. Correspondem a depósitos sedimentares de ferro precipitado quimicamente em ambiente marinho, junto com *chert*. A contribuição vulcanogênica na origem das citadas formações ferríferas ainda não foi estabelecida, cabendo ressaltar a sua capacidade de funcionar como armadilhas na precipitação de ouro a partir

Tabela 2.8.2 - Relação das Áreas Mineralizadas da Folha Rio Espera

Áreas	Indícios diretos e indiretos de mineralizações	Contexto Geológico/Metalogenético
I a,b	Talco, esteatito (Au, Cr, Ni)	Metaultrabásicas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga; mineralização secundária de ouro nas aluviões.
II a,b,c,d,e,f,g	Au (Au,Cr, Ni)	Serpentinitos, talcoclorita xistos, anfiboloxistos, gnaisses tonalito-throndhjemíticos e metapelitos do complexo Santo Antônio do Pirapetinga; zonas de cisalhamento, intrusões graníticas e veios de quartzo hidrotermalismo).
III a,b	Au (Au, Cr)	Aluviões auríferas; zonas de cisalhamento e hidrotermalismo no domínio do complexo Santo Antônio do Pirapetinga.
IV	Ouro, ferro, esteatito (Au, Cr)	Aluviões auríferas do ribeirão Pinheirinho; veios de quartzo aurífero encaixados em meta ultrabasitos e anfiboloxistos do supergrupo Rio das Velhas e em granito cisalhado.
V a,b,c	Esteatito (Au)	Rochas ultrabásicas talcificadas do supergrupo Rio das Velhas; aluviões auríferas; hidrotermalismo na unidade Santo Antônio do Pirapetinga.
VI	Au, esteatito (Au, Sn)	Intrusões graníticas (p.ex. complexo Ressaquinha); rochas metaultramáficas talcificadas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga.
VII a,b,c	(Au, Cr)	Zonas de cisalhamento de alto e baixo ângulo no domínio do complexo Ressaquinha e associação com seqüências metavulcanossedimentares das unidades Santo Antônio do Pirapetinga e Rio das Velhas.
VIII	(Au)	Zonas de cisalhamento de alto ângulo no domínio do complexo Mantiqueira.
IX	Grafita (Zn, Cu, Au)	Xistos grafitosos do grupo Dom Silvério afetados por zonas de cisalhamento.

de soluções mineralizantes. Intensas anomalias aeromagnetométricas dipolares e alongadas coincidem com as áreas de ocorrência dessas formações. A execução de análises litogeoquímicas (por exemplo, de terras-raras) pode constituir um fator fundamental na distinção entre as formações bandadas arqueanas e proterozóicas, e portanto, de origem exalativa ou plataforma estável, respectivamente.

8.4.4 Mineralizações de estanho

Indícios indiretos de estanho foram percebidos na Área VI, delimitada na zona periférica dos plutonitos granitóides do complexo Ressaquinha e do metagranito de Pimenta, estando possivelmente relacionados a atividade pegmatítica. No moscovita-granito Brás Pires, identificou-

se a ocorrência de cassiterita em amostra de concentrado de bateia, e esta também deve ser derivada de filões pegmatíticos. Conforme salientado anteriormente, não foram encontrados batólitos ou *stocks* de granitóides especializados na área estudada, característica talvez inerente a corpos de dimensões mais restritas.

8.4.5 Mineralizações de grafita

A presença de grafita em xistos pelíticos do grupo Dom Silvério denota prováveis contribuições orgânicas num ambiente marinho-redutor, tipo bacia costeira, com freqüentes intercalações quartzíticas, tendo sido assinalada na localidade de Guaraciaba (Área IX) e na fazenda Abismo, esta em restos supracrustais vestigiais dentro do moscovita-granito Brás Pires. Já no córrego do Peixe, entre Piranga e Pinheiros Altos, a ocorrência de grafita dá-se em xistos integrantes da unidade Rio das Velhas.

8.4.6 Outros indícios

Indícios diretos de mineralizações foram observados ainda para um número apreciável de outras substâncias minerais:

– **caulim e feldspato**: dez ocorrências associadas a pegmatitos localizados preferencialmente dentro ou na periferia de corpos do plutonismo granitóide, em especial do moscovita-granito Brás Pires. No segmento meridional desse granito, nas localidades denominadas Malacacheta e fazenda do Mota, concentram-se cinco dessas ocorrências de pegmatitos caulinizados, todas de médio a grande porte;

– **vermiculita**: duas ocorrências em pegmatitos encaixados no moscovita-granito Brás Pires, nas localidades de Montanha (no sul da intrusão) e Cachoeira Direita (no nordeste);

– **quartzo**: quatro ocorrências denotam fontes bastante diversas, como cascalho aluvionar e quartzitos friáveis grossos bastante puros, mas todas encontram-se inseridas em contextos estratigráficos atribuídos ao complexo Santo Antônio do Pirapetinga;

– **manganês**: uma ocorrência de gondito em São Dimas, no sul da folha, apresenta concentração supergênica de manganês;

– **tantalita**: contida em pegmatito encaixado em xistos do supergrupo Rio das Velhas, na localidade de Galése, no centro da área, exemplifica o grau de especialiazação eventualmente atingido dentro das atividades graníticas;

– **chumbo**: uma anomalia de 7.800ppm de chumbo em concentrado de minerais pesados coletado dentro do corpo granítico de Brás Pires, tanto pode ser indicativa de fenômenos hidrotermais (halo/província?), como de processos de contaminação pelas lavras de caulim;

– **magnesita**: as rochas ultrabásicas magnesianas das regiões de Pinheiros Altos e Calambau (NW) sofreram processos de carbonatação traduzidos na geração de grandes cristais de magnesita, em vênulas preenchendo fraturas ou disseminados naquelas litologias, onde podem atingir percentuais bastante elevados (45%), associados a antofilita, talco, clorita e opacos.

PARTE III

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Capítulo 1
Conclusões

por
Frederico Ozanam Raposo

O levantamento geológico da folha Rio Espera, parte integrande do Projeto Barbacena, obteve um significativo avanço no conhecimento geológico da faixa situada a SSE do Quadrilátero Ferrífero.

De acordo com a filosofia de trabalho adotada no Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, com base na utilização de novas técnicas adequadas à escala do levantamento, foi possível elaborar uma cartografia geológica atualizada e confiável de modo a permitir que os usuários do setor mineral possam planejar melhor seus investimentos.

Muitas das conclusões emitidas foram resultado de integração com as demais folhas do projeto.

A seguir, ressaltam-se as principais contribuições advindas do levantamento nos diversos campos da geologia, iniciando por aquelas de cunho global.

A folha Rio Espera está inserida nas províncias geotectônicas Mantiqueira e São Francisco definidas neste projeto, tendo rochas dos domínios da crostas inferior e intermediária, com fácies variando de granulito a anfibolito. Pertencem à província geotectônica Mantiqueira os complexos Acaiaca e Mantiqueira e o grupo Dom Silvério, enquanto os complexos Ressaquinha e Santo Antônio do Pirapetinga (definidos no projeto) e o supergrupo Rio das Velhas incluem-se na província geotectônica São Francisco, juntamente com corpos granitóides.

Ficaram evidenciados quatro eventos deformacionais, sendo o mais marcante e amplamente difundido, de caráter compressivo e relacionado à foliação/bandamento gnáissico de transposição de baixo ângulo (S_t), associado a zonas de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, imprimindo forte lineação mineral com transporte tectônico de ESE para WSW resultante do ciclo Transamazônico.

A província geotectônica São Francisco caracteriza-se por duas direções de cisalhamento, NW-SE e ENE-WSW, coincidentes com eixo de dobras isoclinais vergentes para SW e SE respectivamente. Na província geotectônica Mantiqueira, embora essas mesmas direções ocorram como fraturas ou zonas de cisalhamento pouco desenvolvidas, dominam zonas de cisalhamento dúctil de baixo ângulo com transposições conspícuas obliterando estruturas mais antigas. Cisalhamento posterior NS, dextral, de alto ângulo, afeta ambas as províncias. O último evento, ruptural, com falhas de gravidade, marca as duas províncias.

Na estratigrafia, tentou-se a princípio a nomenclatura em uso, efetuando-se modificações favorecidas pela escala e decorrentes da cartografia realizada em estrita obediência ao Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri et al., 1986) propiciando a identificação de duas novas unidades, os complexos Santo Antônio do Pirapetinga e Ressaquinha, além de corpos granitóides informalmente designados.

O complexo Santo Antônio do Pirapetinga, definido nesta folha, é representado por uma seqüência metaplutonovulcânica diferenciada, básica/ultrabásica, com intercalações de gnaisses de composição tonalito-trondhjemítica, eventualmente granodiorítica. Esse conjunto é interpretado como parte das raízes da seqüência metavulcanossedimentar do supergrupo Rio das Velhas. As rochas básicas dessa seqüência são caracterizadas quimicamente como toleítos de fundo oceânico.

O complexo Ressaquinha, definido na folha Barbacena, aqui é identificado como constituído por rochas granitóides e representado por três séries de diferenciação magmática: toleítica, calcialcalina e subalcalina, geradas no ciclo Transamazônico, a partir da refusão de material mantélico alojado posteriormente em zonas de fraqueza definidas por cisalhamentos NS e N70°E.

O supergrupo Rio das Velhas é constituído por três unidades informais: uma inferior de caráter eminentemente vulcânico, outra intermediário-sedimentar com contribuições vulcânicas subordinadas e uma terceira superior, sedimentar e clástica, psamítica a pelítica. O relacionamento entre os litótipos da unidade média sugere uma interdigitação faciológica entre metassedimentos clásticos e químicos.

Os granitóides do tipo Serra do Carmo são tonalito-trondhjemíticos, sendo mais deformados que aqueles do complexo Ressaquinha. Os granitóides Brás Pires e Divinésia e corpos maiores são sincolisionais e gerados no ciclo Transamazônico.

O complexo Mantiqueira é caracterizado por um conjunto de gnaisses, granitóides, anfibolitos e eventualmente quartzito e calcissilicáticas ou ainda metandesito. Os gnais-

ses são originados de plutonitos, gerados por *sintexis* e parte como granitóides crustais gerados pela anatexia ou fusão parcial de uma seqüência vulcanossedimentar pretérita.

O grupo Dom Silvério é constituído por micaxistos, quartzomicaxistos localmente com granada, cianita, grafita e carbonatos, o que lhe confere um caráter paraderivado.

O levantamento geoquímico concluiu que existe um controle tanto litológico quanto tectonostrutural para ouro na região. A distribuição geoquímica do ouro é predominantemente epigenética, ligada intimamente às zonas de cisalhamento. O potencial para ouro encontra-se principalmente nos domínios do complexo Santo Antônio do Pirapetinga e do supergrupo Rio das Velhas. A presença de rochas ultrabásicas é bastante freqüente nas bacias anômalas para ouro. Os efeitos de coprecipitação dos elementos-traço com hidróxidos de Fe e Mn, bem como a captura dos primeiros pelos últimos fazem-se presentes na rede de drenagem. Todos os elementos analisados são regidos por uma distribuição geoquímica predominantemente clástica. São fundamentais as análises mineralógicas em concentrados de minerais pesados em toda a região levantada.

No que tange à geofísica o perfil gravimétrico Varginha/Catas Altas da Noruega, que secciona esta folha, mostra um gradiente elevado descendente para leste com uma inversão do gradiente no final. O modelamento revela um corpo denso em profundidade que pode corresponder aos metaultrabasitos do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. A magnetometria evidencia sobretudo estruturas na região de Pinheiros Altos correspondentes às formações ferríferas com magnetita cartografadas.

Os bens minerais mais importantes na folha são: ouro, explorado por garimpeiros e empresas de mineração ao longo do rio Piranga e imediações de Pinheiros Altos; o caulim de Brás Pires; talco e esteatito; vermiculita; rochas ornamentais nas pedreiras; quartzo em montanhas de rejeito da lavagem secular do ouro e bauxita.

O ouro está relacionado às zonas de cisalhamento e aos bordos de corpos granitóides que cortam o complexo Santo Antônio do Pirapetinga e o supergrupo Rio das velhas, do mesmo modo que o talco está vinculado às zonas de cisa-lhamento em rochas ultrabásicas e próximas a granitóides.

O caulim constitui alteração de pegmatóides e do próprio moscovita-granito Brás Pires. A vermiculita associa-se a xenólitos de rochas básicas e zonas de cisalhamento no moscovita-granito Brás Pires. Cassiterita e pedras coradas também estão relacionadas aos pegmatóides e ao próprio granito. A bauxita é produto intempérico de rochas básicas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga.

Capítulo 2
Recomendações

por
Frederico Ozanam Raposo

Apesar do avanço do conhecimento geológico alcançado neste trabalho, verifica-se ainda a necessidade de um maior detalhamento, particularmente em setores do quadrante NW da folha, onde se comprovou uma real potencialidade aurífera através de estudos geoquímicos, petrológicos e estruturais. Tendo em vista que as unidades ficaram restritas às categorias de grupos, complexos e alguns corpos delimitados precariamente pela escassez de bons afloramentos, justifica-se uma catografia mais detalhada em tais áreas. Para tanto, sugere-se o uso de perfis magnetométricos e cintilométricos, com o objetivo de definirem-se contatos em áreas pobres em afloramentos. Esse detalhamento deverá facilitar a seleção de áreas para pesquisas de cunho geoeconômico, restringindo-as às unidades litológicas e estruturas metalogeneticamente mais promissoras. Por outro lado, uma vez que tais unidades litológicas e estruturas se estendem para oeste, além do meridiano 43°30'; sugere-se a inclusão de áreas vizinhas a Itaverava e Conselheiro Lafaiete, nessa cartografia de detalhe, com os mesmos objetivos. Essa cartografia everá ser multidiciplinar e utilizar de todos os recursos técnicos disponíveis.

Quanto aos trabalhos referentes à geoquímica, recomenda-se executar levantamentos de semidetalhe e detalhe para ouro nas faixas I a X, listadas no quadro II.4 5 do capítulo 4, Parte II. Nos dados ora obtidos, mas ainda considerados insuficientes para uma melhor definição prospectiva, as faixas XI e XII necessitam de novos estudos visando a principalmente Cr e Ni. Usar sem parcimônia as análises mineralógicas de concentrado de bateia, devido à variedade de resistatos de interesse econômico passíveis de serem encontrados (além de ouro, cassiterita, cromita, pedras preciosas etc.).

Às universidades, recomenda-se o estudo geocronológico U/Pb nos granitóides gnaissificados dos tipos Serra do Carmo, Ribeirão Pinheirinho e Pimenta, bem como no moscovita-granito Brás Pires. O conhecimento da idade desses corpos é de grande importância para uma conceituação mais precisa do modelo proposto. Estudos geocronológicos Rb/Sr e U/Pb nos metassedimentos do supergrupo Rio das Velhas e do grupo Dom Silvério, sobretudo em fases minerais como anfibólio e micas, fazem-se necessários para identificar melhor o posicionamento estratigráfico dessas unidades e precisar a idade dos eventos metamórficos que as afetaram. Para desenvolvimento de teses de mestrado visando à metalogênese do supergrupo Rio das Velhas e do complexo Santo Antônio do Pirapetinga, recomendam-se as áreas próximas a Pinheiros Altos, Piranga e Catas Altas da Noruega. Vê-se como temas interessantes para o desenvolvimento de teses, também, as zonas de cisalhamento e as bordas dos granitóides intrusivos naquelas unidades.

No que tange à parte geoeconômica, vários setores da folha se mostram economicamente interessantes, e esse aspecto poderá ser incrementado com a execução da cartografia e das pesquisas propostas anteriormente. A pesquisa de ouro também nas zonas de cisalhamento e nas bordas dos corpos granitóides intrusivos no complexo Santo Antônio do Pirapetinga e nas seqüências do supergrupo Rio das Velhas é fundamental. Após levantamentos geofísicos e geoquímicos específicos, recomenda-se a execução de poços, trincheiras e furos de sondagem visando à obtenção de amostras mais frescas para análises laboratorias e dados sobre o comportamento dos contatos e das estruturas em profundidade. Sugere-se a pesquisa do mosvovita-granito Brás Pires, visando a caulim, estanho e vermiculita e a pesquisa das rochas metaultrabásicas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga visando sobretudo ao talco. Os metassedimentos do grupo Dom Silvério, nas proximidades de Guaraciaba e Ribeirão Santo Antônio, podem ser investigados para grafita e manganês. As pequenas ocorrências de bauxita associada às rochas básicas das proximidades de Catas Altas da Noruega devem ser melhor pesquisadas, com vistas sobretudo à sua quantificação. Por fim, merecem um estudo qualitativo e quantitativo as pilhas de rejeito originadas das lavagens seculares de ouro por toda a região, visando ao aproveitamento industrial do quartzo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, A.N. Participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do planalto Brasileiro: considerações finais, conclusão. *Geomorfologia*, São Paulo, *28*:01-38, 1972.

ALMEIDA, F.F.M. de. O cratón do São Francisco. *R. Brasileira de Geociências*, São Paulo, 7(4):349-64, 1977.

ALMEIDA, F.F.M. de. O cratón do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador, 1981. *Anais*, Salvador, SBG, 1981. p. 1-10.

ALMEIDA, F.F.M. de et al. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, PB, 1977. *Atas*, Campina Grande, SBG, 1977. p. 363-91.

ALMEIDA, F.F.M. de et al. Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. *An. da Academia Brasileira de Ciências*, *52*(1):49-60, 1980.

AMPFERER, O. Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. *Jb. Geol. Ro. Inst.*, *56*:539-622, 1906.

ANDREWS, D.J. & SLEEP, N.H. Numerical modelling of tectonic flow behind island arcs. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, *38*:237-51, 1974.

ARND, N.T. & NISBET, E.G. *Komatiites*. London, George Allen & Unwim, 1982. 526 p.

BALTAZAR, O.F. et al. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta metalogenética/previsional – escala 1:50000 (Folha SF.23-Y-B-II-2 Heliodora) Estado de Minas Gerais*. Brasília, DNPM/CPRM, 1988.

BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. Reinterpretação das "séries" Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1983a. p. 1-15. (B. SBG – Núcleo Minas Gerais, 3).

BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. Petrografia dos charnockitos e rochas afins ao longo da divisa Minas Gerais-Rio de Janeiro.In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1983b. p. 63-74. (B. SBG – Núcleo Minas Gerais, 3).

BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. Geoquímica e petrologia dos charnockitos e rochas afins do complexo Juiz de Foras, MG-RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1983c. p. 75-84. (B. SBG-Núcleo Minas Gerais, 3).

BARBOSA, O. Contribuição à geologia do centro de Minas Gerais. *Mineração Metalurgia*, Rio de Janeiro, *14*(79):3-19, maio/jun. 1949.

BARBOSA, O. Evolution du geossinclinal Espinhaço. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 18, Alger, 1952. *Sect. 13*, 1954. p. 2-37.

BARREIROS, E.C. *Episódios da Guerra dos Emboabas e sua geografia*. Belo Horizonte, Itatiaia; São Paulo, USP, 1984. 146p.

BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, Amsterdam, *48*:43-55, 1985.

BLATT, H. et al. *Origin of sedimentary rocks*. 2. ed. New Jersey, Prentice-Hall, 1980. 782 p.

BODINIER, J.L. et al. Geochemistry of metabasites from the Nevado-Filabride complex, Betic Cordilleras, Spain: Relics of a dismembered ophiolitic sequence. *Lithos*, *20*:235-45, 1987.

BOWMAN, H.N. *Mine data sheets and metallogenic study; Forbes 1:250.000 Metallogenic Map*. s.l., Geological Survey of New South Wales, 1977. Mapa anexo.

BOWMAN, H.N. & STEVENS, B.P.O. The philosophy, design and applications of the New South Wales Geological Survey's Metallogenic Mapping Programs. *Journal of the Geological Survey of Australia*, *25*(3):121-40, jun. 1978. Il.

BRANCO, P.C. de A. Principais depósitos minerais: conceitos, metodologia e listagem. In: SCHOBBENHAUS, C. (Coord.). *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM, 1984. 501p. il.

BRANDALISE, L.A. et al. *Projeto folha do Rio de Janeiro; geologia preliminar da região meridional de Minas Gerais na escala 1:250.000.* Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1971. Inédito.

BRANDALISE, L.A. et al. *Projeto Vale do Paraíba do Sul; relatório final.* Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1976. 411 p. il., mapa geol. (Arq. Téc. DGM n. 2.595).

BRAUN,O.P.G. & BAPTISTA, M.B. Considerações sobre a geologia pré-cambriana da região sudoeste e parte da região centro-oeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. *Resumo dos Trabalhos*, Belo Horizonte, SBG, 1976. p. 27-8.

BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES – BRGM & ORGANIZATION DES NATIONS UNIES POUR L'EDUCATION, LA SCIENCE ET LA CULTURE – UNESCO. *Carte Metallogenique de l'Europe*. 1968/70. Escala 1:2.500.000.

CAVALCANTE, J.C. et al. *Projeto Sapucaí, estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais; relatório final de geologia.* Brasília, DNPM/CPRM, 1979. 299pp. (Série Geologia, 4; Seção Geologia Básica).

CHAOQUN, Y. On specialization of granitoids of different genetic types of South China. In: *THE CRUST – the significance of granites gneisses in the lithosfere.* Athens, Theophrastus Publication, 1985. pp. 365-87.

CONDIE, K.C. Archean magmatism and crustal thickening. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, *84*:2981-92, 1973.

CONDIE, K.C. *Archaean greenstone belts*. Amsterdam, Elsevier, 1981. 443 p.

CONDIE, K.C. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. New York, Pergamon Press, 1982. 310 p.

CORDANI, U.G. & TEIXEIRA, W. Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. In: FONSECA, M.J.G. et al. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23).* Brasília, DNPM, 1979. 240p. p. 175-207.

CORDANI, U.G. et al. Orogeneses superposées dans le Précambrien du Brésil Sud-Oriental (états de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *R. Brasileira de Geociências*, São Paulo, *3*(1):1-22, 1973.

CORRADO, G. et al. Deep Curie temperature computed from aeromagnetic anomalies in southeastern Minas Gerais, Brazil. *R. Brasileira de Geociências*, São Paulo, *9*(1):33-38, 1979.

CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In: HENDERSON, P. (Ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 1984. cap. 7. (Developments in Geochemistry, 2).

DAVINO, A. O baixo gravimétrico da região de Caldas Novas, Goiás. In: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro, 1979. *Resumos*. São Paulo, SBG, 1979. p. 4-5.

DEBON, F. & LE FORT, P.A. Chemical-mineralogical classification of common plutonic rock and associations. *Earth Sciences*, *73*:135-49, 1983.

DELGADO, I. de M. *Diretrizes para representação litológica em mapas "Metalogenéticos-Previsionais" na escala 1:100.000; versão 001.* Salvador, Convênio DNPM/CPRM, 1987. 50 p. Relatório interno.

DELHAL, J. et al. Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques et granitiques du Sud-Est du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, *92*:271-83, 1969.

DERBY, O.A. The serra do Espinhaço, Brasil. *J. Geol.*, Chicago, *14*(5):374-401, jul./ago. 1906.

DORR II, J.V.N. et al. *Contato basal da série de Minas na parte ocidental do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil.* Rio de Janeiro, DNPM, 1954. 18 p. (Avulso DGM, 34).

DORR II, J.V.N. et al. *Revisão da estratigrafia précambriana do Quadrilátero Ferrífero*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1957. 31 p. (Avulso, 81).

DUTRA, C.V. & GUIMARÃES, D. *Ainda sobre a gênese dos charnockitos*. Belo Horizonte, Instituto Tecnológico Industrial, 1961. 12 p. (Boletim, 22).

EBERT, H. Pesquisas geológicas na parte sudeste do estado de Minas Gerais. *In: BRASIL. Divisão de Geologia e Mineralogia, Relatório Anual do Diretor, 1955.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1956a. p. 62-81.

EBERT, H. Seção de Petrografia. In: BRASIL. Divisão de Geologia e Mineralogia, *Relatório Anual do Diretor, 1956.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1956b. p. 97-107.

EBERT, H. *Discordâncias pré-cambrianas em Carandaí, Minas Gerais*. Rio de Janeiro, 1957. 48 p. (Boletim DGM, 183).

EBERT, H. A estrutura pré-cambriana do sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. *B. Paranaense de Geociências*, Curitiba, *26*:42-4, 1967.

EBERT, H. Ocorrências de fácies granulíticas no Sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependências da estrutura orogênica; hipótese sobre sua origem. *An. Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, *40*:215-29, 1968. Suplemento.

EBERT, H. Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais e Araxaídes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Resumo das Comunicações*, São Paulo, SBG, 1971. .p. 177-78.

EBERT, H. et al. *Levantamento geológico-geofísico da região de São João del Rei, Estado de Minas Gerais, Brasil*. Rio de Janeiro, PROSPEC, 1958. 144 p.

EL BOUSEILY, A.M. & EL SOKKARY, A.A. The Relation Between Rb, Ba and Sr In Granitic Rocks. *Chemical Geology*, *16*:207-19, 1975.

ESCHWEGE, W.L. von. *Pluto Brasiliensis*. Berlin, 1833. Tradução de Domício de Fiqueiredo Murta. Belo Horizonte, Itatiaia; São Paulo, EDUSP, 19 79. 2v. (Reconquista do Brasil, 59).

ESPANHA. Ministério de Indústria. Plan Nacional de la Mineria. *Programa Nacional de Investigación Minera; mapa metalogenético*. S.l., 1972. 157 p. il.

EVANGELISTA, H.J. Petrologia de fases, geotermometria e geobarometria do complexo granulítico de Acaiaca, sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. In:

SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1985. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1985. p.165-79. (B. SBG – Núcleo Minas Gerais, 5).

EVENSEN, N.M. Rare Earth Abundances in Chondritic Meteorites. *Geochim. Cosmoch. Acta*, *42*:1199-212, 1978.

FONTES, C.Q. et al. *Projeto Jequitinhonha; relatório final.* Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1978. 12v.

FREY, F.A. Rare earth abundances in upper mantle rocks. In: HENDERSON, P. (Ed.). *Rare Earth Geochemistry*. Amsterdan, Elsevier, 1984. p. 153-204.

FREYBERG, B. von. Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Gerais, Brazilien. *Neus Jahrb. Mineral. Geol. Paleontl. Sonderb.,* Stuttgart, 1932. v. 2.

FYFE, W.S. & LEONARDOS JR., O.H. Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian Atlantic Coast; the African Connection. *R. Brasileira de Geociências,* São Paulo, *4*(4):247-51, 1974.

GARRELS, R.M. & MACKENZIE, F.T. *Evolution of sedimentary rocks*. New York, W.W. Norton, 1971. 397p.

GROSSI SAD, J.H. & BARBOSA, A.L.M. A origem dos charnockitos e rochas afins da região do Médio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. In: *Contrituições à Geologia e à Petrologia,* SBG/CBMM, 1985. p. 15-27. (Boletim Especial do Núcleo de Minas Gerais SBG).

GROSSI SAD, J.H. & DUTRA, C.V. Chemical composition of supracrustal rocks from the Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. *Geochim. Brasil.*, *2*(2):143-65, 1988.

GROSSI SAD, J.H. et al. Geologia do distrito manganesífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1983. p. 259-70. (B. SBG – Núcleo Minas Gerais, 3).

GRUBENMANN, U. & NIGGLI, P. *Die Gesteinsmetamorphose – I.* Gebruder Borntrager, Berlin, 1924.

GUILD, P.W. *Geology and mineral resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brasil*. USGS, 1957. 90 p. (Prof. Paper, 290).

GUILD, P.W. *Preliminary metallogenic map of North America: a numerical listing of deposits*. s.l., US Geological Survey, 1981. 12 p. (Geological Survey Circular, 858-A).

GUIMARÃES, D. *Contribuição à geologia do estado de Minas Gerais*. Rio de Janeiro, SGMB, 1931. 36 p. (Boletim, 55).

GUIMARÃES, D. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, DFPM, 1964. 673 p. (Memória, 1).

GUIMARÃES, D. Contribuição ao estudo do polimetamorfismo da série de Minas. *Avulso DFPM*, Rio de Janeiro, *90*:1-54, 1966.

HARALYI, N.L.E. *Mapa Bouguer Provisório do Brasil; escala 1:2.500.000*. 1985. Inédito.

HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. Anomalias gravimétricas e estruturas maiores do sul de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE. Goiânia, 1981. *Atas*, Goiânia, SBG. p. 73-92.

HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. Compartimentação geotectônica do Brasil oriental com base na informação geofísica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais,* SBG, 1982a. v. 1, p. 374-85.

HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. The gravimetric information and the Archean-Proterozoic Structural Framework of eastern Brazil. In: ISAP, Salvador, 1982. *R. Brasileira de Geociências,* São Paulo, *12*(1/3):160-6, jun./set. 1982b.

HARALYI, N.L.E. et al. Ensaio sobre a estruturação crustal do estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. In: *Contribuições à Geologia e à Petrologia*. Belo Horizonte, SBG/CBMM, 1985. p. 71-93. (Boletim Especial SBG – Núcleo de Minas Gerais).

HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. A Geologia da região central de Minas Gerais. *B. Geográfico,* 1915. p. 492-543, 1915.

HARRIS, N.B.W. et al. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society Special Publication*, *19*:67-81, 1986.

HASKIN, L.A. & HASKIN, M.M. *Geochim. Cosmochim Acta*, 32, 433, 1968.

HASKIN, L.A. et al. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earth. In: *Origin and Distribution of the Elements*. New York, Pergamon Press, 1968. p. 889-912.

HASUI, Y. The Mantiqueira Province: Archean Structure and Proterozoic Evolution. In: ISAP, Salvador, 1982. *R. Brasileira de Geociências*, São Paulo, *12*(1/3):167-71, mar./set. 1982.

HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. Província Mantiqueira – Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (Coord.). O *Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher, 1984. p. 308-34.

HEILBRON, M. Dados preliminares sobre a geologia e o metamorfismo da área entre Itutinga, Madre de Deus, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. p. 387-401. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1983. (B. SBG – Núcleo Minas Gerais, 5).

HEILBRON, M. *Evolução metamórfico-estrutural da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas, MG*. Rio de Janeiro, s.e., 1984. 151 p. Tese de mestrado, UFRJ.

HEILBRON, M. O metamorfismo da área de Itutinga, Madre de Deus de Minas, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1985. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1985. p.219-34. il.

HEILBRON, M. et al. *Geocronologia da região entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambú*. Inédito, a ser apresentado à Academia Brasileira de Ciências.

HUMPHRIS, S.E. The mobility of rare earth elements in the crust. In: HENDERSON, P. (Ed.). *Rare Earth Geochemistry*. Amsterdan, Elsevier, 1984. p. 317-42.

JACKSON, M.P.A. Archean structural styles in the Ancient Gnaiss Complex of Swaziland, Southern Africa. In: KRONER, A. & GREILING, R. (Ed.). *Archean Tectonics Illustrated*, E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung (Nagele u. Obermiller), Stutgart, 1984. p. 1-18.

JAGER, E. Introduction to geochronology. In: JAGER, E. & HUNZIKER, V.C. (Ed.). *Lectures in Isotope Geology*, Springer Verlang, Berlin, 1979. p. 1-12.

JENSEN, L.S. *A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks*. Ontario, Div. Mines MP66, 1976. 22 p.

JOST, H. *et al.* Derrames komatiíticos diferenciados do município de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, 1987. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1987. p. 273-85.

KARFUNKEL, J. & NOCE, C.M. Desenvolvimento faciológico do Pré-Cambriano Superior da região de Carandaí – São João del Rei; Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais*, SBG, Belo Horizonte, 1983. p.16-29. *(B. SBG – Núcleo Minas Gerais, 3).*

KEQIN, X. et al. *Chacracteristics of petrology of different genetic granites of two kinds in South China*. Yan Kuang Ze Shi, 1982. v. 2.

KING, L.C. *A Geomorfologia do Brasil oriental.* Rio de Janeiro, IBGE, 1957. 265 p. il. (R. Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, abr./jun. 1956).

KRUMBEIN, W.C. & SLACK, H.A. Statistical analysis of low-level radioactivity of Pennsylvania black fissile shale in Illinois. *Bull. Geological Society America, 67*(6):739-962, jun. 1956.

KUNO, H. Differentiation of basaltic magmas. In: HESS, H.H. & POLDERVAART, A. (Ed.). *Basalts*. New York, Wiley, 1968. v. 2, p. 265-88.

LACOURT, F. Jazidas de Ouro Preto e Mariana. *Mineração e Metalurgia,* Rio de Janeiro, *2*(8):87-95, ago. 1937.

LADEIRA, E.A *Metallogenesis of gold of the Morro Velho Mine and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. University of Western Ontario, s. ed., 1980a. 272p. Tese de dourado.

LADEIRA, E.A. Gênese de ouro na mina de Morro Velho e no distrito de Nova Lima, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980. *Anais*, Camboriú, SBG, 1980b. p. 371.

LADEIRA, E.A. Geology, petrography and geochemistry of the Nova Lima Group, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: Geowissenschafttliches Lateinamerika Kolloquium, 7, Heidelberg, 1980. *Tagungsheft*, Heidelberg, 1980b. p. 47-8.

LAMEGO, A.R. Folha do Rio de Janeiro. *B. Divisão de Geologia Mineralogia,* Rio de Janeiro, *126*:1-16, 1948.

LAMEYRE, J.G. et al. Les provinces magmatiques de l'Est Américain, de l'Ouest Africain et des Kerguelen. Indications d'un contrôle tectonique et d'une initiations superficielle du magmatism intraplaque et des processus associés. Extrait des annales de la Société Geologique du Nord, *103*:101-114, 1983.

LA ROCHE, H. et al. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1-R_2 diagram and major-element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, Amsterdam, *29*(3/4):183-210, jun. 1980.

LE BAS et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, London, *27*(3):745-50, 1986.

LEONARDOS, O.H. Grafita em Minas Gerais. *Mineração Metalurgia,* Rio de Janeiro, *2*(11):303-10, fev. 1938.

LEONARDOS JR., O.H. & FYFE, W.S. Ultrametamorphism and melting of a continental margin: the Rio de Janeiro region. *Contr. Min. Petr., 45*:201-14, 1974.

LEONARDOS JR., O.H. et al. Nota sobre a formação Pouso Alegre *An. Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, *43*(1):131-4, 1971.

LEPELTIER, C. A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation. *Economic Geology, 64*:538-50, 1969.

LESQUIER, A. et al. Signification structurale des anomalies gravimétriques de la partie sud du Craton de São Francisco (Brésil). *Tectonophysics, 76*:273-93, 1981.

LIMA, J.O.A. et al. Relatório do mapeamento do setor G da Geotransversal E-W. Conv. DNPM/UFOP, 1974.

MACHADO, N. et al. Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior com base em geocronologia U/Pb. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5, 1989; SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE BRASÍLIA, 1, 1989. *Anais*, SBG – Núcleo Minas Gerais, SBG – Núcleo Brasília, 1989.

MACHADO FILHO, L. et al. Levantamento de Recursos Minerais. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. *Projeto RADAMBRASIL; Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória*. Rio de Janeiro, 1983. p. 27-304. (Levantamento Recursos Naturais, 32).

MATSON, C.R. *Part 1: Mine data sheets to accompany metallogenic study of Dubbo 1:250.000 sheet. Part 2: a metallogenic study of Dubbo 1:250.000 sheet*. s.l., Geological Survey of New South Wales, 1975. Mapas anexos.

NOCE, C.M. *Estudo geológico-estrutural do Grupo São João del Rei na região de Tiradentes-Barroso-Barbacena (Minas Gerais), e considerações sobre seu embasamento.* Belo Horizonte, UFMG-IGC, 1987. 156 p. Dissertação de mestrado.

OLADE, M.A. Geochemical Characteristics of Tin-bearing and Tin-barren Granites, Northern Nigeria. *Econ. Geol.*, Lancaster, *75*:71-82, 1980.

ORLOVA, A.V. & SHATALOV, C.T. *Principes methodiques de l'établissement des cartes metallogeniques et des cartes de prevision des regions miniéres*. Tradução de M. Markovic. Paris, BRGM, 1960. 24 p.

PADILHA, A.V. et al. Geologia e recursos minerais. In: IGA/SECT. *Atlas da Microrregião do Circuito das Águas*. Belo Horizonte, 1982.

PADILHA, A.V. *Geologia do Pré-Cambriano do Sul de Minas Gerais; uma retrospectiva crítica.* São Paulo, s. ed., 1984. 400 p. il. Relatório inédito IGEO/USP.

PATURI, R.S. *Relatório de pesquisa de vermiculita de Montanha, município de Cipotânea – (MG) DNPM 815.005/70.* Belo Horizonte, s. ed. 11 p. Mapas. Relatório interno do DNPM.

PARK, R.G. Origin of horizontal structure in high grade archean terrains. In: GLOVER, L.E. & GROVES, D.I. (Ed.). *Archean Geology*, Geological Society of Australia, 1981. p. 481-90. (Sp. Publ., 7).

PEARCE, T.H. et al. The TiO_2-K_2O-P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Plan. Sci. Letters, 24*:419-26, 1975.

PETRI, S. et al. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Rev.Brasileira de Geociências*, São Paulo, *16*(4), 1986.

PGW. *Geologysical interpretation software library – program documentation MAGPOLY.* Toronto, Paterson, Grant & Watson, s.d.

PGW. *Geophysical interpretation software library – program documentation MAGMOD 1.* Toronto, Paterson, Grant & Watson, s.d.

PGW. *GRAVIPOLY – User documentation. Version 2.1.* Toronto, Paterson, Grant & Watson, s.d. 42 p.

PGW. *MAGPOLY – User documentation.* Toronto, Paterson, Grant & Watson, s.d. 42 p.

PIRES, F.R.M. *Geologia do distrito manganesífero de conselheiro Lafaiete, Minas Gerais.* Rio de Janeiro, UFRJ, 1977. 348 p. Tese.

PISSIS, A. Memoire sur la position geólogique des terraines de la partie australe du Brésil et sur les soulevements qui, a divers époques on changé le relief de cette contrés. *Academie des Sciences,* Paris, *10*:353-413, 1842.

PITCHER, W.S. Granite type and tectonic environment. In: HSU, K.J. (Ed.). *Mountain Building Processes*. London, Academic Press, 1982. p. 19-40.

RAMSAY, C. R. Specialized felsic plutonic rocks of the Arabian Shield and their precursors. *Journal of African Earth Sciences*, *4*:153-68, 1986.

RAPELA, C.W. & CAMINOS, R. Geochemical characteristics of the Upper Paleozoic magmatism in the eastern sector of the north Patagonian Massif. *Rev. Brasileira de Geociências,* São Paulo, *17*(4):535-43, dez 1987.

RIMANN, E.T. Para o conhecimento da "série Minas" no estado de Minas Geraes. (Zur Kenntnis der Minas – Serie im Staat Minas Geraes, Brazilien). *R. Sciências,* Rio de Janeiro, *4*(4/6):185-7, jul./dez. 1920.

ROSIER, G.F. Estado do Rio de Janeiro. In: BRASIL. DNPM/DGM. *Relatório Anual do Diretor, 1951.* Rio de Janeiro, DNPM, 1952. p. 28-30.

ROSIER, G.F. A geologia da serra do Mar entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro). *B. Div. Geol. Mineral.,* Rio de Janeiro, *166*:1-58, 1957.

ROSIER, G.F. Pesquisas geológicas na parte oriental do estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do estado de Minas Gerais. *B. Div. Geol. Mineral.,* Rio de Janeiro, *222*:1-40, 1965.

ROUTHIER, P. *Les gisements metalliferes*. Paris, Masson, 1963. T. I, e II.

RYNEARSON, G.A. et al. Contato basal da série Minas na parte ocidental do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Avulso Div. Geol. Mineral.,* Rio de Janeiro, *34*:1-18, 1954.

SÁ, J.H.S. *Mapa metalogenético do estado da Bahia; escala 1:100.000*. Salvador, Secretaria das Minas e Energia, C.P.M., 1982. Mapa.

SAINT-HILAIRE, A. *Viagem pelas províncias do Rio de Janeiro e Minas Gerais.* Tradução de Vivalde Moreira. Belo Horizonte, Itatiaia; São Paulo, USP, 1975. 378 p.

SBG. SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *R. Brasileira de Geociências,* São Paulo, *16*(4):370-415, 1987.

SCHRANK, A. *Relatório de visita às folhas de Rio Espera e Ponte Nova-MG.* Campinas-SP, s.ed, 1988. Relatório interno de consultoria à CPRM.

SCHORSCHER, H.D. Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero. *An. da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, *51*(4): 767-8, 1979.

SHAW, D.M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario. *Canad. J. Earth Sci.*, *9*(1):18-35, 1972.

SICHEL, S.E. *Geologia das rochas pré-cambrianas da região de Barão de Cocais e geoquímica preliminar dos komatiítos do supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG.* Rio de Janeiro, s.ed., 1983. 232 p. Tese de mestrado, UFRJ.

SICHEL, S.E. Metamorfismo, idade relativa, petrografia e geoquímica do magmatismo básico proterozóico na região de Barão de Cocais, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1983. p. 187-96. (B. SBG – Núcleo Minas Gerais, 3).

SILVA, J.N. da et al. *Projeto Mantiqueira-Furnas; relatório final.* Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1978. v. 1.

SILVA, S.L. da et al. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta metelogenética/previsional – escala 1:50.000 (Folha SF.23-V-D-V-4, São Gonçalo do Sapucaí) Estado de Minas Gerais.* Brasilia, DNPM/CPRM, 1988. 101 p.

SINCLAIR, A.J. Applications of probability graphs in mineral exploration. The Assoc. Explor. Geochem., 1976. v. 4.

SIQUEIRA, L.P. de. A legenda das cartas metalogenéticas regionais do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 984. *Anais*, Rio de Janeiro, SBG, 1984. v. 2, p. 3458-70.

SIQUEIRA, L.P. de & SOUZA, J.D. de. *Legenda parcial para uso nas cartas metalogenéticas 1:250.000.* Salvador, CPRM, 1982. 13 p. Relatório interno.

STANTON, R.L. *Ore petrology*. New York, McGraw Hill, 1972. 713 p. il.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sciences Review*, *12*:1-33, 1976.

SUSZCYNSKI, E.F. *Mapa metalogenético do Brasil; notícia explicativa da legenda*. Brasília, DNPM, 1973. 17 p.

TAKAHASHI, M. et al. Magnetite-series/Ilmenite-series vs I-type/ S-type granitoids. Granitic magmatism and related mineralization. *Mining Geology Special Issue*, Toquio, *8*:13-28, 1980.

TALWANI, M. & HEIRTZLER, J.R. *Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape appendix A.* Contribution n. 621, 1962.

TAUSON, L.V. & KOZLOV, V.D. Distribution functions and

ratios of trace-element concentrations as estimators of the ore bearing potential of granites. In: *Geochemical Exploration*. London, Inst. Mining Metallurgy, 1977. p. 37-44.

TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. Geochemistry of early Proterozoic sedimentary rocks and the Archean/Proterozoic boundary. *Geol. Soc. Amer.*, 1983. p. 119-31. (Memoir, 161).

TEIXEIRA, W. Geochronology of the Southern part of the São Francisco Craton. In: ISAP, Salvador, 1982. *R. Brasileira de Geociências,* São Paulo, *12*(1/3):268-77, 1982.

TEIXEIRA, W. *Relatório Técnico*. Relatório preparado pelo CPGeo-USP para CPRM/SUREG-BH, 1989. Documento interno.

TEIXEIRA, W. et al. Esboço da evolução geotectônica da parte sul do cráton do São Francisco: uma interpretação com base nos dados Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb e traços de fissão. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1985. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1985. p. 28-44. B. SBG – Núcleo Minas Gerais, 5.

TEIXEIRA, W. et al. Complexo granulítico de Acaiaca, MG: idade, petrogênese e implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, 1987. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1987a. p. 58-71. (B. SBG – Núcleo Minas Gerais, 7).

TROUW, R.A.J. et al. Evolução estrutural e metamórfica de uma área a SE de Lavras, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, SC, 1980. *Anais*, Camboriú, SBG, 1980. v. 5, p. 2773-84.

TROUW, R.A.J. et al. Análise de deformação numa área a SE de Lavras, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32 Salvador, 1982. *Anais*, Salvador, SBG, 1982. v. 1, p. 187-98.

TROUW, R.A.J. et al. Os grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, interpretados como a continuação dos grupos Araxá e Canastra. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*, Rio de Janeiro, SBG, 1984. v. 7, p. 3227-40.

TROUW, R.A.J. et al. Contribuição à geologia da Folha Barbacena – 1:250.000. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais*, Goiânia, SBG, 1986. v. 2, p. 974-86.

TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Geol. Soc. America Bull.*, *72*:175-92, 1961.

VIDIGAL, P.M. *Os antepassados*. Belo Horizonte, Imprensa Oficial, 1979. v. 1, 410 p.

VILJOEN, M.J. & VILJOEN, R.P. An introduction of the geology of the Barberton granite-greenstone terrain. *Special Publications of the Geological Society of South Africa, 2*:9-28, 1969a. (UPPER MANTLE PROJECT).

VILJOEN, M.J. & VILJOEN, R.P. The effects of metamorphism and serpentinization on the volcanic and associated rocks of the Barberton region. *Special Publications of the Geological Society of South Africa*, *2*:29-53, 1969b. (UPPER MANTLE PROJECT).

VILJOEN, M.J. & VILJOEN, R.P. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Overwatch Group and a proposed new class of igneous rocks. *Special Publication of Geological Society of South Africa, 2*:55-85, 1969c. (UPPER MANTLE PROJECT).

WACRENIER, P.R. & ROUVEYROL, P.T. Thémes de recherche liés à la prospection des gisements, 1er. partie: Chronique de la Recherche Miniére. *BRGM*, 473:3,10, maio./jun. 1977.

WEBER, K. Metamorphism and crustal rheology implications for the structural development of the continental crust during prograde metamorphism. In: DAWSON, J.B. et al. (Eds.). *The Nature of the Lower Continental Crust*. Geological Society Special Publication n. 24, 1986. p. 95-106.

WEBER, K. & BEHR, H.J. Geodynamic interpretation of the Mid- European Variscides. In: MARTIN, H.& EDER, F.W. (Eds.). *Intracontinental Fold Belts*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 1983. p. 427-69.

WERNICK, E. & PENALVA, F. Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do sul do Brasil. *R. Brasileira de Geociências,* São Paulo, *8*(2):113-33, jan. 1978.

WHITE, A.J.R. & CHAPPEL, B.W. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, *43*:7-22, 1977.

WILDEMAN, T.R. & CONDIE, K.C. Rare earth in archean graywackes from Wyoming and from the Fig Tree Group, South Africa. *Geoch. Cosmochim. Acta*, *37*:419-38, 1973.

WILDEMAN, T.R. & HASKIN, L.A. Rare Earth in Precambrian Sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, *37*:419-38, 1973.

WRIGHT, J.B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, Cambridge, *4*:370-84, 1969.

ZHONGGANG, W. The REE distribution patterns of granitoids. In: *Geology of Granites and their Metallogenetic Relations* – INTERNATIONAL SYMPOSIUM, Nanjing, 1982. Nanjing University, China. 1982. p. 787-796.

APÊNDICES

SÚMULA DE DADOS DE PRODUÇÃO

1. Mapeamento Geológico

Caminhamento geológico (km) 2.630
Afloramentos estudados 1.400
Amostras coletadas 879
Cadastramento mineral 49
Análises petrográficas 116
Análises geocronológicas 41

2. Geofísica

Gravimetria (km^2) 626
Interpretação de dados aeromagnetométricos (km^2) 900
Densidade de rochas 41

3. Geoquímica

3.1. Amostragem

Sedimento de corrente 411
Concentrado de minerais pesados 165
Rocha 48

3.2. Análises de sedimento de corrente

Espectrografia 11.910
Absorção atômica 2.717

3.3. Análises de concentrado de minerais pesados

Mineralometria 6

3.4. Análises de rocha

Elementos-traço 43
Óxidos 43
Terras-raras 38
Fluorescência de raios X 170

ILUSTRAÇÕES FOTOGRÁFICAS

Foto 1

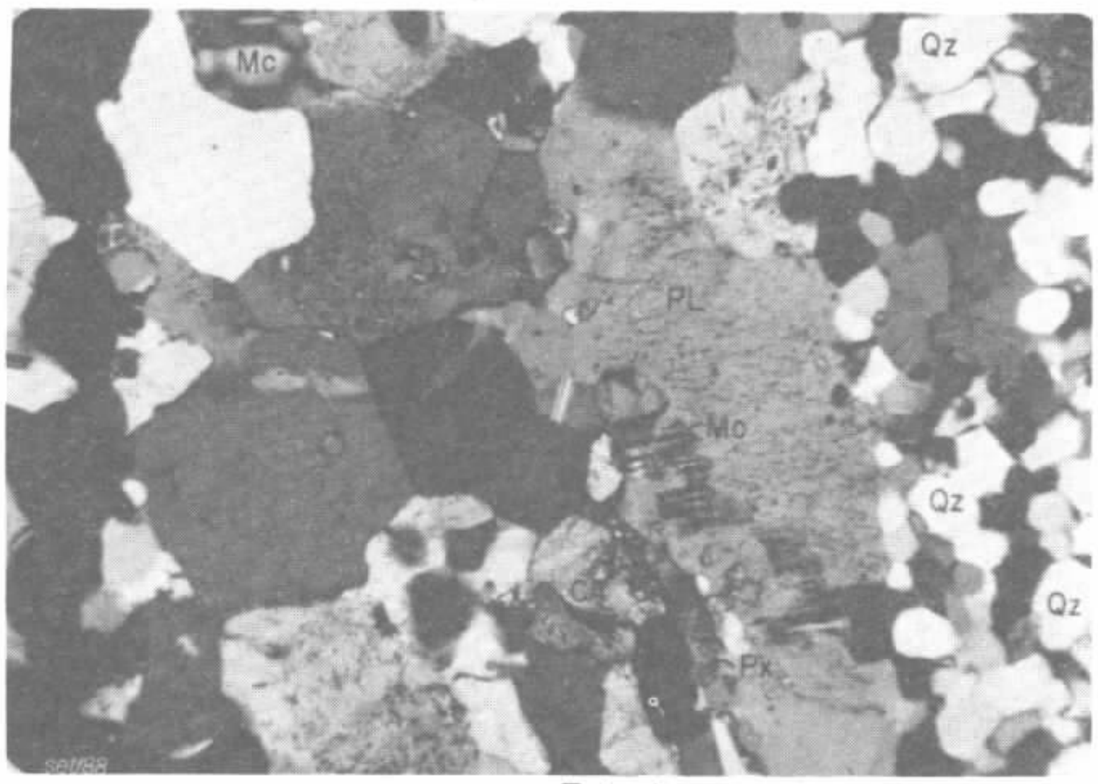


Foto 4

Foto 2

Foto 3

Foto 1 - Possíveis estruturas tipo **spinifex**, geradas por lamelas de talco radialmente distribuídas em rochas metaultrabásicas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Local: Santo Antônio do Guiné. Afloramento FR-666; **Foto 2** - Relacionamento entre os gnaisses tonalito-trondhjemíticos cisalhados e rochas metaultrabásicas em zona de cisalhamento de alto ângulo do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Local: a nordeste de Piranga, entre as localidades de Água Limpa e Taquaruçu, cabeceira do córrego do Matias. Afloramento FR-229; **Foto 3** - Na mesma exposição anterior, foliação de rocha metaultrabásica discordante da foliação de cisalhamento do gnaisse e, portanto, claramente mais antiga. O objeto-escala, que está sobre o gnaisse, tem, aproximadamente, 8cm na maior dimensão. Local: a nordeste de Piranga, entre as localidades de Água Limpa e Taquaruçu, cabeceira do córrego do Matias. Afloramento FR-229; **Foto 4** - Microfoto mostrando microclinização de gnaisse trondhjemítico cisalhado. Aumento aproximado: 80 X. Local: estrada Piranga-Catas Altas da Noruega, próximo à fazenda Pari. Afloramento FR-054.

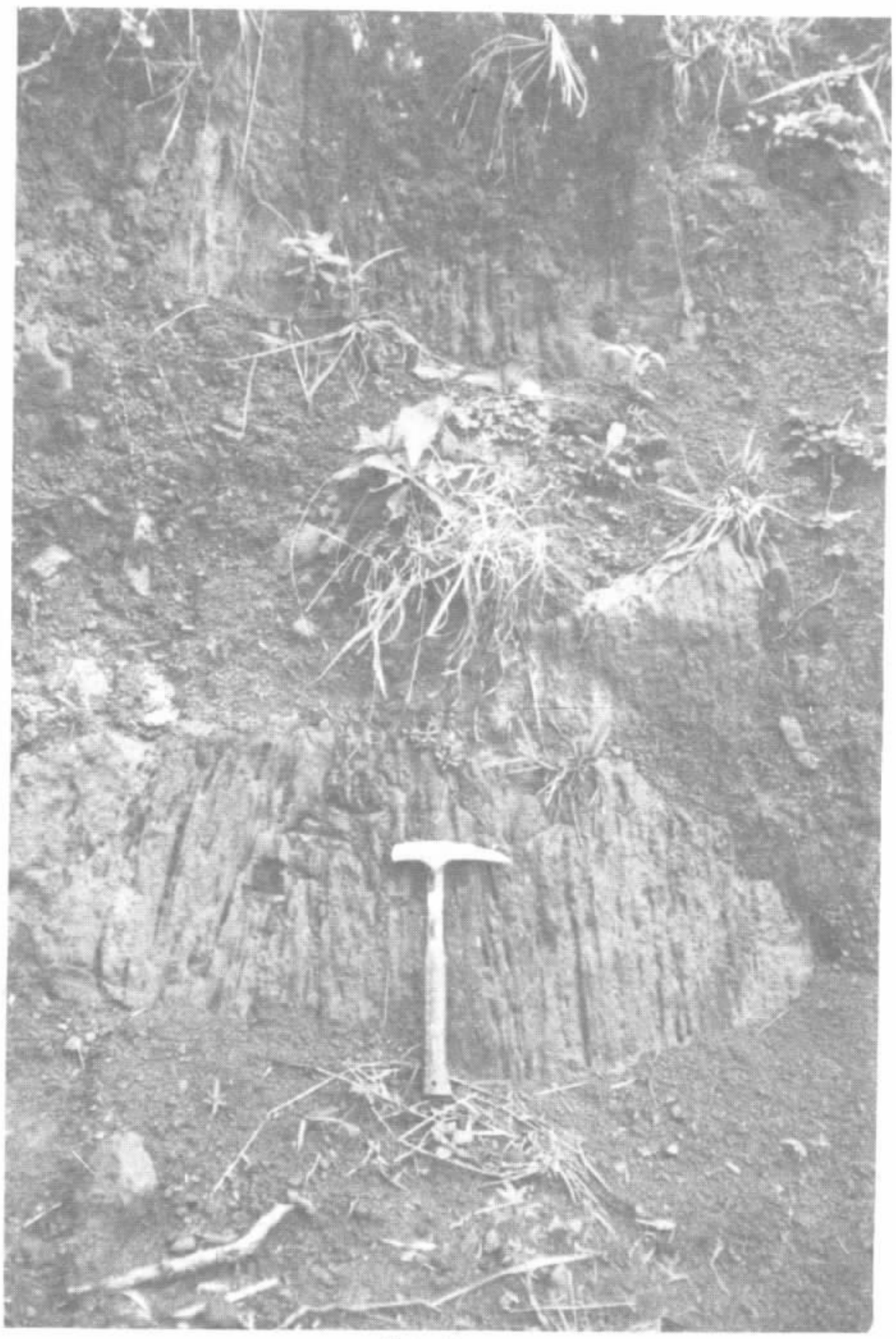


Foto 5

Foto 6

Foto 7

Foto 8

Foto 5 - Provável estrutura de fluxo em rocha composta quase que essencialmente de tremolita (90%). Local: sudeste de Rio Espera, na estrada para Bendenguê, cerca de 1,5km antes dessa localidade. Afloramento FR-641; **Foto 6** - Detalhe da foto anterior. Local: sudeste de Rio Espera, na estrada para Bendenguê, cerca de 1,5km antes desta localidade. Afloramento FR-641; **Foto 7** - Anfiboloxistos da unidade inferior do supergrupo Rio das Velhas, interpretados como toleítos oceânicos, com **boudins** de foliação gerados em cisalhamento transcompressivo transamazônico, imposto sobre antigas estruturas arqueanas. Local: Beira Rio, próximo a Piranga. Afloramento FR-612; **Foto 8** - Dobramento com eixo WE/70°, nos mesmos anfiboloxistos do afloramento anterior, onde se distinguem as partes claras com epídoto e calcita, entre as bandas eminentemente anfibolíticas, caracterizando possíveis **pillows** e **interpillows**, intensamente deformadas. A vergência do dobramento sugere transporte para oeste em rampa lateral. Local: Beira Rio, próximo a Piranga. Afloramento FR-612.

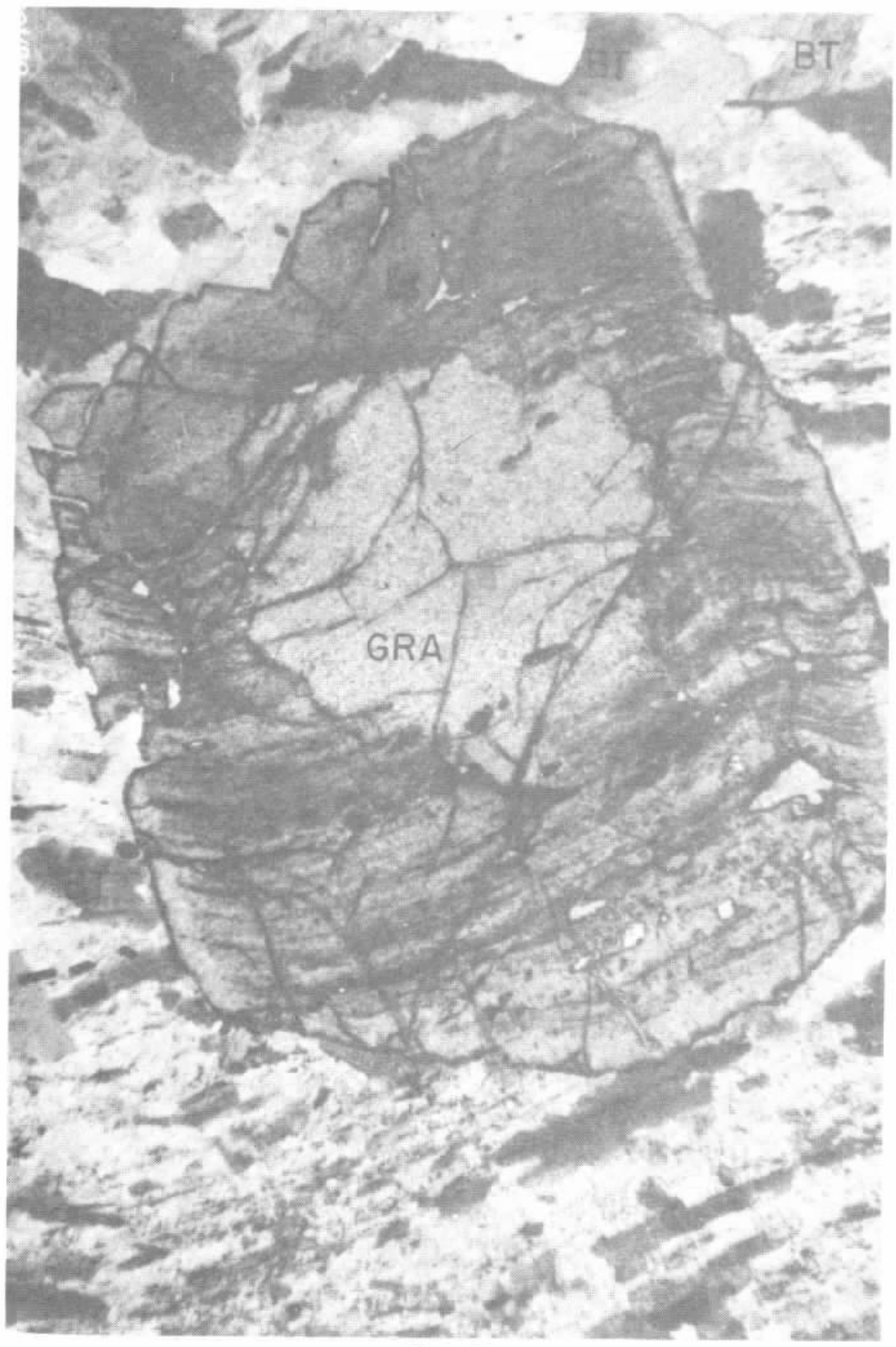


Foto 9

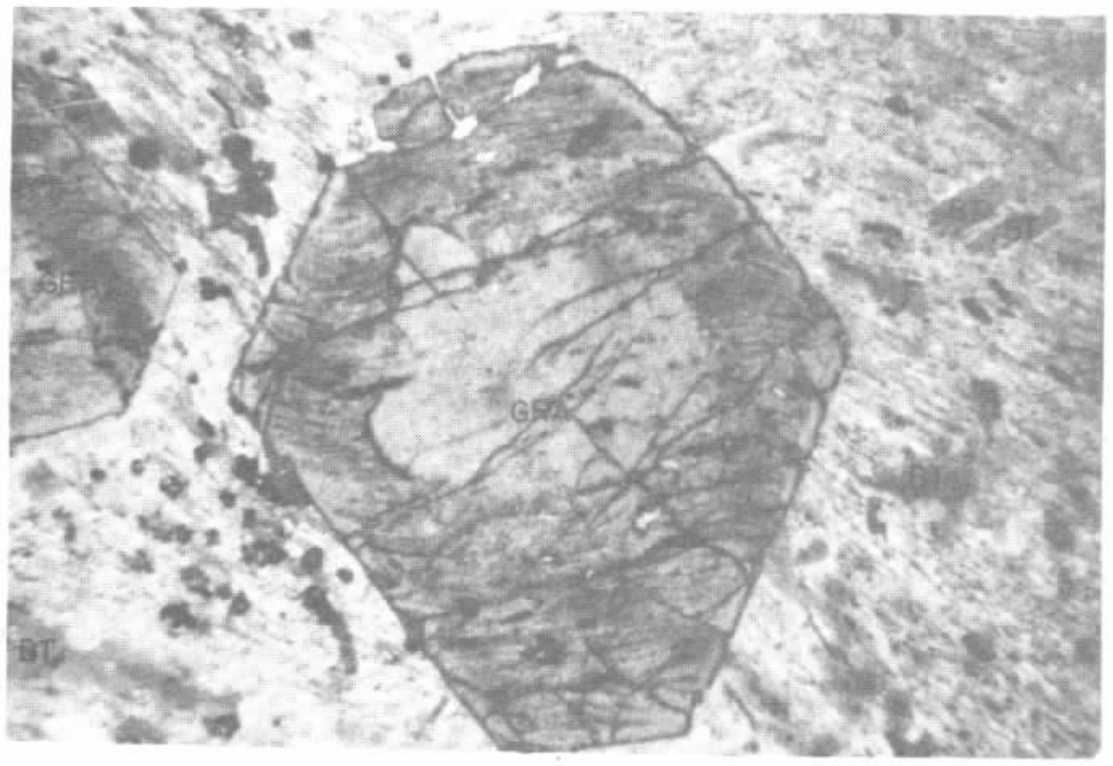


Foto 10

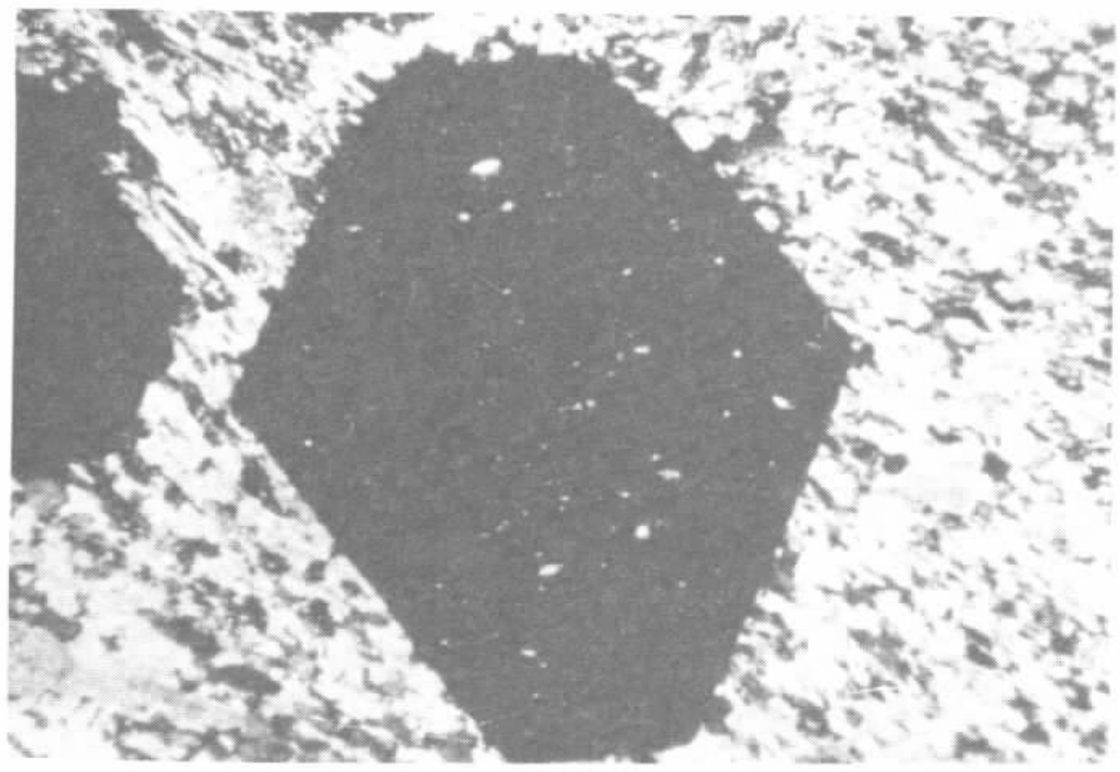


Foto 11

Foto 12

Foto 9 - Microfoto de granada-micaxisto da unidade média do supergrupo Rio das Velhas, onde se distingue um grande porfiroblasto de granada ligeiramente rotacionado, com crescimento sin- e pós-tectônico. No centro e nos bordos, observam-se partes límpidas. Detalhes no texto. Aumento aproximado: 30 X. Local: entre Piranga e Pinheiros Altos, fazenda Pirapetinga, próximo à barra do córrego Lagoinha. Afloramento FR-225; **Foto 10** - Mesma rocha da microfoto anterior. Granada com crescimento idioblástico, mostrando geração pós-tectônica. No centro, o cristal é límpido. Aumento aproximado: 30 X. Local: entre Piranga e Pinheiros Altos, fazenda Pirapetinga, próximo à barra do córrego Lagoinha. Afloramento FR-225; **Foto 11** - Mesma exposição anterior, com nicóis cruzados. Aumento aproximado: 30 X. Local: entre Piranga e Pinheiros Altos, fazenda Pirapetinga, próximo à barra do córrego Lagoinha. Afloramento FR-225; **Foto 12** - Microfoto de formação ferrífera constituída de quartzo, opacos (magnetita e hematita) e anfibólio (grunerita). Aumento aproximado: 80 X. Local: noroeste de Pinheiros Altos, fazenda Piteira, município de Piranga. Afloramento FR-127.

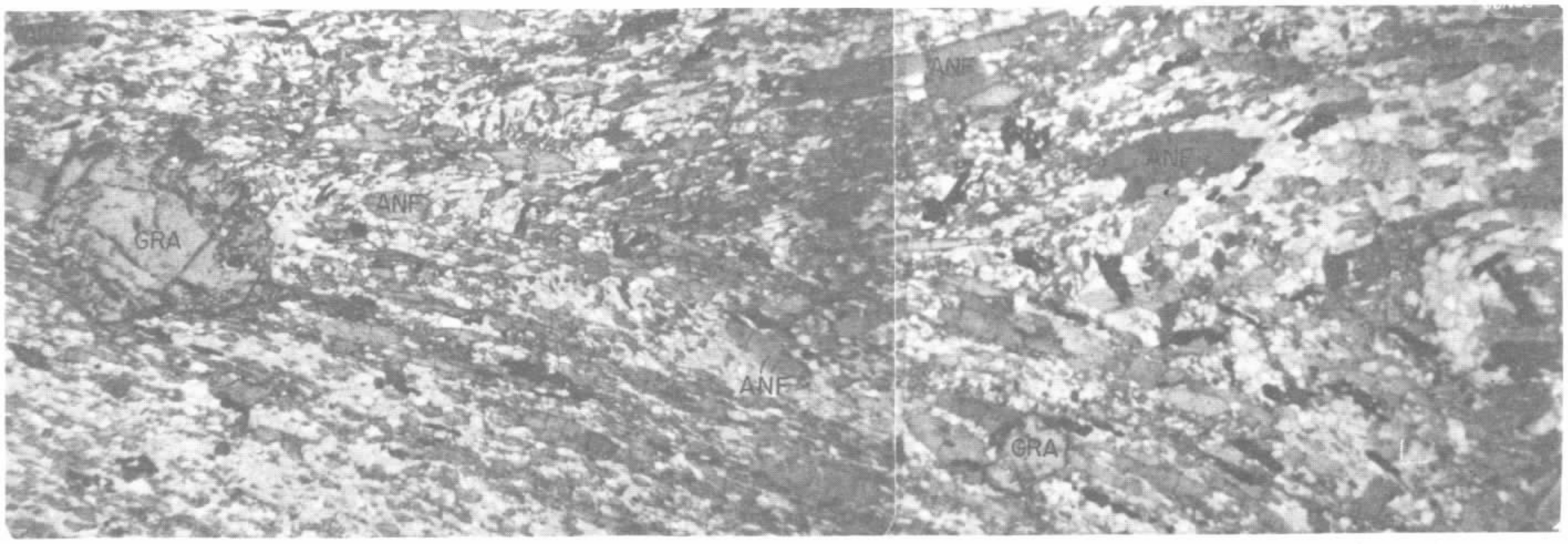


Foto 13

Foto 14

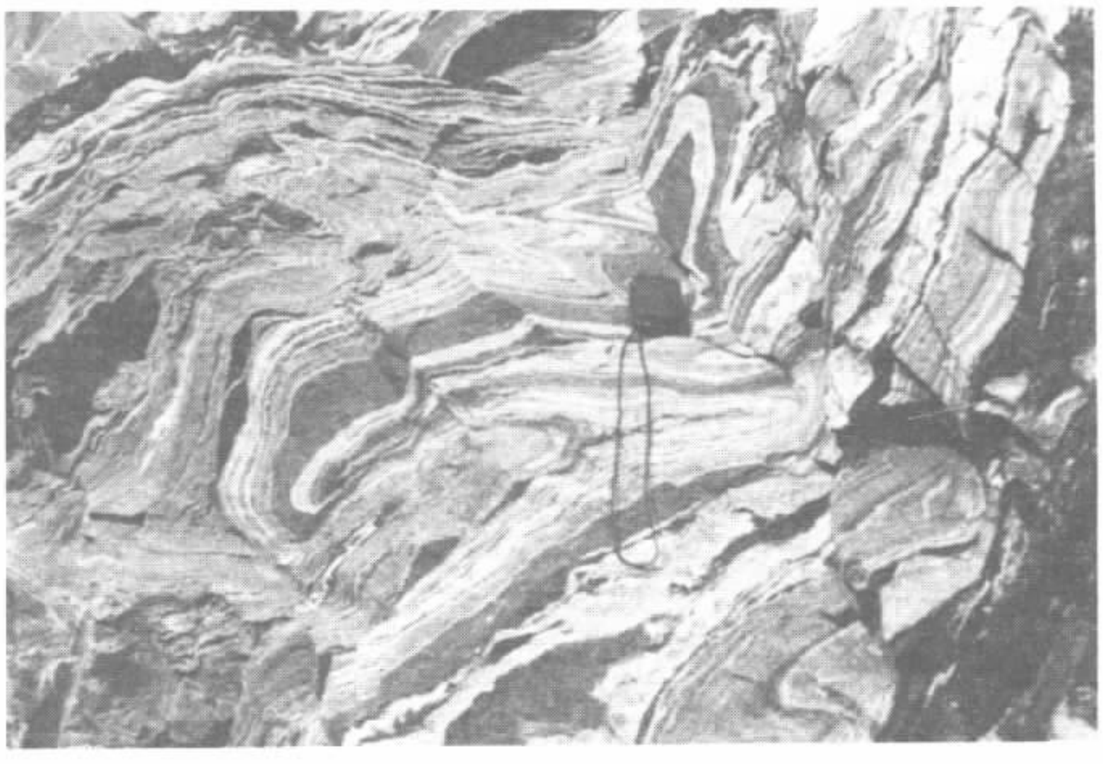


Foto 15

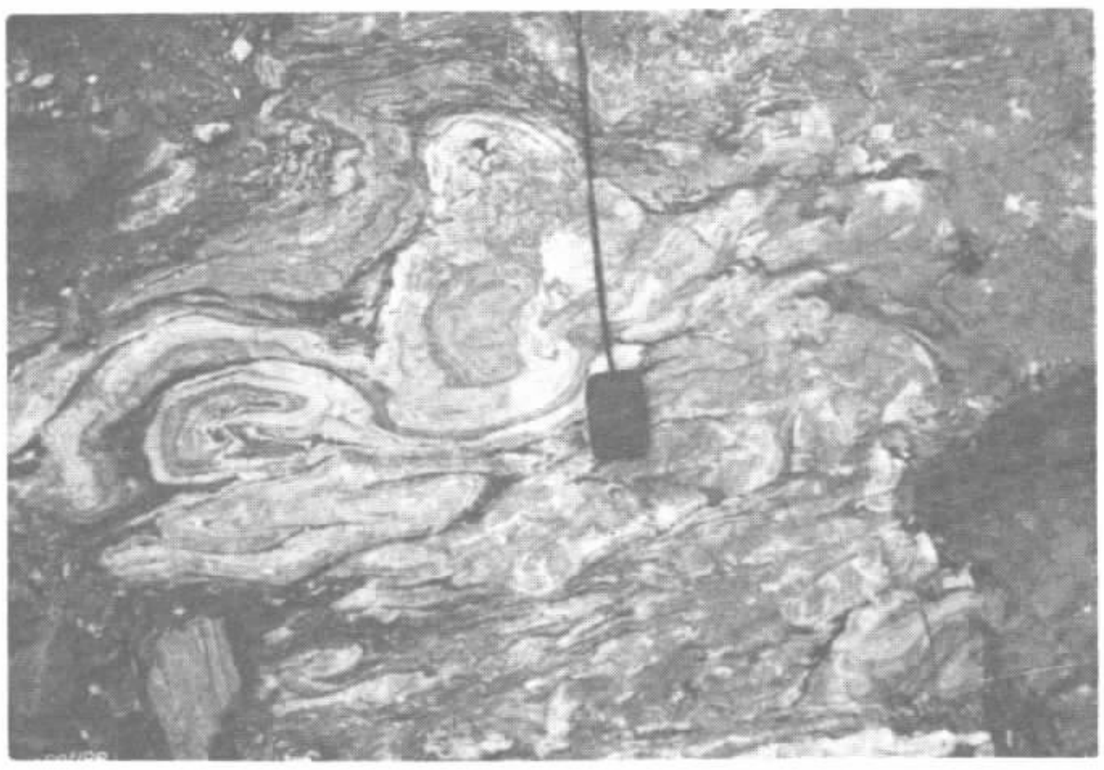


Foto 16

Foto 13 - Microfoto mostrando dobra em granada-anfiboloquartzoxisto da unidade média do supergrupo Rio das Velhas. Notar que os anfibólios se posicionam segundo a foliação, e as granadas idioblásticas, peciloblásticas, tendem a se posicionar sintectonicamente no fechamento delas mesmas. Aumento aproximado: 30 X. Local: proximidades de Pinheiros Altos, leito do ribeirão Pinheirinho, município de Piranga. Afloramento FR-123; **Foto 14 -** Dobras complexas em zona de cisalhamento dúctil, gerando gnaisse bandado a partir de tonalito do complexo Ressaquinha. Local: a sudeste de Lamim, cabeceira do córrego Acaba de Crer. Afloramento FR-210; **Foto 15 -** Dobras complexas com pseudopadrão de interferência tipo "cogumelo" da mesma rocha da foto anterior. Local: a sudeste de Lamim, cabeceira do córrego Acaba de Crer. Afloramento FR-210; **Foto 16** - No mesmo afloramento das fotos anteriores, dobras em "bainha" redobradas, gerando pseudofiguras de interferência. Esses tonalitos estão, nesse local, no quarto estágio de deformação para rochas granitóides hidratadas. Local: a sudeste de Lamim, cabeceira do córrego Acaba de Crer. Afloramento FR-210.

Foto 17

Foto 18

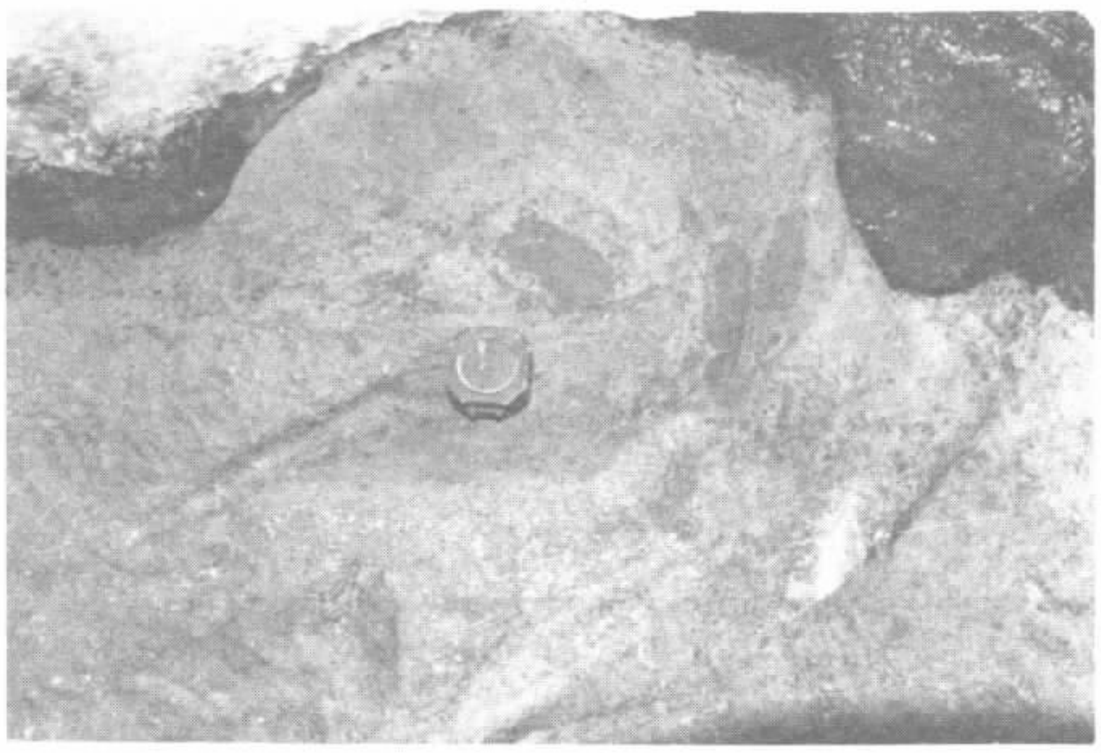


Foto 19

Foto 20

Foto 17 - Grande afloramento, entre Porto Firme e Guaraciaba, mostrando o aspecto característico dos gnaisses bandados do complexo Mantiqueira. Observar a escala definida por uma pessoa, de pé, no final do caminho. Local: fazenda Água Limpa, entre Porto Firme e Guaraciaba, município de Porto Firme. Afloramento FR-570; **Foto 18** - Corpo de anfibolito concordante com o fino bandamento de gnaisse do complexo Mantiqueira em zona de cisalhamento com mergulho forte. Local: proximidades de Penha, município de Guaraciaba. Afloramento FR-546; **Foto 19** - No primeiro plano do mesmo afloramento da foto anterior, já se observa esta rocha de aspecto ígneo, granitóide, com xenólitos básicos, mostrando que o complexo Mantiqueira constitui-se dominantemente por uma alternância desses três litótipos. Local: proximidades de Penha, municipio de Guaraciaba. Afloramento FR-546 , **Foto 20** - No contato entre rocha de aspecto granitóide como a da foto 19 (parte superior) e gnaisse bandado (parte inferior) do complexo Mantiqueira, ocorrem colunas rotacionadas de anfibolito, indicando movimento relativo da parte superior para oeste, em zona de cisalhamento de baixo ângulo. Local: fazenda Ribeirão, entre Viana e São Nicomedes, municipio de Calambau. Afloramento FR-373.

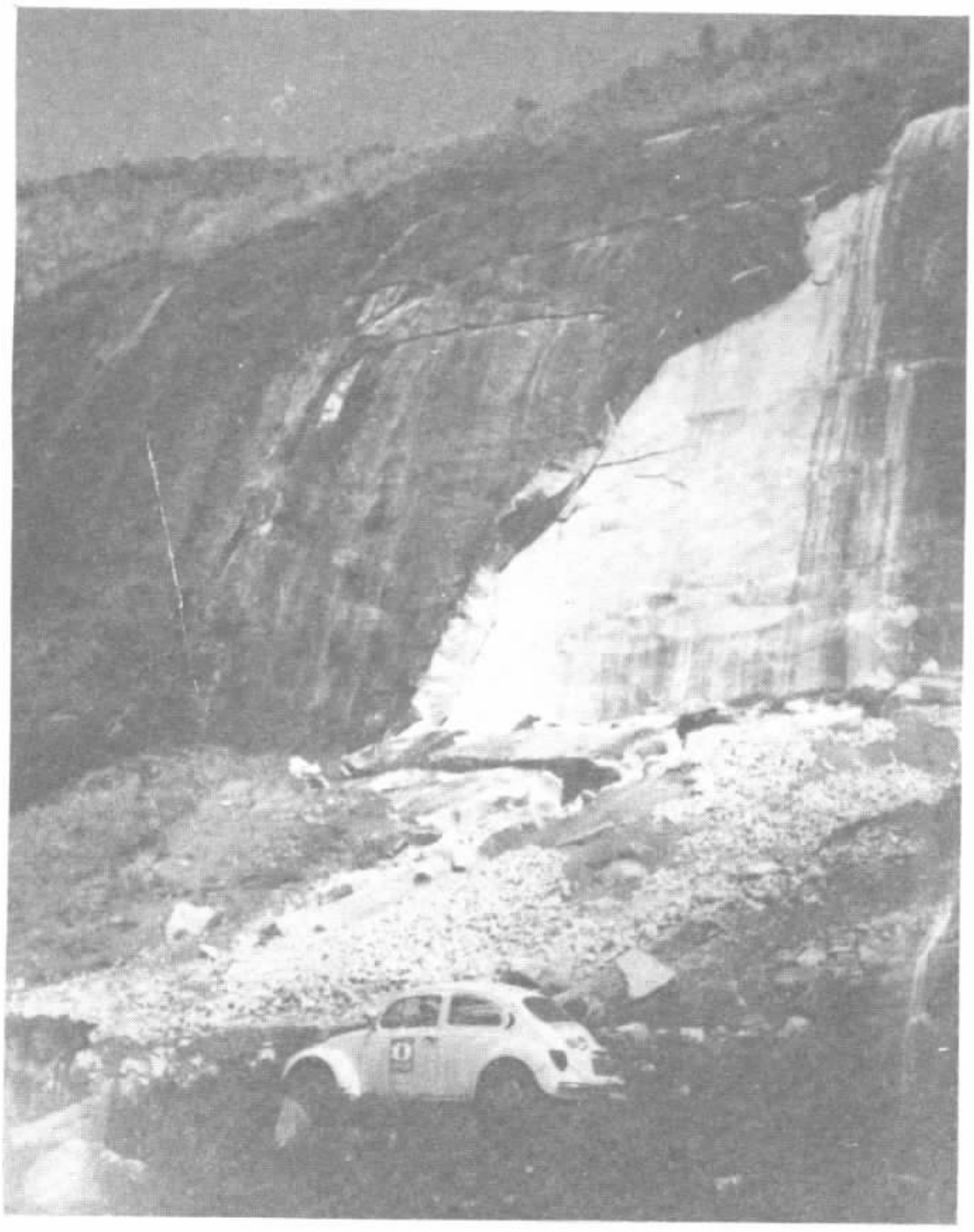


Foto 21

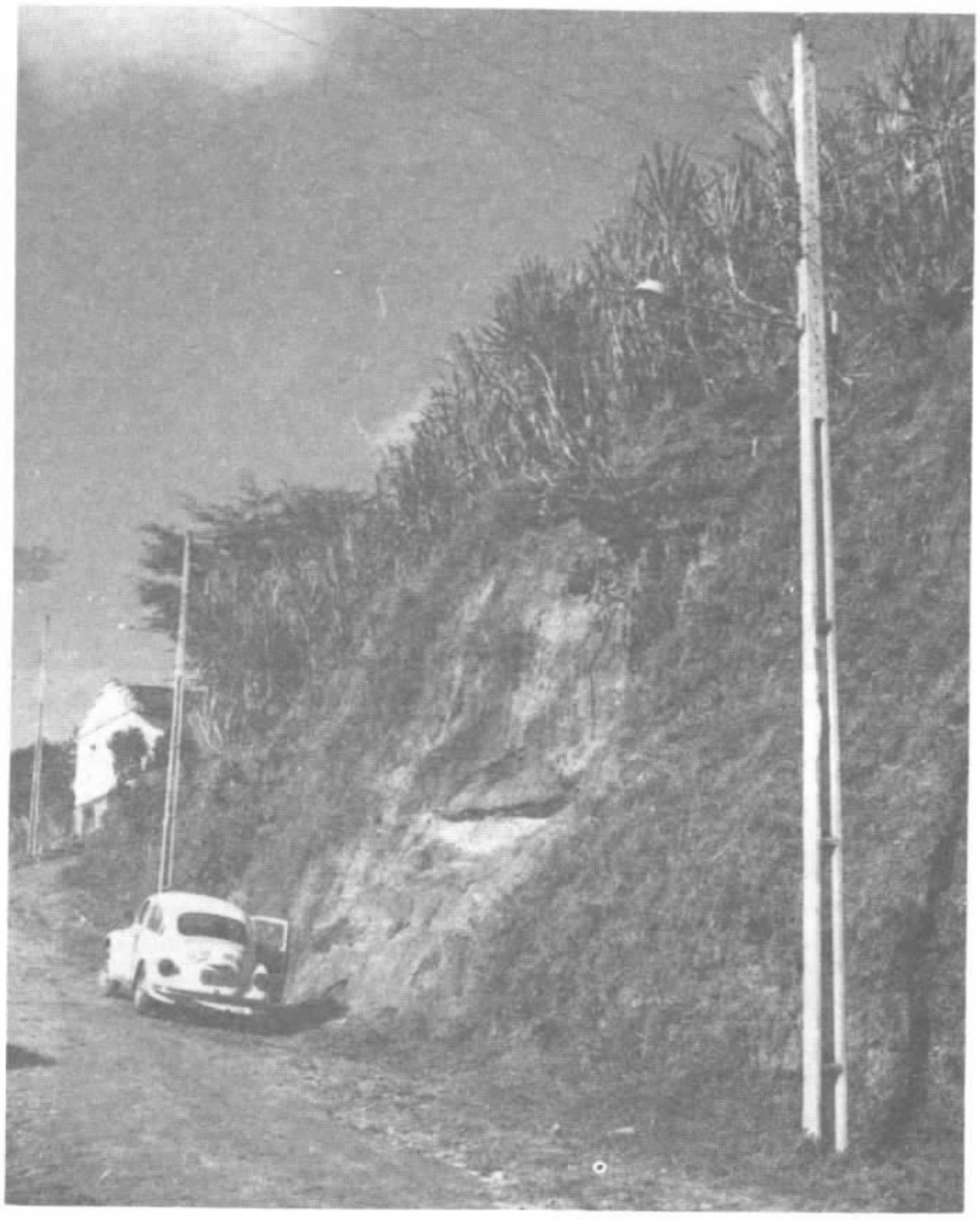


Foto 22

Foto 23

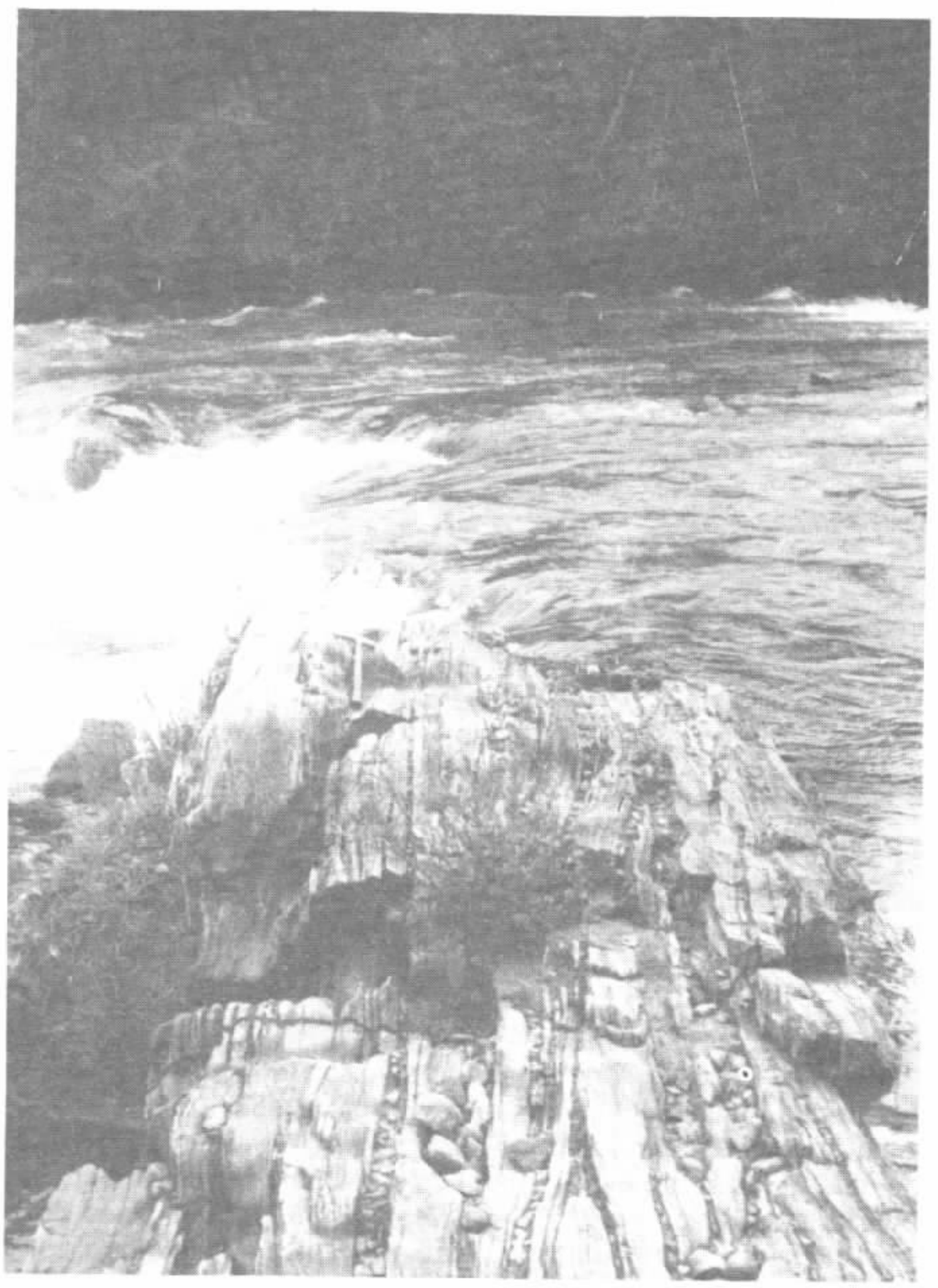


Foto 24

Foto 21 - Grande afloramento do moscovita-granito Brás Pires, onde se observa, à distância, uma certa foliação horizontal. Mesmo nesse local, numa pedreira de onde se retira material para construção civil, o material é considerado de terceira. Nesses afloramentos observam-se diminutos cristais de granada. Local: Montanha, município de Cipotânea. Afloramento FR-461; **Foto 22** - Terraço aluvionar antigo do rio Piranga. O poste serve de escala para mostrar a sua grande espessura. Do piso da estrada até o nível do rio, ainda existe um desnível de mais de 15m. Local: perímetro urbano de Piranga. Afloramento FR-240; **Foto 23** - Ampla dobra aberta, do tipo paralelo, flexural, da deformação D_3. O bandamento gnáissico dobrado é de transposição. Local: proximidades de Calambau. Afloramento FR-368C; **Foto 24** - Vista do aspecto laminado, milonítico, de afloramento na zona de cisalhamento de alto angulo de Cipotânea. Local: rio Xopotó, próximo a Cipotânea. Afloramento FR-283.

Foto 25

Foto 26

Foto 25 - Relação de foliações S x C, indicando movimento dextral em ortognaisse milonítico do complexo Ressaquinha na zona de cisalhamento de alto ângulo de Cipotânea. Local: ao sul de Santo Antônio da Graminha, município de Senhora de Oliveira. Afloramento FR-294; **Foto 26** - Ortognaisses do complexo Ressaquinha mostrando autólitos cinza-escuros dobrados em isoclinais na zona de cisalhamento de alto ângulo de Cipotânea. Local: ao sul de Santo Antônio da Graminha, município de Senhora de Oliveira. Afloramento FR-294.

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil
(período 1985 – 1989)

Folhas em Execução

NA.19-X-C	-[1]
NA.19-X-D	-[1]
NA.19-Y-B	Rio Aiari [1]
NA.19-Y-D	Iauarete [1]
NA.19-Z-A	Rio Icana [1]
NA.19-Z-B	Cucuí [1]
NA.19-Z-C	Rio Uaupés [1]
NA.19-Z-D	Pico da Neblina [1]
NA.20-X-C-III	Paredão [1]
NA.20-X-C-VI	Serra do Ajarani [1]
SA.19-V-B	-[1]
SA.19-X-A	Rio Curicuriari [1]
SA.19-X-B	São Gabriel da Cachoeira [1]
SA.23-V-D/	Turiaçu/ [4]
SA.23-Y-B	Pinheiro [4]
SA.23-X-C/	Cururupu/ [4]
SA.23-Z-A	São Luís [4]
SA.23-Z-C	Itapecuru-Mirim [4]
SB.22-X-C	Serra Pelada [4]
SB.22-X-D	Marabá [4]
SB.22-Y-B	São Félix do Xingu [4]
SB.22-Z-B	Xambioá [4]
SB.22-Z-D	Araguaína [4]
SC.22-X-B	Conceição do Araguaia [4]
SB.23-V-A	Rio Cajuapará [4]
SB.24-V-D-V	Mombaça [1]
SB.24-Y-B-II	Catarina [1]
SC.22-X-A	Redenção [4]
SC.22-Z-C	Xinguara [4]
SC.24-X-D-V	Arapiraca [1]
SD.21-Y-C-II	Pontes e Lacerda [1]
SD.22-Z-C-VI	Itaguaru [1]
SD.22-Z-D-IV	Jaraguá [1]
SD.22-Z-D-V	Pirenópolis [1]
SD.23-Y-D	Buritis [2]
SD-23-Z-D-II	Monte Azul [3]
SD.23-Z-D-V	Rio Pardo de Minas [3]
SD.24-Y-B-V	Ibicaraí [1]
SD.24-Y-B-VI	Itabuna [1]
SE.22-X-A-III	Itaberaí [1]
SE.22-X-A-VI	Nazário [1]
SE.22-X-B-I	Nerópolis [1]
SE.22-X-B-II	Anápolis [1]
SE.22-X-B-IV	Goiânia [1]
SE.22-X-B-V	Leopoldo Bulhões [1]
SE.22-X-B-VI	Caraíba [1]
SE.23-V-B	São Romão [2]
SE.24-Y-C-V	Baixo Guandu [1]
SE.24-Y-C-VI	Colatina [1]
SF.23-X-B-I	Mariana [1]
SF.23-X-D-I	Rio Pomba [1]
SF.24-V-A-II	Afonso Cláudio [1]
SF.24-V-A-III	Domingos Martins [1]
SF.24-V-A-V	Cachoeiro Itapemirim [1]
SF.24-V-A-VI	Piumã [1]
SG.22-X-C-III.4	Campo Largo [7]
SG.22-X-C-VI.2	Contenda [7]
SG.22-X-D-I.1	Rio Branco do Sul [7]
SG.22-X-D-I.3	Curitiba [7]
SG.22-X-D-I.4	Piraquara [7]
SG.22-X-D-IV.1	Araucária [7]
SG.22-X-D-IV.2	São José dos Pinhais [7]
SG.22-X-D-IV.3	Mandirituba [7]
SG.22-Z-D-I.2/	Botuverá/ [1]
SG.22-Z-D-II.1	Brusque [1]
SG.22-Z-D-V	Florianópolis [1]
SH.22-V-C-IV	Santa Maria [3]
SH.22-Y-A-I.4	Passo do Salsinho [1]
SH.22-Y-C-II	Piratini [1]

Folhas Concluídas

Impressas

NB.20-Z-B-V	-[1]
NB.20-Z-B-VI	-[1]
NB.20-Z-D-II	Rio Quino [1]
NB.20-Z-D-III	-[1]
NB.20-Z-D-V	Vila Pereira [1]
NB-20-Z-D-VI	Rio Viruquim [1]
NB.21-Y-A-IV	-[1]
NB.21-Y-C-I	-[1]
NB.21-Y-C-IV	-[1]
SA.22-Y-D	Altamira [4]
SA.23-Y-D	Santa Inês [4]
SB.22-Z-A	Serra dos Carajás [4]
SB.23-V-B	Vitorino Freire [4]
SB.23-V-C	Imperatriz [4]
SB.24-X-B/D	Areia Branca/Mossoró [2]
SB.24-Z-B-II	Currais Novos [3]
SB 24-Z-B-V	Jardim do Seridó [3]
SB.24-Z-C	Serra Talhada [2]
SB.24-Z-C-VI	Afogados da Ingazeira [1]
SB.24-Z-D-IV	Monteiro [1]
SB.25-V-C	Natal [2]
SB.25-V-C-IV	João Câmara [1]
SB.25-Y-C-V	Limoeiro [1]
SC.20-V-B-V	Porto Velho [1]
SC.20-V-C-V	Abunã [1]
SC.20-V-C-VI	Mutumparaná [1]
SC.20-V-D-I	Jaciparaná [1]
SC.24-V-A-III	Santa Filomena [1]
SC.24-V-A-VI	Riacho do Caboclo [1]
SC 24-V-B-IV	Cristália [1]
SC.24-V-C-III	Petrolina [1]
SC.24-V-D	Uauá [2]
SC.24-V-D-I	Itamotinga [1]
SC.24-X-C-V	Santa Brígida [1]
SC 24-X-C VI	Piranhas [1]
SC.24-Y-B	Senhor do Bonfim [2]
SC 24-Y-B-VI	Euclides da Cunha [3]
SC.24-Y-C	Jacobina [2]
SC 24-Y-D	Serrinha [2]
SC 24-Z-A-II	Jeremoabo [1]
SC.24-Z-A-III	Canindé [1]
SC.25-V-A-II	Vitória de Sto Antão [1]
SD.21-Z-A	Rosário do Oeste [2]
SD.21-Z-C	Cuiabá [2]
SD 22-X-D	Porangatu [2]
SD.22-Z B	Uruaçu [2]
SD.22-Z-C	Ceres [2]
SD.22-Z-D	Goianésia [2]
SD.23-X-B	Ibotirama [2]
SD.23-X-D	Bom Jesus da Lapa [2]
SD.23-Y-C	Brasília [2]
SD.23-Z-D-IV	Janaúba [3]
SD.24-V-A-II	Utinga [1]
SD.24.V-A-V	Lençóis [1]
SD.24-V-C	Livramento do Brumado [2]
SD.24-V-C-II	Mucugê [1]
SD.24-Y-A	Vitória da Conquista [2]
SE.22-V-B	Iporá [2]
SE.22-X-A	S. Luís de Montes Belos [2]
SE.22-X-B	Goiânia [2]
SE.22-X-D	Morrinhos [2]
SE.23-Z-B	Guanhães [2]
SE.23-Z-C	Belo Horizonte [2]
SE.23-Z-D	Ipatinga [2]
SF.23-V-D-V.4	São Gonçalo do Sapucaí [1]
SF.23-X-B-II	Ponte Nova [1]
SF.23-X-B-IV	Rio Espera [1]
SF.23-X-C-III	Barbacena [1]
SF.23-X-C-IV	Lima Duarte [1]

Em editoração

SB.24-Y-C-V	Patos [1]
SB 24-Y-C-VI	Simões [1]
SB 24-Z-D-I	Patos [1]
SB.24-Z-D-II	Juazeirinho [1]
SC 24-V-A-I	Paulistana [1]
SC.24 V-A-IV	Barra do Bonito [1]
SC 24-V-A-V	Afrânio [1]
SC 24-Y-D II	Gavião [1]
SC.24-Y-D-IV	Mundo Novo [1]
SC.24-Y-D-V	Pintadas [1]
SC 24-Y-D-VI	Serrinha [1]

[1] Levantamento Geológico:Geoquímico:Metalogenético na escala 1:250.000, 1:100.000, 1:50.000; [2] Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais escala 1:250.000. [3] Mapas de Previsão de Recursos Hídricos Subterrâneos escala 1:100.000; [4] Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás - Subprojeto Recursos Minerais. [5] Levantamento geológico visando ao meio-ambiente [6] Levantamentos aerogeofísicos [7] Integração geológico-geoquímica de regiões metropolitanas

MINISTÉRIO DA INFRA-ESTRUTURA
SECRETARIA NACIONAL DE MINAS E METALURGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

CONVENÇÕES METALOGENÉTICAS

CARACTERES DOS JAZIMENTOS

SUBSTÂNCIA MINERAL

Au – ouro; ett – esteatito; Fe – ferro; gri – granito industrial; Mn – manganês; po – pedra ornamental; tan – tantalita; cm – caulim; ve – vermiculita; gf – grafita; tl – talco; qz – quartzo

QUIMISMO

Não-sublinhado: óxidos, hidróxidos e metais nativos (ex.: Au, U).
Sublinhado duplo: carbonatos, fosfatos, sulfatos, halóides, tungstatos (ex.: Mg).
Sublinhado simples: sulfetos, arsenietos, sulfossais (ex.: Pb, Zn).
Sublinhado com traços: silicatos (ex.: Zr).

ASSOCIAÇÃO MINERALÓGICA (mineral – minério sublinhado)

Au: ouro + pirita + quartzo
Au1: ouro + ilmenita + magnetita + zircão + quartzo
Fe: magnetita + hematita + quartzo
Mn: pirolusita (?) + espessartita + quartzo
tl (ett): talco + serpentina + actinolita-tremolita + carbonato + clorita + olivina
cm: caulim + quartzo + muscovita + feldspato
ve: vermiculita + biotita + clorita + cianita + quartzo + feldspato
gf: grafita + caulinita + quartzo + biotita
tan: tantalita + muscovita + feldspato + quartzo

MORFOLOGIA (orientada na direção dos corpos)

estratiforme; lenticular; colunar "pipe", chaminé; filoniana; irregular "amas"; indeterminada ou não-conhecida

O símbolo morfológico, quando tracejado, representa jazimento subaflorante.

TEXTURA

bandada, laminada, xistosa; nodular, pisolítica, oolítica; disseminada, rede; maciça, granular, brechóide; multivenulada, "stockwork", "stringer"; "boxwork", pulverulenta, terrosa

CLASSE DO JAZIMENTO

detríticos em pláceres; de alteração superficial; sedimentares e/ou associados a seqüências sedimentares; vulcanogênicos e/ou associados a seqüências vulcanossedimentares; ligados a rochas básico-ultrabásicas; ligados a rochas alcalinas, carbonatitos e quimberlitos; associados a rochas granitóides; ligados a pegmatitos; filoniano-hidrotermais; metamórfico-metassomáticos

INDÍCIOS INDIRETOS DE MINERALIZAÇÕES

INDÍCIOS GEOQUÍMICOS

Anomalias de 1ª ordem: $\geq \bar{X} + 3DP$ (Ni1 Cr1)
Anomalias de 2ª ordem: $\geq \bar{X} + 2DP$ (Cr2 Ni2)
Anomalias de 3ª ordem: $\geq \bar{X} + DP$

Valores em destaque: em ppm (Au 92)
Registro de ouro na bateia: Au

Zonas Anômalas: em sedimento de corrente para níquel (Ni) e cromo (Cr).

Estações Anômalas: Au em concentrado de bateia para ouro (Au), cromo (Cr), chumbo (Pb), zinco (Zn), cobre (Cu), estanho (Sn). Zn em sedimento de corrente para zinco (Zn), níquel (Ni), cromo (Cr), cobalto (Co). em rocha para cromo (Cr), níquel (Ni).

INDÍCIOS GEOFÍSICOS

Anomalia magnética circular, não-modelada, provavelmente associada a rochas básico-ultrabásicas, subaflorantes.
Lineamentos magnéticos (prováveis falhas).

OUTROS INDÍCIOS

rub rocha ultrabásica; c carbonatação; ep epidotização

DADOS ECONÔMICOS

TAMANHO: pequeno; grande; médio

CATEGORIAS

SUBSTÂNCIA	PEQUENO	MÉDIO	GRANDE	UNIDADE
Ouro	< 20		200 >	t de Au
Tântalo	< 500		5 x 10³ >	t de Ta₂O₅
Vermiculita	< 5 x 10⁴		5 x 10⁵ >	t de ve
Grafita	< 3 x 10⁵		3 x 10⁶ >	t de gf
Talco	< 10⁶		10⁷ >	t de tl
Caulim	< 5 x 10⁵		2 x 10⁶ >	t de cm
Quartzo	< 2 x 10⁵		10⁶ >	t de qz
Granito	< 10⁴		5 x 10⁴ >	m³/mês

SITUAÇÃO ATUAL: mina; jazida; ativo; garimpo (lavra rudimentar); depósito; inativo; intermitente

UNIDADES E/OU LITÓTIPOS E ESTRUTURAS ESPECIAIS

Zonas de aluviões auríferas, garimpadas
Pids – Unidade do grupo Dom Silvério (Plds)
PIγ1bp – Granito Brás Pires (PIγ1bp)
AΥ1p – Granitóides miloníticos arqueanos (AΥ1p)
Arvmxt – Litofácies (Arvmxt) da unidade média do supergrupo Rio das Velhas
Arvi – Unidade Inferior (Arvi) do supergrupo Rio das Velhas
Asap, mυ₁, mβ – Complexo Santo Antônio do Pirapetinga indiferenciado (Asap); metaultrabásica (mυ₁); metabásica (mβ)
Zonas de cisalhamento de baixo ângulo que afetam as unidades realçadas
Algumas zonas concentradas de lineamentos estruturais

ÁREAS MINERALIZADAS/PREVISIONAIS

PROVÁVEL: relação entre jazimento e contexto geológico claramente definida; identificação de metalotectos comprovados e prováveis; presença de indícios diretos e indiretos de mineralizações.

POSSÍVEL: contexto geológico favorável; identificação e/ou continuidade de metalotectos prováveis e possíveis; raridade de indícios diretos de mineralizações e presença de indícios indiretos.

POTENCIAL: contexto geológico favorável; identificação e/ou continuidade de metalotectos possíveis; presença de indícios indiretos de mineralização e ausência de indícios diretos.

CARACTERÍSTICAS

ÁREAS Ia, b – Engloba ocorrências e garimpos de talco e esteatito (pedra-sabão) e indícios geoquímicos de cromo e níquel em sedimentos de corrente e concentrados de bateia relacionados ao domínio de metaultrabásicas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Esse magmatismo, de possível natureza toleítico-komatiítica, apresenta potencialidade para mineralizações sulfetadas de Ni ± Cu ± Pt ± Au, preferencialmente localizadas na base dos derrames e "sills" ultrabásicos komatiíticos (?) mais ricos em MgO. Adicionalmente, há mineralização secundária de ouro nas aluviões e possibilidades de concentração de ouro nas zonas de alteração hidrotermal-metassomática sobre as rochas básico-ultrabásicas referidas, evidenciadas nas áreas por processos de carbonatação e silicificação.

ÁREAS IIa, b, c, d, e, f, g – Todas as aluviões dessas áreas foram antigamente garimpadas para ouro; há registros de elúvios de veios de quartzo aurífero na área IIa. Os concentrados de bateia, invariavelmente apresentaram ouro visível e quando dosados revelaram teores entre 1,5 a 13ppm de Au. Ademais, há indícios geoquímicos de cromo e níquel. Todos esses indícios estão relacionados a uma associação de serpentinitos, talco-cloritaxistos, anfiboloxistos e gnaisses tonalítico-trondhjemíticos com metapelitos, formações ferríferas e manganesíferas subordinadas, pertencentes ao complexo Santo Antônio do Pirapetinga (Asap). Esse complexo representa as unidades mais basais ou as raízes de uma estrutura tipo "greenstone-belt". A associação granito-greenstone acha-se razoavelmente preservada da tectônica tangencial proterozóica e ainda conserva seus traços estruturais relacionados à deformação arqueana. Além das mineralizações secundárias, as áreas são altamente prospectivas para concentrações auríferas primárias, destacando-se as seguintes possibilidades: associação de ouro-pirita com formações exalativas ferrífero-manganesíferas e/ou com tufos intercalados entre os derrames; veios de quartzo auríferos na periferia de corpos granitóides intrusivos e mineralização filoniana hidrotermal de ouro nas zonas de cisalhamento relacionada à tectônica arqueana e, menos provavelmente, à tectônica proterozóica. A delimitação dessas áreas mineralizadas/previsionais dentro desse fragmento de crosta arqueana levou em conta a estruturação regional, a maior incidência de rochas básico-ultrabásicas e o predomínio das seqüências supracrustais sobre os granitóides gnáissicos, critérios esses que não eliminam a potencialidade das demais áreas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga.

ÁREAS IIIa, b – O ouro tem sido garimpado nas aluviões e foi constatado em amostras de concentrado de bateia com valores variáveis de 3 a 6ppm. Além do ouro, há indícios de cromita atestando a continuidade dos corpos ultrabásicos mapeados no âmbito do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Há potencialidade para mineralização de ouro, em veios de quartzo, ligada à intrusão de granitóides, bem como nas zonas de cisalhamento relacionadas à tectônica tangencial proterozóica.

ÁREA IV – Abrange mineralização de ouro em veios de quartzo, de ferro em formação ferrífera e de esteatito em rocha ultrabásica talcificada, além de indícios de ouro e cromo em concentrado de bateia. Esses indícios estão relacionados à unidade média (Arvm) do supergrupo Rio das Velhas, constituída de xistos aluminosos, anfiboloxistos, metaultrabásicas e formação ferrífera. A distribuição dos veios de quartzo auríferos, ao longo da periferia de um corpo estratóide de granito gnáissico cisalhado, é indicador da provável relação da mineralização com essa intrusão granítica ou com a zona de cisalhamento que o afeta. Há possibilidade também de que a precipitação de ouro-pirita ocorreu devido à interação de fluidos hidrotermais contendo ouro com as rochas básico-ultrabásicas contidas no supergrupo Rio das Velhas, considerando a íntima relação constatada entre essas rochas e as mineralizações conhecidas.

ÁREAS Va, b, c – Compreende uma mineralização de esteatito em rocha ultrabásica inserida em um segmento da unidade inferior do supergrupo Rio das Velhas, que tem continuidade estrutural com corpos metaultrabásicos do complexo Santo Antônio do Pirapetinga (área Va). Ademais, apresentam ouro visível em concentrados de bateia de aluviões (áreas Va e Vb). Esses indícios de ouro associam-se com as zonas de cisalhamento que afetam o complexo Santo Antônio do Pirapetinga e a unidade inferior do supergrupo Rio das Velhas (áreas Va, Vb e Vc) e constituem um indicador de possíveis mineralizações filonianas de ouro.

ÁREA VI – Compreende uma extensa área que bordeja o batólito granitóide do complexo Ressaquinha, com significativos indícios de ouro (faixa de 2 a 92ppm) e anomalias de 1ª ordem de estanho (faixa de 136 a 635ppm) em concentrado de bateia. Nessa área os litótipos do complexo Santo Antônio do Pirapetinga apresentam uma linearidade marcante segundo a direção NE-SW, coincidente com lineamento magnético indicativo de zona de falha, provavelmente relacionada à tectônica tangencial proterozóica. Todos esses elementos conduzem à interpretação de ocorrência, nessa área, de mineralização filoniana de ouro, em parte associado com elementos granitófilos (± Sn ± W ± Mo), devido à participação de fluidos magmáticos derivados da intrusão granítica e possivelmente representada por veios de quartzo em contato com rochas básico-ultrabásicas pertencentes ao complexo Santo Antônio do Pirapetinga.

ÁREAS VIIa, b, c – Apresentam indícios de ouro em concentrado de bateia na faixa de 2 a 4,5ppm, ressaltando um valor de 86ppm (área VIIa) e indícios de cromo na proximidade de corpos ultrabásicos. Aparentemente, os indícios de mineralização aurífera estão ligados a zonas de cisalhamento de alto ângulo (rampas laterais) ou de baixo ângulo (rampas frontais), relacionadas à tectônica proterozóica, que afeta o batólito granitóide do complexo Ressaquinha e partes do complexo Santo Antônio do Pirapetinga e da unidade inferior do Supergrupo Rio das Velhas, preservadas como megaxenólitos dentro desse granitóide. As mineralizações esperadas são do tipo filoniano em veios de quartzo, na interseção das zonas de cisalhamento com a associação básico-ultrabásica.

ÁREA VIII – Essa área é indicada por um único indício de ouro em concentrado de bateia com valor de 5ppm, aparentemente relacionado à zona de cisalhamento que intercepta o complexo Mantiqueira. A confirmação dessa associação é um dado significativo para a interpretação de outros indícios de ouro, dispersos nos terrenos de alto grau, mas aparentemente condicionados a zonas de cisalhamento, independentemente da proximidade de protólitos previamente enriquecidos no metal e do grau de metamorfismo regional.

Área IX – Indícios geoquímicos de zinco (220ppm) e cobre (380ppm) e presença de ouro em concentrado de bateia ocorrem sobre seqüência xistosa do grupo Dom Silvério, onde estão presentes mineralizações de grafita. A área é afetada por zonas de cisalhamento que podem constituir canais para circulação de fluidos carregados de metais. A eventual participação de vulcanismo associado à seqüência sedimentar do grupo Dom Silvério e a presença de ambiente redutor caracterizado pelos xistos grafitosos ou de fluidos hidrotermais carregados de CO_2, aliados aos indícios geoquímicos, constituem elementos indicativos da potencialidade da área para mineralização de metais básicos.

DISCRIMINAÇÃO DOS METALOTECTOS

ÁREAS	INDÍCIOS DE MINERALIZAÇÕES	METALOTECTOS – COMPROVADOS	METALOTECTOS – PROVÁVEIS	METALOTECTOS – POSSÍVEIS
Ia, b	talco-esteatito (Au, Cr, Ni)	Talco-esteatito nas rochas ultrabásicas talcificadas; ouro nas aluviões.	Ouro, níquel e cromo relacionados ao complexo Santo Antônio do Pirapetinga, no domínio das metaultrabásicas.	Associação do ouro em zonas de alteração hidrotermal-metassomática (carbonatação, silicificação); possível mineralização sulfetada de Ni (Cu, Pt) na base dos derrames e/ou "sills" ultrabásicos komatiíticos.
IIa, b, c, d, e, f, g	(Au, Cr, Ni)	Ouro nas aluviões, em todas as áreas e em elúvios de veios de quartzo na área IIa.	Ouro, níquel e cromo relacionados ao complexo Santo Antônio do Pirapetinga no domínio das metabásico-metaultrabásicas e gnaisses tonalíticos.	Possível associação de ouro-pirita com exalitos (formações ferríferas/manganesíferas) ou com tufos máficos intercalados nos derrames; possível concentração filoniana de ouro, remobilizado hidrotermalmente, na periferia de corpos granitóides intrusivos; possível concentração filoniana de Au nas zonas de cisalhamento relacionadas à tectônica arqueana e, talvez, à proterozóica(?).
III a,b	(Au, Cr)	Ouro em aluviões	Ouro e cromo relacionados ao complexo Santo Antônio do Pirapetinga.	Possível concentração de ouro em veios de quartzo em zonas de cisalhamento (áreas IIIa e IIIb), relacionadas à tectônica proterozóica, e na proximidade de rochas granitóides intrusivas (área IIIb).
IV	Ouro, ferro, esteatito (Au,Cr)	Ouro em veios de quartzo; ferro em formação ferrífera; esteatito em rocha ultrabásica talcificada.	Distribuição dos veios de quartzo auríferos na periferia do corpo estratóide de granito-gnáisse cisalhado, intrusivo no supergrupo Rio das Velhas.	Possível associação dos veios de quartzo com as zonas de cisalhamento relacionadas à tectônica proterozóica; possível concentração de ouro-pirita na interação fluidos hidrotermais contendo Au com as rochas básico-ultrabásicas.
Va, b, c	Esteatitos (Au)	Esteatitos nas rochas ultrabásicas talcificadas; ouro nas aluviões.	Mineralizações de talco e ouro relacionadas ao complexo Santo Antônio do Pirapetinga (talco, especialmente no domínio metaultrabásico desse complexo) e à unidade inferior do supergrupo Rio das Velhas (área Va).	Possível concentração filoniana de Au em zonas de cisalhamento relacionadas à tectônica proterozóica e associada com hidrotermalismo (evidências de processos de carbonatação).
VI	(Au, Sn)	Ouro em aluviões.	Au+Sn na periferia do batólito granitóide do complexo Ressaquinha na zona de cisalhamento que marca o contato com o complexo Santo Antônio do Pirapetinga.	Associação do Au com as rochas básico-ultrabásicas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga.
VIIa, b, c	(Au, Cr)		Ouro em zonas de cisalhamento de alto e baixo ângulos, relacionadas à tectônica proterozóica, interceptam o batólito granitóide do complexo Ressaquinha.	Associação de Au e Cr com as rochas básico-ultrabásicas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga e parte do supergrupo Rio das Velhas (unidade inferior).
VIII	(Au)			Possível concentração filoniana de Au em zonas de cisalhamento de alto ângulo, no domínio do complexo Mantiqueira.
IX	Grafita (Zn, Cu, Au)	Grafita em xistos.	Metais básicos associados com seqüência xistosa do grupo Dom Silvério.	Concentração de metais básicos e ouro em zonas de cisalhamento.

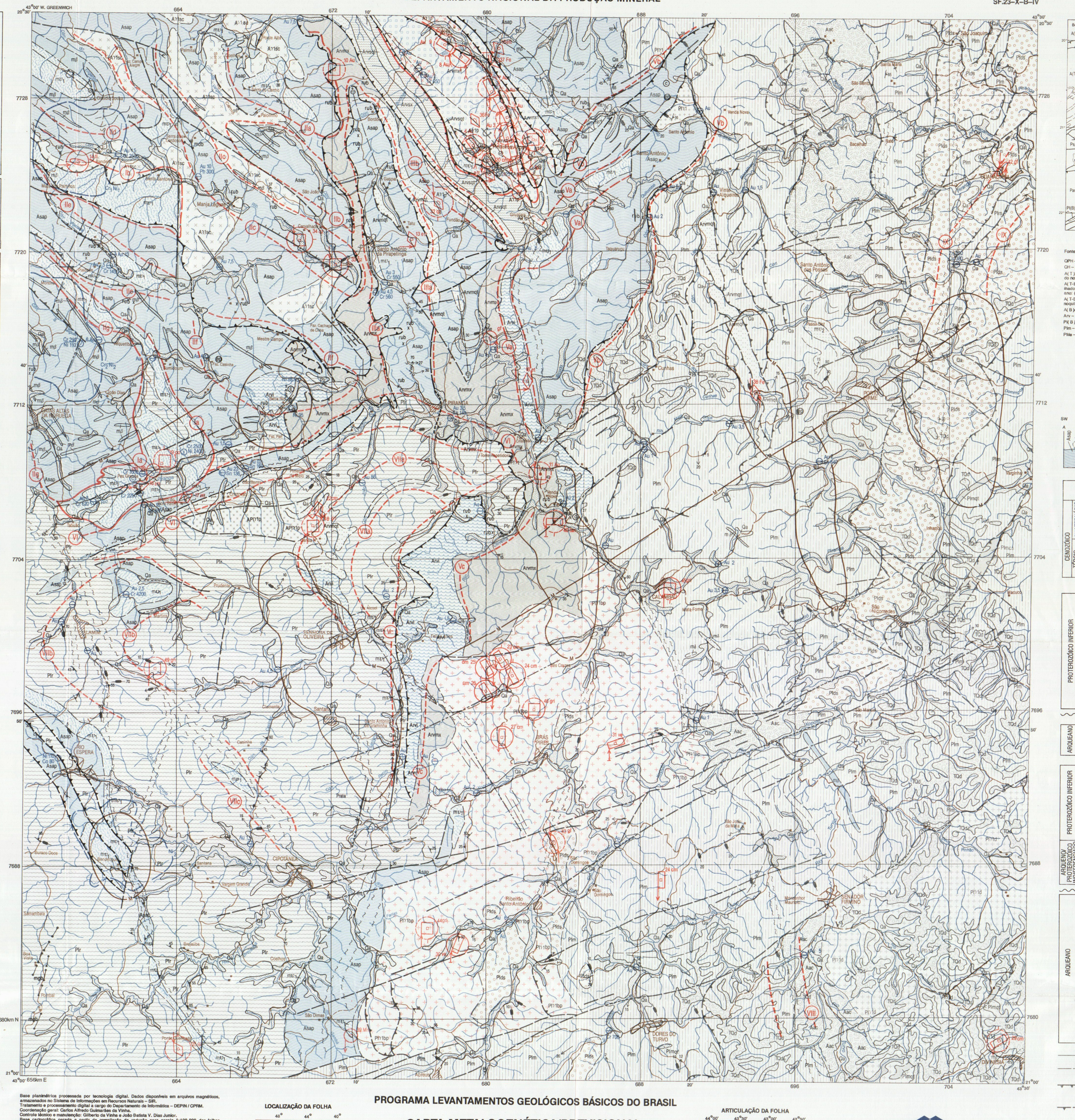
LISTAGEM DE JAZIMENTOS MINERAIS

Nº DE REFERÊNCIA	SUBSTÂNCIA MINERAL	LOCAL	ROCHA ENCAIXANTE / HOSPEDEIRA	DADOS ECONÔMICOS
01	Ouro	Acaba a Vontade	Veios de quartzo encaixados em rochas ultramáficas, anfiboloxisto e granito cisalhado.	
02	Ouro	Ouro Falla		
03	Ouro	Violeiro		
04	Ouro	Lavrinha da Conceição		
05	Ouro	Fonseca		
06	Ouro	Miguel		
07	Ouro	Ouro Fino		
08	Ouro	Córrego Goiânia		Prod. aprox. 60g/mês
09	Ouro	Cristais		
10	Ouro	Fazenda Boa Esperança	Elúvio sobre rochas xistosas	
11	Ouro	Venda Nova	Aluviões de terraços subatuais	
12	Esteatito	Pinheiros Altos	Rocha ultrabásica talcificada	
13	Esteatito	Tatu	Rocha ultrabásica talcificada	
14	Talco, esteatito	Bandeira	Rocha ultrabásica talcificada	
15	Esteatito	Quintino	Rocha ultrabásica talcificada	Prod. aprox. 60t/mês
16	Esteatito	Pau Grande	Rocha ultrabásica taltificada	
17	Esteatito	Morro do Bom Retiro	Rocha ultrabásica taltificada	
18	Esteatito	Pedra Sabão	Rocha ultrabásica taltificada	
19	Pedra ornamental	Fazenda Pau Grande	Serpentinito	
20	Caulim	Pinheiros Altos	Rocha caulinizada intercalada em xistos	
21	Caulim	Fazenda Boa Esperança	Pegmatito encaixado em gnaisse	
22	Caulim	Fazenda Pompéia	Pegmatito encaixado em gnaisse	
23	Caulim	Malacacheta	Pegmatito encaixado em granito a duas micas	RM=146.640t; RI=74.880t; RF=127.296t; SiO_2=66,07% Al_2O_3=24,61%; Fe_2O_3=0,39%; RT = 1.160.000t
24	Caulim	Fidélis e Malacacheta	Pegmatito encaixado em granito a duas micas	
25	Caulim	Fazenda do Mota	Pegmatito encaixado em granito a duas micas	
26	Caulim	Fazenda do Mota	Pegmatito encaixado em granito a duas micas	
27	Caulim	Mãe d'Água	Pegmatito encaixado em granito a duas micas	
28	Caulim	Paul Grande	Rocha caulinizada intercalada em gnaisse	
29	Caulim, feldspato	Córrego do Burro	Pegmatito encaixado em gnaisse	
30	Vermiculita	Montanha	Pegmatito associado a rocha ultramáfica	RM=5.336t; RI=5.300t; RF = 15.000t
31	Vermiculita	Cachoeira Direita	Pegmatito encaixado em granito a duas micas	
32	Quartzo	Faz. Sto. Antônio dos Barbosas	Quartzito friável	
33	Quartzo	Horto do Pirapetinga	Cascalho de Aluviões	RM=107.613t; RI=125.222t; RF=192.403t; SiO_2=97,63% Al_2O_3=0,94%
34	Quartzo	Manja Léguas	Cascalho de aluviões	RM=93.422t; RI=17.630t; RF=173.522t; SiO_2=97,40% Al_2O_3=0,64%
35	Quartzo	Fazenda Pinheiro	Quartzito maciço encaixado em granitóides	RM=1.071.200t; RI=162.840t RF=42.400t; SiO_2=99,20% Al_2O_3=0,34%; Fe_2O_3=0,035%
36	Ferro	Pinheiros Altos	Formação ferrífera intercalada em xistos	
37	Ferro	Quintino	Formação ferrífera intercalada em xistos	
38	Ferro	Paredão	Formação ferrífera associada a xistos	
39	Manganês	São Dimas	Minério de Mn de enriquecimento supergênico ligado a gondito e rochas ultramáficas	
40	Tantalita	Galése	Pegmatito encaixado em xistos	
41	Grafita	Córrego do Peixe	Grafita-xisto	
42	Grafita	Guaraciaba	Grafita-xisto intercalado em biotita-xisto	
43	Grafita	Fazenda Abismo	Grafita-xisto intercalado em biotita-xisto	
44	Granito industrial	Pedreira de Montanha	Granito a duas micas	
45	Granito industrial	Pedreira de Calambau	Gnaisse	
46	Granito industrial	Pedreira Brás Pires	Granito a duas micas	
47	Granito industrial	Pedreira de Praia Grande	Granito-gnaisse	
48	Granito industrial	Pedreira de Canoa	Granito-gnaisse	
49	Granito industrial	Pedreira de Cedro	Rocha granitóide	

Obs.: RM = reserva medida; RI = reserva indicada; RF = reserva inferida; RT = reserva total.

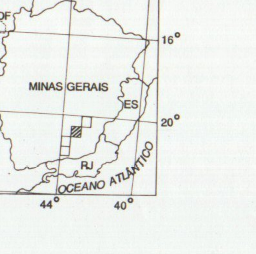
RIO ESPERA

SF.23-X-B-IV



Base planimétrica processada por tecnologia digital. Dados disponíveis em arquivos magnéticos, armazenados no Sistema de Informações em Recursos Naturais – SIR.
Tratamento e processamento digital a cargo do Departamento de Informática – DEPIN / CPRM.
Coordenação geral: Carlos Alfredo Guimarães da Vinha.
Controle técnico e manutenção: Gilberto da Vinha e João Batista V. Dias Junior.
Base cartográfica gerada a partir da compilação da redução para escala 1:100.000 das folhas SF.23-X-B-IV-1 – Piranga, SF.23-X-B-IV-2 – Porto Firme, SF.23-X-B-IV-3 – Rio Espera e SF.23-X-B-IV-4 – Senador Firmino, escala 1:50.000, 1ª ed., 1ª imp., IBGE, 1976.
Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 45° W.Gr, acrescidas as constantes: 10000km e 500km, respectivamente.
Datum horizontal: Córrego Alegre – MG.
Declinação magnética do centro da folha em 1991: 20°43'W. Cresce 8', anualmente.
Dados temáticos e atualização da base planimétrica foram transferidos pelos técnicos da SUREG/BH, responsáveis pelos trabalhos de campo, visualmente, a partir da interpretação de aerofotos e imagens de satélite.
Tratamento cartográfico dos elementos da base e do tema sob a responsabilidade do Centro de Cartografia – CECAR / CPRM.
Chefia: Célio Lima de Macedo.
Planejamento cartográfico geral: Célio Lima de Macedo e Milton Brand Baptista.
Preparo da base para digitalização: Henrique André Lepsch e Manoel Leite de Sá.
Orientação e preparo dos originais de compilação: Alba Martinho Coelho e Terezinha Inácia de Carvalho Pereira.
Especificações e revisão da execução cartográfica: Wilhelm Petter de Freire Bernard e Carlos Alberto da Silva Copolillo.
Digitalização da base planimétrica: COMPLASA Computação e Planejamento S/A.

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA



PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

CARTA METALOGENÉTICA/PREVISIONAL
FOLHA RIO ESPERA

ESCALA 1: 100.000

PROJEÇÃO TRANSVERSA DE MERCATOR

1991

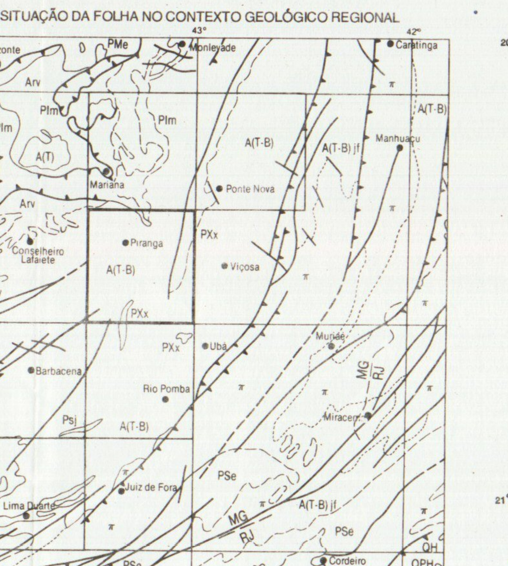
ARTICULAÇÃO DA FOLHA

SF.23-X-A-III	MARIANA SF.23-X-B-I	PONTE NOVA SF.23-X-B-II
SF.23-X-A-VI	RIO ESPERA SF.23-X-B-IV	SF.23-X-B-V
BARBACENA SF.23-X-C-III	RIO POMBA SF.23-X-D-I	SF.23-X-D-II

CPRM

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, sob a coordenação geral de Valter José Marques, é executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, desde setembro de 1985.
Coordenação na Superintendência Regional de Belo Horizonte: Oswaldo Castanheira.
Técnicos responsáveis por esta folha:
Metalogenia: Carlos Alberto Heineck.
Geoquímica: Hélio Antônio de Souza.
Geofísica: Ricardo Moacyr de Vasconcellos, Edson Lopes Barreto e Raimundo Antônio Alves Dias Gomes.
Cadastramento Mineral: Sérgio Murilo Achão.
Para a compilação deste tema foi utilizado, como base, o mapa geológico desta folha.

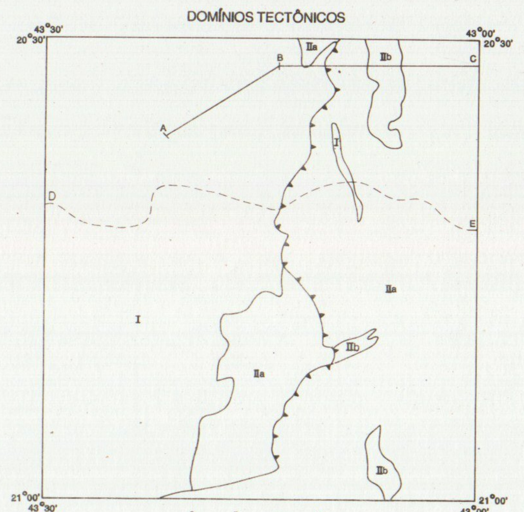
SITUAÇÃO DA FOLHA NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL



Fonte: Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.000, DNPM, 1981.

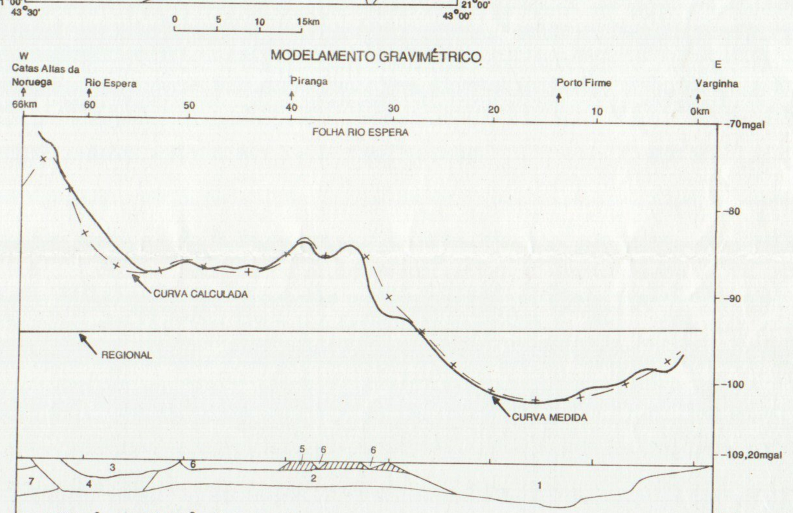
QPH – Quaternário: Pleistoceno a Holoceno
QH – Quaternário: Holoceno
A(T) – Arqueano indiferenciado retrabalhado no Ciclo Transamazônico
A(T-B) – Arqueano indiferenciado retrabalhado nos Ciclos Transamazônicos e Brasiliano: (π) charnoquito
A(T-B)jf – Complexo Juiz de Fora: (π) charnoquito
A(B)c – Complexo Costeiro: (π) charnoquito
Arv – Supergrupo Rio das Velhas
Pl(B)ps – Grupo Paraíba do Sul
Plm – Supergrupo Minas
PMe – Grupo Espinhaço
Pan – Grupo Andrelândia
Psj – Grupo São João del Rei
PSe – Complexo Embu
PSγ – Proterozóico Superior: granitóides
PXx – Proterozóico indiferenciado: xisto
PXλ – Proterozóico indiferenciado: intrusiva alcalina de Ubari
Contato; Contato aproximado; Contato litológico; Falha definida; Falha aproximada; Falha de empurrão

DOMÍNIOS TECTÔNICOS

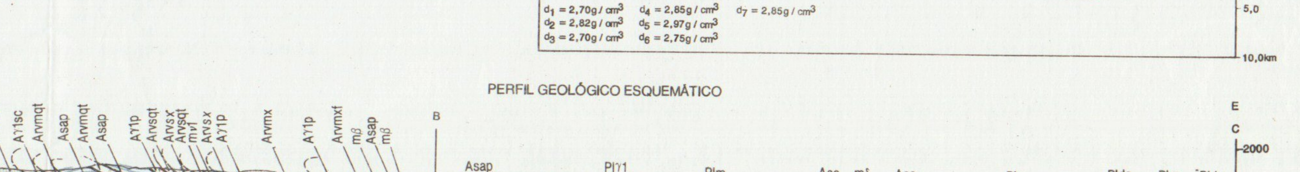


I – Província Geotectônica São Francisco
II – Província Geotectônica Mantiqueira
a – Domínio das Seqüências da Crosta Intermediária
b – Domínio das Seqüências da Crosta Inferior
Contato
Falha contracional de baixo ângulo
A—B—C Perfil geológico esquemático
D------- Perfil gravimétrico

MODELAMENTO GRAVIMÉTRICO



PERFIL GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO



DEPÓSITOS E COBERTURAS SEDIMENTARES

		COMPLEXO/SUÍTE SUPERGRUPO/GRUPO CORPO/UNIDADE	SIMBOLOGIA	DADOS GEOCRONOLÓGICOS	ROCHAS	DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO	LITOAMBIÊNCIA	EXPECTATIVAS METALOGENÉTICAS
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	DEPÓSITOS ALUVIONARES	Qa		Depósitos aluvionares holocênicos (areia, silte e cascalho) e terraço fluvial pleistocênico, semiconsolidado, com camadas alternadas de areia, localmente ferruginosa e granadífera, silte, argila e cascalho.		Continental	Au
	TÉRCIO QUATERNÁRIO	COBERTURAS DETRITO-LATERÍTICAS	TQd		Superfícies de erosão recobertas por areias finas e avermelhadas, localmente laterizadas.			

PROVÍNCIA GEOTECTÔNICA MANTIQUEIRA
DOMÍNIO DAS SEQÜÊNCIAS DA CROSTA INTERMEDIÁRIA

PROTEROZÓICO INFERIOR	GRUPO DOM SILVÉRIO	Plds		Granada-biotita-muscovita-quartzoxisto, muscovita-biotita-plagioclásio-quartzoxisto, carbonato-plagioclásio-biotita-quartzoxisto, silimanita-granada-micaxisto, grafita-micaxisto com quartzitos subordinados e raros níveis anfibolíticos.	D_1, D_3 Fácies anfibolito.	Bacia costeira. Metassedimentos com cisalhamentos conspícuos. Grauvacas e pelitos originados de fonte tonalítica a granodiorítica.	gf, Mn
	METAGABRO ANFIBOLITIZADO	mδ		Metagabros uralitizados, localmente com granada, diopsídio e hiperstênio.	D_1, D_3		
	ROCHA METAULTRABÁSICA	mυ₂		Metaultrabásicas indiscriminadas, posicionadas entre os litótipos do complexo Mantiqueira.			
	ALCALIGRANITO DIVINÉSIA	PIγ1d		Granito grosseiro, leucocrático, localmente gnaissificado, com xenólitos de gnaisse tonalítico, metadiorito, anfibolito e quartzitos do complexo Mantiqueira.		Granitóide de refusão crustal envolvendo rochas do embasamento TTG.	
	COMPLEXO MANTIQUEIRA	Plmqt, Plmcs, Plm		Biotita-gnaisse bandado de composição tonalítica a granito-granodiorítica, com níveis de anfibolito, migmatização em graus variados; granitóides sintectônicos, incipientemente deformados. Níveis quartzíticos localmente associados a níveis de granada-muscovita-xisto (Plmqt); corpos de rocha calcissilicática subordinados (Plmcs).	D_1, D_3 Fácies anfibolito com fácies granulito localizada.	Parte dos gnaisses está caracterizada como granitóides pré-tectônicos, gerados por "sintexis", parte como granitóides crustais, gerados por anatexia de uma seqüência vulcanossedimentar pretérita.	

NÃO-CONFORMIDADE

DOMÍNIO DAS SEQÜÊNCIAS DA CROSTA INTERMEDIÁRIA

ARQUEANO	COMPLEXO ACAIACA	Aac		Quartzo-anfibólio-piroxênio-plagioclásio-gnaisse granulítico, diopsídio-anfibólio-plagioclásio-gnaisse, hiperstênio-gabro e gabroanfibolitizado.	D_1, D_3 Fácies granulito.	Plutônicas e granulíticas.	

PROVÍNCIA GEOTECTÔNICA SÃO FRANCISCO

PROTEROZÓICO INFERIOR	GRANITO ALCALINO	PIγ1		Granitos leucocráticos, alcalinos, granulação grossa a média, pouco deformados, com xenólitos de milonito-gnaisse e rochas calcissilicáticas, constituídos de microclina, plagioclásio, quartzo e agregados de biotita.	D_1, D_2		
	MUSCOVITA GRANITO BRÁS PIRES	PIγ1bp		Granito leuco a mesocrático, localmente alcalino, a muscovita e biotita com pequenos cristais de granada nos bordos; cisalhamento de baixo ângulo mais intenso nos limites leste, localmente com cianita e granada.	D_1, D_2		Sn
	COMPLEXO RESSAQUINHA	Plr	Rb/Sr 1.815 a 2.550m.a.	Granitóides pouco deformados, ou muito deformados em zonas de cisalhamento, de composição diorítica a granítica; metagabros subordinados.	D_1, D_2(?)	Caráter metaluminoso e calcialcalino. Ambiência tectônica intraplaca e de arco vulcânico. Registradas três séries magmáticas: toleítica, calcialcalina e subalcalina.	
ARQUEANO/ PROTEROZÓICO INDIFERENCIADO	GRANITO PIMENTA	APIγ1p		Granito-granodiorito gnaissificado, cisalhado (milonito e proto-milonito), posicionado segundo alinhamento pré-transamazônico e afetado por esse ciclo.	D_1, D_2 e D_3(?)	Caráter meta a peraluminoso, calcialcalino a alcalino. Ambiência de arco vulcânico e sincolisional.	

NÃO-CONFORMIDADE

ARQUEANO	TONALITO-TRONDHJEMITO DA SERRA DO CARMO; GRANITO-GRANODIORITO RIBEIRÃO PINHEIRINHO		AΥ1sc, AΥ1p		Tonalito-trondhjemito gnáissico, bandado (AΥ1sc); granito-granodiorito localmente milonitizado nos bordos (AΥ1p).		Caráter calcialcalino e metaluminoso. Ambiência intraplaca e arco vulcânico. Transicional ou de "sintexis", MS e MM.	
	SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS	UNIDADE SUPERIOR	Arvsx, Arvsqt		(Estaurolita)-(granada)-sericita-quartzoxisto, quartzo-biotita-xisto (Arvsx); Quartzito, quartzomicaxisto; lentes subordinadas de metaconglomerados (Arvsqt).	D_1, D_2 e D_3 Fácies xisto verde anfibolito inferior com retrometamorfismo localizado.	Associação de rochas metassedimentares, rochas básicas e ultrabásicas em cinturão de rochas verdes. Magmas primitivos tipo toleítico (TH1) de fundo oceânico, com eventuais e raras associações komatiíticas e valores anômalos de Au, Cr, Ni, Cu e Zn. Ocorrências de Au de caráter epigenético ligadas a zonas de cisalhamento.	Au, Cr, Ni, Cu e Zn
		UNIDADE MÉDIA	Arvmqt, Arvmxf, Arvmx		Quartzito grosseiro, sacaróide, com muscovita esverdeada (Arvmqt); (estaurolita)-(cianita)-granada-muscovita-biotita-xisto, (granada)-biotita actinolita-xisto, formações ferríferas com magnetita e anfibolitos subordinados (Arvmxf); quartzo-biotita-muscovita-xisto com granada, estaurolita e cianita e granada-quartzo-anfiboloxisto (Arvmx).			
		UNIDADE INFERIOR	Arvi		Epídoto-quartzo-anfiboloxisto, clorita-anfiboloxisto, clorita-tremolita-xisto, tremolita horblenda-quartzoxisto, anfibolito, metaultrabásito e rochas calcissilicáticas subordinadas (Arvi).			
	COMPLEXO METAMÓRFICO SANTO ANTÔNIO DO PIRAPETINGA		Asap, mυ₁, mβ		Talco-cloritaxisto, serpentinitos com ou sem olivina preservada, metabasito, gnaisse tonalítico-trondhjemítico, com xisto, rochas calcissilicáticas, formações ferríferas e manganesíferas subordinadas (Asap), raras zonas microclinizadas, domínios de rochas metaultrabásicas (mυ1) e metabásicas: clorita-tremolita-xisto e anfibolitos (mβ).		Associação de rochas básico-ultrabásicas de caráter racinal com intercalações de granitóides tonalítico-trondhjemíticos a granodiorítico-calcialcalinos. Magmas primitivos toleíticos (TH1) com raras associações komatiíticas e valores anômalos de Au, Cr, Ni, Cu e Zn.	

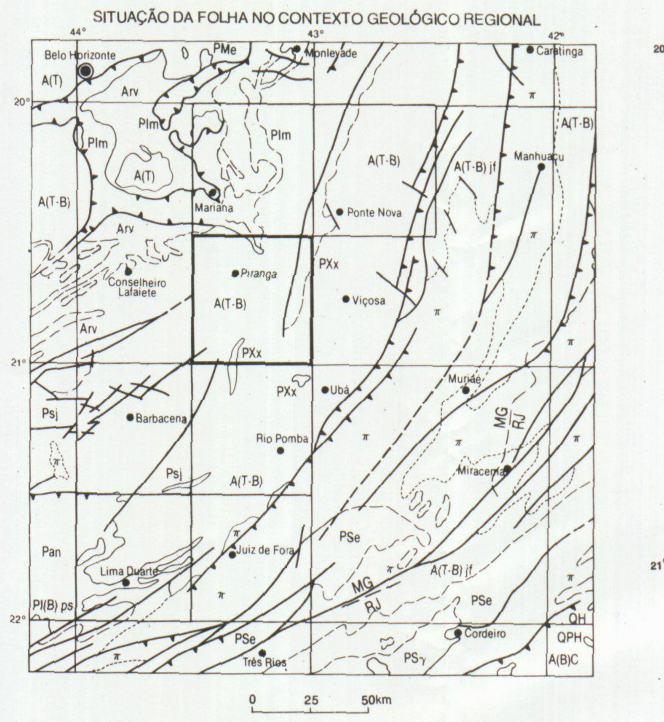
Contato definido
Contato aproximado
Zona de cisalhamento dúctil, contracional, de baixo ângulo
Zona de cisalhamento dúctil, contracional, de baixo ângulo, aproximada
Falha indiscriminada definida
Falha indiscriminada aproximada
Falha extensional (hachuras no bloco baixo)
Falha transcorrente sinistral
Falha transcorrente dextral
CIDADE
Vila
Fratura
Lineamentos estruturais
Feições estruturais encobertos (contato, falha, fratura)
Zona de milonito
Antiforme invertido de 2ª geração, com sentido do caimento
Dobra aproximada, de 2ª geração, com sentido do caimento
Foliação/bandamento gnáissico com mergulho medido
Foliação/bandamento gnáissico vertical
Povoado
Estrada sem pavimentação, tráfego permanente
Lineação B ("mullion", "rod", eixo de microdobra) de geração indeterminada, com caimento medido
Lineação B ("mullion", "rod", eixo de microdobra) de 3ª geração com caimento medido
Lineação de estiramento mineral (Lx), com caimento medido
Lineação de estiramento mineral (Lx) horizontal
Lineação de estiramento mineral (Lx), com caimento medido e indicação do sentido de transporte
Estrada sem pavimentação, tráfego periódico
Caminho
Eixo horizontal de minidobra (LB) de geração indeterminada
Eixo de minidobra de geração indeterminada, com caimento medido
Eixo horizontal de minidobra de 2ª geração
Eixo de minidobra de 2ª geração, com caimento medido
Eixo de minidobra de 3ª geração, com caimento medido
Dique vertical (mgb-metagabro)
Dique com mergulho medido (mdb-metadiabásio).
Curso de água permanente

MINISTÉRIO DA INFRA-ESTRUTURA
SECRETARIA NACIONAL DE MINAS E METALURGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

RIO ESPERA

SF.23–X–B–IV

SITUAÇÃO DA FOLHA NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

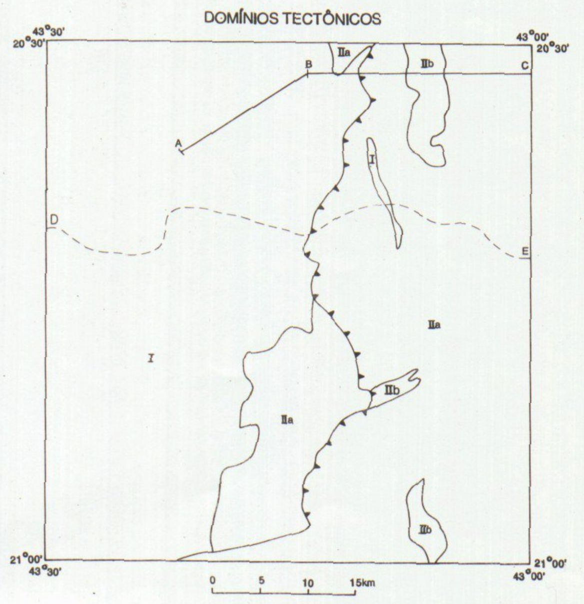


Fonte: Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.000, DNPM, 1981.

QPH – Quaternário: Pleistoceno a Holoceno
QH – Quaternário: Holoceno
A(T) – Arqueano indiferenciado retrabalhado no Ciclo Transamazônico
A(T-B) – Arqueano indiferenciado retrabalhado nos Ciclos Transamazônicos e Brasiliano: (π) charnoquito
A(T-B)jf – Complexo Juiz de Fora: (π) charnoquito
A(B)c – Complexo Costeiro: (π) charnoquito
Arv – Supergrupo Rio das Velhas
Pl(B)ps – Grupo Paraíba do Sul
Plm – Supergrupo Minas
PMe – Grupo Espinhaço
Pan – Grupo Andrelândia
Psj – Grupo São João del Rei
PSe – Complexo Embu
PSγ – Proterozóico Superior: granitóides
PXx – Proterozóico indiferenciado: xisto
PXλ – Proterozóico indiferenciado: intrusiva alcalina de Ubari

Contato
Contato aproximado
Contato litológico
Falha definida
Falha aproximada
Falha de empurrão

DOMÍNIOS TECTÔNICOS

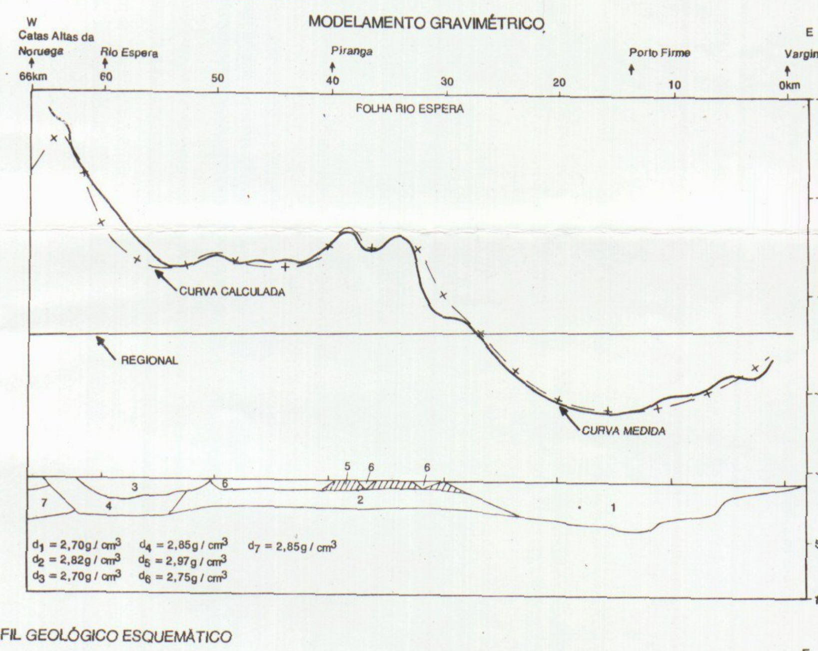


I
Província Geotectônica São Francisco

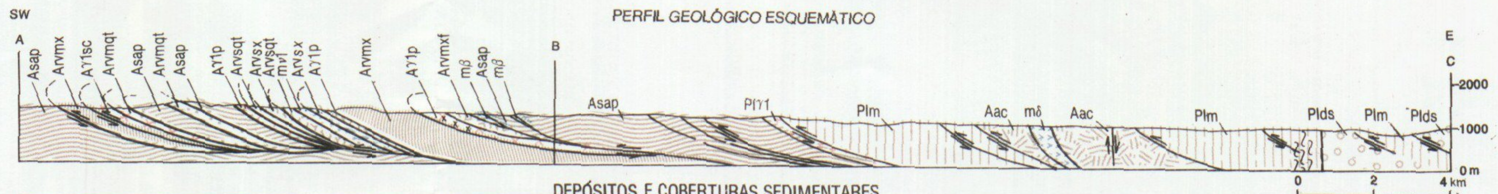
II
Província Geotectônica Mantiqueira
a – Domínio das Seqüências da Crosta Intermediária
b – Domínio das Seqüências da Crosta Inferior

Contato
Falha contracional de baixo ângulo
A—B—C Perfil geológico esquemático
D------ Perfil gravimétrico

MODELAMENTO GRAVIMÉTRICO



PERFIL GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO



DEPÓSITOS E COBERTURAS SEDIMENTARES

	COMPLEXO/SUÍTE SUPERGRUPO/GRUPO CORPO/UNIDADE	SIMBOLOGIA	DADOS GEOCRONOLÓGICOS	ROCHAS	DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO	LITOAMBIÊNCIA	EXPECTATIVAS METALOGENÉTICAS
CENOZÓICO – QUATERNÁRIO	DEPÓSITOS ALUVIONARES	Qa		Depósitos aluvionares holocênicos (areia, silte e cascalho) e terraço fluvial pleistocênico, semiconsolidado, com camadas alternadas de areia, localmente ferruginosa e granadífera, silte, argila e cascalho.		Continental	Au
CENOZÓICO – TÉRCIO QUATERNÁRIO	COBERTURAS DETRITO-LATERÍTICAS	TQd		Superfícies de erosão recobertas por areias finas e avermelhadas, localmente laterizadas.			

PROVÍNCIA GEOTECTÔNICA MANTIQUEIRA
DOMÍNIO DAS SEQÜÊNCIAS DA CROSTA INTERMEDIÁRIA

PROTEROZÓICO INFERIOR	GRUPO DOM SILVÉRIO	Plds		*Granada-biotita-muscovita-quartzoxisto*, *muscovita-biotita-plagioclásio-quartzoxisto*, carbonato-plagioclásio-biotita-quartzoxisto, silimanita-granada-micaxisto, grafita-micaxisto com quartzitos subordinados e raros níveis anfibolíticos.	D_1, D_3 Fácies anfibolito.	Bacia costeira. Metassedimentos com cisalhamentos conspícuos. Grauvacas e pelitos originados de *fonte tonalítica a granodiorítica.*	gf, Mn
	METAGABRO ANFIBOLITIZADO	mδ		Metagabros uralitizados, localmente com granada, diopsídio e hiperstênio.	D_1, D_3		
	ROCHA METAULTRABÁSICA	mυ2		Metaultrabásicas indiscriminadas, posicionadas entre os litótipos do complexo Mantiqueira.			
	ALCALIGRANITO DIVINÉSIA	PlΥ1d		Granito grosseiro, leucocrático, localmente gnaissificado, com xenólitos de gnaisse tonalítico, metadiorito, anfibolito e quartzitos do complexo Mantiqueira.		Granitóide de refusão crustal envolvendo rochas do embasamento TTG.	
	COMPLEXO MANTIQUEIRA	Plmqt, Plmcs, Plm		Biotita-gnaisse bandado de composição tonalítica a granito-granodiorítica, com níveis de anfibolito, migmatização em graus variados; granitóides sintectônicos, incipientemente deformados. Níveis quartzíticos localmente associados a *níveis de granada-muscovita-xisto* (Plmqt); *corpos de rocha calcissilicática* subordinados (Plmcs).	D_1, D_3 Fácies anfibolito com fácies granulito localizada.	*Parte dos gnaisses esta caracterizada como granitóides pré-tectônicos, gerados por "sintexis"*, parte como granitóides crustais, gerados por anatexia de uma seqüência vulcanossedimentar pretérita.	

NÃO-CONFORMIDADE

DOMÍNIO DAS SEQÜÊNCIAS DA CROSTA INTERMEDIÁRIA

ARQUEANO	COMPLEXO ACAIACA	Aac		Quartzo-anfibólio-piroxênio-plagioclásio-gnaisse granulítico, diopsídio-anfibólio-plagioclásio-gnaisse, hiperstênio-gabro e gabroanfibolitizado.	D_1, D_3 Fácies granulito.	*Plutônicas e granulíticas.*	

PROVÍNCIA GEOTECTÔNICA SÃO FRANCISCO

PROTEROZÓICO INFERIOR	GRANITO ALCALINO	PlΥ1		Grantitos leucocráticos, alcalinos, granulação grossa a média, pouco deformados, com xenólitos de milonito-gnaisse e rochas calcissilicáticas, constituídos de microclina, plagioclásio, quartzo e agregados de biotita.	D_1, D_2		
	MUSCOVITA GRANITO BRÁS PIRES	PlΥ1bp		*Granito leuco a mesocrático, localmente alcalino,* a muscovita e biotita com pequenos cristais de granada nos bordos; cisalhamento de baixo ângulo mais intenso nos limites leste, localmente com cianita e granada.	D_1, D_2		Sn
	COMPLEXO RESSAQUINHA	Plr	Rb/Sr 1.815 a 2.550m.a.	Granitóides pouco deformados, *ou muito deformados em zonas de cisalhamento*, de composição diorítica a granítica; metagabros subordinados.	$D_1, D_2(?)$	Caráter metaluminoso e calcialcalino. Ambiência tectônica *intraplaca e de arco vulcânico*. Registradas três séries magmáticas: toleítica, calcialcalina e subalcalina.	
ARQUENO/ PROTEROZÓICO INDIFERENCIADO	*GRANITO PIMENTA*	APlΥ1p		Granito-granodiorito gnaissificado, cisalhado (milonito e proto-milonito), posicionado segundo alinhamento pré-transamazônico e afetado por esse ciclo.	D_1, D_2 e $D_3(?)$	Caráter meta a peraluminoso, calcialcalino a alcalino. *Ambiência de arco vulcânico e sincolisional.*	

NÃO-CONFORMIDADE

ARQUEANO	TONALITO-TRONDHJEMITO DA SERRA DO CARMO / GRANITO-GRANODIORITO *RIBEIRÃO PINHEIRINHO*	AΥ1sc / AΥ1p		*Tonalito-trondhjemito gnáissico, bandado* (AΥ1sc); *granito-granodiorito localmente milonitizado nos bordos* (AΥ1p).		Caráter calcialcalino e metaluminoso. Ambiência intraplaca e arco vulcânico. Transicional ou de "sintexis", MS e MM.	
	SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS – UNIDADE SUPERIOR	Arvsx / Arvsqt		(Estaurolita)-(granada)-sericita-quartzoxisto, quartzo-biotita-xisto(Arvsx); Quartzito, quartzomicaxisto; lentes subordinadas de metaconglomerados (Arvsqt).	D_1, D_2 e D_3 Fácies xisto verde anfibolito inferior com retrometamorfismo localizado.	Associação de rochas metassedimentares, rochas *básicas e ultrabásicas em cinturão de rochas verdes.* Magmas primitivos tipo toleítico (TH1) de fundo oceânico, com eventuais e raras associações komatiíticas e valores anômalos de Au, Cr, Ni, Cu e Zn. Ocorrências de Au de caráter epigenético ligadas a zonas de cisalhamento.	Au, Cr, Ni, Cu e Zn
	SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS – UNIDADE MÉDIA	Arvmqt / Arvmxf / Arvmx		Quartzito grosseiro, sacaróide, com muscovita esverdeada (Arvmqt); (estaurolita)-(cianita)-granada-muscovita-biotita-xisto, (granada)-biotita actinolita-xisto, *formações ferríferas com magnetita e anfibolitos subordinados* (Arvmxf); quartzo-biotita-muscovita-xisto com granada, estaurolita e cianita e *granada-quartzo-anfiboloxisto* (Arvmx).			
	SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS – UNIDADE INFERIOR	Arvi		Epidoto-quartzo-anfiboloxisto, clorita-anfiboloxisto, clorita-tremolita-xisto, tremolita horblenda-quartzoxisto, anfibolito, metaultrabásito e rochas calcissilicáticas subordinadas (Arvi).			
	COMPLEXO METAMÓRFICO SANTO ANTÔNIO DO PIRAPETINGA	Asap / mυ1 / mβ		Talco-cloritaxisto, serpentinitos com ou sem olivina preservada, metabasito, *gnaisse tonalítico-trondhjemítico*, com xisto, rochas calcissilicática, formações ferríferas e manganesíferas subordinadas (Asap), raras zonas microclinizadas, domínios de rochas metaultrabásicas (mυ1) e metabásicas: clorita-tremolita-xisto e anfibolitos (mβ).		Associação de rochas básico-ultrabásicas de caráter racinal com intercalações de granitóides tonalítico-trondhjemíticos a granodiorítico-calcialcalinos. Magmas primitivos toleíticos (TH1) com raras *associações komatiíticas e valores anômalos de Au,* Cr, Ni, Cu e Zn.	

Contato definido
Contato aproximado
Zona de cisalhameto dúctil, contracional, de baixo ângulo
Zona de cisalhamento dúctil, contracional, de baixo ângulo, *aproximada*
Falha indiscriminada definida
Falha indiscriminada aproximada
Falha extencional (hachuras no bloco baixo)
Falha transcorrente sinistral
Falha transcorrente dextral
Fratura
Lineamentos estruturais
Feições estruturais encobertos (contato, falha, fratura)
CIDADE
Vila

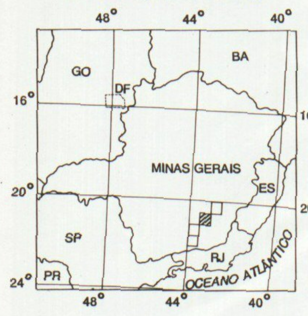
Zona de milonito
Antiforme invertido de 2ª geração, com sentido do caimento
Dobra aproximada, de 2ª geração, com sentido do caimento
Foliação/bandamento gnáissico com mergulho medido
Foliação/bandamento gnáissico vertical
Lineação B ("mullion", "rod", eixo de microdobra) de geração indeterminada, com caimento medido
Lineação B ("mullion", "rod", *eixo de microdobra*) de 3ª geração com caimento medido
Lineação de estiramento mineral (Lx), *com caimento medido*
Lineação de estiramento mineral (Lx) horizontal
Povoado
Estrada sem pavimentação, tráfego permanente

Lineação de estiramento mineral (Lx), com caimento medido e indicação do sentido de transporte
Eixo horizontal de minidobra (LB) de geração indeterminada
Eixo de minidobra de geração indeterminada, com caimento medido
Eixo horizontal de minidobra de, 2ª geração
Eixo de minidobra de 2ª geração, com caimento medido
Eixo de minidobra de 3ª geração, *com caimento medido*
Dique vertical (mgb-metagabro)
Dique com mergulho medido (mdb-metadiabásio).
Afloramentos descritos
Mina em atividade
Mina paralisada
Estrada sem pavimentação, tráfego periódico
Caminho

Garimpo em atividade
Garimpo abandonado
Ocorrência mineral
Au – Ouro
Fe – Ferro
Mn – Manganês
cm – Caulim
ett – *Esteatito*
gf – Grafita
gri – Granito industrial
qz – Quartzo
tl – Talco
tan – Tantalita
ve – Vermiculita
Estação com indicação do tipo de rocha
af – Antibolito
cs – Calcissilicática
ck – Charnoquito
gl – Granulito
gr – Granito
mgb – Metagabro
mdb – Metadiabásio
qt – Quartzito
xt – Xisto
Curso de água permanente

Base planimétrica processada por tecnologia digital. Dados disponíveis em arquivos magnéticos, armazenados no Sistema de Informações em Recursos Naturais – SIR.
Tratamento e processamento digital a cargo do Departamento de Informática – DEPIN / CPRM.
Coordenação geral: Carlos Alfredo Guimarães da Vinha.
Controle técnico e manutenção: Gilberto da Vinha e João Batista V. Dias Junior.
Base cartográfica gerada a partir da compilação da redução para escala 1:100.000 das folhas SF.23-X-B-IV-1 – Piranga, SF.23-X-B-IV-2 – Porto Firme, SF.23-X-B-IV-3 – Rio Espera e SF.23-X-B-IV-4 – Senador Firmino, escala 1:50.000, 1ª ed., 1ª imp., IBGE, 1976.
Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 45° W.Gr, acrescidas as constantes: 10000km e 500km, respectivamente.
Datum horizontal: Córrego Alegre – MG.
Declinação magnética do centro da folha em 1991: 20°43'W. Cresce 8', anualmente.
Dados temáticos e atualização da base planimétrica foram transferidos pelos técnicos da SUREG/BH, responsáveis pelos trabalhos de campo, visualmente, a partir da interpretação de aerofotos e imagens de satélite.
Tratamento cartográfico dos elementos da base e do tema sob a responsabilidade do Centro de Cartografia – CECAR / CPRM.
Chefia: Célio Lima de Macedo.
Planejamento cartográfico geral: Célio Lima de Macedo e Milton Brand Baptista.
Preparo da base para digitalização: Henrique André Lepsch e Manoel Leite de Sá.
Orientação e preparo dos originais de compilação: Alba Martinho Coelho e Terezinha Inácia de Carvalho Pereira.
Especificações e revisão da execução cartográfica: Wilhelm Petter de Freire Bernard e Carlos Alberto da Silva Copolillo.
Digitalização da base planimétrica: COMPLASA Computação e Planejamento S/A.

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA



PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

CARTA GEOLÓGICA
FOLHA RIO ESPERA

ESCALA 1: 100.000

2 km 0 2 4 6 km

PROJEÇÃO TRANSVERSA DE MERCATOR

1991

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

	44°00' – 43°30'	43°30' – 43°00'	43°00' – 42°30'
20°00' – 20°30'	SF.23-X-A-III	MARIANA SF.23-X-B-I	PONTE NOVA SF.23-X-B-II
20°30' – 21°00'	SF.23-X-A-VI	RIO ESPERA SF.23-X-B-IV	SF.23-X-B-V
21°00' – 21°30'	BARBACENA SF.23-X-C-III	RIO POMBA SF.23-X-D-I	SF.23-X-D-II

CPRM

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, sob a coordenação geral de Valter José Marques, é executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – *CPRM*, desde setembro de 1985.
Esta folha foi executada pela Superintendência Regional de Belo Horizonte, tendo sido concluída em 25 de abril de 1989.
Responsável técnico: Frederico Ozanam Raposo.
Supervisores: Atahualpa Valença Padilha e Claiton Piva Pinto.
Coordenador regional: Carlos Alberto Heineck
As informações cartográficas e demais dados gerados e utilizados para execução deste documento estão disponíveis em meios convencionais e magnéticos, no Sistema de Cartografia Digital – SCD e no Sistema de Informações Geológicas do Brasil – SIGA, ambos concebidos e implantados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM.