MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

CONVÊNIO DNPM-CPRM

PROJETO SAPUCAÍ

RELATÓRIO FINAL - GEOLOGIA

VOLUME I

José C. Cavalcante
Hélio C. da S. Cunha
Luiz A. Chieregati
Libório Q. Kaefer
Jairo M. da Rocha
Elias C. Daitx
Maria G. da N. Coutinho
Morio Hama
Kenichi Yamamoto
João B. V. Drumond
Deocleciano B. Rosa
Ronaldo Ramalho

SUREMI
CPRM
E-96
ARQUIVO TÉCNICO
Relatório n.º 649
Nº de volumes: 5 V.: 1-5
OSTENSIVO

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

DIRETORIA DA ÁREA DE PESQUISAS

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE SÃO PAULO

1977

CPRM

P R O J E T O S A P U C A Í

Chefe do Projeto: Libório Quirino Kaefer

Equipe Executora - Geologia: José Carvalho Cavalcante
Hélio Canejo da Silva Cunha
Luiz Antonio Chieregati
Kenichi Yamamoto
João Bosco Viana Drumond
Deocleciano Bittencourt Rosa
Jairo Mascarenhas da Rocha (DEGEO)
Maria Glícia da Nóbrega Coutinho (DEGEO)

Geoquímica: Elias Carneiro Daitx
Winston Addas (DIVPES-SP)

Geofísica: Francisco J. F. Ferreira (DIVPES-SP)

Geocronologia: Morio Hama (DIVGEM-SP)

Petrografia: Jane da Silva Araujo (LAMIN)
Lucia Maria da Vinha (LAMIN)
Maria Flórida B. Rodrigues (LAMIN)
Evaldo Osório Ferreira (LAMIN)
Nelson de Almeida Fernandes (SUREG-SP)
Maria do Carmo B. Junho (LAMIN)
Ângela Maria Martins (SUREG-BH)

Colaboração Especial: Oscar Paulo Gross Braun (DEGEO)
José Peres Algarte (DIVGEM-SP)
Milton Brand Baptista (DEGEO)
Ronaldo Ramalho (DEGEO)

CPRM

APRESENTAÇÃO

O presente relatório expõe os resultados obtidos pelo Projeto Sapucaí, executado pela Superintendência Regional de São Paulo, da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, para o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, em prosseguimento ao Plano Mestre Decenal e através do Convênio DNPM-CPRM. Objetivou, fundamentalmente, o mapeamento na escala 1:250.000 e a definição geo-econômica da área de 68.640 km^2, situada no sudoeste do estado de Minas Gerais e nordeste do estado de São Paulo.

Subdividimo-lo em três partes, a saber:

Parte I - Geologia

Parte II - Geoquímica

Parte III - Geofísica

CPRM

P R O J E T O S A P U C A Í

RELATÓRIO FINAL - GEOLOGIA

ÍNDICE DE VOLUMES

VOLUME I

RESUMO; ABSTRACT; INTRODUÇÃO; CLIMA, VEGETAÇÃO E SOLOS; GEOMORFOLOGIA; GEOLOGIA E ESTRATIGRAFIA; GEOLOGIA ESTRUTURAL; GEOCRONOLOGIA; EVOLUÇÃO GEOLÓGICA; RECURSOS MINERAIS; CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES; REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

VOLUME II

ANEXOS (FOTOGRAFIAS, FOTOMICROGRAFIAS, MAPA GEOMORFOLÓGICO, MAPAS GEOLÓGICOS E MAPA DE OCORRÊNCIAS MINERAIS DO PLANALTO DE POÇOS DE CALDAS).

VOLUME III

APÊNDICE - FOLHAS RIBEIRÃO PRETO E CAMPINAS (FICHAS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS, DE ANÁLISE PETROGRÁFICA E DE CADASTRO DE OCORRÊNCIAS MINERAIS; MAPAS DE PONTOS).

VOLUME IV

APÊNDICE - FOLHA VARGINHA (FICHAS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS, DE ANÁLISE PETROGRÁFICA E DE CADASTRO DE OCORRÊNCIAS MINERAIS; MAPA DE PONTOS).

VOLUME V

APÊNDICE - FOLHA GUARATINGUETÁ (FICHAS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS, DE ANÁLISE PETROGRÁFICA E DE CADASTRO DE OCORRÊNCIAS MINERAIS; MAPA DE PONTOS).

LISTA DE FIGURAS

número	página	número	página
1	6	26	257
2	10	27	269
3	12	28	297
4	13	29	311
5	23	30	312
6	36	31	324
7	39	32	350
8	43	33	352
9	43	34	357
10	45	35	362
11	45	36	363
12	48	37	368
13	51	38	369
14	68	39	437
15	69	40	440
16	80	41	446
17	85	42	447
18	88	43	464
19	89	44	464
20	90	45	465
21	106	46	467
22	203	47	475
23	208	48	498
24	217	49	503
25	256		

CPRM

LISTA DE TABELAS

número	página	número	página
I	24	XIX	538
II	41	XX	538
III	444	XXI	540
IV	445	XXII	540
V	487	XXIII	542
VI	493	XXIV	542
VII	494	XXV	545
VIII	495	XXVI	547
IX	508	XXVII	551
X	510	XXVIII	551
XI	512	XXIX	554
XII	524	XXX	557
XIII	525	XXXI	561
XIV	526	XXXII	562
XV	527	XXXIII	577
XVI	534	XXXIV	578
XVII	535	XXXV	580
XVIII	535		

CPRM

SIGLAS UTILIZADAS NESTE RELATÓRIO

ALCAN	- Alcan Alumínio do Brasil
ALCOMINAS	- Companhia Mineira de Alumínio
CBA	- Companhia Brasileira de Alumínio
CNEN	- Conselho Nacional de Energia Nuclear
CPRM	- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
DAEE	- Departamento de Águas e Energia Elétrica
DEGEO	- Departamento de Geologia (CPRM)
DFPM	- Divisão de Fomento da Produção Mineral (DNPM)
DGM	- Divisão de Geologia e Mineralogia (DNPM)
DIGEOM	- Divisão de Geologia Marinha (DEGEO)
DIVGEM-SP	- Divisão de Geologia e Pesquisa Mineral (SUREG-SP)
DIVPES-SP	- Divisão de Prospecção e Pesquisas Próprias (SUREG-SP)
DNPM	- Departamento Nacional da Produção Mineral
EFCB	- Estrada de Ferro Central do Brasil
FFCLRC	- Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro
FFCLRP	- Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Ribeirão Preto
IBAR	- Indústria Brasileira de Artigos Refratários
IBGE	- Instituto Brasileiro de Geologia e Estatística
IGUSP/GEOCRON	- Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Centro de Geocronologia
LAMIN	- Laboratório Central de Análises Minerais (CPRM)
LPM	- Laboratório da Produção Mineral (DNPM)
MINEGRAL	- Companhia Brasileira de Minerações, Indústria e Comércio
NUCLEBRÁS	- Empresas Nucleares Brasileiras
PETROBRÁS	- Petróleo Brasileiro S.A.
REPO	- Residência de Poços de Caldas (CPRM)
SECLAB	- Seção de Laboratório (SUREG-SP)
SFPM	- Serviço Federal da Produção Mineral
SUREG-BH	- Superintendência Regional de Belo Horizonte (CPRM)
SUREG-SP	- Superintendência Regional de São Paulo (CPRM)
USAF	- United States Air Force
USP	- Universidade de São Paulo
VFCO	- Viação Férrea Centro-Oeste

CPRM

S U M Á R I O

1 - RESUMO 1
2 - ABSTRACT 3
3 - INTRODUÇÃO 5
3.1 - Histórico 5
3.2 - Objetivos 9
3.3 - Localização e acesso 9
3.4 - Aspectos sócio-econômicos 14
3.5 - Metodologia 18
3.6 - Dados físicos de produção 24
3.7 - Trabalhos anteriores 25
3.7.1 - Trabalhos sobre geologia 25
3.7.2 - Trabalhos sobre recursos minerais 31
3.7.3 - Trabalhos sobre geomorfologia, clima, vegetação e solos 32
3.8 - Agradecimentos 33

4 - CLIMA, VEGETAÇÃO E SOLOS 35
4.1 - Clima 35
4.2 - Vegetação 46
4.3 - Solos 50

5 - GEOMORFOLOGIA 55
5.1 - Comentários gerais 55
5.2 - Planalto Atlântico 56
5.2.1 - Planalto de Paraitinga 56
5.2.2 - Médio vale do Paraíba 57
5.2.3 - Serra da Mantiqueira 58
5.2.4 - Planalto Sul de Minas 61
5.2.5 - Zona Cristalina do Norte 62
5.2.6 - Serra da Canastra 64
5.3 - Depressão Periférica 64
5.4 - Cuestas Arenito-Basálticas 66

6 - GEOLOGIA E ESTRATIGRAFIA 67
6.1 - Comentários gerais 67

6.1.1 - Sobre rochas metamórficas pré-cambrianas e eopaleozóicas com granitos, basitos e ultrabasitos associados 67
6.1.2 - Sobre rochas sedimentares e magmatitos básicos, básico-ultrabásicos e alcalinos associados 83
6.2 - Pré-Cambriano e Eopaleozóico 91
6.2.1 - Associação B_1 - Complexo Lavras 91
6.2.2 - Associação Barbacena 109
6.2.2.1 - Complexo Socorro 109
6.2.2.2 - Complexo Varginha 123
6.2.2.3 - Complexo Paraisópolis 163
6.2.2.4 - Complexo Andrelândia 185
6.2.2.5 - Complexo Amparo 190
6.2.2.6 - Complexo Campos Gerais 210
6.2.2.7 - Complexo Itapira 228
6.2.2.8 - Complexo Lambari 237
6.2.2.9 - Complexo Rio Elvas 248
6.2.3 - Associação Paraíba do Sul 275
6.2.3.1 - Complexo Piquete 277
6.2.3.2 - Complexo Campos do Jordão 286
6.2.4 - Maciços graníticos individualizados 294
6.2.5 - Diques básicos epimetamórficos 304
6.2.6 - Grupo Bambuí (fácies Samburá) 308
6.2.7 - Formação Eleutério 314
6.2.8 - Formação Pouso Alegre 316
6.2.9 - Formação Pico de Itapeva 317
6.2.10 - Rochas cataclásticas 320
6.3 - Paleozóico 342
6.3.1 - Super-Grupo Tubarão 342
6.3.1.1 - Grupo Itararé Indiviso 342
6.3.1.2 - Grupo Guatá - Formação Tatuí 349
6.3.2 - Grupo Passa Dois 355
6.3.2.1 - Formação Irati 355
6.3.2.2 - Formação Corumbataí 360
6.4 - Mesozóico 366
6.4.1 - Grupo São Bento 366

6.4.1.1 - Formação Pirambóia 367
6.4.1.2 - Formação Botucatu 372
6.4.1.3 - Formação Serra Geral 374
6.4.2 - Intrusivas alcalinas e alcalino-básico-ultrabásicas 377
6.4.2.1 - Maciço alcalino de Poços de Caldas 377
6.4.2.2 - Maciço alcalino-básico-ultrabásico de Ponte Nova e diques associados 388
6.4.3 - Formação Bauru 389
6.5 - Cenozóico 392
6.5.1 - Grupo Taubaté 392
6.5.1.1 - Formação Tremembé 392
6.5.1.2 - Formação São Paulo 394
6.5.2 - Formação Rio Claro 396
6.5.3 - Sedimentos quaternários 398
6.5.3.1 - Coberturas indiferenciadas 399
6.5.3.2 - Aluviões e coluviões 400

7 - GEOLOGIA ESTRUTURAL 403
7.1 - Comentários gerais 403
7.2 - Domínio pré-cambriano - eopaleozóico 404
7.2.1 - Estruturas sedimentares 404
7.2.2 - Foliação 408
7.2.3 - Dobras 411
7.2.4 - Falhas 416
7.2.4.1 - Falhas resultantes de esforços compressivos 416
7.2.4.2 - Falhas resultantes de esforços tensionais 434
7.3 - Domínio permiano - cretáceo 435
7.3.1 - Estrutura regional 435
7.3.2 - Estruturas locais 435
7.4 - Domínio terci-quaternário 439

8 - GEOCRONOLOGIA 441
8.1 - Comentários gerais 441
8.2 - Técnicas e constantes utilizadas 442

8.3 - Resultados Rb/Sr (convencionais) e K/Ar (mínimos) 443
8.4 - Gráficos isocrônicos 443
8.5 - Apreciação das amostras analisadas e dos valores obtidos 443
8.6 - Interpretação das análises Rb/Sr em gráfico isocrônico 448
8.7 - Interpretação geocronológica 451
8.7.1 - Unidades arqueanas 451
8.7.2 - Unidades proterozóicas 453
8.7.3 - Unidades paleozóicas 457
8.7.4 - Unidades mesozóicas 460

9 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA 461
9.1 - Comentários gerais 461
9.2 - Ciclo orogênico Transamazônico 466
9.3 - Eventos intermediários entre os ciclos Transamazônico e Brasiliano 471
9.4 - Ciclo orogênico Brasiliano e fenômenos posteriores 473

10 - RECURSOS MINERAIS 483
10.1 - Comentários gerais 483
10.2 - Jazidas e ocorrências de minerais metálicos 485
10.2.1 - Bauxita 485
10.2.2 - Urânio 490
10.2.3 - Zircônio 499
10.2.4 - Manganês 506
10.2.5 - Molibdênio 510
10.2.6 - Ouro 512
10.2.7 - Tório e terras raras 520
10.2.8 - Cromo 522
10.2.9 - Ferro 523
10.3 - Jazidas e ocorrências de minerais não-metálicos 529
10.3.1 - Águas minerais 529

10.3.2 - Argilas 548
10.3.3 - Dolomitos e calcários 558
10.3.3.1 - Dolomitos da Formação Irati 558
10.3.3.2 - Calcários e dolomitos pré-cambrianos .. 559
10.3.3.3 - Calcários do Grupo Passa Dois 562
10.3.4 - Materiais de construção 562
10.3.4.1 - Granito industrial (brita) 563
10.3.4.2 - Lajes para revestimento 564
10.3.4.3 - Pedras polidas 565
10.3.4.4 - Outros materiais de construção 565
10.3.5 - Pegmatitos 566
10.3.6 - Areia industrial 569
10.3.7 - Apatita 570
10.3.8 - Amianto 573
10.3.9 - Talco 574
10.3.10 - Rochas potássicas 575
10.4 - Combustíveis fósseis 576
10.4.1 - Folhelhos pirobetuminosos 576
10.4.2 - Carvão 578
10.4.3 - Petróleo 579
10.4.4 - Turfa 579
10.4.5 - Arenitos betuminosos 580
10.5 - Potencialidade econômica 581

11 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES 583

12 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 591

CPRM

1 - RESUMO

Este relatório resultou do mapeamento de uma área de 68.640 km^2 no sudoeste do estado de Minas Gerais e nordeste do estado de São Paulo, enquadrada entre os paralelos 21° e 23° de latitude sul e os meridianos 45° e 48° de longitude oeste de Greenwich. Ocorrem dois grandes grupos climáticos, A e C, este com quatro divisões: Cwa, Cwb, Cfa e Cfb, na classificação de Köppen. Segundo a classificação de Gaussen, somente duas grandes regiões climáticas estão representadas: a xeroquimênica (tropical) e a mesaxérica (temperada). A primeira abrange quase a totalidade da área e está dividida em cinco modalidades: 4cTh, 4cMes, 4dTh, 4dTh' e 4dMes. A cobertura vegetal primitiva foi quase totalmente destruída na área, podendo-se caracterizar, no entanto, restos dos seguintes tipos: florestas mesófila (tropical), subtropical, de araucária e costeira, além de cerrado e campo limpo. Predominam largamente os latossolos, sendo ainda bastante comuns os podzóis. Em áreas restritas ocorrem solos podzolizados, solo tipo Campos do Jordão e solos pouco desenvolvidos e hidromórficos. A área representa uma síntese do relevo do estado de São Paulo, caracterizando-se como transição para os relevos do leste do Brasil. Foram caracterizadas três grandes províncias: planalto Atlântico, depressão Periférica e cuestas Arenito-Basálticas. A primeira destas províncias apresenta grande variedade de tipos de relevo, constituindo as seguintes unidades: planalto de Paraitinga, médio vale do Paraíba, serra da Mantiqueira, planalto sul de Minas, zona cristalina do Norte e serra da Canastra. Geologicamente, foram caracterizados quatro compartimentos bastante distintos entre si : área pré-cambriana (cerca de 2/3 do total), bacias sedimentar-magmática do Paraná e sedimentar de Taubaté (cerca de 1/3 do total) e maciço alcalino de Poços de Caldas (800 km^2, ou seja, apenas 1/86). A porção pré-cambriana é constituída de conjuntos heterogêneos e altamente transformados, para os quais firmou-se uma divisão que traduzisse o comportamento regional dos diversos tipos petrográficos, mas sem implicar numa ordenação estratigráfica. Caracterizaram-se três grandes unidades de mapeamento, quais sejam: Associações B_1, Barbacena e Paraíba do Sul, além de unidades menores. A Associação B_1, representada pelo Complexo Lavras, é constituída de granulitos leucocráticos, piroxênio-granulitos, enderbitos, migmatitos facoidais ou porfiroblásticos, biotita-leptitos, rochas cataclásticas, metabasitos, dioritos e granitos. A Associação Barbacena foi dividida em nove complexos, a saber: Socorro (granitos e granitóides porfiroblásticos e migmatitos e granulitos diversos), Varginha (xistos e gnaisses biotita-granatíferos, com ou sem cianita e/ou sillimanita, granoblastitos, granulitos leucocráticos, rochas calcossilicáticas e mármores dolomíticos, anfibólio (e/ou) piroxênio-granulitos, migmatitos granulíticos, granitos metassomáticos e/ou palingenéticos e migmatitos heterogêneos diversos), Paraisópolis (migmatitos diversos, granulitos ácidos e básicos, granitos, granodioritos gnáissicos, secundariamente anfibolitos, dioritos, monzonitos e rochas calcossilicatadas), Andrelândia (xistos granatíferos e granada-biotita-gnaisses cianíticos ou não, além de quartzo-micaxistos e leptinolitos), Amparo (biotita-gnaisses metassomáticos, migmatitos de estruturas diversas, biotita-leptitos, rochas calcossilicáticas, às vezes manganesíferas e geralmente granatíferas), Itapira (rochas cataclásticas, anfibólio-biotita-gnaisses, rochas calcossilicáticas metassomáticas, migmatitos bandados, granada-biotita-xistos feldspáticos, "quartzitos", anfibolitos, granulitos, rochas interme-

diárias metamorfizadas e calcários), Lambari (gnaisses e micaxistos da fácies anfibolítica, secundariamente anfibolitos e gnaisses dioríticos), Campos Gerais (leptinolitos, biotita (e/ou) hornblenda-gnaisses, gnaisses calcossilicáticos , leptitos, quartzo-dioritos gnáissicos, anfibolitos, metaultrabasitos, rochas cataclásticas, cianita-estaurolita-granada-biotita-xistos feldspáticos) e Rio Elvas (micaxistos em parte feldspáticos e muscovita-xistos, incluindo ainda micaxistos e quartzitos geralmente deformados). A Associação Paraíba do Sul é dividida em complexos Piquete (migmatitos diversos, leptitos, leptinolitos,biotita-gnaisses diversos, granada-micaxistos feldspáticos, mármores dolomíticos,"quartzitos", calcofels, anfibolitos e carbonato-talco-xistos) e Campos do Jordão (biotita-gnaisses, migmatitos bandados e porfiroblásticos,leptitos, leptinolitos,mármores dolomíticos, quartzitos, rochas calcossilicatadas, anfibolitos, clorita-talco-xistos, granitos gnáissicos, leucogranitos, dioritos gnáissicos, dioritos e pequenos corpos graníticos). Individualizaram-se os seguintes maciços graníticos: Morungaba, Roseira, Mendanha e outros menores. O Grupo Bambuí é representado pela fácies Samburá . De ocorrência restrita são as formações Pouso Alegre, Eleutério e Pico de Itapeva, constituídas de metassedimentos tectonicamente encaixados nos complexos anteriores. A cobertura sedimentar consta das seguintes unidades: Super-Grupo Tubarão (grupos Itararé indiviso e Guatá, este representado pela Formação Tatuí), Grupo Passa Dois (formações Irati e Corumbataí), Grupo São Bento (formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral), Formação Bauru, Grupo Taubaté (formações Tremembé e São Paulo), Formação Rio Claro e sedimentos quaternários (coberturas indiferenciadas, aluviões e coluviões). O magmatismo básico está representado pelos basitos relacionados à Formação Serra Geral, enquanto que os maciços de Poços de Caldas e de Ponte Nova, além de pequenos diques, correspondem ao vulcanismo alcalino-básico-ultrabásico. Estruturalmente, foram delineados os seguintes megablocos: Jundiaí, Socorro, Paraisópolis,Mantiqueira, Campos Gerais, Lavras, São Lourenço e Pinhal, subdivididos em blocos menores.Os falhamentos são os mais destacados elementos tectônicos da área, ocorrendo três cinturões de cisalhamento: a) de Campo do Meio, incluindo a zona tectonítica de Campo do Meio e as falhas de Campos Gerais, Nepomuceno, Bom Jesus da Penha, Petúnia, Jacuí, São Pedro da União e Três Pontas; b) de Ouro Fino, com as falhas de Jacutinga, Monte Sião, Socorro, Valinhos, Campinas, Lambari, Três Corações, Borda da Mata e da serra dos Criminosos, além de outras menores; c) de Camanducaia, incluindo as falhas de Camanducaia, Extrema e outras menores.Ainda ocorre o sistema de falhas Serra da Mantiqueira, englobando as falhas de Jundiuvira, São Bento do Sapucaí, Alto da Fartura e rio Jaguari. No domínio sedimentar foram assinaladas as seguintes estruturas maiores: domos de Pitanga, Assistência e Artemis,altos do Jacaré-Guaçu e de Araras e os *Horsts* de Pau-d'Alho e Monte Branco, além do *Graben* do Paraíba.Os principais recursos de minerais metálicos são representados por bauxita e mineralização zircono-uranífera (caldasito), sendo menos importantes as ocorrências de tório, terras raras, *"rochas potássicas"* e molibdênio (ainda não explorados).São assinaladas pequenas ocorrências de cromita, ferro e manganês, tendo sido lavrado ouro no passado. Entre os bens não-metálicos destacam-se as águas minerais, as argilas e os dolomitos da formação Irati, sendo ainda explorados materiais de construção, pegmatitos e areia industrial. As reservas de combustíveis fósseis, principalmente o folhelho pirobetuminoso, permanecem como reservas potenciais, podendo ser exploradas no futuro.

2 - ABSTRACT

This report is the result of systematic mapping over an area of 68.640 km^2 covering the southwest of Minas Gerais state and northeast of São Paulo state, between 21° and 23° South latitude and 45° - 48° West of Greenwich. There are two large groups of climate, according to Koppen's classification: A and C. The later is sub-divided into Cwa, Cwb, Cfa and Cfb. According to Gaussen's classification, only two climatic regions are representated: xeroquimênica *(tropical) and* mesaxérica *(temperated). The first one covers most of the area and is divided into five types: 4cTh, 4cMes, 4dTh and 4dMes. The primitive vegetation was practically destroyed, however there can still be distinguished the following types: tropical mesophyll, subtropical, araucaria and coastal forests, natural grass and bush fields. The latosoils are largely dominant, although podzols can occurr frequently. Podzolized soils, Campos do Jordão type and underdeveloped and hydromorphic soils may occurr in strict areas. The area represents a sinthesis of the São Paulo state relief, characterized as a transition to the relieves of Eastern Brasil. There are three large provinces: Atlântico plateau, Peripherical depression and Sandstone-Basaltic cuestas. The first one presents several types of relief, being represented by the following units: Paraitinga plateau, Medium Paraíba valley, Mantiqueira mountains, southern Minas plateau, North crystaline zone and Canastra mountains. Geologically there are four compartments very well chacacterized: pre-Cambrian area (about 2/3 of total), the sedimentary-magmatic Paraná basin, the sedimentary Taubaté basin (about 1/3 of total) and the alcaline body of Poços de Caldas (800 km^2, only 1/86 of total). The pre-Cambrian area is composed by heterogeneous and highly modified assemblages classified by their main regional petrographic characteristics, which does not mean a stratigraphic classification. There are three large units: B_1, Barbacena and Paraíba do Sul, besides smaller ones. The first one, represented by the Lavras Complex, is composed by leucocratic granulites, pyroxene-granulites, enderbites, "augen" or porphyroblastic migmatites, biotite-leptites, cataclastic rocks, metabasites, diorites and granites. The Barbacena Assemblage was divided into nine complexes: Socorro (granites and porphyroblastic granitoides and migmatites and granulites of several kinds), Varginha (xists and biotite-garnet gneisses, with or without cyanite and/or syllimanite, granoblastites, leucocratic granulites, calcosilicated rocks and dolomitic marbles, amphybole and/or pyroxene-granulites, granulitic migmatites, metassomatic and/or palingenetic granites and heterogeneous migmatites of several kinds), Paraisópolis (several types of migmatites, acid and basic granulites, granites, gneissic granodiorites, secondarily amphybolites, diorites, monzonites and calcosilicated rocks), Andrelândia (garnet-xists and cyanitic or not garnet-biotite gneisses, besides quartz-micaxists and leptinolites), Amparo (metassomatic biotite-gneisses, migmatites of diferent structures, biotite-leptites, calcosilicated rocks sometimes manganesiferous and generally garnet-bearing), Itapira (cataclastic rocks, amphybole-biotite gneisses, metassomatic calcosilicatec rocks, banded mignatites, feldspathic garnet-biotite xists, "quartzites", amphybolites, granulites, intermediate metamorphic rocks and limestones), Lambari (gneisses and micaxists of amphybolitic facies, secondarily amphybolites*

and dioritic gneisses), Campos Gerais (leptinolites, biotite and/or hornblende gneisses, calcosilicated gneisses, leptites, quartz-diorite gneisses, amphybolites, metaultrabasites, cataclastic rocks, feldspathic cyanite-staurolite-garnet-biotite xists) and Rio Elvas (partly feldspathic micaxists and muscovite-xists, including still micaxists and quartzites generally deformed). The Paraíba do Sul Assemblage is divided in two complexes: Piquete (migmatites of several types, leptites, leptinolites, several types of biotite gneisses, feldspathic garnet micaxists, dolomitic marbles, "quartzites", calcofels, amphybolites and carbonate-talc xists) and Campos do Jordão (biotite gneisses, porphyroblastic and banded migmatites, leptites, leptinolites, dolomitic marbles, quartzites, calcolsilicated rocks, amphybolites, chlorite-talc xists, gneissic granites, leucogranites, gneissic diorites, diorites and small granitic bodies). The following granitic bodies were individualized: Morungaba, Roseira, Mendanha and smaller ones. The Bambuí Group is represented by the Samburá facies. The Pouso Alegre, Eleutério and Pico de Itapeva formations occurr in strict areas, represented by metasediments tectonically fitted in the complexes. The sedimentary cover is composed by the following units: Tubarão Super-Group (undivise Itararé and Guatá groups, this one represented by the Tatuí Formation), Passa Dois Group (Irati and Corumbataí formations), São Bento Group (Piramböia, Botucatu and Serra Geral formations), Bauru Formation, Taubaté Group (Tremembé and São Paulo formations), Rio Claro Formation and quaternary sediments (undivise covers, alluvial and coluvial sediments). The basic magmatism is represented by basites related to the Serra Geral Formation, while the Poços de Caldas and Ponte Nova massifs, besides small dikes, correspond to the alcaline-basic-ultrabasic volcanism. Structurally there are the following megablocks: Jundiaí, Socorro, Paraisópolis, Mantiqueira, Campos Gerais, Lavras, São Lourenço and Pinhal, subdivided in smaller blocks. Faulting is the main tectonic element of the area, occurring three belts of shearing: a) Campo do Meio, including the tectonitic zone of Campo do Meio and the Campos Gerais, Nepomuceno, Bom Jesus da Penha, Petúnia, Jacuí, São Pedro da União and Três Pontas faults; b) Ouro Fino, with the Jacutinga, Monte Sião, Socorro, Valinhos, Campinas, Lambari, Três Corações, Borda da Mata and Serra dos Criminosos faults, besides smaller ones; c) Camanducaia, including the Camanducaia, Extrema and smaller faults. There is still the faulting system of Serra da Mantiqueira, which includes the Jundiuvira, São Bento do Sapucaí, Alto da Fartura and Rio Jaguari faults. The following structures were noted in the sedimentary dominion: Pitanga, Assistência and Artemis domes, the Jacaré-Guaçu and Araras highs, the Pau-d'Alho and Monte Branco Horsts and the Paraíba Graben. Bauxite and zircon-uranium mineralisation (caldasite) are the main metalic mineral resources, secondarily occur thorium, rare earths, "potassic rocks" and molibdenium (not yet explored). There are small shots of cromite, iron and manganese and gold was mined in the past. In the non-metalic group there are mineral waters, clays and the dolomites of Irati Formation, besides sand, pegmatites and building materials. The bituminous shales reserves are still a potencial reserve that may be explored in a near future.

3 - INTRODUÇÃO

3.1 - Histórico

A inexistência de um mapeamento sistemático básico nas áreas sudoeste do estado de Minas Gerais e nordeste do estado de São Paulo suscitou o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, em 1972, a criar o Projeto Sapucaí, visando dar prosseguimento ao Plano Mestre Decenal, dentro da área de jurisdição dos 2º e 3º distritos.

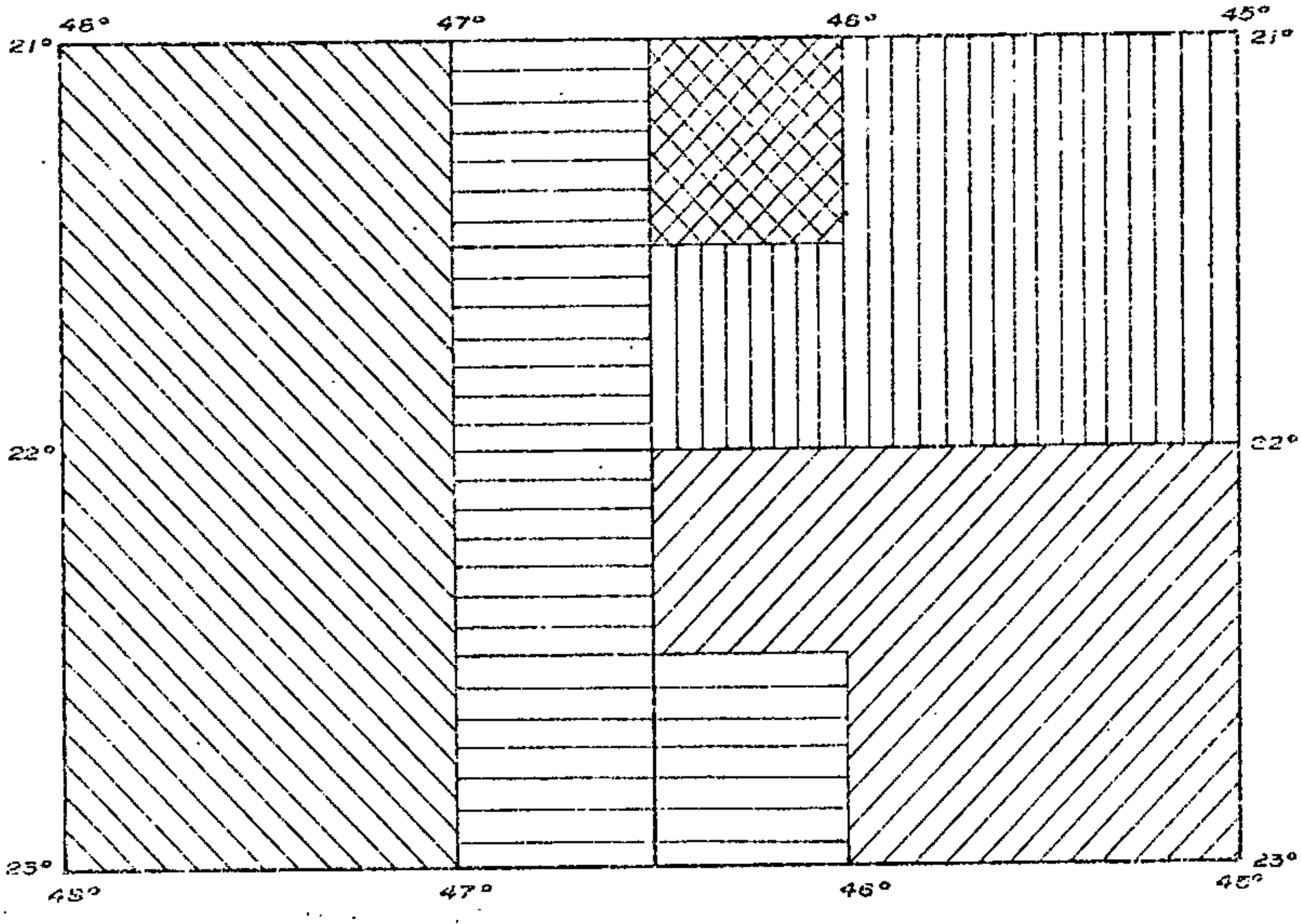
A execução deste trabalho foi confiada à Superintendência Regional de São Paulo, da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, através do Convênio DNPM-CPRM. O seu início operacional deu-se a nove de agosto de mil novecentos e setenta e quatro.

As principais fases em que subdividiu a execução do projeto são:

- compilação bibliográfica
- fotointerpretação preliminar
- relatório preliminar
- etapa de campo I
- consolidação de dados I e relatório de progresso 02
- etapa de campo II
- consolidação de dados II
- revisão final de campo
- relatório final

Para o desenvolvimento dos trabalhos a sua área foi dividida em cinco partes (figura 1) e distribuída pelas equipes constituídas de dois geólogos cada. Uma sexta equipe foi criada a partir de 19 de agosto de 1975, a fim de desenvolver todos os trabalhos de geoquímica.

Equipe 1: José Carvalho Cavalcante
Kenichi Yamamoto



Equipe 1 : José Carvalho Cavalcante
Kenichi Yamamoto

Equipe 2 : Hélio Canejo da Silva Cunha
João Bosco Viana Drumond

Equipe 3 : Luiz Antonio Chieregati
Deocleciano Bittencourt Rosa

Equipe 4 : Jairo Mascarenhas da Rocha
Maria Glicia da N. Coutinho

Equipe 5 : Libório Quirino Kaefer
José Peres Algarte

Figura 1 – Distribuição das equipes do mapeamento

Equipe 2: Hélio Canejo da Silva Cunha
João Bosco Viana Drumond

Equipe 3: Luiz Antonio Chieregati
Deocleciano Bittencourt Rosa

Equipe 4: Jairo Mascarenhas da Rocha (DIGEOM)
Maria Glícia da Nóbrega Coutinho (DIGEOM)

Equipe 5: Libório Quirino Kaefer (Chefe do Projeto)
José Peres Algarte (Chefe da DIVGEM-SP)

Equipe 6: Elias Carneiro Daitx

A compilação da geologia das bacias sedimentares e a apresentação do texto são de responsabilidade de Jairo M. da Rocha e Maria G. da N. Coutinho, sob a supervisão de Paulo M. B. Landim (FFCLRC).

A amostragem geoquímica teve desenvolvimento paralelo às atividades de campo das equipes de geologia, a partir de 19 de agosto de 1975, estendendo-se até 17 de julho de 1976. Sofreu interrupção de 23 de dezembro de 1975 a 15 de março de 1976, durante o período das chuvas. Tiveram também participação na coleta das amostras, na segunda fase do programa, além do geólogo Elias C. Daitx, os geólogos Winston Addas, Antônio A.G.P. da Silva e Deocleciano B. Rosa, ficando a supervisão técnica a cargo de Winston Addas. Todos os dados obtidos estão reunidos em três volumes, sob o título Relatório Final - Geoquímica.

Os estudos geofísicos foram desenvolvidos por Francisco J.F. Ferreira (DIVPES-SP), com a colaboração do Centro de Geofísica Aplicada de Belo Horizonte. Todas as suas atividades desenvolveram-se paralelamente às demais e os seus resultados constam em volume único, denominado Relatório Final - Geofísica.

As análises petrográficas, químicas e geoquímicas (espectrografia semi-quantitativa para 30 elementos e absor

ção atômica para ouro e prata) foram executadas pelo LAMIN, no Rio de Janeiro e parte das petrográficas pela SECLAB, em São Paulo.

As análises geocronológicas foram executadas por Morio Hama, na Universidade São Paulo (Convênio CPRM-IGUSP/ GEOCRON).

A supervisão técnica esteve a cargo do DEGEO (Rio de Janeiro) e da DIVGEM (São Paulo).

O cadastramento das ocorrências minerais do planalto de Poços de Caldas foi possível graças à colaboração de Resk Frayha (DNPM), às informações cedidas pelas companhias mineradoras: ALCAN, ALCOMINAS, CBA, Cerâmica Togni, IBAR, Magnesita, Mineração Andradense e Mineração Curimbaba, bem como da REPO (CPRM) e da NUCLEBRÁS.

No período de 12 de novembro de 1974 até 28 de dezembro de 1976 todas as atividades foram desenvolvidas em sede de campo, na cidade de São João da Boa Vista (SP).

Na elaboração deste relatório tiveram participação efetiva os seguintes técnicos:

Libório Q. Kaefer	cap. 3, 4, 10, 11 e 12; coordenação e revisão
José C. Cavalcante	cap. 5, 7 e 9; itens 6.1.1, 6.2.1, 6.2.2, 6.2.5, 6.2.6, 6.2.10
Hélio C. da S. Cunha	itens 6.2.2, 6.2.3, 6.2.4, 6.2.8, 6.2.9 e 6.2.10; cap. 7
Luiz A. Chieregati	itens 6.2.2, 6.2.4, 6.2.7 e 6.2.10; cap. 7
Kenichi Yamamoto	item 6.2.2 e cap. 10
João B. V. Drumond	itens 6.2.2, 6.2.3 e 6.2.4

Deocleciano B. Rosa ..... item 6.2.2

Jairo M. da Rocha ..... itens 6.1.2, 6.3,6.4 e 6.5

Maria G. da N. Coutinho ..... itens 6.3, 6.4 e 6.5

Elias C. Daitx ..... cap. 10

Morio Hama ..... cap. 8

Ronaldo Ramalho ..... cap. 5

3.2 - Objetivos

Os objetivos básicos para a execução deste projeto foram os seguintes:

1) mapeamento, remapeamento e integração da geologia regional na densidade de informação da escala 1:250.000, na região compreendida entre os paralelos 21°e 23°de latitude sul e os meridianos 45° e 48° de longitude oeste de Greenwich, fornecendo, assim, dados para a consecução de Carta Geológica do Brasil, ao milionésimo (Folha Rio de Janeiro);

2) definição de áreas prioritárias para estudos de maior detalhe e estudos específicos;

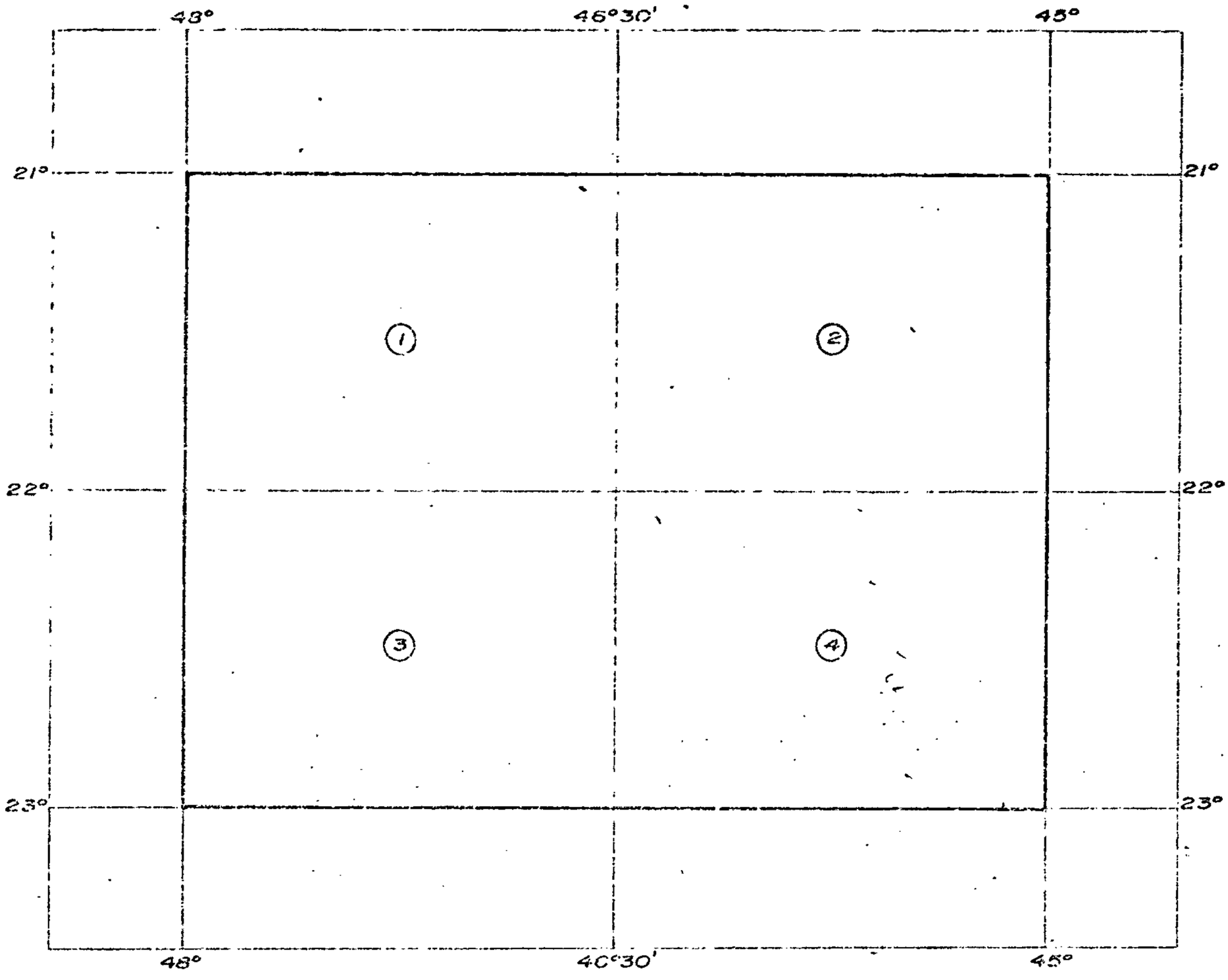
3) cadastramento de jazidas e ocorrências minerais; trabalhos geológicos; unidades estratigráficas, secções e áreas-tipo; poços e sondagens, fósseis e datações absolutas.

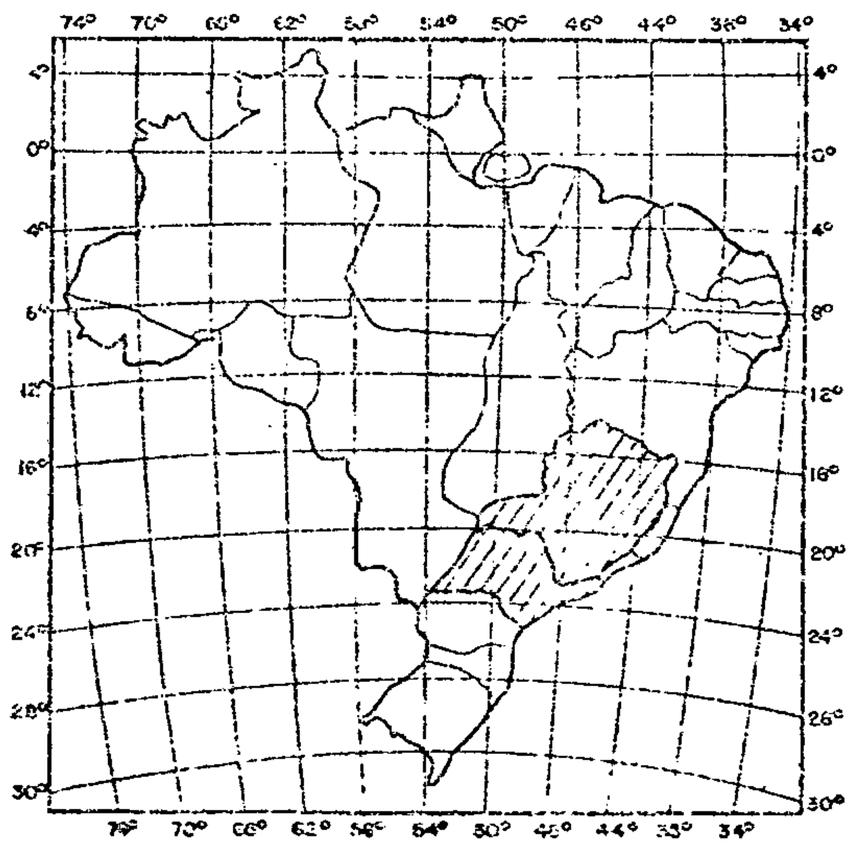
3.3 - Localização e acesso

A área abrangida pelo presente estudo é de 68.640 km^2, estando situada no nordeste do estado de São Paulo e sudoeste do estado de Minas Gerais (figura 2), compreendendo as seguintes folhas de $1^{o}00' \times 1^{o}30'$, na escala 1:250.000:

Ribeirão Preto - SF.23-V-C

Varginha - SF.23-V-D





Folhas 1:250.000

1) *SF.23-V-C — Ribeirão Preto*
2) *SF.23-V-D — Varginha*
3) *SF.23-Y-A — Campinas*
4) *SF.23-Y-B — Guaratinguetá*

Figura 2 — Mapa de localização

Campinas - SF.23-Y-A
Guaratinguetá - SF.23-Y-B

A figura 3 situa o projeto no âmbito da Folha Rio de Janeiro, ao milionésimo, verificando-se que o mesmo liga-se a outros projetos executados pela Superintendência Regional de São Paulo - o Sudeste do Estado de São Paulo e o Santos-Iguape e com os da Superintendência Regional de Belo Horizonte - o Vale do Paraíba do Sul, o Jequitinhonha e o Mantiqueira-Furnas.

Nesta vasta área estão incluídos, parcial ou totalmente, 121 municípios do estado de Minas Gerais e 114 do estado de São Paulo.

Partindo-se de São Paulo, pode-se atingir a área do projeto pelas seguintes rodovias federais (figura 4):

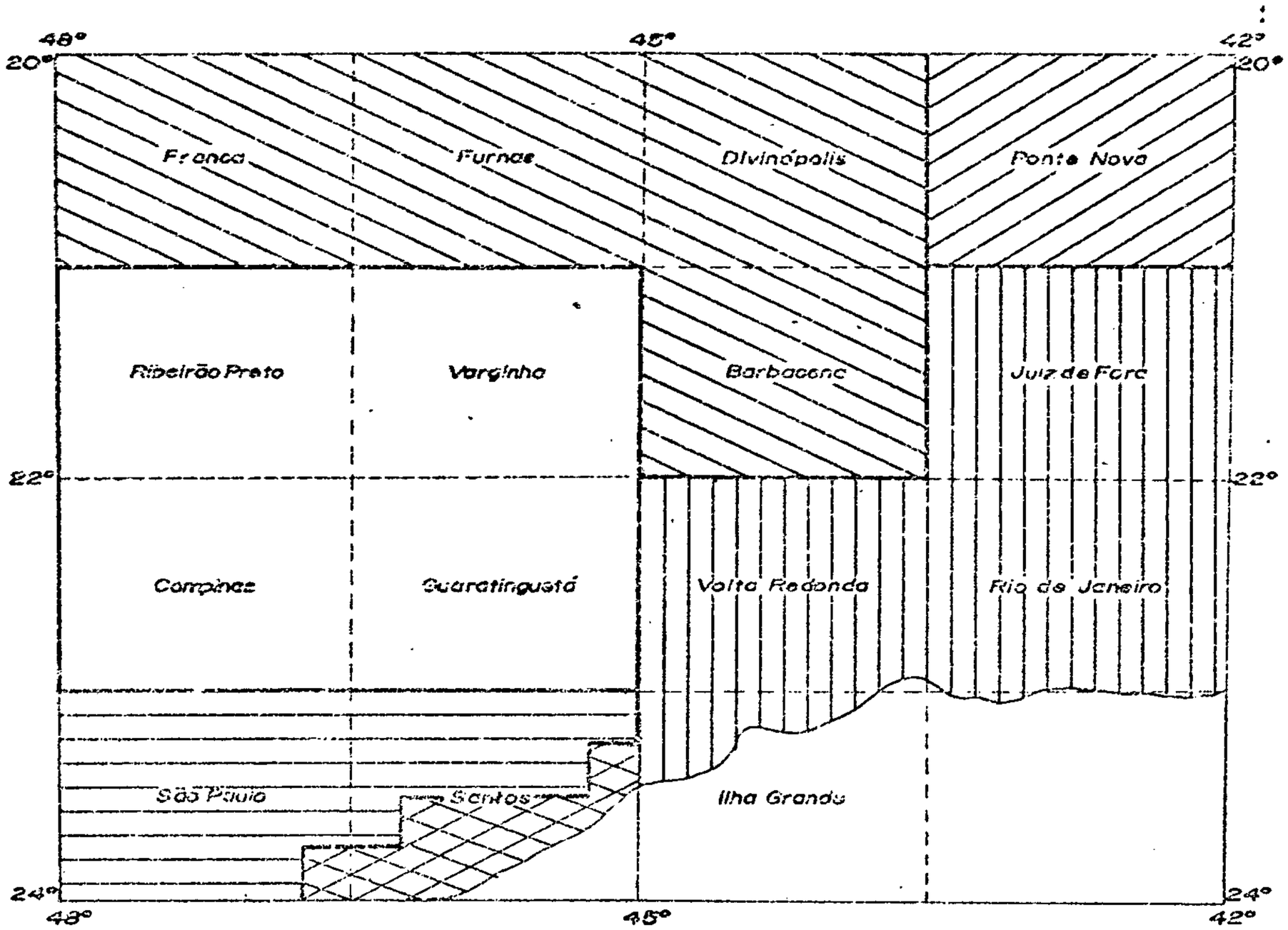
a) Rodovia Fernão Dias (BR-381) - cujo acesso se dá na região de Bragança Paulista, seccionando as folhas Guaratinguetá e Varginha, no sentido nordeste;

b) Rodovia Anhanguera (BR-050) - que atinge a extremidade oeste do projeto, de Campinas até Ribeirão Preto;

c) Rodovia Presidente Dutra (BR-116) - que oferece opção para atingir a extremidade sudeste (região de Guaratinguetá).

Inúmeras outras estradas asfaltadas interligam as principais rodovias, podendo-se citar as seguintes mais importantes:

- SP-340, ligando Campinas a Mococa;
- SP-342 e SP-344, bifurcações da SP-340, para atingir Poços de Caldas;
- Rodovia Washington Luís (BR-364), interligando Limeira e São Carlos;
- Rodovia D. Pedro I (SP-60), acesso de Campinas



Projeto Sudeste do Estado de São Paulo (1974)

(SUREG-SP)

Projeto Vale do Paraíba do Sul (1976)

(SUREG-BH)

Projeto Sapucaí (em execução)

(SUREG-SP)

Projeto Jequitinhonha (em execução)

(SUREG-BH)

Projeto Mantiqueiras-Furnas (em execução)

(SUREG-BH)

Projeto Santos-Iguape (em execução)

(SUREG-SP)

Figura 3-Situação do Projeto Sapucaí em relação aos demais projetos dentro da folha Rio de Janeiro (SF. 23)

48°00' 47°00' 46°00' 45°00'

21°00' 22°00' 23°00'

RIBEIRÃO PRETO
SÃO PAULO
SÃO CARLOS
RIO CLARO
PIRACICABA
CAMPINAS
PIRAÇUNUNGA
GUAXUPÉ
SÃO JOSÉ do RIO PARDO
POÇOS de CALDAS
SÃO JOÃO do BOA VISTA
MOGI-GUAÇU
AMPARO
LIMEIRA
BRAGANÇA PAULISTA
MACHADO
ALFENAS
OURO FINO
POUSO ALEGRE
BOA ESPERANÇA
VARGINHA
LAVRAS
TRÊS CORAÇÕES
SÃO GONÇALO do SAPUCAÍ
ITAJUBÁ
CAMPOS do JORDÃO
GUARATINGUETÁ
SÃO LOURENÇO
MINAS GERAIS

SP-330 SP-255 SP-050 SP-340 SP-344 SP-345 SP-342 SP-346 SP-352 SP-147 SP-304 SP-101 SP-95 SP-50 SP-171
BR-491 BR-267 BR-369 BR-050 BR-459 BR-381 BR-146 BR-460 BR-116
MG-27 MG-29 MG-158 MG-290 MG-62 MG-26 MG-167
RODOVIA ANHANGUERA
RODOVIA WASHINGTON LUÍS
RODOVIA D. PEDRO I
RODOVIA FERNÃO DIAS
RODOVIA PRESIDENTE DUTRA

CPRM

Figura 4 - Principais cidades e rodovias

à rodovia Presidente Dutra em Jacareí;

- BR-491, que oferece interligação da região de Mococa-Guaxupé até Varginha e rodovia Fernão Dias;
- BR-459, ligando Poços de Caldas às rodovias Fernão Dias e Dutra;
- MG-157, unindo Poços de Caldas à BR-491;
- BR-267 e BR-460, para atingir as estâncias climáticas de Cambuquira, São Lourenço e Lambari, das rodovias Fernão Dias e Dutra;
- BR-267, ligando São Carlos a Guaxupé.

O acesso principal, para quem sai de Belo Horizonte, é através da rodovia Fernão Dias, atingindo a extremidade nordeste da área do projeto.

3.4 - Aspectos sócio-econômicos

A região abrangida pelo Projeto Sapucaí é importante em diversos setores da economia dos estados de Minas Gerais e São Paulo. A sua produção é bastante diversificada, pois atinge os setores mineiro, agrícola e pecuário, além do industrial, inserindo:

a) o planalto de Poços de Caldas, ao qual está ligada a criação da primeira usina brasileira de enriquecimento de minerais radioativos;

b) uma das principais fontes de abastecimento de água mineral do Brasil;

c) parte do manancial de duas importantes represas, para produção de energia elétrica-Furnas e Barra Bonita;

d) agricultura mecanizada avançada nos moldes brasileiros nas regiões de Ribeirão Preto, São João da Boa Vista e Campinas e outras de menor importância, espalhadas no restante da área;

e) áreas produtoras de café da melhor qualidade;

f) áreas de pecuária leiteira;

g) parte da maior reserva de flora e fauna do eixo Rio-São Paulo (serra da Mantiqueira);

h) inúmeras cidades com franco desenvolvimento industrial;

i) estâncias hidrominerais e climáticas de grande procura.

Por abranger regiões de distintos relevo, clima e geologia e, conseqüentemente, solos variados, apresenta desenvolvimentos diferenciados. Assim, nas áreas sedimentares de relevo suave (bacias do Paraná e de Taubaté) observamos o setor primário bem desenvolvido, com culturas predominantes de cana-de-açúcar, algodão e café, além de batata, frutas e leguminosas. Paralelamente à atividade agrícola desenvolve-se a pecuária leiteira. Nesta grande região há diferenciações, intimamente ligadas à qualidade dos solos. Assim, naqueles setores de solos de melhor qualidade predomina a atividade agrícola (regiões de Ribeirão Preto, Campinas e São João da Boa Vista), enquanto que nas áreas de solo de má qualidade verifica-se, em maior intensidade, atividade pecuária (regiões de São Carlos-Rio Claro e Mococa-Casa Branca), grosseiramente nas ocorrências do cerrado. O mesmo se observa na bacia de Taubaté, onde as duas atividades estão presentes.

Por outro lado, na região sudoeste de Minas Gerais e parte limítrofe de São Paulo, em terrenos pré-cambrianos, notamos uma atividade agrícola de mais baixo rendimento, havendo pequena mecanização, ao contrário do que ocorre na área sedimentar, onde predomina, fato facilmente explicado pelas imposições do relevo mais acidentado. Desta forma, observa-se, predominantemente, uma atividade agrícola que requer muita mão-de-obra e pouco capital, como é a cultura do café. Esta atividade está fortemente incrementada no presente, devido à acentuada alta observada no mercado internacional do

café. Em outros setores desta região observamos uma pecuária leiteira, que está sendo secessivamente substituída pela referida acima, devido à menor lucratividade em relação àquela.

Comparativamente, os demais produtos explorados são de pequena importância, servindo quase sempre para subsistência das populações locais, com pequenos excedentes exportáveis. Ressaltaríamos, neste contexto, apenas pequenos setores, quais sejam:

- regiões de Monte Belo e Três Pontas-Campo do Meio: cana-de-açucar;
- regiões de Machado e Pouso Alegre: citricultura;
- região de Marmelópolis-Delfim Moreira: frutas diversas;
- pequenas áreas ao longo da represa de Furnas e região de Munhoz-Bom Repouso: batata;
- vale do Paraíba: arroz;
- encostas do planalto de Poços de Caldas (Andradas, Caldas, Santa Rita de Caldas): vinicultura;
- próximo às cidades de tamanho maior: produtos hortigranjeiros;
- serra da Mantiqueira: exploração de madeiras(reflorestamento).

Ainda no setor primário podemos citar a extração mineral como atividade relativamente bem desenvolvida, podendo-se citar os seguintes bens minerais explorados (vide capítulo 10):

- bauxita e minerais radioativos: planalto de Poços de Caldas;
- águas minerais: estâncias hidrominerais;
- dolomitos: região de Piracicaba-Rio Claro;
- feldspato e quartzo: região de Socorro;
- argilas: mormente nas regiões de Mogi-Guaçu e Poços de Caldas, além de São Simão;

- materiais de construção: inúmeras pedreiras espalhadas em toda a área, especialmente no vale do Paraíba e na região de Campinas.

Finalmente, nas áreas fortemente acidentadas das serras da Mantiqueira e do Mar observamos grandes vazios de ocupação humana. Evidentemente, nestas regiões ocorrem as maiores reservas florestais e faunísticas naturais.

O setor secundário da economia, a indústria de transformação, obviamente, apresenta maior desenvolvimento nas áreas urbanas, em especial naquelas de maior tamanho. Destacam-se, neste contexto, as cidades de Campinas, Ribeirão Preto, São Carlos, Guaratinguetá, Varginha e Poços de Caldas, devido à sua situação de polos secundários. Entretanto, outras cidades devem ser destacadas como ativadoras do setor industrial: Piracicaba, Limeira, Rio Claro e Americana.

Nestas cidades produzem-se os mais diversificados bens: mecânica pesada, produtos têxteis, alimentícios, cerâmicos e de vidraria, além de outras indústrias, inclusive de explosivos (Piquete e Itajubá).

Embora não tão importante quanto as indústrias localizadas nos centros urbanos maiores, devemos ressaltar as atividades diretamente ligadas ao setor primário, quais sejam, a produção de açúcar e álcool, vinho e afins e a indústria alimentícia, quase sempre situadas junto às áreas produtoras. Estas atividades provocam o surgimento de pequenos núcleos populacionais que, em alguns casos, transformam-se em cidades e, noutras vezes, impulsionam o progresso nas já estabelecidas.

A atividade extrativa mineral fez surgir pequenos a médios polos industriais, como Poços de Caldas (alumínio, minerais radioativos, fertilizantes, cerâmica e vidraria, além de águas minerais), Mogi-Guaçu (cerâmica), Pedreira e Monte Sião (porcelana), Lindóia e Águas de Lindóia (águas minerais), entre outras.

Desta análise conclui-se que o setor secundário está intimamente ligado ao primário, isto é, onde a atividade primária está bem desenvolvida, encontramos a indústria em franco progresso.

Por outro lado, notamos que o setor paulista da área apresenta um desenvolvimento nitidamente mais destacado que o mineiro, atestado pelo maior número de cidades importantes (oito em relação a duas), pela agricultura mais avançada e pelas vias de acesso em maior profusão, situando-se em Minas Gerais as áreas menos desenvolvidas.

O setor terciário compreende uma gama muito grande de atividades, representadas por prestação de serviços: comércio, transportes, comunicações, entidades financeiras, órgãos governamentais (municipais, estaduais e federal) e serviços de profissionais liberais. Como é fácil entender, quanto maior o núcleo populacional, mais intensificado encontra-se este setor, donde se deduz que na área está relativamente bem desenvolvido. Como excessões de relativa importância, podemos citar as estâncias hidrominerais e climáticas, em que este setor está bastante incrementado em relação à média dos demais e que são: Poços de Caldas, São Lourenço, Lambari, Cambuquira, Monte Sião e Caldas (Minas Gerais) e Águas de Lindóia, Campos do Jordão, Serra Negra, Águas de São Pedro e Águas da Prata (São Paulo). Nestes locais, o afluxo turístico é relativamente grande, ocasionando um crescimento anormal do setor de serviços (hotelaria, restaurantes, postos de gasolina, telecomunicações e outras atividades comerciais).

3.5 - Metodologia

As especificações e a metodologia seguidas no presente trabalho basearam-se nos Manuais de Geologia da CPRM e do DNPM.

As principais fases de execução do projeto são:

A) Compilação Bibliográfica

A primeira atividade desenvolvida no projeto foi a coleta da documentação bibliográfica existente sobre a área, posteriormente analisada e resumida.

O cronograma de execução seguido foi o de levantar inicialmente todo o material existente na biblioteca da CPRM, Superintendência Regional de São Paulo, elaborando-se, então, uma listagem básica, que possibilitou o conhecimento de inúmeras outras obras. A seguir, pesquisaram-se bibliotecas de outras entidades, abaixo relacionadas, a fim de obter estes trabalhos.

1) em São Paulo (SP):
   Instituto Geográfico e Geológico - IGG
   Instituto de Geologia (USP)
   Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM
   Instituto de Geografia (USP)
   Instituto de Pesquisas Tecnológicas - IPT
   Escola Politécnica (USP)
   Departamento de Águas e Energia Elétrica - DAEE

2) em Campinas (SP)
   Instituto Agronômico

3) em Rio Claro (SP)
   Faculdade de Filosofia Ciências e Letras - FFCLRC

4) em São Carlos (SP)
   Escola de Engenharia (SP)

5) em Poços de Caldas (MG)
   Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM

6) em Belo Horizonte (MG)
   Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM
   Instituto de Pesquisas Radioativas - IPR
   Instituto de Geociências Aplicadas - IGA

7) no Rio de Janeiro (RJ)
   Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM
Petrobrás
Academia Brasileira de Ciências
Instituto de Geociências (UFRJ)
Escola de Engenharia (UFRJ)
Centro de Pós-Graduação da Escola de Engenharia (UFRJ)
Instituto Brasileiro de História e Geografia
Instituto Brasileiro de Bibliografia e Documentação
Biblioteca Nacional
Arquivo Nacional
Museu Nacional
Clube de Engenharia
Clube Militar

No decorrer da Compilação Bibliográfica listaram-se também os trabalhos que poderiam apresentar algum interesse, mesmo não localizados dentro da área ou que fossem de âmbito bastante regional, mas que serviriam para consulta no desenvolvimento de nossos estudos.

Os trabalhos foram classificados, para efeito da elaboração dos mapas-índice, em seis categorias:

a) trabalhos incluindo mapas geológicos;
b) trabalhos incluindo mapas geomorfológicos e pedológicos;
c) trabalhos incluindo mapas fitogeográficos;
d) trabalhos com somente mapas de localização;
e) trabalhos sem mapas (localização aproximada); e
f) trabalhos limítrofes ao projeto.

Dentro destas categorias, os mesmos foram ordenados dos de menor para os de maior escala e, depois, cronologicamente, do mais antigo para o mais recente.

As referências bibliográficas obedecem ao disposto pela Instrução Técnica 29, da CPRM, elaborada com base na

PNB-66, da Associação Brasileira de Normas Técnicas, enquanto que os resumos seguem o que dispõe a NB-88, deste órgão.

Os dados obtidos nesta fase constam em dois volumes (capa bege), sob o título BIBLIOGRAFIA.

B) Fotointerpretação Preliminar

Com base nos dados obtidos na atividade anterior executou-se uma fotointerpretação preliminar, utilizando fotografias aéreas convencionais da USAF, voos de 1964 a 1966, com escala aproximada de 1:60.000. Resultaram daí os primeiros mapas geológicos preliminares. Nesta fase adotamos a escala de 1:100.000 *, com posterior redução dos dados para a de 1:250.000. Como complemento, utilizaram-se ainda fotomosaicos em escala 1:100.000 e imagens ERTs, em escala 1:500.000, para definição dos grandes traços estruturais e uma visualização regional da geologia.

As informações básicas obtidas na fase anterior foram plotadas sobre decalques transparentes superpostos às fotografias aéreas e nos mapas plani-altimétricos, em escala 1:50.000, do IBGE, editados entre 1969 e 1974, o que possibilitou a sua verificação nas etapas de campo. As informações de infra-estrutura também foram lançadas, sendo a fotointerpretação processada diretamente sobre as fotografias e os fotomosaicos.

Como complemento, catalogaram-se as ocorrências minerais, constatadas na bibliografia existente, em fichas modelo A.

Os dados obtidos nesta etapa estão reunidos em dois volumes (capa bege), sob o título GEOLOGIA PRELIMINAR.

C) Etapas de Campo e Consolidação de Dados

Os trabalhos de campo foram executados em três etapas, sucedidas de três fases de consolidação de dados. O

---

* Mapas obtidos por redução fotográfica e montagem dos mapas do IBGE, de escala 1:50.000.

seu desenvolvimento obedeceu às características dos conhecimentos geológicos e que justificaram a subdivisão da área do projeto em quatro partes distintas (figura 5):

1 - Planalto de Poços de Caldas. Em virtude da existência de mapeamentos até na escala 1:25.000, apenas foram executados nesta área alguns estudos de cunho econômico, com cadastramento de todas as ocorrências minerais. Esta pesquisa valeu-se da colaboração das diversas companhias mineradoras, além da valiosa contribuição de Resk Frayha, e cujo resultado é exposto no anexo VIII. O mapa geológico existente sofreu apenas algumas modificações nos seus limites externos, executadas pelas equipes de mapeamento;

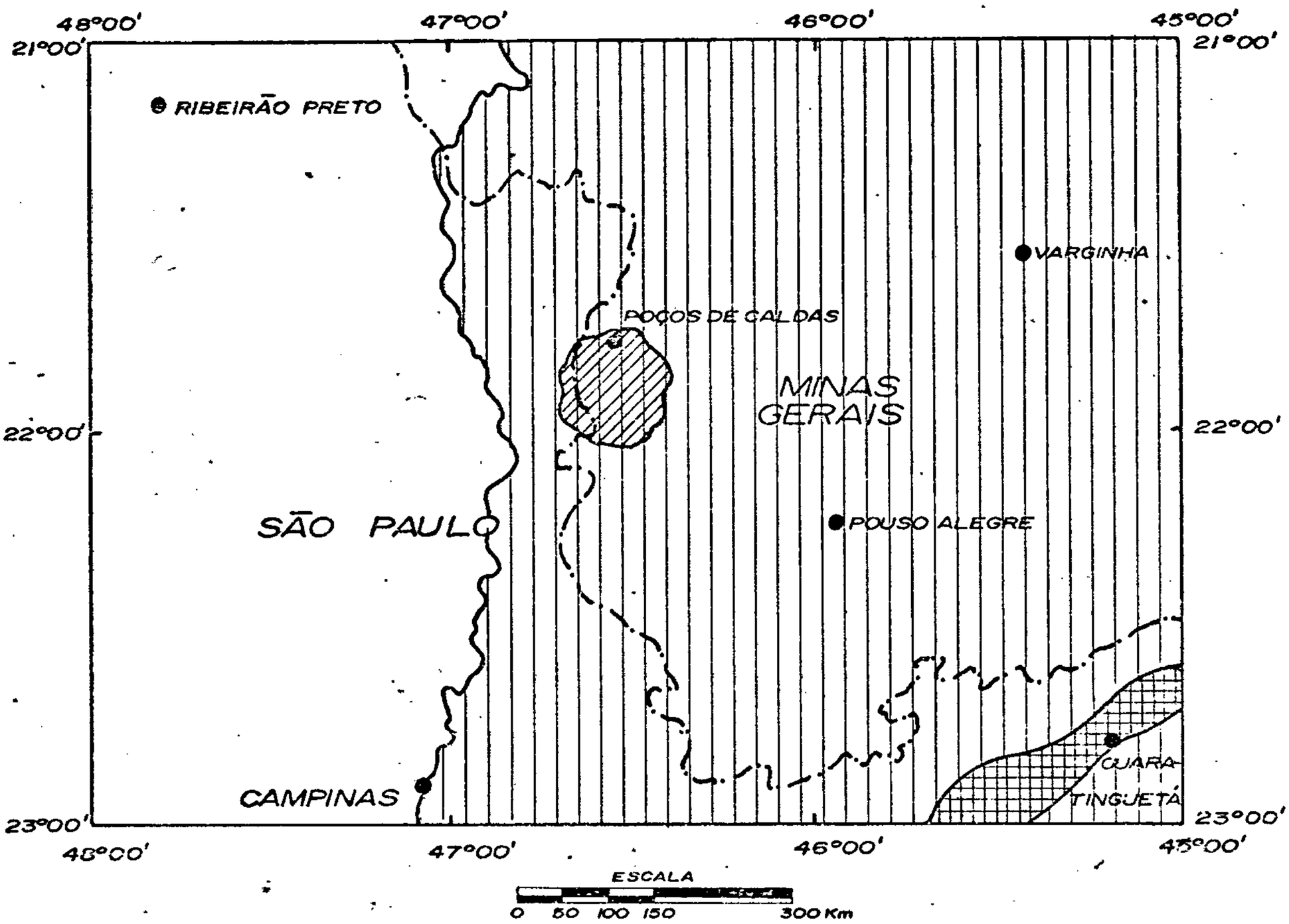
2 - Bacia do Paraná. Os mapeamentos efetuados pela Petrobrás e pelo DAEE, em convênio com faculdades (FFCLRC e FFCLRP), em escala 1:100.000, definem a geologia desta área satisfatoriamente para a nossa escala de trabalho. Desta forma, desenvolvemos apenas alguns caminhamentos geológicos,visando a compreensão da geologia e a integração dos diversos mapas da área;

3 - Bacia de Taubaté. Por tratar-se de área sedimentar de geologia relativamente simples, foi pouco trabalhada. O objetivo maior foi a sua perfeita delimitação das rochas pré-cambrianas, bem como a definição da sua idade através de análises palinológicas;

4 - Área pré-cambriana. Esta área constitui o escopo principal do projeto e o seu estudo, devido à quase inexistência de trabalhos geológicos sistemáticos, despertou quase integralmente a atenção das equipes executoras.

D) Elaboração do Relatório Final

Nesta fase foram analisadas todas as informações acumuladas no decorrer das etapas anteriores, das quais resultaram, basicamente, os quatro mapas geológicos, em escala 1:250.000. Com a conclusão destes mapas pôde ser complementado o preenchimento das fichas de descrição de aflora-



Planalto de Poços de Caldas

Bacia do Paraná

Bacia de Taubaté

Área pré-cambriana

Figura 5 – Esboço geológico

mentos e de cadastro de ocorrências minerais.

3.6 - Dados físicos de produção

O desenvolvimento do Projeto Sapucaí originou os seguintes dados físicos de produção:

mapeamento geológico sistemático (km^2) ..	47.000
integração da geologia da bacia do Paraná (km^2)	23.000
caminhamento geológico (km)	35.619
afloramentos estudados	2.240
amostras coletadas	1.620
ocorrências cadastradas	415
amostras de geoquímica coletadas	676
quilometragem em deslocamento	46.712
quilometragem em trabalho de campo	103.753
análises petrográficas completas	294
análises petrográficas incompletas	436
análises químicas e mineralógicas	25
análises geoquímicas (espectrográficas + absorção atômica)	712

Estes dados podem ser distribuídos da seguinte forma na área do projeto (tabela I):

TABELA I - DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO DISTRIBUÍDOS POR FOLHA DE $1^{o}00' \times 1^{o}30'$

Atividade \ Folha	Ribeirão Preto	Varginha	Campinas	Guaratinguetá
mapeamento geológico sistemático (km^2)	6.340	17.220	6.340	17.100
integração da geologia da bacia do Paraná (km^2)	10.880	-	10.760	-
caminhamento geológico(km)	4.303	11.571	4.904	14.841
afloramentos estudados	250	684	417	949
amostras coletadas	232	418	320	690
análises petrográficas completas	11	107	54	122
análises petrográficas incompletas	54	153	24	205

3.7 - Trabalhos anteriores

O levantamento bibliográfico realizado no início das atividades do Projeto Sapucaí constatou a existência de cerca de 800 obras, até fins de 1974, das quais foram resumidas 450. Torna-se, portanto, uma tarefa árdua a análise e o resumo de tão vasta bibliografia. Assim sendo, neste item citaremos apenas aqueles que mais contribuíram para o desenvolvimento dos conhecimentos geológicos. Informações sobre as demais obras poderão ser obtidas no relatório BIBLIOGRAFIA.

Como assinalado anteriormente, a área abrangida pelo presente estudo engloba regiões de diferentes níveis de conhecimentos geológicos, que são reflexo da sua geologia. Assim, parte da área (bacia do Paraná e planalto de Poços de Caldas) possui abundância de estudos geológicos, enquanto que no restante (pré-Cambriano) os mesmos são escassos.

Podemos reunir em três categorias os trabalhos existentes:

1 - trabalhos sobre geologia:
   a) do planalto de Poços de Caldas;
   b) das bacias do Paraná e de Taubaté;
   c) das rochas pré-cambrianas;
2 - trabalhos sobre recursos minerais;
3 - trabalhos sobre geomorfologia, clima, vegetação e solos.

3.7.1 - Trabalhos sobre geologia

As primeiras incursões geológicas realizadas na área abrangida pelo presente estudo devem-se a Spix & von Martins, em 1823, e von Eschwege, em 1832, entre outros. Entretanto, somente os trabalhos de Derby (1887) e de Machado (1887) são de conhecimento generalizado.

Para facilidade de consulta, dividimos estes trabalhos em três áreas distintas:

a) Planalto de Poços de Caldas

Provavelmente os primeiros autores a tratarem desta área foram Derby (op.cit.) e Machado (op.cit.), ao descreverem a petrografia das rochas alcalinas.

Em virtude de sua importância no contexto geológico e mineiro, esta região despertou especial atenção dos estudiosos, atestado pela grande quantidade de obras publicadas sobre a mesma. A maioria dos autores, entretanto, deteve-se na descrição das diversas ocorrências minerais, embora trabalhos patrocinados pela CNEN e pelo DNPM tenham definido a geologia em escala de detalhe (até 1:25.000).

Branco (1956) descreve a petrografia e a geologia do planalto de Poços de Caldas, distinguindo cinco variedades de rochas: tinguaítos, foiaítos, fonolitos, leucitófiros augíticos e brechas vulcânicas.

Ellert (1959) apresenta dados sobre a geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas, descrevendo os seguintes tipos litológicos: tinguaítos, fonolitos, foiaítos, lujauritos e chibinitos, além de sedimentos, tufos, brechas vulcânicas, aglomerados e lavas ankaratríticas, de idade mais antiga.

Em seu trabalho de 1970/71 Frayha apresenta uma síntese da geologia do planalto, incluindo descrições das ocorrências minerais conhecidas.

Bushee (1972) apresenta uma série de datações geocronológicas sobre as rochas deste maciço, descrevendo ainda a sua geologia.

Finalmente, Gorsky & Gorsky (1974) publicam importantes descrições mineralógico-petrográficas de 131 análises selecionadas.

b) Bacias do Paraná e de Taubaté

Os primeiros estudos que tratam de rochas sedimen

tares (Oliveira, 1920 e Leme, 1922) visaram principalmente as ocorrências minerais (arenito betuminoso e folhelho pirobetuminoso, respectivamente), fazendo pequenos relatos sobre a geologia.

A bacia do Paraná, compreendendo cerca de 1/3 da área total, conta com inúmeros estudos, desde os regionais, até os específicos sobre a área e que incluem mapas geológicos. Neste particular, deve-se destacar a participação de geólogos da Petrobrás e da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, estes em convênio com o Departamento de Águas e Energia Elétrica e com a Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Ribeirão Preto.

Os estudos sobre está área sedimentar, por se tratar de uma parte ínfima da bacia do Paraná (23.000 km^2 em relação a 1.000.000 km^2), não puderam abstrair-se das definições originais de White (1908), Gordon Jr. (1947) e Barbosa & Almeida (1949), além da vasta bibliografia sobre o assunto.

Em 1930 Moraes Rego apresenta quatro mapas geológicos: Botucatu, Guará, São Pedro e Piracicaba. Neste trabalho o autor expõe importantes conclusões, definindo a estrutura das camadas Passa Dois e da Formação Pirambóia, esta em monoclinal com acidentes locais que importam na formação de anticlinais, sinclinais e domos.

Ainda no mesmo ano, Washburne desenvolve um estudo visando a definição da área tida como possível portadora de petróleo, no estado de São Paulo; concluindo que a parte sudoeste do estado é a mais atraente para pesquisas, apesar da necessidade de perfurar uma espessura desconhecida de basalto.

Entretanto, os recentes mapeamentos efetuados por Almeida & Barbosa (1953), Andrade & Soares (1971), Soares (1973) e Soares et alii (1974) definiram a geologia e a estratigrafia desta área, de tal sorte que restam poucos pro-

blemas, presentemente, para serem resolvidos. O trabalho de Almeida & Barbosa (op.cit.) abrange 2.858 km^2, nas quadrículas Piracicaba e Rio Claro. Estes autores citam a natureza litológica das rochas, as formas pouco acidentadas do relevo e a grande profundidade do manto de intemperismo como os principais problemas para a não definição satisfatória da geologia desta área.

Já o trabalho de Andrade & Soares (op.cit.) abrange área maior, incluindo as quadrículas Rio Claro, Araras, Piracicaba, Campinas e parte das quadrículas Descalvado, Piraçununga, Poços de Caldas, Mogi-Guaçu e Bragança Paulista (todas de 30' x 30'), bem como uma porção fora dos limites do projeto.

Finaimente, Soares et alii (op.cit.) apresentam a geologia da área sedimentar mais a norte do projeto, incluindo as quadrículas Ribeirão Preto e Mococa (Convênio CNEN-FFCLRP), Descalvado, Piraçununga e partes das quadrículas Rio Claro e Araras (Convênio DAEE-FFCLRC), todas de 30' x 30', além de uma região fora dos limites do projeto.

Devemos ainda destacar um importante estudo sobre o Mesozóico gonduânico no estado de São Paulo, realizado por Soares e apresentado em 1973, em que o autor define quatro ciclos de acumulação: Formações Pirambóia, Botucatu, Serra Geral e Bauru; redefine estas formações e apresenta um esquema de comportamento tectônico e sedimentar da bacia do Paraná, durante o Mesozóico.

A geologia da bacia de Taubaté foi tratada em diversas obras, quase sempre de cunho econômico, sobre as reservas de folhelho pirobetuminoso. Assim aconteceu com os estudos de Guimarães (1928), Moraes (1932 e 1945), Moraes Rego (1933 e 1934) e Frões Abreu (1936 e 1938).

Mezzalira (1962), por sua vez, estudou esta área sob o aspecto paleontológico, fazendo considerações sobre os trabalhos anteriores e sugerindo a reunião das formações Tre

membé e São Paulo sob a denominação de "Série" Taubaté.

Posteriormente, Suguio (1969) define a sua geologia e sugere a denominação de Grupo Taubaté para englobar estas duas formações.

Como a nossa atenção foi dirigida mais à área pré-cambriana, apresentaremos tão-somente uma criteriosa compilação dos dados existentes sobre estas bacias, atualizados tanto quanto possível.

c) Rochas pré-cambrianas

As primeiras citações bibliográficas sobre a área pré-cambriana devem-se a Andrade Junior (1932) e Oppenheim (1934 e 1935), o primeiro referindo-se às águas minerais de São Lourenço, com breves notícias sobre a geologia desta área e o segundo sobre a região aurífera de São Gonçalo do Sapucaí, quando relaciona as rochas metamórficas desta região à "Série" Minas.

Em 1967 Wernick conclui um trabalho sobre a geologia da região de Amparo, em área de cerca de 2.000 km^2 apresentando um mapa na escala 1:100.000, com divisões litológicas e algumas informações estruturais. Define três compartimentos litológicos distintos: bacia do Paraná, granitos porfiróides e gnaisses facoidais, além de metamorfitos e migmatitos.

Em 1968 Ebert apresenta um mapa da região sul de Minas Gerais, elaborado a partir de observações feitas no período de 1952 a 1957, em que divide estrutural, metamorfica e "estratigraficamente" esta área. No aspecto estrutural, define "internides" e"externides" de " uma grande faixa orogênica de idade assíntica". A divisão estratigráfica proposta para a área compreende quatro grupos: Paraíba, Andrelândia e São João del Rei, de idade pré-cambriana superior, e Amparo, de idade mais antiga.

Leonardos et alii (1971) definem a Formação Pouso Alegre, nas proximidades da cidade homônima, incluindo um

mapa geológico na escala 1:250.000 (Folha Varginha), mantendo mais ou menos as divisões propostas por Ebert, em 1968. Incluem, na área não abrangida pelo mapa deste autor (norte de Nova Resende), o Grupo Araxá.

Ainda em 1971, Ebert expõe um mapa geológico na escala 1:285.000*, em que mantêm a mesma proposição do trabalho anterior (1968) para os grupos Amparo, Andrelândia e Paraíba, enquanto que entre as localidades de Varginha, Carmo da Cachoeira, Cambuquira, Lambari e Itapira subdivide o Grupo Andrelândia e parte tida como Paraíba, em grupos Varginha e Itapira e formações Lambari e Rio Elvas (estas agora relacionadas ao Grupo São João del Rei). Neste trabalho os granitos e "ortognaisses" antes tidos como assínticos passam a ser encarados como de ciclo orogênico mais antigo (Barbacena), sendo a Formação Pouso Alegre, de Leonardos et alii (op.cit.), incluída na Formação Lambari.

Wernick (1972) apresenta um estudo sobre o maciço granítico de Morungaba, totalizando cerca de 330 km^2, definindo a sua estrutura, a petrografia e o metassomatismo, além de tratar de tectônica rígida. Distingue sete tipos de rochas graníticas, que fazem parte de duas suítes, uma tardi-tectônica e outra pós-tectônica.

Oliveira (1972) define a petrografia de uma área de aproximadamente 210 km^2, na região de São José do Rio Pardo.

Em 1974 Wernick & Penalva concluem um estudo sobre migmatização e feldspatização de charnoquitos e granulitos do leste de São Paulo e do sul de Minas Gerais.

As idéias destes autores foram cuidadosamente trabalhadas e compatibilizadas com as informações obtidas na fotointerpretação e nos trabalhos de campo. Além disso, os conhecimentos adquiridos em áreas limítrofes, através de projetos executados pela CPRM, contribuíram fundamentalmente para a reformulação das idéias geológicas da área do projeto em apreço. Entre estes projetos poderíamos citar: Sudeste

---

* Na área do presente estudo este mapa abrange, grosseiramente, o triângulo formado pela linha Mogi-Guaçu- Perdões, pelo meridiano 45°W e pelo paralelo 22°30'E.

do Estado de São Paulo (Cavalcante & Kaefer, 1974; Algarte et alii, 1974 a e b), Vale do Paraíba do Sul (Brandalise et alii, 1976), Mantiqueira-Furnas (em execução) e Santos-Iguape (em execução).

3.7.2 - Trabalhos sobre recursos minerais

As ocorrências minerais da área foram motivo de inúmeros estudos, de forma que há, atualmente, vasta bibliografia sobre o assunto. Entretanto, alguns bens minerais contam com informações desatualizadas, de vez que os últimos trabalhos publicados são da década de 30.

A análise da bibliografia constatou que as ocorrências minerais do planalto de Poços de Caldas, incluindo uma série de mineralizações, teve a maior atenção, seguindo-se as águas minerais, os pegmatitos, os calcários dolomíticos, os folhelhos pirobetuminosos e o ouro.

No planalto de Poços de Caldas Frayha destacou-se pela quantidade de informações fornecidas em suas publicações de 1952, 1962 e 1970/71, nas quais relatou dados sobre os seguintes assuntos: bauxita, ferro, molibdênio, tório e terras raras, zircônio, águas minerais, argilas e rochas potássicas. Ainda são encontradas informações sobre as mineralizações metálicas em Castro & Souza (1962) e DNPM (1969), no que se refere a molibdênio; Maciel & Cruz (1973) sobre urânio; Tolbert (1958 e 1966), referente a zircônio; e Almeida (1976), sobre bauxita.

A bibliografia sobre ouro encontra-se desatualizada, de vez que os dados mais recentes são fornecidos por Oppenheim (1934 e 1935).

Informações sobre manganês são fornecidas por Felicíssimo Jr. (1939), Frayha (1962), Wernick (1967), Pires et alii (1970) e Wernick et alii (1973).

As ocorrências de cromo da região de Nova Resende foram detalhadamente levantadas por Santos et alii (Projeto Catalão, 1976).

Entre os bens minerais não-metálicos destacam-se as águas minerais, amplamente discutidas por Castro et alii (1942), Andrade Jr. (1942), Lopes (1956), Felicíssimo Jr. (1965), Wernick (1967) e Braile (1970/71), entre outros.

As argilas foram descritas por Paiva Neto & Nascimento (1956), Mezzalira (1961/62), Santos & Santos (1973), enquanto que dados sobre rochas potássicas são encontrados em Frayha (1952 e 1970/71) e Ilchenko & Guimarães (1953).

Referências sobre as ocorrências de pegmatitos são encontradas em Haralyi (1964) e Wernick (1967).

As ocorrências de dolomitos e calcários foram estudadas por Guimarães (1952) e Paoliello (1974).

Finalmente, dados sobre os folhelhos pirobetuminosos da bacia de Taubaté são encontrados em Campos (1952) e Fróes Abreu (1973).

3.7.3 - Trabalhos sobre geomorfologia, clima, vegetação e solos

Outros assuntos, tais como geomorfologia, clima, vegetação e solos, são quase sempre tratados em obras de âmbito regional, dada a sua própria característica. Assim podemos citar os trabalhos de geomorfologia, cuja obra de maior importância é "Fundamentos geológicos do relevo paulista" (Almeida, 1964), em que é desenvolvida a geomorfologia do estado de São Paulo, incluindo uma divisão geomorfológica em cinco províncias. Também Ab'Sáber apresenta dados importantes em suas publicações de 1954, 1956 e 1969.

Entre as referências sobre clima, devemos apontar Galvão (1967) e Brasil, Ministério da Agricultura (1960), este somente para o Estado de São Paulo, que apresentam as classificações de Gaussen e Köppen, respectivamente.

Informações sobre vegetação são obtidas em Azevedo (1962), Lima (Atlas Nacional do Brasil, 1966) e Romariz

(1968); enquanto que os estudos sobre solos são relativamente escassos, encontrando-se apenas dados em "Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Estado de São Paulo", executado pela Comissão de Solos do Serviço Nacional de Pesquisas Agronômicas (1960) e no mapa da região abrangida pela represa de Furnas, executado pelo Instituto Agronômico de Minas Gerais (1961).

3.8 - Agradecimentos

Queremos externar os nossos agradecimentos aos professores Paulo M. B. Landim, Alberto P. Fiori e Ercílio Gama Jr., da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras do Rio Claro, pela valiosa contribuição prestada durante os caminhamentos geológicos realizados na bacia do Paraná e pelas informações verbais sobre a geologia desta área sedimentar; ao geólogo Resk Frayha, pelas informações geológicas sobre o planalto de Poços de Caldas; às companhias mineradoras ALCAN, ALCOMINAS, CBA, Cerâmica Togni, IBAR, Magnesita, Minegral, Mineração Andradense e Mineração Curimbaba, por facilitarem o cadastramento das ocorrências do planalto de Poços de Caldas, fornecendo todos os dados necessários; e a todas as pessoas que, de uma forma ou de outra, colaboraram, com informações ou serviços, para o desenvolvimento das fases de campo e de finalização do projeto.

CPRM

4 - CLIMA, VEGETAÇÃO E SOLOS

4.1 - Clima *

Apesar da diversidade paisagística da região, induzindo-nos a associá-la a climas diversificados, observamos uma razoável homogeneidade no padrão climático, sendo caracterizados apenas os grupos mesotérmico (C) e tropical (A), na classificação de Köppen (figura 6). Esta classificação está fundamentada no curso dos valores médios da temperatura do ar e da precipitação pluviométrica.

O grupo A está representado apenas pelo tipo Aw- clima tropical úmido - e ocorre tão-somente na extremidade noroeste da área, ao longo do rio Pardo. Caracteriza-se por apresentar índice pluviométrico entre 1.100 mm e 1.300 mm e a estação seca entre os meses de maio e setembro, sendo julho o mês em que atinge a maior intensidade.

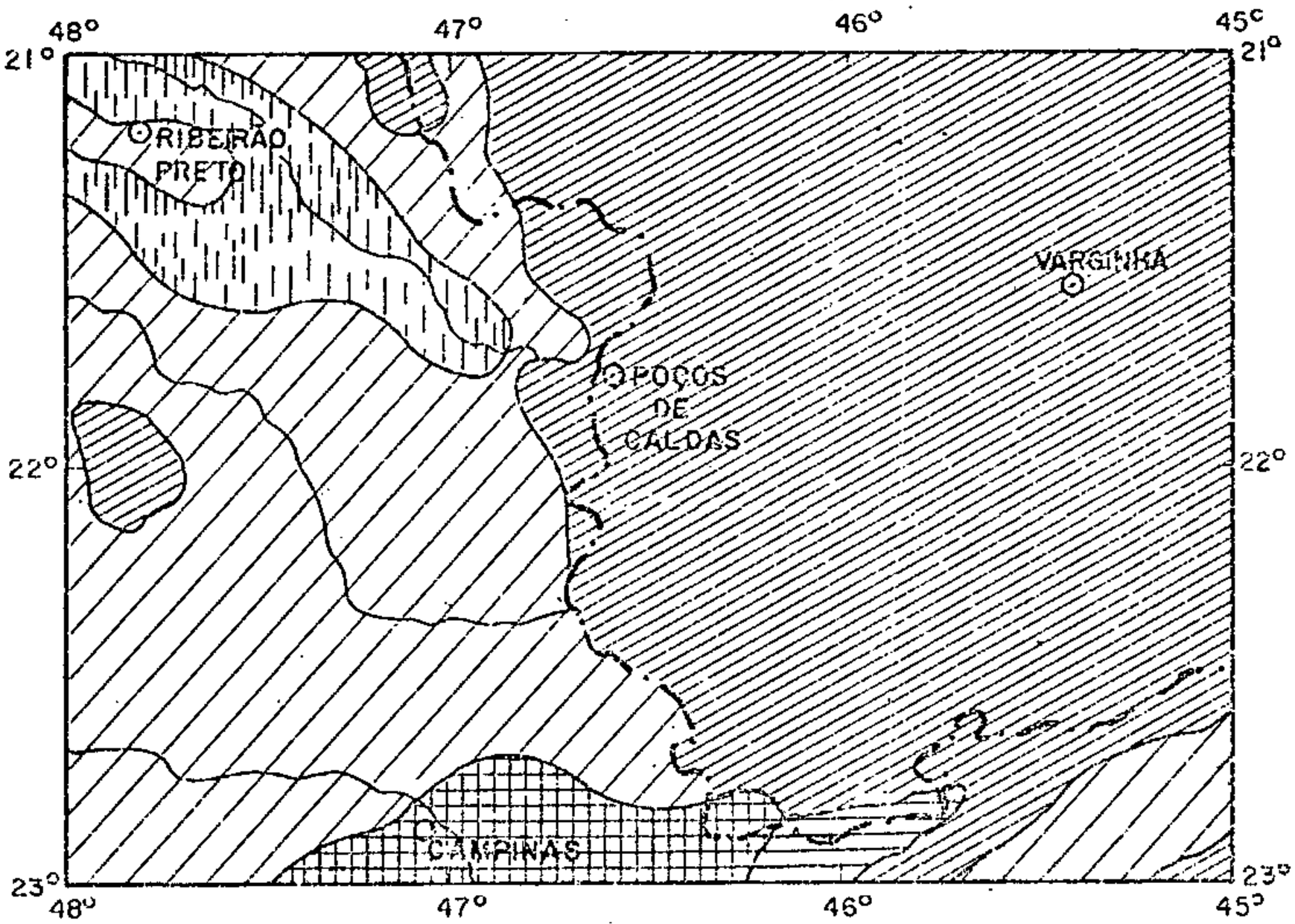
O grupo C (mesotérmico) cobre o restante da área, apresentando quatro subdivisões: Cwa, Cwb, Cfa e Cfb, caracterizadas por pequenas variações pluviométricas e de temperatura.

No subtipo Cwa - mesotérmico de inverno seco, com verões quentes e estação chuvosa no verão - a temperatura média do mês mais frio é inferior a 18°C e a do mês mais quente ultrapassa 22°C. O total das chuvas do mês mais seco é inferior a 30 mm.

Este padrão climático só é constatado na parte referente ao estado de São Paulo, sendo ainda denominado de clima "tropical de altitude". Não chega a ser verdadeiramente clima temperado, pois conserva as características tropicais, que caracterizam o clima Aw, afora o abrandamento da temperatura.

---

* Dados compilados de Brasil, Ministério da Agricultura (1960) e Galvão, M.V. (1967).



Fonte: Monteiro, C.A. de F. (1968)

Escala 1: 2.500.000

Figura 6 — Tipos de clima, segundo a classificação de Köppen.

O índice pluviométrico varia entre 1.100 mm e 1.700 mm, diminuindo a precipitação de leste para oeste. A estação seca ocorre entre os meses de abril e setembro, sendo julho o mês em que atinge a máxima intensidade. O mês mais chuvoso oscila entre janeiro e fevereiro, enquanto que o mês mais quente apresenta temperatura entre 22°C e 24°C.

Este clima ocorre na parte leste, na área de ocorrência dos sedimentos da bacia do Paraná, estendendo-se, em faixa contínua, aproximadamente até a linha divisória dos estados de Minas Gerais e São Paulo, na região de São João da Boa Vista. Aparece ainda no vale do Paraíba do Sul, na extremidade sudeste da área, e como mancha dentro do clima Aw, pouco a sul de Ribeirão Preto.

O subtipo Cwa grada para o Cwb - clima mesotérmico de inverno seco, com verões brandos e estação chuvosa no verão - aproximadamente na linha divisória dos estados de São Paulo e Minas Gerais. Este abrange parte de São Paulo e toda a região sul de Minas Gerais inserida na área do projeto, isto é, a região compreendida entre Lavras, Muzambinho, Poços de Caldas, Campos do Jordão e São Lourenço, ocorrendo ainda, esporadicamente, como manchas dentro do tipo Cwa (regiões de São Carlos e entre Mococa e Franca), em áreas de maior altitude, em que há amenização da temperatura.

Neste clima a temperatura do mês mais quente não atinge 22°C, situando-se o índice pluviométrico entre 1.300 mm e 1.700 mm. O período mais seco também é julho, mês em que ocorrem normalmente as mais baixas temperaturas médias (em torno de 16,5°C). A estação seca estende-se de maio a setembro, atingindo a evaporação índices baixos, devido ao abrandamento da temperatura neste período. O mês mais chuvoso é, em geral, janeiro, nele atingindo o total de chuvas mais de dez vezes às do mês de julho.

Também é denominado de clima "tropical de altitude", pois é característico de terras altas. Sua diferenciação do tipo anterior (Cwa) é através da temperatura, neste

não ultrapassando os 22°C no mês mais quente, ao contrário daquele, em que se situa entre 22°C e 24°C.

O tipo Cf - mesotérmico úmido, sem estiagem - é dividido em dois subtipos: Cfa e Cfb, aquele caracterizado por apresentar temperatura média do mês mais quente maior que 22°C, enquanto que neste não atinge este valor.

No clima Cfa o mês mais seco é julho, apresentando precipitação pluviométrica superior a 30 mm, enquanto que o mais chuvoso é janeiro. O índice pluviométrico varia entre 1.100 mm e 1.700 mm, ocorrendo a precipitação mais elevada no litoral (fora da área pesquisada).

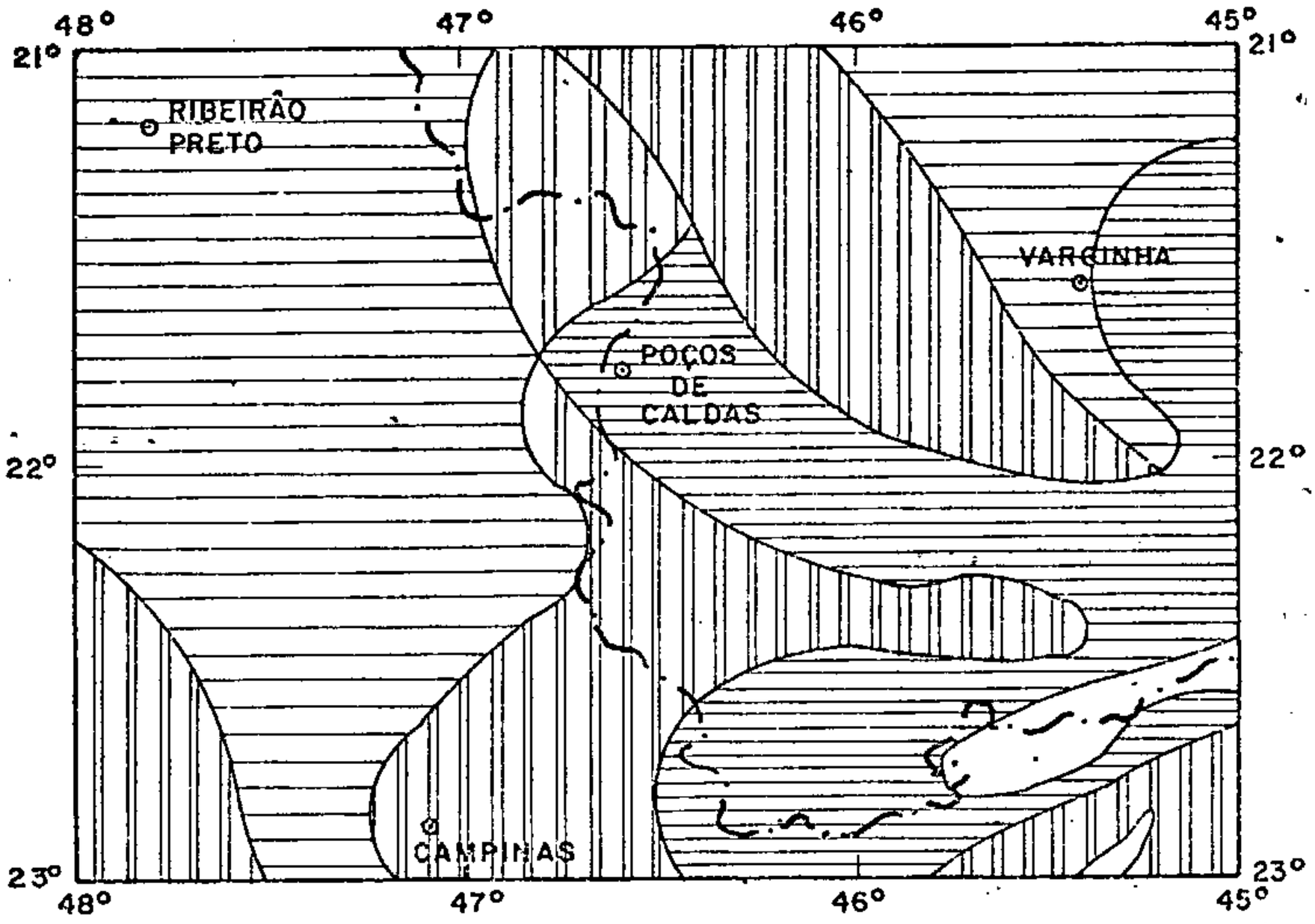
Sua área de ocorrência é restrita, situando-se nas regiões de Amparo, Socorro e Bragança Paulista.

O subtipo Cfb ocorre nas partes mais elevadas e mais próximas do mar, como as serras da Mantiqueira e da Bocaina.

O índice pluviométrico oscila entre os valores 1.100 mm e 2.000 mm, sendo a serra da Bocaina a região de maior precipitação pluviométrica.

A classificação de Köppen, embora seja a mais divulgada no Brasil, tem sofrido severas críticas, posto ser essencialmente descritiva e sem qualquer preocupação com a gênese dos climas.

Alguns autores, entretanto, preocuparam-se com a gênese dos climas e, dentre eles, podemos citar Gaussen, cuja classificação se baseia na pesquisa do "clima biológico". Esta classificação permite um conhecimento mais minucioso das reais condições climáticas, mostrando uma perfeita correlação entre as diferentes modalidades climáticas e os diferentes tipos de vegetação. Os limites das modalidades climáticas estão nitidamente correlacionados à dinâmica das massas de ar, apresentando ainda ampla correlação com relevo e altitude (figura 7).



Região	Sub-Região	Modalidade	Denominação no Brasil	Valor do I. Xerotérmico	Nº Meses Secos	Abreviatura
Xeroquimênico seca de inverno (Tropical)	Termoxeroquimênico (T. mês + frio >15° C	Caráter atenuado	Tropical quente de seca atenuada	100 > X > 40	3 - 4	4 c Th
	Mesoxeroquimênico (T. mês + frio < 15° C	Caráter atenuado	Tropical brando de seca atenuada	100 > X > 40	3 - 4	4 c Mes
	Subtermoxérico (T. mês + frio entre 15° e 20° C	Caráter de transição	Tropical sub-quente e sub-seco	40 > X > 0	1 - 2	4 d Th'
	Submesoxérico (T. mes + frio < 15° C	Caráter de transição	Tropical brando e sub-seco	40 > X > 0	1 - 2	4 d Mes
Mesaxérico (Temperado)	Hipomesaxérico (temperado médio)	T. mês + frio entre 0° e 10° C	Sub-Tropical brando	0	0	7 b

Fonte: Galvão, M.V. (1967)

Escala 1 : 2.500.000

Figura 7 — Tipos de clima, segundo a classificação de Gaussen.

Na definição destas regiões e de suas modalidades influenciam quatro fatores principais:

- duração e intensidade do período seco;
- valores característicos da temperatura;
- regime das temperaturas;
- regime das chuvas.

Das seis grandes regiões climáticas definidas na carta bioclimática do Brasil, somente duas aparecem na área do projeto: a xeroquimênica (tropical) e a mesaxérica (temperada). A primeira abrange a quase totalidade da área, sendo também a de maior representação espacial no Brasil, cobrindo cerca de 2/3 do território nacional.

Esta região climática apresenta as seguintes características gerais: curva térmica sempre positiva; dias curtos secos; índice xerotérmico com valor compreendido entre 0 a 200 e duração do período seco variável entre zero e oito meses consecutivos. É um clima nitidamente caracterizado por um período seco (inverno) e um período úmido (verão), ambos bem acentuados e tipicamente marcados.

No Brasil, este clima comporta duas grandes divisões:

a) tropical quente (termoxeroquimênico) - com temperatura do mês mais frio acima de 15°C;

b) tropical brando (mesoxeroquimênico) - com temperatura do mês mais frio abaixo de 15°C, esta relacionada ao fator altitude.

As modalidades climáticas, dentro destas subdivisões, são definidas pelos valores dos índices xerotérmicos (tabela II). Na área em estudo ocorrem cinco destas modalidades, a saber:

1) 4cTh (termoxeroquimênico atenuado - tropical quente de seca acentuada): Apresenta estação seca curta de três a quatro meses e índice xerotérmico variável entre 40 e 100

TABELA II - ÍNDICES XEROTÉRMICOS DE ESTAÇÕES INCLUÍDAS NA ÁREA DO PROJETO SAPUCAÍ.

ESTADO	ESTAÇÃO	ALTITUDE (m)	ÍNDICE XEROTÉRMICO	MESES SECOS	
				Número	Nomes
São Paulo	Piquete	654	9	1	junho
Minas Gerais	Itajubá	845	13	2	junho - julho
São Paulo	Campinas	665	14	1	julho
São Paulo	Piracicaba	556	14	2	julho - agosto
São Paulo	Rio Claro	617	15	2	julho - agosto
Minas Gerais	São Lourenço	872	21	3	junho - julho - agosto
São Paulo	Lorena	526	24	2	junho - julho
São Paulo	Guaratinguetá	439	27	4	maio - junho - julho - agosto
Minas Gerais	Poços de Caldas	1 210	28	2	julho - agosto
Minas Gerais	Três Corações	840	37	3	junho - julho - agosto
Minas Gerais	Ouro Fino	936	39	2	julho - agosto
Minas Gerais	Lavras	839	41	4	maio - junho - julho - agosto
São Paulo	São José do Rio Pardo	700	44	4	maio - junho - julho - agosto
São Paulo	Limeira	540	45	4	maio - junho - julho - agosto
Minas Gerais	Muzambinho	1 044	97	3	junho - julho - agosto
Minas Gerais	Caxambu	917	50	4	maio - junho - julho - agosto
São Paulo	Pindamonhangaba	552	50	3	junho - julho - agosto
São Paulo	São Carlos	855	57	3	junho - julho - agosto
São Paulo	Mococa	640	65	5	maio - junho - julho - agosto - setembro
São Paulo	São Simão	-	67	3	junho - julho - agosto
Minas Gerais	Cambuquira	963	76	4	maio - junho - julho - agosto

CPRM

(figura 8 e tabela II). Sua área de ocorrência situa-se na depressão Periférica paulista, na região compreendida entre Ribeirão Preto e Araras-Casa Branca, além da extremidade nordeste (norte de Varginha), na porção pré-cambriana (figura 7). Dispersamente, aparece no médio vale do Paraíba do Sul, na região de Pinhamonhangaba. Nesta modalidade há predomínio da massa Equatorial continental (Ec) na maior parte do ano (especialmente no verão)e das massas Tropical atlântica (Ta) e Equatorial atlântica (Ea), estável no inverno. A este clima está relacionada a vegetação tipo cerrado. Nas regiões de transição para o tipo 4dTh, os campos cerrados aparecem em manchas esparsas e entremeados de matas. São previstas duas subáreas dentro deste clima: a do norte, onde a temperatura do mês mais frio é sempre superior a 19°C e a do sul, onde a temperatura do mês mais frio é inferior a 19°C e cujo limite está fixado em torno do paralelo 15. Mas, em função do relevo, a isoterma de 19°C do mês mais frio apresenta grandes sinuosidades. Na área em questão aparece apenas a segunda subárea.

2) 4cMes (mesoxeroquimênico - tropical brando de seca atenuada): Difere do anterior apenas pela temperatura do mês mais frio, que é inferior a 15°C. Aparece disperso dentro do clima 4cTh, na região de Guaxupé (figura 7), em função da altitude e da maior exposição aos ventos friosdo quadrante sul. A vegetação campestre, constituída predominantemente por cobertura herbácea entremeada de arbustos, que geralmente crescem junto aos afloramentos de rochas, é a vegetação predominante, segundo Azevedo (In: Galvão, 1967).

3) 4dTh (subtermaxérico - tropical quente e subseco): Apresenta estação seca muito curta, de um a dois meses, e índice xerotérmico variável entre 0 e 40 (figura 9 e tabela II). Está representado apenas pela região da Itajubá, não tendo sido representado no mapa da figura 7. Nesta área há predomínio da massa Ec (instável) no verão e da Ta (estável) no inverno, época em que ocorrem com maior freqüência as pe

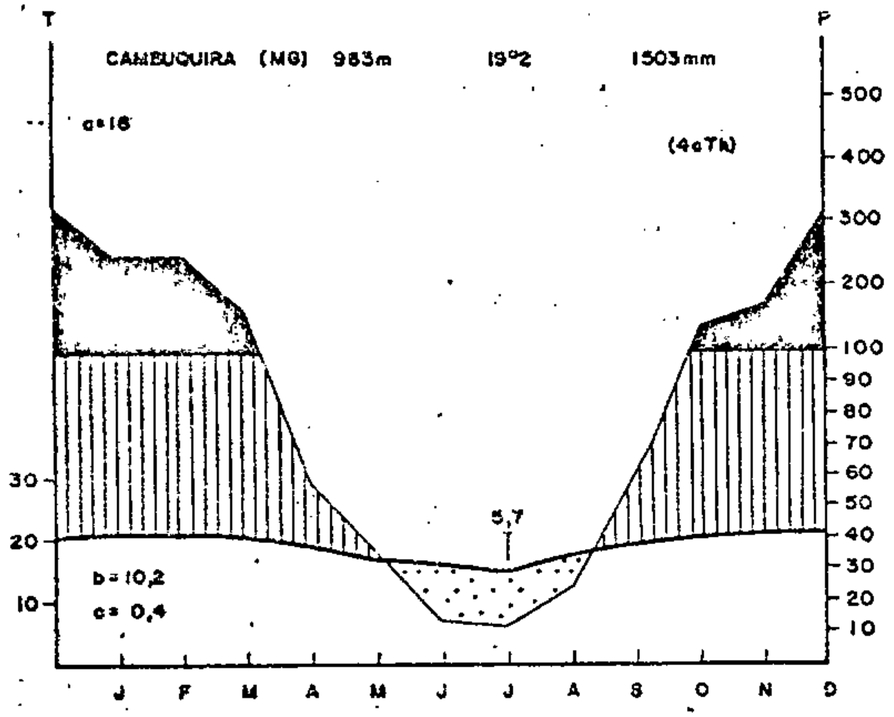


Figura 8 – Diagrama da Estação de Cambuquira

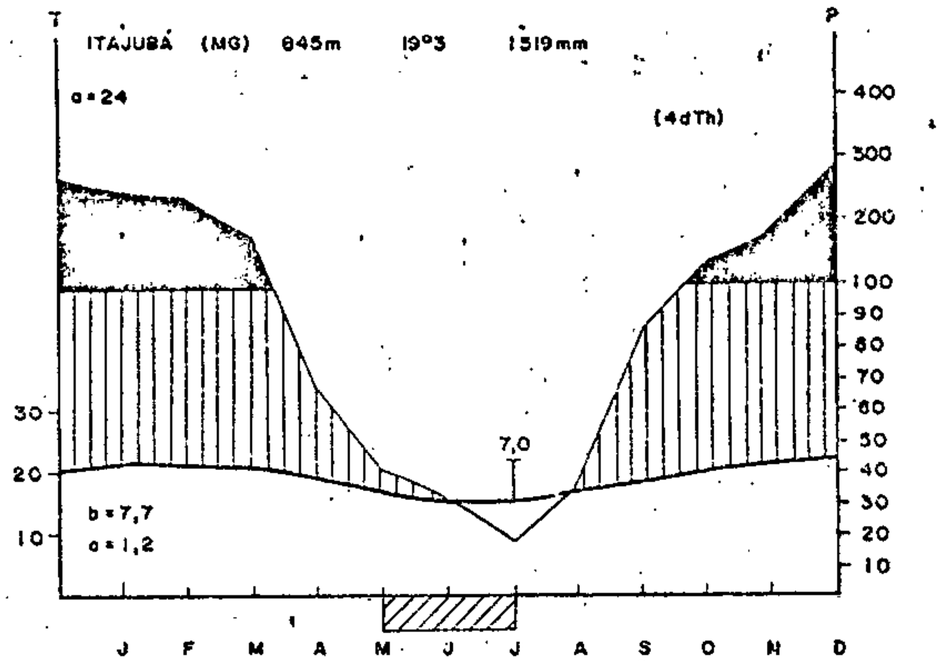


Figura 9 – Diagrama da Estação de Itajubá

——— CURVA DAS MÉDIAS MENSAIS DE CHUVA

——— CURVA DAS MÉDIAS MENSAIS DE TEMPERATURA

ESTAÇÃO ÚMIDA

CHUVA ACIMA DE 1000mm MENSAIS EM ESCALA 10 VEZES MAIOR

ESTAÇÃO SECA

a – DURAÇÃO DO PERÍODO DE OBSERVAÇÃO

b – MÉDIA DAS MÍNIMAS DIÁRIAS DO MÊS MAIS FRIO

c – MÍNIMA ABSOLUTA

$^{I,7}_{T}$ AMPLITUDE TÉRMICA ANUAL

MÍNIMA ABSOLUTA ABAIXO DE 0°C

Fonte: Galvão, M.V. (1967)

CPRM

netrações da Frente Polar Atlântica (FPA), responsáveis pela menor intensidade da seca neste período. A vegetação correspondente a este clima é a latifoliada, menos úmida que a do litoral, com grande variedade de epífitas e lianas e com presença de espécies decíduas, em determinadas áreas, como reflexo da existência de estação seca.

4) 4dTh' (subtermaxérico de transição - tropical subquente e subseco): Diferencia-se do 4dTh pelo regime térmico, pois, enquanto que neste a temperatura do mês mais frio é superior a 19°C, no 4dTh' o mês mais frio apresenta temperatura variável entre 15°C e 19°C, sendo a geada um fenômeno comum nas áreas em que a média do mês mais frio possui valor superior a 15°C (figura 10 e tabela II). Trata-se, na realidade, de uma transição do clima tropical quente para o tropical brando (de altitude), aparecendo no contato do clima da região Sul com o clima do planalto Central. Sua área de ocorrência na porção sul corresponde, grosso modo, ao roteiro histórico do café no sudeste do país. Ocorre de Campinas para nordeste e noutra faixa a noroeste e sudeste de Machado (figura 7).

5) 4dMes (submesaxérico - tropical brando e subseco): É também conhecido como tropical de altitude, diferenciando-se do 4dTh' pela temperatura do mês mais frio, que é inferior a 15°C. Este clima ocorre em áreas mais elevadas, em vertentes expostas à ação dos ventos frios dos quadrantes sul e leste, exemplificada por uma faixa a sudeste de Poços de Caldas até Itajubá-Delfim Moreira, e daí até as proximidades de Joanópolis, formando grosseiramente um V, apresentando ainda uma ramificação para norte (leste de Varginha). O subtipo 7b está inserido neste, na serra da Mantiqueira (figura 7). A este tipo está relacionada a já citada floresta latifoliada semidecídua, com ocorrências esparsas de *Araucaria* e *Podocarpus* e outras espécies do Brasil meridional, ligadas a regime térmico mais ameno.

O segundo grande grupo climático ocorrente na área

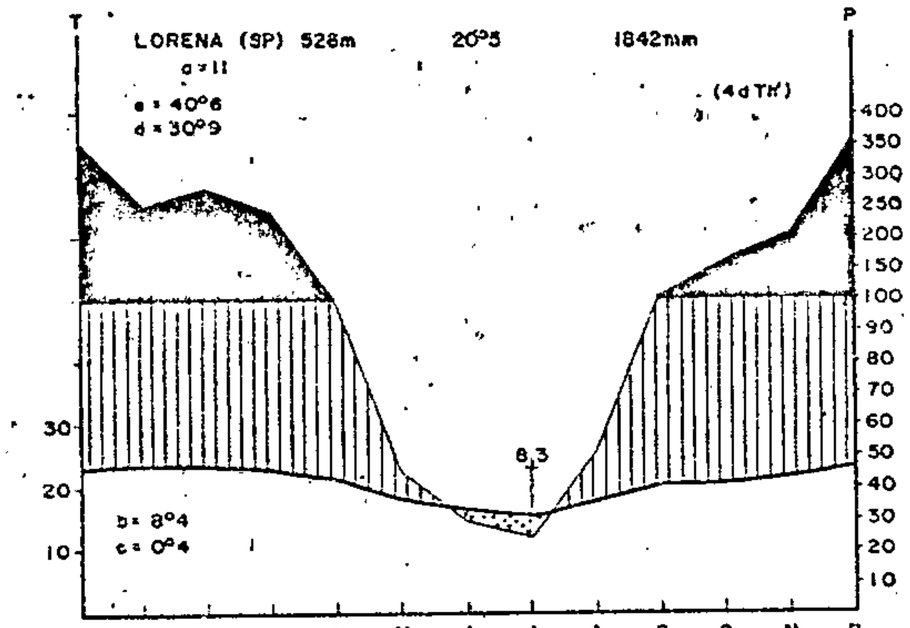


Figura 10 - Diagrama da Estação de Lorena

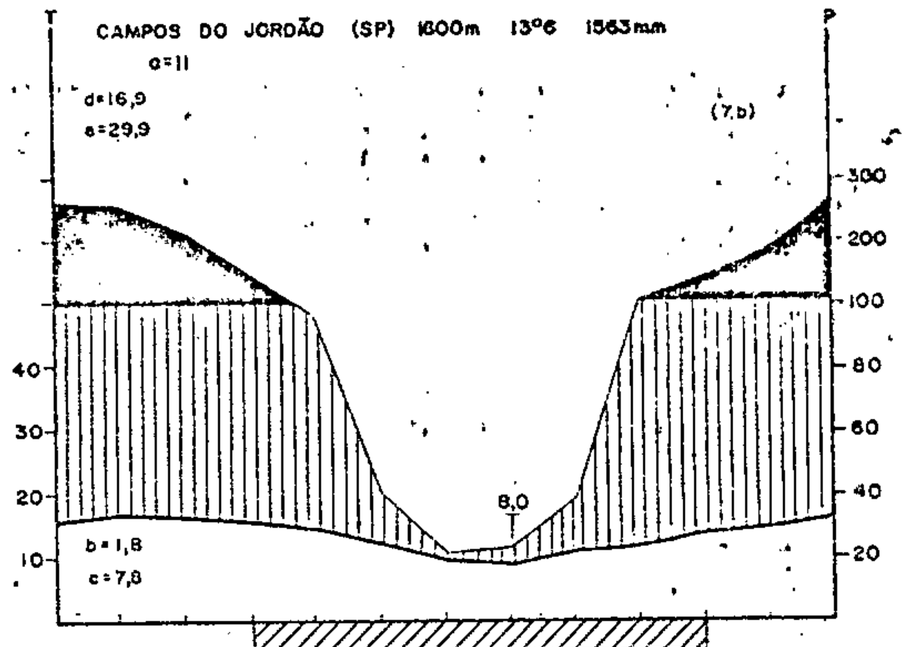


Figura 11 - Diagrama da Estação de Campos do Jordão

CURVA DAS MÉDIAS MENSAIS DE CHUVA

CURVA DAS MÉDIAS MENSAIS DE TEMPERATURA

ESTAÇÃO ÚMIDA

CHUVA ACIMA DE 1000mm MENSAIS EM ESCALA 10 VEZES MAIOR

ESTAÇÃO SECA

a - DURAÇÃO DO PERÍODO DE OBSERVAÇÃO

b - MÉDIA DAS MÍNIMAS DIÁRIAS DO MÊS MAIS FRIO

c - MÍNIMA ABSOLUTA

d - MÉDIA DAS MÁXIMAS DIÁRIAS DO MÊS MAIS QUENTE

e - MÁXIMA ABSOLUTA

$\frac{1,7}{T}$ AMPLITUDE TÉRMICA ANUAL

MÍNIMA ABSOLUTA ABAIXO DE 0°C

Fonte: Galvão, M.V. (1967)

CPRM

é o chamado mesaxérico (temperado), que se caracteriza por uma curva térmica sempre positiva, pela temperatura do mês mais frio sempre inferior a 15°C, apresentando ocorrências de neve e geada, anualmente. Nele inexiste estação seca. São descritos dois tipos principais, diferenciados pela temperatura média do mês mais frio, embora somente uma ocorra na área em estudo. Trata-se do tipo hipomesaxérico (temperado médio), com temperatura do mês mais frio situada entre 0°C e 10°C, estando sujeito a neves e geadas anuais freqüentes. Neste tipo as mínimas absolutas atingem a -8,5°C, com amplitudes térmicas muito elevadas, excessão feita à serra da Mantiqueira, cuja altitude elimina aquele aspecto (figura 11 e tabela II). Sua área de ocorrência é muito restrita, aparecendo apenas na região de Campos do Jordão, em faixa alongada para nordeste, dentro do subtipo 4dTh, sempre em grandes altitudes, com exposição aos ventos úmidos e frios do quadrante sul (figura 7). Ainda aqui aparece a floresta subtropical rica em *Araucaria*, *Podocarpus* e outras espécies do Brasil meridional, entremeada de campos limpos (chamados de altitude ou altimontanos), que revestem normalmente as superfícies mais ou menos regulares dos altos planaltos.

Esta classificação de Gaussen, exposta pormenorizadamente por Galvão (1967), mostra bastante clareza e nítida correlação dos tipos climáticos com a vegetação, tendo uma maior aplicação prática, pois que pode ser estendida à agricultura e à economia florestal, a despeito da deficiência da rede de estações meteorológicas.

4.2 - Vegetação*

A cobertura vegetal primitiva da maioria dos estados do centro-leste e do sul do Brasil está sendo continuamente devastada, desde a época dos primeiros colonizadores,

---

* Compilado de Lima, D. A. (1966) e Romariz, D. A. (1968).

mas ainda hoje podemos observar algumas manchas isoladas dessas primitivas florestas. Na área em apreço, a ocorrência dessas manchas se deve tanto às dificuldades de acesso à região onde se encontram (serra da Mantiqueira), como também à pobreza do solo sobre o qual se desenvolvem (região de Piracununga). Ressaltem-se ainda os esforços governamentais, no sentido de preservar o pouco que resta dessas matas originais.

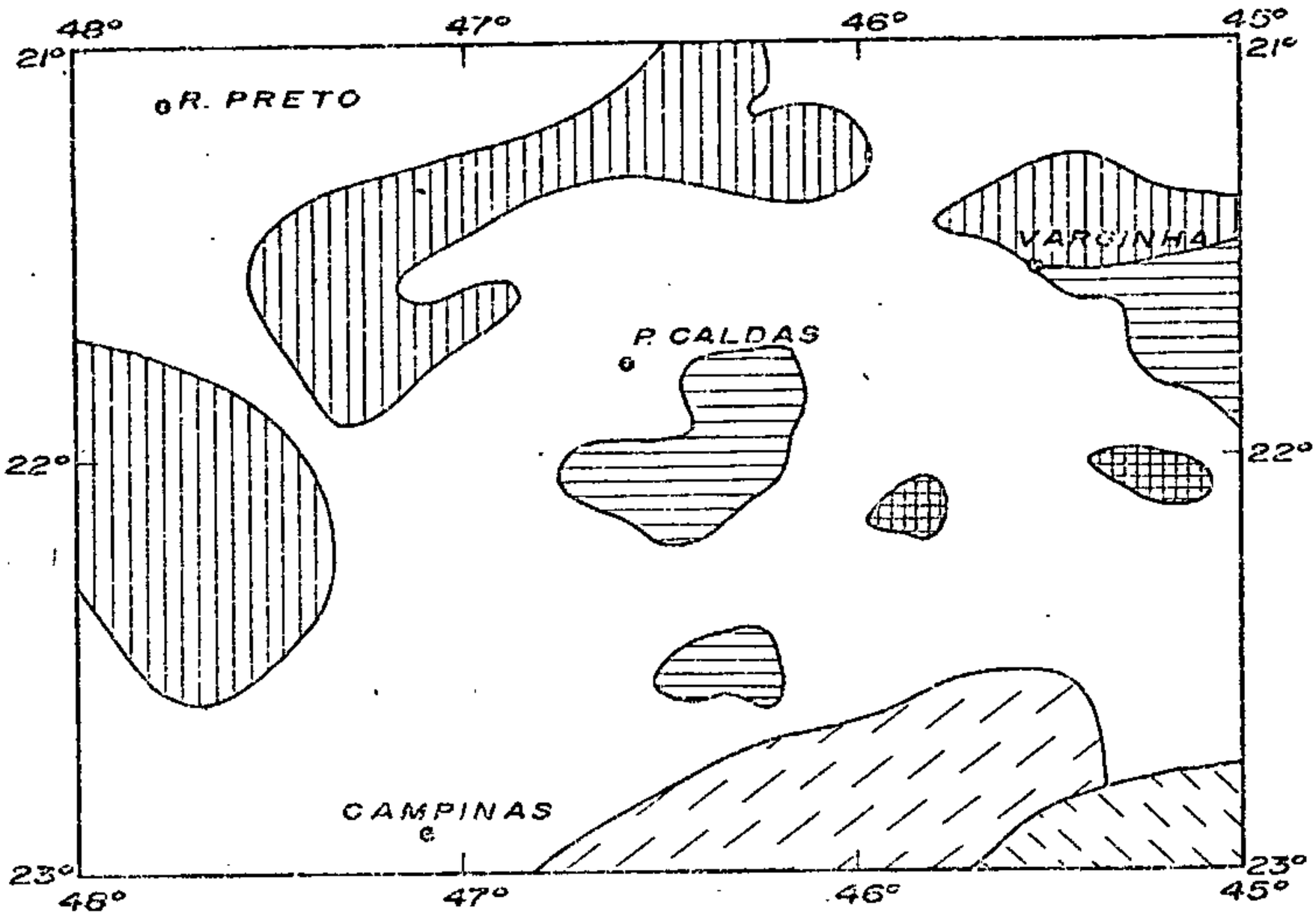
Segundo o mapa de vegetação do Atlas Nacional do Brasil (1966), temos os seguintes tipos primitivos de vegetação na área (figura 12).

- floresta mesófila
- floresta subtropical
- floresta de araucária
- floresta costeira
- cerrado
- campo limpo

Floresta mesófila: Ocorre em mais da metade da área, em formação quase contínua, em que o cerrado, o campo limpo e a floresta de araucária aparecem como manchas dentro da mesma. Trata-se de formação florestal estacional latifoliada subcaducifólia tropical pluvial. Os tipos de vegetais característicos são a peroba, o cedro, a figueira e o pau d'alho, este padrão de boa terra.

Floresta subtropical: Esta formação aparece apenas na serra da Mantiqueira. Nela desenvolvem-se espécimes de porte não muito grande, com folhas de tamanho médio e pequeno, de cor verde levemente acinzentado. Trata-se de floresta estacional latifoliada subcaducifólia subtropical.

Floresta de araucária: Sua área de ocorrência é em pequenas manchas nas altitudes em torno de 1.600 m (planalto de Campos do Jordão). Pode ser definida como floresta estacional mista dicótilo-araucariácea. Trata-se de um fato peculiar a ocorrência dessa mata naquela latitude, uma vez



Floresta subtropical

Floresta de araucária

Floresta costeira

Floresta mesófila

Cerrado

Campo limpo

Fonte: Atlas Nacional do Brasil (1966)

Escala - 1:2.500.000

Figura 12 — Tipos de vegetação

que é própria das regiões sulinas. Caracteriza-se pela presença da Araucaria angustifolia, ao lado de cedros, angicos e "pinheirinhos".

Floresta costeira: Somente aparece na serra do Mar, na extremidade sudeste da área. Devido à grande umidade desta região, esta floresta apresenta fácies exuberantes, com cobertura densa e árvores variando de 20 a 30 metros. É definida como floresta perenifólia latifoliada higrófila costeira.

Cerrado: Trata-se de uma formação não florestal herbáceo-lenhosa, herbáceo-arbustiva, com árvores perenifólias. É o segundo grupo vegetal em extensão de área ocupada, ocorrendo nas regiões de São Carlos, em uma faixa alongada, no sentido ENE (de Mococa a Alfenas), aproximadamente, e noutra faixa EW, a norte de Varginha. O cerrado constitui um tipo muito peculiar de vegetação, onde os elementos se distribuem em nítidos estratos: rasteiro, arbustivo e arbóreo, este último apresentando, em média, de 3 m a 5 m de altura. Plantas típicas do cerrado são o barbatimão, o pau-santo, o cajueiro-do-campo, o ipê-amarelo, o pequi, a peroba-do-campo e outros. De modo geral, são árvores de pequeno porte, tortuosas, com os galhos retorcidos e as folhas coriáceas. Denunciam condições ambientais muito severas e sua origem, muito discutida, pode estar relacionada ao clima (teoria climática), à atividade antrópica (teoria biótica) ou à pobreza do solo sobre o qual se desenvolvem (teoria pedológica).

Campo limpo: Ocorre em duas manchas dentro da floresta mesófila, a sul e sudeste de Poços de Caldas e a leste de Varginha. Trata-se de formação não florestal herbácea nunca inundada.

As áreas que não se enquadram em algum desses tipos florestais podem ser agrupadas como campos sujos e correspondem a regiões de antigas lavouras ou pastagens, em que a má utilização do solo levou ao seu total empobrecimento.

Finalizando, destacamos ainda a intensa atividade agrícola do vale do Paraíba e da região entre Campinas e Rio Claro (bacia do rio Piracicaba) e as áreas de reflorestamento, como a serra da Mantiqueira, entre Camanducaia e São Francisco Xavier (pinheiros), o planalto de Poços de Caldas (pinheiros e eucaliptos) e a região de Mogi-Guaçu (eucaliptos).

Outro fato importante para ressaltar é a intensa atividade de replantio de café, que se observa em toda a região sul de Minas Gerais e parte de São Paulo, em áreas ocupadas por campos artificiais (zona de pecuária leiteira).

4.3 - Solos*

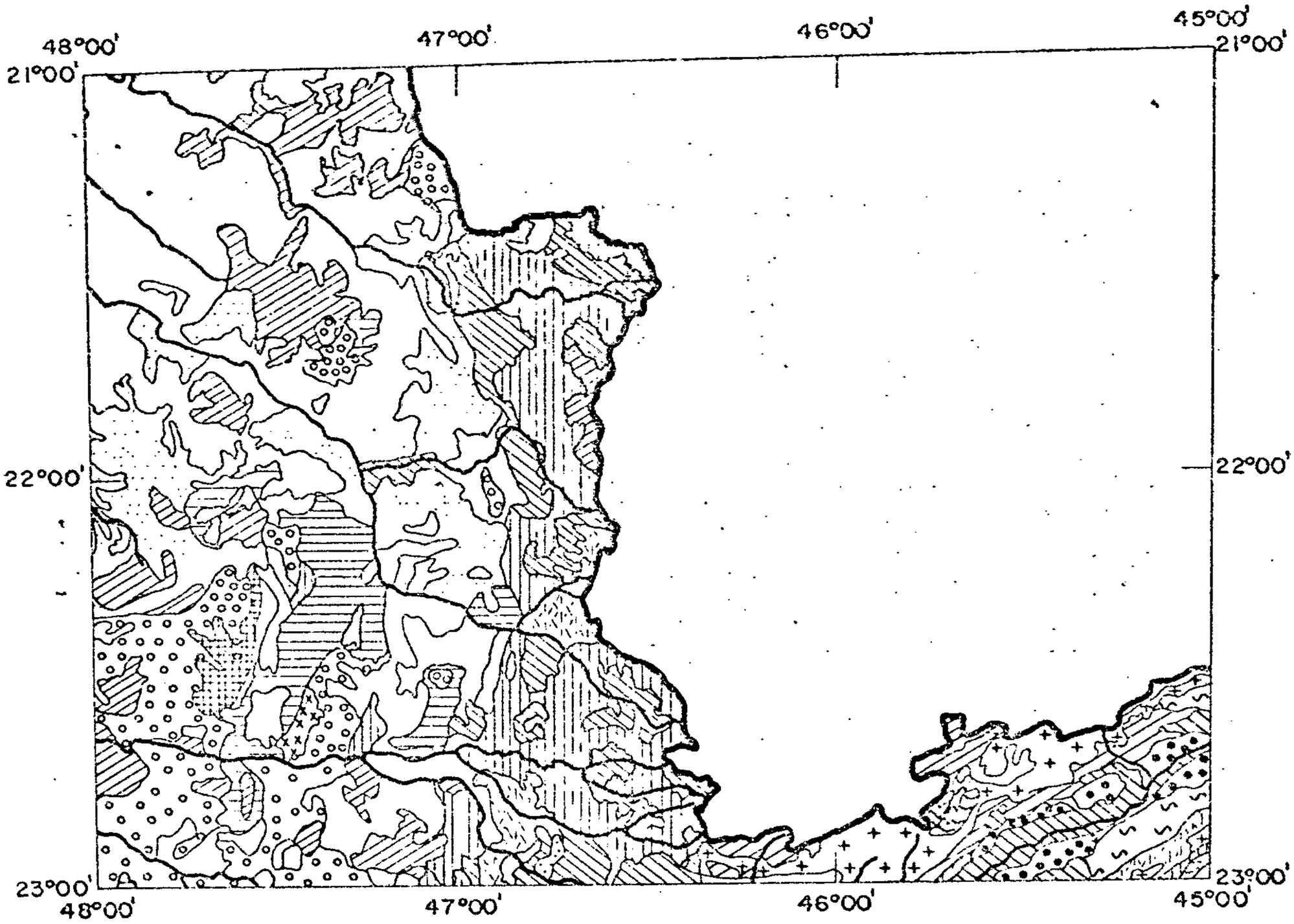
Apenas a parte referente ao estado de São Paulo e a região da represa de Furnas apresentam estudos sistemáticos, permitindo a confecção de um mapa de solos com maiores detalhes (figura 13).

Quimicamente, há domínio do grande grupo dos solos tropicais e/ou subtropicais, originados sob influência de um clima relativamente quente e de precipitações abundantes, que promovem a lixiviação dos elementos solúveis e o acúmulo de ferro e alumínio. Solos destes tipos são conhecidos na literatura pedológica sob a denominação genérica de "latossolos". Estes admitem uma gama de gradientes desde a chamada "terra roxa legítima", como na região de Ribeirão Preto e Cravinhos, até os "salmourões". As características destes solos são o seu estado mais ou menos adiantado de laterização, culminando com a existência de verdadeiros lateritas. No mapa da figura 13 estão representados pelas denominações A, B, C, D, E, F, G e H.

São comuns também solos do tipo podzol, que, ca-

---

* Baseado nos dados de Brasil, Ministério da Agricultura (1960).



A — TERRA ROXA LEGÍTIMA (LATOSOL ROXO)

B — LATOSOL VERMELHO ESCURO ORTO

C — LATOSOL VERMELHO ESCURO FASE ARENOSA

D — LATOSOL VERMELHO AMARELO ORTO

E — LATOSOL VERMELHO AMARELO FASE RASA

F — LATOSOL VERMELHO AMARELO FASE TERRAÇO

G — LAT. VERM. AMAR. INTERM. P/ PODZ. VERM. AMAR.

H — LATOSOL VERM. AMAR. FASE ARENOSA

I — SOLOS DE CAMPOS DE JORDÃO

K — PODZÓLICO VERMELHO AMARELO ORTO

L — PODZÓLICO VERMELHO AMAR. VAR. PIRACICABA

M — PODZÓLICO VERMELHO AMAR. VAR. LARAS

N — PODZ. VERM. AMAR. INTERM. PARA LAT. VERM. AMAR.

O — SOLOS PODZOLIZADOS COM CASCALHO

P — SOLOS PODZOLIZADOS VAR. LINS E MARÍLIA

Q — SOLOS POUCO DESENVOLVIDOS E HIDROMÓRFICOS ASSOCIADOS a K e N

R — ASSOCIAÇÃO DE SOLOS HIDROMÓRF. E ALUVIAIS

Fonte: Atlas do DAEE (1973)

ESCALA

0 10 20 30 40 50 100Km

Figura 13 — Mapa de solos.

racteristicamente, pertencem ao grande grupo Podzólico Vermelho-Amarelo. Estes solos, embora não haja classificação adequada, são conhecidos por quatro variações principais: orto (K), Piracicaba (L), Laras (M) e "intergrade"(N). Este é, na realidade, um tipo transitivo para o latossolo vermelho-amarelo, apresentando características de ambos.

Outro grupo de solos encontrados na área são os podzolizados, que apresentam três variações principais: solos podzolizados com cascalho (O) e solos podzolizados de Lins e Marília (duas variações), estes dois reunidos sob a denominação P.

O tipo Campos do Jordão (I) também é encontrado esporadicamente, tratando-se de unidade constituída por um conjunto de solos não muito homogêneo e que não se enquadra nos tipos anteriores.

Solos pouco desenvolvidos e hidromórficos, associados aos tipos K e N, foram assinalados como Q, enquanto que associações de solos hidromórficos e aluviais, sob a denominação R.

Os tipos de solos representados na figura 13 são os seguintes:

A - terra roxa legítima (latosol roxo)
B - latosol vermelho escuro orto
C - latosol vermelho escuro fase arenosa
D - latosol vermelho-amarelo orto
E - latosol vermelho-amarelo fase rasa
F - latosol vermelho-amarelo fase terraço
G - latosol vermelho-amarelo fase terraço
H - latosol vermelho-amarelo fase arenosa
I - solos de Campos do Jordão
K - podzólico vermelho-amarelo orto
L - podzólico vermelho-amarelo variação Piracicaba
M - podzólico vermelho-amarelo variação Laras

N - podzólico vermelho-amarelo intermediário para latossolo vermelho

O - solos podzolizados com cascalho

P - solos podzolizados variações Lins e Marília

Q - solos pouco desenvolvidos e hidromórficos, associados a K e N

R - associação de solos hidromórficos e aluviais.

O tipo A possui maior representação em área, seguindo-se os tipos B, H, K e M. Relativamente freqüentes são os tipos D, E, G, O e Q; pouco freqüentes os tipos I, L, N e R e de ocorrência esporádica os tipos C, F e P.

5 - GEOMORFOLOGIA

5.1 - Comentários gerais

As formas de relevo do estado de São Paulo repetem os dois grandes quadros morfológicos que caracterizam o relevo do Bràsil Meridional: paisagens dos relevos sedimentares da bacia do Paraná e paisagens dos maciços antigos do Brasil Atlântico.

O estado de São Paulo, por situar-se na zona limítrofe entre as grandes unidades fisiográficas do Brasil de leste e de sul, guarda aspectos particulares, tanto na distribuição das estruturas sedimentares, quanto pela posição e pela variedade de formas apresentadas pelos maciços cristalinos.

Ab'Sáber (1954-1956), em vários trabalhos, chama à atenção para as particularidades do relevo paulista e a sua influência na ocupação do território, fazendo notar, que, ao contrário dos outros estados da fachada atlântica brasileira, São Paulo apresenta uma ocupação que se intensifica em direção ao interior.

A grande individualidade do relevo paulista, dentro do quadro morfológico da região Sul, reside nos fatos de o escudo Cristalino começar a estreitar-se a norte do estado e de a bacia do Paraná não possuir terrenos devonianos nesta região.

A área do Projeto Sapucaí representa uma síntese do relevo do estado e, por sua posição geográfica, caracteriza-se como área de transição para os relevos do Brasil de leste.

Na literatura geológica e geomorfológica são encontradas diversas descrições e proposições quanto à caracterização do modelado ocorrente na área. A divisão proposta por Almeida (1964) foi tomada como base, elaborando-se, a partir dela, a compartimentação das unidades morfológicas da

área do projeto, acrescentando-se novas unidades para a área mineira, não englobada na divisão do referido autor.

Pode-se caracterizar a área do Projeto Sapucaí como pertencente a três províncias geomorfológicas: o planalto Atlântico, a depressão Periférica e cuestas Arenito - Basálticas.

Estas províncias são divididas em unidades, que, pela constituição geológica, pela estrutura e pelas feições morfológicas, constituem áreas de uma certa uniformidade. Estas unidades são, por sua vez, subdivididas em outras, quando feições particulares de relevo sugerem individualização sem que os traços gerais sejam modificados.

São as seguintes as unidades de relevo (vide anexo III):

5.2 - Planalto Atlântico

5.2.1 - Planalto de Paraitinga

O planalto de Paraitinga ocupa posição intermediária entre o planalto Paulistano e a serra da Bocaina e abriga a bacia do alto Paraíba, à montante do cotovelo de Guararema.

Esta unidade está representada na área do projeto por uma restrita porção, na extremidade sudeste da Folha Guaratinguetá, correspondendo geograficamente à região a sudeste da serra do Quebra Cangalha.

Este planalto é composto, geologicamente, por migmatitos, gnaisses, micaxistos e freqüentes corpos intrusivos de granito.

É um planalto muito dissecado, de superfície fortemente ondulada, na qual zonas de "mares de morros" entremeiam-se com serras longitudinais. Seu topo está de maneira geral subnivelado entre 850-900 metros, porém as altitudes

aumentam nas imediações da serra da Bocaina, onde atingem 1.300 m.

O pequeno trecho do planalto de Paraitinga, que penetra na área do Projeto Sapucaí, constitui um espigão de vertentes abruptas e de altitude de 900 metros, que, após formar estreita crista, dá lugar, já fora da área do projeto, ao vale que abriga o rio Mato Dentro, um dos formadores do Paraitinga. A crista do espigão é sustentada por granitos e as encostas do vale por micaxistos e migmatitos.

5.2.2 - Médio vale do Paraíba

O médio vale do Paraíba é uma depressão de forma alongada que separa a serra da Mantiqueira da serra do Mar, esta representada na área do projeto pelo planalto de Paraitinga. Sua posição entre dois blocos de planalto, com um desnível superior a 500 metros no bordo leste e a 1.000 metros no oeste, sugere tratar-se de uma fossa de afundamento, de provável idade pliocênica, preenchida por sedimentos fluviais e lacustres. Apresenta duas sub-unidades morfológicas: a zona dos morros Cristalinos e a bacia sedimentar de Taubaté.

A zona de morros Cristalinos corresponde a uma estreita faixa de terrenos cristalinos, dissecados em morros ou em curtos espigões, e situada entre o rio Paraíba e as escarpas dos planaltos de Paraitinga e Bocaina. O aspecto desses morros é semelhante ao daqueles encontrados no alto do planalto de Paraitinga, isto é, com topografia de mares de morros, fato compreensível, pois são talhados nas mesmas rochas. A altitude desses morros cristalinos atinge 1.000 metros em média, contrastando com as colinas da bacia sedimentar, que não ultrapassam 700 metros. O rio Paraíba se desenvolve nesta área em uma altitude de 550 m a.n.m.

Os morros cristalinos são constituídos por migmatitos e, em alguns casos, por granitos, como acontece a sul de Aparecida.

A vegetação da área foi inteiramente devastada; ficando as encostas dos morros sujeitas ao desenvolvimento de ravinamentos.

A bacia de Taubaté estende-se de Cachoeira Paulista a Jacareí com um comprimento de cerca de 150 km no sentido NE-SW e com largura de 10 a 20 km, atingindo 25 km entre Tremembé e Pindamonhangaba. O rio Paraíba corta-a longitudinalmente, num entalhe senil, evidenciado por inúmeras lagoas e braços mortos.

A origem dessa bacia é nitidamente tectônica, evidenciada pelos seus contatos laterais retilíneos e a pela composição mineralógica e textural dos sedimentos que a compõem. Sua idade é provavelmente pliocênica e, segundo Tricart & Silva (1958), trata-se da "principal zona de entulhamento sedimentar moderno do Brasil sudeste". Possui duas seqüências distintas: a inferior, composta de folhelhos pirobetuminosos com intercalações de areias finas e bolsões de argilas bentoníticas, conhecida como Formação Tremembé; a superior, composta sobretudo de depósitos clásticos, com grande variação faciológica, correlacionada à Formação São Paulo. As camadas são horizontais, apresentando, entretanto, pequenos falhamentos contemporâneos à deposição.

A espessura dos sedimentos é de cerca de 250 m em Tremembé, variando de local a local, pois o assoalho da bacia possui morfologia variada.

A topografia da bacia é de colinas suavemente onduladas, que ladeiam uma ampla faixa aluvial por onde meandra o rio Paraíba.

5.2.3 - Serra da Mantiqueira

A Mantiqueira ocupa a região sudeste da área do projeto, apresentando um relevo vigoroso, com vales fortemente incisos, sobretudo na parte sul, onde descamba para o vale do Paraíba.

A tectônica é o elemento primordial na formação do planalto Atlântico brasileiro, do qual a Mantiqueira é o bloco mais elevado e interiorizado. No contato deste planalto com o vale do Paraíba este fato é evidente, porém, no contato com o planalto sul de Minas (superfície do alto rio Grande) as evidências tectônicas são mascaradas pela intensa erosão diferencial.

A serra da Mantiqueira é constituída de gnaisses, migmatitos heterogêneos, micaxistos, quartzitos, rochas calcossilicatadas e cataclásticas.

Na área do projeto, a Mantiqueira subdivide-se em três feições morfológicas distintas: as escarpas da serra, o planalto de Campos e o alto vale do Sapucaí.

A primeira sub-unidade, escarpas da serra da Mantiqueira, corresponde ao fronte sudeste do planalto em face ao vale fortemente inciso do rio Paraíba do Sul. Aí o relevo se caracteriza por uma escarpa vigorosa, com desnível de até 1.500 m. Os vales são profundos, em V, e acham-se desenvolvidos segundo as linhas principais dos fraturamentos.

O relevo, caracterizado pelos imponentes escarpamentos no vale do Paraíba, vai diminuindo em direção ao sul, até confundir-se com os espigões do planalto Paulistano, em Monteiro Lobato, e com os morros da zona cristalina do Norte, em Bragança Paulista.

Os máximos valores altimétricos alcançados pela Mantiqueira distribuem-se em torno de 2.000 metros, já incluindo-se a faixa de transição para o planalto de Campos. A erosão diferencial tem importante valor na dissecação deste planalto, vindo-se a ter micaxistos, rochas foliadas (cataclásticas) e gnaisses, mantendo as formas mais deprimidas, e granitos e migmatitos evoluídos suportando as serras e os picos.

A quebra da continuidade da escarpa, em diversos trechos, deve-se à existência de importantes cicatrizes tec

tônicas, direcionadas segundo NNE, como as falhas de Caman ducaia e Jundiuvira.

Em direção ao interior as escarpas da Mantiqueira evoluem para o planalto de Campos do Jordão, região onde os componentes do relevo ostentam, em grande parte, uma evolução condicionada a uma antiga superfície de aplainamento, tectonicamente soerguida, nivelando seus cimos à cerca de 2.000 m de altitude. Esta superfície foi denominada por de Martonne de "Superfície dos Campos", e é típica nas imediações de Campos do Jordão.

De maneira geral, apenas alguns trechos mantêm-se semiaplainados, como em Campos do Jordão e em Senador Amaral. Nestes sítios observam-se morros com perfis suaves de encostas convexas. Noutras partes, a dissecação intensa desmantelou a superfície, apesar de os cimos se manterem acima de 1.500 m.

Logo abaixo dessa superfície, nivelam-se cristas em níveis de 1.100 a 1.300 m, significando um outro nível de aplainamento, denominado de superfície do Japi ou "das cristas médias".

A superfície de Campos decresce em direção oeste, sul e norte, passando para a do Japi, que tem remanescentes na zona cristalina do Norte, no topo das cuestas Arenito-Basálticas, no planalto de Poços de Caldas, nos cimos dos espigões da superfície cristalina do alto rio Grande e, em sua continuidade para o Brasil central, vai cortar o topo da serra da Canastra.

A superfície do planalto acha-se desagregada no fronte setentrional por vigorosos processos fluviais, que escavaram um amplo vale nas proximidades de Pouso Alegre, na região denominada vale do alto Sapucaí.

Este vale, profundamente inciso no planalto, abriga os rios Itaim, do Cervo e Sapucaí-Mirim, afluentes do rio Sapucaí, expondo um relevo de suaves colinas ou morros

de vertentes convexas e topos semi-aplainados, similares às formas encontradas na superfície do alto rio Grande, do qual é a continuação. Os morros nivelam-se em torno de 1.000 m e observa-se nos vales expressivas coberturas aluviais.

O desnível entre os altos cimos de Senador Amaral e Campos do Jordão, em relação aos depósitos aluviais de Pouso Alegre, chega às proximidades de 800 m e 1.200 m, respectivamente.

5.2.4 - Planalto Sul de Minas

O planalto Sul de Minas ocupa a maior porção dentro da área do projeto e está subdividido em três unidades morfológicas: a superfície do alto rio Grande, o planalto de São Pedro de Caldas e o planalto de Poços de Caldas.

A superfície do alto rio Grande é uma ampla superfície de relevo ondulado, com altitudes variando em torno de 900 metros, onde se salientam cristas de cotas um pouco superiores a 1.000 metros. É talhada essencialmente em rochas cristalinas (granitos e gnaisses), porém com áreas de ocorrências de micaxistos, basitos e migmatitos. Ocupa, grosso modo, a região correspondente à bacia do alto rio Grande, estendendo-se a sul até os contrafortes do planalto de Campos e descambando a oeste para morros de zona cristalina do Norte de São Paulo.

A decomposição das rochas que constituem este planalto é extremamente profunda, em especial nos migmatitos e basitos. A evolução das formas, nos diferentes tipos de rochas que aí ocorrem, faz-se de modo diverso: os gnaisses e os migmatitos possuem drenagem densa, vertentes abruptas, cristas de interflúvios bem delimitadas; os basitos formam interflúvios achatados, com drenagem esparsa, poucas ravinas e vales mais largos.

Praticamente todo o planalto possui vegetação de campos. Grande parte das vertentes era antes coberta por floresta, porém a intensa ocupação humana devastou a vegetação

original, sendo de caráter secundário a que resta no presente.

No extremo sudoeste da área, os terrenos da superfície do alto rio Grande elevam-se até cotas de 1.500 m, originando um planalto ligeiramente mais elevado, de relevo bastante movimentado e constituído de granitos porfiroblásticos, migmatitos homogêneos e heterogêneos, rochas cataclásticas e charnoquitos, subsidiariamente. O acidente geográfico mais importante é a serra do Tripuí, que alcança 1.478 metros de altitude. Esta área compõe o planaltode São Pedro de Caldas.

Fazendo parte desse conjunto, eleva-se, em torno de Poços de Caldas, um anel de cristas que moldura uma zona rebaixada no interior, de cerca de 800 km^2, denominado planalto de Poços de Caldas.Este anel, salientado de 300 a 500 m acima do relevo cristalino que o rodeia, concretiza-se em uma chaminé alcalina, constituída principalmente de foiaítos e tinguaítos, sendo rebaixado apenas em sua parte sudeste, por onde penetra o rio Verde.

No centro desse anel desenvolve-se uma topografia de morros de vertentes suaves, cujos desníveis locais raramente ultrapassam 150 metros.

As serras que envolvem o planalto de Poços de Caldas alcançam 1.637 m no morro do Cristo Redentor, enquanto que o interior se nivela em 1.300 m.

A drenagem é constituída por tributários dos rios Pardo e Mogi-Guaçu, sendo os principais o ribeirão dos Antas, o rio Verde e o rio Taquari.

5.2.5 - Zona cristalina do Norte

A zona cristalina do Norte corresponde a uma ampla faixa que secciona a área do projeto do norte a sul. É constituída de rochas pré-cambrianas que mantêm um relevo de transição entre as terras altas do planalto Sul de Minas e

da Mantiqueira para a região rebaixada da depressão Periférica. Está subdividido em duas zonas de feições ligeiramente distintas: subzona de Amparo e subzona de São José do Rio Pardo.

A subzona de Amparo, localizada a sul de Mogi-Guaçu, é constituída de metamorfitos variados (gnaisses, migmatitos, micaxistos, etc.) e possui duas áreas de altitudes diferentes, quais sejam: a leste, serras que se nivelam à superfície Japi (1.300 m), dando continuidade aos terrenos elevados do planalto de Campos; a oeste, colinas rebaixadas com altitudes que se nivelam àquelas da depressão Periférica.

A sudeste de Socorro e a norte de Lindóia ocorre um relevo de serras alinhadas em direção NNE, que é sustentado parcialmente por quartzitos.

Os principais acidentes topográficos são as serras da Forquilha, dos Coutos (Lindóia), das Águas Claras, dos Mosquitos, Negra, do Oratório, dos Feixos e do Fundão. Várias delas encontram-se sustentadas, total ou parcialmente, por rochas quartzosas (quartzitos, quartzo-milonitos e cataclasitos), como, por exemplo, a serra dos Coutos e a dos Feixos. Ligadas aos maciços graníticos, tem-se as serras de Atibaia, das Cobras, dos Pântanos, dentre outras.

Geralmente, os mais altos valores altimétricos não ultrapassam 1.100 metros, exceto na parte norte, onde o morro Pelado chega a 1.319 metros.

A subzona de São José do Rio Pardo estende-se desde nordeste de Mogi-Guaçu e Pinhal até Jacuí do Norte. Seu relevo mostra-se mais movimentado, sobretudo a noroeste de Poços de Caldas, onde a tectônica é responsável pela elevação da superfície até níveis de 1.550 metros. No restante da zona permanece a superfície Itaguá (550-720 m), se bem que o relevo mais movimentado e dissecado por vales vigorosos mascara esta superfície. Não é aqui tão evidente quanto na

zona de Amparo.

5.2.6 - Serra da Canastra

Apenas uma minúscula parte da serra da Canastra penetra na área do projeto.

A norte de Campo do Meio ocorre a porção terminal sudeste dos espigões que vão formar, ao norte da represa de Furnas, a serra da Canastra. Geograficamente esta parte corresponde às vertentes das serras dos Vilelas e da Boa Esperança, serras essas que mantêm um alinhamento de cristas E-W a ESE-WNW, sendo constituídas de rochas quartzíticas e quartzo-xistosas. Os cimos alcançam altitudes superiores a 1.000 m (1.251 m, na serra da Boa Esperança), contrapondo-se às chapadas e às colinas da superfície do alto Rio Grande, em Campo do Meio, com média de 800 metros (785 m, ao nível da represa de Furnas). Esses topos representam níveis correspondentes aos da "superfície das cristas médias".

5.3 - Depressão Periférica

A depressão Periférica paulista é escavada em rochas do Grupo Passa Dois e do Super-Grupo Tubarão e acompanha toda a frente do planalto sedimentar.

A movimentação do relevo em seu interior faz supor um compartimento de planalto, ou seja, um primeiro planalto diante das linhas de escarpas mais elevadas do planalto arenito-basáltico e não uma área de depressão como poderia indicar o termo. Entretanto, observa-se que o nivelamento dos interflúvios, entre 550-700 m, dá uma certa uniformidade à paisagem, guardando vestígios de uma superfície aplainada dos fins do Terciário, para a qual foi proposta, por Ab'Sáber, a denominação de superfície de Viracopos, visto ela ser bem conservada nos arredores de Campinas.

É possível reconhecer na depressão Periférica paulista quase todos os tipos fundamentais de rebordos de maci

ços antigos ou sejam:

- contatos por planos inclinados;
- contato por depressões periféricas generalizadas;
- contato por depressões marginais localizadas;
- contatos por rebordos falhados;
- contatos acompanhados por formas de erosão diferencial no maciço antigo.

O Super-Grupo Tubarão, formado principalmente por arenitos, tilitos, diamictitos e siltitos, evolui para um relevo de suaves colinas e amplos interflúvios esbatidos.

Na região compreendida entre Laras e Rio das Pedras, onde os rios se dirigem para o sistema Capivari-Tietê, ocorre um relevo cuestiforme. Trata-se do prolongamento da faixa de cristas paleozóicas estabelecidas em rochas do Grupo Passa Dois, graças à existência de termos mais resistentes à erosão, tais como os níveis silicificados da Formação Irati. Estas cristas estão melhormente representadas nas áreas limítrofes do projeto (em Laranjal Paulista e em Pereiras), constituindo a porção terminal desse tipo de relevo, que tem sua presença atenuada para norte.

Os principais acidentes topográficos dessa zona são a serra da Fortaleza e o *Horst* do monte Branco, que atingem 790 e 745 m, respectivamente.

O contato das rochas sedimentares permo-carboníferas que compõem a depressão Periférica com as rochas do embasamento cristalino oferece áreas de diferentes resistências à erosão fluvial, tendo, como conseqüência, o aparecimento, nesta zona de contato, de soleiras resistentes cortadas nas rochas do embasamento e formação de cachoeiras e corredeiras, caracterizando assim a chamada *fall line* paulista, da qual os saltos de Itu e de Tietê são exemplos.

5.4 - Cuestas Arenito-Basálticas

As cuestas Arenito-Basálticas situam-se na porção oeste da área do projeto, apresentando um relevo talhado nas camadas sedimentares que compõem a bacia do Paraná. Na área em questão, tem-se um relevo de cuestas sem continuidade, pois são cortadas pelos rios que demandam ao Paraná, como o Tietê, o Mogi-Guaçu, etc.. São escarpas esculpidas em estruturas monoclinais e seccionadas epigenicamente por grandes cursos conseqüentes, procedentes dos rebordos interiores dos maciços antigos do planalto Atlântico.

As cuestas são formadas no arenito Botucatu e as variações de espessura do derrame basáltico são responsáveis pelo desnível de 300 a 500 metros observados na escarpa em território paulista. Quanto mais delgadas as intercalações, maior festonamento se verifica no rebordo da cuesta (serras do Itaqueri e do Cuscuzeiro).

As freqüentes intercalações de camadas de arenito e de basalto são responsáveis pelo escalonamento e desdobramento da frente de cuesta (antecuestas, como se vê no extremo nordeste de São Paulo).

O topo da cuesta está nivelado ao nível da superfície das cristas médias. Quando esta superfície de erosão se aproxima da superfície estrutural, retira o arenito e erode o basalto, criando manchas de terras roxas (Ribeirão Preto), de importante valor econômico para a região.

6 - GEOLOGIA GERAL

6.1 - Comentários gerais

6.1.1 - Sobre rochas metamórficas pré-cambrianas e eo-paleozóicas com granitos, basitos e ultrabasitos associados

Para os terrenos pré-cambrianos, devido à sua grande heterogeneidade (figura 14), procuramos adotar uma sistemática que traduzisse, coerentemente, o comportamento regional dos diversos tipos petrográficos. Assim, seguimos um roteiro onde, em diversas situações, se confundem as sistemáticas propostas por Jung & Roques (1952) e Braun (1974) para mapeamento dos terrenos metamórficos altamente transformados, intimamente relacionados e complexamente estruturados. Por sua vez, os tipos migmatíticos foram estabelecidos segundo Mehnert (1971); as rochas granulíticas ou, genericamente, de alto grau metamórfico, de acordo com Winkler (1976) e as unidades cataclásticas, segundo Higgins (1971).

Partindo deste contexto, estabelecemos uma alternativa para a somatória ou a desvinculação dos diversos tipos cristalofilianos, apoiando-nos nos seguintes aspectos: 1 - paragênese mineral; 2 - granulação; 3 - metassomatismo ou granitização; 4 - nível cataclástico; 5 - afinidades litoestruturais; 6 - áreas de predominância; e 7 - referências geocronológicas. Em decorrência, foi elaborado um quadro (figura 15) onde se dispõem os diversos conjuntos litológicos a partir de uma linha mestra em torno de 1.300 m.a., que parece denunciar um importante período de instabilidade crustal, de ampla repercussão, envolvendo sedimentação, vulcanismo e, mesmo, espasmos de caráter orogenético. O limite inferior do quadro foi delineado com base nos valores em torno de 2.600 m.a., fornecidos por exemplares da faixa granulítica (em parte ortognáissica) da borda meridional do cráton São Francisco, e o superior em dados relativos ao resfriamento regio

Ebert (1968)	
Granitos e ortognaisses assínticos	
Grupo S. João del Rei	Sedimentos clásticos finos e metacalcários
Grupo Andrelândia	Micaxistos, quartzitos e metassedimentos feldspáticos
Grupo Paraíba	Metagrauvacas parcialmente conglomeráticas, metaarcósios e, mais raramente, quartzitos e metacalcários
Grupo Amparo (= Barbacena ?)	?

Ciclo Orogenético Paraíba (Pré-Cambriano Superior)	Ebert (1971)		
	Grupo São João del Rei	Fm. Eleutério	siltitos e arcósios
		Fm. Rio das Elvas	filitos
		Fm. Lambari	metaarcósios, metaconglomerados e metagrauvacas
	Granitos		
	Grupo Andrelândia		micaxistos, metagrauvacas, quartzitos
	Grupo Paraíba		metagrauvacas, paragnaisses, metaarcósios
	Grupo Itapira		metaarcósios, metagrauvacas, quartzitos, calcários
Ciclo Orogenético Barbacena (?)	Granitos, ortognaisses e migmatitos		
	Grupo Amparo		metaarcósios, paragnaisses, rochas calcossilicáticas

Brandalise et alii (1971) (Folha Varginha)		
pEA	Grupo Andrelândia	micaxistos e quartzitos
	Série Paraíba	gnaisses diversos, migmatitos, charnoquitos e granulitos
pEB	Grupo Canastra	filitos, quartzitos e mica-xistos
	Grupo Araxá	micaxistos, quartzitos, anfibolitos e ultrabásicas serpentinizadas
pE (C,D)	Indiviso	granitos e ortognaisses assínticos de Ebert (1968), paragnaisses com intercalações de micaxistos e quartzitos, gnaisses diversos e migmatitos

Figura 14-Colunas estratigráficas propostas na área pré-cambriana do Projeto Sapucaí

CPRM

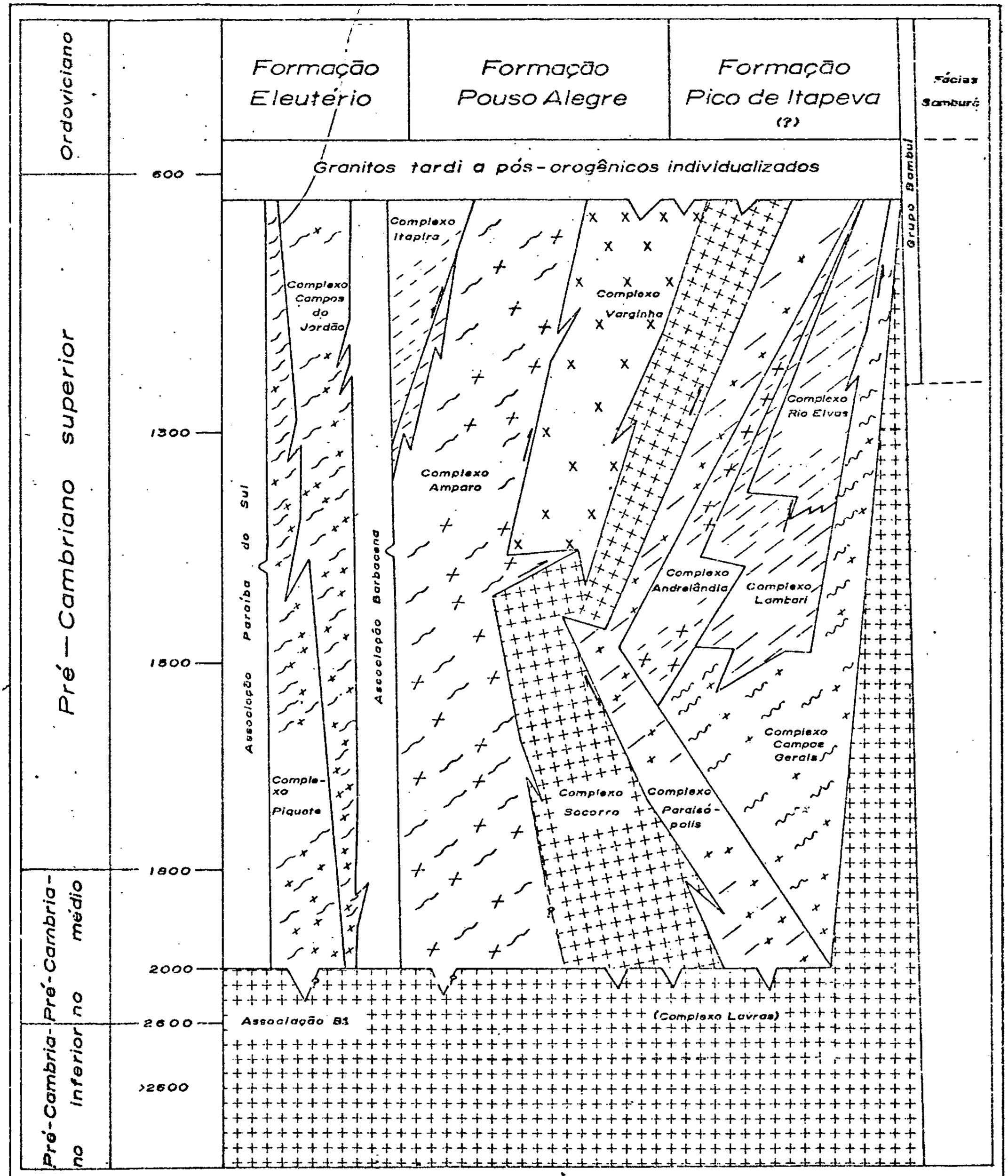


Figura 18 — Organização lito-estrutural dos complexos pré-Cambrianos, com implicações na reciclagem dos termos petrográficos do pré-Cambriano médio a inferior, em ciclos geotectônicos do pré-Cambriano superior e Eopaleozóico.

CPRM — PROJETO SAPUCAÍ — RELATÓRIO FINAL — GEOLOGIA — CAVALCANTE, J.C., 1977.

nal das faixas de dobramentos brasilianos (400-450 m.a.). Os diversos compartimentos foram caracterizados como segue:

a) ASSOCIAÇÃO B_1 *

Corresponde à unidade litoestrutural de maior regularidade em caracteres fotogeológicos dentre as áreas incluídas na Associação B de Braun & Baptista (1976). Deve corresponder, principalmente a norte da região ora mapeada, aos domínios do cráton de São Francisco, em parte cobertos por seqüências sedimentares ou epimetamórficas do Grupo Bambuí, exibindo situações em que se alojam pacotes de orto e parametamorfitos altamente deformados (Ex.: Quadrilátero Ferrífero).

Na área mapeada está representada pelo conjunto litológico denominado de Complexo Lavras, cuja denominação poderá ser modificada com a continuação dos mapeamentos para norte.

Este complexo é formado por granulitos leucocráticos, piroxênio-granulitos, enderbitos, migmatitos facoidais ou porfiroblásticos (em parte ortognáissicos), biotita-leptitos, rochas cataclásticas, metabasitos, dioritos e granitos. Encaixados nessas rochas encontramos diques de gabros e diabásios, epimetamórficos ou não, bem como massas de metaultrabasitos. Refere-se a tratos da região mapeada por Ebert (1971) como granitos, ortognaisses e migmatitos do "ciclo orogenético Barbacena".

b) ASSOCIAÇÃO BARBACENA

Como não se tem a relação exata entre os tipos petrográficos que compõem unidades tidas como proterozóicas e

---

* Desmembramos a Associação B de Braun & Baptista em Associação B_1 e Associação Barbacena. A primeira está sujeita à amarração geográfica, devido ao desconhecimento, em parte, de sua distribuição para norte e leste.

arqueanas *, julgamos melhor englobar as rochas deste conjunto sob a denominação de "Associação Barbacena". Aí encontram-se agrupadas, indubitavelmente, rochas de idades e origens diversas, exibindo, entretanto, apenas as modificações imprimidas pelo último diastrofismo pré-cambriano, com repercussões no Eopaleozóico.

Este conjunto litológico foi dividido nas seguintes unidades de mapeamento:

1 - Complexo Socorro

Compreende um domínio de granitos e granitóides porfiroblásticos (maciço granítico de Socorro de Wernick, 1967), migmatitos graníticos e migmatitos e granulitos diversos. Traduz-se nas rochas tidas como granitos e ortognaisses do "ciclo orogenético Barbacena" por Ebert (op. cit.), computadas as faixas de Estiva e sudoeste de Inconfidentes, consideradas por aquele autor como pertencentes aos "Grupos Paraíba e Amparo", respectivamente. Neste, ainda, recuperam-se espécimes rochosos que fornecem idades radiométricas absolutas referentes ao ciclo Transamazônico.

2 - Complexo Varginha

Este conjunto exibe diversos caracteres similares ao anterior. Contudo, diferencia-se pela maior distribuição e pela melhor configuração dos termos das fácies granulítica e anfibolítica e suas gradações aos corpos graníticos e/ou granitóides (migmatitos plutônicos evoluídos em matriz granulítica). Abarca rochas descritas como metagrauvacas, micaxistos e metarcósios, do "Grupo Varginha" e granitos e ortognaisses do "ciclo orogenético Barbacena" por Ebert (op.

---

* Por exemplo: "Série Mantiqueira", Grupo Barbacena, Grupo São João del Rei, Grupo Itapira, Grupo Amparo, Grupo Varginha e Grupo Andrelândia, além de "formações" granulito-granito-migmatíticas, encaradas por Ebert (1967) como granitos e ortognaisses assínticos e depois (1971) como pertencentes a um ciclo geotectônico mais antigo ("ciclo orogenético Barbacena").

cit.). Somam-se, ainda, granitos (granito Jaguariúna de Wernick, 1967), migmatitos plutônicos e granulitos, em parte retrometamorfizados, da faixa Mogi Guaçu - Campinas.

Dentre os tipos petrográficos, reconhecem-se: granada-biotita-xistos, cianita-granada-biotita-xistos, granada-biotita-gnaisses, sillimanita-granada-biotita-gnaisses, cianita-granada-gnaisses, granoblastitos, granitos leucocráticos (leptitos), calcossilicáticas, mármores dolomíticos, piroxênio-granulitos, anfibólio-piroxênio-granulitos, migmatitos granulíticos, granitos metassomáticos e/ou palingenéticos, migmatitos heterogêneos de estruturas variadas e raramente cordierita-sillimanita-granada-gnaisses metassomáticos.

3 - Complexo Paraisópolis

Sob essa denominação englobamos os tipos petrográficos incluídos por Ebert (op. cit.) no Grupo Paraíba e nos granitos e ortognaisses do "ciclo orogenético Barbacena". Firma-se esta alternativa no caráter transitivo da zona onde o referido autor delimita os domínios litológicos gerados em ciclos orogenéticos distintos. O que se observa, na realidade, é uma maior distribuição de elementos da fácies anfibolito e de produtos retrometamórficos de unidades granulíticas e vulcanitos básicos no sentido leste. Estes diaftoritos foram originados por cisalhamento, com subseqüente migmatitização ou remigmatitização (tal como acontece na faixa de Juiz de Fora). Tal processo estabeleceu maciços rochosos em desequilíbrios paragenéticos aos domínios granulíticos. Enquanto isso, a faixa de Virgínia, mesmo sendo posta no complexo em questão, parece-nos exibir uma maior afinidade com a Associação Paraíba do Sul.

Dentre todas as unidades de mapeamento consideradas, o Complexo Paraisópolis perfila ao lado daquelas que ostentam maior heterogeneidade petrográfica e petrológica.

Como espécimes rochosos caracterizados no seu âm-

bito de ocorrência destacamos: migmatitos diversos (bandados, dobrados, nebulíticos, granitóides, porfiroblásticos e granulíticos), granulitos ácidos e básicos, granitos, granodioritos gnáissicos e, secundariamente, anfibolitos, dioritos, monzonitos e rochas calcossilicatadas. Estes podem ocorrer como paleossomas de migmatitos, como aparece na faixa terminal sudoeste do referido complexo.

4 - Complexo Andrelândia

Corresponde ao "Grupo Andrelândia" de Ebert, 1971 (Série Andrelândia, 1955), sendo constituído por termos granatíferos, em parte similares aos micaxistos feldspáticos cinza-escuros, colocados no Complexo Lambari e aos granada-biotita-gnaisses cianíticos ou não, em parte migmatíticos, do Complexo Varginha. Por outro lado, foram incluídos neste complexo os quartzo-micaxistos e leptinolitos de São Lourenço.

5 - Complexo Amparo

Este complexo é representado por rochas do "Grupo Amparo" de Ebert (1967, in: Ebert 1968) ou "gnaisses Amparo" de Wernick (1967), aos quais são adicionados espécimes gnáissicos e tectoníticos do "Grupo Itapira" (faixa de Natércia) e gnaisses migmatíticos (São Gonçalo do Sapucaí), granitos e ortognaisses (Silvianópolis, Cordislândia), delineados no mapa geológico do primeiro autor (op.cit.).

Esta unidade é constituída, quase literalmente, por tipos petrográficos da fácies anfibolito, portanto, com caracteres orto e para-gnáissicos, diagnosticando-se: biotita-gnaisses metassomáticos, migmatitos de estruturas diversas, geralmente de cor cinza, biotita-leptitos, rochas calcossilicáticas, às vezes manganesíferas (gonditos) e geral-

mente granatíferas *. Corpos metabasíticos e ultrabasíticos, em parte xistificados, encontram-se encaixados no domínio migmatítico.

6 - Complexo Campos Gerais

Este complexo compreende um conjunto de termos petrográficos onde se somam metamorfitos mapeados por Ebert (op. cit.) como pertencentes à "Formação Lambari" (faixa que passa entre Três Pontas e Santana da Vargem) ou a ele correlacionados (faixa Coqueiral - Santana da Vargem - Nepomuceno), bem como rochas do "Grupo Araxá" (região de Nova Resende - Brandalise et alii, 1971).

Constitui um complexo rochoso bastante compartimentado em blocos tectônicos portadores de suítes litológicas sem grandes disparidades mineralógicas, exceto em termos de freqüência de corpos metaultrabasíticos e cataclásticos e, às vezes, por aumento na granulação e na migmatitização (esta geralmente não muito proeminente ao nível de afloramentos). O bloco Três Pontas é dos que apresentam maiores deformações e variações de termos petrográficos.

Representa uma seqüência vulcano-sedimentar metamorfizada em fácies anfibolito, com recorrências metamórficas retrógradas, principalmente cataclásticas e hidrotermais.

Assim como acontece para outros complexos portadores de certas características similares, tais como Amparo, Lambari e Itapira, as rochas metaultrabásicas desse domínio foram postas à parte, tendo-se em vista o não posicionamento exato em um determinado ciclo tectono-sedimentar. Estas são tidas, corriqueiramente, como pertencentes ao vulcanis-

---

* Estas últimas mostram-se associadas a migmatitos bandados finos e médios, cataclasticamente deformados (faixa de Tuiuti), ostentando similaridades a termos colocados no âmbito do Complexo Itapira. Ressalta-se no contexto global a incidência de fácies tectoníticas. Ocorrências de granoblastitos são restritas.

mo precoce das seqüências sedimentares geossinclinais, encarando-se-as, em geral, como do tipo Alpino e delineadas nos grandes cordões serpentiníticos. Ocorrências similares, em tratos do prolongamento noroeste da faixa, foram consideradas por alguns autores como pertencentes ao "Grupo Araxá".

Dentre os variados tipos de rochas aí encontrados tem-se: muscovita-epidoto-biotita-gnaisses (leptinolitos), biotita-gnaisses, biotita-hornblenda-gnaisses, gnaisses calcossilicáticos, leptitos, quartzo-dioritos gnáissicos, hornblenda-gnaisses, anfibolitos, metaultrabasitos, rochas cataclásticas (cataclasitos, milonitos, filonitos, microbrechas) e cianita-estaurolita-granada-biotita-xistos feldspáticos.

As massas migmatíticas são localizadas, ocorrendo com maior freqüência a partir das cercanias de Conceição da Aparecida para leste, em cujo domínio anexamos pequenos corpos de estruturação granulítica e granitóide.

7 - Complexo Itapira

Corresponde a um conjunto litológico envolvendo tipos petrográficos tidos por Ebert (op. cit.) como pertencentes aos grupos Amparo e Itapira, bem como da fácies gnáissica do "gnaisse Amparo" de Wernick (1967). Devido a uma complexa estruturação advinda de processos fluxionais cataclásticos, bem como por similaridades petrográficas de vários metamorfitos, torna-se impraticável uma estratigrafia como apresentada pelo primeiro autor. No nosso entender, grande parte das rochas tidas como Itapira são, na realidade, fácies tectoníticas do "gnaisse Amparo", principalmente no que tange às rochas gnáissicas finas (milonitos) e xistosas, não raramente ricas em quartzo. Assim sendo, foram englobadas neste complexo as rochas cataclásticas da faixa Souzas - Pouso Alegre, além de anfibólio-biotita-gnaisses, rochas calcossilicáticas metassomáticas, migmatitos bandados, granada-biotita-xistos feldspáticos, "quartzitos", anfibolitos em

parte xistificados, gonditos, rochas intermediárias metamorfizadas (dioritos) e calcários.

8 - Complexo Lambari

Envolve unidades petrográficas descritas por Ebert (op. cit.) como pertencentes aos Grupos Varginha e São João del Rei (Formação Lambari).

A desvinculação dos termos basicamente a granada, com ou sem sillimanita (Grupo Varginha na *"nappe* da serra das Águas"), daqueles onde a porcentagem do primeiro mineral é baixa e as ocorrências localizadas (Formação Lambari), não ficou estabelecida nos moldes propostos pelo referido autor. Tal afirmativa deve-se ao fato de que os tipos litológicos englobados pelo Complexo Lambari exibem uma grande afinidade, só se atestando compartimentações em caráter faciológico e tectonítico, bem como discordâncias petrogenéticas com as rochas migmatíticas da serra das Águas. Enquanto isto, as rochas micaxistosas do Complexo Varginha apresentam uma postura nitidamente gradativa para as rochas gnáissicas que atingem fácies granulítica. Por outro lado, os litotipos pré-metamórficos das rochas do Complexo Lambari, quer aqueles tratados como Varginha, quer como Lambari, pelo citado autor, parece-nos terem exibido composições muito similares. As diferenciações atuais estabelecem-se por aspectos estruturais e petrográficos, não sendo os primeiros consistentes em todo o domínio.

O conjunto encontra-se representado por rochas gnáissicas e micaxistosas da fácies anfibolito, compreendendo, geralmente, biotita-gnaisses, hornblenda-biotita-gnaisses, granada-sillimanita-biotita-gnaisses, granada-biotita-xistos, granada-sillimanita-biotita-xistos feldspáticos, secundariamente anfibolitos e gnaisses dioríticos. O feldspato desta assembléia petrográfica é frequentemente o plagioclásio. Entretanto, a microclina ocorre em algumas amostras analisadas (nestes tipos tem-se a presença de muscovita).

Termos da fácies "quartzítica" e corpos metaultrabásicos afloram em diversos locais.

Desvinculamos do Complexo Lambari os quartzitos "tipo São Tomé das Letras" e os micaxistos associados.

9 - Complexo Rio Elvas

Envolve micaxistos em parte feldspáticos, cinza escuros, geralmente lenticulares, e muscovita-xistos finos, considerados por Ebert (op. cit.) como filitos da "Formação Rio das Elvas" e suas zonas transitivas para"metagrauvacas" e "metaarcósios" da "Formação Lambari". Trata-se de um conjunto altamente tectonizado, tanto plastica como rigidamente. Os micaxistos tipo "chapinha" ou "quase chapinha", que aí são freqüentes, refletem o caráter tectonítico dessa unidade. Metamorfitos básicos e ultrabásicos ocorrem em alguns setores. O adequado conhecimento petrogenético da seqüência Rio Elvas parece-nos de grande importância para uma possível crono e litoestratigrafia, em virtude de suas afinidades com os termos metaquartzíticos, metacalcários e os vulcanitos ultrabásicos retrometamórficos.

Como tipos litológicos que julgamos afins, tem-se os micaxistos e os quartzitos, freqüentemente deformados,da região de Boa Esperança (serras dos Vilelas e de Boa Esperança) e os do "tipo São Tomé das Letras".

Uma confirmação de que os litotipos pré-metamórficos do Rio Elvas exibiam variações de fácies para os do Lambari ("Formação Lambari"de Ebert, op. cit.), pode ser extraída de observações entre São Bento Abade, Três Corações e São Tomé das Letras. Além disso, detetamos situações em que aparecem acunhamentos de blocos gnáissicos do Lambari com micaxistos do Rio Elvas, denunciando marcante desenvolvimentode rochas cataclásticas.

c) ASSOCIAÇÃO PARAÍBA DO SUL

Corresponde à unidade lito-estrutural sugerida por

Braun (1976), para englobar o conjunto litológico que se desenvolve na faixa Atlântica Brasileira, desde o estado da Bahia até o Rio Grande do Sul.

No que concerne a considerações de ordem estratigráfica, em termos da área mapeada, a referida associação encerra entidades petrográficas colocadas por Ebert (1967 e 1971) no Grupo Paraíba e, em parte, no contexto das rochas granitizadas, granitos, gnaisses e, localmente, rochas cristalofilianas, em especial do andar superior do Arqueano, por Moraes Rego (1933)*.

Em seu prolongamento sudoeste, especificamente em tratos no estado de São Paulo, salientamos as seguintes apreciações:

Almeida (1953) refere-se a porções do planalto Paulistano como mantidos por rochas pertencentes à "Série" São Roque, sendo o "Complexo Cristalino" representado pelos gnaisses facoidais ao sul da falha de Cubatão. O mesmo autor (1964), quando se refere aos granitos, micaxistos e gnaisses do planalto do Paraitinga, salienta que é "provável que muitas de tais rochas realmente pertençam ao Grupo São Roque".

Coutinho (1972) coloca rochas similares, ocorrentes às cercanias da cidade de São Paulo, no "Complexo Cristalino".

Hasui (1973) considera grande parte dos ectinitos e migmatitos da região sudoeste da Grande São Paulo como pertencentes ao Grupo Açungui e, posteriormente com Sadowski (1976), estendem a conceituação para setores a sudoeste, aplicando a denominação de "Complexo Embu".

Cavalcante & Kaefer (1974), bem como Algarte et alii (1974), mesmo acreditando na existência, nessa faixa,

* Para este autor o andar superior do Arqueano encontra-se representado por gnaisses leptiníticos ("gnaisses Paraíba"), com lentes de calcários altamente magnesianos, micaxistos e quartzitos, enquanto o inferior é ditado pelos gnaisses porfiroidais das serras do Mar e da Mantiqueira.

de rochas de ciclos orogenéticos distintos, incluíram os diversos tipos petrográficos num denominado "Complexo Gnáissico-Migmatítico", contudo sem oferecer uma conotação geográfica. Por outro lado, firmam como termos do Grupo Açungui as rochas micaxistosas da faixa São Bernardo do Campo - Suzano.

Freitas (1976) apresenta um mapa geológico do litoral norte do estado de São Paulo (Bertioga a Ubatuba), onde estabelece uma "Cinta orogênica NE-SW", representada por metamorfitos do pré-Cambriano superior e uma "Cinta orogênica N75E a EW", ditada por migmatitos do pré-Cambriano médio.

Já em domínio da área mapeada e limítrofe, Melfi & Cordani (1976) apresentam, para as quadrículas de Lorena e Cruzeiro (a primeira totalmente inserida no âmbito do Projeto Sapucaí), a coluna estratigráfica apresentada na figura 16.

Em termos da região trabalhada, a Associação Paraíba do Sul ficou dividida nos complexos Campos do Jordão e Piquete. Tal fato estabeleceu-se com base no grau de complexidade estrutural e na porcentagem de material micaxistoso. Acreditamos que os mesmos sejam compostos de rochas do ciclo orogenético Brasiliano e do seu embasamento remobilizado. Encontram-se os seguintes tipos petrográficos:

. Complexo Piquete: migmatitos bandados, migmatitos porfiroblásticos ou facoidais, leptitos, leptinolitos (micaxistos gnaissóides), biotita-gnaisses a plagioclásio, biotita-muscovita-gnaisses, quartzo-biotita-xistos, granada-micaxistos feldspáticos, hornblenda-biotita-gnaisses, granada-muscovita-biotita-gnaisses, mármores dolomíticos, "quartzitos", rochas calcossilicatadas (calcofels), anfibolitos e carbonato-talco-xistos. Somam-se, ainda, pequenos corpos graníticos de uma tectônica tardia;

Complexo Campos do Jordão: biotita-gnaisses, migmatitos bandados, leptitos, leptinolitos, mármores dolomí-

Idade Geológica Estimada	Unidade Litológica Mapeada	Variações Litológicas Observadas	Comentários sobre a Evolução Geológica Inferida
Cenozóico	Sedimentos Quaternários	Areias, argilas e cascalho	Depósitos de várzeas, terraços antigos e colúvios.
	Sedimentos da Bacia de Taubaté	Arenitos, argilitos e conglomerados	Sedimentação fluvial em bacia de origem tectônica.
Mesozóico	Diques básicos e alcalinos	Diabásios e lamprófiros	Magmatismo associado à reativação tectônica Wealdeniana.
Pré-Cambriano Superior (650-540 m. a.)	Maciços graníticos: Granito Silveira, Granito Rio Bravo, Granito Mendanha, Granito Bocaina e corpos graníticos menores	Granitos, adamellitos, granodioritos e variedades associadas	Ciclo orogênico Brasiliano. Intrusões associadas à fase sintectônica principal e, em parte, a fases pós-tectônicas subseqüentes.
Pré-Cambriano Superior (cerca da 650 m.a.)	Migmatitos	Paleossoma: qualquer das litologias anteriores Neossoma: granítico	Ciclo orogênico Brasiliano.. Unidades correlacionáveis com a Formação Serra dos Órgãos. Os biotita-gnaisses e migmatitos do alto da Serra da Mantiqueira, com estruturas anômalas em relação às direções regionais, podem ser anteriores.
	Biotita-gnaisses (setentrionais)	Biotita-xistos, anfibolitos, quartzitos, rochas cálcio-silicatadas	
	Quartzo-biotita-gnaisses	Quartzitos, anfibolitos, paragnaisses, rochas cálcio-silicatadas, xistos magnesianos	
Pré-Cambriano Superior (?)	Biotita-gnaisses (meridionais)	Xistos, quartzitos, anfibolitos, rochas cálcio-silicatadas, leptinitos, núcleos granulíticos	Ciclo orogênico Brasiliano (?). Estas unidades podem ser tentativamente correlacionadas com a de quartzo-biotita-xistos, sem evidências conclusivas. Podem ser anteriores, pelo menos parcialmente, e/ou incluir núcleos antigos importantes.
	Micaxistos feldspáticos	Biotita-gnaisses, quartzitos, anfibolitos, rochas cálcio-silicatadas	
Pré-Cambriano Superior (cerca de 2000 m.a.)	Gnaisses porfiroblásticos	Gnaisses porfiroblásticos s.s., kinzigitos, rochas graníticas, anfibolitos, quartzitos, rochas cálcio-silicatadas, migmatitos nebulíticos e tipos associados	Ciclo orogênico Transamazônico. Unidade correlacionável com a formação Paraíba do Sul.

Figura 16 - Coluna Estratigráfica das Quadrículas Lorena e Cruzeiro, segundo Melfi & Cordani (1976).

ticos, quartzitos, migmatitos porfiroblásticos, rochas calcossilicatadas, anfibolitos, clorita-talco-xistos, granitos gnáissicos, leucogranitos, dioritos gnáissicos, dioritos e pequenos corpos graníticos de dimensões não mapeáveis na escala adotada.

d) MACIÇOS GRANÍTICOS TARDI A PÓS-OROGÊNICOS INDIVIDUALIZADOS

Tratam-se de corpos rochosos de estruturação granítica e composições que variam de granítica a granodiorítica, exibindo caracteres intrusivos em estádios tardi a pós-orogênicos, em relação ao ciclo Brasiliano.

Dentre eles destacamos, em primeiro lugar, o "Maciço Granítico de Morungaba" (Wernick, 1967 e 1972) e, secundariamente, os de Mendanha, Roseira e Mato Dentro, além de corpos menores encaixados em rochas da Associação Paraíba do Sul.

Rochas graníticas e granitóides incluídas em alguns complexos, principalmente nos de Varginha e Socorro, tratadas como produtos palingenéticos ou anatexíticos de termos granulíticos e com *mise-in-place* autóctono ou sub-autóctono, poderiam ser tratadas neste conjunto. Entretanto, não levamos a cabo tal proposição, devido aos aspectos de grande intimidade com as formações graníticas metassomáticas sinorogênicas, os migmatitos plutônicos e os granulitos.

e) GRUPO BAMBUÍ

Este grupo encontra-se representado pela fácies conglomerática, localmente deformada por cataclase, contendo intercalações estreitas de arenitos feldspáticos, siltitos e sedimentos argilo-síltico. Devido às condições de ocorrência e a espessa cobertura de solos transportados que revestem o *bed-rock* nesta região, tornou-se impraticável fazer maiores observações a respeito do modo de ocorrência desta unidade, tal como espessura, variações laterais e verti-

cais da fácies e estilo estrutural.

Segundo Braun (1968), os domínios predominantemente conglomeráticos do Grupo Bambuí, quando considerados basais, relacionam-se à fácies Carrancas e, quando intraformacionais, à fácies Samburá. Em nosso caso, observa-se que eles podem ser considerados como basais, mas passando para dentro da bacia a interdigitar-se com os outros tipos litológicos do grupo.

f) FORMAÇÃO POUSO ALEGRE

Trata-se de um conjunto litológico definido por Leonardos Jr. et alii (1971), tectonicamente encaixado em metamorfitos metassomáticos dos complexos Amparo e Lambari. É formado por arcósios, arenitos feldspáticos, margas, siltitos e conglomerados, todos exibindo evidências de metamorfismo epizonal.

g) FORMAÇÃO ELEUTÉRIO

Encontra-se delineada por uma seqüência "quase não metamórfica", descrita por Ebert (op. cit.), e que se encontra embutida em rochas altamente deformadas cataclasticamente. A mesma foi correlacionada, pelo referido autor, aos grupos Itajaí, Guaratubinha e Alto Paraguai, à Formação Prados e aos siltitos do Bambuí. Enquanto isto, Wernick (1976) sugere a possibilidade de sua correlação com a Formação Pouso Alegre.

Compondo a sua suíte petrográfica encontramos arenitos arcosianos, siltitos, sedimentos síltico-argilosos, conglomerados brechóides, arenitos lítico-feldspáticos, todos ostentando evidências de metamorfismo brando.

h) FORMAÇÃO PICO DE ITAPEVA

Constitui-se num pequeno conjunto rochoso formado de rochas deformadas por cataclase, onde se reconhecem me-

taconglomerados*, metarenitos, metassiltitos e, provavelmente, metacalcários. Estas rochas parecem guardar afinidades lito-cronológicas com o prolongamento nordeste do bloco tectônico de São Roque, sendo este representado por parte do Complexo Piquete.

Além dos conjuntos litológicos referidos, mesmo não estando representados na figura 15, individualizamos, em diversos tratos, faixas de rochas cataclásticas, algumas de recorrências de esforços cisalhantes. A mais proeminente refere-se à de Campo do Meio, onde podemos falar de um "complexo tectonítico". Por outro lado, salientamos que as diversas ocorrências de rochas metaultrabásicas, por apresentarem maior afinidade com o Complexo Lambari, serão descritas pormenorizadamente no item relativo ao mesmo.

Os diques de gabros e diabásios epimetamórficos, encravados em rochas do Complexo Lavras, foram por nós considerados como manifestações vulcânicas processadas no pré-Cambriano superior. Não descartamos a possibilidade do sincronismo dessas intrusões com aquelas de ocorrências na porção nordeste do cráton São Franciscano, referidas ao intervalo de 1.300 a 1.700 m.a., por Almeida et alii (1976).

6.1.2 - Sobre rochas sedimentares e magmatitos básicos, básico-ultrabásicos e alcalinos associados

Aproximadamente 23.000 km^2 da área abrangida pelo Projeto Sapucaí são constituídos por rochas sedimentares e lavas basálticas da bacia do Paraná - região centro-leste de São Paulo - e, em menor proporção, por sedimentos da bacia de Taubaté, além de 800 km^2 representados pela intrusão alcalina de Poços de Caldas.

A bacia do Paraná, situada no centro-leste da Amé-

---

* A respeito do elemento conglomerático milonitizado, salientamos que, em diversas situações, exibe caracteres de uma brecha tectônica.

rica do Sul, cobre uma área de 1.000.000 km^2, só no território brasileiro, constituindo uma profunda depressão onde estão presentes cerca de 5.000 m de sedimentos neo-paleozóicos, mesozóicos (incluindo os derrames de lavas) e ainda cenozóicos. A área coberta pelas lavas basálticas no Brasil atinge 600.000 km^2. Essa bacia tem sido alvo de inúmeros trabalhos, realizados por diversos pesquisadores, incluindo os pioneiros de White (1908), até os mais recentes, executados principalmente pela PETROBRÁS, pelo CNEN e pelas Universidades de Campinas e São Paulo.

Segundo Northfleet et alii (1969), a sedimentação na bacia do Paraná ocorreu em ambiente pouco perturbado por fenômenos tectônicos e, em conseqüência, as unidades litoestratigráficas aprentam grande continuidade lateral, com pequenas variações faciológicas, sendo, geralmente, sub-paralelas às linhas de tempo. Tal fato, no entanto, não se verifica com as formações depositadas sob influências glaciais (Grupo Itararé) ou com as áreas marginais da bacia, como é o caso da área englobada por esse projeto. De acordo com Soares et alii (1973), nessas áreas marginais, em que a subsidência foi muito lenta em relação ao centro da bacia e os processos erosivos nos episódios de soerguimento foram mais intensos, encontramos um registro sedimentar do tempo geológico muito incompleto. Assim é que, na área de que trata esse relatório, mostra-se ausente todo o sistema Devoniano (Grupo Paraná); os membros inferior e superior da Formação Rio Bonito; parte superior do Grupo Passa Dois; além da Formação Caiuá.

A enorme extensão da bacia do Paraná, abrangendo no Brasil grande parte de sua região sul, além de porções menores do centro-oeste, tem propiciado o desenvolvimento de dezenas de colunas geológicas (figura 17), estabelecidas, geralmente, de acordo com a área pesquisada. Muitas dessas colunas, no entanto, têm-se mostrado inadequadas, algumas justamente por apresentarem caráter local e interessarem ape-

Figura 17 - QUADRO COMPARATIVO DE COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS ESTABELECIDAS PARA A BACIA DO PARANÁ

COMPILADO PELO DESUL — PETROBRÁS 1974

CPRM — PROJETO SAPUCAÍ - RELATÓRIO FINAL - ROCHA & OJUTINHO, 1977

nas a determinados intervalos estratigráficos e outras por revelarem problemas de correlação e mesmo de terminologia estratigráfica.

Os resultados das investigações geológicas realizadas pela PETROBRÁS nos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Minas Gerais, Goiás e Mato Grosso, induziram-na a fazer uma reavaliação dos dados estratigráficos e estabelecer uma coluna representativa para toda a bacia. Esse trabalho de revisão estratigráfica, elaborado por Muhlmann et alii (1074), representou a estratigrafia de toda a bacia, através de quatro colunas (figura 18), levando-se em conta o fato de algumas formações terem ocorrência restrita a determinadas regiões da bacia e também, em alguns casos, por necessidade de manter-se nomes por demais consagrados.

A coluna estabelecida por Muhlmann et alii (op. cit.), para o estado de São Paulo, é aqui adotada com as adaptações que se fizerem necessárias (figura 19).

Intimamente associadas ao vulcanismo básico da bacia do Paraná encontramos manifestações em áreas pré-cambrianas, representadas pela intrusão alcalina de Poços de Caldas, além de pequenos corpos alcalino-básico-ultrabásicos encontrados na Folha Guaratinguetá (Ponte Nova a Santo Antônio do Pinhal, ao sul de Sapucaí Mirim e na região de Virgínia).

A bacia de Taubaté, percorrida pelo curso médio do rio Paraíba, está situada entre rochas pré-cambrianas, comportando-se, morfologicamente, como uma estreita faixa de direção nordeste, aparentemente comprimida entre regiões topograficamente mais elevadas. Frangipani & Pannuti (1956), com base em estudos geofísicos realizados a leste de Jacareí, estimaram em cerca de 450 m a espessura total dos sedimentos da bacia. As unidades lito-estratigráficas que as compõem estão representadas pela Formação Tremembé, de ida-

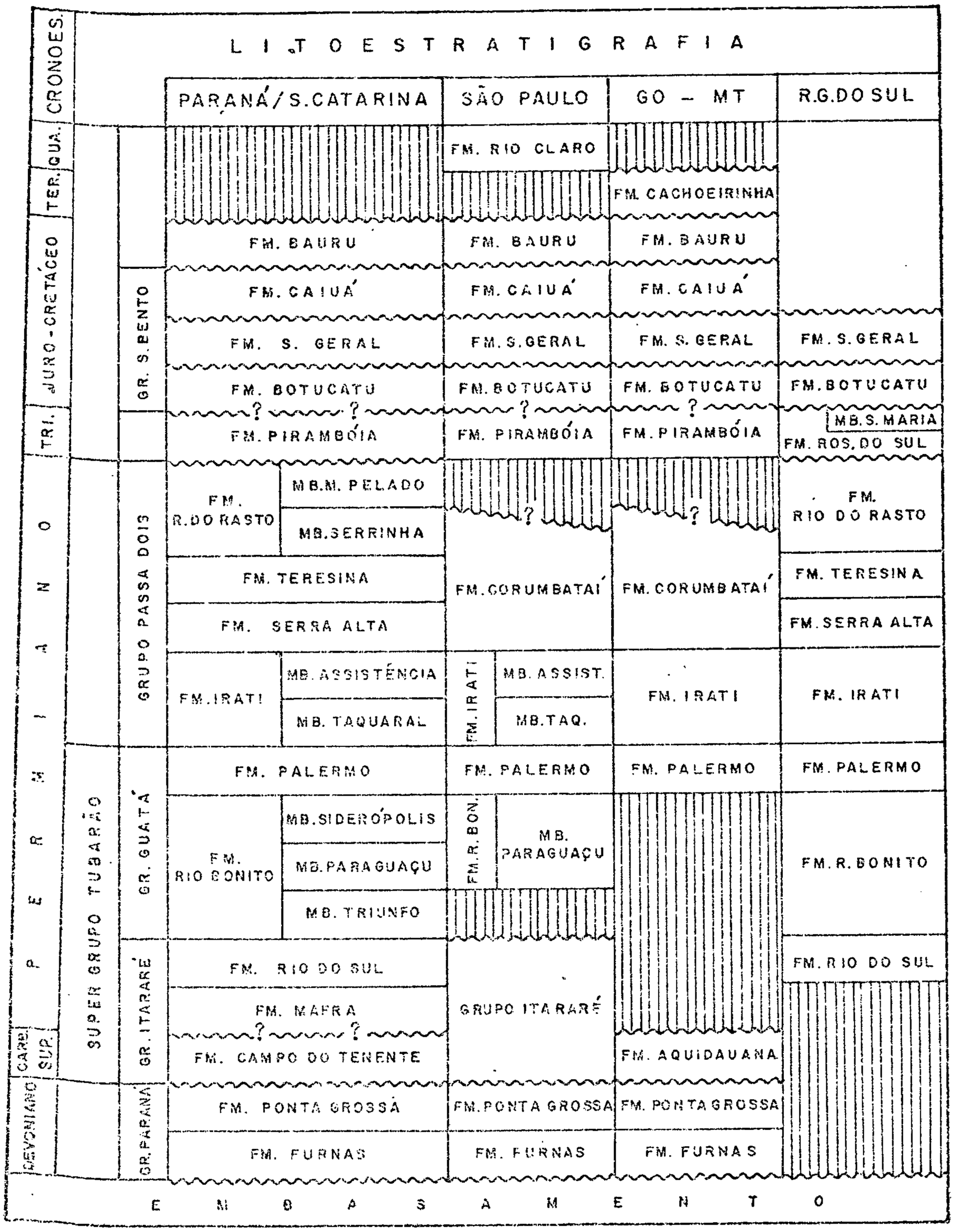


Figura 18 - Colunas estratigráficas da bacia do Paraná
(Fonte: Muhlmann et alli, 1974)

CRONOESTRAT.		ESTRATIGRAFIA			LITOLOGIA
QUA-TERN.			FM. RIO CLARO		Arenitos vari-coloridos, argilosos, pouco consolidados, mal classificados, limoníticos, com níveis de argilitos e cascalhos.
TERCIÁRIO					
JURO-CRETÁCEO		GR. S. BENTO	FM. BAURU		Arenitos róseos, avermelhados e esbranquiçados, médios, localmente grosseiros e conglomeráticos, argilosos; intercalações de siltitos e argilitos.
			FM. SERRA GERAL		Basaltos e diabásios de coloração cinza-escura e preta.
			FM. BOTUCATU		Arenitos róseos, avermelhados e esbranquiçados, finos a médios, com estratificação cruzada; localmente silicificados, conglomeráticos na base.
TRIÁS-SICO			FM. PIRAMBÓIA		Arenito esbranquiçado, amarelado e avermelhado, médio a muito fino, localmente conglomerático, com intercalações de siltitos e argilitos.
P E R M I A N O	SUPER GRUPO TUBARÃO	GRUPO PASSA DOIS	FM. CORUMBATAÍ		Argilitos e arenitos finos, intercalados, argilosos esverdeados, arroxeados e avermelhados, localmente ocorrem bancos calcíferos, na seção inferior ocorrem argilitos, folhelhos e siltitos cinza escuros a pretos com fratura concoidais, ocasionais leitos de calcários.
			FM. IRATI	Mb. ASSISTÊNCIA	Alternância rítmica de folhelhos pretos, pirobetuminosos e calcários cremes, dolomíticos.
				Mb. TAQUARAL	Siltitos e folhelhos cinza escuros, com nível de conglomerado na base, constituídos de seixos de quartzo e sílex.
		GR. GUATÁ	FM. TATUÍ	Mb. SUPERIOR	Siltitos arenosos, esverdeados e amarelados, localmente com finas camadas e concreções de sílex; também arenitos médios, biotíticos.
				Mb. INFERIOR	Siltitos arenosos de cor marrom avermelhada a arroxeada, localmente esverdeados, argilosos, em parte calcíferos.
		GR. ITARARÉ	GRUPO ITARARÉ		Sedimentos essencialmente arenosos, de granulometria variável, com diamictitos, caracterizados por cor vermelho-tijolo. Na seqüência superior dominam arenitos, conglomerados, diamictitos, com subordinações de ritmitos e folhelhos e praticamente desaparece a cor vermelha.
CARB. SUP.			INDIVISO		
DEVONIANO		GR. PARANÁ			
			EMBASAMENTO		

Figura 19 – Coluna estratigráfica das rochas da bacia do Paraná, na área do projeto (Modificada de Muhlmam et alii, 1974).

de oligocênica e pela Formação São Paulo, de idade plio-pleistocênica, formando o denominado Grupo Taubaté.

Sobrepostos à Formação São Paulo e às demais unidades litológicas mapeadas, ocorrem sedimentos recentes, constituídos, principalmente, por aluviões depositadas na planície de inundação dos rios (Paraíba, Sapucaí, Mogi-Guaçu, etc.).

GRUPO	FORMAÇÃO	CONTATO	IDADE
	ALUVIÕES QUATERNÁRIAS		RECENTE
		DISCORDÂNCIA	
TAUBATÉ	SÃO PAULO		PLIO-PLEISTOCÊNICA
		DISCORDÂNCIA	
	TREMEMBÉ		OLIGOCÊNICA
		DISCORDÂNCIA	
	"EMBASAMENTO"		PRÉ-CAMBRIANA

Figura 20 - Estratigrafia da bacia de Taubaté

De forma semelhante à bacia do Paraná, a bacia de Taubaté vem sendo motivo de numerosas investigações geológicas, desde os trabalhos de Pissis, nos meados do século passado (1942), até os mais recentes, como os de Ab'Sáber (1969), Suguio (1969), Carneiro et alii (1976), entre outros.

Devido justamente ao grande número de dados e trabalhos existentes sobre essas bacias, o presente estudo consta, basicamente, da integração e da compilação das mais importantes obras, complementado com informações adicionais, obtidas através de interpretação fotogeológica e cheque de campo, incluindo levantamentos de vários perfis, descrição de afloramentos e tomadas de fotografias.

6.2 - Pré-Cambriano e Eopaleozóico

6.2.1 - Associação B_1 - Complexo Lavras

A Associação B_1 é representada pelo Complexo Lavras e compreende uma unidade lito-estrutural onde se impuseram menores transformações petrogenéticas do ciclo Brasiliano (excessão parcial ao metamorfismo cataclástico), em contraposição com outros pacotes rochosos que exibem assembléias litológicas similares. Tal equiparação é estabelecida com os blocos Varginha (Folhas Varginha e Ribeirão Preto), Socorro (Folhas Campinas e Guaratinguetá) e Paraisópolis (Folha Guaratinguetá), onde se processaram marcantes diferenciações por intermédio do variado elenco de rochas graníticas róseas equi e inequigranulares, granitos e granitóides porfiroblásticos cinzas e migmátitos diversos com farto reflexo da granitização brasiliana. Além disso, exibem melhormente as rochas da faciologia granulítica e seus produtos intermediários às "formações" graníticas.

Aflora em uma área de cerca de 1.900 km^2, na extremidade nordeste da Folha Varginha.

Em seu domínio reconhece-se uma fase granítica muito importante, que se traduz na edificação do maciço granítico de Porto dos Mendes. Esta granitização manifesta-se no conjunto granulito-migmatítico por intermédio de corpos conformes ou discordantes da foliação gnáissica e, mesmo, formando pequenos *stocks* satélites, não mapeáveis na escala deste trabalho.

Rochas filiadas a um estádio pegmatítico subseqüente estão expostas em diversos afloramentos, correlacionando-se, certamente, à famosa província do Rio das Mortes (Nazareno).

Tipos petrográficos básicos metamorfizados, filiados a duas manifestações magmáticas, bem como metaultrabasitos, que julgamos correlacionáveis ao "vulcanismo Barbacena",

afloram em diversos tratos. A primeira fase é reconhecida através de anfibolitos e anfibólio-xistos, que exibem maiores transformações, enquanto a segunda através dos diques de diabásio e gabro parcialmente metamorfizados (vide item 6.2.5).

Para a delimitação das zonas de predominância dos tipos petrográficos, procuramos reunir as rochas com identidades aproximadas quanto à granulação, ao grau de metassomatismo e ao conteúdo mineral. Desta maneira, foram definidas áreas de acordo com a densidade de corpos graníticos "tipo Porto dos Mendes", a estruturação granulítica, a incidência de corpos metabasíticos e ao nível de cataclase. Tal delimitação processou-se, fundamentalmente, com base nas observações de campo, que, devido à grande intimidade entre os diversos componentes do conjunto, acarreta texturas, estruturas e tonalidades fotográficas iguais ou muito próximas. Delineamos, assim, os seguintes domínios de predominâncias:

i - Domínio granulito-granito-migmatítico de Cana Verde (Folha Varginha)

Ostenta, como peculiaridade, uma maior densidade de pequenos corpos graníticos do "tipo Porto dos Mendes",chegando a formar maciços intimamente estruturados com as massas migmatíticas e biotita-leptíticas (granulitos retrometamorfizados). Os granulitos básicos (enderbitos) mostram-se em exposições subordinadas e as rochas metabasíticas, como nos outros domínios, não são raras.

A sua porção meridional é marcada por termos porfiroblásticos granitóides (foto 1), com encraves básicos e biotita-gnáissicos, cortados por veios e vênulas quartzo-feldspáticos, bem como por pequenas falhas e, mais raramente, estreitos níveis descontínuos de sílica (foto 1). Esses expõem-se, também, em diversos outros tratos (leste da cidade de Cana Verde). A noroeste de Perdões exibem deformações cataclásticas, silicificação e estreitos diques aplíticos.

A parte setentrional encontra-se ocupada por formações gnáissicas, geralmente leucocráticas, com segmentos cataclásticos, onde o quartzo e os feldspatos dispõem-se em grãos subarredondados ou quase *augen*, principalmente na faixa que acompanha o traçado do ribeirão dos Machados. Nesse sítio tem-se uma vasta cobertura de solo de consistência arenosa e tonalidade esbranquiçada ou amarelo-pálida, tornando-se mais acentuada nas zonas de influência de corpos básicos. Tal fato está fielmente retratado em fotografias aéreas por um tom cinza claro. Aí diagnosticamos uma fase pegmatítica, que se processou em estágio ou estágios pré-cisalhamento. Os termos granito-gnáissicos (migmatitos) associam-se a massas pegmatóides (Machado dos Perdões) e encerram veios centimétricos de quartzo. Por outro lado, adicionam-se exposições semelhantes ao do domínio tectonítico de Nepomuceno e a faixa Coqueiral-Boa Esperança, no que concerne a rochas de caráter ortognáissico de coloração esbranquiçada.

Tramas bandadas com níveis cinza-esverdeados, cinza-escuros e félsicos (quartzo-feldspáticos), contínuos e descontínuos, são vizualizadas a norte de Cana Verde (corte da MG-25). Trata-se de rocha migmatítica milonitizada, filiada à falha do ribeirão dos Machados, delineada como um segmento da falha dos Vilelas.

A análise microscópica de amostra de uma banda cinza-esverdeada, de granulação média à fina, forneceu uma composição a oligoclásio, quartzo, biotita cloritizada, opacos, epidoto-zoisita, apatita, zircão e sericita.

Para os granulitos básicos de Cana Verde reconhecemos, em seção delgada, uma rocha de textura granoblástica, composta por um mosaico de grãos de plagioclásio geminado como albita (faixa da andesina), às vezes com suas lamelas deformadas. Genericamente os grãos encontram-se interajustados entre si, mostrando extinção ondulante e recristaliza-

ção.

Os prismas incolores de diopsídio são freqüentes, alguns deles apresentando transformação em hornblenda, segundo as suas bordas ou os traços de clivagem. O ortopiroxênio (hiperstênio) zonado aparece no núcleo (?) e na periferia do diopsídio. Os grãos de opacos são abundantes e, em geral, ocorrem moldados aos prismas de piroxênio. Em proporções bem subordinadas aparecem palhetas de biotita parda e cristais incolores de apatita. A sericita, o epidoto e o carbonato ocorrem como produtos de transformações do plagioclásio.

Os espécimes de estruturação granito-gnáissica mostram regularmente um predomínio do feldspato potássico sobre o plagioclásio.

2 - Domínio leptito-migmatito-metabasítico de Perdões (Folha Varginha)

Este domínio encerra tipos petrográficos com paragênese compatível com a fácies anfibolítica e secundariamente granulítica. Os primeiros, em significativa parcela, traduzem-se como diaftoritos de rochas granulíticas.

Predominam as rochas gnáissicas de tonalidade cinza-clara e esverdeada, quando inalteradas, e esbranquiçadas, amareladas ou acarameladas, quando meteorizadas. A granulação é de média à fina, com exemplares que exibem blastos milimétricos de feldspatos.

Algumas parcelas são representadas por granulitos quartzo-feldspáticos, leptitos ou granulitos leucocráticos metassomáticos.

Como nos outros setores, veios e diques quartzo-feldspáticos são comuns.

O caráter gradativo das unidades postas nesse âmbito com os migmatitos porfiroblásticos é muito bem observa

do às cercanias do trevo de Lavras (BR-381).

Os parâmetros da foliação gnáissica direcionam-se regularmente para noroeste e oeste, com mergulhos para sul e norte. A primeira tendência de caimento predomina ao sul do rio Grande.

Os primeiros afloramentos ao norte do rio Grande (fazenda Monte Alegre), via BR-381, expõem rochas gnáissicas com bandamento contínuo e descontínuo, com níveis onde o teor de quartzo é mais elevado e outros de coloração cinza-esverdeada, grã fina, com estiramento dos grãos de quartzo e feldspato e subordinadamente micaxistosos. Este conjunto passa para migmatitos porfiroblásticos com restitos básicos, dados como resultantes de uma porfiroblastese imposta aos piroxênio-granulitos ortognáissicos.

Na pedreira da Construtora Minas Sul S.A. a rócha mostra aspectos idênticos aos anteriores, com granulação média e níveis quartzo-feldspáticos descontínuos materializando estruturas dobradas. Raras massas pegmatóides cortam obliquamente ou mostram-se conformes à foliação.

Os termos descritos como biotita-leptitos e biotita-gnaisses metassomáticos (migmatitos) exibem composição a quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, muscovita, epidoto-zoisita, ± titanita, apatita, opacos e sericita. As únicas diferenças observadas entre os mencionados tipos petrográficos são a granulação, média ou fina, e a predominância do feldspato potássico (geralmente microclina) sobre o plagioclásio em determinada amostra e o inverso noutra. Em síntese, a constituição é fundamentalmente quartzo-feldspática, com os grãos minerais bem interajustados entre si, mostrando denteamento, extinção ondulante, recristalização e nítida orientação preferencial em uma direção.

Nesse domínio é característica marcante a grande incidência de corpos metabásicos, em parte com certa afinidade com a encaixante, que sofreu ação pegmatítica.

Nos diversos afloramentos visitados, as massas básicas mostravam-se alteradas*, configurando-se como corpos magmáticos que foram intrusionados na seqüência granulítica e biotita-leptítica, em parte migmatítica, e submetida a dois eventos metamórficos. Em algumas situações o material básico perfaz mais de 60% do afloramento.

As variedades situadas em zonas cataclásticas são untuosas ao tato e exibem superfícies de foliação estriadas ou microplissadas. Enquanto isso, tem-se tipos bandados, encerrando massas quartzo-feldspáticas e em jazimentos concordantes à estrutura da encaixante, bem como dobrados em escala métrica.

Ao microscópio, uma amostra colhida na fazenda Monte Alegre, de granulação média e cor cinza escura, revelou uma composição a tremolita, epidoto-zoisita, pumpellyita, titanita, apatita, plagioclásio e óxido de ferro. Esta rocha é composta dominantemente por um mosaico granoblástico de largos cristais de tremolita incolor e verde pálido, constituindo-se num metabasito. Não apresenta qualquer evidência da rocha que lhe deu origem. O plagioclásio ocorre em muito baixa porcentagem, juntando-se a pequenas massas de carbonato. Por outro lado, apresenta evidências de que sofreu ação hidrotermal.

Aos tipos mencionados adicionamos rochas de aspecto granitóide, de granulação fina à média, que encerram certa identidade com termos petrográficos incluídos no domínio de Cana Verde. Tratam-se de dioritos gnáissicos com um quadro mineral a andesina, cummingtonita, sericita, biotita, epidoto-zoisita, clorita, opacos, apatita e zircão.

---

* Como sítios representativos desta afirmativa citamos cortes da rodovia Lavras-São João del Rei, ao sul e leste da primeira localidade, e da BR-381 entre o trevo de Lavras e a cidade de Perdões.

3 - Domínio migmatítico norte de Nepomuceno (Folha Varginha)

É o domínio que exibe maior regularidade nos elementos meso-petrográficos, sendo marcado por uma profusa distribuição de rochas porfiroblásticas e granitóides, frequentemente recortadas por massas pegmatóides (quartzo-feldspáticas com biotita e muscovita - foto 2) e secundariamente aplítica (foto 3). Distribui-se desde o norte de Nepomuceno até os arredores de Lavras.

O seu campo ocidental de afloramentos é interrompido no domínio do maciço de Porto dos Mendes e o meridional dilui-se em espécimes cataclásticos da faixa de Nepomuceno.

No que tange aos aspectos mesoscópicos, os termos migmatíticos e granitóides são de coloração cinza, estrutura gnáissica, grã média à grosseira e, geralmente, portando facóides ou porfiroblastos de feldspatos. Na porção leste do domínio mostram tramas heterogêneas, com a participação de massas graníticas "tipo Porto dos Mendes". Subsidiariamente, encontramos segmentos cataclásticos, micaxistosos e leptíticos.

Os termos que mantêm a morraria a oeste de Lavras exibem certo bandamento, encerrando níveis onde os facóides e os fusos feldspáticos ou mistos exibem dimensões centimétricas e outros onde aqueles são de tamanhos reduzidos. Neste sítio, acreditamos que parte das rochas são de estrutura *flaser* recristalizada, caracterizada por um trama portadora de lentes milimétricas de quartzo interferindo em massas quartzo-feldspáticas granulares, dispostas em níveis centimétricos descontínuos (nestas recristalizaram-se em *augen*), que imprimem com as bandas biotita-hornblêndicas uma estrutura bandada.

A geometria dos blastos, em cortes ortogonais à gnaissificação, é subarredondada, trapezoidal, losangular e

quase elíptica.

Ao microscópio, as rochas predominantes ostentam uma composição mineralógica a quartzo, microclina, plagioclásio, hornblenda, biotita, opacos, apatita, zircão, ± titanita, sericita, epidoto-zoisita e ± carbonato, tendo-se proporções variáveis de minerais acessórios e secundários.

Um exemplar colhido a oeste de Lavras é uma rocha heterogênea, composta de facóides, principalmente de quartzo e feldspato e que estão intercalados com lentes subparalelas de composição dominantemente quartzo-feldspática, de granulação fina. Essas lentes interdigitam-se com os facóides, tomando formas irregulares, por vezes variando de granulação, aparecendo junto aglomerados de palhetas de biotita marrom e prismas de hornblenda verde. Esses ferro-magnesianos arranjam-se em segmentos rudimentarmente paralelos, obedecendo à estrutura geral da rocha. Apresenta recristalização, denteamento e extinção ondulante. Grãos de titanita marrom clara, epidoto-zoisita verde claro, apatita em prismas incolores, zircão, alanita avermelhada e opacos são os minerais que ocorrem em proporções acessórias.

Espécimes mais homogêneos, afiorantes a norte de Nepomuceno, evidenciam, ao microscópio, uma granulação grosseira, textura mortar, com áreas de segregação. Em algumas partes destas áreas dominam cristais subédricos de microclina pertítica, noutras concentram-se grãos de quartzo ou ainda aglomeram-se minerais máficos.

Os cristais subédricos de plagioclásio apresentam-se turvos, devido à transformação em sericita e epidoto. A biotita em palhetas pardo-avermelhadas ocorre junto com prismas de hornblenda verde. O carbonato aparece entre os demais minerais e preenchendo microfraturas.

4 - Domínio gnáissico-tectonítico de Nepomuceno (Folha Varginha)

Compreende a faixa meridional com Complexo Lavras, estendendo-se desde Santana da Vargem até sul de Lavras, com exposições no Complexo Campos Gerais*. Encontra-se ocupado por rochas que exibem, ordinariamente, deformações advindas de processos fluxionais cataclásticos, em diversos níveis.

A sua parte ocidental é ditada por tipos leucocráticos e gnáissicos; não raramente miloníticos. Estes exibem, subordinadamente, níveis de xistos, que são encaixante para diques de anfibolitos e xistos magnesianos. Na periferia encontramos segmentos de unidades porfiroblásticas, sendo alguns deles individualizados, enquanto outros mostram-se intimamente associados aos milonitos leucocráticos**.

Massas quartzo-feldspáticas pegmatóides chegam a participar das estruturas dos milonito-gnaisses.

Diversos afloramentos caracterizam-se por rochas de tonalidade cinza-clara, leuco a mesocráticas, de granulação fina à média, bandadas, com trechos onde a foliação encontra-se ondulada. Enquanto isto, às proximidades da porção mediana do domínio temos exposições de caráter ortognáissico, evidenciado por uma gnaissificação mal definida, com quartzo, feldspatos e palhetas de biotita caoticamente distribuídas ou organizadas em determinados *trends*.

A composição mineralógica de unidades bandadas (sul de Nepomuceno) é expressa por plagioclásio, quartzo, epidoto, hornblenda, microclina, biotita, titanita, apatita, opacos, sericita, leucoxênio.

---

* Incluem-se nesse domínio rochas análogas às ocorrentes nos complexos Campos Gerais e Lambari. Por outro lado, acreditamos que, grande parte das rochas gnáissicas aí encerradas, em seu estágio pré-milonitização, foram formadas em ciclo geotectônico mais jovem que a seqüência granulítica do norte.

** Maiores referências sobre a organização das tramas e composições dessas rochas são encontradas no item 6.2.10.

Esta associação, em termos dos minerais essenciais, também se verifica nos tipos porfiroclásticos.

Os milonito-gnaisses leucocráticos ostentam farta recristalização dos componentes e a microclina é o feldspato predominante. Além disso, a muscovita está presente e a porcentagem de minerais secundários é maior.

Em seu sítio mediano predominam os termos gnáissicos bandados, às vezes lembrando caráter paragnáissico, com bancos micaxistosos. São freqüentes as massas metabasíticas e ultrabásicas xistificadas. Estas rochas chegam a apresentar distribuições que nos levam a idealizar conformações sub-horizontais em estádio pré-metamórfico.

Essa zona é melhormente caracterizada no trecho da BR-381, entre o trevo de Nepomuceno e a desembocadura do ribeirão do Salto no ribeirão São João. Trata-se de um percurso onde diagnosticamos uma predominância de rochas alteradas, sendo reconhecidos:

a) rochas alteradas, representadas por bandas síltico-argilosas mosqueadas e níveis caulinítico esbranquiçados, com espessura de centímetros a metros, exibindo microdobras e falhas;

b) rochas filíticas decompostas;

c) quartzo-muscovita-xisto lenticular, exibindo superfícies de foliação estriadas;

d) metamorfito básico com alteração hidrotermal e alteração marrom-escura, ferrugem e amarelo-ocre;

e) rochas sãs, do tipo milonito-gnaisse e milonito-xisto;

f) rochas gnáissicas bandadas, parcialmente cortadas

por massas pegmatóides e com pequenas dobras e falhas.

Massas quartzo-feldspáticas interferem nas rochas metabásicas, cortando-as obliquamente ou alojando-se segundo a foliação.

Na parte sul do segmento, com alta densidade de corpos básicos e ultrabásicos metamorfizados, tem-se material formado de tremolita-actinolita, clorita, epidoto-zoisita, titanita, apatita e opaços, que se juntam à rocha, que sofreu ação hidrotermal-pegmatítica.

Às proximidades do contato tectônico com o Complexo Rio Elvas afloram rochas gnáissicas de coloração cinza, granulação média, com porções mais finas e outras mais homogêneas, onde a biotita ocorre em estreitos *Schlieren*. Somam-se bandas micaxistosas escuras.

Ao microscópio trata-se de uma rocha ritmicamente bandada, composta por leitos com dominância feldspática, que se intercalam com leitos quartzosos e micáceos, que, por vezes, interdigitam-se entre si. Os minerais apresentam granulometria variável, estando muito bem ajustados entre si, com recristalização, sendo orientados segundo uma direção preferencial. Tem-se situações em que as finas palhetas de biotita concentram-se ao redor dos minerais félsicos, acompanhando seus contornos em pequenos agregados.

O quadro mineral básico é ditado por microclina, quartzo, plagioclásio, biotita, opacos, epidoto-zoisita, alanita, titanita, muscovita, fluorita, apatita, rutilo, zircão, carbonato e sericita.

A parte oriental do domínio de Nepomuceno é marcada por exposições de rochas granitóides pouco deformadas e gnáissicas milonitizadas. Para as primeiras delimitamos dois maciços, expressos por termos de granulação média à grosseira, de tonalidade cinza clara, em parte com sistemas de fra

turas subparalelas, segundo as quais aparece material fino, escuro e de brilho micáceo. Em certas porções encontramos unidades feldspáticas subarredondadas de dimensões centimétricas. Sua composição varia de granito a granodiorito.

Para os termos graníticos reconhecem-se espécimes compostos por largos cristais de microclina pertítica (que, por vezes, incluem poiquiliticamente plagioclásio e quartzo), de cristais de plagioclásio geminado como albita (faixa do oligoclásio) e de quartzo informe intersticial.

Os agregados formados de grãos de quartzo mostram deformação ora numa direção, ora noutra. Além disso, há deformações nos demais componentes. Os cristais de plagioclásio mostram-se turvos, em geral, devido à transformação em sericita, carbonato e epidoto-zoisita, que se concentram, preferencialmente, ao longo das lamelas de geminação e dos traços de clivagem. A biotita ocorre em palhetas pardo-esverdeadas, por vezes avermelhadas, transformada em epidoto, encontrando-se, em algumas delas, a presença de um reticulado de agulhas de rutilo.

Os acessórios mais freqüentes são titanita marrom clara, apatita em prismas hexagonais incolores, alanita avermelhada, opacos e zircão, sendo que este último, quando incluso na biotita, exibe halos pleocróicos. Como minerais de alteração tem-se sericita, carbonato e óxido de ferro.

Na unidade granodiorítica reconhecem-se, em seções delgadas, textura provavelmente hipiautomórfica, com o plagioclásio grosseiro exibindo contornos nítidos dos grãos, bem como texturas granoblásticas em porções mais quartzosas. Nestes a microclina ocorre subordinadamente, sendo bem geminada e pertítica.

5 - Domínio granulito-migmatítico de Ribeirão Vermelho (Folha Varginha)

É a zona de predominância das rochas piroxênio-gra

nulíticas do Complexo Lavras e seus produtos diaftoréticos mais próximos, encerrando blastos feldspáticos.,

Aí constatamos que o sítio do domínio granulítico a piroxênio progressivamente dá lugar, no sentido norte, a rochas com profusa distribuição de porfiroblastos de feldspato, em significativa parcela facoidais. Essa tendência acompanha a polarização do desaparecimento do piroxênio, surgindo como máficos essenciais a biotita e a hornblenda. Para sul o processo é mais ou menos semelhante, diferenciando-se pela presença de uma faixa leptítica (Ribeirão Vermelho) entre os piroxênio-granulitos e os migmatitos facoidais que mantêm as principais saliências topográficas a oeste de Lavras. Para oeste dilui-se nos termos granitóides com participação de massas graníticas "tipo Porto dos Mendes".

Mesoscopicamente, os espécimes granulíticos a piroxênio são de tonalidade cinza escura-esverdeada, quando não alterados, de granulação média à grosseira e com arranjo irregular dos grãos, só se ressaltando a estruturação gnáissica, quando meteorizados. Neste caso apresentam coloração esbranquiçada ou acaramelada. Enquanto isso, nos termos leptíticos (granulitos leucocráticos) associados, onde é baixo o percentual de minerais simáticos, encontram-se grãos de quartzo estirados ou discóides imprimindo a gnaissificação, juntamente com a biotita e a hornblenda.

Como situações locais, deparamos com os granulitos leucocráticos com bandas cinza-esverdeadas e remanescentes mais básicos, de tonalidade escura, bem como faixas de segregações metamórficas de caráter pegmatóide, de aparência gráfica, onde lentes mili-centimétricas de quartzo jazem numa matriz predominantemente feldspática.

Os termos migmatíticos porfiroblásticos ostentam tonalidade mais clara, contudo, persistindo ainda as matizes esverdeadas, quando tratamos com exemplares inalterados.

Estudo microscópico de piroxênio-granulito denuncia uma rocha de textura granoblástica, granulação heterogênea, composta principalmente por grãos incolores de plagioclásio, geminados como albita; de microclina, por vezes pertítica e de grãos de quartzo. Os grãos mostram-se bem apertados entre si, com denteamento, extinção ondulante e recristalização. O último mineral também aparece em intercrescimento com o plagioclásio em forma mirmequítica.

O mineral escuro dominante é o diopsídio, que ocorre em cristais verde pálido, porém suas bordas e traços de clivagem apresentam transformações em material verde (uralita). O plagioclásio exibe transformação em sericita e carbonato. Em proporções bem subordinadas encontram-se grãos de opacos, palhetas de biotita, apatita incolor e zircão.

Para os migmatitos facoidais da parte setentrional, ao contrário dos piroxênio-granulitos, o feldspato dominante é a microclina, enquanto o plagioclásio chega a ocorrer em proporção inferior ao quartzo. O piroxênio está ausente e os máficos essenciais são a biotita e a hornblenda, que aparecem como aglomerados.

6 - Maciço granítico de Porto dos Mendes (Folha Varginha)

Sob esta denominação descrevemos o maciço rochoso que se distribui desde norte da cidade de Boa Esperança até Santo Antônio do Cruzeiro e sudoeste de Cana Verde. Em seu domínio deparamos com um relevo em grande parte movimentado, ostentando como altos topográficos mais importantes as serras do Tamanduá, das Pedras, da Laje, do Gambá, do Óleo, do Paiol e o morro do Pinhal. Freqüentemente verifica-se uma alta densidade de afloramentos.

O seu limite meridional acompanha a borda sul do morro do Pinhal e a serra do Gambá, exibindo, em certos trechos, um paralelismo com a estrada que liga Nepomuceno a Boa

Esperança. Por sua vez, o setentrional coincide com o paralelo 21° no intervalo compreendido entre os meridianos 45° 15' e 45° 30' W, aproximadamente, englobando uma área em torno de 520 km^2.

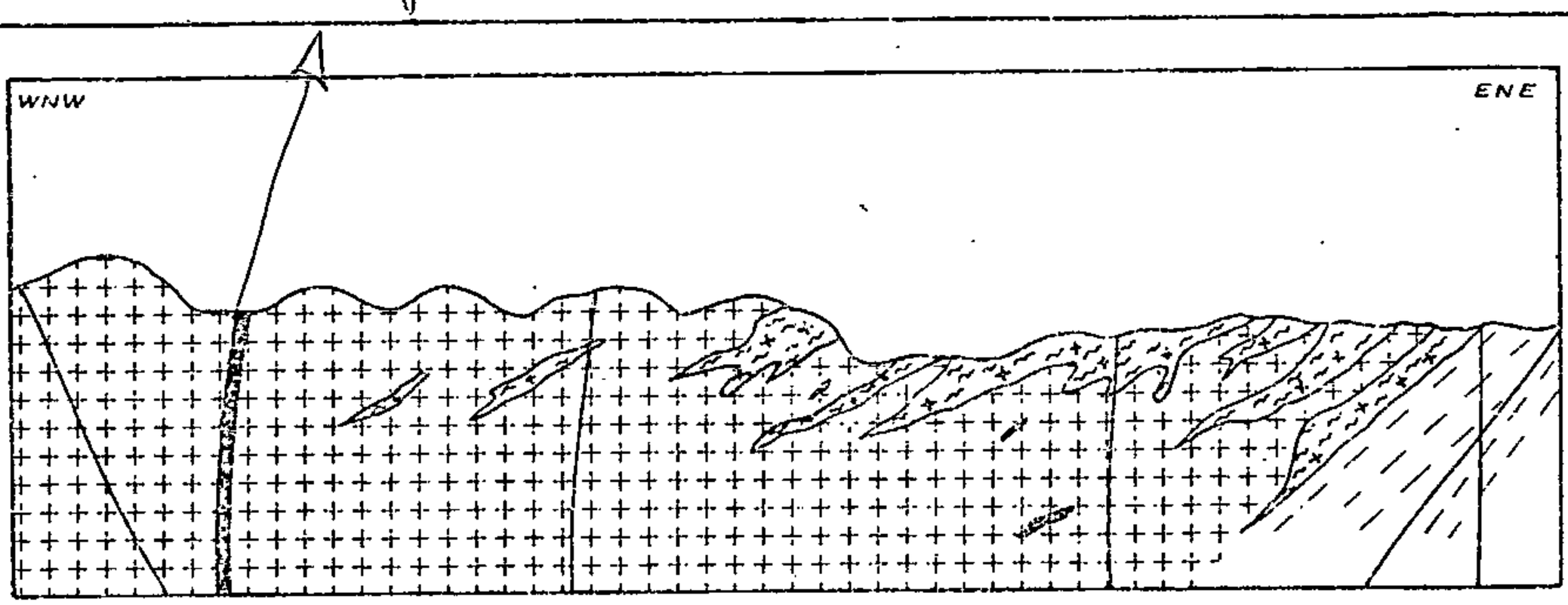
Os seus contatos são normais, exibindo elementos que denunciam uma intrusão de "magma" granítico discordante aos metamorfitos de faciologia granulítica, parcialmente migmatitizados, do complexo Lavras. Tal fato está retratado fielmente em seus trechos orientais, tanto a noroeste de Nepomuceno como a sudoeste de Cana Verde. Acrescem-se, ainda, observações tomadas em pequenas ocorrências de granitos "tipo Porto dos Mendes" computadas no mencionado complexo. Neste setor mostram-se francamente posteriores, com encraves de migmatitos facoidais ou porfiroblásticos, idênticos aos evoluídos da seqüência granulítica de Ribeirão Vermelho (Rodovia Perdões-Cana Verde, aproximadamente 4 km do trevo da BR-381, a sul da primeira localidade). A leste de Cana Verde os encraves são de anfibólio-gnaisses, leptitos e bolsões quartzo-feldspáticos. Exceto estas heterogeneidades marginais, a massa granítica é bastante homogênea, mesoscopicamente.

Em seus aspectos petro-mesoscópicos são rochas de tonalidades cinza-esbranquiçadas, leucocráticas a mesocráticas, compostas de cristais esbranquiçados e amarelados de feldspato, por vezes de brilho nacarado, quartzo incolor e palhetas escuras de biotita brilhante (rocha sã).

Este maciço apresenta-se como um corpo que, após a sua edificação, foi alvo de esforços compressivos e distensivos, alojando efusivas básicas no penúltimo estágio distensivo do pré-Cambriano superior (figura 21).

Microscopicamente, a suíte mineral é ditada por microclina, quartzo, oligoclásio, biotita, muscovita, epidoto-zoisita, opacos, apatita, zircão, titanita, alanita, sericita, ± clorita, ± carbonato.

Exemplar da fazenda do Chacrinha foi diagnostica-



LEGENDA

Biotita-granito "tipo Porto dos Mendes"

Granulitos retrometamorfizados migmatíticos, migmatitos facoidais porfiroblásticos, leptitos com níveis anfibolíticos

Diques básicos epimetamorfizados

Encraves de biotita-gnaisse a plagioclásio, em parte migmatíticos

Hornblenda-piroxênio-granulitos, leptitos (granulitos leucocráticos) em parte retrometamorfizados e com porfiroblastese

Figura 21-Seção esquemática do comportamento espacial entre as rochas graníticas de Porto dos Mendes e unidades do Complexo granulito-migmatítico de Lavras.

do como uma rocha composta, principalmente, de cristais subédricos de microclina pertítica e plagioclásio e de quartzo informe intersticial em maior porcentagem do que o último plagioclásio, arranjados numa textura granular hipidiomórfica. O plagioclásio encontra-se geminado como albita e fixa-se no intervalo do oligoclásio, em geral turvo, devido à transformação em pequenas palhetas de sericita e grãos de epidoto. O máfico essencial é a biotita em palhetas pardo-esverdeadas, em parte transformadas em clorita, titanita e epidoto.. Disseminados por toda a seção delgada, encontram-se, como acessórios, grãos incolores de apatita, zircão, titanita marrom clara e alanita avermelhada.

Nos sítios de mais enérgica cataclase aparece a clorita e a microclina, destacando-se da massa mineral circunvizinha como porfiroblastos recristalizados, que se juntam a agregados quebrados de minerais félsicos. Estes estão contornados, fluxionalmente, por uma fração mais fina, por vezes totalmente pulverizada, rica em félsicos e palhetas de biotita, sericita e clorita, que apresentam forte recristalização (Ex.: norte de Porto dos Mendes, estrada para Campo Belo).

Na porção ocidental, entre a faixa cataclástica da cidade de Boa Esperança e a fazenda Retiro, as exposições fornecem espécimes ordinariamente gnaissificados por metamorfismo dinâmico e cortados por diques básicos epimetamorfizados, além de aparecerem, em certos locais, massas de quartzo leitoso ou vítreo bem cristalizado. Aí a granulação é média, com porções encerrando pórfiros de feldspato. Ao microscópio, assinala-se, além dos minerais anteriomente denunciados, material argiloso, rutilo e leucoxênio. A microclina é pertítica, ocorrendo em cristais tabulares e maclados segundo Carlsbad. Subordinadamente aparece plagioclásio geminado pela lei albita e em parte turvo devido à sericita. Salientam-se aspectos texturais de um caráter ígneo,com deformações cataclásticas posteriores.

Análises microscópicas dos encraves revelaram termos biotita-gnáissicos e migmatíticos, embutidos em biotita-granitos com alguns pórfiros feldspáticos milimétricos (foto 4), determinando-se o seguinte quadro mineral:

a) Encrave migmatítico - quartzo, plagioclásio, biotita, sericita, clorita, epidoto-zoisita, apatita, alanita, opacos, carbonato e zircão;

b) Encrave gnáissico - plagioclásio saussuritizado, quartzo, biotita, epidoto-zoisita, hornblenda, zircão, alanita, opacos, caulinita e clorita.

Mesmo sendo pequeno o número de informações, podemos sugerir que, para este sítio, os encraves possuem um mesmo vínculo genético, tendo-se para a proto-rocha uma composição básica à intermediária. As modificações imprimidas pelo "magma" granítico não promoveram variações consideráveis nos parâmetros modais dos elementos pré-existentes, a não ser o enriquecimento em sílica.

Aos domínios retromencionados anexamos a faixa de norte de Nepomuceno até oeste-sudoeste de Boa Esperança, passando em Coqueiral, ocupada por rochas gnáissicas leucocráticas de grã média, englobando diques metabásicos, migmatitos de cor cinza, veios aplíticos e massas quartzo-feldspáticas dobradas (dobras ptigmáticas - foto 5), rochas finamente bandadas, apófises graníticas "tipo Porto dos Mendes" (Santo Antônio do Cruzeiro) e, secundariamente, piroxênio-granulitos. Em geral, exibem modificações impostas por metamorfismo dinâmico, com diversos graus de quebramento.

Os termos bandados mili- centimetricamente, tidos como diaftoritos granulíticos, são de granulação média, tonalidade cinza, com leitos félsicos portando quartzo em lentes ou granular, que se mostra, ao microscópio, como fitas alongadas seguindo a direção geral da rocha. Por sua vez, nos leitos máficos predominam palhetas de biotita e prismas de

hornblenda. Sua composição é ditada por quartzo,microclina, plagioclásio, hornblenda, biotita, titanita, opacos, epidoto-zoisita, zircão e sericita.

Foi assinalado ainda um piroxênio-granulito a sul e sudoeste de Coqueiral, de coloração cinza escura, quando são, de granulação média à grossa e, não raramente, com bastante material de alteração advindo do metamorfismo retrógrado a que foi submetido. Forneceu nítida resposta ao levantamento aereomagnetométrico, refletindo um relevo local bem movimentado. Ao microscópio ostenta textura granoblástica ou granulítica típica, em certos trechos. A sua mineralogia essencial é de grãos xenomórficos de feldspato potássico (predominante) e plagioclásio (oligoclásio). O piroxênio é representado por augita e hiperstênio, enquanto o anfibólio (hornblenda) ocorre, ordinariamente, como produto de uralitização.

6.2.2 - Associação Barbacena

6.2.2.1 - Complexo Socorro

Ocupando uma área de aproximadamente 4.500 km^2, o Complexo Socorro limita-se a norte e oeste com rochas do Complexo Amparo e do maciço granítico de Morungaba, por intermédio das falhas de Socorro e de Monte Sião e sua componente, que se estabelece no fechamento da antiforma de Socorro. Na parte oriental limita-se com o Complexo Paraisópolis, através da falha de Camanducaia.

Petrograficamente, ostenta marcante similaridade com o Complexo Varginha, no que diz respeito às rochas da fácies granulítica e seus produtos de granitização ou de metamorfismo retrógrado. O mesmo foi verificado com rochas do Complexo Paraisópolis, separando-se deste na sua porção ocidental. Por outro lado, não ficou bem estabelecido se todos os componentes do Complexo Amparo representam a fácies anfi

bolítica do conjunto litológico que originou os granulitos e rochas afins do Socorro.

Os tipos petrográficos encontrados em seu sítio são:

1 - Granulitos e rochas afins

Neste contexto descrevemos uma suíte de termos petrográficos da fácies granulítica (com paragênese na zona do hiperstênio ou não), seus produtos migmatíticos e cataclásticos, bem como rochas da fácies anfibolítica, em parte como metamorfitos de filiação a partir de magmatitos básicos ou intermediários.

Sua principal área de exposições situa-se em ampla faixa periférica que bordeja os migmatitos granitóides (migmatitos plutônicos de composições granítica, granodiorítica e diorítica), granitos e granitóides porfiroblásticos que constituem o bloco tectônico de Bueno Brandão.

A sua amarração geográfica ocidental inicia-se às cercanias de Morungaba, passando em Socorro e prolongando-se até sudoeste de Borda da Mata. Neste segmento configura-se como a parte externa da antiforma de Socorro.

Após um quase estrangulamento ao sul de Borda da Mata, onde grada para granitóides e migmatitos com restitos granulíticos e anfibolíticos, passa a ampliar-se no sentido leste até sofrer um confinamento na borda sul da serra de Santa Rita. Daí para sul e sudoeste forma o setor oriental, que corresponde a um corredor que vai ter aos granitos e granitóides porfiroblásticos de Bragança Paulista. Dentre as localidades abarcadas nesse setor temos Estiva, Cambuí, Camanducaia, Itapeva e Extrema.

Diversos tipos petrográficos aí encontrados mostram identidades com rochas descritas no Complexo Varginha. Enquanto isto, posicionam-se em faixas onde se estabeleceram

extensivas deformações cataclásticas pós-cristalinas e que, em diversas situações, foram eleitas para à ação pegmatítica. Devido a estes fenômenos, adicionados os efeitos de granitização, não são raros os espécimes com desequilíbrios à fácies granulítica.

Parà o setor ocidental as melhores exposições de rochas granulíticas a hiperstênio (charnoquitos) verificam-se a norte de Pinhalzinho, a leste de Socorro e na serra da Glória, sendo a primeira ocorrência do tipo porfiroblástico e as demais do tipo gnáissico de grã média à fina.

Os charnoquitos da região de Pinhalzinho caracterizam-se por sua grã grosseira, contendo feldspato porfiroblástico e abundância em biotita e anfibólio. Apresentam cor cinza-esverdeada ou, como no caso da ocorrência do bairro da Cabeceirinha (rodovia Bragança-Socorro), cinza médio com ausência das tonalidades esverdeadas.

Foram observados contatos gradativos, com a diminuição dos teores de hiperstênio, passando a migmatitos granulíticos a anfibólio e biotita.

Análise microscópica de amostra do maciço de Pinhalzinho denunciou uma rocha bastante pobre em ortopiroxênio, tendo como minerais félsicos essenciais o quartzo, a microclina e o plagioclásio. Estes são de tamanhos desiguais e mostram denteamento, extinção ondulante e recristalização (principalmente o quartzo), além de certa orientação preferencial. Os cristais de feldspato apresentam lamelas de geminação encurvadas e interrompidas, denunciando esforços cataclásticos. Os minerais escuros são a biotita castanha, a hornblenda verde e o hiperstênio que, além de ser pouco freqüente, apresenta pleocroísmo fraco, podendo ser confundido com bronzita.

Em outros locais os charnoquitos apresentam-se mais característicos em cor e composição, mesmo quando tratamos com tipos meteorizados.

Em unidades da região de Socorro Wernick (1967) determinou o ângulo $2V_x$ de 30 ortopiroxênios, obtendo valores médios correspondentes a 68% de enstatita, portanto dentro dos limites do hiperstênio (En_{80} - En_{50}). Por outro lado, rocha escura de aspecto gabróide, que ocorre junto às rochas gnáissicas às proximidades de vila Visconde de Sotelo, exibe uma textura granoblástica fortemente recristalizada e com nítido bandamento de faixas de diferentes granulometrias. Nos leitos de grã fina é comum a presença de granada, enquanto nas mais grosseiras encontramos quartzo em lentes, concordantes com a gnaissificação. Os demais minerais distribuem-se igualmente nas duas faixas, sendo representados por plagioclásio intermediário (andesina), hornblenda parda, hipersteênio e clinopiroxênio (diopsídio ?).

Já nos arredores de Socorro ocorrem rochas charnoquíticas intensamente deformadas, associadas a outros termos granulíticos, onde os ferromagnesianos estão quase ausentes.

Aqui os charnoquitos são preferencialmente de grã média à fina, podendo apresentar intensa laminação tectônica. Apresentam estrutura de fluxo cataclástico, dada tanto pela biotita como pelo quartzo, que se apresenta em fitas bastante longas, parcialmente recristalizado, contornando grãos maiores de microclina e plagioclásio, também deformados.

O anfibólio é pouco freqüente, sendo do tipo fibroso ou não e parece ser totalmente proveniente do piroxênio. Os opacos (freqüentemente a magnetita) são abundantes e associam-se ao anfibólio. O piroxênio (hiperstênio) apresenta acentuado pleocroísmo verde-róseo. De um modo geral, a cataclase domina sobre a neomineralização, sendo esta representada por alguns grãos de epidoto bem desenvolvidos.

Nos termos mais finamente laminados, alguns chegando a apresentar aspecto vítreo, é comum a presença de gra

nadas.

Semelhantes aos charnoquitos de Socorro são aqueles encontrados na serra da Glória, onde temos boas exposições na antiga lavra de pegmatito da Mineração Zique. Aqui eles se apresentam orientados segundo N60E, com suaves mergulhos para sudeste, apresentando fraturas N70E, segundo as quais introduziram-se os pegmatitos.

É de se ressaltar a íntima associação dessas rochas com unidades porfiroblásticas do tipo de ocorrência no âmbito dos granitos e granitóides porfiroblásticos. Assim, notamos, com freqüência, desenvolvimentos de facóides de microclina, o que faz com que a rocha, gradativamente, perca as suas características texturais e mineralógicas. Pudemos observar o fenômeno em lageado no leito do ribeirão do Pinhal (Lavras do Meio), próximo ao córrego das Marianas (sul de Socorro) e na região de Pinhalzinho. Nesta última localidade os termos porfiroblásticos revelam grande quantidade de minerais cálcicos, representados pelo anfibólio cálcico, e cristais bem desenvolvidos de epidoto-zoisita e titanita.

Em direção norte-nordeste passamos a encontrar espécimes cataclásticos, em parte denunciando ação hidrotermal através da presença de fluorita. Tais unidades aparecem condicionadas à zona de falha de Socorro.

Em cortes da rodovia Ouro Fino-Monte Sião podemos observar tanto tipos deformados por cataclase, como elementos granoblásticos e anfibolíticos. Aí são mais raros os granulitos na zona do hiperstênio; contudo, aparecem migmatitos róseos de granulação média à grosseira com predomínio da microclina sobre o plagioclásio e com a presença de diopsídio-hedembergita e hornblenda. Estes associam-se a massas anfibolíticas formadas por hornblenda-actinolítica, diopsídio, escapolita, titanita, apatita, epidoto-zoisita, leucoxênio e opacos.

Para o trecho sul-sudoeste de Inconfidentes temos,

no segmento norte, migmatitos tectonizados com massas pegmatóides e com uma constituição mineralógica a quartzo, plagioclásio ácido, biotita, granada, muscovita, álcali-feldspato, opacos, apatita, zircão, clorita e sericita. Enquanto isto, já em corte da rodovia que liga aquela localidade a Bueno Brandão, segundo o horizonte da serra da Glória, aparecem piroxênio-hornblenda-granulitos em que o primeiro mineral é representado por restos de augita.

Para o setor oriental encontramos uma zona bastante crítica para observações de cunho micropetrográfico, correspondendo à área de rochas meteorizadas (saprólitos), com vasta cobertura de solos transportados e materiais colúvio-aluviais e que se distribui entre Pouso Alegre, Cachoeira de Minas e Santa Rita do Sapucaí.

Dentre as rochas encontradas nesse setor temos migmatitos granulíticos em parte descritos microscopicamente como granoblastitos, migmatitos granitóides com espécimes que indicam uma evolução a partir de corpos básicos magmáticos e migmatitos granoblásticos à granada. Por outro lado, as rochas granulíticas a hiperstênio distribuem-se, freqüentemente, na faixa ácida e, em segundo lugar, na básica.

Biotita-diopsídio-granoblastito, hornblenda-diopsídio-granoblastito, granada-biotita-hornblenda-granoblastito, biotita-hornblenda-piroxênio-granoblastito e piroxênio-hornblenda-biotita-granoblastito definem o quadro dos granoblastitos.

A textura destes tipos petrográficos é, freqüentemente, granoblástica, enquanto a estrutura é de granitóide a gnaissóide.

A composição mineralógica fundamental é ditada por microclina finamente pertítica, quartzo, plagioclásio por vezes antipertítico, diopsídio, hornblenda, biotita, ± uralita, alanita, apatita, zircão, opacos, ± sericita, ± epidoto-zoisita, ± material argiloso. A proporção destes minerais

é variável. Alguns dos minerais principais, como é o caso da hornblenda, podem aparecer como nítido produto de transformação.

A essas rochas associam-se ortognaisses, portadores de quartzo azulado e com paragênese da fácies anfibolítica, de granulação média à grosseira, granatíferas ou não.

Na porção terminal sul aparecem unidades leucocráticas de granulação média, com os componentes siálicos bem estirados.

Os hiperstênio-granulitos (charnoquitos) ocorrem em todo o corredor, geralmente subordinados a outros tipos petrográficos, sendo observados desde Estiva até sudoeste de Extrema.

Na região de Estiva aparecem termos básicos portadores de plagioclásio básico, diopsídio, hornblenda, hiperstênio, biotita, opacos, apatita, tremolita-actinolítica e carbonato. Estes passam para oeste para termos ácidos, bem como granoblastitos.

A mistura desses tipos petrográficos com outros é facilmente detectada às proximidades da cidade de Cambuí. Aí notamos charnoquitos ostentando uma predominância do plagioclásio ácido, maclado segundo as leis albita e periclina, sobre a microclina e a presença de granada avermelhada (piropo-almandina). Além disso, ocorrem aglomerados de muscovita e a associação de grãos esverdeados de espinélio com grande quantidade de opacos. Esses passam a unidades onde a microclina pertítica é o mineral félsico predominante e os máficos principais são o diopsídio, a hornblenda e a biotita.

Ao mesmo afloramento creditamos a presença de rochas gnáissicas à biotita (migmatito), exibindo estrutura bandada, granulação média, cor rosa-acinzentada, onde materializamos faixas essencialmente feldspáticas de coloração rosada, que se intercalam com bandas cinzas quartzosas e ou

tras onde dominam as palhetas de biotita marrom. Associam-se, ainda, níveis blastomiloníticos e de piroxênio-anfibolito. Este último expõe uma composição a andesina, hornblenda, hiperstênio, biotita, tremolita-actinolita, opacos, apatita e carbonato.

Na região de Camanducaia já denunciamos uma interferência das massas dioríticas da faixa de Joanópolis, aí representadas por gnaisses dioríticos de indubitável filiação magmática, no que diz respeito às feições expostas pelo plagioclásio.

Como particularidade da "série charnoquítica" temos a massa rochosa aflorante a aproximadamente 5 km a oeste de Extrema (fazenda Nicolino Pó), descrita como jotunito e caracterizada pela presença do plagioclásio em porcentagem entre 65% e 90% e o quartzo menor do que 20%. Compondo a sua suíte mineral encontramos plagioclásio, hiperstênio, hornblenda, biotita, microclina,quartzo , diopsídio, carbonato, sericita, apatita, leucoxênio, zircão, uralita e opacos.

Rochas granulíticas também foram identificadas, se bem que em pequena quantidade, numa faixa que se estende de Itatiba até a leste de Pinhalzinho (bairro Campestre), sendo que, próximo àquela localidade, associam-se-lhes pequenos corpos de rocha escura, de grã média à fina e bastante densa, portadora de augita.

Finalmente, salientamos que são comuns espécimes denunciando esforços cataclásticos, tendo sido observados em ampla faixe entre Camanducaia e Cambuí. Dispõem-se, preferencialmente, segundo o *trend* regional das principais linhas de falhas, ou mesmo oblíquas a elas, representando, neste caso, prováveis componentes sigmoidais do sistema Camanducaia.

2 - Migmatitos granitóides

A região situada a sul de Inconfidentes, envolvendo grandes porções dos municípios de Bueno Brandão, Bom Repouso e Cambuí (planalto de Senador Amaral), é marcada pela presença de migmatitos granitóides diversos, geralmente gnáissicos e que, em parte, correspondem aos ortognaisses assínticos de Ebert (1968). A feldspatização se deu segundo os planos de foliação gnáissica, resultando num aumento de granulometria da rocha e, mais raramente, chegando a formar *augens*. Em várias oportunidades a migmatitização foi mais enérgica, escapando ao controle estrutural, retratado neste caso por corpos de maior homogeneidade (migmatitos plutônicos).

Por outro lado, migmatitos com tramas heterogêneas se fazem presentes com maior ou menor freqüência em toda área, apresentando paleossoma biotita-gnáissico e anfibolítico.

Sob o aspecto estrutural, encontramos extensos fraturamentos de direção nordeste, provavelmente oriundos de antigas falhas, já que estão preservadas feições cataclásticas. Ainda encontramos, freqüentemente, feições granulíticas.

Sua passagem para os termos granulíticos se dá através de zonas bastante deformadas, enquanto que para os migmatitos porfiroblásticos acontece gradualmente, pela maior incidência de feldspatização, com a formação de *augen*. Neste caso, foi estabelecido um limite com direção aproximadamente E-W, a norte de Munhoz. Fora desse domínio geográfico representam-se, subordinadamente, na faixa de Itatiba até a região leste de Pinhalzinho (bairro Campestre), associados a granulitos e rochas deformadas por cataclase.

Migmatitos granitóides de tonalidades róseas e, mais raramente, cinzentas ocorrem na região de Bueno Brandão e Bom Repouso, mostrando-se em variada gama estrutural

e granulométrica, pois na maioria são inequigranulares. Apresentam uma paragênese essencialmente ácida, a quartzo, microclina e plagioclásio, sendo a biotita, muitas vezes, um mineral bastante subordinado. A foliação é dada tanto pela orientação das palhetas desse mineral como pelo estiramento dos grãos de quartzo, este recristalizado e com extinção ondulante. Sua cor cinza-azulada, observada em amostra de mão, reforça a idéia de um pretérito caráter granulítico ou ígneo básico a intermediário.

Como acessórios encontramos zircão, apatita, titanita e opacos e, como produtos de transformação do plagioclásio, sericita, carbonato e epidoto-zoisita.

Estas rochas apresentam como produto extremo de homogeneização corpos graníticos, ricos em microclina e isótropos, o que permite sua utilização comercial, como atestam algumas pequenas lavras a sul de Bueno Brandão. Configura-se nesta situação um quadro bastante semelhante ao observado dentro do Complexo Varginha, na região de Pinhal.

Já na região de Senador Amaral dominam os tipos de cor cinzenta, sendo freqüente a associação de rochas descritas como quartzo-monzonito e quartzo-diorito. Por migmatitização progressiva passam a termos de grã média à grossa com maior riqueza em feldspato potássico. Microclina, plagioclásio e quartzo compõem um mosaico granoblástico orientado, com feldspatos lenticulares, quartzo alongado e intercalações de bandas mais finas ricas em grãos xenoblásticos de álcali-feldspato e de mirmequita. Biotita e hornblenda podem estar presentes em quantidades consideráveis. Estas rochas são relativamente pobres em acessórios, destacando-se apatita, zircão e opacos, ocorrendo sericita e carbonato como produtos de alteração do plagioclásio.

Migmatitos granitóides de cores bastante claras, geralmente cinza-esbranquiçados, podem ser observados na BR-143, a sudeste de Pinhalzinho. Apresentam granulação bastante va

riável, de fina à grosseira, predominando esta última. Os máficos são raros e ocorrem como pontuações esparsas, chegando localmente a apresentar desenvolvimento razoável.

Núcleos de material básico podem estar totalmente envolvidos por essa massa quartzo-feldspática, retratando nítido caráter neossomático para as mesmas. São, contudo, de ocorrência restrita, formando corpos bastante subordinados aos demais granitóides desse complexo.

Associações desses granitóides heterogêneos podem ser observadas em especial na região a norte de Bueno Brandão, apresentando paleossoma de rocha anfibolítica e, mais raramente, charnoquítica. Por outro lado, rochas granulíticas se lhes associam, com maior freqüência na região sul de Borda da Mata.

3 - Granitos e granitóides porfiroblásticos

Estes tipos encontram-se representados por um potente corpo rochoso que recebeu a denominação de "maciço granítico de Socorro" por Wernick (1967) e posteriormente tratado como "maciço granítico porfiroblástico de Socorro" e "maciço granítico oftálmico de Socorro", pelo mencionado autor e outros (1976).

As localidades típicas de ocorrência dessas rochas são os municípios de Pedra Bela, Toledo e Munhoz, totalmente inseridos na área de exposições da massa granítica porfiroblástica. Compreende ainda grande parte dos municípios de Bragança Paulista e Socorro, além de partes menores dos municípios de Pinhalzinho, Itatiba, Bueno Brandão e Itapeva, numa área total com cerca de 1.390 km^2.

Morfologicamente, apresenta quadros bastante movimentados, com vales profundos e estreitos, rios encachoeirados e grandes monolitos de rocha sã, com formas evoluindo para o tipo "pão-de-açúcar".

Quase toda a região situada a este-sudeste de Socorro, envolvendo (a sul) grande parte da região de Bragança Paulista, é caracterizada pela presença de rochas que mostram intenso desenvolvimento de porfiroblastos de microclina.

Estas rochas limitam-se a norte com termos granitóides e gnáissicos, de caráter ácido a intermediário e, a leste e oeste, com rochas foliadas de alto grau de metamorfismo. Seus contatos são, via de regra, transitivos, havendo diminuição de incidência de porfiroblastos*.

Tal fato já foi muito bem denunciado por Wernick et alii (1976), quando afirmam que "ao longo do perfil Socorro (SP) - Munhoz (MG) ... charnoquitos, granulitos e gnaisses pela feldspatização progressiva passam ao maciço granítico oftalmítico de Socorro".

Dentro deste contexto é freqüente a recuperação dos caracteres supracitados dentro do domínio porfiroblástico, bem como, mais raramente, a ocorrência de migmatitos com tramas heterogêneas. Por outro lado, rochas que denotam uma gênese posterior ou mais tardia ao processo de feldspatização puderam ser identificadas e separadas na porção sul do corpo.

São rochas essencialmente gnáissicas porfiroblásticas a hornblenda e biotita, apresentando uma matriz de grã média à grossa, rica em ferromagnesianos, na qual se desenvolvem os porfiroblastos de microclina. Estes podem apresentar-se euédricos, ovalados ou com contornos difusos e são, geralmente, poiquiloblásticos.

Ao microscópio mostram textura granoblástica, freqüentemente deformada, dada a ocorrência de quartzo com extinção ondulante, plagioclásio com lamelas de geminação en-

---

* Esta afirmativa não foi retratada no mapa geológico devido à escala adotada, que coloca os contatos transitivos próximo aos grandes acidentes tectônicos delineados.

curvadas e certo denteamento entre os grãos. Quartzo, microclina e plagioclásio são os constituintes claros essenciais, com o plagioclásio não raramente dominando sobre a microclina da matriz.

Os ferromagnesianos são, em geral, biotita e hornblenda verde e, com menos freqüência, tremolita-actinolitae augita, esta encontrada em rocha mesoscopicamente muito semelhante a charnoquito básico. Apatita, titanita, zircão, alanita e opacos são acessórios comuns. Sericita, carbonato e epidoto-zoisita são normalmente produtos de alteração do plagioclásio.

Alguns termos mostram desenvolvimento porfiroblástico menos conspícuo, tanto no que diz respeito à sua intensidade (geralmente pequena) como quanto à sua forma, cujos contornos são pouco nítidos, guardando, em geral, as características da rocha original.

A análise de uma amostra coletada a sul de Pedra Bela mostrou textura variável de granular à granoblástica, com certa deformação de seus constituintes. Sua composição é granítica, com microclina, plagioclásio ácido e quartzo, como constituintes fundamentais. A microclina é pertítica, às vezes em fenocristais, ao redor dos quais são comuns os cristais de plagioclásio mirmequítico. Os ferromagnesianos são biotita e hornblenda, esta levemente alterada e compleocroísmo menos acentuado. A biotita é abundante e distribui-se caoticamente na matriz. Opacos, apatita e zircão são acessórios e carbonato e sericita secundários.

No extremo sudoeste do corpo (região de Bragança Paulista), inicia-se uma gradual descaracterização do maciço porfiroblástico, dada pelo freqüente surgimento de termos gnáissicos finos a grosseiros, bandados e dobrados. Mesmo os termos porfiroblásticos diferem bastante das do restante da área, quer pelas características da matriz, que geralmente é mais clara ou rosada, quer pelo desenvolvimento

porfiroblástico, que pode ser menor e pouco ressaltado da matriz.

Tal variação litológica pode ser muito bem observada na estrada para a fazenda Boa Esperança (sudoeste de Bragança Paulista), onde rochas equigranulares de grã média à fina e cor cinza médio associam-se a granitóides grosseiros e porfiroblásticos. Também na estrada Itatiba - Bragança Paulista, próximo àquela cidade, notamos associação íntima de granitos porfiroblásticos a termos com nítidos caracteres granulíticos. Rochas gnáissicas bandadas e dobradas (foto 6), aflorantes a cerca de 10 km a oeste de Bragança Paulista, mostram alguma semelhança aos migmatitos e granulitos da faixa Campestre-Itatiba, não destacadas em mapa devido à escala de mapeamento.

A análise de uma rocha muito semelhante ao material das bandas leucocráticas, coletada próximo a Itatiba, mostrou composição quartzo-monzonítica. Apresenta textura hipautomórfica granular típica, com quartzo intersticial, microclina pertítica e plagioclásio ácido zonado, estes em proporções mais ou menos iguais. A biotita é o único ferromagnesiano presente, mostrando freqüente cloritização.

Estruturalmente, o maciço porfiroblástico de Socorro mostra-se pouco diversificado, restringindo-se neste aspecto a verificação de foliação gnáissica, mais ou menos desenvolvida em alguns locais, sistemas de juntas e, em menor escala, foliação cataclástica.

A foliação gnáissica é freqüentemente recuperada, segundo direções noroeste bastante variáveis, com mergulho para sudoeste. Os locais onde puderam ser melhor observados estes aspectos são a norte de Toledo (bairro do Rosário), em que se verificaram mergulhos médios a baixos para sudoeste. Aí geralmente ocorre a iso-orientação dos pórfiros de microclina, com a matriz fortemente gnaissificada.

Quanto à variedade de formas apresentadas pelos

porfiroblastos de microclina e sua distribuição na matriz, Wernick (1976, inédito) considerando observações de Marmo (1971), Sassi (1971) e Didier (1973), relacionou os pórfiros ovalados (foto 16) a uma fase metassomática sincinemática e os de tendência euédrica a uma fase tardi-cinemática ou pós-cinemática, distribuindo-se os porfiroblastos aleatoriamente na matriz (fotos 17 e 18).

O sistema de juntas encontra-se bem representado segundo direções N30-40E e N80W. As primeiras apresentam nítida correspondência fotogeológica, com traçados de até mais de duas dezenas de quilômetros, indo além do âmbito dos granitos porfiroblásticos. O sistema N80W é menos desenvolvido, só tendo representatividade na região de Toledo e Pedra Bela (foto 19). Também se faz presente o sistema de juntas N45W, melhor desenvolvido na região de Bragança Paulista.

Conectado ao maciço de Socorro através de sua porção sudeste, ocorre outra faixa de granitos porfiroblásticos bastante deformados, associados a granitóides de natureza diversa. Compreendem uma seqüência de serras orientadas a nordeste (serras do Lopo, da Forja e da Itapeva), margeadas por falhas do sistema Camanducaia. A deformação geralmente é bastante intensa, com os blastos quebrados, rotacionados ou mesmo recristalizados na matriz milonítica, o que lhes empresta caracteres algo diferentes aos demais termos porfiroblásticos do complexo. Além disso, as observações sobre a descaracterização do maciço porfiroblástico, já mencionadas, são também válidas para essa área, onde são freqüentes as associações de termos granitóides róseos, grosseiros, provavelmente alasquíticos, além de corpos graníticos com caracteres indicativos de colocação mais tardia aos eventos tectônicos que afetaram a região.

6.2.2.2 - Complexo Varginha

Denominamos de Complexo Varginha a uma vasta as-

sembléia de tipos petrográficos, ditada por termos das fácies anfibolítica e granulítica, certamente do pré-Cambriano médio, reciclados em época proterozóica superior a cambriana, quando da formação de granitos e granitóides palingenéticos ou de anatexia e migmatitos diversos. Sua área aflorante atinge cerca de 14.800 km^2, ocorrendo nas folhas Ribeirão Preto, Varginha, Campinas e Guaratinguetá.

Apresenta-se como um grande conjunto rochoso tectonicamente alóctone, que se distribui desde leste de Carmo da Cachoeira e nordeste de São Bento Abade, onde se configura a sinforma de Varginha (Folha Varginha), ampliando-se para oeste, até sucumbir sob os sedimentos e vulcanitos básicos da sinéclise do Paraná, entre Monte Santo de Minas e Campinas (folhas Ribeirão Preto e Campinas).

Dentre as principais localidades estabelecidas em seu âmbito encontramos Varginha, Alfenas, Guaxupé, São José do Rio Pardo, Machado e São João da Boa Vista.

No que tange às relações de contato com rochas de outros complexos, processam-se ordinariamente por falhas de grande envergadura, observadas ou prováveis, estas últimas traduzindo-se em segmentos marcados por xistificação, ação hidrotermal-pegmatítica e recristalizações superpostas. Dentre as falhas delimitadas citamos as de Jacutinga, de São João da Mata, de Areado, do córrego Santa Cruz, de São Pedro da União e do ribeirão da Pirapetiba.

Este domínio exibe complicações estruturais de separação na região entre São Pedro da União e Nova Resende, bem como em trechos do corredor de São Bento Abade-Monsenhor Paulo.

Entre sudeste de Três Pontas e norte de Alfenas, o contato tectônico não ficou estabelecido, contudo é de delimitação provável, devido à presença de corpos migmatíticos de estrutura *augen* dobrada e ptigmática (foto 7), entre a parte xisto-gnáissica e a granoblastítica. Além disso, al-

gumas rochas micaxistosas à granada, desse corredor, podem pertencer ao Complexo Lambari.

Em seu âmbito os diversos e principais tipos petrográficos são marcados por passagens gradativas*.

A assembléia petrográfica é denunciada de leste para oeste e sudoeste, pelos seguintes termos litológicos:

1 - Granada-biotita-xistos e granada-biotita-gnaisses com variedades xistosas (leptinolitos)

Os primeiros ocorrem predominantemente na faixa periférica oriental do complexo, que se inicia a oeste de Três Corações, seguindo até nordeste de São Bento Abade, onde sofre envergação para oeste, prolongando-se até sudoeste de Córrego do Ouro (Folha Varginha). Revelam-se em exposições de micaxistos grosseiros, feldspáticos, a cianita e granada, que passam para ou intercalam-se a granada-biotita-gnaisses ciatíticos ou não, geralmente ricos em micáceos.

Níveis félsicos quartzo-feldspáticos de segregação, bem como anfibolíticos granatíferos, de granulação mais fina, às vezes budinados (foto 8), são comuns. O quartzo, geralmente, é o mineral dominante de diversos leitos siálicos, onde a granada está ausente.

Processo diaftorético estabeleceu-se nesse setor em conexão com fluidos hidrotermais-pegmatíticos, aos quais filiamos o fenômeno de muscovitização-silicificação e a formação de rutilo, turmalina e feldspato (como é óbvio, nem todos os feldspatos).

Freqüentemente as exposições são de rochas meteorizadas; todavia, nos tratos não aflorantes, o reconhecimen

---

* Os limites entre os diversos setores individualizados não foram delineados por contatos gradativos, em virtude de representarem maciços rochosos não homogêneos ou de predominância de mais de um tipo litológico.

to é facilitado pela presença de grãos de granada e cianita incorporados aos solos e aluviões (fotos 9 e 10).

Na faixa externa a granada e a cianita são mais profusas, bem como os prismas negros de turmalina, associando-se a micáceos bem desenvolvidos. As dimensões dos primeiros minerais variam de milímetros a centímetros (foto 9). Por outro lado, em certas porções encontramos no material desagregado fragmentos de rutilo.

Termos gnáissicos xistosos (leptinolitos), entre o trevo de Varginha e o de Três Corações (BR-381), exibem coloração cinza, granulação média, sendo finamente bandados, com níveis leucocráticos estreitos e descontínuos, às vezes não passando de formas lenticulares de poucos milímetros de espessura e um centímetro de comprimento. Os micáceos arrumam-se em leitos preferenciais, encerrando ou alternando-se aos anteriores. Como aspecto marcante observamos palhetas brilhantes de mica transparente e amarelada (metálica ouro), crescidas perpendicular e obliquamente à foliação gnáissica.

A composição destas rochas é firmada basicamente a quartzo, biotita, muscovita, oligoclásio, granada, ± cianita, apatita, ± turmalina, zircão e carbonato.

Ao microscópio reconhecemos uma predominância do quartzo sobre o plagioclásio (oligoclásio), que ocorre geminado com albita. Os grãos de quartzo ostentam firme ajustamento entre si, denteamento, extinção ondulante, recristalização e orientação preferencial. A biotita é de tonalidade avermelhada e a muscovita incolor, enquanto a granada é rosada (série piropo-almandina) e inclui poiquiliticamente quartzo e biotita.

Em proporções subordinadas encontramos grãos de opacos, cristais incolores de apatita e zircão. Este último, quando incluso na biotita, exibe halos pleocróicos. O carbonato ocorre em pequenas massas disseminadas por toda a rocha.

No setor de transição entre a faixa periférica mais xistosa e o domínio gnáissico-granoblástico, encontramos uma maior freqüência de granada-biotita-gnaisses, em parte migmatíticos, bandados, com bancos quartzosos sacaróides e anfibolíticos. Nesses reconhecemos uma variação do percentual de granada em função da quantidade de quartzo.

Ao sul de Carmo da Cachoeira as rochas encontram-se alteradas, com tonalidades vermelho-arroxeada e amarelo-avermelhada, com bom desenvolvimento de micáceos, encerrando porfiroblastos de granada, geralmente poiquilíticos e subarredondados. Leitos estreitos e vênulas descontínuas de quartzo sacaróide são comuns, geralmente de grã fina a média.

Os níveis de segregação quartzosa ou silicificação são freqüentes, podendo associar-se a bancos em que se diferenciam bolsas quartzo-feldspáticas. As superfícies de foliação comumente são onduladas, às vezes afetadas por pequenas falhas, firmando situações em que os mergulhos são acentuados.

No conjunto bandado reconhecemos leitos ora com maior porcentagem de micáceos ora com quartzo granular.

As rochas "quartzíticas" com feldspato encerram cianita com certa abundância nos níveis mais plásticos, onde aparecem figuras de dobramentos.

Os tipos anfibólicos são, em geral, de granulação fina à média (mais finos do que os cianita-granada-biotita-gnaisses), com granada em profusão e finamente disseminada.

Em diversos segmentos constatamos os termos mencionados, como, por exemplo, entre Três Pontas e Varginha, nos primeiros quilômetros da rodovia que as interliga.

Nesse trajeto, bem como entre Varginha e Carmo da Cachoeira, a partição com as unidades granoblásticas não é bem definida, mostrando maior grau metamórfico, sendo reconhecidos os seguintes tipos interaleitados:

a) leitos quartzo-feldspáticos subordinados e pobres em granada;

b) leitos micaxistosos ricos em granadas, que atingem dimensões centimétricas;

c) bandas quartzosas a biotita, muscovita e granada;

d) leitos anfibolíticos granatíferos. Estes passam a unidades portadoras de quartzo lenticular, aos moldes da estruturação granulítica, entretanto com paragênese de fácies anfibolito. Aí já se define o domínio dos granoblastitos.

Na serra da Jararaca o maciço é híbrido e encerra massas quartzosas, quartzo-feldspáticas grosseiras e partes mais escuras e xistosas em estreitos níveis dobrados e manchas calcossilicatadas.

Para exemplar da porção micaxistosa observamos, ao microscópio, uma textura dominantemente lepidoblástica, com biotita em agregados de lamelas pardas que, associados aos prismas de hornblenda verde, estão arranjados em segmentos sub-paralelos. Esses estão entremeados por agrupamentos de grãos de quartzo bem apertados entre si, com recristalização, extinção ondulante e seguindo a mesma orientação dos minerais placóides. A escapolita aparece em grandes cristais incolores, por vezes podendo ser considerados como porfiroblastos, sendo abundantes e achando-se dispersos, com certa uniformidade, por toda a rocha.

Mesoscopicamente, no bloco de São Pedro da União, os termos são identificados aos descritos, tendo-se como diferença as partes ocupadas por rochas porfiroblásticas e algumas massas de biotita-gnaisse mais fino com pouca granada ou nenhuma granada, em parte colocadas no Complexo Campos Gerais.

2 - Granoblastitos granatíferos e rochas associadas

Sob esta denominação englobamos um conjunto de tipos petrográficos de estrutura gnáissica, homogêneos ou bandados, em postura transitiva entre as rochas anteriormente descritas e os granulitos hiperstênicos e/ou hornblêndicos*.

Dentre os sítios de exposição, o mais regular desenvolve-se desde nordeste de Monsenhor Paulo, passando por Varginha e Alfenas, até norte de Botelhos, voltando a aparecer a noroeste de Areado, após a descontinuidade estabelecida pela zona de falha homônima (Folha Varginha), seguindo até Juruaia (Folha Ribeirão Preto).

Em sua porção oriental verificamos rochas gnáissicas homogêneas, com estruturação quase-granulítica, localmente gradando para bancos bandados com crescimentos feldspáticos em megablastos mistos, em que o paleossoma é representado quase sempre por espécimes a quartzo, biotita, hornblenda e plagioclásio, reconhecendo-se trechos em que o material neossomático foi reestruturado.

Mesoscopicamente predominam as unidades cinzas ou esbranquiçadas (foto 11), aspecto ressaltado pela alteração, com grãos de quartzo estirados ou lenticulares, além de cianita e alto percentual granatífero. Às vezes, observam-se bancos subordinados, formados às expensas quase exclusivamente de porfiroblastos poiquilíticos de granada e biotita em palhetas bem desenvolvidas, bem como outros tomados por um mosaico quartzoso, com grãos de granada de aspecto semelhante ao citado ou de formato bem irregular. Minoritariamente podem aparecer leitos descontínuos e estreitos, com predominância do feldspato róseo, que contornam as granadas no feitio dos micáceos. Tal fato nos leva a afirmar que a rocha foi subordinada a fortes esforços dirigidos ou cisalhan

---

* Ocorrências de tipos litológicos similares nos domínios granulíticos e migmatíticos serão descritos nos itens referentes aos mesmos.

tes, com posterior recristalização.

Pontuações de sulfetos não são raras, principalmente nas variedades de coloração cinza médio ou algo esverdeadas (rochas inalteradas).

Às proximidades das zonas tipicamente piroxênio-granulíticas encontramos rochas portadoras de mineralogia semelhante àquela, tendo-se para o setor norte de Botelhos e Divisa Nova intercalações de piroxênio-granulitos, que passam, no sentido norte, a uma zona com deformações e silicificação, encerrando material básico.

Uma das melhores exposições para verificar este comportamento é a pedreira da Britadora Santa Maria Ltda., situada a noroeste de Varginha. Neste local encontramos um predomínio de rochas cinzas, com tonalidades nacaradas, impримidas pelo alto teor em granada. Os horizontes cinza-claros são mais quartzosos, exibindo grãos de quartzo ao molde dos granulitos, ou seja, em lentes ou discóides.

O caráter bandado é melhormente visualizado em escala de afloramento, onde os níveis mais escuros são, em geral, descontínuos. Estes associam-se a rochas cinza-esverdeadas, escuras e granoblásticas, onde se concentra maior porcentagem de sulfetos (pirita e calcopirita?).

Rochas calcossilicáticas formam *boudins* (0,5 m x 0,3 m) de coloração esverdeada, granulação média à grossa e com porções xistosas.

Em certos locais observamos um ótimo desenvolvimento de feldspato, calcita e escapolita.

O maciço exibe nítidos sistemas de fraturas oblíquas à gnaissificação.

Estudos microscópicos de espécimes dessa exposição levam ao reconhecimento dos seguintes tipos litológicos e seus quadros minerais correspondentes:

a) Granoblastito - termo predominantemente de tonali

dade cinza-clara nacarada: plagioclásio (albita-oligoclásio), microclina micropertítica, quartzo, mirmequita, muscovita, biotita, cianita, granada, apatita, opacos, zirconita, carbonatos, sericita, clorita e caolinita;

b) Rocha calcossilicática *(boudin)*: plagioclásio, diopsídio, tremolita, escapolita, carbonato, biotita magnesiana, opacos, epidoto-zoisita, quartzo e forsterita;

c) Granulito charno-enderbítico - níveis subordinados mais escuros, cinza-esverdeados: plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, hornblenda, piroxênio (augita diopsídica e hiperstênio), granada, biotita, epidoto-zoisita, opacos, apatita, zirconita, clorita, carbonatos, sericita e caolinita.

Os primeiros termos ocorrem com freqüência em cortes da estrada velha Varginha-Carmo da Cachoeira, com composições mineralógicas essenciais idênticas, contudo, não raramente, apresentando o rutilo como mineral acessório.

Ao microscópio descortinamos uma rocha de textura granoblástica orientada, constituída de plagioclásio ácido, quartzo e álcali-feldspato, com níveis de biotita dispostos concordantemente à orientação dos minerais félsicos. A granada ocorre em grandes porfiroblastos poiquilíticos de coloração vermelha (piropo-almandina), observando-se, em seus contornos, a formação de biotita esverdeada em finas palhetas de birrefringência mais alta que as anteriores e passando à sericita. A cianita, como típico mineral de desenvolvimento metamórfico, ocorre em prismas alongados e clivados, às vezes quase em S-forma. A muscovita aparece em baixa porcentagem.

Como minerais acessórios temos rutilo, geralmente abundante, estando ou não associado à biotita, grãos de apatita e zircão.

A relação textural entre os minerais siálicos é típica dos granulitos, com quartzo discoidal ou em fitas alongadas em continuidade ótica.

O plagioclásio é mais freqüente e mais desenvolvido que o álcali-feldspato, este ocorrendo em grãos mal individualizados como que incluído poiquiloblasticamente no quartzo e no plagioclásio. Trata-se de álcali-feldspato sem geminação (ortoclásio), com gradação para unidades com geminação difusa até os grãos de microclina já mais definida. Enquanto isso, os grãos mirmequíticos são freqüentes.

Em síntese, denunciamos que a maioria dos termos incluídos na assembléia granoblástica poderia ser descrita como granulitos félsicos ou leptitos de alto grau, com granada, cianita e biotita. Entretanto, não firmamos tal proposição de forma categórica, devido ao alto percentual de minerais hidratados, principalmente a biotita, em diversos locais.

Os corpos anfibolíticos ocorrentes na zona de transição mostram caracteres sugestivos aos granulitos básicos, exibindo uma composição fundamental a hornblenda, augita, plagioclásio e quartzo, aparecendo como minerais secundários a sericita, a clorita e o epidoto.

Associando-se a tipos litológicos anteriormente mencionados, encontramos na porção sul do bloco de São Pedro da União migmatitos róseos e acinzentados de estrutura *flaser*. Estes ocupam segmentos da morraria que se ergue a norte de Santa Cruz da Prata.

Nos tipos róseos a granada inexiste ou ocorre em baixa porcentagem, enquanto os espécimes acinzentados, com facóides nacarados, mostram uma estruturação granulítica com microclina em proporção superior à do plagioclásio. A estes minerais soma-se a presença do quartzo, da biotita, da granada e da hornblenda.

A microclina pode aparecer fracamente micropertí-

tica, com maclação típica, enquanto o plagioclásio (albita-oligoclásio) exibe macla polissintética e com mirmequitas em partes marginais dos grãos. A granada, quando em porfiroblastos, pode mostrar-se bastante fraturada. A magnetita é relativamente abundante.

Em sentido norte, esses termos passam para níveis com gnaisses calcossilicáticos e para oeste ocorrem unidades finamente bandadas com leitos escuros de segregação, onde predominam a hornblenda e a biotita e bandas em que ora domina o quartzo, ora o feldspato, sendo a granada abundante.

Para a faixa que se estende de nordeste de Monte Belo a Juruaia, temos rochas semelhantes, anexadas aos piroxênio-granulitos granatíferos num único conjunto delimitado.

Como particularidade, para as rochas que merecem a conotação do item em questão, detectamos tipos com silimanita, que encerram minerais de retrometamorfismo com ação hidrotermal-pegmatítica, tais como a muscovita, a clorita, a sericita, o rutilo e a turmalina.

3 - Piroxênio-granulitos

Rochas descritas como piroxênio-granulitos, pertencentes ao Complexo Varginha, foram detectadas em diversos locais. Estas mostram-se em maciços onde representam os litotipos fundamentais ou em associação a granulitos leucocráticos (leptitos) e massas migmatíticas, que chegam a exibir variações verticais e laterais de fácies que, em diversas situações, atestam uma ação diferencial dos processos granitizantes.

Os locais de maior incidência estão situados nas faixas sul de Varginha - Elói Mendes - Alfenas e Monte Belo-Muzambinho-Monte Santo de Minas (folhas Varginha e Ribeirão Preto). Estas formam um conjunto que, em sentido oeste e sul, vai gradativamente "fragmentando-se" nos domínios mig

matíticos, até encontrar os espaços ocupados por granitos e granitóides porfiroblásticos (faixa Ipuiúna - Pinhal - Campinas (folhas Guaratinguetá e Campinas). Tal configuração encontra-se muito bem exposta em campo, onde diversos corpos de piroxênio-granulitos de dimensões métricas a poucos quilômetros comportam-se como mega-restitos ou encraves de formações migmatíticas.

As relações de contato com os granoblastitos e migmatitos diversos são marcadamente gradativas ou difusas.

As estruturas dos jazimentos ostentam, superficialmente, conformação aos tipos petrográficos transitivos ou encaixantes, sendo em geral de simetria simples ou monoclínica. Por outro lado, são verificadas complexidades em porções que passaram por estágio ou estágios de maior mobilidade, às vezes denunciando fenômeno de anatexia parcial.

As tendências de direções e mergulhos são facilmente diagnosticáveis em fotografias aéreas e fotomosaicos, verificando-se parâmetros no contexto do sistema "Paraibides" (SW-NE) e no campo da estruturação "Araxaídes" (SE-NW), sendo esta predominante. Os mergulhos são corriqueiramente de baixos a médios, refletindo-se de modo conspícuo no modelado de certas porções da área em forma de *hogback*.

Como efeitos interessantes, observados em seus tratos de ocorrência, temos, não raramente, pequenas manchas e filetes escuros de um quase concentrado de magnetita, ocorrendo, em geral, sobre latossolos avermelhados, que assoalham estradas de terra e caminhos.

Maciços de predominância ou de grande porcentagem da mencionada rocha, em domínios migmatíticos, foram delimitados em Machado, Paraguaçu, São Roque da Fartura, Divinolândia, São José do Rio Pardo, Caconde, São Pedro de Caldas e Botelhos.

A petrografia das porções externas dos principais

locais retromencionados está representada, literalmente, por unidades granatíferas onde reconhecemos piroxênio- granada-hornblenda-granulitos e granada-piroxênio-granulitos, com flutuações nas percentagens desses dois minerais.

Estruturalmente são rochas bandadas e gnáissicas, ostentando, com freqüência, organização dos félsicos, principalmente o quartzo, na típica estrutura granulítica, isto é, com cristais estirados ou discoidais. Como os termos não granatíferos, que caracterizaremos a seguir, exibem uma granulação de média à grosseira. A textura mais persistente é a granoblástica, com variedades inequigranulares e seriadas, somando-se, ainda, unidades de textura *flaser*.

Quanto à coloração, ostentam tonalidades cinzas e cinzas esverdeadas escuras, quando inalteradas, e esbranquiçadas a acarameladas, quando meteorizadas.

Nesses tipos verificamos uma predominância do plagioclásio ácido ou intermediário sobre o álcali-feldspato (microclina) e, mesmo, este estando ausente. Por outro lado, temos exemplares que mostram segregações em níveis mais ricos em hiperstênio e outros em hornblenda, bem como tipos onde o plagioclásio é o único feldspato e o piroxênio representado por diopsídio em porcentagem inferior à hornblenda.A granada ocorre, em geral, como porfiroblastos poiquiloblásticos de tonalidade vermelha (piropo-almandina), além de grãos bastante anédricos. O quartzo, em várias ocasiões, predomina sobre os outros minerais siálicos, mostrando-se em grãos discoidais ou em "fitas" (comprimento muitas vezes maior que a largura em um mesmo grão com continuidade ótica).

Os gnaisses charnoquíticos (hiperstênio- granulitos) expostos ao sul de Varginha (estrada para Monsenhor Paulo), possuem uma paragênese a quartzo-plagioclásio (andesina-labradorita)-piroxênio(hiperstênio)-granada-anfibólio.

O piroxênio exibe pleocroísmo de um azul tênue a avermelhado, extinção reta e granulação variável, chegando a

atingir unidades bem desenvolvidas, enquanto o anfibólio é de granulação média, anedral, com ZΛC = 15°, 2V grande, X= amarelo-esverdeado, Y = verde e Z = verde esmeralda, sendo do tipo hastingsita.

Esses termos granatíferos, já na manutenção da serra Negra (sudoeste de Varginha), dão lugar a rochas portadoras de feldspatos lenticulares centimétricos, traduzindo-se em tipos porfiroblásticos ou facoidais, que gradam para outros de granulação mais fina. Tal fato é constatado em diversos segmentos das zonas transitivas dos termos à granada aos granitizados não portadores desse mineral.

Como aspectos importantes dessas passagens, destacamos o aumento no percentual de feldspato potássico, ordinariamente pertítico, a diminuição do plagioclásio e o predomínio do anfibólio sobre o piroxênio (hiperstênio e/ou diopsídio), bem como o aparecimento de hornblenda-biotita-leptitos (granoblastitos) e, mesmo, rochas que definimos como migmatitos granulíticos hornblêndicos. Além disso, notamos interaleitamentos com granada-hornblenda-granoblastito e granoblastitos félsicos. Nestes posicionamentos, os piroxênio-granulitos são constituídos de microclina pertítica ou finamente pertítica, plagioclásio (em geral oligoclásio), quartzo (em agregados, em "fitas" ou discoidal), diopsídio, ± hiperstênio (em parte transformado em hornblenda verde), hornblenda (podendo ocorrer em prismas individualizados), ± biotita, opacos (em parte representados pela magnetita), apatita, zircão, sericita, carbonato, ± clorita e ± titanita. Além disso, não é rara a presença de mirmequitas.

Entre Paraguaçu e Elói Mendes, após a ponte sobre o rio Sapucaí, denotamos a existência de corpos de natureza básica, marcados por uma composição mineralógica onde o plagioclásio e o hiperstênio dominam sobre a hornblenda, o quartzo e o álcali-feldspato. Estes mereceram a denominação de charno-enderbito ou opdalito, com base na classificação de

Strecheisen (1967), ou ainda, granulito charno-enderbítico na classificação de Winkler (1976).

Concernente aos maciços predominantemente não granatíferos, que ocorrem nas faixas transitivas e encravados nos setores migmatíticos*, deparamos com rochas com estruturas similares às acima descritas, excetuando-se aqui freqüentes modificações petrográficas, em geral visualizadas em curtas distâncias ou num mesmo afloramento e a maior persistência da estrutura granosa.

Para os tipos da região de São José do Rio Pardo, Oliveira (1972) denuncia como "feição comum a essas rochas a textura granoblástica, sempre xenoblástica ou raramente hipidioblástica, aproximadamente equigranular, atingindo 5 mm nos mais finos". Salienta, ainda, que "a estrutura pode ser granosa ou por vezes gnáissica, com minerais ferromagnesianos agrupados e orientados subparalelamente".

Diversas seções detectadas servem para exemplificar as mudanças laterais e verticais de fácies, como, por exemplo, a de Monte Belo-Muzambinho. Nesta ainda persiste alta percentagem de tipos petrográficos a piroxênios, em oposição à área estudada por Oliveira (op.cit.), onde as massas migmatíticas são freqüentes. Nesse trecho, como em outros adicionados ao descrito pelo mencionado autor, reconhecemos unidades granulíticas a hiperstênio, que oscilam do polo básico ao ácido**, encontrando-se o primeiro representado por espécimes diagnosticados como enderbitos, onde a associação mineral é a plagioclásio intermediário-hornblenda-hiperstênio-diopsídio, e o último por exemplares a micro

---

* Melhores informações sobre a petrografia dessas rochas são encontradas em Oliveira (1972).

** Oliveira (op.cit.), baseado na nomenclatura sugerida por Strecheisen (1967), descreve "que os tipos básicos se aproximam de gabros e noritos, os intermediários de quartzomonzonitos, monzonitos e dioritos e, finalmente, os ácidos de granito".

clina pertítica-plagioclásio (geralmente oligoclásio)-quartzo-piroxênio alterado ou em restos numa massa de minerais de alteração.

Tipos ácidos e intermediários, tais como ocorrem em outros sítios (área de São José do Rio Pardo, descrita por Oliveira, op.cit.), em que o quartzo é o mineral predominante, são aí encontrados.

Num mesmo afloramento podemos observar desde biotita-granoblastito, hornblenda-piroxênio (hiperstênio e diopsídio)-granulito, piroxênio (hiperstênio e diopsídio)-hornblenda-granulito e piroxênio (diopsídio e hiperstênio)-biotita-hornblenda-granulito, verificando-se nítidas oscilações nas proporções dos minerais essenciais, acessórios e secundários.

Já às cercanias de Guaxupé deparamos com corpos bandados, deformados por cataclase, com epidotização segundo superfícies de pequenas falhas, exibindo porções dobradas (foto.12), onde predominam amplamente as unidades félsicas de coloração rósea ou esbranquiçada, com bandas altamente quartzosas.

Tipos petrográficos de afloramentos entre Guaxupé e Juruaia chegam a possuir uma grande densidade de micro e mesopertitas, tendo-se para a primeira o resultado de uma invasão plagioclásica em forma de gotas e sigmoidal, atestando um desenvolvimento numa ambiência sob forte *stress*. As pertitas atingem posicionamentos oblíquos perpendiculares às superfícies de foliação gnáissica.

Nesse local adicionamos termos com farto material produzido durante o processo diaftorético, tais como muscovita, clorita, carbonato e epidoto.

Sistemas de fraturas são observados tanto meso como microscopicamente.

Uma ocorrência de norito, a sul de Juruaia, não

mostrou exposições que refletissem as suas afinidades ou não com a seqüência granulítica, mostrando uma composição mineralógica essencial a plagioclásio (labradorita), hipersteênio, diopsídio e hornblenda.

Para o corpo de Machado, temos unidades portadoras de restitos de coloração mais escura e grã mais fina que o litotipo predominante (foto 13). Aí aparecem fácies de hornblenda-piroxênio (hiperstênio)-granulito com granada e corriqueiramente com microclina pertítica, bem como se verifica uma descalcificação do plagioclásio, à proporção que se afasta das massas básicas. Estas chegam a ostentar uma composição mineralógica a andesina, hornblenda, biotita, hipersteênio, opacos, apatita e carbonato. Enquanto isto, os tipos mais grosseiros exibem piroxênio como augita subcálcica, rutilo como acessório quase constante, contrapondo-se com a titanita, que é um mineral característico da fácies anfibolítica.

Produtos de metamorfismo retrógrado são freqüentes em exemplares do maciço de Machado.

Para o corpo de São Roque da Fartura temos desde migmatitos granulíticos hornblêndicos, mais ou menos equigranulares, até unidades porfiroblásticas. Estas encontram tratamento mesoscópico de rochas gnáissicas grosseiras, com feldspatos cinzento-esverdeados e ferromagnesianos prismáticos alinhados segundo uma direção preferencial. Observa-se no todo uma composição heterogênea, com porções onde os máficos são quase ausentes, porém os minerais félsicos continuam com a mesma orientação de outras partes.

Ao estudo microscópico, denunciamos uma rocha de textura granoblástica grosseira (quase pegmatóide), cuja orientação é firmada tanto pelos minerais félsicos, quartzo em lentes subparalelas, como pelos máficos.

Os constituintes félsicos são álcali-feldspato finamente pertítico e xenoblástico, muito desenvolvido, quar-

tzo freqüente e plagioclásio menos desenvolvido, incluído ou não no álcali-feldspato e sendo alguns grãos mirmequíticos. Os minerais máficos são a hornblenda, o diopsídio e o anfibólio claro a verde-azulado, que é do tipo uralítico, ocorrendo como produto de alteração do diopsídio. A hornblenda é freqüente e pleocróica em marrom-escuro, marrom-avermelhado a marrom-claro, raramente em tons de verde, parecendo ser um termo barkevikítico. A biotita ocorre em raras palhetas.

Por outro lado, encontramos partes onde a rocha piroxênica é de granulação mais fina, estrutura granular gnaissóide e com os minerais simáticos distribuídos caoticamente. Nesta reconhecemos, ao microscópio, a presença de ortopiroxênio negativo, não pleocróico, da série bronzita-hiperstênio, bastante instável, havendo remanescentes desse mineral em meio a uma massa fibrosa pardo-esverdeada (mistura de clorita, biotita, serpentina, carbonato, etc.). Além disto, observamos unidades que sofreram influências metassomáticas do magma alcalino de Poços de Caldas.

Para o maciço de Divinolândia a rocha charnoquítica de granulação grosseira exibe, em escala microscópica, uma composição com predominância do álcali-feldspato, enquanto os demais componentes minerais são idênticos a de outras rochas descritas.

Dentre todos os jazimentos de rochas graníticas a piroxênio, o mais singular situa-se no envoltório meridional da serra do Milho Verde, entre Santana de Caldas e São Pedro de Caldas, ocupado por rochas de coloração cinza médio, grã fina à média e nem sempre com estrutura gnáissica proeminente. Estas gradam para rochas sieníticas de tonalidade rósea, com feldspatos bem formados e, raramente, em blastos arredondados (foto 14).

Estudo microscópico forneceu uma composição a ortoclásio pertítico, plagioclásio, quartzo, augita diopsídica, hornblenda, biotita, ± titanita, zircão, ± alanita, opa

cos, sericita, uralita e caolinita.

A norte desse corpo situa-se outra massa granulítica a piroxênio (hiperstênio e diopsídio), que se estende desde oeste de São Pedro de Caldas (proximidades da Usina Hidroelétrica de Poço Fundo) até o serrote da Ditinha, a oeste, onde encontramos exemplares granoblásticos metassomáticos (migmatitos) a hornblenda e biotita ou com restos de hiperstênio. À proporção que nos aproximamos da borda do maciço alcalino de Poços de Caldas, aparecem tipos com baixa percentagem em quartzo. Enquanto isto, a composição mineralógica é idêntica àquela de termos onde predomina a microclina finamente pertítica.

Para o corpo de Botelhos encontramos desde tipos básicos até ácidos, com variações laterais e verticais para unidades granoblásticas de baixo índice de cor. Neste sítio destacamos como aspecto importante os espécimes com indivíduos de retrometamorfismo, o que configura a coexistência de minerais de diversas fácies metamórficas. Tal fato fica muito bem caracterizado pela constituição mineralógica de um exemplar daí extraído, que é ditada por plagioclásio ácido, quartzo, biotita, hiperstênio, hornblenda, carbonato, muscovita, apatita, zircão, alguns pseudomorfos de hiperstênio em talco e opacos pulverulentos.

Finalmente, salientamos que as ocorrências de rochas granulíticas a piroxênio, com freqüência, são encontradas em dimensões subsidiárias em domínios migmatíticos, como por exemplo em São João da Boa Vista e entre Jaguariúna e Campinas. Por outro lado, ressaltamos a existência de termo ultrabásico, descrito por Oliveira & Alves (1974), em jazimento num maciço granulítico básico a NNE de Divinolândia, tendo-se para aquele uma composição mineralógica à base de anfibólio (cummingtonita), ortopiroxênio (bronzita), clinopiroxênio e olivina serpentinizada.

4 - Granoblastitos não piroxênicos (clinopiroxênios)

Sob a denominação de granoblastitos não piroxênicos englobamos uma suíte de termos petrográficos de colorações rôseas, cinzas e cinzas sutilmente esverdeadas, que ostentam caracteres estruturais e texturais da fácies granulítica, todavia exibindo como ferromagnesianos a hornblenda e a biotita. Estas podem estar ausentes ou ocorrerem em quantidades irrisórias..

Vários dos tipos petrográficos assim caracterizados, podem receber a denominação de biotita-hornblenda-granulito, granulito félsico, granulito alaskítico, granulito quartzítico e leptito dc alto grau.

Em equiparação com as unidades granoblásticas da faixa de transição aos granada-piroxênio-granulitos, antes mencionadas, diferencia-se pela predominância da microclina sobre o plagioclásio, pelo menor percentual em termos granatíferos e por não portarem cianita e muito raramente sillimanita.

No que tange aos aspectos de jazimentos, como já salientamos anteriormente, mostram configurações com íntimas afinidades com os piroxênio-granulitos, onde se retrata um caráter bandado regular a persistente ou como variações de fácies decorrentes de uma granitização diferencial, com conseqüente retrometamorfismo imposto nos maciços dos termos a piroxênio.

Por outro lado, ainda encontramos rochas que merecem esta denominação em corpos de migmatitos granulíticos, onde se estabelecem, juntamente com corpos anfibólicos, na qualidade de paleossoma.

A seguir, apresentamos alguns aspectos meso e micropetrográficos dessas rochas*.

* Quanto ao diagnóstico petrográfico, algo já foi enumerado no Complexo Socorro e na parte referente aos piroxênio-granulitos.

São geralmente de textura granoblástica ou cataclástica recristalizada, baixo índice de cor, granulação média e estrutura gnáissica (foto 15, norte de Arceburgo, Folha Ribeirão Preto). Tem-se para os termos interaleitados ou para as massas gradativas aos piroxênio-granulitos uma constituição mineralógica similar, ditada por microclina pertítica ou finamente pertítica, quartzo, plagioclásio (comumente oligoclásio), ± granada (não tão abundante como nos granoblastitos de transição), biotita, ± hornblenda, como minerais essenciais. Os componentes acessórios são opacos, zircão e apatita e os secundários epidoto, ± epidoto-zoisita , ± muscovita, carbonato e sericita. A hornblenda pode ocorrer em porcentagem superior à biotita ou vice-versa.

A partir desse quadro, definimos biotita-hornblenda-granoblastitos e hornblenda-biotita-granoblastitos.

Na região de Alfenas (Folha Varginha) encontramos espécimes que merecem o tratamento de rocha essencialmente félsica, apresentando textura granoblástica orientada, onde aparecem "fitas" de quartzo de até 1 cm de comprimento, em continuidade ótica, dispostas subparalelamente e que se encontram entremeadas aos feldspatos (microclina pertítica e plagioclásio ácido mal geminado e grãos mirmequíticos) de granulação menor, com fortes interpretação e intercrescimento.

Nestes termos o quartzo possui inclusões poiquiloblásticas de microclina em forma de lentes concordantes com o feitio dos grãos, enquanto a biotita e a muscovita aparecem em pequena quantidade. Além disso, tem-se a presença de pseudomorfos prismáticos, substituídos por material argiloso acastanhado (bastita), sem haver remanescentes do mineral original, podendo tratar-se de hiperstênio.

Estas rochas, quando atingidas por uma granitização mais enérgica, perdem quase completamente a estrutura a quartzo discoidal, passando a um tipo de estrutura granitói

de. Aí, com certa freqüência, a hornblenda está ausente ou quase e o ferromagnesiano é representado por biotita em pequena percentagem, coexistindo com a muscovita. A granada pode ser um dos minerais acessórios.

Oliveira (op.cit.) denomina de granulito alaskítico à variedade formada quase exclusivamente de quartzo e pertita e descreve-a como uma rocha de textura cataclástica recristalizada, apresentando uma composição mineralógica à pertita. Esta "pode formar, juntamente com o quartzo, os cristais maiores ou ainda compor-se em massa mais fina, cujos grãos medem 0,3 mm de diâmetro. É do tipo mesopertita com formas de fios, "cabelos" *(hair perthite)*, gotículas ou filmes. Pode acontecer quartzo idiomórfico como inclusão". Acrescenta que o feldspato potássico é do tipo microclina e o plagioclásio do tipo oligoclásio, bem como os ferromagnesianos representados por hornblenda verde, biotita parda e verde e clorita. Salienta ainda que fenômenos retrometamórficos são comuns, como alteração do anfibólio em biotita e clorita.

5 - Rochas calcossilicáticas e dolomitos

As rochas calcossilicáticas aparecem em diversos tratos do Complexo Varginha, ocorrendo em regra geral como pequenos corpos subordinados às formações migmatíticas e/ou granoblastíticas, nunca ostentando dimensões passíveis de representação em mapa na escala 1:250.000.

Quando tratamos de unidades com aplicabilidade desse termo, deparamos com situações em que se diferenciam, em escala de afloramento, como restitos altamente transformados no seio dos migmatitos granitóides róseos ou cinza-róseos.

Em diversas ocorrências, parece não haver dúvidas quanto a uma evolução por diferenciação metamórfica de maciços básicos, com modificações impostas por extenso e intensivo processo de granitização, destacando-se a ação de flui

dos hidrotermais-pegmatíticos.

Encontram-se representadas por rochas de granulação média à grosseira, mais raramente fina, em geral constituindo um todo homogêneo em aspectos estruturais e texturais. A coloração oscila entre um cinza-esbranquiçado, para as variedades mais quartzosas, até um cinza-esverdeado escuro, para tipos ricos em anfibólio, piroxênio e epidoto. Aparecem espécimes onde a granada ocorre em profusão e outros onde está ausente ou bastante subordinada. Em certos casos, pontuações de sulfetos são abundantes.

Como particularidade, existe uma lente a oeste de Cabo Verde (fazenda Catumbi), onde a percentagem de magnetita em blastos centimétricos é bastante alta. Esse mineral, pela erosão diferencial imprimida na rocha, destaca-se em alto relevo em caroços centimétricos.

Já tivemos oportunidade de descrever alguns tipos quando tratamos dos granoblastitos de transição e das rochas associadas. Assim sendo, na porção norte de Santa Cruz da Prata (aproximadamente 4 km a nordeste dessa localidade) ocorrem na condição de gnaisse calcossilicático, composto de augita-diopsídica, hornblenda, plagioclásio, quartzo, epidoto, titanita, carbonato, sericita e caolinita. Já na região de Juruaia ocorre biotita-hornblenda-gnaisse com escapolita, que se junta a rochas deformadas por cataclase e calcossilicáticas, estas expondo uma composição mineralógica formulada por diopsídio, epidoto-zoisita, tremolita, clorita , quartzo, plagioclásio, biotita e opacos. Nalguns exemplares a granada e a escapolita podem ser diagnosticadas mesoscopicamente.

No que tange à composição mineralógica de espécimes que aparecem como paleossoma de migmatitos (sul de Botelhos), encontramos exemplares portadores de plagioclásio cálcico, diopsídio, tremolita, actinolita, carbonato, escapolita, hornblenda, epidoto-zoisita e titanita. Estes tipos pe-

trográficos, em setores de São José do Rio Pardo e Caconde, já foram objeto de estudo por parte de Oliveira (1972)e Oliveira & Alves (1974).

Para as ocorrências encontradas à meia distância entre São José do Rio Pardo e Caconde, os referidos autores afirmam que "se notabilizaram pela presença de bandas de espessuras decimétricas, maciças, quase puras, de wollastonita", bem como, que o corpo calcossilicático se intercala "a migmatitos graníticos porfiroblásticos, migmatitos quartzíticos e hiperstênio-granulitos (charnoquitos) juntamente com leitos de quartzitos e um leito de granada-gnaisse com sillimanita". Salientam, também, que a rocha exibe nítido aspecto bandado e foliado, sendo definidos sete níveis de composições distintas.

Nossas observações, em tipos petrográficos de Caconde, levaram a caracterizar um tipo rochoso com porções bandadas e brechóides, onde a rocha marmórea encerra unidades escuras esverdeadas.

Nesse local, aparecem bolsões de rocha escura, de granulação grossa, que recebeu a conotação micropetrográfica de melagabro, exibindo uma composição a augita-diopsídica, labradorita, quartzo, tremolita-actinolita, sericita, epidoto-zoisita, carbonato, opacos, apatita e titanita.

A massa calcífera encontra-se encaixada em migmatitos bandados e ostenta no seu campo de maior pureza exemplares descritos como escapolita-diopsídio-mármore com grãos de quartzo, epidoto-zoisita, pirita, titanita e apatita.

Oliveira (op.cit.) inclui na suíte das rochas calcossilicáticas termos de "mineralogia variada, em que se destacam os clinopiroxênios (diopsídios), a granada, a escapolita, a hornblenda parda, o plagioclásio e a forsterita". Por outro lado, registra a presença de diversos tipos petrográficos associados, tais como "piroxenitos puros (diopsiditos),

granada-piroxenitos, escapolita-piroxenitos, mármores com diopsídio (às vezes wollastonita e forsterita), anfibolitos e piroxênio-granulitos cálcicos".

A mesma assembléia adicionamos os epidotitos com paragênese a epidoto-tremolita-actinolita-quartzo, bem como os termos quartzosos a granada e escapolita. Estes são traduzidos por rochas compactas, com situações onde apresentam fraturamento conchoidal, coloração castanha, cinza e castanha-escura, quando semi-alterados; brilho vítreo e aspecto sacaróide, em material alterado. Podem ocorrer em jazimento próximo aos corpos charnoquíticos (Ex.: entre Machado e Serrania) e mostrar-se bastante diaclasados e com uma composição a quartzo, plagioclásio cálcico, granada, diopsídio, escapolita, titanita, apatita e sericita.

Em se tratando de dolomitos, encontramos como principal ocorrência aquela situada ao sul de Tapiratiba (pedreira São Luís), constituindo-se no corpo descrito por Gomes et alii (In: Oliveira & Alves, op.cit.).

Oliveira & Alves (op.cit.) referem-se ao mencionado corpo como sendo de forma "lenticular, encaixado em quartzitos e migmatitos compostos essencialmente por dolomita, com presença ocasional de olivina fresca ou serpentinizada", apresentando uma "estrutura bandada com intercalações subordinadas de bandas escuras constituídas principalmente por calcita, forsterita, diopsídio, flogopita, tremolita e pargasita".

Neste local deparamos com uma predominância de mármores dolomíticos cinza claros ou azulados, de granulação média à grosseira, que, nas faixas transitivas às encaixantes, exibem uma marcante irregularidade estrutural, textural e mineralógica, com bandamento irregular. Reconhecem-se desde níveis altamente carbonáticos e recristalizados, esbranquiçados e acinzentados até leitos centimétricos acastanhados de grã média, com desenvolvimento local de feixes de micá-

ceos centimétricos.

Nas faixas heterogêneas reconhecemos, microscopicamente, rochas constituídas quase só de quartzo e feldspato, com forte orientação e, por vezes, estiramento dos grãos ao feitio dos granulitos, tendo-se os grãos de piroxênio monoclínico e uralita em pequenissima quantidade e pouco desenvolvidos. Os feldspatos estão representados tanto pelo plagioclásio como pela microclina. A estas somamos rochas cinza-esverdeadas, sem marcante orientação de seus componentes e que respondem por uma composição a carbonato, serpentina, flogopita, rutilo e opacos, bem como tipos que passam para os representativos do maciço carbonático, apresentando um quadro mineralógico semelhante ao anterior, com excessão do rutilo e com a presença da forsterita.

6 - Migmatitos de estruturas diversas

Sob esta denominação descrevemos os migmatitos expostos no domínio dos granulitos e granitos palingenéticos, exceto pequenos corpos entre Fama e Três Pontas e a oeste de Alterosa, bem como um setor delimitado entre Poço Fundo e São João da Mata (Folha Varginha).

As suas tramas mineralógicas são representadas por todos os tipos encontrados na literatura sobre essas rochas, algumas de representatividade local e outras ocupando amplos espaços, sendo marcantes as afinidades entre si por contatos gradativos ou difusos.

Nos mapas geológicos, as áreas de maior incidência foram distinguidas com as legendas Mgb e Mgr, tendo-se para a primeira um conjunto bastante híbrido e para a segunda uma predominância de migmatitos granitóides e granitos palingenéticos róseos. Assim sendo, separamos, como domínios principais, os setores Paraguaçu-Douradinho-Carvalhópolis - Poço Fundo-Botelhos-Serrania-Cabo Verde-Caconde- Tapiratiba -Arceburgo-São José do Rio Pardo-Vargem Grande do Sul-São

João da Boa Vista e Caldas-Campestre-Poço Fundo-São João da Mata-Andradas, bem como a faixa Mogi-Guaçu-Campinas (folhas Varginha, Ribeirão Preto e Campinas).

Em se falando dos migmatitos com paleossoma abundante ou facilmente recuperável, reconhecemos os seguintes tipos:

a) Migmatitos granulíticos: São caracterizados por paleossoma de rochas granulíticas (piroxênio-granulitos e granoblastitos diversos), que, em determinados segmentos, juntam-se a níveis anfibolíticos, quartzosos e calcossilicáticos, contínuos e descontínuos. Os penúltimos, quando em grande freqüência, como na região de Caconde (Folha Ribeirão Preto), foram tratados por Oliveira & Alves (op.cit.) como paleossoma de migmatitos quartzíticos. Todavia, em decorrência de certos exemplares exibirem ainda estrutura granulítica e, mesmo, uma mineralogia mais complexa, denunciando fácies metamórfica de alto grau, julgamos por bem denominá-los de quartzo-granoblastitos, portanto da assembléia migmatítica em questão.

Os caracteres meso e micropetrográficos dos paleossomas granulíticos não quartzíticos estabelecem-se como sinônimos às descrições feitas sobre essas rochas.

Por outro lado, as rochas "quartzíticas"* mostram tonalidade geralmente clara, granulação média, regular interbandamento com os tipos petrográficos vizinhos e podendo apresentar quartzo discoidal.

Para a região de Caconde, Oliveira & Alves (op. cit.) assinalam rochas quartzíticas que "podem ser monominerálicas, formadas por quartzo, ou apresentarem, além do quartzo, outros componentes como pertita, plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda e biotita, podendo classificar-se em cer

---

* Estas, em diversas situações, ocorrem como segregados metamórficos e não como parametamorfitos.

tos casos como quartzo-granulitos", sendo a textura granoblástica cataclástica.

Além disso, os mesmos autores descrevem "quartzitos" com mineralogia a diopsídio, plagioclásio cálcico (bitownita), escapolita e até grafita, salientando que "o mineral opaco encontrado é a magnetita, chegando, em algumas amostras ... a perfazer 30% em volume da rocha".

Estruturalmente, os migmatitos granulíticos exibem tramas bandadas regulares e persistentes, com pleno domínio paleossomático, em alguns locais dobrados, ou com diluição parcial do corpo antigo em material anatexítico.

Em outros locais o neossoma está caoticamente distribuído ou magnificamente organizado e dobrado (foto 16), além de termos em que o paleossoma anfibólico e calcossilicático está associado em estreitos níveis descontínuos e em *boudins* encravados na massa granoblastítica granitizada (foto 17).

b) Migmatitos anfibolíticos: São caracterizados pela abundância de paleossoma básico, chegando a materializar-se por intermédio de maciços rochosos em que denotamos uma ampla gama de tipos estruturais, em curto espaço, tais como: agmatito, *schöllen*, flebítico, *surreitic*, dobrado, *schlieren* e nebulítico (fotos 18 e 19), este último pertencente à assembléia dos migmatitos granitóides, apresentada adiante.

Um sítio de grande freqüência desses espécimes foi delimitado entre Poço Fundo e São João da Mata (Folha Varginha), juntando-se aí a massas gnáissicas com deformações cataclásticas, que passam a unidades micaxistosas granatíferas na porção meridional.

Mesoscopicamente, os paleossomas estão expressos por rochas escuras de granulação média até grosseira, em certas porções. A textura é freqüentemente granoblástica. Entretanto, aparecem exemplares lepidoblásticos, mormente nas

porções marginais e nas partes transformadas, que estão subordinadas ao neossoma. Nestas caracterizamos rochas calcossilicáticas.

Os estudos microscópiços denunciam rochas anfibolíticas a andesina-hornblenda-biotita-quartzo e a hornblenda-augita-hiperstênio-plagioclásio-biotita. Esta última composição pertence a um espécime definido como perknito. Além disso, somam-se porções onde a rocha básica ostenta aspecto gabróide, granulação grossa e uma constituição mineral a augita, hiperstênio, hornblenda parda, plagioclásio, minerais opacos, carbonato e uralita.

Os neossomas dos dois tipos mencionados são geralmente de coloração rósea e acinzentada ou cinza-rósea, granulação média à pegmatóide, mais raramente fina. A composição é essencialmente granítica, observando-se microclina, quartzo, plagioclásio, biotita, anfibólio e muscovita. Os minerais ferromagnesianos, tais como biotita e anfibólio, são com facilidade diagnosticáveis mesoscopicamente, em diversos locais.

c) Migmatitos granitóides: São representados por unidades acinzentadas e róseas, predominantemente estampadas por estruturas oftálmicas (facoidais), dente-de-cavalo, nebulíticas e homofânicas. Encerram localmente vários corpos de tipos petrográficos retromencionados, tais como piroxênio-granulitos, granoblastitos hornblêndicos, biotíticos e anfibolíticos.

Os tipos mais homogêneos chegam a exibir caracteres estruturais e mineralógicos que em nada ficam a dever aos granitos palingenéticos róseos e acinzentados.

Os termos facoidais e dente-de-cavalo são de coloração cinza a cinza nacarado, com os blastos feldspáticos regularmente distribuídos ou difusos, ocorrendo em Lavras (Folha Varginha), Divinolândia e Tapiratiba (Folha Ribeirão Pre

to) (fotos 16 e 20). A granulação da matriz é de média à grosseira, enquanto os grandes blastos são geralmente róseos ou cinzas, encerrando poiquiliticamente a biotita e, mesmo, o quartzo nos indivíduos mal formados ou em fusos.

Níveis descontínuos de rochas escuras, às vezes nebulíticas, podem aparecer subordinadamente, com os jazimentos, em certas partes, exibindo nítida conexão gradativa com as massas de piroxênio-granulitos. Neste caso comprovamos a sua magnífica evolução a partir de massas charnoquíticas com remanescentes básicos, formulada por uma progressiva porfiroblastese lateral (conforme os *trends* estruturais), aparecendo unidades intermediárias sem facóides bem individualizados e de coloração rósea sutilmente esverdeada, onde detetamos, ainda, remanescentes de piroxênio e um amplo elenco de minerais acessórios.

Em determinados tratos a ocorrência mostra-se bastante subordinada aos migmatitos granitóides róseos não porfiroblásticos.

Para os exemplares de coloração cinza média, que passam a tipos portadores de feldspato róseo em blastos irregulares, como no perfil Vargem Grande do Sul-São Sebastião da Grama (Folha Ribeirão Preto), deparamos com situações em que delineamos uma evolução a partir de corpos dioríticos. Estes são assinalados por uma predominância do plagioclásio sobre o feldspato potássico, que se juntam à biotita e à augita-diopsídica, para a formulação do quadro mineralógico. Por outro lado, o termo diorito-gnáissico é constituído por andesina, hornblenda, biotita, diopsídio, ortoclásio e quartzo. Este, ao microscópio, ostenta uma textura hipiautomórfica granular, passando a granoblástica orientada, cuja orientação é evidenciada pela disposição de grandes unidades de plagioclásio concordantes com a lineação dos máficos. Grãos menores e equidimensionais de plagioclásio formam um mosaico caótico.

Como constituinte félsico essencial ocorre o plagioclásio intermediário (tipo andesina), enquanto os grãos de quartzo são poucos e intersticiais, aparecendo associados ao ortoclásio. A rocha é rica em máficos, sendo a hornblenda e a biotita mais freqüentes que o diopsídio.

Para o tipo granitóide com pórfiros róseos, que reflete um estágio metassomático mais avançado, denunciamos tratar-se de rocha de textura irregular, com grãos de feldspato bem desenvolvidos, que podem expor bordas deformadas (com extinção ondulante, fratura, perda de geminação, etc.), tendo uma fração granular média e outra mirmequítica.

A rocha é bastante heterogênea, mostrando, em seção delgada, o plagioclásio em proporção superior ao álcali-feldspato, enquanto em amostra de mão notamos que os pórfiros róseos são de álcali-feldspato sem geminação (este pertítico ou com leve sombra da geminação da microclina, segundo lâmina de pó). Mesmo sendo difícil precisar a proporção entre os feldspatos, julgamos, para esta situação transitiva, como de composição quartzo-monzonítica.

Uma faixa de predomínio dos migmatitos granitóides porfiroblásticos foi delineada entre Mogi-Guaçu e Campinas, onde englobamos o denominado " Granito Jaguariúna" (Wernick, 1964), sendo marcante a freqüência da fácies tectonítica.

A composição mineralógica encontra-se, em geral, ditada por microclina pertítica (esta podendo ocorrer como mineral siálico de ampla predominância), quartzo, plagioclásio (geralmente oligoclásio), ± hornblenda, biotita, ± muscovita, opacos, apatita, titanita, zircão, alanita, carbonato, sericita e clorita. Pelas variações desse quadro mineral definimos termos graníticos, quartzo-dioríticos, monzoníticos e granodioríticos.

Os migmatitos dente-de-cavalo podem ser considerados sinônimos das formações porfiroblásticas que serão des-

critas adiante, sob a denominação de granitos e granitóides metassomáticos.

Os migmatitos granitóides mais evoluídos são definidos por rochas de granulação média à grosseira, corriqueiramente róseas, às vezes acinzentadas. A estrutura é do tipo nebulítica e homofânica e transitiva com tramas entre *Schlieren* e estromática, com paleossoma já bastante diluído e mesmo agmatitos (foto 21). Em algumas porções, o farto neossoma envolve restitos de anfibolitos, granoblastitos e calcossilicáticas.

Como já salientamos anteriormente, em diversas situações estes migmatitos plutônicos em nada diferenciam-se dos granitos palingenéticos. Dependendo da idéia do geólogo a efetuar o mapeamento dos mesmos, podem ser manipulados como gnaisses graníticos, granitos gnáissicos ou mesmo granitos intrusivos francos.

Ao microscópio, reconhecemos uma predominância de termos de composição granítica, apresentando um quadro mineralógico essencial formulado por microclina pertítica, que pode ser amplamente predominante, quartzo, plagioclásio (em geral oligoclásio), hornblenda e biotita, às vezes muscovita. Minerais simáticos, tais como biotita e hornblenda, são facilmente diagnosticáveis nas unidades grosseiras. Certos exemplares são muito pobres em máficos, tendo orientação pouco pronunciada e segregação do quartzo segundo algumas superfícies.

Por outro lado, denunciamos tipos à granada, em que o quartzo, mesmo recristalizado, ainda mostra resquícios da estruturação em "fitas" ou discóide (Ex.: Campestre). Estes passam a rochas graníticas róseas com encraves escuros e nebulíticos (foto 22), bem como corpos bandados.

Em alguns locais encontramos migmatitos granitóides inequigranulares róseos, passando a tipos quase equigranulares e porfiroblásticos (foto 22). Estes ostentam, como

particularidade, uma constituição com relativa pobreza em quartzo e com plagioclásio em proporção superior à microclina, este mineral chegando a formar aglomerados de pequenos grãos.

Essas rochas atingem configurações mineralógicas de sienitos gnáissicos (Ex.: norte de São José do Rio Pardo), com microclina pertítica, oligoclásio, hornblenda, quartzo, remanescentes de piroxênio, opacos, apatita, zircão, ± rutilo, ± carbonato, sericita, alanita, zircão, apatita e opacos.

Espécimes pegmatóides, cinza-róseos, de ocorrência localizada, chegam a exibir manchas decimétricas de biotita, em parte cloritizada, e com composição similar aos tipos graníticos assinalados.

7 - Granitos palingenéticos

Os granitos palingenéticos encontram-se representados por rochas equigranulares e inequigranulares, de tonalidade rósea e cinza-rósea, granulação geralmente média, destacando-se por sua relativa homogeneidade textural e estrutural. Entretanto, aparecem em seu sítio de predominância material híbrido, agmatitos e migmatitos bandados e dobrados com farto neossoma (foto 23). Representam o último evento gerador de granitos na área, tal como se depreende da foto 21, em tempos da remigmatitização do conjunto litológico.

Mesmo existindo corpos no domínio dos migmatitos granitóides (tipo homofânico) que merecem essa denominação, apenas um foi delimitado na região de Pinhal, devido a sua homogeneidade superficial (Folha Campinas).

Os termos equigranulares cinzentos foram tratados como de origem magmática pelos técnicos do Projeto Caldas II (folhas Ipuiúna e Santa Rita de Caldas) por apresentarem, localmente, estruturas xenolíticas, mesmo delineando a existência de caracteres transitivos entre eles e os granitos ró

seos porfiróides. Assinalam também que os tipos equigranulares róseos são intrusivos (segundo Wernick & Penalva, 1976) e mostram contatos com os porfiroblásticos de maneira gradativa e abrupta.

A composição mineralógica não se diferencia largamente dos tipos migmatíticos anteriores, apenas podendo exibir uma diminuição em certos minerais ferromagnesianos, principalmente a hornblenda. Assim sendo, detectamos microclina, quartzo, biotita e plagioclásio, como minerais essenciais . Em decorrência ficam caracterizados como microclina- granitos, onde a muscovita pode estar presente.

Para o corpo delimitado na região de Pinhal temos exemplares deformados, com grande predominância do feldspato potássico sobre o plagioclásio, cuja textura acha-se completamente modificada por cataclase e recristalização, restando pouco da textura hipidiomórfica granular dos granitos.

8 - Granitos e granitóides metassomáticos porfiroblásticos

Estes tipos petrográficos têm maior representatividade em tratos distribuídos entre Ipuiúna e Pinhal (folhas Guaratinguetá e Campinas), onde sustentam magníficos acidentes topográficos positivos, como são as serras do Cervo e do Bebedouro. Ainda observamos diversos afloramentos em terrenos a sul e sudoeste de Poço Fundo (porção oriental do planalto de São Pedro de Caldas), entre Santana de Caldas e São Pedro de Caldas e entre São Sebastião da Grama e São Roque da Fartura (folhas Varginha e Ribeirão Preto), Mogi Guaçu-Campinas (Folha Campinas). Nesta, como salientamos para os migmatitos granitóides porfiroblásticos, posicionamos o "Granito Jaguariúna" de Wernick (op.cit.)*.

* Tanto para a região sul e sudoeste de Poço Fundo como para a de Jaguariúna, não efetivamos delimitações dos maciços porfiroblásticos, devido às suas expressivas afinidades com as massas migmatíticas granitóides e granulíticas altamente transformadas.

O maciço porfiroblástico de Ipuiúna exibe marcantes contatos transitivos com os migmatitos granitóides e os granitos palingenéticos não porfiróides. Não se mostra totalmente homogêneo em suas características petrográficas, tanto pela organização e freqüência dos porfiroblastos e quantidade de matriz, como pela presença de massas híbridas localizadas. Ostenta características de que a sua formação se deu por intermédio de uma porfiroblastese estabelecida sobre maciço básico a intermediário, envolvido em ambiência metamórfica catazonal, tal qual o maciço de Socorro.

O quartzo azulado, encontrado em diversos pontos da matriz, é característico de litotipos básicos ou de fácies granulítica, quando aparece com micro-agulhas de rutilo. Às vezes, o mesmo se apresenta em grãos grossos, perfazendo cerca de 30% da rocha.

A matriz dos tipos petrográficos de Ipuiúna é geralmente de coloração acinzentada, em certas partes abundante, e cinza escura. A granulação é de média à grosseira, com ou sem gnaissificação saliente, sendo a composição variável entre quartzo-diorítica e granodiorítica, podendo mostrar abundância em oligoclásio. As texturas são granoblástica e lepidoblástica.

Os grandes blastos de feldspato são de microclina rósea, com formas facoidais, arredondadas e quase prismáticas, mesoscopicamente exibindo macla Carlsbad, às vezes bem clivados e encerrando biotita e quartzo. Como no Complexo Socorro, podem apresentar mais de uma tendência de crescimento. Para os indivíduos que se aproximam da configuração prismática, temos uma fuga do controle da estrutura gnáissica da matriz. Enquanto isso, algumas porções localizadas mostram estrutura quase pegmatóide. A foliação é progressivamente acentuada na zona de influência da falha de Jacutinga.

Em sua porção setentrional, a leste de Caldas, também observamos mais de uma tendência de crescimento porfiro

blástico e uma estrutura predominantemente oftálmica, bem como matriz menos abundante que em espécimes da serra do Cervo. Os porfiroblastos dos pequenos corpos de outros tratos do Complexo Varginha, tais como aquele entre Carvalhópolis e Douradinho, mostram grandes indivíduos de feldspato, corriqueiramente de coloração cinza.

A composição mineralógica média das análises petrográficas registra microclina (pertítica ou não, tanto na matriz como formando porfiroblastos), quartzo (geralmente xenomórfico, com extinção ondulante e podendo incluir restos de oligoclásio e biotita), plagioclásio (comumente o oligoclásio), ± mirmequitas, biotita (aparecendo em palhetas isoladas ou em conexão com a hornblenda, traduzindo-se em material de alteração), ± hornblenda, opacos (magnetita e outros), ± epidoto-zoisita, ± apatita, titanita, zircão, sericita, ± clorita e ± carbonato. Por sua vez, para exemplar do corpo de São Sebastião da Grama, encontramos uma associação a oligoclásio, ortoclásio, quartzo, hornblenda e biotita.

Para tratos de Jaguariúna encontramos freqüentes fácies tectoníticas e muitos termos que incluímos na suíte dos migmatitos porfiroblásticos oftálmicos e dente-de cavalo. Aos mesmos podemos juntar pequenas massas de tonalitos (oligoclásio, K-feldspato, quartzo, hornblenda, biotita e piroxênio), bem como rochas porfiróides à granada.

9 - Outros tipos petrográficos

Além dos termos litológicos mencionados, encontramos em domínios do Complexo Varginha corpos pegmatíticos ácidos, aplitos e rochas metassomáticas alcalinas (fenitos).

Para os primeiros tipos a maior densidade encontra-se no âmbito das unidades influenciadas pelas massas graníticas róseas, sendo geralmente de coloração esbranquiçada à rósea. Dentre eles, apenas um corpo, situado a sudoeste de Botelhos, foi objeto de exploração para feldspato (Cia. de

Mineração Paulo Costa). Nele encontramos lindos espécimes de feldspato potássico róseo, de dimensões centimétricas, bem como porções de estrutura gráfica. Por outro lado, no mesmo alinhamento do jazimento, a rocha encontra-se alterada, com massas caulinítícas esbranquiçadas, quartzo leitoso e hialino e algumas manchas de pequenos livros de muscovita. Adicionam-se segmentos que ostentam uma diferenciação, enquanto a turmalina, não raramente, se faz presente.

Na região Machado-Carvalhópolis-Douradinho os corpos são freqüentemente meteorizados e com feldspato cinza-esbranquiçado. Nesse sítio, Guimarães (1948) descreveu jazimento portador de samarskita e xenotima, às proximidades da fazenda dos sucessores de Joaquim de Morais Machado (distrito de Douradinho). A ocorrência foi verificada em pegmatito alterado com "mica de cor verde e bastante fragmentada". O mesmo autor salienta que esses "minerais de terras raras ocorrem como acessório, disseminados, ora na massa de caulim, ora nos contatos com as paredes encaixantes" e "apresentam-se em fragmentos de 2 a 5 centímetros no sentido maior do comprimento ...". Entretanto, amostragem por nós efetuada (município de Carvalhópolis) em duas massas quartzo-feldspáticas pegmatíticas encerrando acessórios escuros não determinados, nenhuma anomalia acusou o cintilômetro.

Os aplitos são de composição essencialmente quartzo-feldspática, de coloração rosada ou cinza-rósea e tendo o feldspato potássico predominando sobre o plagioclásio.

As rochas da suíte alcalina, encaradas como produtos metassomáticos de contato, por ocasião das manifestações vulcânicas do distrito de Poços de Caldas, poderiam receber caracterização quando da apresentação das rochas alcalinas mesozóicas. Todavia, por somarem partes não muito transformadas dos maciços granitóides, as descreveremos aqui.

Esses tipos petrográficos foram delimitados em três

sítios de ocorrência principais: Pinhal do Rio Pardo, Pedra Branca e Ditinha. Estas últimas em nítida conexão com o maciço alcalino de Poços de Caldas, correspondendo a uma faixa de espessura variável. A ocorrência de Pedra Branca, situada a sul de Caldas, diz respeito ao setor que apresenta espécimes mais altamente transformados, mormente às proximidades do corpo alcalino intrusivo. Em suas partes oriental e norte, na passagem para os termos granitóides, mantêm um magnífico realce morfológico através da serra homônima.

Em seu domínio ocorrem tanto rochas sieníticas como migmatitos granitóides, freqüentemente a anfibólio, os quais podem exibir estrutura porfiróide, bem como estar em parte fenitizados.

Os tipos sieníticos são de coloração cinzento-amarronzada e rósea e granulação média à grossa. O feldspato, geralmente, mostra-se bem cristalizado em prismas de milímetros de comprimento, podendo estar organizados numa direção preferencial ou de maneira caótica.

Os exemplares analisados microscopicamente foram nomeados de sienito e sienito traquitóide. O primeiro apresenta uma composição mineralógica a oligoclásio, microperti ta, augita, hornblenda, aegirina-augita, carbonato, riebeckita, plagioclásio (pouco), quartzo, grãos mirmequíticos, biotita, opacos, apatita, titanita e zircão. Trata-se de um sienito calco-alcalino, cujo mineral félsico dominante é o ortoclásio micropertítico. O plagioclásio é muito subordinado, havendo grãos mirmequíticos e algum quartzo. Os ferromagnesianos são hornblenda e augita um tanto esverdeada ("augita-diopsídica"), tendo rara biotita. Ainda se salientam vênulas quase subparalelas, que são preenchidas por aegirina-augita (verde-intenso), anfibólio azulado fibroso a crocidolita (variedade da riebeckita) e carbonato, estando esses minerais sobre um "fundo" de albita. Próximo ao veio tem-se alteração da rocha, com ortoclásio pontilhado de grãos de car

bonato, hornblenda passando nas bordas para riebeckita e augita quase totalmente transformada em carbonato, em mineral verde fibroso (que pode ser a própria aegirina) e em aegirina-augita. Há, assim, transformação de ferromagnesianos mais cálcicos (hornblenda e augita) para ferromagnesianos sódicos (riebeckita e aegirina-augita).

Para os sienitos traquitóides (foto 24) encontramos uma composição mineralógica ditada por ortoclásio micropertítico, aegirina-augita, biotita, opacos, apatita, quartzo (raro), ± intercrescimento mirmequítico, óxido de ferro, ± plagioclásio (raro), ± titanita. O ortoclásio apresenta-se com hábito alongado, formando ripas dispostas subparalelamente (estrutura traquitóide), às vezes aparecendo fina bainha de intercrescimento mirmequítico nas bordas das ripas. O quartzo, quando presente, é intersticial e em pequena quantidade.

A ocorrência da Ditinha exibe posicionamento marginal à parte nordeste do maciço de Poços de Caldas, estendendo-se desde Caldas até sul da serra da Boa Vista. Nesse percurso encerra a porção terminal sudoeste do serrote da Ditinha.

Em sua constituição petrográfica deparamos com migmatitos granitóides transformados pela metassomatose alcalina e uma dessilicificação em menor grau que a alcançada na ocorrência anterior. Sua representação é expressa por termos de estrutura granítica ou granito-gnáissica, de granulação média à grosseira. A coloração é geralmente cinza-esverdeada, contudo encontramos matizes róseas.

A sua composição mineralógica tende ao quadro modal dos quartzo-sienitos, sendo representada por microclina pertítica, quartzo, plagioclásio ácido, hornblenda, biotita, muscovita, opacos, apatita, alanita, zircão, carbonato, sericita e ± epidoto. Esta rocha foi tratada como plauenito gnáissico, traduzindo-se num termo contendo uma proporção de

quartzo menor do que a dos granitos comuns e maior que a dos quartzo-sienitos.

Unidades similares aparecem em outros tratos da faixa de contato dos granitóides e granulitos com o maciço alcalino de Poços de Caldas.

A ocorrência de Pinhal do Rio Pardo refere-se a dois pequenos corpos distribuídos entre o serrote da Ditinha e a cidade de São Pedro de Caldas, possuindo formas alongadas e levemente arqueadas, de posicionamento harmônico com a estruturação das rochas envoltórias, representadas por migmatitos granitóides e piroxênio-granulitos. Ostenta variação lateral para o último tipo petrográfico, no flanco sul da serra do Milho Verde, além de migmatitos porfiroblásticos a biotita e anfibólio. Outros pequenos níveis aparecem um pouco a sul do corpo mais próximo de São Pedro de Caldas.

Seus contatos são de natureza nitidamente transitiva, observando-se a passagem de sienitos para granitóides por intermédio de um aumento progressivo de quartzo e uma diminuição na porcentagem relativa de feldspato, bem como uma descaracterização da forma prismática, às vezes regularmente distribuída, daquele mineral.

Mesoscopicamente, os termos sieníticos são de coloração rósea, inequigranulares, de granulação grosseira, constituídos de prismas róseos de feldspato alcalino, com dimensão média de um centímetro (aresta maior), de anfibólios e de palhetas negras de biotita (foto 14). Os blastos feldspáticos podem estar alinhados numa direção preferencial ou com uma certa distribuição caótica. Alguns porfiroblastos arredondados, de dimensão maior que à dos prismáticos, foram observados.

Em vários afloramentos a rocha mostrou-se em processo de alteração, contudo o reconhecimento é deveras fácil, em decorrência da quase ausência de quartzo, bem como

a preservação do formato do feldspato.

O estudo de seção delgada revelou tratar-se de rocha portadora de ortoclásio pertítico, plagioclásio, hornblenda, biotita, quartzo, tremolita, opacos, apatita, colofana, epidoto, sericita e material argiloso misturado com opala.

6.2.2.3 - Complexo Paraisópolis

Nessa unidade foram englobados todos os termos graníticо-metamórficos aflorantes em larga escala na Folha Guaratinguetá, abrangendo as regiões de Joanópolis, São Francisco Xavier, Santo Antônio do Pinhal, sul de Campos do Jordão e São Bento do Sapucaí, no estado de São Paulo, e Córrego do Bom Jesus, Paraisópolis, Brasópolis, sudeste de Santa Rita do Sapucaí, Itajubá, Virgínia, Cristina e Soledade de Minas, no estado de Minas Gerais, ocupando cerca de 5.600 km^2. Exibe, grosso modo, a forma de uma extensa lente orientada segundo N40-45E, aproximadamente. Sua maior extensão transversal verifica-se ao longo do eixo compreendido entre as localidades de Santa Rita do Sapucaí e Santo Antônio, esta situada cerca de 7,5 quilômetros a sudeste de Itajubá.

Os seus contatos com as rochas adjacentes de outros complexos, onde puderam ser observados, são tectônicos. Assim, o seu limite ocidental com o Complexo Socorro é registrado por um segmento da falha de Camanducaia, de direção N40E e que, passando pela cidade homônima, estende-se até Santa Rita do Sapucaí, onde inflete para N70E. Prolonga-se pela serra da Pedra Branca, onde limita os termos migmatíticos do Complexo Amparo, ao norte. A partir da extremidade leste da referida serra, esta falha volta à direção inicial, tornando-se limite com os litotipos do Complexo Andrelândia, para, logo depois, estender-se quase E-W, até o limite oriental da área trabalhada.

Os contornos meridionais são mais complicados, po

dendo-se observar uma espécie de "interdigitação" tectônica entre os litotipos Paraisópolis e os espécimes pertencentes aos complexos Campos do Jordão e Piquete, da Associação Paraíba do Sul. Este fato está bem configurado na Quadrícula Campos do Jordão, no trecho compreendido entre as cidades de São Bento do Sapucaí e Monteiro Lobato.

Ao sul do maciço charnoquítico de São Francisco Xavier o limite com o Complexo Piquete é através do prolongamento da extensa falha de Jundiuvira, bem caracterizada em outras áreas do estado de São Paulo. Esse marco tectônico individualiza as grandes unidades até o trecho onde afloram os metamorfitos da Formação Pico de Itapeva. Neste local une-se com o *trend* cataclástico da falha de Monteiro Lobato e segue rumo N55-60E, demarcando os complexos constituintes da Associação Paraíba do Sul.

Finalmente, os contatos tectônicos com o Complexo Campos do Jordão se fazem através de dois falhamentos, que se bifurcam a nordeste de São Francisco Xavier, passando um pela cidade de Sapucaí-Mirim e o outro pela de Campos do Jordão. A leste dessa cidade o contato se faz bruscamente pela componente da falha regional de Jundiuvira.

Do ponto de vista litológico, predominam migmatitos de estruturas diversas, encerrando paleossoma de natureza em geral gnáissica, granulítica e diorítica e, subordinadamente, anfibolítica. Estes termos mostram, invariavelmente, transições para migmatitos granitóides, abrangendo tipos oftálmicos, com variações estruturais para dente-de cavalo e tipos róseos equigranulares e inequigranulares, ostentando por vezes feições granulíticas relícticas.

Ocorrem, ainda, em grande escala, granitos e granitóides metassomáticos envolvendo tramas grosseiras bastante homogêneas, com predominância para tipos porfiroblásticos, mostrando contatos gradativos.

Foram caracterizados os seguintes tipos litológi-

cos neste complexo:

1 - Rochas granulíticas

Sob esta designação englobamos os maciços charnoquíticos de São Francisco Xavier e de Cristina, bem como outros corpos menores, remanescentes da migmatitização regional, que, face à pequena representatividade para a escala do mapa geológico, não foram individualizados, exceto aquele a sudeste de Córrego do Bom Jesus.

A ocorrência de fácies granulítica na região sul de Minas Gerais e áreas adjacentes foi objeto de pesquisa por parte de alguns autores, notadamente Guimarães (1956) e Ebert (1968).

Na área considerada, Ebert (op.cit.) refere-se a ocorrências desse tipo nas regiões de Cristina, Itajubá e Santa Rita do Sapucaí, atribuindo-lhes caráter de paragranulitos (Cristina e Itajubá) e paracharnoquitos (Santa Rita do Sapucaí), assinalando que representam "lentes e faixas dentro dos metassedimentos do Grupo Paraíba" e que "acompanham sempre planos de intenso movimento tectônico (falhas de gravidade ou de empurrão) e são freqüentemente acompanhadas por zonas de milonitização ou mesmo milonitizadas".

O maciço de Cristina aflora na Quadrícula Itajubá sob a forma de um corpo alongado segundo N30-35E, homogeneamente espesso em toda a sua área aflorante. Abrange uma região bastante montanhosa, com altitudes que atingem em média 1.500 metros, onde ocorrem importantes acidentes geográficos como as serras da Boa Vista, da Beleza e da Cristina.

Seus contatos com os complexos migmatíticos das áreas adjacentes mostram-se gradativos nas porções orientais-meridionais e tectônicos nos flancos ocidentais-setentrionais.

Como tipos petrográficos observados em seu domí-

nio destacamos: granulitos a hiperstênio ou não, suas variedades migmatíticas e cataclásticas, como também termos de fácies anfibolítica, originários em parte de magmatitos básicos e intermediários.

As melhores exposições de rochas de alto grau metamórfico podem ser observadas no trecho compreendido entre Maria da Fé e Cristina, ao longo do baixo curso do rio Lambari. Esse *trend* granulítico restringe-se, na realidade, a uma estreita faixa centro-oeste do corpo individualizado, disposta longitudinalmente. Nesse sítio predominam granulitos charnoquíticos, isto é, com paragênese na zona do hiperstênio. Em geral são espécimes finamente laminados, com estrutura granulítica típica, evidenciada pela presença de quartzo discoidal, com tonalidades variando entre o cinza-esverdeado e o verde-escuro. Outros tipos são constituídos por leitos esverdeados, onde dominam grãos de feldspato esverdeado e quartzo cinzento, com intercalações de prismas de piroxênio (hiperstênio), anfibólio verde escuro (hornblenda) e palhetas brilhantes de biotita escura.

Ao microscópio exibem elevado grau de recristalização, sendo compostos principalmente por grãos de plagioclásio ácido mal geminado, microclina finamente pertítica e quartzo discoidal, formando um mosaico granoblástico orientado, com os grãos em *interlocking* e textura típica de rochas dessa fácies.

Os representantes ferromagnesianos são freqüentes, intercalando-se ritmicamente aos minerais félsicos, predominando prismas de hiperstênio com forte pleocroísmo rosa-esverdeado, em parte transformados em hornblenda verde-marrom, que também ocorre em prismas individualizados. A biotita em palhetas avermelhadas ocorre associada a eles, formando arranjos subparalelos, seguindo a orientação geral da amostra. Opacos, apatita, zircão e alanita ocorrem em proporções acessórias. Massas de carbonato acham-se espalhadas por toda a

rocha, entremeadas nos demais componentes.

Alguns outros granulitos (granada-anfibólio-piroxênio-granulito) desse domínio caracterizam-se pela expressiva profusão de grandes cristais rosados de granada, do tipo almandina, formando verdadeiros porfiroblastos, que se destacam do restante da matriz. Quando inalterados, são de coloração verde escura, apresentando aspectos que os definem como de filiação magmática básica, tais como a ausência completa de quartzo e plagioclásio do tipo andesina, além da grande quantidade de minerais ferromagnesianos, principalmente diopsídio e hornblenda verde-marrom, esta produto de transformação do piroxênio.

Associados a esses granulitos ocorrem termos cinza claros, de granulação mais fina, bastante pobres em ortopiroxênio, exibindo em amostra de mão um aspecto de gnaisse de baixo grau. A rocha é bastante orientada e homogênea em toda a sua área aflorante.

Intercalações de termos mais escuros são comuns, constituindo os hiperstênio-perticlásio-granulitos. Segundo as informações de laboratório, tratam-se de rochas granoblásticas, ricas em biotita, hiperstênio e hornblenda. O feldspato predominante é o plagioclásio, enquanto que os alcalinos (microclina e ortoclásio) são pertíticos.

Em direção às porções orientais do maciço granulítico de Cristina observam-se transições para migmatitos granulíticos a anfibólio e biotita, com ou sem granada, além de raros termos granodioríticos de estrutura gnáissica, com variações granulométricas locais e, subordinadamente, rochas cataclásticas.

Exemplares de rochas de fácies granulítica também podem ser vistos ao longo das rodovias Santa Rita do Sapucaí-Itajubá (BR-459) e Santa Rita do Sapucaí-Conceição dos Ouros. Constituem pequenos corpos preservados na migmatitização regional, predominando termos pobres em ortopiroxênio,

de grã mais grosseira e estrutura gnáissica bastante pronunciada. São compostos por quartzo, microclina pertítica, plagioclásio, hornblenda, biotita, pseudomorfos de piroxênio, epidoto-zoisita, apatita e opacos. Por outro lado, os charnoquitos são essencialmente de grã média à fina, equigranulares, sem orientação marcante de seus constituintes, com paragênese bastante semelhante à das rochas acima referidas. Os termos retrometamorfizados associados aos granulitos exibem bem marcante foliação gnáissica, sendo de coloração cinzenta e grã média, revelando ainda aspectos estruturais remanescentes da fácies granulítica. São representados principalmente por biotita-gnaisses e anfibolitos (?). Próximo à cidade de Piranguinho podem ser observados, com nitidez, remanescentes instáveis de granada parcialmente convertida em biotita (foto 25), evidência notável de metamorfismo regressivo.

Já no trecho compreendido entre as cidades de Consolação e Paraisópolis ocorrem também rochas de alto grau, com paragênese na zona do hiperstênio (charnoquitos). Mostram inclusive variações para termos mais pobres em quartzo, portanto de caráter enderbítico. Espécimes deste tipo são encontrados em Consolação e em Costas como massas remanescentes.

Do ponto de vista mesoscópico, os enderbitos são de coloração esverdeada, de granulação média à grossa, ricos em máficos prismáticos e palhetas de biotita dispostos orientadamente. São um tanto heterogêneos, exibindo bandas irregulares onde predominam minerais siálicos.

A análise microscópica de amostra da região da Consolação revelou tratarem-se de rochas de composição gabróide, porém com textura granoblástica orientada, onde se nota um mosaico de grãos xenoblásticos de plagioclásio intercalados aos ferromagnesianos. O quartzo, bastante raro, é quase um acessório. No domínio dos máficos ocorrem orto e

clinopiroxênios (hiperstênio com forte pleocroísmo e augita, respectivamente). Além dos piroxênios, são igualmente abundantes a hornblenda e a biotita. Em proporções acessórias ocorrem grãos de opacos e de apatita.

Na região situada entre a cidade de São Francisco Xavier e a fazenda da Glória, no estado de São Paulo, estende-se uma suíte de rochas de fácies granulítica, constituída principalmente por charnoquitos. O corpo delimitado assume, grosso modo, uma forma alongada, cujo eixo longitudinal alinha-se segundo N55E.

Seus contatos com as rochas encaixantes são em grande parte tectônicos, exceto a leste de São Francisco Xavier, onde se percebe uma passagem transitiva para os tipos granitóides porfiroblásticos do complexo. Esse fato é notável ao sul de Rio Manso.

Dentre os tipos petrográficos predominam charnoquitos isótropos, de coloração esverdeada escura e granulação grosseira, observando-se destacados fenoblastos de feldspatos, cristais de quartzo e uma fração máfica rica em biotita.

Do ponto de vista microscópico, a rocha exibe textura granoblástica sem orientação, com forte recristalização dos seus constituintes. Os feldspatos atingem grande desenvolvimento, apresentando-se bem xenoblásticos; os alcalinos são finamente pertíticos e pontilhados por inclusões de opacos e carbonatos. O quartzo é abundante, ocorrendo no contato dos seus grãos maiores uma fração mais fina de grãos mirmequíticos.

Entre os ferromagnesianos, formando aglomerados, predominam hornblenda, biotita e, subordinadamente, estruturas pseudomórficas de hiperstênio transformado em bastita castanha, carbonato e com uma borda de anfibólio a tremolita-actinolita. Acessoriamente, são comuns opacos, apatita e

zircão.

Apesar de o hiperstênio encontrar-se em grande parte transformado e não ser o mineral ferromagnesiano mais abundante, a rocha apresenta, tanto na amostra de mão como em seção delgada, o aspecto de um charnoquito do tipo ácido, ou seja, de composição granítica.

Associados aos charnoquitos ocorrem, em proporções subordinadas, tipos litológicos de coloração cinza e de granulação fina à média, em geral equigranulares, exibindo incipiente orientação de seus constituintes. Tratam-se de rochas de mesma fácies metamórfica, classificadas por Sadowski & Carneiro (1974) como hiperstênio-granulitos. Sua suíte mineral, segundo aqueles autores, é composta por quartzo discoidal, feldspato-K, plagioclásio de composição andesina-oligoclásio, cristais de granada, hiperstênio, biotita e, como acessórios, zircão e opacos.

O maciço granulítico de São Francisco Xavier ostenta um relevo montanhoso, sendo caracterizado por um sistema de juntas com direção em torno de N15E.

Finalmente, foi individualizado um pequeno corpo situado entre a cidade de Córrego do Bom Jesus e a serra de São Domingos, constituído na maior parte por charnoquitos isótropos, semelhantes aos do maciço granulítico meridional, com transições locais para termos grosseiros, de estrutura gnáissica, ricos em granada.

2 - Migmatitos de estruturas diversas

Neste item serão tratados os diversos tipos de migmatitos observados neste complexo, dando-se ênfase, principalmente, aos seus aspectos estruturais e natureza dos paleossomas mais freqüentes, sem implicar, portanto, na sua gênese.

Essas rochas ocorrem profusamente em todo o domí-

nio do complexo, desde Soledade de Minas até Joanópolis, no qual foram individualizadas grandes áreas de ocorrência, envolvendo os municípios de São Bento do Sapucaí, Brasópolis, Paraisópolis, Piranguinho e outros.

Os contatos entre si são, em geral, normais na parte central do corpo do complexo e tectônicos nos seus tratos mais externos, principalmente nas porções meridionais (regiões de Joanópolis e Camanducaia).

Os tipos litológicos mais comuns são migmatitos heterogêneos envolvendo rochas pré-existentes pouco transformadas, gradando para migmatitos granitóides e granitos palingenéticos róseos, incluindo esporádicos espécimes porfiroblásticos.

Analisando o quadro de migmatitos foram reconhecidos os seguintes tipos:

a) Migmatitos biotita-gnáissicos: São caracterizados por paleossoma de fácies anfibolito, amplamente distribuídos na parte norte do complexo, englobando as regiões de Pedralva, Maria da Fé, Carmo de Minas, Soledade de Minas e Virgínia.

Predominam biotita-gnaisses de granulação média à fina, de coloração cinza, bandados, constituídos por camadas claras de segregação, onde dominam os grãos esbranquiçados de feldspato e incolores de quartzo, alternando-se com faixas ricas em palhetas escuras de biotita. Às vezes destacam-se porfiroblastos ocelares de feldspato esbranquiçado, sendo comuns os cristais de granada vermelha.

Suas estruturas mais notáveis podem ser verificadas no trecho Itajubá-Maria da Fé, após o cruzamento do rio Lourenço Velho, abrangendo a serra do Perdão e adjacências. Foram identificados com mais freqüência tipos dobrados, mostrando transposição estrutural dada por movimentos cataclás

ticos (foto 26) e, secundariamente, termos mais evoluídos, quase-facoidais.

No sítio compreendido entre as cidades de Pedralva e Santa Rita do Sapucaí, entretanto, essas rochas expõem estruturas fortemente laminadas (foto 27), associadas a níveis miloníticos (protomilonitos), originários de intenso tectonismo que abalou, principalmente, os flancos setentrionais do complexo. Esse fato é bem caracterizado a leste da cidade de Santa Rita do Sapucaí, onde um sistema de falhas subparalelas, com direção nordeste, converge, grosso modo, para a serra da Pedra Branca.

Já aos arredores de Pedralva, os migmatitos são caracterizados pela farta distribuição de paleossoma básico, sob a forma de massas informes, comumente identificáveis pela sua cor de decomposição amarelo-ocre.

Do ponto de vista mineralógico, os migmatitos biotita-gnáissicos são compostos por agregados de quartzo, plagioclásio mal geminado e microclina pertítica, interajustados entre si, com recristalização e orientação preferida. Uma feição constante é o quartzo em formas arredondadas incluso no feldspato, fenômeno peculiar em rochas que foram afetadas por processos de migmatitização. Intercalados nos minerais claros ocorrem palhetas pardo-avermelhadas de biotita, em geral agrupadas e com arranjos subparalelos, seguindo a orientação geral. A hornblenda, quando ocorre, está quase sempre associada à biotita. A granada, muito comum nesses tratos, é rósea, devendo tratar-se de almandina. Ocorre como porfiroblastos que incluem poiquiloblasticamente quartzo e feldspato. Em proporções subordinadas aparecem palhetas de muscovita, cristais de apatita, epidoto-zoisita, zircão, titanita e grãos de opacos. Entre os produtos secundários ocorrem carbonato e sericita.

A análise de laboratório das amostras coletadas em Maria da Fé revelou que a disposição em camadas de segrega-

ção sugerem um caráter paragnáissico (fotomicrografia 1), enquanto que a presença de fenoblastos desenvolvidos e ocelares de plagioclásio, "flutuando" no restante da amostra, deve representar um crescimento associado a processos migmatíticos.

Os termos que constituem o neossoma desses migmatitos são de composição granítica, de granulação média, leucocráticos, compostos por cristais tabulares rosados e esbranquiçados de microclina, geminada segundo Carisbad; cristais esbranquiçados de plagioclásio; quartzo com brilho vítreo; e palhetas escuras de biotita, ligeiramente orientadas.

Na estrada que liga Carmo de Minas a Olímpio Noronha observa-se nitidamente a passagem gradativa para termos com estruturas oftálmicas, perfazendo uma expressiva área ao norte do complexo, abrangendo literalmente a serra do Bugio. As análises microscópicas denunciaram rochas migmatíticas de composição similar aos migmatitos biotita-gnáissicos, diferindo destes apenas por ostentarem abundantes fenoblastos feldspáticos e lentes quartzo-feldspáticas. O corpo assim delimitado assume forma análoga a de um losango inclinado.

Já no outro extremo do complexo ocorrem migmatitos heterogêneos de paleossoma gnáissico e xistoso, aflorando principalmente a leste de Joanópolis, segundo pequena faixa de direção nordeste. Este domínio estende-se desde o bairro dos Pretos, naquele município, até a sul da localidade de Campo da Onça, município de Camanducaia. São, em geral, biotita-gnaisses de granulação média à fina, às vezes granatíferos, com freqüentes intercalações de biotita-sericita-xistos e rochas básicas xistificadas. Encontram-se parcialmente migmatitizados, fato registrado pela presença de veios quartzo-feldspáticos concordantes com a foliação da rocha e de pequenos e esparsos *augens* feldspáticos. Podem ser constatá

dos pequenos corpos de granitos gnáissicos, bem como abundantes espécimes de notável deformação cataclástica. Nos termos gnáissicos esta deformação é responsável pela segregação de material quartzoso, enquanto que nos termos xistosos há liberação de grafita.

Boas exposições desses tipos litológicos podem ser observadas no trecho de estrada que margeia o ribeirão do Cancã, afluente do rio Cachoeira. Nesse local ocorrem, inclusive, evidências de falhas de cavalgamento com baixo ângulo de mergulho. Ao norte de Monte Verde, por exemplo, esse fato pode ser materializado pela justaposição mecânica do granito porfiroblástico sobre os migmatitos heterogêneos.

Também no Bairro dos Alves (Quadrícula Cambuí) afloram migmatitos bandados, caracterizados pela difícil distinção entre o paleossoma e o neossoma, com espécimes subordinados de estrutura oftálmica.

b) Migmatitos granulíticos: Abrangem grandes áreas das regiões de Conceição dos Ouros, Cachoeira de Minas, Piranguinho, Itajubá e Lourenço Velho (Folhas Varginha e Guaratinguetá). Estes termos são distinguidos por paleossomas de rochas granulíticas (charnoquitos e granoblastitos), localmente encerrando níveis anfibolíticos (biotita-diopsídio- plagioclásio-anfibolito) e metabásicos (metagabro). Esses últimos, pela pouca representatividade, não foram destacados nesse trabalho. Secundariamente, ocorrem litotipos de origem cataclástica.

Do ponto de vista estrutural, os migmatitos granulíticos exibem tramas bandadas, observando-se nitidamente uma alternância rítmica e organizada entre os leitos claros, contínuos e descontínuos, e as bandas mais escuras. O paleossoma em geral se apresenta parcialmente diluído na migmatitização (foto 28), originando termos grosseiros de marcante estrutura gnáissica (biotita-gnaisses e granada-bioti

ta-gnaisses), embora apresentem ainda evidências mesoscópicas que os distingam como originários dos tipos da fácies granulítica. Esse fato pode ser comprovado na área a oeste de Conceição dos Ouros e sul de Itaim, bem como na região de Piranguinho.

Em outros locais podem ser observadas tramas irregularmente dobradas, para, em seguida, haver uma reestruturação, englobando *boudins* da rocha antiga, embutidos nos termos gnáissicos granitizados de estrutura granoblástica.

Entre os paleossomas granulíticos mais comuns desse sítio destacam-se os de charnoquitos e, subordinadamente, de hornblenda-granulitos (granoblastitos).

Mesoscopicamente, os charnoquitos são de coloração verde escura, em geral isótropos, de granulação fina à média, de aspecto quase vítreo, às vezes exibindo fraturas conchoidais, sendo compostos principalmente por quartzo, microclina (pertítica), plagioclásio, hiperstênio, hornblenda e biotita. Como elementos secundários costumam ocorrer sericita, carbonato e uralita. Completando a suíte mineral, ocorrem, em proporções acessórias, apatita, epidoto, zircão e opacos.

Como já foi mencionado, os paleossomas anfibolíticos e metabásicos ocorrem muito subordinadamente nesse domínio. Mesoscopicamente, tanto o biotita-diopsídio-plagioclásio-anfibolito da serra do Túnel (Brasópolis) como o metagabro de Piranguinho constituem rochas escuras de granulação média à grosseira, exibindo aspectos estruturais e composicionais reliícticos da fácies granulítica.

Finalmente, são conhecidos termos migmatíticos de estrutura facoidal em restritas áreas, como, por exemplo, no baixo curso do ribeirão Vargem Grande ou Candelária. Os estudos microscópicos revelaram hornblenda-biotita-gnaisses porfiroblásticos.

c) Migmatitos tipo Brasópolis: Neste conjunto predominam migmatitos bandados (estrutura estromática), com suaves mergulhos para sul. Os leitos félsicos, contínuos e descontínuos, mostram-se com variadas espessuras, intercalando-se com material escuro (melanossoma) rico em palhetas de biotita. O paleossoma mais comum é constituído por hornblenda-biotita-gnaisse de granulação média e, subordinadamente, por pequenos corpos de natureza ígnea básica, anfibolitizados.

Análise microscópica desse gnaisse propõe uma proveniência a partir de um material calco-alumínio-silicoso, tendo atingido a fácies almandina-anfibolito.

Em diversos locais observamos uma segunda geração neossomática, de caráter leucogranítico e de estrutura pegmatóide, constituída essencialmente por ortoclásio, microclina, quartzo, granada, oligoclásio, carbonato, sericita, muscovita e argilominerais.

Associados aos tipos dominantes ocorrem também migmatitos que mostram contatos bastante difusos da rocha original com os neossomas, originando estruturas quase nebulíticas, com evidências ainda de feições dobradas. Localmente associam-se núcleos lenticulares da rocha antiga de composição básica.

Nas porções mais orientais, como em Itajubá, pudemos comprovar também a notável diluição da rocha antiga, impossibilitando sua caracterização. Em geral, estes migmatitos são de coloração variada, exibindo uma parte acinzentada dominante rica em biotita, uma estreita banda leucocrática concordante de grã mais grosseira e, finalmente, uma banda mais larga anfibolítica, de granulação mais fina. Os estudos microscópicos denunciam para os termos dominantes, no caso biotita-plagioclásio-gnaisses, uma paragênese plagioclásio-quartzo-biotita-clorita, que poderia ser proveniente de rochas quartzo-feldspáticas com matriz pelítica.

São rochas de textura granoblástica orientada, que, em escala de afloramento, assemelham-se a massas granoblásticas migmatizadas.

O relevo de "escarpas" esculpido nesses tipos petrográficos é bastante característico, podendo-se obter excelentes exposições ao longo da estrada nova para o Observatório Astrofísico do Ministério da Educação e Cultura, no município de Brasópolis (foto 29).

Em diversos locais desse domínio foram registrados também pequenos níveis de migmatitos com estruturas facoidais.

d) Migmatitos tipo São Bento do Sapucaí: Neste domínio foi englobada uma série de migmatitos com tramas diversas, predominando, entretanto, um tipo listrado (estromático), do qual podem-se obter boas exposições na rodovia MG-42, próximo à cidade paulista de São Bento do Sapucaí (Folha Guaratinguetá). Não raro, exibem porções onde predomina o material neossomático, ou então a rocha mais antiga. Os leitos claros e escuros exibem mergulhos mais acentuados do que os dos migmatitos de Brasópolis, originando, em conseqüência, modelados mais acidentados.

Além do padrão mencionado foram verificadas na área outras feições estruturais como bandada, às vezes com níveis neossomáticos ligeiramente budinados, agmática, *Schöllen* e dobrada.

O paleossoma mais comum é um biotita- hornblenda-gnaisse, com ou sem granada, finamente bandado,exibindo leitos de grã média ricos em anfibólio (hornblenda), alternando-se com níveis biotíticos de grã mais fina e com outros de grã mais grossa, constituídos por quartzo, feldspato e palhetas escuras de biotita. Associados a essas rochas observam-se níveis anfibolíticos, preservados na migmatitização, de forma lenticular, localmente originando *boudins*.

Foram observadas três gerações de neossoma, distribuídas da seguinte forma: a primeira, de granulação média à grossa, essencialmente quartzo-feldspática, acha-se organizada em concordância (em conformidade) às estruturas do paleossoma; a segunda, expressa por finos e longos veios que atravessam (cortam) os padrões mais antigos, tem composição mineral análoga à da primeira fase, sendo, porém, mais plástica; finalmente, o estágio mais recente é representado por diques regulares de estrutura aplítica e compostos por quartzo, feldspato, muscovita e biotita. Esse fenômeno de remigmatitização pode ser bem observado na foto 30.

Nas porções meridionais, entre São Bento do Sapucaí e Vila Maria, abrangendo a serra do Baú, a migmatitização se torna mais tênue, encerrando termos gnáissicos homogêneos semelhantes aos expostos no Complexo Campos do Jordão. Entre eles predominam biotita-gnaisses finamente laminados, muscovita-biotita-gnaisses de grã fina à média, além de seus produtos cataclásticos. Por outro lado, foram encontrados, também, raros espécimes de fácies granulítica (hornblenda-piroxênio-granulito), como no ribeirão do Jacu, pertencentes à mesma faixa migmatítica, com aspectos semelhantes aos termos granulíticos já conhecidos no Complexo Paraisópolis.

Pelos estudos microscópicos essas rochas caracterizam-se pela textura granoblástica, sem orientação; pela composição bastante cálcita, exibindo evidências de metamorfismo retrógrado, com o piroxênio instável, alterando-se para hornblenda, e o epidoto formando-se a partir desta e do plagioclásio (fotomicrografias 2 e 3).

e) Migmatitos com paleossoma de rocha intermediária: A região situada a norte e a oeste de Joanópolis caracteriza-se pela presença de migmatitos com freqüente paleossoma de rocha intermediária. Não se trata de ocorrência única, já que gnaisses dioríticos tem sido descritos em vários complexos, porém, a grande persistência desses termos na região su

gere um sítio de maior manifestação de magmatismo intermediário a básico, provavelmente correlacionável ao Complexo Intermediário de Piracaia (Cavalcante & Kaefer, 1974), situado mais a sul. Epidioritos, quartzo-dioritos, monzonitos, micromangeritos e hornblenda-melagabros fazem parte da suíte de rochas aí encontradas.

Dioritos e monzonitos são os tipos mais freqüentes, geralmente de grã média à fina e de cor escura, contendo, além de plagioclásio, quartzo e biotita, presentes em todas as amostras analisadas, quantidades variáveis de álcali-feldspato, hornblenda, tremolita-actinolita, augita e, como minerais acessórios, apatita, titanita e opacos.

O plagioclásio é freqüentemente zonado e pode apresentar borda mirmequítica e deformação das lamelas de geminação. O álcali-feldspato, quando presente, é subordinado e o quartzo, em pequena quantidade e intersticial. A biotita apresenta cores variando desde castanho-esverdeada até castanho-avermelhada e o anfibólio é claro e fibroso (tremolita-actinolita), podendo ser proveniente tanto da hornblenda como da augita. A respeito deste último mineral, algumas rochas particularmente ricas em clinopiroxênio parecem corresponder a antigos diques básicos apenas epimetamorfizados (hornblenda-melagabro epimetamórfico).

A migmatitização ocorre em pelo menos duas fases. Na primeira ela se dá concordantemente à foliação geral N40-50E e o material neossomático aplítico origina, por assimilação da rocha diorítica, gnaisses biotíticos portadores de hornblenda. Na segunda o material neossomático é mais grosseiro e em grande parte discordante da foliação geral, pois ocorre segundo a direção N10E, a partir da qual há uma blastese que homogeneiza localmente as encaixantes (fotos 31 e 32). Massas maiores podem ocorrer preservadas da migmatitização, neste caso, exploradas comercialmente. Estruturas agmatíticas também estão presentes, tendo seu aspecto muito bem ressaltado em rocha alterada, quando os níveis quartzo-

-feldspáticos tornam-se salientes.

f) Migmatitos granitóides: Essas rochas, amplamente abordadas nas unidades anteriores, distribuem-se, neste complexo, desde os arredores de Luminosa (MG)até Joanópolis(SP), abrangendo grandes áreas dos municípios de Paraisópolis,Consolação, Córrego do Bom Jesus e Camanducaia (Folha Guaratinguetá).

Na área em apreço predominam tipos cinzentos e róseos, de granulação grosseira, exibindo estruturas facoidais, dente-de-cavalo e nebulíticas. Localmente inserem paleossomas granulíticos, dioríticos e, subordinadamente, anfibolíticos.

Os termos facoidais são, em geral, de coloração cinzenta, exibindo fenoblastos lenticulares de álcali-feldspato róseo, distribuídos em matriz de granulação média a grosseira. Nessa há uma certa predominância do plagioclásio sobre a microclina, denunciando um caráter mais granodiorítico. Além desses minerais e do quartzo ocorrem biotitae hornblenda, entre os ferromagnesianos, e opacos, apatita, carbonato e zircão, em proporções acessórias.

Ainda do ponto de vista microscópico, o fenômeno de granitização é registrado através dos grandes cristais tabulares de microclina, incluindo grãos de quartzo em forma de "gotas", abundantes intercrescimentos mirmequíticos e textura "mortar".

Junto aos migmatitos granitóides são comuns ocorrências de tipos com tramas mais heterogêneas, caracterizados pela grande profusão de neossoma róseo.

g) Granitos e granitóides metassomáticos porfiroblásticos: Estes tipos petrográficos distribuem-se amplamente nas quadrículas Cambuí e Campos do Jordão. Abrangem grande parte da serra da Mantiqueira, as regiões de Cam

pos do Jordão, Santo Antônio do Pinhal, Gonçalves, São Mateus de Minas e, com menor magnitude, a leste da localidade de Luminosa, englobando a serra dos Coelhos.

São bem caracterizados *in loco*, não só pelo seu modo de ocorrência (campo de matacões e extensas lajes), como pelo seu aspecto estrutural, revelado pela farta distribuição de porfiroblastos feldspáticos bem desenvolvidos e conhecidos, vulgarmente, como "olhos-de-sapo".

O relevo configurado nesse domínio é também característico, apresentando-se montanhoso e acidentado, envolvendo serranias, elevados picos rochosos e vales profundos.

As unidades individualizadas no mapa com a legenda grp referem-se a áreas de predominância, incluindo também inexpressivos corpos de estruturas híbridas e de composição variada, preservados na porfiroblastese regional.

Outros tipos de estruturas são comuns, tais como a quase-embrechítica, encerrando pequenos restitos da rocha antiga e estrutura *flaser*. Em geral, esta estrutura origina-se de efeitos cataclásticos.

Excelentes exposições do granito porfiroblástico podem ser vistas na região compreendida entre a cidade de Gonçalves e a serra do Juncal. Compreendem rochas ricas em fenoblastos de álcali-feldspato róseo, com até 8 cm de tamanho, euédricos a ocelares, distribuídos caoticamente em matriz escura de grã média à grosseira, composta principalmente por microclina, plagioclásio ácido, quartzo, biotita, hornblenda, às vezes diopsídio e, em proporções acessórias, opacos, apatita, titanita e sericita.

Análise microscópica revelou abundantes intercrescimentos mirmequíticos e fenoblastos de microclina incluindo poiquiliticamente plagioclásio e quartzo, confirmando, portanto, efeitos do processo metassomático.

Próximo à localidade de Costas ocorrem termos de

estrutura granulítica, associados aos migmatitos porfiroblásticos regionais, com evidências de retrometamorfismo. São rochas de coloração rósea a cinzenta, de grã média à grossa, ricas em minerais félsicos como quartzo leitoso, por vezes azulado, feldspato (microclina principalmente) e, secundariamente, minúsculas palhetas de biotita. Estas rochas, de provável composição alaskítica (granulito alaskítico) constituem espécimes que ainda mantêm caracteres petrogenéticos originais. Configuram, portanto, antigos núcleos granulíticos transformados pela granitização regional.

Da mesma forma e no mesmo local ocorre também paleossoma de um tipo esverdeado e de grã média. Trata-se de uma rocha da família dos charnoquitos, sendo do tipo a plagioclásio, com pouco quartzo, isto é, de composição quase gábrica, portanto um enderbito.

Mais ao sul, na estrada que liga a cidade de Monteiro Lobato ao bairro Rio Manso observamos nitidamente a passagem gradativa entre o paleossoma charnoquítico e o migmatito porfiroblástico. O charnoquito apresenta coloração esverdeada escura, grã grosseira, com fenoblastos de álcali-feldspato, alguns de plagioclásio, além de grãos de quartzo. Entre eles ocorre uma fração máfica rica em biotita, hornblenda e hiperstênio. Ao microscópio mostra, inclusive, alguns efeitos de processos migmatíticos, como o englobamento poiquiloblástico de minerais claros por máficos e vice-versa, bem como abundantes intercrescimentos mirmequíticos. Confrontando as características exibidas por ambas as rochas conclui-se que os migmatitos porfiroblásticos desta região evoluíram a partir de espécimes antigos da fácies granulítica. O charnoquito em apreço é correlacionável com aquele aflorante na região sul de São Francisco Xavier.

Pela rodovia SP-46, no trecho compreendido entre a cidade de Santo Antônio do Pinhal e a rodovia SP-50, perfilam excelentes exposições do migmatito porfiroblástico, frequentemente englobando relictos metabásicos.

Os migmatitos da porção meridional do Complexo Paraisópolis, abrangendo as regiões de Santo Antônio do Pinhal e sul da cidade de Campos do Jordão, mostram grande profusão de fenoblastos róseos de álcali-feldspato de variadas formas e tamanhos, dispersos, concordantemente, em uma "matriz" gnáissica rica em biotita, quartzo e feldspato.

Entre a cidade de Campos do Jordão e a faixa dos migmatitos porfiroblásticos ocorre uma estreita faixa (em torno de 1 km), segundo N45E, de rochas fortemente plissadas, de granulação fina à média, bastante meteorizadas e parcialmente migmatitizadas, com abundantes intercalações de metabasitos. É possível que tais litotipos pertençam à longa faixa cataclástica que passa por este local englobando termos pertencentes aos complexos Paraisópolis e Campos do Jordão.

Outro fato que irá requerer estudos mais pormenorizados refere-se às esporádicas ocorrências de uma rocha de difícil caracterização e aparentemente anômala da região. Seus afloramentos foram observados em estrada secundária partindo do bairro Capivari, na cidade de Campos do Jordão, em direção sul, à fazenda da Ferradura. Trata-se de uma rocha semi-alterada, de coloração cinzenta, com pontuações amareladas, de granulação fina à média, fortemente laminada, envolvendo raros e milimétricos núcleos amendoados de material escuro, emprestando ao conjunto um aspecto conglomerático.

Análise microscópica denunciou um epidoto-muscovita-biotita-hornfels, com a seguinte composição: plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita, epidoto, zoisita, leucoxênio, apatita, zircão, alanita, titanita, clorita, sericita e opacos. Pelas feições mesoscópicas lembra rochas cataclásticas; entretanto, em escala de afloramento (HC-374), à montante do ribeirão do Fojo, posiciona-se em contato brusco com os migmatitos porfiroblásticos, sem que estes apresentem porções dinamicamente deformadas. Por outro lado, parece que os

hornfelsitos estão "capeando" os migmatitos porfiroblásticos, pois que estes últimos afloram quase sempre assoalhando as drenagens da região.

Essas rochas anômalas não foram configuradas no mapa por representarem apenas pequenas ocorrências.

Entre os tipos porfiroblásticos ainda podem ser citados domínios menores, como aqueles que abrangem a serra dos Coelhos e os arredores de Pedra do Carmo. Na primeira localidade predominam rochas de composição granodiorítica, ricas em prismas de hornblenda verde intenso, mostrando evidências produzidas por processos de metamorfismo dinâmico, como fraturamento e deformação das lamelas dos geminados de plagioclásio, além do quartzo apresentando forte extinção ondulante. Entre os acessórios distinguem-se: titanita, apatita, epidoto-zoisita, opacos, zircão, alanita, rutilo, carbonato e sericita.

No bairro Pedra do Carmo (município de Joanópolis) ocorrem rochas graníticas porfiróides, com associações menores de charnoquitos e anfibolitos. O granito ocorre na forma de matacões bem arredondados e de grandes dimensões, sugerindo tratar-se de corpo de elevada homogeneidade estrutural. Mesoscopicamente, são rochas de matriz grosseira, quase não gnaissificadas, com os ferromagnesianos por vezes formando pequenos aglomerados e com grandes fenocristais de microclina rósea. Ao microscópio mostram uma suíte mineralógica ditada por microclina pertítica bem geminada, plagioclásio ácido zonado e quartzo xenomórfico intersticial. Não raro, os cristais de plagioclásio apresentam bordas mirmequíticas. Os ferromagnesianos são biotita e hornblenda, bem desenvolvidos e fortemente pleocróicos. Placas de biotita incluem prismas euédricos de zircão e apatita e podem também estar inclusas poiquiliticamente na microclina.

Outros tipos incluem em sua paragênese mineral o hiperstênio, constituindo charnoquitos ácidos. São estrutu-

ralmente semelhantes àqueles ocorrentes a leste de Cambuí e aos da região de São Francisco Xavier.

Pequenos corpos anfibolíticos de grã fina ocorrem em faixas deformadas nas bordas desse granito, em associação com termos gnáissicos granatíferos.

Na região meridional de Pitangueira (Quadrícula Cambuí) observamos um domínio de rochas granitóides, cuja principal distinção com os demais tipos litológicos da área é a sensível queda de estruturação no terreno. São rochas grosseiras, às vezes porfiroblásticas, exibindo incipiente gnaissificação. É comum nesse domínio um relevo de morraria bastante aplainada, lembrando aquele da região de Senador Amaral. Ao lado dos granitóides grosseiros e cataclasados ocorrem rochas com nítido caráter granulítico, ou mesmo charnoquitos, a julgar pelo perfil de alteração observado em muitos dos seus termos.

6.2.2.4 - Complexo Andrelândia

O Complexo Andrelândia aflora em área de aproximadamente 330 km^2, distribuídos num setor meridional de sentido SW-NE, que se estende de Dom Viçoso até este e nordeste de São Lourenço (Folha Guaratinguetá) e outro setentrional, que se prolonga desde sul de Olímpio Noronha, passando por Freitas, até sul de Águas de Contendas. Estes setores estão separados por uma faixa de rochas migmatíticas do Complexo Paraisópolis.

Os seus contatos com os litotipos de outros complexos foram delineados por intermédio de acidentes tectônicos (falhas).

Ao norte o limite foi estabelecido na zona de falha da serra de Contendas, através da componente que acompanha o traçado do rio Verde, ao sul da serra dos Criminosos, dirigindo-se para sudoeste até encontrar a zona cataclástica da falha de Monte Sião, às faldas da serra Branca

(em sua porção terminal leste), que, juntamente com a falha da serra da Palha, são responsáveis pelo feitio em estreita cunha do segmento ao sul de Olímpio Noronha. A primeira falha limita a unidade Andrelândia de rochas do Complexo Amparo, enquanto a segunda (serra da Palha) com termos do Complexo Paraisópolis.

O setor meridional delimita-se de rochas do Complexo Paraisópolis segundo as falhas de Dom Viçoso, em sua porção oriental, enquanto os contatos sul e sudeste, devido a insuficientes informações de campo, foram delineados através de falhas prováveis, certamente inversas.

Os tipos petrográficos do setor setentrional, na maioria dos seus afloramentos, são ditados por rochas alteradas de coloração avermelhada, acastanhada, amarelo-avermelhada e variegada, geralmente sublinhadas por características similares àquelas observadas para os complexos Varginha, em sua porção oriental xisto-gnaissóide, e Lambari, em sua fácies granatífera.

Os granada-micaxistos feldspáticos (leptinolitos) apresentam granulação de média à grossa, coloração cinza escura, quando inalterados, e avermelhada, quando meteorizados. A granada é facilmente identificável em grãos finos a grossos, sendo os médios predominantes. Além disso, quando a rocha está alterada, podemos diagnosticar a granada tanto no solo como em pontuações de óxidos, distribuídas na massa quartzo-micácea argilosa, com pouco ou nenhum feldspato visível mesoscopicamente.

No trecho da rodovia BR-267, entre a serra dos Criminosos e a ponte sobre o ribeirão Cubatão (10 km antes de Caxambu), deparamos corriqueiramente com espécimes alterados, em que são freqüentes as intercalações de níveis quartzosos ("mica-quartzo-xisto", "quartzito micáceo" e quartzo sacaróide de segregação metamórfica)*, que podem apare-

*Essés materiais quartzosos sacaroidais podem representar pretéritos corpos hidrotermais posteriormente metamorfizados.

cer em diversos bancos de uma mesma frente de exposição, ocorrendo como filonetes ou veios-camadas interrompidas. Às vezes as bandas quartzosas oscilam entre 2,5 m a poucos centímetros, sendo de tonalidade clara e granulação média à grosseira.

A tendência regional das atitudes, nesse setor, é nordeste a quase este-oeste, com mergulho para sul; contudo, variações locais para norte foram detectadas.

Por outro lado, temos exposições em que a litologia Andrelândia encerra bandas anfibolíticas à granada, com alteração amarelo-ferrugem e porções mais ou menos granitóides a anfibólio, com bandamento descontínuo e afetadas por pequenas falhas. Adicionam-se, também, partes em que a rocha gnáissica, com níveis micaxistosos (xistos básicos)apresentam grande expressão de massa anfibolítica parcialmente migmatitizada, com evidências de falhas e pequenos corpos pegmatóides localizados.

Num quadro geral, as rochas gnáissicas alteram-se regularmente em material micáceo quartzoso à granada,com leitos onde os micáceos são profusos e bem desenvolvidos, enquanto noutros o quartzo dita o quadro mineralógico, mesmo associando-se a uma pequena fração feldspática.

Em certos locais podemos constatar o aumento progressivo da fração feldspática até os biotita-gnaisses granatíferos francos, como paleossoma de migmatitos bandados.

Na cunha a sul de Olímpio Noronha os termos mostram-se bastante transformados por processo fluxional cataclástico, com bandas de granulação fina, de natureza ácida e básica, sendo gnáissicos e micaxistosos e mesmo tomando aspecto de um metamorfito síltico-argiloso. Os melhores afloramentos dos termos tidos como Andrelândia encontram-se na fazenda da Mata, já no extremo sudoeste da cunha, onde ocorrem intercalações de rochas de estruturação gnáissica francamente granatífera com termos xistosos, provavelmente de origem ul

trabásica.

Como particularidade desse setor, deparamos com um corpo de biotita-gnaisses que mantém a serra da Palha. Estes são de granulação fina à média, às vezes tomando aspecto de um biotita-granito fino leucocrático, com porções bandadas, em que os níveis esbranquiçados intercalam-se na massa predominante, que é de coloração cinza clara. A granulação de ambos é idêntica, diferenciando-se tão-somente pela porcentagem de biotita, que ocorre em finas palhetas orientadas. Por outro lado, somente algumas porções bastante localizadas mostram a biotita um pouco mais desenvolvida.

Ao norte o contato desses biotita-gnaisses com as formações micaxistosas à granada processa-se ao longo do ribeirão Cubatão (observação na fazenda Palmital). Os tipos petrográficos aí são muito semelhantes aos que ocorrem ao sul de Lambari e na serra do Itaqui, onde mostram deformações cataclásticas.

Em sentido sudoeste, o corpo gnáissico começa a apresentar intercalações de rochas micaxistosas.

Na porção meridional, ao sul de São Lourenço, encontramos uma região em que afloram rochas tidas como Andrelândia, sempre alteradas, e, às vezes, com estruturação quase granulítica, pronunciada nos planos pouco variáveis (entre N50E-N60E), com mergulhos de cerca de 40° para sudeste. Estas rochas exibem granulação média e composição mesoscópica dada por quartzo, feldspato, granada (0,5 cm), com esparsos cristais de cianita azulada.

No seio dos tipos granatíferos é freqüente a presença de rochas alteradas, de coloração amarelo-ocre, certamente anfibolitos. Essa faixa de rochas granatíferas encontra-se, em seu extremo sudoeste, provavelmente empurrada sobre os migmatitos do Complexo Paraisópolis, observando-se as melhores exposições no trecho da estrada asfaltada São Lourenço-Itaiandu.

O Complexo Andrelândia, nos arredores de São Lourenço, possui características diversas do corpo granatífero da parte sul, ocorrendo termos migmatíticos com estruturas estromáticas linear e dobrada, a primeira dominante. O paleossoma é constituído por biotita-gnaisses de cor cinza clara, que se somam a frações amareladas de rochas anfibólicas alteradas e estruturadas segundo N60E;60SE. Para as frações félsicas, observamos venulações quartzo-feldspáticas e leitos bem desenvolvidos. Outrossim, na parte urbana de São Lourenço, as partes paleossomáticas dominantes são de constituição básica.

Entre São Lourenço e a fazenda Ramon notamos uma estreita faixa de muscovita-quartzo-xisto, que obedece à estruturação regional nordeste, encontrando-se embutida no seio de gnaisses migmatíticos.

A unidade micaxistosa é friável, de granulação média, cor cinza e composta principalmente de grãos de quartzo, que se intercalam com palhetas brilhantes de muscovita incolor.

Ao microscópio denunciamos uma rocha composta dominantemente por grãos de quartzo, com denteamento, extinção ondulante e recristalização. Os grãos de quartzo intercalam-se com palhetas incolores de muscovita, arranjadas subparalelamente, seguindo um lineamento que acentua a xistosidade da rocha. Subordinadamente aparecem grãos de opacos e cristais incolores de zircão.

Os grãos de feldspato alterados, em geral são de fácil desintegração em espécimes de mão.

Como ressalva, salientamos que, muito provavelmente, esses mica-quartzo-xistos pertencem a uma seqüência mais jovem do que a Andrelândia *sensu strictu*.

6.2.2.5 - Complexo Amparo

As rochas tidas como pertencentes ao Complexo Amparo afloram a norte e sul do grande acidente tectônico que é a falha de Jacutinga. O seu maior campo de ocorrência firma-se por uma faixa de direção norte-nordeste, que se inicia na região de Amparo (em contato com o maciço granítico de Morungaba), estendendo-se até norte de Monte Sião (serra da Forquilha), onde sofre uma inflexão para leste, indo até sul de Águas de Contendas (MG). À esta faixa soma-se a de Morungaba-Monte Sião, que também mostra disposição NNE, interrompida a nordeste e a leste da última localidade, por tipos petrográficos do Complexo Socorro.

A área de ocorrência deste complexo totaliza aproximadamente 4.400 km^2 (folhas Varginha, Campinas e Guaratinguetá).

A natureza de seus contatos com rochas de outros complexos, como são os de Itapira, Socorro e Varginha, foram delineados como de característica tectônica, mesmo estabelecendo-se, em algumas situações, aspectos gradativos, combinados com deformações cataclásticas.

Ao norte da mencionada falha, os contatos são ordinariamente tectônicos e delineados em confronto com unidades dos complexos Varginha, Lambari e Itapira, encontrando-se, entre Paiolinho e proximidades de Douradinho, em franca discordância estrutural com os migmatitos e granulitos do Complexo Varginha. Enquanto estes mostram uma tendência direcional SE-NW, aqueles ostentam foliações ou estruturas gnáissicas dispostas segundo SW-NE ou em torno de E-W. Enquanto isto, em certas zonas de contato, verificamos a presença de massas quartzosas hidrotermais, faixas foliadas com aspectos de micaxistos gnaissóides da parte oriental do Varginha e, mesmo, migmatitos com paleossoma de granada-biotita-gnaisse.

Sua situação geotectônica é dada por uma faixa que foi palco de grandes rupturas, com estabelecimento de proces

sos tectônicos recorrentes, aos quais filiam-se intrusões básicas, ultrabásicas e graníticas, dentre outras. Realçam-se os sítios de cisalhamento por corredores miloníticos, rochas xistificadas, silicificadas e/ou bancos quartzosos advindos de ação hidrotermal.

Em determinados locais encontramos tipos petrográficos sinônimos daqueles incorporados aos complexos Itapira e Andrelândia, mormente em se tratando das unidades granatíferas e anfibolíticas.

Para uma maior facilidade de visualização dos segmentos diferenciados nos mapas geológicos, que formulam o complexo em questão, faremos uma apresentação por domínios, nos moldes seguintes:

1 - Domínio de Amparo-Itajiporã

Neste domínio incluímos migmatitos de estruturas diversas, ao lado de gnaisses leucocráticos parcialmente migmatitizados, com freqüentes intercalações de rochas básicas e ortognáissicas. Na sua porção sul corresponde aproximadamente à "fácies migmatítica" do "gnaisse Amparo" de Wernick (op. cit.). Inclui, ainda, o domínio gnáissico- migmatítico que se desenvolve entre Pedreira e Santo Antônio da Posse, bem como a reentrância gnáissica do maciço de Morungaba.

Os termos migmatíticos têm seu melhor sítio de exposições na região de Amparo e Monte Alegre do Sul, nos cortes de estrada entre essas localidades e as cidades de Serra Negra e Morungaba. Tratam-se de migmatitos bandados e dobrados em estruturação complexa, bem como migmatitos de estruturas *shöllen* e *schlieren* (fotos 33 e 34), que revelam grande plasticidade do material, na época de sua formação. Wernick et alii (1976) ressaltam que, apesar dessa plasticidade, "os mobilizados graníticos nestas rochas são de âmbito local, nunca atingindo grandes proporções volumétricas". Nos tipos estruturalmente mais simples a migmatitização representa-se apenas por pequenos e esparsos *augens* feldspáticos,

como observado próximo à cidade de Águas de Lindóia.

O paleossoma é biotita-gnáissico e, mais raramente, anfibolítico. No primeiro caso, além da paragênese dita da essencialmente por plagioclásio, quartzo, microclina e biotita, podem ou não apresentar hornblenda e granada. Pequenos núcleos de rocha grosseira, rica em anfibólio (hornblenda-gnaisse), também são encontrados como paleossoma desses migmatitos. Já a ocorrência de massas anfibolíticas bem desenvolvidas, como observado a sudoeste de Amparo, mostrando pouca ou nenhuma evidência de migmatitização, sugerem tratar-se de corpos posteriores às formações migmatíticas.

O neossoma é branco, de grã média e composição simples, com quartzo, microclina e plagioclásio, além de raras palhetas de biotita e muscovita. Menos freqüentemente ocorre neossoma róseo, de grã mais grosseira até pegmatóide, responsável por uma remigmatitização* dessas rochas e originando termos muito semelhantes a unidades Varginha.

A noroeste de Serra Negra temos um domínio de gnaisses com freqüentes intercalações de metabasitos xistificados e parcialmente migmatitizados. Sua estruturação é a de um bandamento simples e freqüentemente dirigido para noroeste. Ao microscópio, os termos gnáissicos mostram um mosaico granoblástico com microclina, plagioclásio e quartzo e alguma biotita disposta orientadamente, sendo descritos como biotita-gnaisses e biotita-leptitos. É comum, neste domínio, a ocorrência de quartzo segregado em bolsões, que, muitas vezes, vão se alojar nos termos mais xistificados, oriundos de rochas básicas. Por outro lado, segregação de material quartzo-feldspático, dentro de um contexto de maior rigidez estrutural, pode ser observado em vários locais, como no afloramento da SP-147, próximo ao bairro da Ponte Nova, em Águas de Lindóia. Essas rochas apresentam-se em tonalidades cla-

---

* O fenômeno de remigmatitização dessas rochas já foi ressaltada por Wernick & Penalva (1974) e por Wernick et alii (1976).

ras, cinza ou creme, bastante característica. Esses mesmos tipos petrográficos vão se repetir no segmento entre Águas de Lindóia e o bairro de Itajiporã (Ouro Fino), porém em padrão estrutural dobrado. Em exposição no leito do ribeirão das Águas Quentes, a sudoeste daquela localidade (Águas de Lindóia), eles se apresentam com dobramentos amplos, cujos eixos mergulham suavemente para sudoeste. Já na região de Itajiporã, os eixos apresentam mergulhos medianos para noroeste e os padrões são de dobras cerradas, com estrangulamento dos veios quartzo-feldspáticos, e níveis anfibolíticos budinados.

Ao lado destas rochas ressalta-se, em todo o domínio, a ocorrência de termos bastante homogêneos, que tanto podem corresponder a faixas mais evoluídas do complexo migmatítico, como também a antigos corpos graníticos gnaissificados. No primeiro caso incluem-se alguns termos leucocráticos da região de Serra Negra, compostos por quartzo, microclina e plagioclásio, com pouca biotita, nos quais a distinção entre paleossoma e neossoma é inviável. Wernick (op.cit.) ressalta também a ocorrência de "biotita-granito cinzento", como produto de homogeneização, e migmatitos, na região de Amparo (pedreira Granito).

No segundo caso incluem-se rochas de caráter ortometamórfico, das quais apenas mereceu destaque cartográfico o corpo de Serra Negra, descrito por Wernick (op.cit.). Este caracteriza-se por grande homogeneidade litológica e estrutural, cor cinza e granulação média, sendo composto essencialmente por plagioclásio ácido, microclina, quartzo e biotita e com uma migmatitização restrita a raros veios quartzo-feldspáticos concordantes com a foliação.

Corpos menores não individualizados estão presentes na região de Santo Antônio da Posse, sendo descritos por Wernick (op. cit.) como granada-hornblenda-gnaisses, e próximo à antiga estação de Brumado, a oeste de Serra Negra. Este apresenta-se como rocha de composição granítica, com felds

pato potássico, plagioclásio e quartzo (estes em proporções mais ou menos iguais) e biotita. O feldspato potássico é provavelmente o ortoclásio, com partes transformadas em microclina e rara mirmequita nos bordos. De modo geral, a rocha está bastante deformada, percebendo-se apenas em alguns locais remanescentes texturais de rocha ígnea. A biotita está em parte cloritizada e com raras palhetas de muscovita associada. Temos ainda a ocorrência de quartzo em "gotas pingadas" dentro do feldspato, que pode ser interpretado como indício de processo de migmatitização.

Finalmente, a sudoeste da serra dos Coutos ocorre pequeno espigão orientado segundo norte-sul, no qual se expõem termos de razoável homogeneidade. Dentre eles destacamos tipos embrechíticos e outros equigranulares, os quais, pelos aspectos apresentados em campo, apresentam origem a partir de granitóides. São de grã média, cinza claros e rosados, porém bastante deformados, não mais restando aspectos de sua textura primitiva.

2 - Domínio de Morungaba-Monte Sião

No domínio que se desenvolve entre essas localidades, atingindo a leste as cercanias da cidade de Socorro, temos a dominância de termos gnáissicos grosseiros, parcialmente migmatitizados, migmatitos bandados e dobrados (porém com um padrão diferente daqueles anteriormente descritos), bem como frequentes intercalações de metabasitos granatíferos e gonditos.

O caráter migmatítico se dá preferencialmente segundo finos leitos concordantes à foliação e com pequenos espessamentos locais, originando *augens*. Estes podem ser observados, entre outros lugares, na estrada Monte Alegre do Sul-Socorro, nos cortes da antiga ferrovia, apresentando-se algo deformados e geralmente com um padrão cerrado, lembrando os tipos de Pouso Alegre. Ao microscópio revelam composição essencialmente a quartzo, microclina e plagioclásio, em

tamanho desigual, e com biotita em proporções consideráveis. Nas amostras mais deformadas, bastante freqüentes neste setor, é comum a presença do quartzo segregado e recristalizado em finos veios, dando origem a termos bastante silicificados, tal como observado na serra da Pompéia, a oeste de Socorro.

Os termos gnáissicos geralmente revelam elevado grau de cristalinidade, apresentando granulação média e com seus constituintes bem individualizados. Em sua suíte mineral destaca-se plagioclásio, em geral dominando sobre feldspato potássico, quartzo, biotita e, menos freqüentemente, anfibólio (hornblenda; tremolita-actinolita) e granada. Por outro lado, rochas metabásicas ricas em granada (calcofels e granada-anfibolitos) ocorrem com certa freqüência, especialmente na porção leste deste setor, em geral com associação de gonditos. Estes, segundo Wernick (op. cit.), representam "membros extremos" de uma seqüência de rochas calcossilicáticas granatíferas, que se desenvolve segundo um "horizonte mais ou menos contínuo, denominado de horizonte Socorro-Tuiuti". A maior dessas ocorrências constitui pequena jazida de manganês no bairro das Lavras de Baixo, a norte de Socorro.

3 - Domínio de Jacutinga-Ouro Fino

Compreende uma faixa que se estende desde Sapucaí (WSW de Jacutinga) até nordeste de Borda da Mata, passando por Ouro Fino.

A sua suíte petrográfica é composta por unidades semelhantes a certos espécimes do Complexo Itapira. Em decorrência, encontra-se configurada como uma zona transitiva.

Dentre os litotipos metamórficos encontramos migmatitos bandados e localmente dobrados, rochas gnáissicas a cinzentadas e esbranquiçadas, bem como diversos corpos anfibolíticos.

Em certas situações, fugindo da disposição quase leste-oeste do conjunto, as rochas exibem diversos parâmetros de foliação ou bandamento, num curto espaço (sudoeste de Jacutinga), chegando-se ao registro de valores N60E;vertical até N30W;30-60SW.

Às proximidades da cidade de Ouro fino temos a passagem dos termos gnáissicos granatíferos com intercalações anfibolíticas do Itapira para os migmatitos com leitos e vênulas quartzo-feldspáticos do Amparo, estes exibindo direção em torno de N70E, enquanto alguns níveis miloníticos mostram parâmetros N50E;70SE.

Já na serra da Peroba, a oeste de Borda da Mata, aparece biotita-gnaisse migmatítico com intercalações de termos anfibolíticos e abundantes níveis quartzosos e friáveis. Além disso, ocorrem termos de deformações cataclásticas, como na região de Jacutinga.

Por outro lado, ressaltamos que, na maior parte das exposições visitadas, deparamos com rochas altamente meteorizadas, o que impossibilitou um tratamento adequado das unidades migmatíticas. Excessão é feita em relação aos corpos anfibolíticos, os quais oferecem espécimes inalterados em diversos pontos.

Análise micropetrográfica de exemplar rico em anfibólio, com seus componentes minerais bem organizados numa direção preferencial, de coloração cinza escura-esverdeada e granulação fina à média, forneceu um quadro mineralógico essencial a quartzo, plagioclásio, hornblenda e granada.

Para os anfibolitos francos, de granulação fina e cor cinza escura, encontramos uma composição a hornblenda, plagioclásio, álcali-feldspato (raro na amostra analisada), diopsídio, epidoto-zoisita, titanita, apatita e carbonato.

4 - Domínio de Borda da Mata-Olímpio Noronha

Trata-se de um dos domínios mais expressivos do Complexo Amparo, envolvendo migmatitos de estruturas variadas, não muito evoluídos ao estágio granítico mas, quase sempre, denunciando mais de uma fase de migmatitização (diferenciação quartzo-feldspática e aporte de material pegmatóide).

Este domínio inicia-se a sul de Ouro Fino e segue com rumo N75-80E, segundo estreita faixa, com extensão longitudinal superior a 150 quilômetros, até terrenos ao sul de Águas de Contendas (Folha Varginha). Nesse roteiro envolve as localidades de Borda da Mata, Pouso Alegre, Conceição da Pedra e Olímpio Noronha, além do trecho que vai ter em Heliodora. Neste também incluímos as rochas da região de Natércia.

Os tipos litológicos encontram-se quase literalmente representados por migmatitos, exceto algumas pequenas ocorrências de ortognaisses ácidos e intermediários, bem como níveis "quartzíticos" e micaxistosos, com certeza filiados a zonas de deformações cataclásticas (serras do Descalvado e de Santa Rita).

Para terrenos de Borda da Mata e Pouso Alegre deparamos com migmatitos bandados em níveis contínuos,com estruturas dobradas em baixo ângulo (dobras apertadas), além de dobramentos ptigmáticos, filiados a uma segunda fase de migmatitização. Não muito raramente, os antigos níveis quartzo-feldspáticos mostram-se interrompidos e dobrados com os leitos micáceos crenulados (foto 35). Estes podem mostrar-se diluídos lateralmente na parte neossomática mais jovem, de caráter pegmatóide (foto 36). O grau de deformação antes do último estágio de granitização foi bastante enérgico, como bem refletem suas estruturas, podendo, no entanto, ter sido mais lento e mais superficial, com duração maior do intervalo de tempo.

O neossoma representativo da segunda fase está expresso por veios quartzo-feldspáticos mais potentes, posicionados conforme ou discordantemente à foliação ou ao bandamento do paleossoma.

Determinados exemplares do paleossoma registram um biotita-gnaisse migmatítico*, de granulação fina à média, constituído essencialmente por quartzo, plagioclásio (albita-oligoclásio), microclina, biotita e muscovita. A hornblenda e a granada podem estar presentes em quantidades subordinadas, enquanto os acessórios são, freqüentemente, apatita, zircão, ± titanita, ± alanita e opacos. Como minerais secundários aparecem clorita, sericita e carbonato.

A presença de quartzo na forma de "gotas pingadas" dentro da microclina, bastante freqüente, sugere caráter migmatítico para esses paleossomas. Além disso, salientamos evidências de cataclase.

No que tange ao neossoma, deparamos com unidades aplíticas e pegmatóides, tendo-se para as primeiras uma composição a microclina, quartzo, plagioclásio, muscovita, granada, biotita cloritizada, epidoto-zoisita, apatita, zircão, sericita e leucoxênio. Nestes são freqüentes intercrescimentos do tipo mirmequítico.

Para o termo pegmatóide a composição mineralógica é similar, entretanto destacando-se a presença de largos cristais subédricos de microclina, bem como de turmalina em alguns espécimes. Além disso, nas zonas influenciadas por grandes falhamentos, as massas pegmatóides exibem efeitos de fragmentação e deformação dos grãos minerais.

Outros espécimes migmatíticos, como são os de estruturas oftálmicas e dente-de-cavalo, aparecem em tratos da morraria que recebe denominações locais de serras de San

---

* Levar em conta que o paleossoma já é um migmatito, portanto, no contexto geral, os termos são polimigmatitos.

ta Rita, da Manuela e da Pedra Branca. Aí estabeleceram-se, em diversos segmentos, tipos que denunciam metamorfismo dinâmico (cataclase).

Já em sua porção oriental, a sul das serras dos Criminosos e de Contendas, aparecem, além dos tipos bandados e dobrados, corpos de composição granítica (microclina pertítica, quartzo, oligoclásio e biotita), com estrutura granito-gnáissica, e diorítica (plagioclásio intermediário, quartzo, biotita, epidoto-zoisita, hornblenda e feldspato alcalino).

O termo granítico ostenta feições migmatíticas, como intercrescimento mirmequítico difuso, inúmeras inclusões irregulares de quartzo na microclina, bem como campos com certa heterogeneidade textural.

Por outro lado, os migmatitos cinzentos, que aparecem no segmento de Heliodora, servem de encaixante para alguns corpos básicos e ultrabásicos metamorfizados. Esses últimos chegam, em variedades xistosas, a encerrar níveis de cloritito, com aproximadamente 12 cm de espessura. Os migmatitos possuem paleossoma de biotita-gnaisse cinza, às vezes quartzosos, e neossoma em níveis mili - centimétricos quartzo-feldspáticos que, em certas porções, isolam-se em facóides ou lentes feldspáticas. Esses tipos petrográficos, no segmento que se estende de Heliodora até norte de Pouso Alegre (limitado por trechos das falhas de Lambari, da serra de Santa Catarina e de Borda da Mata), dão lugar a rochas gnáissicas quartzosas*, sem grandes evidências mesoscópicas de migmatitização. Compreendem rochas acinzentadas, de granulação média, tendo como particularidade a existência de lentes e níveis mili-submilimétricos de quartzo.

A alta porcentagem em quartzo é facilmente diag-

---

* Esses tipos litológicos, apesar de se situarem no Complexo Amparo, ostentam uma maior tendência petrológica ao Complexo Lambari ou mesmo aos termos Andrelândia.

nosticada, quando tratamos com espécimes alterados ou semi alterados. A muscovita em palhetas prateadas é geralmente maior que a biotita.

Como aspecto interessante de alguns afloramentos temos a presença de blocos em forma de troncos de árvores.

Intercalados aos termos gnáissicos encontramos alguns corpos anfibolíticos de granulação fina, que chegam a exibir algum fitamento dado por níveis quartzo-feldspáticos milimétricos.

Quando aparecem bancos altamente quartzosos, estes são de granulação média à grossa, tendo como micáceo a presença de muscovita.

Ao tratamento microscópico deparamos com exemplares portadores de uma mineralogia essencial ditada por oligoclásio, quartzo, microclina, muscovita e biotita.Os acessórios são epidoto-zoisita, opacos, apatita, zircão e sericita.

Ainda nesse domínio, encontramos um sítio de fortes deformações e complicações litológicas,que concerne a tratos da região de Natércia, situados entre as falhas da serra de Santa Catarina e de Borda da Mata. Trata-se de um conjunto representado na parte setentrional por rochas quartzíticas à muscovita, que se sobrepõem a micaxistos deformados cataclasticamente (serra de Santa Catarina), que passam em sentido sul a uma suíte de rochas gnáissicas bandadas ou não, além de corpos pegmatíticos, massas de quartzo hidrotermal, anfibolitos, além de pequeno corpo granítico. Na faixa meridional aparece um estreito corredor (delimitado em mapa geológico - Folha Guaratinguetá) de rochas tipo Andrelândia (similares a unidades da fácies granatífera do Lambari e do Itapira).

Estudos microscópicos de exemplares do tipo Andrelândia, correspondentes a granada-biotita-gnaisses cinzentos com biotita bem desenvolvida, em níveis descontínuos e

algumas lentes de quartzo hialino, bem como anfibolitos, mostraram as seguintes composições: granada-biotita-gnaisses:oligoclásio, quartzo, biotita, granada, apatita,opacos, epidoto-zoisita, material argiloso, carbonato e clorita; granada-anfibolito:hornblenda, plagioclásio intermediário, granada, clorita, epidoto-zoisita, opacos, quartzo,apatita, titanita, zircão e sericita.

5 - Domínio de Silvianópolis-São Gonçalo do Sapucaí

Corresponde à área de exposições do Complexo Amparo ao norte da falha de Jacutinga.

Em relação às outras faixas ou domínios, que vimos anteriormente, ostenta uma maior homogeneidade estrutural e um maior grau de cristalinidade, em diversos afloramentos, bem como uma menor incidência de corpos anfibolíticos. Os tipos mais foliados são encontrados nos segmentos meridionais, em que os efeitos cataclásticos foram pronunciados, bem como as implicações estruturais com rochas de outros complexos.

O conjunto mostra-se complexamente estruturado, exibindo partes com acunhamentos e imbricamentos de blocos estabelecidos, em especial com granada-micaxistos feldspáticos ou gnaisses do Lambari (serra das Águas). Algumas antiformas e sinformas foram delineadas, parecendo-nos corresponder à fragmentação de um maciço que chegou a configurar-se, num estágio intermediário, em estrutura dômica,posteriormente rompido no sentido nordeste e leste, além dos grandes basculamentos de blocos por uma tectônica germanótipo. Em decorrência, as rochas passaram por um longo período em clima de *stress*, que foi lentamente atenuado e retomado por rupturas mais ou menos paralelas.

Unidades migmatíticas que formulam a morraria a sul de São Gonçalo do Sapucaí (responsáveis pela manutenção de segmentos da serra das Águas), refletem situações do

estágio de *stress* tardio, cujo epílogo culmina com um estágio pegmatítico-hidrotermal e mesmo pneumatolítico. Daí resulta a formação de massas pegmatíticas, às vezes portadoras de turmalina negra de até alguns centímetros de comprimento ou formando massas informes com entrelaçamento de quartzo e feldspato. Além disso, turmalinização não se restringiu aos materiais quartzo-feldspáticos e sim atingiu as massas gnáissicas, que, com o relaxamento das tensões, passaram a exibir uma maior permeabilidade. Deformações advindas da dinâmica pós-cristalina também se fazem presentes (figura 22).

Nesse domínio os migmatitos oftálmicos encontram-se distribuídos em diversos tratos, sendo alguns deles delimitados entre Turvolândia, Carvalhópolis, Douradinho e Cordislândia, às vezes encerrando fácies com desenvolvimento de megablastos prismáticos de feldspato.

Para os tipos encontrados nas serras a sul e norte de Monsenhor Paulo, visualizamos feldspatos em facóides ou com seções transversais rudimentarmente arredondadas, até alguns fusiformes ou sem uma forma definida.

Os blastos feldspáticos também podem mostrar que bramentos, que devem corresponder a duas fases tectônicas, estando a primeira com forte recristalização. A granada chega a ocorrer em cristais submilimétricos bastante profusos.

Além disso, temos porções em que grandes feldspatos, geralmente poiquiloblásticos, atingem dimensões centimétricas (2,5 cm x 3,0 cm), tomando formato quase retangular ou em lentes e fusos.

O corpo delimitado a sul de Douradinho exibe, em sua parte setentrional, megablastos centimétricos, retangulares ou aproximadamente circulares, mostrando duas tendências de gnaissificação, sendo uma direcionada em torno de N55W, segundo a qual organizam-se vários porfiroblastos e outra para nordeste. Estreitas massas quartzo-feldspáticas

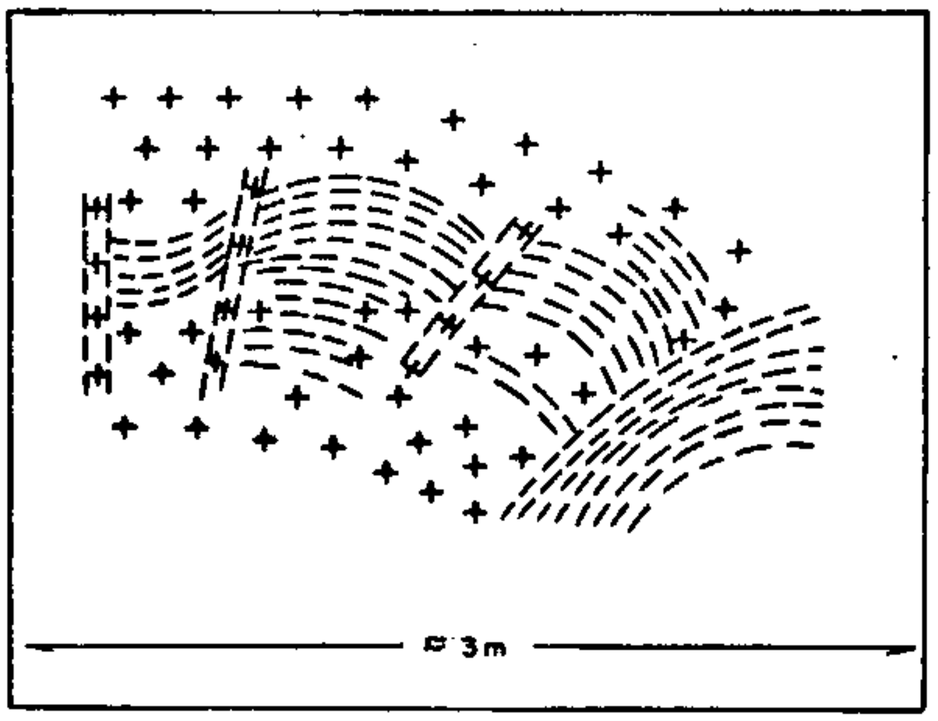


Figura 22 - Croquis esquemático de porção do migmatito cinzento do Complexo Amparo na região de São Gonçalo do Sapucaí (Folha Varginha), notando-se níveis rompidos de gnaisse quartzo-diorítico (paleossoma) e abundante material granítico leucocrático (neossoma).

cortam o maciço, tendo-se para a mais expressiva uma espes sura de aproximadamente 5 cm, orientada para N40E.

Em sua parte meridional, quando passa aos termos migmatíticos leucocráticos, encontramos rochas ostentando *augens* gigantes de feldspato (fazenda Humaitá), lembrando uma estruturação advinda de processos fluxionais cataclásticos impostos sobre maciços graníticos porfiróides.

Em outros locais (serra das Águas) a estrutura oftálmica não é bem firmada, tendo-se, num mesmo exemplar, *augens*, fusos e lentes compostas de feldspato, quartzo e biotita (foto 37). Esses tipos podem associar-se a migmatitos bandados ou com amplo domínio de material neossomático pegmatóide.

Mineralogicamente, os tipos facoidais ou porfiroblásticos mostram composições a quartzo, microclina, plagioclásio, biotita, ± hornblenda, ± muscovita, ± granada, sericita, ± epidoto-zoisita, ± carbonato, apatita, zircão e opacos, ± titanita. Nos tipos com blastos prismáticos, como aqueles de Douradinho, a microclina é regularmente pertítica. Esse quadro mineralógico também é válido para os migmatitos granitóides que ocorrem na aba norte da serra de Espírito Santo do Dourado, guardando certa identidade com termos do Complexo Varginha.

Para a manutenção da borda sul da serra de São Gonçalo, os tipos mostram lentes quartzosas ou quartzo-feldspáticas de dimensões centimétricas, com partes dobradas, que são acentuadas nos segmentos em transposição (foto 38).

A estes juntam-se migmatitos com abundância de neossoma granítico, que chega a ser rico na fração quartzosa, portando pequenos grãos de granada.

Elementos estruturais se fazem sentir por intermédio de superfícies espelhadas N20-30E; subverticais a 70NW, que exibem estrias de movimento esquerdo de blocos e de falhas normais, enquanto pequenas dobras mostram parâ

metros de eixos em torno de 30N65W.

O paleossoma é de biotita-hornblenda-gnaisse de composição quartzo-diorítica, enquanto o neossoma traduz-se por rocha de textura granular leucocrática, contendo feldspato potássico, plagioclásio, mirmequita, quartzo, biotita, granada, muscovita, zirconita, clorita, epidoto-zoisita e óxido de ferro.

Já no prolongamento sudoeste da mencionada serra aparece material paleossomático ditado por granada-biotita-hornblenda-gnaisse a dois feldspatos (plagioclásio e microclina).

Temos partes em que o maciço gnáissico de coloração acinzentada é homogêneo, com atestado migmatítico por intermédio de veios quartzo-feldspáticos quase inexistente.

Na região de São Gonçalo do Sapucaí deparamos com gnaisses alterados, de granulação média e coloração ferruginosa, cinza e cinza-esverdeada, nos quais os efeitos de granitização se estabeleceram através de estreitos níveis quartzo-feldspáticos, irregularmente distribuídos. Níveis micaxistosos ocorrem, ordinariamente, subordinados às massas gnáissicas, chegando a mostrar-se dobrados. Podem ser visualizados ainda núcleos centimétricos quartzo-feldspáticos.

Noutras partes, como a sudoeste da mencionada cidade, a rocha é de granulação média e coloração cinza, com uma constituição mineralógica essencial a quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda, além de estrutura gnáissica dobrada, trechos em transposição e pequenas bolsas de quartzo, geralmente exibindo efervescência à ação do ácido clorídrico, em sua zona de contato. As dobras ptigmáticas são raras, enquanto o material quartzoso pode atingir alguns metros de comprimento e milímetros a centímetros de largura (3 m a 5 m x < 1 cm a 10 cm). Oppenheim (1935) afirma que o "gnaisse" é atravessado por inúmeros filões e veios de quartzo com caráter de um *stockwork*, descrevendo ainda que

"os filões e veios de quartzo variam de poucos milímetros até 0,50 m de espessura".

As fraturas mais proeminentes, preenchidas ou não por quartzo, posicionam-se desde o intervalo N25-30E até proximidades de N-S. Às vezes observamos veios quartzosos com algum feldspato e megapalhetas de biotita cloritizada. Estes são cortados por outros com pouca ou nenhuma biotita.

Os veios e as vênulas de quartzo, mormente os interrompidos, denunciam situações em que são francamente mais jovens que os quartzo-feldspáticos. Além disso, observamos deformações da foliação nordeste por outra N50-60W;70-80SW, chegando a ter-se níveis milimétricos de milonitização e silicificação. Esta tectônica noroeste pode deslocar veios de quartzo.

Por outro lado, assinalamos reflexos de uma tectônica disruptiva, cujos traços das estruturas planares, principalmente falhas, distribuem-se entre N5W e N30E. A esta atribuímos o condicionamento de alguns veios descontínuos de quartzo, ligados à mineralização aurífera da região. "O quartzo é branco, compacto, freqüentemente muito piritoso e, em algumas ocorrências, aurífero" (Oppenheim,op.cit.). O mesmo autor refere-se à existência, na mina do Baú (São Gonçalo do Sapucaí), de "finas camadas de garnierita semi-coloidal, resultante da decomposição metassomática da pyrrhotita", aparecendo "nas fendas e zonas de clivagem do gnaisse".

Para esses gnaisses migmatíticos de São Gonçalo do Sapucaí temos segmentos de rochas alteradas ou alteração de rochas, que ostentam aspectos idênticos a tipos do Complexo Lambari em sua fácies não granatífera, como, por exemplo, às proximidades da pretérita cata de ouro da localidade de Ouro Fala. Aí uma rocha alterada, bandada, em parte bem micácea e de característica paragnáissica pode encerrar níveis "quartzíticos". Para sul passa a unidades que lembram

os migmatitos granatíferos do Varginha, intercalando-se com migmatitos de estrutura dobrada em transposição (figura 23c) e com desenvolvimento de facóides, que podem encerrar níveis de quartzo dobrados com planos axiais N30E;60SE (figura 23d).

Em outras situações, os migmatitos ostentam, corriqueiramente, veios e vênulas quartzo-feldspáticos, que se dispõem em conformidade à foliação gnáissica ou maculam os hornblenda-biotita-gnaisses, obliqua ou transversalmente e mesmo configuram dobras ptigmáticas. Acrescemos, ainda, que os níveis quartzo-feldspáticos são geralmente descontínuos (foto 39).

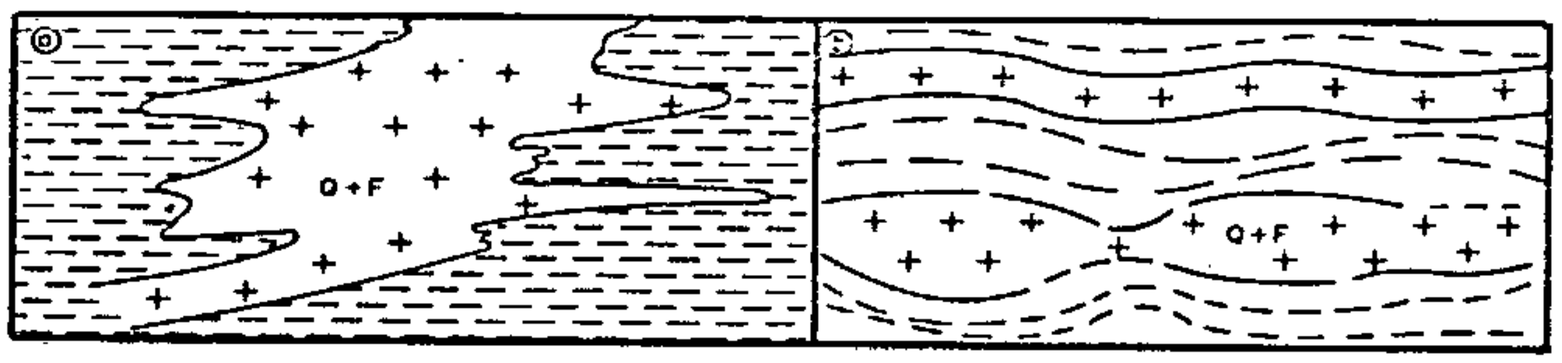
Em certas exposições as dobras ptigmáticas mostram-se truncadas por uma tectônica mais jovem, em torno de N60W, onde um fraturamento N25W é bem nítido.

Na serra do Quiabeiro denotamos migmatitos com níveis neossomáticos, mostrando ondulações e interrupções em suas continuidades longitudinais. Por sua vez, o neossoma pode ser profuso e estar disposto segundo estreitas faixas descontínuas e em formas lenticulares e de fusos.

O paleossoma é ditado por uma composição mineralógica a plagioclásio, hornblenda, biotita, epidoto-zoisita, quartzo, carbonato, titanita, apatita, alanita, zircão e opacos. Os mesmos mostram porções cataclasticamente xistificadas e mesmo milonito-xistos negros encerrando pequenos grãos de feldspato esbranquiçado.

Às vezes, em tipos com abundância de massa quartzo-feldspática, esta pode aparecer em *boudins* e com granulação grosseira, bem como exibir irregularidade na distribuição dos elementos de crescimento metassomático (Alguns aspectos das configurações do neossoma são vistos na figura 23 a/b e na foto 39).

Além disso, deparamos com estruturas bandadas e dobradas isoclinalmente, com pequenos trechos bastante aper



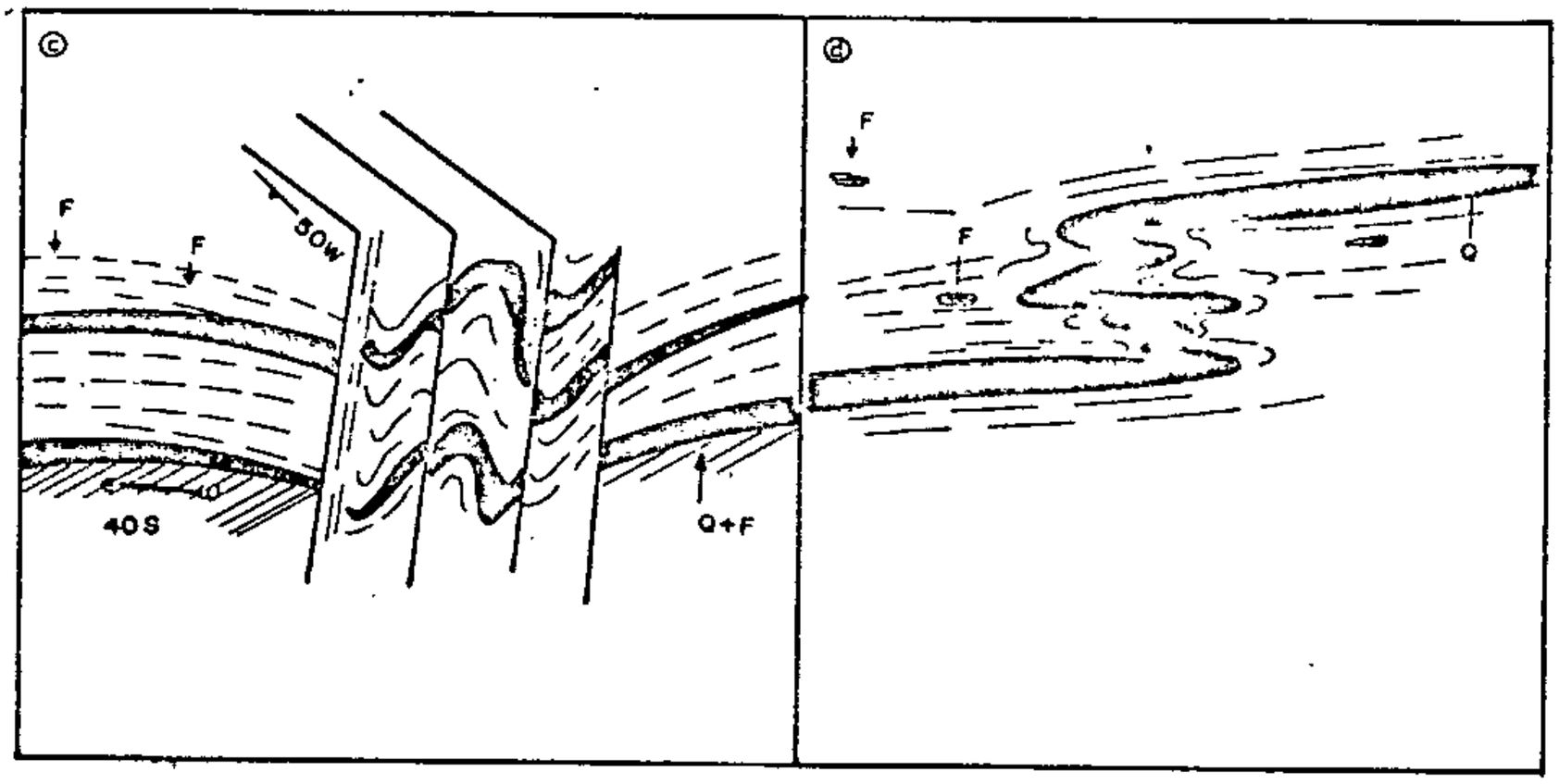


Figura 23 — Croquis esquemático de estruturas no migmatito Amparo, na faixa de São Gonçalo do Sapucaí. Massa quartzo-feldspática em disposição oblíqua (c) e conforme (b) à foliação hornblenda-biotita-gnaisses; leitos quartzo-feldspáticos de 2cm a 5cm, dobrados e parcialmente transpostos (c) e migmatito com alguns focos de feldspato alcalino (microclina) encerrando leito de quartzo dobrado (d).

F — Facóides de feldspato
Q+F — Leitos quartzo-feldspáticos
Q — Leitos de quartzo

tados. Esses migmatitos bandados e dobrados podem juntar-se a bancos com desenvolvimento de facóides ou fusos.

Para o sítio de rocha gnáissica pouco migmatitizada, como na região de São Gonçalo do Sapucaí, encontramos uma predominância de hornblenda-biotita-gnaisse, geralmente plagioclásico. Este passa a unidades mais evoluídas em sentido norte (serra de São Gonçalo), sul (em porções que vão ter à serra das Águas) e oeste. Enquanto a leste, a passagem é mais complicada, parecendo-nos ser estabelecida em certas partes por falhas inversas e noutras por um contato migmatítico de aspecto gradativo, com unidades do Lambari.

A composição básica dos gnaisses de São Gonçalo do Sapucaí, em sua variedade de granulação média e cor acinzentada, mostrando prismas de anfibólio ou cristais colunares sub a euedrais de epidoto, chegando a exibir mais de uma organização linear, é ditada por plagioclásio (albita/oligoclásio), ± feldspato potássico, quartzo, anfibólio (hornblenda), epidoto, biotita, apatita, zirconita, opacos, titanita, alanita, carbonato e ± caolinita. Estes termos são definidos como biotita-hornblenda-gnaisse e epidoto-hornblenda-plagioclásio-biotita-gnaisse. Para os tipos migmatíticos com neossoma bem caracterizado, temos composição similar, mesmo quando apresenta horizontes com deformações cataclásticas (serra do Quiabeiro).

No segmento de Silvianópolis encontramos uma grande incidência de corpos anfibolíticos, exibindo formas de dobramentos, que se intercalam em rochas gnáissicas alteradas, de coloração vermelho-arroxeada, encerrando veios e vênulas quartzo-feldspáticos. Somamos, também, rochas gnáissicas ou xisto-gnáissicas, similares a termos dos complexos Lambari e Varginha, na borda oriental, bem como migmatitos com lentes e fusos mistos a quartzo, feldspato e biotita e lentes anfibolíticas localizadas.

Ao tratamento microscópico, algumas unida-

des granatíferas, principalmente aquelas com nítido bandamento, mostram evidências de cataclase, ostentando uma composição mineralógica a quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, granada, muscovita, ± sillimanita, ± tremolita-actinolita, ± hornblenda, ± cianita, apatita, zirconita, opacos, carbonato, ± epidoto-zoisita, sericita, clorita, opacos, ± turmalina, titanita, ± caolinita e ± leucoxênio.

6.2.2.6 - Complexo Campos Gerais

Trata-se de um conjunto litológico que encerra diversos tipos petrográficos, alguns deles crono e petrologicamente semelhantes a termos de outros complexos, em especial Lambari, Rio Elvas e Amparo. Por outro lado, compreende um dos conjuntos mais compartimentados em grandes e pequenos blocos tectônicos.

O Complexo Campos Gerais ocupa uma área de cerca de 2.650 km^2, nas folhas Varginha e Ribeirão Preto.

O seu posicionamento geotectônico, em - faixa de grande instabilidade em diversos ciclos de dinamismo crustal, favoreceu a toda uma complicada arquitetura de blocos com geometrias diversas, em geral acunhados lateral e longitudinalmente. Em decorrência disso, julgamos necessária uma descrição por intermédio de domínios para uma melhor compreensão dos termos petrográficos aí encerrados, que, mais ou menos, representam os grandes blocos tectônicos: Assim, em função dessa idéia, delineamos os domínios de Três Pontas, Córrego do Ouro, Campos Gerais, Nova Resende e Jacuí, a seguir caracterizados.

Por outro lado, diversas porções de seus tratos orientais ficaram sem o devido detalhe, em decorrência da falta de afloramentos representativos e mesmo de texturas e estruturas fotográficas que reflitam o condicionamentodo *bed-rock*.

Sobre os diversos tipos de rochas que ocupam lugar no conjunto em questão, salientamos, *a priori*, que ostentam quase literalmente evidências de processo fluxional cataclástico*.

1 - Domínio de Córrego do Ouro

Corresponde ao menor de todos os domínios e distribui-se segundo uma faixa com direção em torno de este-oeste, que se inicia a oeste da serra quartzítica de Três Pontas, estendendo-se até nordeste de Areado, onde é interrompida na zona de falha homônima (Folha Varginha).

Ao norte, o limite foi estabelecido na falha de Três Pontas e, ao sul, pelo limite litológico (certamente tectônico) que o coloca em conexão com unidades migmatíticas e xisto-gnaissóides do Complexo Varginha.

Ocupa uma área de relevo ondulado e com diversas coberturas de latossolos espessos e material colúvio- aluvial, comportando tratos de restritos afloramentos.

Quanto aos tipos litológicos, encontramos biotita-xistos ou semi-xistos feldspáticos, que, quando alterados, são idênticos a termos colocados nos complexos Rio Elvas e Lambari, ostentando regularmente aspecto micaxistoso ou de metamorfito síltico-argiloso-arenoso de baixo grau metamórfico. Certas rochas sugerem litotipos pré-metamórficos, ditados por arenitos quartzosos finos e impuros, bem como unidades imaturas, como psamitos feldspáticos do tipo grauváquico e termos pelíticos margosos.

As vezes, o material é esbranquiçado, bastante foliado, com tênues pontuações avermelhadas, reconhecendo-se mesoscópicamente quartzo e micáceos. Este junta-se a bandas mais argilosas, de coloração vermelho-arroxeada, onde

---

* Os tipos metaultrabásicos e anfibolíticos, mesmo sendo citados em algumas frases a seguir, mereceram melhor tratamento no item referente aos mesmos.

é possível observar pequenas palhetas de micáceo prateado (muscovita).

Ainda, em se tratando de rochas alteradas bandadas, deparamos com exposições de coloração arroxeada, com matizes esbranquiçadas, onde aparecem bancos exibindo ritmicidade de níveis centimétricos.

Os leitos micaxistosos encontram-se, geralmente, maculados por indivíduos lenticulares mili-centimétricos de quartzo, chegando na zona de falha de Três Pontas (estrada Alfenas-Campos Gerais) a portar lentes que atingem cerca de 1 m de comprimento por 6 cm de largura. Nestas evidenciamos uma estrutura de aspecto gráfico, fornecida pelo arranjo do quartzo leitoso com o vítreo. São comuns superfícies espelhadas com estrias, acompanhando o bandamento, quando existe, ou oblíquas a ele. Quando em presença de rocha bem foliada, verificamos um desplacamento conchoidal ou de "quase-chapinha".

Na parte ocidental ocorrem diversos corpos quartzíticos laminados e bastante deformados, bem como estreitos corpos de metaultrabasito xistoso, que atingem posicionamento oblíquo à foliação da encaixante. Enquanto esta se direciona em torno de este-oeste, aquela pode mostrar disposição N30-40W.

Os quartzitos são geralmente muscovíticos e ostentam figuras de *boudins* e *mullion*-dobramentos com cisalhamentos nos flancos. A estes podemos adicionar níveis subordinados de muscovita-xisto microdobrado, com algumas pequenas lentes (aproximadamente 1,5 cm de comprimento) de quartzo.

As proximidades do contato com termo Varginha (a norte de Gaspar Lopes), encontramos granada-biotita-gnaisse xistoso (leptinolito), do tipo Lambari da região de Três Corações, tendo coloração cinza, granulação fina à média e com níveis milimétricos esbranquiçados que reforçam a vi-

sualização de pequenas dobras abertas isoclinais.

Compondo sua mineralogia, encontramos plagioclásio, quartzo, K-feldspato, biotita, granada, muscovita, epidoto, sericita, opacos e apatita. O quartzo aparece com extinção ondulante e fraturado, enquanto o epidoto é profuso. Os minerais siálicos comumente mostram-se bem recristalizados, a biotita com boa orientação, evidenciando-se deformações pós-cristalinas.

Para os termos que mostram feições de metamorfitos oriundos de grauvacas ou de sedimentos calco-aluminiosilicosos com clastos psamíticos, notamos grãos de feldspato de dimensões que chegam a atingir aproximadamente 2 cm, de formas ovaladas e arredondadas.

Mesoscopicamente, essas rochas são denunciadas por coloração acinzentada, estrutura xisto-gnaissóide, superfícies de foliação brilhantes, granulação fina à média e esparsos grãos maiores de feldspato cinza ou esbranquiçado (plagioclásio).

Ao microscópio, visualizamos uma rocha xistosa, de textura cataclástica (parecendo que a foliação foi acentuada em uma rocha já originalmente orientada), exibindo concordância entre a direção de fluxo cataclástico e o alinhamento das palhetas de biotita, clorita e prismas idioblásticos de epidoto. Porém, esses minerais escuros não se acham deformados. Os minerais félsicos, tais como o quartzo e o feldspato, estão bastante afetados pela cataclase. Dentre os feldspatos mal individualizados, distinguimos raros clastos de álcali-feldspato, sendo que o plagioclásio é mais freqüente e ocorre sob a forma de pequenos fenoclastos ocelares contornados pelas bordas de palhetas de mica. Enquanto isso, não se pode perceber se a pouca clorita existente, bem definida em certas bandas, é resto de clorita que não se converteu em biotita, ou produto de alteração desta.

Esses tipos foram definidos como milonito-xistos, tendo-se como sustentáculo a evidente neomineralização sobre a base félsica bastante diaclasada.

2 - Domínio de Três Pontas

Em confronto com o anterior, este domínio apresenta uma maior densidade de rochas gnáissicas e, como particularidade, alguns núcleos de maior cristalinidade, ditados por migmatitos em parte porfiroclásticos, similares aos do Complexo Lavras em sua porção meridional. Ostenta, também, tipos petrográficos similares aos dos complexos Rio Elvas e Lambari, sendo o primeiro expresso por biotita-xistos escuros lenticulares e o segundo por biotita-gnaisses de grã fina à média, em geral deformados cataclasticamente.

Como no domínio de Córrego do Ouro, encontramos diversos tratos pobres em exposições. No que concerne aos micaxistos escuros, apenas dois afloramentos de rocha sã foram observados, um a leste da serra do Barreirinho (próximo ao ponto onde o ribeirão da Onça deságua na represa de Furnas) e outro a oeste de Santana da Vargem, aí traduzindo-se em espécime com nítidas evidências de cataclase.

O caráter que sublinha literalmente estes micaxistos pretos é o microdobramento cerrado, com estrangulamentos e pequenas rupturas dos níveis micáceos e quartzosos, superfícies de foliação irregulares ou crenuladas e a grande freqüência de lentes de quartzo mili-centimétricas. Quanto a este último aspecto, algo já foi dito a respeito no setor de Córrego do Ouro. Sua existência pode estar ligada a milonito-gnaisses às proximidades ou nas zonas de grandes rupturas.

Os tipos lenticulares, neste domínio, são mais profusos e facilmente reconhecíveis até em saprólitos. Em cortes da estrada Campos Gerais-Três Pontas, os mesmos chegam a exibir fusos e lentes de quartzo de maior espessura,

bem como em quantidade que chega a impressionar, influindo magistralmente na textura do solo. O mesmo tipo, porém, ocorre como rocha sã, de coloração cinza, associada à unida de gnaissóide dobrada (foto 40), na porção ocidental, onde é freqüente a fácies tectonítica gnáissica, mostrando aspecto conglomerático (fotos 41 e 42).

Análise microscópica de exemplar de termo de granulação fina e bastante dobrado, que nos parece de indubitável origem cataclástica, forneceu uma composição mineralógica a K-feldspato, quartzo, muscovita, plagioclásio, biotita, clorita, sericita e opacos, atestando-se para a clorita uma origem diaftorética a partir da biotita.

As rochas gnáissicas de grã fina à média denunciaram conseqüências de esforços fluxionais cataclásticos. Por outro lado, corpos de rochas anfibolíticas e metaultrabásicas xistosas encontram-se encravados em micaxistos ou milonito-gnaisses. Além disso, encontramos exposições em que são freqüentes os níveis anfibólicos esverdeados, com espessuras de poucos milímetros até dezenas de centímetros.

Nestes detectamos biotita-gnaisse fino, anfibólio-biotita-gnaisse médio (este rico em feldspato), micaxisto básico com ação hidrotermal, biotita-anfibólio-gnaisse variando lateral e verticalmente de fácies para anfibólio-xisto, bem como massa rica em anfibólio com variação de fácies para leitos quartzo-feldspáticos onde o quartzo mostra-se estirado ou em "fitas". Exibem características de um conjunto que foi metamorfizado, meso e microdobrado em duas fases e sujeito à ação hidrotermal e cataclástica.

Os espécimes descritos como biotita-anfibólio-gnaisse exibem um quadro mineralógico formulado por plagioclásio, quartzo, ortoclásio, hornblenda, actinolita, biotita, epidoto-zoisita, titanita, apatita, opacos, zircão, sericita e caolinita. Nestes observamos, mesmo com desenvolvimento da cristalização metamórfica e dos minerais, sinais de

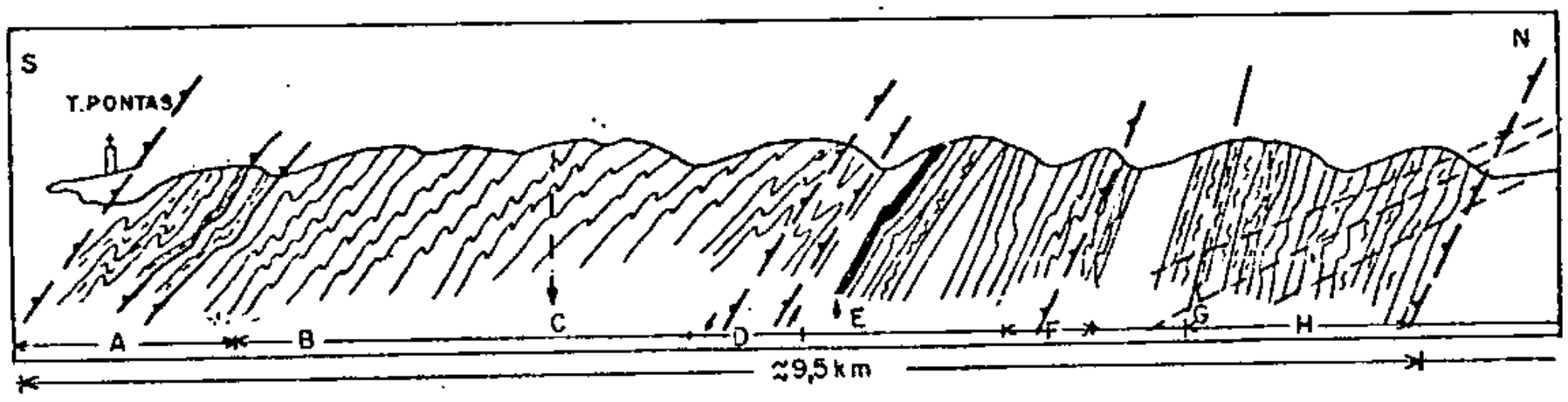
forte cataclase, especialmente nas lentes de grãos de quartzo, as quais mostram-se estiradas e deformadas, por vezes denteadas e com intensa extinção ondulante.

Os biotita-gnaisses têm granulação fina à média, com porções onde a biotita é mais profusa e outras onde domina o quartzo e o feldspato. A coloração, em geral, é cinza, tendo biotita finamente distribuída e mostrando certa identidade com os biotita-gnaisses da faixa norte-nordeste de Santana da Vargem. Além desses, aparecem os tipos miloníticos, freqüentemente dobrados e com grande profusão de grãos anedros, arredondados e lenticulares de feldspato de dimensões milimétricas (vide item sobre rochas cataclásticas).

Às proximidades da zona de falha de Três Pontas aparecem níveis de porfiroclastos, em um conjunto bandado de característica similar a termos do Complexo Lambari, ou rochas gnáissicas esbranquiçadas, quartzo-feldspáticas, com alinhamento irregular dos máficos e de granulação média. Estas últimas tratam-se de rochas de textura cataclástica e de composição quartzo-diorítica.

Mantendo parte da serra do Barreirinho, encontramos biotita-gnaisse de granulação fina à média, com partes dobradas e outras onde predomina uma massa quase exclusivamente quartzo-feldspática e trechos silicificados. A rocha representativa do maciço foi tratada, microscopicamente, como milonito-gnaisse de composição a oligoclásio, quartzo, microclina, biotita, epidoto-zoisita, apatita, muscovita, titanita, alanita, zircão e carbonato.

Ainda, dentre os termos gnáissicos, encontramos os tipos acinzentados ou escuros que ocorrem na seqüência xisto-gnáissica do perfil Três Pontas-fazenda dos Carneiros, a sul de Santana da Vargem (figura 24). Estes mostram-se dobrados e com indivíduos arredondados ou lenticulares milimétricos de feldspatos rotacionados e deformados (fotomi-



A - Zona tectonizada envolvendo os micaxistos (semi-xistos) tipo Rio Elvas, com níveis "quase-chapinha". Representação por entidades alteradas de tonalidades arroxeada, lembrando alteração dos micaxistos feldspáticos cinza escuros ou pretos. Somam-se níveis ou lentes quartzíticas tectonicamente laminados, *boudinados* e com superfícies de foliação estriadas (N80E;80S).

B - Leptinolitos ("metagrauvacas") com níveis micaxistosos (metamorfitos xisto-feldspáticos ou gnaissóides com bandas areno-feldspáticas), bandadas e plissadas, encerrando horizonte de unidade brechóide.

C - Afloramento de biotita-xistos alterados, altamente amarrotados com níveis quartzosos (pequena falha para N10E;subvertical N).

D - Metamorfito tipo Lambari, alterado, roxo-mosqueado, bandado, portando horizontes de granulações de argila à areia muito fina, dobrados e com segmentos laminados. Quando o percentual em grã areia é maior, toma uma coloração esbranquiçada a nacarada. Associam-se microdobras e falhas. As dobras mesoscópicas são assimétricas e acilíndricas, localmente isoclinais, com lineação b em torno de 5°-$10^{o}/270^{o}$. Em escala maior, verificam-se oscilações no mergulho da foliação (combinação xisto-gnáissica e cataclástica).

E - Massa altamente magnética, granular, ao lado de corpo básico ou ultrabásico alterado. Seguem-se materiais alterados, com os mesmos tons anteriores, mostrando-se de grãos mais grossos, quartzo facilmente diagnosticável em tamanho areia. Somam-se bancos de micaxistos endurecidos, rico em óxido de ferro, milonito-gnaisse porfiroclástico. Assinalam-se falhas e pequenas dobras. Veio de quartzo leitoso corta o conjunto, com mergulho para sul, enquanto a foliação, no local, é para norte.

F - Metamorfito bandado, grãos de feldspatos arredondados ou formando pequenos olhos (milonito-gnaisse ou leptinolito ?). Intercalam-se metabasitos xistificados e microdobradas, rocha alterada esverdeada.

G - Micaxistos endurecidos, alterados, coloração vermelho-arroxeada e semixistos cinza-esverdeado, encerrando veio de quartzo. Passa para biotita-gnaisse de grã fina à média, bem foliado e com níveis cinza claro, e médio, em função do percentual em biotita. O conjunto foi bastante deformado por processos fluxionais cataclásticos.

H - Sítio de rochas correlacionáveis ao "Complexo Lavras", com deformações cataclásticas em diversos níveis, encerrando inúmeros corpos básicos xistificados ou não. Estes últimos em forma de diques de anfibolitos, mostrando deslocamentos oblíquos aos falhamentos principais.

Figura 24 - Perfil esquemático entre Três Pontas e a fazenda dos Carneiros (sul de Santana da Vargem)

CPRM-PROJETO SAPUCAÍ-RELATÓRIO FINAL-GEOLOGIA-CAVALCANTE,J.C.-1977.

crografia 4). Nesse perfil, além das rochas gnáissicas bandadas (metagrauvacas e metarcósios) e micaxistosas, encontramos massa anfibolítica e um banco de uma unidade brechóide (foto 5).

Análise microscópica de exemplar compacto, bandado, algo xistoso, de coloração cinza escura e granulação fina, forneceu uma constituição mineralógica a plagioclásio ácido, quartzo, biotita, epidoto-zoisita, feldspato alcalino, muscovita, apatita, titanita, opacos, zircão e alanita. Reconhece-se que a rocha é composta de porfiroblastos de plagioclásio, em geral de formas ocelares, com as lamelas de geminação encurvadas, situados numa matriz de granulação mais fina, de composição quartzo-feldspática a biotita e epidoto, por vezes "xistosa".

O quartzo pode ocorrer formando faixas de segregação, que se intercalam com as demais partes da rocha. As palhetas de biotita pardo-avermelhada e os prismas de epidoto verde claro formam agregados, que se dispõem em "planos" rudimentarmente paralelos, acentuando o bandamento da rocha. As palhetas de mica, quando ocorrem junto aos porfiroblastos (?), deformam-se, acompanhando seus contornos.

Todos os minerais em grãos mostram-se bem interajustados entre si, com denteamento, extinção ondulante, recristalização e nítida orientação preferencial em uma direção. Em proporções subordinadas temos a presença de largos prismas incolores de apatita, pequenos grãos de titanita marrom clara, opacos, zircão e alanita.

Os pequenos núcleos migmatíticos milonitizados, como aquele da fazenda Barreirinho, estão ocupados por rochas gnáissicas bandadas e porfiroclásticas. Para esse corpo observamos, em sua borda meridional, tipos bandados com os leitos félsicos altamente deformados, dobrados em escala centimétrica e rompidos, evidenciando uma compressão de sul para norte. Nas partes leucocráticas aparecem fenoclas

tos de feldspatos arredondados ou imperfeitamente lenticulares, estes ocorrendo de modo esparso numa matriz equigranular. Por seu turno, a parte norte é representada pelos espécimes porfiroclásticos, o mesmo acontecendo com os termos que mantêm parte da serra do Barreirinho. Ocorrem ainda tipos metaultrabásicos associados a eles.

Em tratos da porção oriental desse setor deparamos com migmatitos bandados, semelhantes aos tipos da parte meridional do Complexo Lavras, comportando intercalações de anfibolitos e metaultrabasitos.

3 - Domínio de Conceição da Aparecida

Compreende uma faixa que, iniciando-se em Nepomuceno, a leste, vai ter ao canto noroeste da Folha Varginha (região de Petúnia), passando a norte de Santana da Vargem e a sul de Coqueiral e abarcando as localidades de Campos Gerais e Conceição da Aparecida. A este domínio anexamos os tipos litológicos do bloco de Alterosa. Limita-se ao sul por intermédio da falha de Campos Gerais (exceto o bloco de Alterosa, que tem em segmento dessa falha seu limite norte) e ao norte com o cinturão cataclástico de Campo do Meio, através das falhas de Taquaral e Nepomuceno, enquanto a oeste temos o limite fixado na falha de Petúnia.

Estruturalmente, apontamos fácies com marcantes evidências de processos fluxionais cataclásticos e outras onde se somam aos fluxionais plásticos. Em decorrência, encontramos segmentos ricos em unidades cataclásticas, dobradas ou não.

A sua maior expressão litológica é registrada por rochas gnáissicas, restringindo-se as ocorrências de micaxistos a situações localizadas. Efeito importante observado nesse conjunto litológico é o aumento da taxa de microclina, do caráter migmatítico e do grau de cristalinidade de leste para oeste.

Quanto aos parâmetros de foliação e bandamento gnáissico, verificamos, a partir de uma linha-mestra norte-sul, um pouco a leste de Alterosa, uma nítida tendência de direções em torno de este-oeste, com mergulhos para sul, na parte oriental. Essas direções sofrem uma deflexão, passando a orientar-se para noroeste, com mergulhos exibindo oscilações entre os quadrantes nordeste e sudoeste, na parte ocidental.

A leste do conjunto, em tratos do bloco compreendido entre Santana da Vargem e Coqueiral, exceto a sua porção terminal na região de Nepomuceno, onde são freqüentes os espécimes cataclásticos micaxistosos e gnáissicos, encontramos rochas biotita-gnáissicas, às vezes bastante quartzosas, de coloração cinza clara e escura, granulação de fina à média e granulometria aumentando de norte para sul. Estes tipos tomam aspectos idênticos aos biotita-gnaisses do Lambari, com fácies bandadas.

Em exemplar de granulação fina e coloração cinza-esverdeada tomamos conhecimento de uma composição a quartzo, plagioclásio, biotita, epidoto, feldspato alcalino, titanita, muscovita, apatita, opacos e zircão.

Todos os componentes acham-se bem apertados entre si, exibindo recristalização, denteamento, extinção ondulante e nítida orientação preferencial em uma direção. O plagioclásio ocorre em grãos maiores, por vezes de formato tendendo a orbicular, que se situam numa matriz rica em quartzo, biotita e epidoto.

O quartzo forma agregados muitas vezes estirado na direção geral da rocha. As palhetas de biotita pardo-avermelhada e as de muscovita incolor formam aglomerados, que se dispõem em "planos" rudimentarmente paralelos e circundando minerais félsicos. Junto a elas temos, também, a presença de prismas de epidoto verde pálido.

Já na zona de falha os termos são mais escuros e

evidenciam uma textura irregular, tendo-se áreas onde os grãos de quartzo e feldspato mostram granulação aproximada e acham-se irregularmente distribuídos. Em outros campos da rocha tem-se porfiroblastos fraturados de plagioclásio, com lamelas de geminação desencontradas e outros fortemente recristalizados, envoltos por material de granulação mais fina e composição quartzo-feldspática com biotita, onde a cristalização é marcante, apresentando orientação fluxional. Aparecem, também, lentes essencialmente quartzosas, que formam mosaicos.

Esse tipo de rocha é rico em elementos cálcicos, pois, além da grande quantidade de epidoto em prismas verde pálido e como acessório dominante a titanita, evidenciamos massas de carbonato entremeando os demais componentes. As palhetas de biotita formam aglomerados e dispõem-se entre os minerais claros, formando "planos" rudimentarmente paralelos.

Por outro lado, esses epidoto-biotita-gnaisses escuros com deformações cataclásticas chegam a exibir, em certos locais, veios quartzo-feldspáticos dobrados isoclinalmente, com pequenas rupturas.

No perfil Santana da Vargem-Boa Esperança os biotita-gnaisses escuros passam a unidades xistificadas cataclasticamente, que, quando alteradas, tomam aspecto de semi-xisto, com raros fenoblastos milimétricos de feldspato. Ocorrem, também, níveis de xistos básicos com foliação irregular, dobrada e com lentes e leitos descontínuos de quartzo, bem como horizontes de micaxistos do "tipo chapinha", intercalados em metamorfitos de alterações argilo-síltica e argilo-arenosas, sempre encerrando micáceos finamente distribuídos (tipo Lambari). Engloba corpo de alteração amarelo-ferrugem, que num pequeno intervalo grada para o micaxisto "chapinha".

Na região de Campos Gerais deparamos com uma maior

heterogeneidade litológica. Assim, as rochas que mantêm a serra do Paraíso, além dos quartzitos e micaxistos associados, que serão descritos adiante, apresentam unidades gnáissicas, de granulação fina à média, com características similares aos tipos anteriormente descritos, em geral de composição granodiorítica, ricos em minerais calcíferos e, às vezes, com influência de uma "granitização rósea"em níveis dobrados (foto 43). A textura é comumente granular cataclástica. A estes intercalam-se gnaisses leucocráticos e anfibolitos.

Em certas situações os termos anfibolíticos mostram um reticulado ao feitio de uma estrutura em *stockwork* (foto 44), dado por epidoto preenchendo fraturas, em espessuras que variam de poucos milímetros a aproximadamente 40 centímetros. Esses corpos anfibolíticos podem mostrar exemplares altamente microplissados.

Os biotita-gnaisses escuros, às vezes quase melanocráticos, da borda sul da referida serra, mostram material calcífero facilmente diagnosticável pela sua resposta positiva ao ataque do ácido clorídrico diluído a frio. Enquanto isso, temos espécimes formados às expensas de quartzo, plagioclásio, microclina (às vezes pertítica com restos de plagioclásio saussuritizado e com lamelas curvas), anfibólio (com transformação em biotita e clorita), epidoto, biotita, zirconita, apatita e titanita. A microclina chega a ocorrer em porfiroblastos localizados, enquanto a magnetita pode estar presente, principalmente quando a zirconita é freqüente.

Por outro lado, na constituição da serra da Fortaleza entram desde tipos acinzentados até róseos. Os primeiros são de granulação média, com bandas onde predominam o feldspato em grãos cinza nacarados, quartzo cinzento e,em caráter subordinado, níveis dominantemente micáceos, com palhetas de biotita escura. Esses tipos, quando alterados, tomam um aspecto bastante quartzoso e alguns pontos encerram

rochas básicas transformadas.

Ao microscópio, reconhecemos uma composição mineralógica ditada por quartzo, microclina, oligoclásio e biotita, como minerais essenciais, e opacos, titanita, alanita, apatita, zircão e sericita, como acessórios.

Enquanto isso, quase toda a parte setentrional da mencionada serra é mantida por biotita-hornblenda-gnaisse róseo, de granulometria comumente homogênea em grãos médios. Como particularidade desses espécimes apontamos o predomínio da microclina pertítica e a grande densidade de cristais de anfibólio (hornblenda) em prismas verde intenso, que se distribuem em profusão nos níveis mais escuros (estes incluem as superfícies de mais fácil quebramento da rocha). Além disso, a fluorita se faz presente na qualidade de acessório.

Os termos com baixo índice de cor (leptitos) tornam-se abundantes em direção oeste, sendo representados em quase todo o bloco de Alterosa e entre a falha de Campos Gerais e Conceição da Aparecida. São de granulação fina à média e encerram comumente níveis de rochas básicas, com frequência xistificadas e, às vezes, bastante dobradas. Estes níveis chegam a predominar amplamente em certos afloramentos. As porções pegmatóides e micaxistosas são subordinadas, bem como as quartzíticas.

A estrutura pode ser granosa ou bandada. A partir da região de Conceição da Aparecida, deparamos com rochas de granulação mais grosseira, similares a unidades do Complexo Amparo na região de Heliodora, exibindo certo bandamento e, às vezes, raros *augens* de feldspato e leitos quartzo-feldspáticos.

Os leptitos, em análise microscópica, forneceram uma constituição mineralógica média expressa por quartzo, microclina (pertítica ou não), plagioclásio (geralmente oligoclásio), biotita, granada, ± epidoto-zoisita, ± clo

rita, apatita, titanita, leucoxênio e ± fluorita.

Rochas calcossilicáticas aparecem subordinadamente, tendo-se afloramento em que ostenta aspecto conglomerático, encerrando fusos centimétricos de regular distribuição, com seções transversais arredondadas. Nessa situação, exibem uma composição a plagioclásio, hornblenda, epidoto-zoisita, quartzo, leucoxênio, titanita, granada, muscovita, zircão, apatita e opacos. Por sua vez, em unidades idênticas às descritas para o domínio de Três Pontas (compreendendo as rochas bandadas com leitos milimétricos a centimétricos ricos em anfibólio e outros formados quase unicamente de quartzo e feldspato, onde o primeiro mineral mostra-se em grãos estirados ou em fitas), notamos, ao microscópio, que certos exemplares exibem nítido bandamento em leitos subparalelos, que se alternam ritmicamente.

O seu quadro mineral é constituído de quartzo, oligoclásio, epidoto-zoisita, tremolita-actinolita, microclina, opacos, sericita e clorita, registrando composição de um gnaisse calcossilicático.

4 - Domínio de Jacuí

Com essa denominação nos referimos a uma área onde são comuns corpos de metaultrabasitos xistosos e anfibolitos, com maior freqüência encaixados em rochas miloníticas e micaxistosas. Maiores informações sobre as primeiras serão encontradas no final do item 6.2.2.9.

Apresenta como limites principais as falhas de Petúnia e de Bom Jesus da Penha e a sua distribuição compreende áreas dos municípios de Jacuí, Bom Jesus da Penha e Nova Resende, dentre outros (área limítrofe entre as folhas Ribeirão Preto e Varginha).

Por outro lado, destacamos a presença de unidades miloníticas (vide item 6.2.10), que apresentam estruturas bandadas e, mesmo, portando *augens* (porfiroclastos).

Corpos de rochas anfibolíticas, que julgamos pertencerem à seqüência de rochas gnáissicas à biotita, bandadas ou não, e micaxistosas são freqüentes, sendo ordinariamente de coloração escura, granulação fina à média, às vezes com prismas de anfibólio bem orientados.

A textura é grano-lepidoblástica e a composição mineralógica é dada por hornblenda, plagioclásio, quartzo, granada, epidoto-zoisita, titanita, rutilo, sericita, carbonato e opacos.

Na região de Bom Jesus da Penha, os termos anfibolíticos já mostram afinidades geotectônicas com os meta-ultrabasitos, como em Jacuí, sendo expressos tanto por anfibolitos como por calco-anfibólio-xistos, estes contendo dominantemente carbonato associado a um anfibólio incolor ortorrômbico, no caso a antofilita, enquanto os granada-anfibolitos estão marcados por uma mineralogia a hornblenda, epidoto-zoisita, quartzo, granada, plagioclásio cálcico, titanita, opacos, carbonato, clorita e rutilo.

Os granada-micaxistos ocorrem, em geral, às proximidades dos corpos quartzíticos tectonicamente xistificados e de coloração prateada, bem como exibem diversas intercalações básicas e ultrabásicas metamorfizadas. No corpo delineado a nordeste de Nova Resende apresentam granulação grosseira, coloração cinza-prateada, com granadas arredondadas de dimensões milimétricas e ostentando foliação suavemente ondulada.

Exemplar dessa região mostrou, em lâmina delgada, uma composição a quartzo, biotita, granada, estaurolita, cianita, oligoclásio, muscovita, opacos, rutilo, turmalina, apatita e zircão.

No domínio dos gnaisses leptíticos, de fácies anfibolito, à semelhança daqueles descritos anteriormente, podemos encontrar veios pegmatíticos ácidos, já objetos de exploração para feldspato (fazenda de Ana Olinda da Cruz -su

deste de Petúnia). Assinalamos, também, corpo de rocha manganesífera, exposta entre Conceição da Aparecida e Petúnia, às proximidades da fazenda São José.

5 - Domínio de Nova Resende

Este domínio configura-se como bloco compreendido entre as falhas de Bom Jesus da Penha e Jacuí, a norte, e a de São Pedro da União. Iniciando-se a sudoeste de Jacuí, onde está encoberto por sedimentos e magmatitos básicos da sinéclise do Paraná, estende-se até noroeste de Alterosa (folhas Ribeirão Preto e Varginha).

Os tipos litológicos apresentam espécimes de maior grau de cristalinidade em tratos meridionais e ocidentais, onde também são mais homogêneos.

Na parte meridional, na manutenção de acidentes geográficos positivos, como é a morraria que passa a norte de São Pedro da União e vai ter em Madre de Deus, encontramos unidades granitóides a biotita, ± muscovita e/ou hornblenda, de tonalidade rósea e cinza. Os termos cinza-róseos, de estrutura granítica sutilmente gnáissica, mostram textura granoblástica irregular com porções sem uma direção preferencial para os prismas de anfibólio e as palhetas escuras de biotita.

Esses termos juntam-se com migmatitos granitóides quase ou mesmo *augens* (oftálmicos)*, podendo encerrar lentes mili-centimétricas de feldspato e rochas gnáissicas com níveis descontínuos a biotita, quartzo e feldspatos estirados. Além disso, tomam aspectos ortognáissicos, podendo alguns exemplares ser tratados como granoblastitos. Já na região de Nova Resende visualizamos, melhormente, uma estruturação granulítica, com rochas compostas por quartzo, mi-

---

* Basicamente, são constituídos de microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, ±muscovita, ±hornblenda, fluorita, titanita, apatita, opacos, alanita, zircão, ±epidoto-zoisita, clorita, sericita, carbonato e caolinita.

croclina, plagioclásio, hornblenda, biotita, rutilo, titanita, leucoxênio, apatita, zircão, óxido de ferro (magnetita) e opacos.

Em sua parte oriental (oeste e sudoeste de Jacuí), encontramos tipos acinzentados, de granulação média à grosa, portando porfiroblastos arredondados ou facoidais de feldspato róseo e acinzentado. A estes somamos termos leucocráticos.

Na suíte dos migmatitos bandados denunciamos tipos onde os níveis quartzo-feldspáticos são contínuos e descontínuos, além da presença de estruturas dobradas em escala centimétrica a métrica, localmente. O material neossomático pode apresentar-se em níveis estreitos, com grande afinidade ao paleossoma, ou em leitos descontínuos centimétricos.

Fazem parte desse setor rochas gnáissicas sem efeitos mesoscópicos de granitização, ordinariamente a biotita e/ou hornblenda, leuco a mesocráticas e de granulação média. Além disso, temos unidades migmatíticas, tipo São Gonçalo do Sapucaí e parte da serra das Águas, que colocamos no Complexo Amparo.

Por outro lado, aparecem situações em que os bancos de rochas gnáissicas bandadas mostram intercalações de termos micaxistosos altamente amarrotados, cujos plissamentos encontram-se configurados pelos estreitos níveis quartzo-feldspato-muscovíticos.

Corpos anfibolíticos concordantes à foliação e ao bandamento gnáissico foram detectados.

Às proximidades do domínio de Jacuí, ao sul da cidade homônima, encontramos rochas bastante alteradas, exibindo leitos micaxistosos, numa alternância com níveis quartzo-feldspáticos de aspecto arcosiano e níveis básicos parcialmente xistificados.

Por outro lado, espécimes cataclásticos são me-

lhormente visualizados em seu segmento oriental, bem como na extremidade noroeste e, mesmo, quando envolvidos no domínio de Jacuí.

Além dos domínios retromencionados, encontramos uma cunha entre as falhas de São Pedro da União e de Campos Gerais, que contorna rochas tidas como Varginha. Corresponde a um sítio onde encontramos as serras da Grama e das Chagas. Nessa faixa visualizamos uma complexa estruturação e uma alta porcentagem de rochas cataclásticas micaxistosas e gnáissicas, além de lentes "quartzíticas" milonitizadas e alguns corpos básicos e ultrabásicos metamorfizados.

Os tipos gnáissicos expõem texturas grano-xenoblásticas e "mortar", exibindo composição mineralógica a plagioclásio (oligoclásio dominante), quartzo, anfibólio, epidoto, ± granada, biotita, apatita, óxido de ferro, titanita e zirconita. O plagioclásio apresenta lamelas encurvadas, parcialmente destruídas ou microfalhadas, enquanto a biotita, em grande parte, é produto diaftorético do anfibólio.

Noutros espécimes o anfibólio é ausente ou a granada pode aparecer em pequenos grãos espalhados caoticamente por toda a rocha. Existem ainda biotita- gnaisses finos, com grãos maiores de quartzo e feldspato em lentes.

Os milonito-xistos escuros, com olhos de feldspato, denunciam uma composição a quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, muscovita, epidoto-zoisita, opacos, apatita, zircão e sericita *.

6.2.2.7 - Complexo Itapira

Consideramos como pertencente a este complexo um conjunto de rochas gnáissicas de composição variável, em

---

* Maiores detalhes sobre essas rochas são encontrados no item 6.2.10

grande parte deformadas, bem como rochas calcossilicatadas e quartzodioríticas com freqüentes intercalações anfibolíticas e seus derivados migmatíticos, além de quartzitos, calcários e gonditos.

Do ponto de vista geográfico, essas rochas dispõem-se segundo uma faixa com cerca de 210 quilômetros de extensão, ocupando uma área aproximada de 1.700 km^2, nas folhas Campinas e Guaratinguetá. Ocorre desde a região a sul de Campinas, em São Paulo, até os arredores de Careaçu, em Minas Gerais, abrangendo, entre outras, as localidades de Valinhos, Pedreira, Itapira, Jacutinga, norte de Ouro Fino, Senador José Bento e Congonhal.

Sua estrutura pretérita está em parte transposta por deformações cataclásticas enérgicas, observando-se, contudo, que padrões de dobras fechadas, são quase sempre observadas nos termos migmatíticos. De Valinhos a Itapira apresentam foliação orientada para SSW-NNE, com mergulhos para noroeste, médios até verticalizados. Em Itapira constituem uma sinforma mergulhante para sudoeste. Entre esta cidade e Jacutinga ocorre mudança da direção de foliação, que passa para WSW-ENE. Neste trecho trunca quase ortogonalmente as estruturas noroeste do segmento Itapira, que se desenvolve segundo a serra dos Coutos. Destaca-se ainda, neste segmento, a antiforma que contém os calcários da fazenda Fortaleza. Entre Jacutinga e Careaçu sua principal direção estrutural (foliação) é WSW-ENE, com fortes mergulhos para norte.

Os contatos setentrional e ocidental processam-se com unidades do Complexo Varginha, através da falha de Jacutinga, com exceção do segmento a sul de Santo Antônio da Posse, onde unidades Amparo estão presentes. Já seus contatos meridional e oriental, com unidades do Complexo Amparo, não se mostram tão evidentes e, embora tenham sido traçados segundo linhas de falha mais ou menos bem definidas, muitas vezes pode ser percebido um aspecto gradativo entre

ambos. Assim, explica-se a freqüente presença, em seu seio, de litotipos filiados ao Complexo Amparo, como observado na região a norte de Itapira* e a sul de Congonhal. A sul de Careaçu seus litotipos estão em contato com unidades do Complexo Lambari, com as quais mostram grande afinidade litológica. Os principais tipos litológicos deste complexo são:

1 - Biotita-gnaisse

É o tipo petrográfico predominante deste complexo, apresentando-se numa variada gama de composição e estrutura, com tipos desde finamente bandados até outros mais grosseiros e com bandamento difuso e, em dependência da porcentagem de biotita, desde tipos escuros, micaxistosos até biotita-leptitos de cores claras.

A migmatitização nessas rochas é incipiente ou ausente, mostrando-se melhor desenvolvida nos tipos mais bióticos, onde o material quartzo-feldspático segregado forma pequenos *augens* ou mesmo um bandamento de espessura centimétrica, geralmente dobrado (foto 45). Nos tipos mais quartzosos, o fenômeno muitas vezes só pode ser constatado em estudo de lâmina.

Mais amiúde, apresentam-se com nítido bandamento, dado pela ocorrência de leitos com maior concentração em biotita, ao lado de outros onde predominam minerais siálicos. Estes, ao microscópio, mostram-se muitas vezes em grãos lenticulares e interajustados, numa textura granoblástica orientada. Sua mineralogia é ditada por plagioclásio, quartzo, microclina e biotita, podendo o álcali-feldspato predominar sobre o plagioclásio, nos termos migmatitizados. Granada e hornblenda eventualmente estão presentes (granada-biotita-gnaisse e hornblenda-biotita-gnaisse), bem como a

---

* Fato já mencionado por Ebert (1971), que considerou essas intercalações como "escamas tectônicas".

muscovita, em geral nos termos mais quartzo-feldspáticos e bastante subordinada à biotita. Esta, freqüentemente, apresenta-se alterada para clorita. Sericita, carbonato, epidoto e material argiloso são produtos de alteração dos plagioclásios. Dentre os acessórios destacam-se apatita, zircão e alanita. O quartzo pode estar recristalizado em segregado de finas lentes descontínuas, como observado na região de Pantaleão e em São José do Mato Dentro, denotando certa influência das faixas de mais intensa deformação cataclástica. Por outro lado, em biotita-gnaisses da região a norte da serra dos Coutos ocorrem freqüentes segregações lenticulares de quartzo, de até 10 cm x 2 cm.

Aspectos de uma rápida variação lateral na composição dessas rochas gnáissicas podem ser observados no leito do córrego do Doca Ferreira, a leste de Barão Ataliba Nogueira, onde níveis leptíticos e anfibolíticos budinados alternam-se com biotita-gnaisses num bandamento decimétrico.

Os biotita-gnaisses xistosos foram observados com maior freqüência a sudeste de Sapucaí (em setor que se apresenta estruturado para noroeste), bem como entre esta localidade e Eleutério, além de várias outras. São rochas escuras, de aspecto micaxistoso (textura lepidoblástica), geralmente portadoras de granada. Mostram, neste caso, certa identidade ao "gnaisse Arcadas", descrito por Wernick (op. cit.) nos arredores da localidade homônima, bem como a noroeste e a sudoeste da mesma.

2 - Gnaisses intermediários e anfibolíticos

Rochas gnáissicas de caráter intermediário constituem outro grupo litológico bastante representativo deste complexo. São hornblenda-gnaisses de composição dioríti ca, com freqüentes intercalações de níveis anfibolíticos . Muitos deles apresentam-se estruturalmente com uma gnaissi ficação não muito marcante ou apenas revelada ao microscó-

pio por um bandamento discreto por parte dos ferromagnesianos.

Distribuem-se mais amiúde desde o sul de Itapira até a região de Crisólia, bem como na região de Senador José Bento, embora não chegando a constituir corpos mapeáveis, a não ser quando englobados por unidades calcossilicatadas, às quais freqüentemente se associam.

No campo, os termos mais finos distinguem-se dos biotita-gnaisses por sua cor mais escura e homogeneamente distribuída (ausência de bandamento), além de apresentarem, quando alterados, uma consistência mais argilosa. Já os termos grosseiros firmam-se pelo reconhecimento do anfibólio, como principal ferromagnesiano e por uma estrutura do tipo sacaróide, de fácil desagregação.

Sua composição é ditada essencialmente por plagioclásio, quartzo e hornblenda, ± biotita, ± microclina, ± granada*, destacando-se, entre secundários e acessórios, sericita, carbonato, caolinita, clorita, epidoto-zoisita, titanita, apatita, zircão e opacos. A textura é granular e granoblástica, com gnaissificação dada pela iso-orientação ótica dos grãos de quartzo ou por um alinhamento dos prismas de anfibólio.

Por outro lado e provavelmente por influência das grandes zonas de falhas, elas podem apresentar-se com notável bandamento e foliação cataclástica, como a nordeste de Jacutinga. Tal estruturação é bastante ressaltada em material alterado, onde se observam faixas de cor vermelho-vinho, de consistência argilosa (quartzo-dioritos?), ao lado de outras mais escuras e de aspecto xistoso (mais biotíticas) e com os níveis anfibolíticos budinados, de cor amarelo-ocre (foto 46).

A migmatitização mostra-se, nesses termos, atra-

---

* Identificada mesoscopicamente em apenas uma amostra.

vés de finos veios de material quartzo-feldspático e raros veios pegmatóides. O aspecto bandado dessas rochas, bem como sua constituição mineralógica, com contribuição de material vulcânico, sugere, para alguns autores, uma filiação grauváquica.

Quanto aos termos de natureza anfibolítica, que mais freqüentemente estão representados no seio dessas rochas, assemelham-se a derivados de rochas ígneas básicas, mostrando composição essencial a hornblenda, plagioclásio e pouco quartzo, com eventual presença de granada e de sulfetos. Quando alterados, apresentam-se em tons de amarelo-ocre, com uma textura aveludada característica. Destacam-se ainda, como áreas de ocorrência de rochas anfibolíticas, as regiões de Senador José Bento, Congonhal, bairro do Cervo e fazenda do Barro Amarelo, a sul de Patrimônio do Cervo.

3 - Gnaisses calcossilicatados e rochas associadas

Rochas ostentando uma acentuada paragênese calcossilicatada são bastante freqüentes neste complexo, apresentando associações de gnaisses dioríticos, calcários e gonditos. Em campo são facilmente reconhecíveis, devido à marcante tonalidade esverdeada que apresentam, além da efervescência ao ácido clorídrico.

Seu principal domínio de ocorrência situa-se a nordeste de Pedreira, correspondendo ao "gnaisse Duas Pontes", descrito por Wernick (1967 e 1972). Destacam-se ainda os domínios de Caneleiras, entre Jacutinga e Ouro Fino, e do rio Eleutério, a sudeste de Sapucaí, além de ocorrências menores a sul de Patrimônio do Cervo e norte de Ouro Fino.

Estas rochas são caracterizadas pela paragênese plagioclásio + microclina + quartzo + hornblenda + diopsídio ± biotita ± granada, além de razoável quantidade de acessórios cálcicos, como epidoto, titanita, apatita e rara

escapolita. Estruturalmente, apresentam aspectos bastante variados, com tipos de grã média à grossa e bem bandados e outros de grã mais fina e xistosos, estes mais ricos em biotita.

Ao microscópio mostram textura granoblástica orientada, com quartzo em grãos xenoblásticos alongados, microclina pertítica e plagioclásio parcialmente saussuritizado, originando sericita, epidoto-zoisita e carbonato. Os ferromagnesianos (hornblenda e diopsídio) mostram-se muitas vezes interdigitados; a hornblenda é parda e o piroxênio apresenta-se freqüentemente alterado para anfibólio claro da série tremolita-actinolita. A biotita, bastante rara nas ocorrências de Caneleiras e do nordeste de Pedreira, onde se apresenta quase sempre cloritizada, é bastante freqüente nas ocorrências do rio Eleutério.

Estas ocorrências mostram, neste caso, juntamente com a de norte de Ouro Fino, identidade a "diopsídio-escarnitos" descritos por Wernick (op.cit.), na região de Arcadas. Por sua vez, a granada foi observada em apenas uma amostra, coletada na fazenda São José, a sudeste de Itapira, identificada como granada-diopsídio-hornblenda-gnaisse, provavelmente oriundo de rocha básica tipo gabro ou melagabro.

É interessante ressaltar que, em algumas oportunidades, observamos uma migmatitização mais intensa, geralmente por material neossomático róseo, chegando a lembrar termos Varginha. Em adição, foram observados na região de Caneleiras, bem como a nordeste de Ouro Fino, pequenos corpos migmáticos de aspecto granitóide (hornblenda- granito--gnaisse).

4 - Mármores e calcários

Mármores e calcários dolomíticos constituem corpos de ocorrência bastante restrita neste complexo. A prin

cipal delas situa-se na fazenda Fortaleza (leste de Itapira), onde se expõe numa antiforma fortemente mergulhante para sudoeste. O calcário é de cor cinza clara e branca, bastante recristalizado e apresenta-se encaixado em biotita-gnaisses ou anfibólio-biotita-gnaisses. Embora não tenhamos análises desses gnaisses, é próvavel que apresentem paragênese calcossilicatada.

Outra ocorrência de calcário situa-se às margens do rio Eleutério, em nítida associação com gnaisses calcossilicatados do sudeste de Sapucaí. A rocha apresenta cor cinza médio e freqüentes intercalações de material milonítico, além de notável silicificação. Em sua composição, além de carbonato (indeterminado) francamente dominante, ocorrem sericita, apatita e opacos.

5 - Gonditos

Rochas desta natureza ocorrem com certa freqüência neste complexo, geralmente em corpos de dimensões modestas, associados a vários tipos petrográficos. Situam-se, sobretudo, a sul do eixo Patrimônio do Cervo-Congonhal (por exemplo a norte de Francisco Sá e no segmento sul da serra dos Marianos), bem como na região de Caneleiras, associados a rochas calcossilicatadas, e na região de Itapira, segundo Wernick (1976) encaixados em biotita-gnaisses e muscovita-quartzitos. São identificadas em campo quase sempre pela presença de crostas escuras de material manganesífero ou botróides pulverulentos e friáveis. Quando sãs, expõem cores claras, com tonalidades cinza-amarelado ou esverdeado, de grã fina e bastante densas, de estrutura gnáissica discreta ou, como nos tipos mais deformados, um aspecto maciço, com quartzo segregado em delgadas lentes.

Ao microscópio mostram um mosaico granoblástico constituído por espessartita, quartzo, anfibólio (tremolita), biotita, calcita, apatita, opacos e zircão.

Por alteração intempérica liberam óxidos de manganês, que se concentram em fraturas ou impregnam os interstícios da rocha, raramente constituindo depósitos expressivos. Pires et alii (1970), estudando os gonditos da região de Pouso Alegre, identificaram várias faixas de ocorrência, situadas em diversos complexos metamórficos, concluindo ser inviável sua correlação a ocorrências semelhantes nos grupos São João del Rei e Barbacena. Também Wernick (op.cit.), em estudo comparativo dos gonditos de Itapira e de Socorro (este situado no Complexo Amparo), encontrou grande similaridade mineralógica entre as duas ocorrências, concluindo mais uma vez pela inviabilidade de se utilizar essas rochas como elementos de referência na distinção de seqüências metamórficas de um ciclo orogênico ou mesmo para a distinção de diferentes ciclos.

6 - Quartzitos e rochas similares

Rochas quartzíticas deformadas, quartzitos e muscovita-quartzo-xistos constituem tipos litológicos corriqueiros no Complexo Itapira. Apresentam-se quase sempre associados a zonas de mais intensa deformação cataclástica, pelo qual torna-se difícil precisar a sua natureza pretérita. Muitos parecem derivados de rochas gnáissicas deformadas, associadas a processos de segregação metamórfica e lixiviação de feldspatos; outros parecem oriundos de antigos veios de quartzo hidrotermal tectonizados. Exibem, por esta razão, aspectos bastante variados, como granulometria variável, presença de leitos caulínicos ou muscovíticos, grãos de quartzo estirados e deformados, ou recristalizados e com aspecto sacaróide. Dentro deste contexto, apenas o corpo quartzítico de "Bocaina" foi individualizado, recebendo as demais ocorrências apenas conotação cartográfica específica.

O quartzito de Bocaina foi descrito por Wernick (op. cit.) na serra de mesmo nome (também conhecida como serra do Fundão), a nordeste de Pedreira. Trata-se de uma

lente quartzítica com aproximadamente 7,5 km x 1,2 km, embutida em biotita-gnaisses, e cujas bordas se apresentam bastante deformadas. Trata-se de um quartzito de cor creme e grã média, com gnaissificação bastante uniforme segundo N30E; 50NW e bandamento dado por finas intercalações de material feldspático ou muscovítico, bem como leitos de grã mais grosseira. Wernick (op.cit.) vê nessa alternância de leitos a "concordância entre o acamamento original e a gnaissificação".

Muscovita-quartzo-xistos intercalam-se em quase todos os tipos litológicos desse complexo, destacando-se numerosas ocorrências a norte e leste de Itapira, como pode ser observado em corte da rodovia para Jacutinga. Aí se apresenta como rocha xistosa, de cor clara e grã grosseira, bastante rica em muscovita, bem desenvolvida e com feldspato parcialmente lixiviado. Também a leste de Barão Ataliba Nogueira foram verificadas numerosas ocorrências desse tipo.

Finalmente, rochas quartzíticas tectonizadas constituem numerosas lentes delgadas, intercaladas nos gnaisses regionais, ou mesmo constituindo corpos mais possantes, como a serra dos Machados, a norte de Sapucaí. Podem serobservadas mais amiúde a norte de Jacutinga e São José do Mato Dentro, bem como a sul de Senador José Bento, segundo os principais *trends* cataclásticos da região.

6.2.2.8 - Complexo Lambari

Como já salientamos anteriormente, o Complexo Lambari compreende um conjunto de predominância de rochas gnáissicas e micaxistosas, descritas por Ebert (op. cit.) como metagrauvacas e metaarcósios da Formação Lambari e os termos transitivos entre esta e a Formação Rio Elvas, além das unidades granatíferas do "Grupo Varginha", pertencentes à *"nappe* da serra das Águas".

A sua distribuição geográfica, numa área de aproximadamente 1.950 km^2, é delineada desde nor-nordeste e este de São Gonçalo do Sapucaí até nordeste e sudeste de São Bento Abade, englobando tratos dos municípios de Campanha, Cambuquira, Três Corações e Ingaí. Por sua vez, as ocorrências ao sul da serra das Águas iniciam-se a leste de Conceição do Rio Verde, estendendo-se para sudoeste segundo um estreito corredor que atinge a borda norte das serras da Boa Vista e de Santo Antônio, a nordeste de Borda da Mata.

O principal acidente geográfico mantido parcialmente por litologia Lambari, em sua variedade granatífera, é a serra das Águas, onde se junta com migmatitos, em parte miloníticos, do Complexo Amparo.

As relações de contato com outros conjuntos litológicos firmam-se literalmente por falhas, quer observadas, quer prováveis.

Como perfil representativo da localidade-tipo escolhemos um corte entre o alto cimo da serra das Águas até a saída da cidade de Lambari para Jesuânia, após o lago do Cassino. Nessa seção podemos reconhecer, de norte para sul, os seguintes tipos petrográficos:

a) Micaxisto gnaissóide (leptinolito) de matriz similar aos termos granatíferos de Cambuquira e Três Corações, de granulação fina à média, com lentes descontínuas quartzo-feldspáticas deformadas e com clivagem cerrada em níveis cataclásticos;

b) Micaxisto gnaissóide, cinza escuro, denunciando processo fluxional cataclástico, refletindo-se na rotação e no quebramento das granadas (N60E;60NW);

c) Biotita-gnaisse com níveis micaxistosos subordinados (filiação cataclástica), ostentando como característica estreitos níveis (1-2 cm) de material de granulação fina e fundamentalmente quartzo-feldspáticos. Estes, em certas porções, mostram-se descontínuos e dobrados (lineação b

igual 20N77E). Somam-se, ainda, raros blastos feldspáticos e algumas bolsas quartzo-feldspáticas (20 cm x 4 cm). Superfícies espelhadas com estrias oblíquas, exibindo um parâmetro médio de N75E;85NW (pelo grau de cristalinidade encaramos este material como do conjunto migmatítico basal milonitizado);

d) Repetição de micaxistos gnaissóides granatíferos, reconhecendo-se pequenos olhos de feldspato e níveis de aspecto mais gnáissico, bem como efeitos de cataclase, microdobras e algumas lentes de reduzidas dimensões a muscovita, quartzo e feldspato. O termo leptinolítico é de coloração acinzentada, granulação média, rico em biotita, levemente xistoso e com grandes fenoblastos idioblásticos de granada dispersos caoticamente. Ao microscópio verificamos uma composição a plagioclásio ácido, quartzo, biotita, granada, material argiloso, rutilo, zircão e leucoxênio. Esse tipo passa a biotita-gnaisse migmatítico subordinado às unidades granatíferas, com partes pegmatóides ácidas, reconhecendo-se algumas massas quartzo-feldspáticas à turmalina (5 cm de espessura);

e) Rocha alterada exibindo características de termos de transição aos granatíferos, com níveis de alteração amarelo-ferrugem, típica dos anfibólio-gnaisses ou anfibolitos;

f) Micaxisto gnaissóide granatífero, cinza médio a cinza escuro, com bancos onde os micáceos foram mais desenvolvidos;

g) Rocha alterada, vermelho-arroxeada, encerrando corpo estratiforme de anfibolito fino (Na estrada da cidade de Lambari tem-se uma coloração avermelhada mosqueada com níveis ferrugem, traduzindo-se em alteração de anfibolitos);

h) Quartzo-micaxisto amarelo-pálido, de grã média à grossa, com finas pontuações de granada;

i) Rocha alterada, de fácil desagregação, típica dos

termos gnáissicos finos de tonalidade cinza. Apresenta leitos onde a granada é facilmente reconhecida, bem como níveis de massa quartzo-feldspática deformada. São comuns as lentes centi-milimétricas de quartzo com achatamento segundo a foliação (N60;65NW);

j) Gnaisses miloníticos, leuco a mesocráticos, com alguns porfiroclastos de feldspato, encerrando níveis dobrados, certo bandamento e granulação preferencialmente média. Em todos os termos os efeitos de cataclase são nitidamente observáveis, tanto em campo como em laboratório, sendo em geral biotita-gnaisse a dois feldspatos, com predominância do plagioclásio albítico sobre a microclina.

Acompanhando a seqüência mencionada, procuramos delimitar o Complexo Lambari, existindo dúvidas quanto aos gnaisses de maior cristalinidade, aflorantes a sudeste de Conceição do Rio Verde, que apresentam maiores afinidades com unidades do corredor de Heliodora.

Para a seqüência que abarca rochas não ou pouco granatíferas, o caráter bandado é uma constante, às vezes dobrado e/ou portando estreitos níveis quartzo-feldspáticos, tendo-se, corriqueiramente, exposições ditadas por espécimes alterados. Quando em presença de rochas sãs, reconhecemos como tipos petrográficos formadores dos leitos: biotita-gnaisses, anfibólio-biotita-gnaisses, anfibolitos e biotita-muscovita-gnaisses, sublinhados quase literalmente pela presença de minerais calcíferos.

O reconhecimento desses tipos, em saprólitos, é processado pela fácil desagregação aos golpes de martelo, produzindo uma massa argilo-arenosa ou síltica, mesmo argilosa, rica em finas palhetas de micáceos, que leva a confundi-los com micaxistos ou semi-xistos de baixo grau. Por intermédio de observações mais acuradas podemos diagnosticar um produto de alteração de semi-xisto, traduzindo-se como metamorfito proveniente de sedimentos areno-quartzo-felds

páticos com matriz argilosa. Enquanto isso, o material anfibolítico é denunciado pela coloração amarelo-ocre ou ferrugem.

O grau de migmatitização, dado por intermédio de diques e filonetes quartzo-feldspáticos, em baixa significância, também é aspecto diagnóstico em tratos meridionais.

Os termos gnáissicos são de granulação fina à média, coloração cinza esbranquiçada à cinza-escura, esta última verificando-se nos tipos de provável filiação grauváquica.

Em diversos perfis pudemos registrar o caráter bandado da seqüência, como na estrada que liga a rodovia BR-267 a Lambari, trecho dessa mesma rodovia (entre o trevo para Lambari e a serra dos Criminosos) e em cortes da estrada velha Três Corações-BR-381.

Em cortes da rodovia para Lambari, em seus primeiros quilômetros, encontramos exposições de rochas alteradas, reconstituídas como biotita-gnaisse, anfibólio-biotita-gnaisse e anfibolito, este em algumas porções quase inalterado. Aos mesmos associam-se bancos de gnaisses leucocráticos, tendo-se para os biotita-gnaisses estreito finta mento, onde níveis descontínuos quartzo-feldspáticos de granulação fina à média mostram-se dobrados em escala mili-centimétrica. Algumas bandas mais xistosas são devidas a efeitos cataclásticos e encerram massas quartzo-feldspáticas turmalinífera s.

A nordeste de Três Corações, bem como entre tratos a noroeste de Cambuquira, deparamos com espécimes leucocráticos de granulação areia fina à média, portando palhetas de muscovita prateada, bem desenvolvidas segundo a foliação, e biotita finamente disseminada. Assim sendo, antes de entrarmos no domínio dos termos literalmente granatíferos, o caráter bandado persiste em diversas situações, enquanto noutras verificamos o predomínio dos tipos de bai

xo índice de cor.

Por outro lado, diagnosticamos espécimes portadores de alta porcentagem de quartzo, traduzindo-se em quase um quartzito muscovítico feldspático, diferenciando-se dos similares em sítios granatíferos por sua grã mais fina. Estes ocorrem em certas situações de passagem para rochas xisto-gnaissóides granatíferas, quando podem conter alta porcentagem em feldspato.

Ao tratamento microscópico os termos leucocráticos ostentam uma composição mineralógica a quartzo, plagioclásio (oligoclásio-andesina), microclina, muscovita, biotita, epidoto-zoisita, granada (almandina), alanita e óxido de ferro. Enquanto isto, as rochas de tonalidades cinza e estrutura xisto-gnáissica, que chegam a exibir fino bandamento, mostram um quadro mineral a plagioclásio (oligoclásio), geminado como albita e periclina, às vezes com tendência ocelar; biotita em palhetas avermelhadas, dispostas subparalelamente, em geral juntando-se a prismas de epidoto-zoisita verde claro e de tremolita-actinolita verde-pleocróica. Além disso, destaca-se a presença de carbonato disseminado entre os demais componentes. Em proporções acessórias aparecem grãos de titanita marrom clara, apatita em prismas hexagonais incolores, opacos e zircão.

Para tipos bandados com variações laterais e verticais de fácies (foto 47) destacamos a presença de um maior percentual de feldspato alcalino (microclina) nos espécimes leucocráticos e a presença de hornblenda, alanita e carbonato na fácies cinza-escura. Além desses, denotamos tipos acinzentados, de granulação média à grossa, com planos de xistosidade bem desenvolvidos e ricos em biotita, exibindo pequenos fenoblastos de feldspato esbranquiçado, distribuídos homogeneamente na rocha. A sua composição mineralógica é ditada por plagioclásio ácido, quartzo, biotita, epidoto-zoisita, muscovita, titanita, apatita e alanita, tendo-se um arranjo tipicamente lepidoblástico paraos micáceos.

Exemplares com características grauváquicas, como a norte da serra do Sertãozinho, exibem uma granulação de fina à média, com fraturas subplanas a subconchoidais e coloração acinzentada. Estes revelaram, ao microscópio, uma rocha de aspecto textural indefinido (nem gnáissica, nem xistosa), com grãos irregulares de quartzo, plagioclásio e microclina e alguns fragmentos de rocha arenosa fina (arenito feldspático ?), esses de dimensões no campo de fração areia. Por outro lado, acham-se bem conservados, sem deformação e pouco recristalizados, apenas notando-se uma disposição preferencial dos grãos, isto é, alongados conforme a orientação da matriz, bem como lembrando ainda aspectos clásticos sedimentares.

Os efeitos de metamorfismo são melhormente visualizados na matriz, onde temos áreas de quartzo granoblástico mais fino, quartzo e álcali-feldspato (albita) mal definidos, até sílica microcristalina formando "bainhas" nos grãos maiores. Incipientes palhetas de biotita castanha e esverdeada e pequenos grãos de epidoto, juntamente com quartzo e feldspato, são constituintes da matriz, além de acessórios como titanita, apatita, opacos, alanita com bordo de epidoto fresco e zircão.

Adicionaremos a esta seqüência o corpo de rocha gnáissica de composição diorítica, aflorante a oeste de Lambari (em cortes da estrada para Helidora). Trata-se de uma rocha de coloração cinza, com algum bandamento, estando os componentes bem orientados, com destaque de alguns grãos maiores de anfibólio.

O estudo microscópico revela um termo de textura granoblástica orientada, com evidência de cataclase, verificada pelas bordas dos cristais maiores fraturados, notando-se ao longo de fraturas internas a presença de textura "mortar". O quartzo é ausente, aparecendo como félsico essencial o plagioclásio ácido, já bastante deformado e com leve geminação de albita, porém em raros grãos menores denun

cia-se como de constituição oligoclásica. Como minerais de desenvolvimento metamórfico detectamos hornblenda, biotita e epidoto, estando os mesmos bastante alinhados. Apenas a biotita, quando em palhetas escuras menores, apresenta por vezes distribuição caótica, em meio aos máficos de granulação mais grosseira. Os acessórios são titanita e apatita.

Por outro lado, os termos anfibolíticos interacamadados na seqüência Lambari mostram composição a oligoclásio, hornblenda, biotita, hiperstênio, opacos, apatita, zircão, carbonato e uralita, além de espécimes sem feldspato e mostrando uma constituição essencial de anfibólio e quartzo interaleitados. Nestes reconhecemos o quartzo incluso nos grãos de anfibólio e a presença de rutilo, epidoto-zoisita, titanita e leucoxênio.

Na faixa Lambari-Conceição do Rio Verde, somam-se jazimentos de rochas ultrabásicas retrometamorfizadas, corriqueiramente xistosas, situando-se a maior parte a nordeste de Conceição do Rio Verde, entre as fazendas Santo Antônio e Jardim.

Em tratos da última localidade encontramos rochas bandadas, encerrando *boudins* ou leitos anfibolíticos, bem como rochas cataclásticas com porções que encerram porfiroblastos de feldspatos róseos (raros). Também denotamos exposições em que a rocha alterada ostenta bandas leucocráticas rosadas, de caráter arcosiano e bandas amarelo-ferrugem ou ocre, em parte quase budinadas ou com finos níveis mais quartzo-feldspáticos.

As mais importantes fácies tectoníticas desse conjunto firmam-se às proximidades dos corpos quartzíticos (tipo São Tomé das Letras), enquanto que os biotita-gnaisses milonitizados, que se desenvolvem a sul de Lambari e a norte de Jesuânia, balizados pela serra dos Criminosos e atingindo Águas de Contendas, são incorporados no complexo em

questão de modo duvidoso, em decorrência de seu maior grau de cristalinidade e associação mineralógica, mais compatíveis com as rochas gnáissicas de Helidora, que, por seu turno, foram postas no Complexo Amparo.

A principal área de ocorrência da seqüência granatífera é encontrada desde a serra das Águas até Três Corações, passando por Campanha e Cambuquira.

Além dos tratos individualizados, deparamos com jazimentos associados aos migmatitos milonitizados, que formulam um corredor no flanco sul da serra das Águas. Esse segmento recebeu a conotação de rochas deformadas, onde colocamos unidades miloníticas e outras em que a cataclase não foi enérgica ou então o esforço foi absorvido em dobramento, tratando-se, sem dúvida, da continuidade do Complexo Itapira. Somamos, ainda, a faixa de micaxistos granatíferos de Monsenhor Paulo, que se encontra encaixada em migmatitos.

No que tange aos aspectos estruturais, a seqüência exibe, megascopicamente, amplas e suaves sinformas, cuja esculturação está vinculada às grandes migrações de massas rochosas SW-NE e W-E. Em escala mesoscópica deparamos com dobras apertadas, bem como em S, Z e M-formas (foto 48), materializadas em níveis quartzosos estrangulados, além de lentes de quartzo que podem atingir uma densidade impressionante.

Os mergulhos de foliação, como tendência representativa, estão situados em torno de 30° ou mesmo inferiores a este valor. Em geral não se verificam valores acima de 60°, a não ser nos sítios de dobras e falhas, mormente quando envolvem horizontes quartzosos. Por outro lado, em certos locais, as superfícies de foliação são irregulares ou suavemente onduladas (proximidades de Cambuquira). Os contatos tectônicos com a seqüência não ou pouco granatífera, em determinados sítios, são prováveis, não se reconhe-

cendo no campo, principalmente em algumas porções orientais. Esta afirmativa apóia-se no comportamento das unidades, bem como na freqüência de setores encobertos e com afloramento de rochas alteradas. As evidências de falhamentos são melhormente visualizadas nas rochas gnáissicas e nos encraves migmatíticos, apesar de no segmento Campanha-Três Corações tornar-se fácil a diagnose. Enquanto isto, na composição da serra das Águas, os termos granatíferos mostram-se em imbricamento estrutural ou em discordância metamórfico-metassomática com migmatitos de estruturas diversas, em parte milonitizados.

O quadro mesopetrográfico da litologia é ditado por rochas acinzentadas (cinza médio a cinza escuro), micaxistosas e gnáissicas ou gnaissóides, tendo como denominador comum a presença de feldspato e granada, além de tipos quartzosos esbranquiçados e alguns anfibolitos.

As rochas meteorizadas, frequentes em diversos afloramentos, exibem coloração avermelhada, castanho-amarelada e mosqueada.

A granulometria é geralmente média, contudo aparecem espécimes portadores de micáceos bem desenvolvidos, que imprimem uma grã grosseira.

A fácies quartzosa está melhor estabelecida entre sudoeste de Cambuquira e Três Corações, onde as rochas são de granulação média à grossa, comumente feldspáticas e tendo, como característica principal, a ausência ou uma pequena incidência de granada. Nesses corpos "quartzíticos" intercalam-se leitos de micaxistos, verificando-se uma suavização de mergulhos à proporção que se aproximam da última localidade mencionada.

Os micaxistos granatíferos de granulação fina à média apresentam exemplares de cor cinza e brilho prateado, com blastos de granadas róseas e marrom escuras. Os mesmos, ao microscópio, denunciam-se como rocha de textura xisto-

sa, com níveis de segregação, tendo-se leitos onde dominam grãos de quartzo bem interajustados entre si, com denteamento e orientação preferencial, juntado-se a grãos de plagioclásio ácido mal geminado. Os minerais micáceos são abundantes, traduzindo-se em biotita em palhetas avermelhadas e muscovita incolor. A granada rósea (almandina) forma nítidos porfiroblastos limitados por faces bem desenvolvidas e inclui, poiquiloblasticamente, quartzo, feldspato, micas e rutilo. Prismas incolores de sillimanita são encontrados, normalmente, junto à biotita, pois deve ter-se formado às custas desta.

Em proporções subordinadas ocorrem grãos de opacos, prismas de turmalina verde, apatita incolor, titanita marrom clara, rutilo acastanhado e zircão.

Nos termos que receberam a conotação de sillimanita-granada-biotita-gnaisses encontramos espécimes portadores de porfiroblastos milimétricos de feldspato ou disposições irregulares associadas ao quartzo, notando-se que a rocha passou por um processo fluxional tardio, responsável por rompimento dos leitos segregados, deformação das palhetas de micáceos e grãos de granadas, bem como desenvolvimento de superfícies de foliação oblíquas à tendência regional.

A composição é semelhante à da rocha anterior, ressaltando-se a presença de fenoblastos ocelares de plagioclásio ácido mal geminado, que se situam entre os grãos de quartzo e as palhetas de micas, numa orientação preferencial. Além disso, a rocha é formada por leitos de segregação feldspática, quartzo-feldspática, quartzosa e micácea. No exemplar analisado não foi detectada a presença de turmalina, que é ordinariamente encontrada nas variedades micaxistosas.

Os elementos "quartzíticos" da região de Cambuquira apresentam uma composição mineralógica a quartzo, mus

covita, titanita, apatita e turmalina.

Por outro lado, com base no que foi mencionado, a seqüência não ou pouco granatífera diferencia-se da granatífera por intermédio de uma baixa taxa de corpos anfibolíticos interacamadados e da ausência (no âmbito das regiões visitadas) de massas metaultrabásicas, além de alguns aspectos texturais, estruturais e mineralógicos.

6.2.2.9 - Complexo Rio Elvas

Trata-se de um conjunto predominantemente micaxistoso, ao qual associamos os metaquartzitos tipos Canastra e São Tomé das Letras e alguns corpos de metacalcários. Mostra uma distribuição geográfica desde o sítio de São Bento Abade, onde segue no sentido oriental, voltando a aparecer entre as falhas do ribeirão do Pirapetinga e de Três Pontas, a sul de Lavras. Daí passa a seguir uma estruturação em torno de E-W, distribuindo-se até proximidades de Três Pontas, somando-se o segmento noroeste, que se estende até o córrego dos Prazeres.

Totaliza aproximadamente 400 km^2 de área, ocorrendo na Folha Varginha.

Outros compartimentos que mereceram a conotação de Complexo Rio Elvas, além das diversas massas quartzíticas e micaxistosas associadas e de algumas lentes de metacalcários, encaixadas noutros complexos, são o corredor de Boa Esperança e os locais ocupados por micaxistos e quartzitos das serras dos Vilelas e de Boa Esperança.

As relações de contato foram firmadas quase literalmente por falhas, mesmo tendo-se interdigitações de fácies ou gradações pelo teor em feldspato em relação às rochas dos complexos Lambari e Campos Gerais, bem como existindo tipos litológicos Lambari em segmentos desses conjuntos.

Os tipos petrográficos diagnosticados são:

1 - Micaxistos

Os micaxistos aparecem ordinariamente alterados, sendo denunciados pelos seguintes aspectos (alguns deles já delineados para o Complexo Campos Gerais em sua porção meridional):

a) Ocorrem como micaxistos ou semi-xistos lenticulares ou "conglomeratóides";

b) Desagregam em pequenas placas ou discos de mica prateada("micaxisto chapinha*" - traduzindo-se em tipos similares aos que se associam aos quartzitos) e/ou quartzo ("micaxisto quase-chapinha"). Quando encerram uma alta porcentagem de lentes de quartzo, estas chegam a atingir 6 cm de comprimento por 0,8 cm de largura. Contudo, observamos exemplares em que essas lentes mostram dimensões de dezenas de centímetros e ostentam características que denunciam uma origem a partir de antigos veios de quartzo, que foram budinados (foto 49).

c) Geralmente, como espécimes microplissados,tem-se unidades com micro e mesodobras, foliação de crenulação e figuras de *kink-band*;

d) Quando alterados, desagregam-se facilmente aos golpes de martelo, exceto nas zonas endurecidas por oxidação e silicificação;

e) Exibem colorações avermelhada, vermelho-arroxeada, amarelo-mosqueada, castanho-mosqueada e cinza-arroxeada, quando alterados, e cinza-escura ou preta, quando inalterados;

f) Sua granulometria varia de fina à média, enquanto as superfícies de partição são bastante irregulares,chegando a quebrar-se em arestas quase cortantes;

---

* Denominação usada pela equipe do Projeto Mantiqueira-Furnas para indicar os xistos cinza prateados, que se desagregam em formas discóides.

g) Exibem fácies mostrando associação com quartzitos e/ou rochas calcossilicáticas e metacalcárias.

Apresentando algumas dessas características, encontramos a sul das serras do Farias e da Bocaina afloramentos em que o termo xistoso desagrega-se em chapinhas ou fragmentos lenticulares (discóides), micáceos e quartzosos, sendo comuns as lentes de quartzo acinzentado, de dimensões variáveis entre milímetros e centímetros. Nota-se que, às vezes, a deformação foi de tal ordem que as próprias lentes de quartzo mostram-se dobradas ou em S-forma.

Nos micaxistos pretos, expostos a nordeste de Três Pontas, além das megalentes de quartzo (foto 49), denotamos a presença de veios de quartzo em direção N60E.

Lentes métricas de quartzitos micáceos podem estar dispostas ao lado de micaxistos bem foliados e de metamorfitos com granulação tamanho silte-argila e areia muito fina, às vezes refletindo deformações plásticas filiadas a esforços de sul para norte.

A fácies altamente deformada encontra-se na seqüência sotoposta aos quartzitos da serra de Boa Esperança, aparecendo segmentos definidos como milonito-xistos e até filonitos, para as unidades mais finas, além de estreitos leitos estrangulados ou descontínuos.

Em cortes da estrada para Campo Belo, o caráter lenticular dos micaxistos persiste, chegando-se a situações em que se torna impraticável a distinção entre milonito-xisto de rochas graníticas e migmatíticas e metamorfitos primariamente micaxistosos. Fato idêntico ocorre às proximidades do corpo de metacalcário da serra das Pedras (entre Boa Esperança e Campo do Meio), só que aí podemos reconhecer uma rocha milonítica totalmente recristalizada.

Em escala microscópica, reconhecemos exemplares de micaxistos escuros, constituídos de leitos milimétricos que ostentam caracteres mineralógicos e texturais diferen-

tes, quais sejam:

a) Faixas de material micáceo dominante, em palhetas que se tocam e mostram disposições subparalelas. Essas faixas têm uma textura lepidoblástica e os componentes micáceos são muscovita, biotita, clorita (bem individualizada) e biotita cloritizada;

b) Faixas com textura granoblástica orientada, que são mais feldspáticas, encontrando-se plagioclásio ácido, pequenos grãos de quartzo e palhetas menores de micas intercaladas aos grãos félsicos;

c) Faixas de lentes quartzosas, com quartzo em grãos xenoblásticos mais desenvolvidos, apenas acompanhado de um pouco de carbonato (este mineral ocorre disperso também nas outras faixas).

Como minerais acessórios aparecem opacos, turmalina (com pontuações opacas), apatita e zircão. Os minerais secundários são o carbonato e o óxido de ferro translúcido avermelhado.

Os micaxistos aflorantes a nordeste de Três Pontas já apresentam uma maior porcentagem de frações quartzosa e carbonática.

2 - Metacalcários e calcoxistos

Pequenos corpos de rochas carbonáticas foram encontrados em jazimentos condicionados a micaxistos e milonitos. Estas ocorrências foram assinaladas ao sopé norte da serra das Pedras (entre Boa Esperança e Campo do Meio), na fazenda Chalé (proximidades da anterior), em Boa Esperança e na serra da Cachoeira, no seu prolongamento noroeste (próximo à subestação de energia elétrica Santa Quitéria).

Os seus aspectos micro e mesopetrográficos denunciam espécimes idênticos aos encontrados fora dos limites da área, como em Ijaci e Macaia (margem esquerda do rio das

Mortes), além de unidades dobradas quase à semelhança daquela, ao sul de Alpinópolis.

Metacalcário (mármore) do tipo Macaia foi observado na fazenda Chalé, aflorando em sítio muito pobre em exposições. Em decorrência disso, não foi possível precisar qual o termo litológico associado; todavia,acreditamos que o corpo encontra-se tectonicamente embutido em milonito-gnaisse e milonito-xisto.

Trata-se de uma rocha com bandamento irregular, que, à primeira vista, tem feição de migmatito. A granulação é fina à média, com níveis a carbonato e quartzo de coloração esbranquiçada ou branco-amarelada, enquanto os micaxistosos, mais finos e subordinados, são cinza-esverdeados. As descontinuidades dos leitos são devidas a estruturas tipo dobras-falhas.

A sua mineralogia é composta de carbonato, muscovita, clorita, opacos, apatita, feldspato e zircão.

Os outros tipos são em geral acinzentados, de grã fina à média, com porções altamente plissadas (serra das Pedras), outras homogêneas e algumas bandadas. Frequentemente exibem superfícies estiradas, retratando falhamentos que se estabeleceram na região.

As principais ocorrências encontram-se embutidas em rochas miloníticas do corredor de Campo do Meio.Algumas estão associadas a rochas quartzíticas fortemente dobradas (serra da Cachoeira), tendo-se mergulhos tanto para sul como para norte.

Análise microscópica de um exemplar compacto, de granulação fina, cor preta e com lentes claras compostas principalmente de carbonato (ocorrência da serra das Pedras) mostrou uma composição a carbonato, quartzo, plagioclásio, opacos, flogopita e clorita. A rocha é formada por um mosaico granoblástico, composto dominantemente de grãos de carbonato de tamanhos variados, que se acham apertados en-

tre si, mostrando denteamento e deformação das lamelas de geminação. A orientação preferencial numa direção, dada pelos grãos de carbonato, é acentuada pelo arranjo dos opacos e do quartzo. Entre os grãos de carbonato ocorrem, em proporções subordinadas, grãos de quartzo, plagioclásio, geminado como albita, palhetas incolores de flogopita e agregados de palhetas de clorita. Os opacos, além de aparecerem em agregados laminados, estão presentes em cristais cúbicos (pirita).

Os calcoxistos são termos bandados, com leitos milí-centimétricos de coloração negra, alternados com bandas cinza-esverdeadas mais representativas. Ainda compondo a mineralogia, encontramos carbonato, quartzo, plagioclásio, muscovita, clorita, ± rutilo e opacos (pirita e óxido de ferro). O carbonato é o mineral predominante (em aglomerados e cristais), ocorrendo o quartzo, o feldspato e a muscovita em quantidades acessórias. O bandamento é revelado por uma maior concentração de corpos nos leitos mais escuros.

Alguns leitos podem ser descritos como milonito-xistos, com aspectos próximos aos dos denominados "mica-xistos chapinha". Naqueles encontramos a predominância de muscovita (em aglomerados amendoados ou em leitos crenulados), feldspato fraturado e carbonato em aglomerados, podendo traduzir-se num horizonte em que a cataclase foi responsável pela lixiviação da maior parte do carbonato, bem como pela deformação da muscovita e da clorita.

Sobre a química dos metacalcários, para duas amostras da região da serra da Cachoeira, uma da serra das Pedras e outra da serra da Bocaina, encontramos os seguintes valores (em porcentagem): P.F. entre 30,8 e 42,7; R.I. entre 0,5 e 26,2; R_2O_3 entre 0,4 e 3,8; CaO entre 36,7 e 55; e MgO entre 0,3 e 2,3.

O maior valor registrado de óxido de cálcio, bem

como a menor porcentagem em monóxido de magnésio, refere-se à lente da serra da Bocaina.

3 - Metaquartzitos e micaxistos associados

Apesar de acreditarmos na semelhança ostentada por diversas exposições de metaquartzitos, julgamos de bom grado desenvolver a apresentação em compartimentos, nos seguintes moldes: 1 - ocorrências diversas subordinadas aos metamorfitos dos complexos Rio Elvas e Lambari; 2 - ocorrências no Complexo Campos Gerais; 3 - ocorrências das serras dos Vilelas e de Boa Esperança; 4 - ocorrências subordinadas aos milonitos do bloco Campo do Meio.

a) Ocorrências diversas subordinadas aos metamorfitos dos complexos Rio Elvas e Lambari: A mais importante ocorrência situa-se na faixa Lambari-São Tomé das Letras (localidade fora do perímetro de mapeamento), realçada, mormente, por suas características econômicas. Secundariamente, exibem-se as das serras do Farias, Bocaina, Três Pontas e São Bento Abade.

A faixa Lambari-São Tomé das Letras compreende afloramentos desde sudoeste da primeira localidade (ramificação que se estende até norte de São Sebastião da Bela Vista, onde se encontra bastante confinada aos outros tipos litológicos), até nordeste de Conceição do Rio Verde. Corporificam alinhamentos de cristas afiladas e segmentos de serras em feição de quase-*hogbacks* com fronte voltada para sul e reverso para norte, em que figuras do tipo *dip-slops* são magnificamente visualizadas. Formam dois conjuntos que recebem localmente os nomes de serras de São Domingos ou da Bocaina, Jurumirim e da Boa Vista, para o norte, e Gonçalinho e Bichinho, para o sul. No mesmo contexto inserimos o corpo que se estende desde Jesuânia até a serra de Contendas, participando da edificação da serra dos Criminosos, mesmo que as massas metaquartzíticas da metade leste da últi-

ma serra mencionada e todo o segmento da penúltima tenham sido englobadas num pacote litológico dinamicamente deformado (figuras 25 e 26).

Os contatos, quando observados, processam-se com espécimes gnáissicos e xistosos (milonito-xistos) do Complexo Lambari. Mesmo as rochas gnáissicas exibem nítidas evidências de cataclase, como veremos a seguir.

Os parâmetros de foliação atingem quase a verticalidade, como em tratos da região de Lambari (N65E;75NW, N70E; 80NW, etc.), passando a expor uma progressiva suavização à medida que nos aproximamos do limite nordeste da faixa. No início da subida para São Tomé das Letras, flanco norte da serra das Ninfas, já se obtêm valores em torno de N25E;20NW. Variações locais foram estabelecidas pela elaboração de estruturas mistas (dobras-falhas). Normalmente são encontrados diversos sistemas de diaclases.

A maior expressão das rochas metaquartzíticas, subsidiariamente micaxistosas, encontra-se na projeção das serras das Ninfas e Boa Vista. Enquanto isso, no seu prolongamento sudoeste adelgaça-se, dando lugar, às proximidades do rio Verde, a uma predominância de termos micaxistosos com lentes e vênulas de quartzo com raros feldspatos, dispondo-se, às vezes, em facóides ou associando-se às lentes de quartzo. Toma aspecto "quase chapinha", passando a exibir silicificação, microdobras e intercalações quartzíticas.

Na constituição da serra do Bichinho os termos areno-quartzosos mostram-se em equivalência ou subordinados a micaxistos grosseiros, cinza prateados e avermelhados, com trechos exibindo salpicamento de grãos milimétricos a submilimétricos de granada. Esses micaxistos tomam aspecto "quase-chapinha"*.

---

* O contato na borda sul da serra da Conquista é tectônico, estabelecendo-se com gnaisses milonitizados da seqüência Lambari, em suas variedades cinza escura e clara.

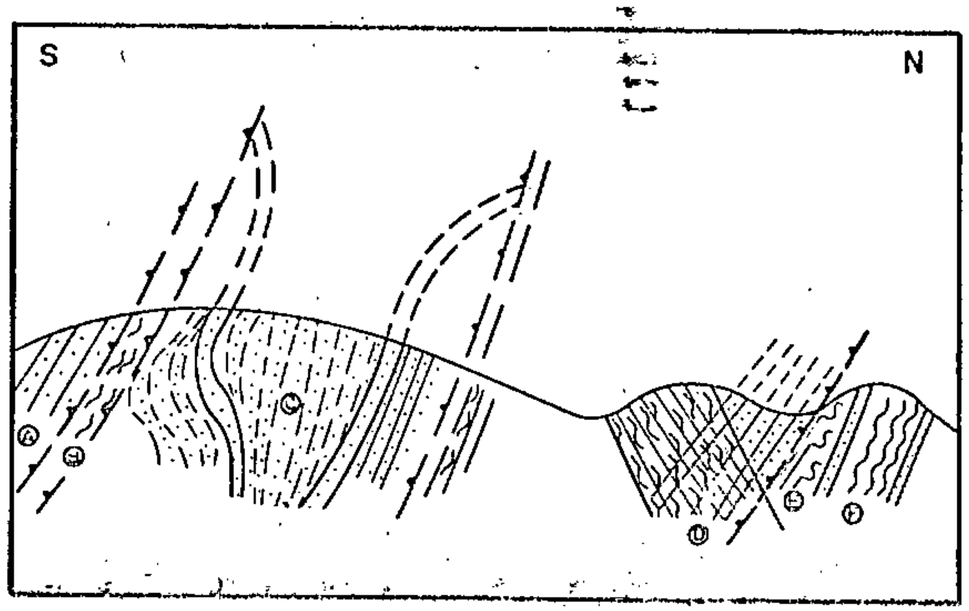


Figura25-Seção esquemática da serra dos Criminosos — Corte da BR-267.

A	Rocha quartzítica
B	Rocha xistosa
C	Rocha quartzítica e xistificada
D	Xisto milonítico lenticular a pseudo-conglomerático
E	Gnaisse bandado, dobrado e migmatítico (Lambari).
F	Milonito-xisto

CPRM - PROJETO SAPUCAÍ - RELATÓRIO FINAL - GEOLOGIA, CAVALCANTE, J.C.-1977

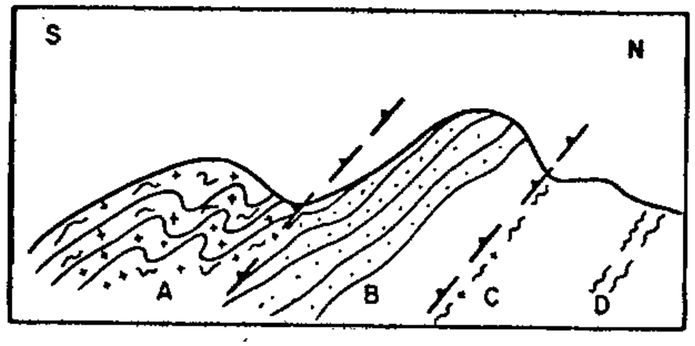


Figura 26- Seção esquemática da serra de Contendas, sul de Águas de Contendas.

A .Migmatito de estrutura bandada e dobrada com deformações cataclásticas (Complexo Amparo).

B Níveis quartzíticos deformados por cataclase, lateralmente com imbricamentos estruturais com milonito-gnaisse.

C Milonito-gnaisse.

D Milonito-xisto e milonito quartzítico.

CPRM

Baseando-nos no mapa geológico elaborado por Ebert (1971), nas imagens ERTS e nas observações sumárias de campo, concluímos que o horizonte metaquartzítico da serra das Ninfas (São Tomé das Letras) sofre envergações a sudoeste de Luminárias (fora da área). Prossegue, num de seus ramos, em direção a São Bento Abade, processando-se uma descontinuidade entre a fazenda Campo Formoso e essa localidade. Neste local exibe o mesmo tipo de associação litológica, isto é, metaquartzitos micaxistosos "chapinha" ou "quase-chapinha", bem como elementos tectoníticos: milonito-xisto, quartzito milonitizado e dobrado. Três sistemas de tendências de mergulhos (noroeste, vertical a subvertical e sudeste) de foliação foram observados na seqüência que mantém a serra de São Bento Abade. As atitudes direcionadas para nordeste e mergulhantes para sudeste ou subverticais denunciam elementos estruturais advindos de movimentos oblíquos de blocos rochosos, como atestam a geometria e os parâmetros das estruturas planares e lineares das figuras de dobramentos (foto 50). As encaixantes são metamorfitos semi-xistosos e gnáissicos do Complexo Lambari, que gradam para granada-micaxistos feldspáticos, para norte.

A ocorrência da serra de Três Pontas, situada a sudeste da cidade homônima, expõe termos quartzíticos mais homogêneos na sua porção meridional. Em seção setentrional verificamos uma passagem gradativa para micaxistos, com níveis de cor cinza-metálica, que chegam a encerrar níveis mili-centimétricos de metaquartzitos com microdobras e foliação de crenulação (fotomicrografias 5 e 6). A sul, os mergulhos são subverticais, com tendência meridional e foliação de clivagem exibindo superfícies estriadas. Tais fatos traduzem-se num contato tectônico com as unidades xisto-gnaissóides do Complexo Varginha. Na terminação oeste diagnosticamos uma colocação sotoposta aos granada-leptinolitos, de caráter tectônico.

Para os corpos das serras do Farias e Bocaina não

definimos contatos entre a formação quartzítica e os tipos litológicos da parte setentrional. Entretanto, não muito longe dos primeiros afloramentos ocorrem milonito-gnaisses e migmatitos granodioríticos do Complexo Lavras. Ao sul estabelece-se a seqüência de micaxistos, geralmente lenticulares, do Complexo Rio Elvas*.

Não existem dúvidas quanto à existência de um contato por falha com os migmatitos de Lavras. Para a fixação dessa afirmativa temos milonito-gnaisses às proximidades, além da seqüência de exposições no corte da ferrovia VFCO, às cercanias da parada 73. Neste local observamos rocha xisto-filonítica de cor cinza-amarelada, arroxeada e mosqueada, lenticular (podendo ter lentes ou lentículas de quartzo finamente granular), parecendo-se com tipos da faixa cataclástica de Nepomuceno. Para sul, essas rochas dão lugar a uma zona altamente perturbada, identificada por quartzito milonítico, milonito-xisto e um nível de xisto filítico de aspecto grafitoso**. Para o conjunto da serra da Bocaina, destacamos a ocorrência de lente metacalcária na sua base norte.

A vergência e o caimento de eixos de microplissamentos, geralmente envolvendo material micaxistoso, fornecem indícios para a idealização de esforços combinados sul-norte e sudoeste-nordeste. Foliações plano-paralelas com anomalias impostas por dobras-falhas, imprimem, às vezes, uma feição de pseudo-estratificação cruzada. Tal fato verificou-se com maior persistência nas zonas de intercalações micaxistos - quartzitos.

---

* Não foi estabelecida a configuração das rochas quartzíticas da serra do Farias em sinclinal mergulhante embutida em migmatitos do ciclo orogenético Barbacena, proposta por Ebert (op. cit.).

** Separando os quartzitos e micaxistos das serras do Farias e Bocaina, encontramos, na parte topograficamente rebaixada entre elas, metaquartzitos de grã fina à média, de magnífica brancura e pureza, associados a micaxistos cinza-metálicos, sendo extensão das ocorrências maiores delimitadas.

Outros níveis metaquartzíticos foram observados, como o de aproximadamente oito metros de espessura, próximo à estação do Farias e aquele delineado no mapa geológico, a norte da falha do ribeirão da Pirapetinga, que, quando atinge a rodovia BR-381, já mostra um domínio quase exclusivo de micaxistos, incluindo-se o tipo "chapinha" cinza prateado*.

Os caracteres petrográficos meso e microscópicos podem ser delineados conjuntamente, já que não se observaram grandes variações, em especial quanto ao grau de cristanilidade-metamorfismo, à assembléia mineral e ao índice colorimétrico. Não obstante, algumas dessas ocorrências exibem um maior nível de deformação cataclástica. Assim sendo, podemos declarar que as rochas quartzíticas são, em geral, esbranquiçadas, cinza claras e, secundariamente, cinza escuras. Estas tonalidades podem coexistir num mesmo afloramento (serra das Ninfas). O mesmo acontece com a compacidade, tendo-se desde exemplares compactos, com fraturamento quase concóide, lembrando quartzo hidrotermal, de coloração acinzentada ou branco-leitosa, até espécimes altamente foliados, desplacando-se com facilidade.

Nas superfícies que materializam a foliação exibem palhetas de micáceos prateados bem desenvolvidos. Tal aspecto é visualizado, ordinariamente, nos termos com íntima relação aos bancos itacolomíticos (horizonte superior da serra do Jurumirim). Às vezes, o material é facilmente desmontável em areia fina à média, com baixa porcentagem de impureza (serra do Farias). Nos sítios de unidades bem foliadas e diaclasadas (serra do Jurumirim) a acessível percolação da água torna o material facilmente desagregável, aos golpes do martelo, numa massa sacaróide. Nesses locais, para a extração do quartzito de primeira qualidade, tipo "pedra de São Tomé", faz-se necessário o descapeamento de dois ou mais metros de rochas meteorizadas. Estas exibem curiosas figuras, caprichosamente delineadas pela percolação

* Sua delimitação foi exagerada no mapa geológico.

de soluções aquosas ricas em ferro. Figuras dendríticas são observadas em parte das superfícies das placas de exemplares itacolomíticos. Em alguns blocos, o intemperismo diferencial elaborou feições "favo-de-mel".

Microscopicamente, as rochas metaquartzíticas ostentam texturas granoblástica e cataclástica, sendo equigranulares ou inequigranulares. A granulação geralmente é fina, com oscilações a média, tendo composição média a quartzo, muscovita, sericita, óxidos de ferro, turmalina e zircão. Os óxidos de ferro podem estar representados pela hematita e/ou magnetita. Esta, "por vezes, aparece em grande quantidade, porém sempre em cristais pequenos" (Ramos & Barbosa, 1968). Enquanto isso, tem-se amostras em que o zircão e a turmalina mostram-se interiorizados em grãos de quartzo recristalizado. Os micáceos alinham-se, em geral, subparalelamente, mas podemos observar nas seções delgadas que aparecem pequenas palhetas organizadas de modo oblíquo aos alinhamentos dominantes. Tal fato processa-se em espécimes com textura em mosaico, com destacado imbricamento entre os grãos. Nos tipos petrográficos dinamicamente deformados diferenciamos microfaixas de grãos fraturados de quartzo com extinção ondulante generalizada e outras miloníticas.

Foi detectada biotita, como principal micáceo, em amostra colhida na porção sul da serra de Três Pontas. Aí a composição é dominada por grãos de quartzo bem interajustados entre si, mostrando denteamento, extinção ondulante e recristalização, exibindo um mosaico granoblástico orientado. A biotita ocorre em finas palhetas verde claras, que se interpõem entre os grãos de quartzo, estando arranjadas em "planos" rudimentarmente paralelos, segundo a orientação geral da rocha. Entretanto, não são abundantes. Em proporções bem subordinadas e dispersos por toda lâmina tem-se grãos de opacos, prismas pequenos de turmalina verde, zirção e pequenas palhetas incolores de muscovita.

Em amostra de zona associada aos micaxistos, pu-

demos reconhecer três domínios, quais sejam: 1 - áreas com grãos finos de quartzo, com eixos maiores segundo a foliação; 2 - área quartzo-muscovítica; 3 - área micácea (muscovítica). Os grãos de quartzo comumente exibem extinção ondulante, sendo que os de granulação fina, associados a poucos micáceos, organizam-se em formas lenticulares. Os traços dos planos de foliação chegam a esboçar formas rudimentarmente sigmoidais em segmentos subparalelos. O óxido de ferro encontra-se profusamente distribuído segundo os planos de xistosidade, acarretando o escurecimento das faixas muscovíticas.

b) Ocorrências no Complexo Campos Gerais: Diversos corpos de quartzitos foram observados nesse domínio, corriqueiramente exibindo espessuras que não permitem a sua representação na escala de 1:250.000. Entretanto, a persistência longitudinal é da ordem de quilômetros. Por isso foram representados no mapa simbolicamente. Dentre eles, os de maior superfície de afloramento ocorrem da alta encosta à cimeira da serra de Campos Gerais e na manutenção da serra do Estanho e do morro Ibituruna.

Denunciam-se por tipos de jazimentos semelhantes aos anteriores, isto é, em contato tectônico com as encaixantes gnáissicas, associando-se a micaxistos do tipo"quase-chapinha" e fácies tectoníticas.

Em cortes da estrada Campos Gerais-Campo do Meio, aproximadamente 6 km da primeira localidade, deparamos com três estreitos níveis de rocha metaquartzítica, intercalados com micaxistos, exibindo parâmetros N70-80W; subvertical a 70SW, com pequenas variações para norte, acarretadas pela combinação de deformações plástica e cataclástica. A exposição seguinte (600 m adiante) mostra rocha areno-quartzosa com características quase idênticas às anteriores, diferenciando-se somente quanto à existência, no conjunto com os micaxistos, de um nível de metamorfito alterado numa mas

sa terrosa vermelho-arroxeada, lembrando material dos semi-xistos Lambari (metagrauvaca ?). O mergulho é atenuado, atingindo 50° para sul. Por outro lado, observamos horizontes altamente tectonizados, laminados (foliação cerrada) e fraturados obliquamente, com raros veios de quartzo, em parte budinados.

Observações de campo em variedades menos intemperizadas e cataclásticas não diferem das descritas anteriormente. São rochas de coloração cinza-esbranquiçada ou branco-leitosa, sacaroidais e de granulação fina à média, reconhecendo-se, mesoscopicamente, quartzo, muscovita e opacos. Em escala microscópica são reconhecíveis zircão, ± turmalina, ± apatita (rara), ± epidoto e ± K-feldspato, na qualidade de acessórios. A textura é corriqueiramente cataclástica.

Quartzitos associados a muscovita-quartzo-xistos são também encontrados noutras partes do Complexo Campos Gerais, como, por exemplo, na faixa que engloba o morro Ibituruna e a serra do Estanho, prolongando-se em direção noroeste até porções setentrionais de Bom Jesus da Penha (onde se encontram sobrepostos a rochas gnáissicas). Esses devem pertencer à mesma seqüência, mostrando nítidas evidências de metamorfismo dinâmico, com quartzo bastante fragmentado, tendendo a formar lentes alongadas. Expõem superfícies de foliação ricas em muscovita com brilho prateado, enquanto esse aspecto é acentuado nas unidades xistosas.

Os muscovita-quartzo-xistos exibem uma composição mineralógica acessória dada por opacos, turmalina, rutilo e zircão.

c) Ocorrências das serras dos Vilelas e de Boa Esperança: Erguem-se em contrafortes festonados defronte ao relevo aplainado do "corredor de Campo do Meio". São de pequena dimensão, em comparação às amplas áreas de ocorrência acima do paralelo 21°.

Seus contatos são tectônicos ou normais. Os primeiros delineados, principalmente, em relação ao embasamento milonítico e os segundos para trechos com sedimentos fracamente metamorfizados da fácies Samburá (Grupo Bambuí). É um fato a distribuição de rochas dessa fácies no mesmo alinhamento das cristas de metaquartzitos e em altos topográficos, relativos aos mesmos.

Esses corpos ostentam, como singularidade, espécimes laminados com deformações cataclásticas e recristalização. Como nas diversas ocorrências anteriormente mencionadas, mostram associações com micaxistos em sentido aos termos basais. Como exemplo das afinidades de campo, citamos o perfil da serra dos Vilelas, onde "filitos" arroxeados ou amarelo-acinzentados (Bambuí), passam a micaxistos microdobrados de tonalidade cinza quase-metálico, que dão lugar a metaquartzitos tectonizados ("xistificados"), muito fraturados, passando à fácies mais compacta, chegando a lembrar quartzo leitoso de veio. Nos baixos topográficos da região norte da escarpa são encontrados metaquartzitos laminados, micaxistos lenticulares ("tipo Rio Elvas") e milonito-gnaises do embasamento. Estes ocorrem, mormente, a norte da fazenda Água Verde. Outras observações relativas às afinidades entre quartzitos-micaxistos-embasamento milonítico foram extraídas em cortes da rodovia Carmo do Rio Claro-Alpinópolis.

Os melhores afloramentos de metamorfitos arenoquartzosos foram visualizados nos altos cimos da porção terminal oeste da serra de Boa Esperança (torre de TV), tendo-se, como de costume, micaxistos lenticulares e filitizados, à meia encosta. Por outro lado, foi observado milonito-xisto com silicificação às cercanias do talvegue do vale.

Na estrada Boa Esperança-Ilicínea, esses termos litológicos mostram-se bastante tectonizados, ocorrendo, já às proximidades do limite da área, como um metaarenito fi-

no, cinza-esbranquiçado, a muscovita e/ou sericita e pobre em opacos, encerrando um nível em torno de 60 cm de mica-xisto. A foliação é ondulada, com parâmetro médio de N30W; 30SW e o fraturamento mais proeminente estabelecendo-se segundo N10-20E;80SE e N60W; subvertical.

Devido ao posicionamento das massas quartzíticas em zona de grande instabilidade tectônica, durante largo intervalo de tempo, com edificação de falhamentos de geometria e gênese diferentes, que acarretaram forte imbricação estrutural, inversão litológica e basculamentos de blocos (vide Evolução Geológica), torna-se difícil uma perfeita caracterização.

d) Ocorrências subordinadas aos milonitos do bloco Campo do Meio: As principais exposições de metaquartzitos desse bloco ocupam lugar na constituição da serra da Cachoeira. Todavia, pequenos corpos lenticulares são observados noutros locais, como os associados com os metacalcários da serra das Pedras.

A principal distinção dos termos metaquartzíticos desse bloco são suas freqüentes associações com rochas carbonáticas, bem como suas posturas de espécimes bastante dobrados, em escala de dezenas de centímetros a milímetros (foto 51).

O estudo microscópico em exemplar da serra da Cachoeira mostrou tratar-se de um sericita-quartzito fino, constituído de quartzo estirado e denteado ao extremo, com estinção ondulante e envolvendo esparsos porfiroclastos de álcali-feldspato rolados. Além disso, salienta-se que a rocha foi sujeita a mais de um evento tectônico.

4 - Ultrabasitos e basitos associados

Neste item descreveremos alguns caracteres dos diversos corpos ultrabásicos, localmente associados a ter-

mos básicos, em geral metamorfizados e que ocorrem em diversos complexos litológicos.

A alternativa de apresentação da descrição desses tipos petrográficos nesse complexo e não nos complexos em que aparecem é devido à dificuldade de colocação das diversas ocorrências no tempo.

Equiparando-se as ocorrências da faixa Jacuí-Lavras com os terrenos que formam as suas extensões oriental e ocidental, fora dos limites do projeto, deparamos com as seguintes situações:

1 - A leste e nordeste de Lavras os termos de filiação ultrabásica (serpentinitos, hornblenditos, talcoxistos, clorita-xistos e tremolita-xistos) e básica (anfibolitos derivados de diabásios e gabros) foram posicionados como representantes da "fácies metabasítica" da "Série Barbacena" por Ebert (1955), atribuindo-se-lhes idade arqueana. As exposições mais próximas foram verificadas na faixa de Nazaré e nas faixas de conexão dos blocos tectônicos de Bom Sucesso, Macaia e Água Limpa (nos "cotovelos" de Ibituruna e Bom Sucesso). A esse quadro estrutural creditamos a existência de sítios de recorrências tectono-magmáticas.

2 - Para a parte ocidental, em terrenos que se estendem até o estado de Goiás, especialmente em tratos ocupados por metamorfitos tidos como do "Grupo Araxá", verificamos que, de maneira monótona, essas rochas são tratadas como reflexo do magmatismo inicial ou precoce da evolução do sistema geossinclinal Araxá e vistos como do tipo alpino.

Na área mapeada, as rochas ultrabásicas, localmente básicas, distribuem-se em jazimentos de pequenas dimensões, em geral metamorfizadas, alteradas e encaixadas em metamorfitos que emolduram o Complexo Varginha. São posicionadas em duas faixas: uma setentrional, que se desenvolve desde oeste de Jacuí, onde as rochas pré-cambrianas ja-

zem sob os sedimentos e magmatitos básicos da bacia do Paraná, até o quadrante nordeste da Folha Varginha (região de Lavras e Perdões) e outra meridional, que, iniciando-se a leste de Conceição do Rio Verde, estende-se para oeste até Jacutinga, sofrendo uma inflexão para sul, com extensão até a região de Amparo.

Quanto ao tipo encaixante, encontramos as seguintes situações: a) jazimentos no seio de milonitos; b) jazimentos com encaixantes micaxistosas; c) jazimentos encaixados em gnaisses e migmatitos; d) jazimentos em domínio de sequências granulíticas (leptitos, charnoquitos e subsidiariamente enderbitos). Os últimos só ocorrem em setores do Complexo Lavras.

Por outro lado, a maioria dos corpos é concordante às principais estruturações das rochas encaixantes, retratando disposições que indicam terem evoluído metamorficamente em sincronismo com o conjunto rochoso, em todas as fases metamórficas, ou então expondo indubitáveis caracteres de serem mais recentes (complexos Lavras e Amparo).

Os tipos petrográficos são, em sua maioria, representados por espécimes xistosos, de granulação fina à média, coloração esverdeada (rocha quase sã) e amarelada ou vermelho-amarelada (espécimes alterados). Nestes não temos condições de recuperar a natureza da rocha original e em raros exemplares aparecem restos de olivina. Por outro lado, a sul de Cana Verde, a nordeste de Três Pontas (norte da fazenda Pinheiros), a norte de Nova Resende e na faixa Lindóia-Ampa ro, incluindo-se a região de Socorro, encontramos termos com modificações metamórficas menores ou quase ausentes.

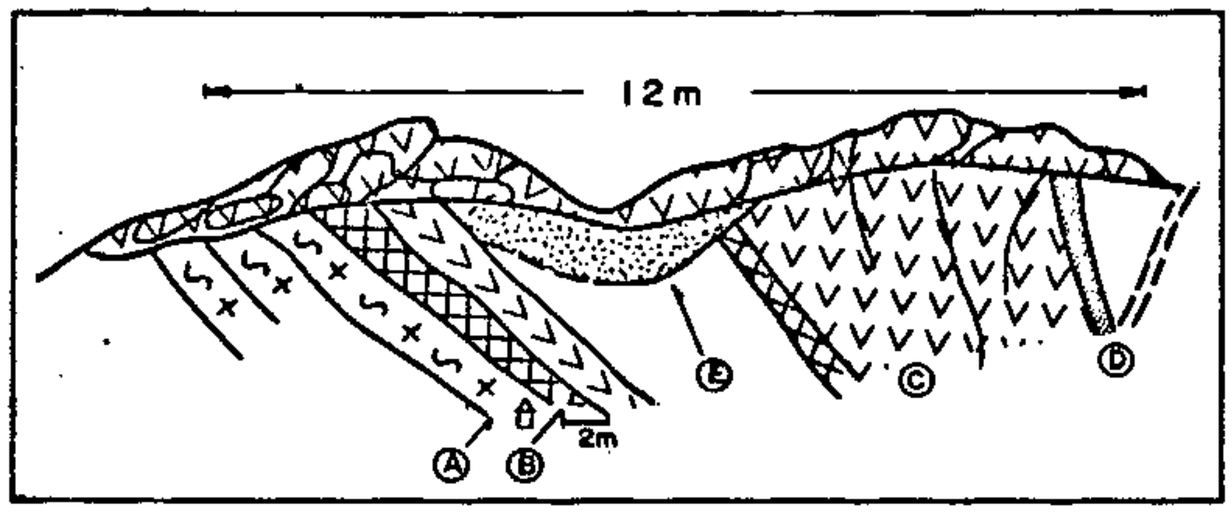
No Complexo Campos Gerais a mais significativa parcela de ocorrências aparece condicionada a unidades que sofreram processo fluxional cataclástico, tendo-se o maior campo de exposições no domínio de Jacuí, compreendido entre as falhas de Petúnia e de Bom Jesus da Penha, onde encontramos,

como encaixantes, desde micaxistos granatíferos até gnaisses migmatíticos e milonitos.

As dimensões dos corpos são precisadas mui raramente por levantamento geológico convencional de superfície. Contudo, julgamos que a maioria não ultrapassa poucas dezenas de metros de espessura. Quando observados também em cortes de estradas, verificamos que a expressão superficial é bastante superior às espessuras reais, tendo em vista que essas rochas se partem em grandes blocos, que migram lateralmente a pouca distância ou se juntam, cimentados por material de meteorização rico em óxidos. Numa ocorrência a sul de Cana Verde, uma distribuição em blocos, em segmento de aproximadamente 12 m, exibe perfil, em mesma dimensão, ditado por diversos tipos petrográficos (figura 27).

Ainda sobre os aspectos dos jazimentos, técnicos do Projeto Catalão (Santos et alii, 1976), por intermédio de levantamentos geológicos e magnetométricos terrestres, a nordeste de Nova Resende, concluíram de que se tratam de corpos sem "continuidade em subsuperfície ou sob a camada de solo" (?), afirmando que "os poços escavados junto aos corpos ultrabásicos confirmam as deduções do método geofísico, demonstrando tratarem-se de corpos superficiais e isolados, restos de um corpo maior intensamente erodido".

Estas opiniões parecem-nos precipitadas, como aplicação a todos os corpos daquela região, tendo em vista o desconhecimento do comportamento daquelas rochas frente aos agentes responsáveis pela esculturação do relevo naquele ambiente, mesmo sabendo-se que, em certas partes, poderiam representar remanescentes de antigas soleiras bastante modificadas durante a evolução geotectônica dos maciços rochosos da área em apreço, preservando-se em maior freqüência nos seios de sinclinais. Por outro lado, tais corpos podem representar cunhas do manto envolvidas numa seqüência sedimentar ou vulcano-sedimentar no clímax do último período de diastrofismo orogênico.



A	Leptitos.
B	Material quartzo-feldspático de grão grosso com quartzo enfumaçado.
C	Rocha ultrabásica.
D	Quartzo.
E	Cobertura sedimentar e solo.

Figura 27 – Situação de uma expressão superficial de blocos de ultrabásica e sua real ~~comprimento~~ espessura em subsuperfície. Baseado em observação ao sul de Cana Verde (Folha Varginha).

Fugindo dessas afirmativas, tivemos oportunidade de observar, em diversos pontos a precisa distribuição dessas rochas em subsuperfície. Os afloramentos em geral são dados por rochas alteradas, em manchas isoladas, às vezes situados nos altos cimos dos morros ou colinas, lateralmente encobertos por solos avermelhados, que atingem expressivas espessuras, bem como podem ser representados por pequenos *boxworks* silicosos ou lateritos.

Os tipos xistosos foram descritos microscopicamente como tremolita-xistos, anfibólio-talco-clorita-xistos, clorita-anfibólio-xistos, serpentinitos (silicificados ou não), esteatitos, talco-clorita-anfibólio-xistos, tremolita- xistos e clorita-epidoto-anfibólio-xistos.

Alguns corpos encontram-se mineralizados a amianto anfibólico, com fibras decimétricas (medindo-se na região de Jacuí valores de 10 a 17 cm), geralmente envolvidas por material alterado com impregnação de óxido de ferro. Outros estão mineralizados à cromita.

No corredor de Lambari, que vai ter a sul de São Tomé das Letras, os pequenos corpos metaultrabásicos expõem espécimes formados quase exclusivamente por uma massa fibrosa (feixes de fibras dispostas segundo a direção geral da rocha) de tremolita, que se apresentam sob a forma de fibras ou em enormes porfiroblastos de tremolita-actinolita, com feitios prismáticos alongados, discordantes da orientação preferencial da massa rochosa. Nestes o talco ocorre mui subordinadamente. Denotam-se exemplares que ainda guardam algum piroxênio e restos de olivina, sendo a constituição mineralógica, além desses minerais, dada por tremolita-actinolita, clorita, talco, serpentina, opacos e óxido de ferro.

Já no sopé ocidental da serra de quartzitos e micaxistos da Bocaina (sul de Lavras, em pleno domínio do Complexo Rio Elvas), encontramos um maciço serpentinítico com diferenciações em massas talcosas (esteatitos). Nestas o tal

co perfaz a quase totalidade da rocha, ocorrendo em finas palhetas com leve orientação, imprimindo certa xistosidade. Os opacos são poucos, envolvidos por palhetas avermelhadas de talco um tanto tingidas por óxido de ferro. A clorita, fracamente pleocróica em verde claro-amarelado, aparece em pequena quantidade e em palhetas pouco desenvolvidas.

No Complexo Campos Gerais encontramos variedade de serpentinito silicificado (fazenda Faixal), onde a serpentina domina amplamente sobre os demais componentes, apresentando-se como uma massa incolor, formada por agregados de finas lâminas, devendo tratar-se da variedade crisotila. Além dessa, salientamos a presença de feixes de placas de serpentina antigorita.

Noutros espécimes desse complexo a mineralogia é expressa por tremolita, tremolita-actinolita, clorita, talco, antofilita, epidoto-zoisita, cummingtonita, apatita e opacos. Vários desses minerais podem estar ausentes em certos exemplares, enquanto outros podem dominar amplamente, em especial a tremolita e a clorita.

Na parte oriental do domínio de Três Pontas, os xistos magnesianos mostram-se com níveis bastante tectonizados e plissados, sendo freqüentes as superfícies espelhadas com estrias*.

No que tange aos tipos sem grandes transformações metamórficas, denunciamos rochas de granulação média à grosseira, de coloração escura a esverdeada, às vezes bastante intemperizadas.

Em áreas do Complexo Amparo foram reconhecidos piroxenitos e peridotitos, em ocorrências diquiformes de espessuras variáveis, sendo as mais expressivas superiores a uma dezena de metros (rodovia Serra Negra-Lindóia, junto à

---

* Outros corpos de xistos magnesianos (metaultrabasitos) foram detectados em sítios da Associação Paraíba do Sul.

igreja São Roque - Wernick, 1967).

A composição dos piroxenitos, delineada por Wernick (op. cit.), é dada por clinopiroxênio (88,8%),ortopiroxênio (0,3%), hornblenda castanha (9,8%)e serpentina e calcita (1,1%). O mencionado autor chama a atenção para a ausência de opacos, já que piroxenitos normais são ricos nesses minerais.

Os peridotitos, por sua vez, mostram-se "parcialmente transformados em tremolita e talco" (afloramento da estação ferroviária de Arcadas, na rodovia Amparo-Serra Negra e na rodovia Lindóia-Socorro), "sendo estes compostos por uma fração magmática ditada por olivina, clino e ortopiroxênio. Contudo, o feldspato inexiste e opacos são muitos raros. É característico o fato de a olivina encontrar-se quase sempre envolvida pelos piroxênios" (Wernick, op. cit.).

Segundo o mesmo autor, a fração metamórfica " é quase sempre a predominante, sendo composta por tremolita, que constitui cristais maiores, até 1,5 mm, embebidos numa matriz mais fina de talco, que apenas raramente constitui cristais maiores, atingindo até 0,6 mm. Subordinadamente, ocorrem serpentina e calcita. Pelas reações metamórficas há quase sempre uma liberação de magnetita, que ocorre sob a forma de finos grânulos ao longo dos planos de fratura da olivina".

No domínio Morungaba-Monte Sião, a norte de Socorro, encontramos corpo de anfibólio-piroxenito, composto de anfibólio actinolítico, augita diopsídica, minerais opacos e óxido de ferro.

Para a ocorrência a nordeste de Três Pontas (norte da fazenda Pinheiros) deparamos com blocos de rochas metaultrabásicas entremeados com blocos de hornblenda-hipersteênio-gabro. Este é de coloração escura, granulação fina à média, tendo composição mineralógica a labradorita, augita, hornblenda, biotita, opacos, tremolita-actinolita, bastita e clorita. Traduz-se numa rocha gábrica, contendo aprecia-

vel quantidade de ortopiroxênio, como também muita hornblenda verde pardacenta*.

Na região norte de Nova Resende e sudeste de Jacuí, os técnicos do Projeto Catalão (Santos et alii, 1976) reconheceram rochas ultrabásicas epimetamorfizadas ou sem nenhum metamorfismo, associadas com rochas básicas. Descrevem que "geralmente estas rochas estão serpentinizadas em diferentes graus", ostentando "finos veios de crisotila", sendo"representadas por piroxenitos, peridotitos e até dunitos".

Para as ocorrências ao sul de Cana Verde, já posicionadas em rochas do cráton São Franciscano, conseguimos exemplares de granulação média, melanocráticos ou mesmo hipermelanocráticos, ricos em minerais ferromagnesianos, com níveis descontínuos estreitos, às vezes de forma lenticular de 2 cm x 0,5 cm, de granulação mais fina e cor mais escura e de difícil caracterização mesoscópica, enquanto as porções mais grosseiras são verde escuras.

A rocha foi tratada como um lherzolito, sendo constituída de cristais de olivina com porções transformadas em massas serpentiniformes, que se desenvolvem segundo os traços de clivagem e as bordas. A serpentina, em algumas partes, é abundante, destacando-se a presença de antigorita,que ocorre em placas bem desenvolvidas de cor verde pálido. A antofilita, originária da serpentina, aparece em cristais verde pálido dispersos por toda a rocha.

Os grãos de piroxênio também são abundantes, verificando-se quantidades aproximadas de ortopiroxênio (bronzita), em cristais incolores, e clinopiroxênio (augita incolor). Alguns cristais de bronzita exibem transformação em massas de talco, segundo as bordas e os traços de clivagem.

---

* Esse tipo petrográfico, situado às proximidades de diversos corpos de xistos magnesianos (metaultrabasitos), não ficou bem evidenciado se pertencente a um núcleo remanescente de um mosaico básico-ultrabásico ou se corresponde a uma intrusão mais jovem.

Os acessórios são freqüentes, tendo-se espinélio verde oliva, variedade picotita, bem como grãos de opacos disseminados por toda a rocha.

No que tange à mineralogia dos corpos básicos ou metabásicos associados, em certos locais das ocorrências metaultrabásicas, encontramos (além do tipo já mencionado) unidades anfibolíticas que mostram mineralogia sugerindo tanto uma origem básica como ultrabásica.

Normalmente, detectamos composições mineralógicas a hornblenda, plagioclásio (podendo ser a andesina), quartzo, opacos, apatita, titanita, zircão, epidoto-zoisita e sericita. Esses corpos exibem coloração escura, quando inalterados, e amarelo-ocre ou ferrugem, quando alterados. Sua granulação é fina à média, com texturas de granoblástica orientada a grano-lepidoblástica. Suas dimensões são também pequenas, exceto um corpo delimitado próximo a Conceição da Aparecida. Tipos portadores de granada podem estar associados, bem como exibirem efeitos de ação hidrotermal, às vezes visíveis em estreitos níveis de quartzo.

Ainda, em se tratando do contexto das rochas anfibolíticas (metabasitos) de cronometria duvidosa, anexamos diversas ocorrências encravadas em maciços do Complexo Amparo, várias delas já descritas por Wernick (1967).

No âmbito desse complexo aparecem jazimentos nitidamente discordantes das rochas encaixantes (em geral migmatitos) e conformes ou ligeiramente discordantes, sendo de "dimensões muito variáveis entre poucos decímetros e várias dezenas de metros de espessura e estendendo-se por até várias centenas de metros ", exibindo contatos bruscos (Wernick, op. cit.).

As maiores ocorrências são encontradas nas regiões de Arcadas, Pedreira, Amparo, oeste de Serra Negra e norte de Monte Alegre do Sul (Folha Campinas).

Mesoscopicamente, os tipos petrográficos são de

coloração escura esverdeada, granulação fina à média, encerrando variedades altamente xistificadas, em especial nas zonas de deformações cataclásticas pós-cristalinas. Exemplares alterados expõem-se em coloração de verde-amarelado a amarelo-ocre. São espécimes nematoblásticos e de estrutura freqüentemente xistosa, com destaque para os termos ricos em hornblenda (Wernick, op. cit.).

Para o corpo que aflora em Arcadas, saída para Amparo, o mencionado autor descreve a coexistência de hornblenditos, diopsídio-hornblenditos, andesina-hornblenditos, diopsídio-andesina-hornblenditos e hornblenda-clinozoisita-xistos. Acresce que, "de um modo geral ... os corpos se caracterizam por uma grande homogeneidade mineralógica-textural". No cômputo geral, reconhece a existência de hornblenditos propriamente ditos, diopsídio-hornblenditos, andesina-anfibolitos e diopsídio-andesina-anfibolitos*.

6.2.3 - Associação Paraíba do Sul

Por falta de dados concretos para se estabelecer uma divisão litoestratigráfica, foi englobada, sob essa designação, uma série de tipos petrográficos e estruturais, que se assemelham em grande parte aos termos tidos como pertencentes ao "Grupo Paraíba" de Ebert (1955).

A Associação Paraíba do Sul ocorre mormente na parte sudeste da Folha Guaratinguetá, sendo capeada, em parte, pelas rochas sedimentares da bacia de Taubaté. Do ponto de vista geotectônico, essa associação está incluída na unidade "Paraibides" de Ebert (1955), nome local do extenso cinturão que contorna a costa brasileira, denominado de "Atlantides" por Grossi Sad & Ladeira (1968).

---

* Os granada-anfibolitos dos complexos Amparo e Itapira ostentam características de jazimento similares a unidades sinônimas dos complexos Lambari e Campos Gerais, devendo tratar-se de termos intimamente condicionados às evoluções metamórficas de fácies carbonática.

Diversos autores, em diferentes regiões, pesquisaram rochas dessa faixa poliorogênica, destacando-se os trabalhos de Ebert (1955), nos estados de Minas Gerais e São Paulo, e Rosier (1957), no estado do Rio de Janeiro.

Segundo Ebert (1955), o conjunto de rochas designado por ele como "Grupo Paraíba" é composto "por sedimentos eogeossinclinais, metagrauvacas parcialmente conglomeráticas, metaarcósios, e, raramente, por quartzitos e metacálcários".

Almeida (1964) refere-se às ocorrências de mármores e de quartzitos como sendo de pequeno significado, bem como vários diques diabasóides.

Em ambos verificam-se termos representativos de alto grau metamórfico, associados aos de fácies anfibolítica e de xistos verdes dominantes, constituindo ocorrências sem expressão cartográfica.

As melhores exposições rochosas são encontradas no Complexo Piquete. Assim, com o propósito de se obter uma melhor visualização petrográfica e estrutural dos termos típicos do "Paraíba", esse complexo será descrito em primeiro lugar.

Determinações K-Ar, Rb-Sr e U-Pb (Cordani et alii, 1973) revelaram, para essa associação, idade transamazônica (2.000 m.a.), com rejuvenescimento no ciclo Brasiliano (650 -450 m.a.).

Neste trabalho, a associação foi subdividida em dois complexos: Piquete e Campos do Jordão. O primeiro apresenta características próprias, com todos os seus tipos litológicos bem definidos, enquanto que o Campos do Jordão apresenta, em alguns setores, caracteres mistos, envolvendo tanto termos semelhantes aos inseridos no Complexo Paraisópolis adjacente como também espécimes correlacionáveis aos do Complexo Piquete.

6.2.3.1 - Complexo Piquete

As rochas que compõem o Complexo Piquete ocorrem em larga escala na porção sudeste da Folha Guaratinguetá, abrangendo as seguintes áreas típicas:

a) a faixa situada a noroeste da bacia de Taubaté, setor de Monteiro Lobato-Piquete, limitada ao norte pelos contrafortes da serra da Mantiqueira;

b) a faixa a sudeste da bacia, abrangendo a serra do Quebra-Cangalha, confinada nessa região pelos limites cartográficos da área do projeto (paralelo $23^{o}00'$ e meridiano $45^{o}00'$).

O mapa geológico do estado de São Paulo (1974) apresenta, para ambas as faixas, rochas metamórficas pré-cambrianas não diferenciadas: gnaisses, migmatitos, micaxistos e, subordinadamente, granitos e migmatitos associados, calcários, dolomitos, calcoxistos e rochas calcossilicatadas.

A região sempre despertou grande interesse por parte dos geólogos, ávidos em obter informações para dirimir dúvidas quanto à gênese da bacia de Taubaté. Assim, Freitas (1956), estudando os terrenos cristalinos, descreve como rocha predominante na região um "gnaisse fitado, de cor cinzenta, com leitos claros de quartzo e feldspato alternados, irregularmente, com leitos menores de biotita". Almeida (1964), por outro lado, denuncia dois tipos de gnaisses, com predominância para um tipo micáceo, de caráter leptinítico, tratando-se, provavelmente, do mesmo gnaisse "fitado" de Freitas.

A noroeste, o Complexo Piquete apresenta contatos nitidamente tectônicos com os outros complexos da área: Paraisópolis e Campos do Jordão. Entretanto, suas relações de contato com as rochas sedimentares da bacia de Taubaté, que se lhe sobrepõem, mostram discordância angular e erosiva. As coberturas aluviais que margeiam o rio Paraíba do Sul e o colúvio de Brejetuba também exibem as mesmas característi-

cas de contato.

O intervalo de não deposição, entre as rochas deste complexo e os sedimentos do Grupo Taubaté estende-se do pré-cambriano ao terciário.

Os tipos litológicos mais corriqueiros desse complexo são:

1 - Migmatitos de estruturas diversas

No âmbito do complexo Piquete foram observadas várias exposições de rochas com características diagnósticas de processos metassomáticos ou de segregação metamórfica. Esse fato registra-se pela ocorrência irregular de massas quartzo-feldspáticas, que atravessam, concordantemente ou não, a rocha metamórfica hospedeira, sob as mais variadas formas possíveis.

Esses migmatitos ocorrem generalizadamente por todo o complexo, às vezes associados a outros tipos, com menor ou maior freqüência. Assim, tentamos individualizar algumas unidades representativas de certos conjuntos litológicos sem preocupação com os seus posicionamentos estratigráficos. Tanto é que os gnaisses "fitados" (foto 52) de Freitas (1956), como os gnaisses de Almeida (1964), poderão estar enquadrados nesse domínio.

Seus contatos, quando não tectônicos, mostram-se de modo gradativo para as demais unidades do complexo.

Entre os migmatitos predominam aqueles de estrutura estromática, evidenciada pela conformidade dos veios ou filonetes neossomáticos, contínuos ou não, com a foliação das rochas antigas (paleossoma). Esses tipos são amplamente distribuídos nas áreas que circundam o vale do Paraíba do Sul, abrangendo grandes porções dos municípios paulistas de Cachoeira Paulista, Lorena, Guaratinguetá, Aparecida, Roseira, Pindamonhangaba, Tremembé e Monteiro Lobato. Em proporções subordinadas afloram, também, nos municípios de Pique-

te, Cunha, Santo Antônio do Pinhal, Campos do Jordão e São Bento do Sapucaí, todos no estado de São Paulo.

Subordinadamente, ocorrem outros tipos de estruturas, tais como dobrada e ptigmática. O neossoma, de composição quartzo-feldspática e granulação média à grossa, retalha a estruturação da rocha pré-existente.

Associados a esses migmatitos foram observados, em alguns locais, espécimes oftálmicos, como na região ao sul da cidade de Piquete, no trecho da rodovia SP-50 (ao longo do baixo curso do rio Buquira ou Ferrão) e ao sul da serra do Quebra-Cangalha (entre Guararapes e Paraitinga). São rochas de coloração cinzenta, em geral, com fenoblastos subédricos de álcali-feldspato, dispostos subparalelamente em "matriz" microfanerítica de quartzo, feldspato e pontuações de biotita e muscovita. A feldspatização localmente produz tipos evoluídos, com aspecto estrutural quase-facoidal. Ao microscópio exibem feições que identificam processos metassomáticos, como a abundância de grãos mirmequíticos.

As rochas paleossomáticas são representadas por biotita-gnaisses e, secundariamente, por termos anfibolíticos. Os migmatitos biotita-gnáissicos têm granulação grosseira e nítido bandamento, sendo constituídos de bandas claras quartzo-feldspáticas, alternadas com outras escuras, em que predomina a biotita, em geral reunida em leitos e aglomerados orientados subparalelamente. Do ponto de vista mineralógico, são compostas por quartzo, plagioclásio, biotita, sericita, carbonato, clorita, epidoto, zircão, apatita, leucoxênio e opacos.

Já no planalto de Paraitinga, ao sul da serra do Quebra-Cangalha, notam-se núcleos de biotita-gnáisses, com tênue estruturação, de grã média, coloração cinza clara e composição dada principalmente por feldspato, quartzo e biotita.

O paleossoma anfibolítico é caracterizado por rochas de granulação média à fina, melanocráticas, compostas

principalmente de hornblenda, podendo, em certos locais, inserir abundantes cristais de piroxênio e de olivina, denunciando uma composição de caráter ultrabásico (olivina-piroxênio-anfibolito), como ao sul da cidade de Guaratinguetá.

Foram também observados no seio dos migmatitos bio-tita-gnáissicos produtos cataclásticos, bem como pequenos corpos de aplitos e de pegmatitos, com elevada percentagem de turmalina preta (afrisita).

2 - Migmatitos oftálmicos.

Migmatitos oftálmicos típicos somente ocorrem a sudeste da Quadrícula Guaratinguetá, sustentando os altos topográficos da serra do Quebra-Cangalha, no bairro de Paraitinga (extremo sudeste) e, como já foi visto, em esporádicas transições com os migmatitos de tramas mais heterogêneas.

Tratam-se de rochas de coloração cinza e granulação grosseira, constituídas essencialmente de quartzo, feldspato e abundantes palhetas de biotita. Nota-se ainda a presença de fenoblastos de feldspato de variados tamanhos, alguns atingindo até 4 cm.

Na borda sul da serra do Quebra-Cangalha, próximo ao contato com os termos micaxistosos, a rocha apresenta aspecto equigranular, cor clara e composição dada por quartzo, feldspato e pouca biotita. Termos envolvendo estruturas híbridas também foram detectados, mormente nas zonas próximas aos contatos com as unidades adjacentes.

Microscopicamente, os tipos litológicos com deformação mecânica exibem textura "mortar" freqüente, extinção ondulante e fraturas com granulação reduzida.

Os migmatitos oftálmicos individualizados mostram-se estruturados segundo SW-NE e seus contatos com as rochas regionais são marcados por acidentes tectônicos e, localmente, por contatos gradativos.

3 - Biotita-gnaisses e migmatitos associados

São caracterizados por rochas com ou sem muscovita, de coloração cinzenta e granulação fina à média, em geral fortemente laminadas, compostas por microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita, titanita, zircão, opacos, alanita, apatita, carbonato, sericita, clorita e caolinita. Os estudos microscópicos denunciam deformação dos elementos, indicando, em certas áreas, recristalização de cataclase, onde cristais de microclina parecem representar fragmentos de um cristal originalmente maior.

Os termos migmatíticos associados quase sempre exibem estrutura estromática, revelada pelas bandas quartzo-feldspáticas, em geral descontínuas, algo dobradas e dispostas concordantemente à foliação das bandas escuras. Apenas na estação de Piracuama, município de Pindamonhangaba, foi observada a transição para um termo de estrutura oftálmica, porém sem expressão territorial.

Somam-se a essas rochas estreitos níveis de material intensamente deformado, originando variados tipos de estruturas cataclásticas.

Obtêm-se boas exposições dessas rochas nas bordas meridionais da serra da Mantiqueira, no setor de Monteiro Lobato-Piquete.

4 - Micaxistos e biotita-gnaisses

Sob essa denominação foram englobados todos os ectinitos normais existentes nesse complexo, exibindo, localmente, tênue metassomatismo. Esses termos ocorrem em diversos perímetros das quadrículas Campos do Jordão e Guaratinguetá, podendo-se obter excelentes exposições dessas rochas nos contrafortes da serra da Mantiqueira.

No domínio de Piquete predominam leptinolitos derivados de termos ricos em fração pelítica, exibindo aspecto xistoso, coloração escura, grã fina à média, com finos ní

veis quartzo-feldspáticos esprimidos e contorcidos, originando pequenas *drag folds* e faixas de sílica.

O estudo microscópico revela que essas rochas não apresentam efeitos produzidos por cataclase, a menos que tenham sido mascarados pela intensa silicificação. Trata-se de um gnaisse de baixo grau de metamorfismo, com bom bandamento, sugerindo um paragnaisse silicificado. Na rodovia SP-52, próximo ao pico do Cristal, ocorrem leptinolitos bastante típicos, de coloração cinza clara e granulação fina, homogêneo, de estrutura bem laminada, rico em "grãos" de quartzo, além de albita, biotita, epidoto-zoisita, apatita, zircão, muscovita e opacos.

Associados a esses tipos litológicos comumente ocorrem rochas compactas, bandadas, de granulação fina, esbranquiçadas, compostas de bandas quartzosas, que se intercalam com bandas feldspáticas e palhetas de muscovita. Pequenos e esporádicos grãos de granada podem ser observados. Tratam-se de leptitos oriundos de metamorfismo regional normal, com evidências de caráter paragnáissico.

Foram também distinguidas, nesse domínio, pequenas intercalações de "quartzitos", mármores dolomíticos, calcofels e carbonato-talco-xistos.

O "quartzito" de maior expressão foi observado em alguns trechos ao sul da cidade de Piquete, estendendo-se ao longo da rodovia SP-183, desde a localidade de Quilombo. Acha-se encaixado por falha, exibindo, mesoscopicamente, evidências de intensa deformação cataclástica. Sua origem (tectônica ou metassedimentar) é, conseqüentemente, duvidosa, necessitando-se de estudos mais pormenorizados.

Da mesma forma, os mármores dolomíticos ocorrem sem expressão mapeável sob a forma de lentes encaixadas nos metamorfitos regionais. Em geral, são altamente recristalizados, exibindo granulação grosseira, coloração esbranquiçada estrutura sacaroidal, compostos por cristais de carbonato (em

mosaico granoblástico), forsterita, serpentina, flogopita e opacos.

Os calcofels ocorrem sob a forma de encraves, núcleos ou bolsões, às vezes comprimidos, originando estruturas quase-budinadas, como em Passa-Vinte, no município de Cachoeira Paulista. Ao microscópio essas rochas apresentam aspecto bastante irregular, sendo constituídas de lentes contendo exclusivamente minerais calcossilicáticos do tipo diopsídio, tremolita-actinolita, epidoto-zoisita, carbonato intersticial e esparsos cristais de apatita bem desenvolvida. Essas lentes alternam-se com outras constituídas praticamente de plagioclásio e quartzo, sendo estes de aspecto granular, com extinção ondulante e recristalização. Titanita e grãos de opacos foram encontrados em bem pouca quantidade.

Finalmente, ainda no setor de Piquete, afloram rochas compactas, xistosas, de coloração cinza a esverdeada, sedosas ao tato e compostas de finas lâminas de talco, notando-se massas onde se concentra o carbonato. Disseminados na massa do talco ocorrem pequenos feixes de clorita incolor, além de manchas avermelhadas de óxido de ferro. Tratam-se de carbonato-talco-xistos, produtos de metamorfismo em rocha originalmente ultrabásica.

No setor Monteiro Lobato afloram muscovita-biotita-gnaisses e biotita-gnaisses de granulação média à grossa, homogêneos, de estrutura bastante orientada, com o alinhamento dos minerais escuros (biotita) contornando pequenos fenoblastos de álcali-feldspato.

A migmatitização nesse setor é mais pronunciada, sendo revelada pela microclina xenoblástica, formando alguns porfiroblastos, que incluem poiquiloblasticamente grãos arredondados de quartzo e palhetas de biotita. É freqüente a ocorrência de grãos mirmequíticos nas bordas dos álcali-feldspatos.

Associados a esses termos, são comuns quartzo-bio

tita-xistos, exibindo pequenas lentes concordantes de quartzo de segregação metamórfica, em geral dobrados. Na zona de contato dessas rochas xistosas com o maciço charnoquítico de São Francisco Xavier aflora granada-cordierita-sillimanita-fels, provavelmente proveniente de rochas pelíticas alumino sas. Trata-se de uma rocha de coloração acinzentada escura, compacta, de granulação aparentemente fina, com pequenos pontos de brilho vítreo de granada. Ao microscópio, evidencia textura poiquiloblástica e silicificação, o que resulta em aspecto de granulação fina, córnea e compacta. Os grãos que formam a base e que incluem os outros minerais são o álcali-feldspato finamente pertítico e a cordierita, ambos possuindo inúmeras inclusões de palhetas de biotita e grãos arredondados de quartzo. Também ocorrem esparsas agulhas de sillimanita, bem como agregados de palhetas de biotita e muscovita instáveis, transformando-se em "ninhos" de sillimanita. Outro mineral típico de desenvolvimento metamórfico presente é a granada. Em proporções acessórias distinguem-se grãos de opacos, espinélio verde, apatita e zircão.

As ocorrências de anfibolito nesse setor são bastante freqüentes.

Já na borda meridional da serra do Quebra-Cangalha, no planalto de Paraitinga, observamos uma alongada faixa nordeste, constituída de rochas com características xistosas, quase sempre meteorizadas. Entretanto, próximo ao contato com os migmatitos oftálmicos da mencionada serra (fazenda Pinheirinho), podem ser observadas boas exposições desses litotipos. Tratam-se de granada-micaxistos feldspáticos, de coloração cinza-esverdeada, granulação fina à média, estrutura fortemente xistosa, sendo compostas por quartzo, plagioclásio, muscovita, biotita, clorita, granada, turmalina, apatita, zircão, leucoxênio, rutilo e opacos. Essas rochas lembram localmente espécimes micaxistosos de origem cataclástica. Mais para o sul da fazenda Pinheirinho observam-se, no seio das rochas xistosas, pequenos corpos localiza-

dos de termos migmatíticos concordantes com a estruturação regional. À medida que se caminha para a porção nordeste desse setor, o corpo vai perdendo suas características xistosas, dando lugar a termos mais grosseiros, como granada-muscovita-biotita-gnaisses de aspecto migmatítico. Esse fato está bem exposto na rodovia SP-171 (Guaratinguetá-Cunha), a nordeste de Guararapes. A rocha exibe estrutura bem orientada, coloração cinzenta e composição mineralógica semelhante aos termos xistosos, ou seja: quartzo, plagioclásio parcialmente saussuritizado, biotita, muscovita, granada, sericita, epidoto-zoisita, zircão, leucoxênio, apatita e pouco feldspato potássico.

5 - Anfibolitos

Ocorrências de rochas anfibolíticas foram observadas em toda a área do complexo, principalmente no setor Monteiro Lobato. Comumente afloram sob a forma de pequenos corpos, formando intercalações, encraves ou mesmo massas informes no seio das rochas regionais (paleossoma).

A maioria é derivada de rochas de composição originalmente ígnea básica e/ou ultrabásica, metamorfizada na fácies anfibolítica, como ao sul de Guaratinguetá. Trata-se de um tipo constituído de hornblenda, augita, olivina, espinélio, opacos, iddingsita e serpentina.

Outros anfibolitos, à semelhança dos do setor Monteiro Lobato, são caracterizados por coloração escura, granulação média à grossa, riqueza em minerais prismáticos ferromagnesianos dispostos subparalelamente. Em geral, exibem textura nematoblástica e composição fundamental a hornblenda, plagioclásio ácido, quartzo, opacos, titanita, zircão, apatita e material argiloso.

6 - Granito gnáissico

Seis quilômetros a sudeste da cidade de Guaratin-

guetá ocorre um alongado corpo de granito gnáissico, encaixado nos migmatitos estromáticos em conformidade com as estruturas regionais.

A rocha apresenta, normalmente, intensa alteração, havendo bons afloramentos apenas próximo às drenagens. Mesoscopicamente, evidencia coloração média, exibindo uma ligeira orientação de seus constituintes essenciais, representados por quartzo, feldspatos, biotita e muscovita. Uns poucos cristais de feldspato acham-se mais desenvolvidos que a média.

O estudo microscópico denuncia, entre os minerais félsicos (como o quartzo e a microclina), plagioclásio de tamanho desigual, mostrando extinção ondulante, ligeiro denteamento e recristalização parcial dos cristais. Os filossilicatos presentes são biotita e muscovita bem deformadas e alguma clorita contendo inclusões de rutilo. Epidoto-zoisita e sericita constituem os minerais secundários, enquanto que zircão, fluorita, apatita e opacos estão presentes em proporções de acessórios. Intercrescimentos mirmequíticos ocorrem esparsos pela rocha em quantidade considerável.

O mesmo tipo litológico também foi observado em pequena ocorrência na rodovia SP-52, próximo ao pico do Cristal.

6.2.3.2 - Complexo Campos do Jordão

As rochas que compõem esse complexo distribuem-se nos municípios de Campos do Jordão, Venceslau Brás, Delfim Moreira e Marmelópolis. Seus limites com outras unidades da área são registrados por acidentes tectônicos, sendo caracterizado principalmente pela grande heterogeneidade de seus litotipos constituintes, além da complexidade estrutural esboçada.

Esses fatos podem ser constatados em diversos setores. Na região de Campos do Jordão, por exemplo, observam

-se termos metassomatizados semelhantes aos granitóides do Complexo Paraisópolis. Por outro lado, foram constatadas rochas parametamórficas (mármores, quartzitos, etc.) idênticas às aflorantes no Complexo Piquete. Quanto ao aspecto estrutural, na região meridional de Delfim Moreira, através do sistema de antiformas e sinformas, registra-se perfeitamente o complicado arranjo tectônico dessa unidade.

Os principais tipos litológicos serão caracterizados a seguir:

1 - Migmatitos de estruturas diversas

Predominam nessa unidade migmatitos biotita-gnáissicos e anfibólicos de estrutura estromática e, subordinadamente, dobrada, oftálmica, agmática (em Delfim Moreira), bem como seus produtos cataclásticos.

O neossoma, em geral, é quartzo-feldspático, originando bandas com a foliação da rocha metamórfica hospedeira. Entretanto, em Campos do Jordão, mais precisamente na pedreira da prefeitura (bairro Britador), ocorre neossoma rósseo bem estruturado (foto 53), localmente exibindo aspecto facoidal. No bairro do Buraco, ao sul da cidade de Venceslau Brás, ocorrem migmatitos estromáticos, cujo neossoma (faixas claras) é composto de largos porfiroblastos tabulares esbranquiçados de feldspato, entremeados com grãos de quartzo e agregados de palhetas escuras de biotita.

O paleossoma é comumente representado por biotita-gnaisse e anfibolito; mais raramente, por anfibólio-biotita-gnaisse, "quartzito", mármore e anfibólio-clorita-talco-xisto.

Os biotita-gnaisses, localmente portando granada, exibem coloração escura, granulação média e estrutura bandada, sendo constituídos por K-feldspato, microclina, quartzo, biotita, minerais opacos, muscovita, argilominerais, carbonato, apatita e epidoto. Já os tipos portadores de hornblen

da são bandados, de granulação média à fina, cor cinza, compostos de bandas félsicas quartzo-feldspáticas que se intercalam com bandas ricas em biotita e prismas de anfibólio verde escuro.

Paleossoma anfibolítico é também encontrado com grande freqüência nesse complexo, sob a forma de intercalações ou núcleos, às vezes budinados e fortemente dobrados, como acontece em estreita faixa ao sul da cidade de Campos do Jordão. Quando meteorizados, esses corpos anfibolíticos exibem coloração amarelo-ferrugem ou marrom-castanha. Predominam tipos de granulação média e coloração escura, compostos principalmente de prismas verde escuros de anfibólio, com orientação notável de todos os seus componentes minerais, às vezes portando grãos de granada rosada, provavelmente devendo pertencer à série piropo-almandina. Seu quadro mineralógico está assim constituído: hornblenda, lamprobolita, plagioclásio, biotita titanífera, K-feldspato, minerais opacos, carbonatos e apatita. Em geral esses espécimes são filiados a rochas originalmente de composição básica.

Os quartzitos e os anfibólio-clorita-talco-xistos são mais comuns na região meridional da serra do Cubatão, município de Marmelópolis (MG).

Os "quartzitos", em geral encaixados nos migmatitos regionais, são de granulação média, sacaróides, esbranquiçados, compostos essencialmente de grãos de quartzo branco e esporádicas palhetas de muscovita incolor e de biotita escura e opacos e zircão como acessórios.

Já as raras ocorrências de anfibólio-clorita-talco-xistos são caracterizadas por estrutura xistosa, constituída dominantemente de minerais magnesianos, tais como talco, clorita e tremolita-actinolita, tratando-se, provavelmente, de remanescentes de uma ultrabásica bastante transformada.

No âmbito da Associação Paraíba do Sul outras ocor

rências de talco-xistos se limitam a pequenos corpos isolados, que poderão estar associados tanto a antigos corpos ultrabásicos, quanto dolomíticos, necessitando-se de estudos mais pormenorizados para uma melhor definição.

2 - Maciço intermediário da serra das Posses

Sob esta denominação englobamos uma série de rochas de composição intermediária, localizada na serra das Posses, município de Sapucaí-Mirim (MG), em que predominam dioritos, dioritos gnáissicos, granodioritos gnáissicos e biotita-micromangeritos.

O corpo delimitado exibe uma forma lenticular, orientado aproximadamente segundo a direção ENE-WSW. Seus contatos com as rochas encaixantes são bastante complexos, como habitualmente acontece com os corpos de parcial transformação por granitização. Entretanto, foram traçados limites aproximados, tentando-se representar um maior domínio de influência dessas rochas melanocráticas.

As melhores exposições, sem dúvida, ocorrem na meia encosta da serra das Posses, na estrada que liga a fazenda Sapucaí à fazenda Retiro, ambas no município de Sapucaí-Mirim. Realmente, na fazenda Sapucaí percebe-se a passagem gradativa de "migmatitos granitóides" (ou seja, rochas esbranquiçadas bem orientadas, de composição granítica, apresentando esparsos fenoblastos de feldspato de até 1,5 cm de comprimento), para espécimes mais escuros de estrutura granular média, exibindo microscopicamente textura suturada, podendo-se notar intercrescimento gráfico. Trata-se, pela sua composição (ortoclásio, oligoclásio, quartzo, hornblenda, diopsídio, microclina,minerais opacos, titanita, apatita e epidoto), de um granodiorito gnáissico. A medida que avança para a parte central do maciço, isto é, para oeste, essa rocha dá lugar a um outro termo de mesma consanguinidade, exibindo tênue foliação, revelada pela biotita orientada e evidentes sinais de cristalização magmática. Os estudos micros

cópicos denunciaram um diorito gnáissico.

Em partes mais centrais do maciço, próximo à fazenda Retiro, predominam espécimes de estrutura mais isótropa, caracterizando dioritos típicos, de granulação média à grossa, com textura granular hipidiomórfica, constituídos por andesina, hornblenda, argilominerais, apatita e sericita. A hornblenda e a augita encontram-se associadas, enquanto que o ortoclásio e a andesina apresentam, em alguns pontos, intercrescimento gráfico.

Finalmente, em menor escala, observamos nesse domínio tipos microfaneríticos, de alteração escura, com fenocristais de biotita e de plagioclásio dispersos em uma matriz granular média-fina. Tratam-se de biotita-micromangeritos, de composição bastante aproximada do mangerito segundo Tröger, sendo, porém, uma variedade mais rica em biotita.

Nas bordas do maciço foram detectadas formas relícticas desse material, envolvidas por rochas grosseiras de composição granítica, lembrando migmatitos porfiroblásticos.

Com base nas pesquisas de campo, tais como evidências metassomáticas, sinais marcantes de gnaissificação, heterogeneidade de litotipos do corpo individualizado e paleossoma diorítico no seio dos migmatitos, sugerimos para esse maciço uma origem a partir de material ígneo básico intrudido numa unidade litológica, cujo conjunto foi posteriörmente afetado por processos metassomáticos ligados ao ciclo orogenético Brasiliano.

Esse fato foi comprovado inclusive pela datação radiométrica, executada no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, pelo método K/Ar, que denunciou uma idade de 591 ± 46 m.a. para o diorito da serra das Posses (HC-385).

3 - Migmatitos oftálmicos

No Complexo Campos do Jordão ocorrem migmatitos

oftálmicos, abrangendo dominantemente as serras do Alto da Pedra, da Estância e do Cubatão, constituindo um único corpo alongado e alinhado segundo N40-45E, aproximadamente. Da mesma forma, também foi individualizado um pequeno sítio desses rochas na serra da Mantiqueira, ao sul da fazenda do Charco, município de Delfim Moreira. Nessa mesma região, em direção nordeste (São Francisco dos Campos do Jordão) afloram inexpressivas intercalações desses termos nos migmatitos heterogêneos regionais.

Os contatos do corpo maior com as rochas adjacentes verificam-se através de falhas de caráter transcorrente, direcionadas segundo N40E, logo em seguida (na altura da serra da Estância) com inflexão para N60-70E. Por outro lado, nos demais locais observamos passagens gradativas para os termos de estruturas heterogêneas regionais.

As melhores exposições dessas rochas são encontradas na rodovia BR-459, ao norte de Venceslau Brás. São caracterizadas por grandes e abundantes porfiroblastos de feldspato, englobados por uma "matriz" de grã fina rica em biotita, exibindo pronunciada estruturação gnáissica, com variações faciológicas para termos de composição intermediária, microfaneríticos, contendo feldspato potássico e plagioclásio em proporções equivalentes, como os micromonzonitos que afloram na porção terminal sudoeste da serra do Alto da Pedra. Localmente, exibem grande profusão de fenoblastos de plagioclásio em forma de ripas.

Os migmatitos oftálmicos típicos desse complexo apresentam, em geral, os pórfiros feldspáticos (microclina e plagioclásio) subédricos, distribuídos concordantemente ou não com a foliação da "matriz", chegando a atingir 3 cm de tamanho. São comumente róseos e maclados segundo a lei de Carlsbad. Do ponto de vista microscópico, mostram aspecto bastante irregular, contendo dominantemente quartzo, microclina e plagioclásio.

Os porfiroblastos são contornados pela fração mais

fina da rocha, onde se encontra abundante biotita, notando-se, em alguns casos, o arranjo das palhetas de biotita, ao redor do porfiroblasto. Outro fator que demonstra bem a irregularidade da rocha é a presença de lentes e leitos só de quartzo, de granulação razoavelmente uniforme. Sericita e epidoto-zoisita resultam, em grande parte, da transformação do plagioclásio. Acessoriamente, temos titanita, apatita, leucoxênio e minerais opacos. Estão também presentes alguns intercrescimentos mirmequíticos.

Veios aplíticos retalham esses migmatitos principalmente na região de Campos do Jordão.

Finalizando, são comuns também os termos cataclásticos derivados dos oftálmicos, exibindo em geral estruturas típicas, como na borda meridional do corpo maior, em Venceslau Brás. Aqui, do ponto de vista microscópico, são notáveis a forte trituração dos minerais, a granulação das bordas dos elementos placóides, a deformação das lamelas dos geminados de feldspatos e das palhetas de biotita, a extinção ondulante generalizada e o denteamento entre os grãos.

4 - Biotita-gnaisses, quartzitos e mármores em parte migmatitizados.

Esses termos compreendem principalmente uma ampla faixa de direção N45-50E, abrangendo grandes porções dos municípios de Sapucaí-Mirim, São Bento do Sapucaí, Campos do Jordão, Piranguçu, Venceslau Brás e Delfim Moreira. Seus contatos tectônicos, onde observados, são bem caracterizados, como na rodovia BR-459 (em Venceslau Brás), junto aos migmatitos oftálmicos.

Outros corpos menores foram assinalados no mapa geológico, em geral assumindo formas singulares, como ao sul das cidades de Delfim Moreira e Venceslau Brás.

Os biotita-gnaisses dominantes são em geral de coloração cinza e granulação média, ostentando marcante orien

tação de seus constituintes essenciais, quais sejam: quartzo, feldspato e biotita. Alguns termos são portadores de pirita, como aqueles localizados na fazenda Rio Comprido, município de Venceslau Brás. Do ponto de vista microscópico, os termos félsicos são quartzo, microclina e plagioclásio, enquanto que a biotita predomina entre os ferromagnesianos. Sericita, epidoto-zoisita e carbonato resultam da saussuritização do plagioclásio, enquanto que titanita, apatita, alanita, zircão e minerais opacos aparecem em proporções de acessórios. São abundantes os intercrescimentos mirmequíticos e os indícios de migmatitização a que esses termos foram submetidos.

Xistos feldspáticos semelhantes aos leptinolitos da serra da Mantiqueira, no município de Piquete, foram observados (em escala não mapeável) próximo a Pedra Preta, município de Itajubá. Exibem textura granoblástica orientada, cujo mosaico é de grã fina, onde o quartzo forma pequenas lentes dispostas subparalelamente. Entre elas, situam-se grãos xenoblásticos pouco desenvolvidos de plagioclásio ácido e de álcali-feldspato sem geminação. Possuem feição de um metassedimento com pequenas palhetas de biotita e raros prismas de hornblenda bem distribuídos entre os minerais claros. Os acessórios mais freqüentes são opacos, apatita, zircão e prismas de rutilo.

Os "quartzitos" ocorrem encaixados nos termos gnáissicos, localmente com porções migmatitizadas, sob a forma de bancos ou lentes alinhados concordantemente à foliação regional. Em geral, são bem estruturados e intensamente fraturados. Esses espécimes apresentam granulação fina à média, com partes amareladas, devido à impregnação por óxido de ferro, estrutura sacaróide, bastante friáveis ao tato e compostos essencialmente de grãos de quartzo branco e esporádicas palhetas de muscovita incolor e, com menor freqüência, palhetas de biotita escura. São explorados para utilização em indústria de vidros.

Os mármores dolomíticos, de jazimento semelhante aos quartzitos, são caracterizados por possuírem granulação grosseira, cor esbranquiçada, estrutura sacaróide e composição a carbonato, forsterita, serpentina e opacos. Ao microscópio, exibem um mosaico granoblástico de grandes cristais de carbonato, mostrando extinção ondulante e recristalização. Essas rochas são exploradas amplamente para fins de ornamentação e na agricultura, como corretivo de solos. Foram também detectados alguns inexpressivos núcleos de rocha granítica gnaissificada, como aquele do médio curso do ribeirão dos Marmelos, município de Campos do Jordão.

Aspectos de uma migmatitização incipiente estão bem caracterizados, tanto em Venceslau Brás como no bairro do Tabaco, este no município de Campos do Jordão. Uma segunda fase de migmatitização localmente é perceptível, sendo representada por pegmatitos de estrutura gráfica (foto 54).

Finalmente, rochas de alto grau de metamorfismo foram detectadas na Associação Paraíba do Sul, como a leste da fazenda São Bernardo, no âmbito do Complexo Campos do Jordão e ao norte da cidade de Cachoeira Paulista, no Complexo Piquete. A primeira ocorrência restringe-se a pequenos corpos de kinzigitos de granulação grosseira, nitidamente bandados, contendo quartzo, feldspato, biotita, granada e manchas de impregnação de óxido de ferro. A segunda se manifesta através de rochas claras, de caráter leptítico, capeadas pelos sedimentos da bacia de Taubaté.

6.2.4 - Maciços graníticos diferenciados

Sob esta denominação englobamos corpos graníticos com características estruturais e petrográficas bastante diferentes daqueles conhecidamente formados por metassomatose progressiva (granitos metassomáticos).

Os granitos em questão encontram-se encaixados em rochas antigas e distribuem-se, geograficamente, em diferen

tes complexos pré-cambrianos. Seus contatos, quando não são tectônicos, mostram-se abruptos (contato de faca), sendo facilmente observados e delimitáveis em algumas regiões, assumindo, não raro, feições de corpos intrusivos circunscritos tardi a pós-orogênicos.

São, em geral, corpos concordantes à estruturação das rochas encaixantes, exceto os maciços de Mendanha, que secciona os metamorfitos da Associação Paraíba do Sul, e o de Morungaba, que discorda, em alguns setores, dos lineamentos estruturais dos termos adjacentes, pertencentes ao Complexo Amparo.

Inclusões de material relíctico ou xenólitos diversos, observados no interior da massa granítica, são comuns no maciço de Morungaba, bem como apófises do mesmo material do Mendanha são registradas nas rochas do Paraíba do Sul, como se observa nas rodovias BR-345 (Cruzeiro-Caxambu) e SP-052.

Neste grupo de rochas graníticas destacam-se os termos grosseiros, claros e porfiróides, os tipos equigranulares róseos e os tipos granodioríticos e/ou adamelíticos, com predominância de tonalidades cinza.

1 - Maciço granítico de Morungaba

Dentre os diversos maciços graníticos individualizados, o de Morungaba é o que apresenta maior área aflorante, com cerca de 330 km^2, expondo uma grande variedade de rochas graníticas (Folha Campinas).

É um corpo grosseiramente quadrangular, de contornos retilíneos, com uma reentrância gnáissica na sua porção centro-ocidental e uma apófise que se projeta de sua extremidade nordeste.

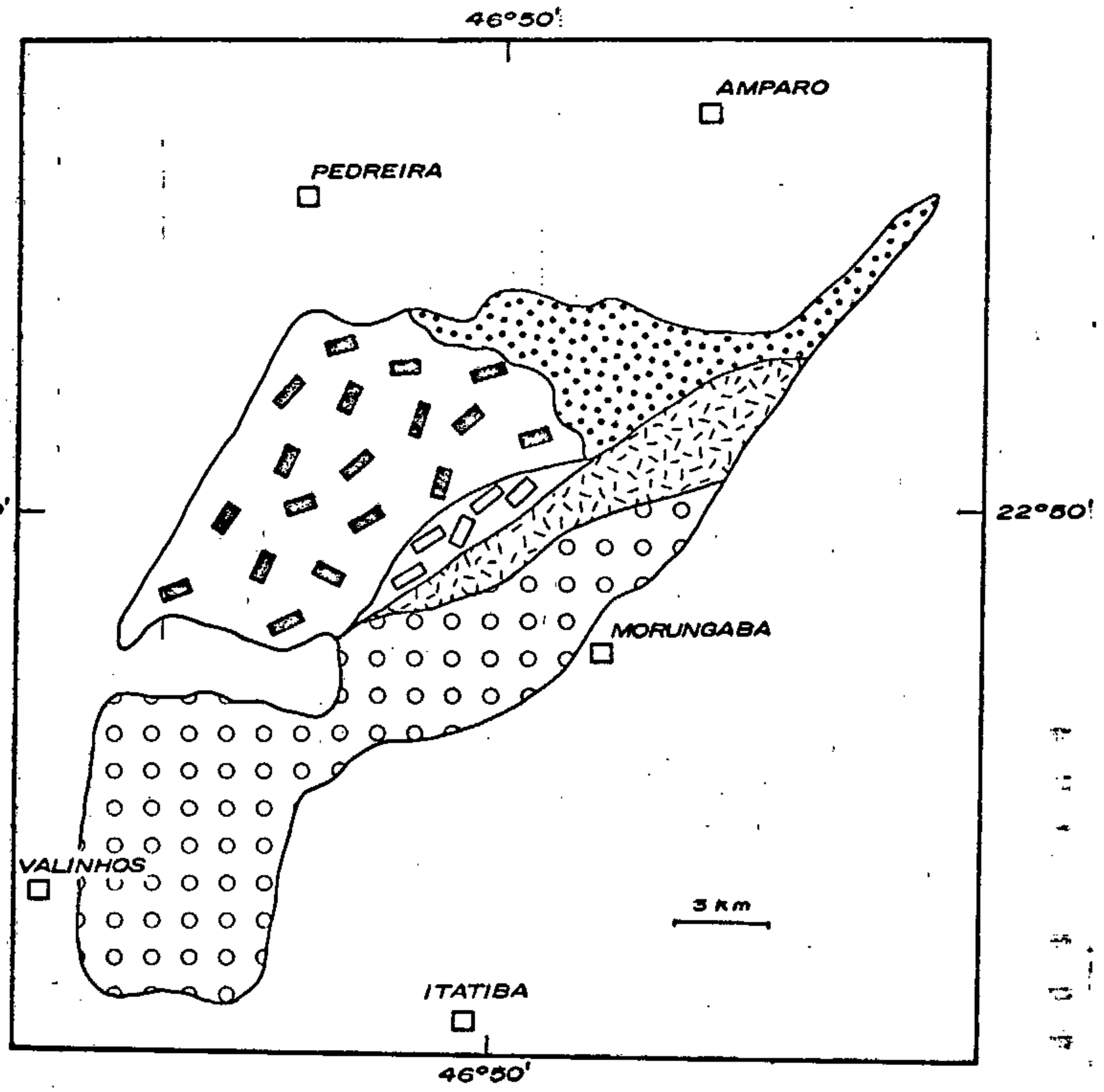
Compreende grandes porções dos municípios de Campinas, Pedreira, Amparo, Valinhos, Itatiba e Morungaba, além de pequena parcela do município de Monte Alegre do Sul.

Os principais trabalhos sobre esse maciço são devidos a Wernick (1967 e 1972a) e Wernick & Fernandes (1972) estes últimos específicos para o corpo e nos quais caracterizaram os tipos petrográficos e o posicionamento tectônico.

Seus contatos são predominantemente de natureza tectônica, desenvolvendo-se amplas faixas de milonitização, em especial nas bordas norte e oeste, além de rochas menos deformadas no contato sudeste. Contatos normais ou intrusivos são reconhecidos por Wernick (1967) em parte de seu contato leste, onde também verifica a "presença de xenólitos de gnaisses e fenômenos de assimilação". Pequenos xenólitos de material "quartzítico" também foram por nós observados, junto a seu contato norte (foto 55). Além disso, é interessante salientar a ocorrência de rochas gnáissicas intensamente injetadas por material granítico, distantes várias centenas de metros ou mesmo alguns quilômetros do maciço, como verificado a sul de Pedreira e de Arcadas.

Wernick (1972a) e Wernick & Fernandes (1972) individualizaram dois grandes conjuntos litológicos no maciço: um predominantemente porfiroblástico e outro em que dominam os termos equigranulares,aos quais correspondem duas fases intrusivas distintas, tardi-tectônica e pós-tectônica (figura 28).

Os granitos porfiroblásticos estão representados em toda a porção noroeste do corpo, perfazendo 1/3 do mesmo. Em sua maioria são rochas isótropas, com fenocristais em geral euédricos, apresentando em média 2,0 cm x 0,6 cm, dispersos caoticamente numa matriz de grã grosseira à média,como observado próximo à Usina Hidrelétrica do Jaguari. Mais raramente apresentam pórfiros ovalados e matriz fina.Termos gnaissificados também estão presentes, retratando, no caso, tanto aspectos de uma gnaissificação pretérita à feldspatização como efeitos de deformações pós-cristalinas (Wernick, op. cit.). Ostentam composição adamelítica a granodiorítica e, como salientou esse autor, são oriundos dos granitos me-



Fonte: Wernick (1972) e Wernick & Fernandes (1972)

suíte tardi-tectônica

granitos porfiroblásticos e granitos mesocráticos (granodioritos e tonalitos)

granitos de transição

suíte pós-tectônica

granitos cinzentos

granitos micro-porfiroblásticos

granitos róseos e a dois feldspatos

Figura 28 – Maciço granítico de Morungaba

socráticos (granodioritos e quartzodioritos), através de uma feldspatização progressiva, que no auge do processo chega a formar granitos potássicos (granitos de transição). Caracteriza-se, desta forma, nítida evolução do processo metassomático.

Os granitos mesocráticos são de ocorrência restrita, aparecendo como pequenas manchas ou encraves, tanto dentro dos granitos porfiroblásticos como em granitos cinzentos ou róseos. Mesoscopicamente são rochas de grã média a fina, cor cinza escura, com os ferromagnesianos por vezes formando aglomerados e com algumas ripas de plagioclásio salientes na matriz.

A análise de um encrave de rocha escura, em granito cinzento, revelou composição granodiorítica, com plagioclásio saussuritizado, feldspato potássico e quartzo com tamanhos mais ou menos uniformes, além de biotita e hornblenda abundantes e quantidades menores de titanita, epidoto-zoisita e apatita.

Os granitos equigranulares, dado seu elevado grau de homogeneização e isotropia, além do caráter discordante às demais rochas do maciço, são referidos por Wernick (op. cit.) a uma fase tectônica pós-dobramentos regionais. São rochas leucocráticas de grã média à grossa e com grande constância no percentual mineralógico situado no campo adamelítico. Suas características mesoscópicas permitem classificá-las em três grupos, quais sejam: granitos cinzentos, granitos róseos e granitos a dois feldspatos.

Os granitos róseos são os mais abundantes do maciço, ocupando toda a porção sul e centro-leste do mesmo. São rochas de grã média à grossa, podendo-se identificar, à vista desarmada, feldspato róseo, feldspato branco, quartzo e biotita. Alguns termos são desprovidos de ferromagnesianose apresentam granulação mais grosseira, constituída só de quartzo e feldspato róseo; outros, pelo maior desenvolvimento do

feldspato branco (oligoclásio), passam a granitos a dois feldspatos, ocorrendo como manchas isoladas dentro do granito róseo.

Os granitos cinzentos são mais freqüentes na porção norte do maciço, podendo também ocorrer como corpos menores dentro dos granitos róseos. Mesoscopicamente são muito semelhantes a estes, mostrando quartzo, feldspato branco-cinzento, feldspato róseo (pouco) e abundante biotita. As análises de amostras desse granito, coletadas a sul da serra das Cabras, mostram composições muito semelhantes, com quartzo, microclina pertítica e plagioclásio, em cristais grandes e bem formados, ao lado de biotita freqüentemente cloritizada. O plagioclásio pode estar parcialmente saussuritizado e o quartzo com denteamento e extinção ondulante. Como acessórios ocorrem apatita, alanita, titanita e zircão.

Um último tipo de granito, definido por aquele autor, ocorre separando os granitos cinzentos e de transição dos granitos róseos, segundo uma faixa nordeste, a partir do centro do maciço. São os granitos microporfiroblásticos, originados por feldspatização incipiente dos granitos cinzentos e dos quais, macroscopicamente, só se diferenciam em superfície de rocha semi-alterada, quando os cristais de feldspato ficam ressaltados.

Dado o caráter tardi e pós-tectônico de suas rochas, os elementos estruturais do maciço mostram-se pouco desenvolvidos, destacando-se apenas o nítido sistema de fraturas NS-N10E e N20-30W, às quais se adaptam as drenagens secundárias do rio Jaguari. Por outro lado, a verificação de estreitas faixas milonitizadas segundo direção nor-nordeste sugere que, pelo menos em parte, essas fraturas correspondam a linhas de certa movimentação tectônica, responsáveis pela feição escalonada apresentada por seu limite setentrional.

Já no ponto de vista das manifestações magmáticas

relacionadas à fase final da intrusão são referidos vários diques aplíticos e de granitos pórfiros.

2 - Maciço granítico de Roseira

Junto à rodovia Presidente Dutra, no trecho compreendido entre as cidades de Roseira e Guaratinguetá (Folha Guaratinguetá) ocorre um maciço granítico com feição alongada segundo a direção N45-50E, aflorando sob a forma de blocos desintegrados.

Barbosa (1964) denominou este corpo de "granito Itaguaçu", observando que "a característica marcante deste granito é a presença de fenocristais de microclínio róseo", parecendo "uma fase pegmatítica do granito Piritiba, do qual se diferencia pela abundância dos grandes cristais de feldspatos róseos ou cor de carne, com centímetros de desenvolvimento".

No presente estudo é informalmente designado de granito Roseira, pelo fato de não ter sido localizado no mapa o nome Itaguaçu.

O granito em apreço limita-se, nitidamente, ao norte, com os sedimentos recentes do rio Paraíba do Sul e, em menor escala, com as rochas terci-quaternárias do Grupo Taubaté. Ao sul, a passagem para os migmatitos regionais é mais complexa, podendo-se notar ora contatos bruscos ora transitivos, necessitando-se de estudos mais detalhados para delimitá-lo, levando-se em consideração a precariedade de bons afloramentos.

Dentre os termos observados predominam granitos porfiróides mesocráticos de aspecto granodiorítico, com destacados fenocristais de feldspato claro e róseo, aparentemente sem orientação, dispostos em matriz de grã média à grosseira. Nesta distinguem-se quartzo, feldspato, biotita e anfibólio, estes constituindo os únicos elementos escuros, às vezes dispostos paralelamente, imprimindo tênue foliação à

rocha.

São comuns zonas de fraturamento e termos triturados, que se assemelham a milonito-gnaisses.

O granito Roseira apresenta em seu domínio variações faciológicas para litotipos de composição intermediária, como ocorre na pedreira situada no km 239 da rodovia Dutra. Nesse local afloram micromonzonitos maciços, porfiríticos, de coloração cinza-esverdeada, constituídos de ripas esbranquiçadas de plagioclásio ácido e grãos amarelados de feldspato alcalino e de quartzo com brilho vítreo. Os minerais máficos são abundantes, observando-se palhetas escuras de biotita e prismas de anfibólio verde escuro. São visíveis e bastante comuns pequenos veios claros, comprovando um enriquecimento posterior de quartzo. Os acessórios mais frequentes são titanita, apatita, opacos, alanita e zircão.

3 - Maciço granítico de Mendanha

O maciço de Mendanha, descrito por Melfi & Cordani (1976), constitui um batolito de forma grosseiramente circular, abrangendo as mais elevadas regiões da serra da Mantiqueira, com acidentes geográficos que atingem cotas superiores a 2.200 metros, como é o caso do pico do Itaguaré.

Este maciço localiza-se a nor-nordeste da cidade de Cachoeira Paulista (Folha Guaratinguetá), estando geologicamente encravado nos termos gnaissóides e migmatíticos da Associação Paraíba do Sul. Seus contatos com as encaixantes ao sul são nitidamente tectônicos, originando variedades de formadas, com estruturas miloníticas bem definidas. Ao norte a passagem para as rochas adjacentes é abrupta, não se observando, contudo, evidências marcantes de cataclase (contatos normais).

Em virtude de o interior da massa granítica localizar-se em área de difícil acesso, as observações de campo se limitaram às suas bordas, como no córrego do Sagui e no

rio Lourenço Velho, ao norte, e no extenso depósito de tálus em Brejetuba, ao sul.

Dentre os tipos petrográficos observados predomina um granito porfiróide leucocrático, de granulação grosseira, constituído mesoscopicamente de fenocristais tabulares de microclina esbranquiçada, com geminação Carlsbad, e de plagioclásio, situados numa matriz grosseira composta de quartzo com brilho vítreo, feldspato esbranquiçado e palhetas escuras de biotita. Acessoriamente ocorrem, entre outros minerais, opacos, apatita, fluorita e zircão.

A rocha, do ponto de vista microscópico, apresenta arranjo textural e aspectos, como cristais de quartzo límpidos e individualizados, sugestivos de um caráter ígneo original.

Os autores supracitados revelam também unidades de composição adamelítica, onde aparecem "plagioclásio (oligoclásio) e microclínio em quantidades comparáveis".

4 - Outros maciços graníticos

Em diversas outras localidades foram constatadas ocorrências dessas rochas, que, por serem de pequenas dimensões, foram agrupadas neste item.

Em Santa Rita do Sapucaí (Folha Guaratinguetá) ocorre um corpo granítico de forma lenticular, mecanicamente encaixado em termos granulíticos e migmatíticos regionais deformados pela extensa falha de Camanducaia. Seus contatos acompanham a direção regional das estruturas cataclásticas, que se alinham segundo N45-50E.

Em escala de afloramento, a rocha mostra-se regularmente homogênea em toda sua extensão, podendo-se observar pequenos veios claros ricos em quartzo retalhando a rocha, além de inúmeros sistemas de fraturamento, destacando-se aqueles com direções N50E e N45W.

Mesoscopicamente, apresenta estrutura porfiróide, granulação grosseira, cor cinza-esbranquiçada, exibindo notável orientação de seus constituintes minerais. É composta de fenocristais tabulares de microclina esbranquiçada e de plagioclásio, situados em matriz grosseira rica em quartzo com brilho vítreo, feldspato claro e palhetas escuras de biotita.

A gnaissificação imprimida pela cataclase está refletida principalmente pelo marcante alinhamento dos elementos escuros e pelos fenocristais de feldspato estirados, originando formas do tipo *augen*, alinhados segundo a direção preferencial da rocha.

São freqüentes também pequenas falhas com características de transcorrência, bem como níveis onde se concentraram os maiores esforços de trituração da rocha, originando, em conseqüência, estruturas blastomilonítica (foto 56).

Na cidade de Santa Rita do Sapucaí podem ser observados contatos de faca entre o granito em apreço e as rochas metamórficas encaixantes, caracterizando um padrão intrusivo do maciço. Pela singularidade do afloramento, é bem provável que se trata de pequenas apófises.

Ebert (1972), através de datações geocronológicas, revelou as seguintes idades para este granito, pelo método K/Ar: 515 ± 20 m.a. (rocha total); 461 ± 8 m.a. (biotita); 457 ± 10 m.a. (muscovita).

Também no bairro do Mato Dentro, município de Bragança Paulista, ocorre pequeno corpo granítico, com cerca de 1,7 km^2, desde longa data explorado comercialmente, sendo conhecido como "granito vermelho de Bragança". É uma rocha de coloração rósea, fanerítica, com fenocristais subédricos de álcali-feldspato, dispersos caoticamente na matriz (foto 57). Ao microscópio revela textura hipiautomórfica granular típica, sendo seus constituintes félsicos a microclina pertítica bem geminada, o plagioclásio ácido levemente saussuriti-

zado e o quartzo xenomórfico. Este, em algumas áreas, forma pequenos agregados, o que, em amostra de mão,dá a impressão de fenocristais.

O ferromagnesiano da rocha é a biotita, bastante subordinada e distribuída caoticamente na matriz. Muscovita ocorre em pequenos cristais quase euédricos, podendo coexistir com a biotita. Ocorrem ainda sericita e carbonato, secundariamente, e opacos, apatita e zircão, como acessórios.

Quanto ao posicionamento estrutural,as evidências sugerem tratar-se de corpo pós-tectônico: o seu limite é brusco, sendo freqüentes encraves de material encaixante(foto 58). São observados veios aplíticos de composição granítica e cor levemente rosada, como observado no seu contato norte. Deve tratar-se de intrusão do tipo normal, pois são ausentes deformações enérgicas.

Corpos estruturalmente semelhantes a este, mas de dimensões ainda menores, foram verificados em vários locais, às cercanias da serra do Lopo, sugerindo que fortes deformações impostas às rochas dessa região devem ter propiciado várias pequenas intrusões de material granítico.

Finalmente, no âmbito dos litotipos pertencentes à Associação Paraíba do Sul também afloram rochas graníticas com feições de corpos intrusivos, como a sudeste da cidade de Monteiro Lobato e ao norte da cidade de Campos do Jordão. Abrangem pequena extensão em área, sendo bastante semelhantes aos granitos descritos, principalmente no que tange aos aspectos mesoscópicos.

6.2.5 - Diques básicos epimetamórficos

Rochas intrusivas básicas em jazimentos diquiformes e certamente de idade pré-cambriana encontram-se encravados, em maior densidade, nos maciços rochosos do quadrante nordeste da Folha Varginha, em especial no Complexo Lavras (borda meridional do cráton São Franciscano).

No que tange ao posicionamento geotectônico, materializam uma região de grande mobilidade crustal desde os tempos pré-cambrianos até o Terciário, quiçá de maneira bastante atenuada nos tempos atuais, representando um segmento da continuidade oriental de grande unidade estrutural conhecida como "Arco do Alto Paranaíba" ou "Arco da Canastra".

As condições para situá-los no pré-Cambriano foram: a) por apresentarem transformações metamórficas: b) por não cortarem termos micaxistosos e quartzíticos do tipo Rio Elvas na região de Boa Esperança e Carmo do Rio Claro. Entretanto, tivemos oportunidade de observar diques de natureza básica seccionando corpos quartzíticos na região de São João del Rei, mas esses certamente são de idade mesozóica.

Além disso, julgamos que muitas das rochas anfibolíticas envolvidas nos complexos Campos Gerais, Amparo e Lambari ou mesmo na Associação Paraíba do Sul, apresentem sincronismo de formação no tempo com esses diques epimetamorfizados do cráton São Franciscano. Tal fato encontra-se delineado com base na observação de que, à proporção que nos aproximamos da porção meridional do Complexo Lavras, o nível de transformação metamórfica aumenta, chegando-se a situações em que não encontramos estruturas que permitam o reconhecimento da proto-rocha. Isso se nota, por exemplo, a sul de Boa Esperança e Santana da Vargem, nas ocorrências de ortoanfibolitos francos.

Por outro lado, esses diques epimetamorfizados diferenciam-se no tempo daqueles anfibolitizados e com afinidades com o vulcanismo ultrabásico, quando tomamos por referência o "maciço granítico de Porto dos Mendes", tendo-se em vista que nenhuma rocha ultrabásica foi encontrada em terrenos desse maciço, enquanto os diques de gabros epimetamorfizados são freqüentes.

O reconhecimento dos diques em fotografias aéreas é fácil, em certos segmentos, sendo diagnosticado por um

realce topográfico estreito e retilíneo, bem como por talvegues de drenos orientados para noroeste. Em diversas porções estas características fotográficas desaparecem, devido a um nivelamento indistinto, que os envolvem com as suas encaixantes. Tal fato se dá, com freqüência, devido principalmente às espessuras dos corpos básicos (em geral não superior a uma dezena de metros), que não têm condições de reger uma erosão diferencial. Longitudinalmente, os trechos fotointerpretáveis situam-se em torno de 4 km a 5 km, ficando o restante com amarração de campo.

Os seus posicionamentos são quase paralelos, direcionando-se no intervalo de N45-65W, observando-se, contudo, disposições bastante oblíquas. Quando associados a rochas gnáissicas, podem mostrar-se concordantes à foliação ou ao bandamento ou discordantes (fotos 59 e 60).

As relações de contato estão expressas de maneira brusca, ou seja, contato dito de faca (foto 60). Além disso, não foi reconhecido, mesoscopicamente, efeito térmico nas encaixantes, sendo observados apenas alguns corpos com granulação mais fina nas faixas marginais, o que pode ser resultante tanto do resfriamento mais rápido nesses locais como de efeitos do metamorfismo.

Grande parte das exposições é dada na forma de matacões subarredondados, de tamanhos variados, com superfícies lisas ou exibindo uma capa de alteração amarelo-ferrugem ou amarelo-ocre.

Fundamentalmente, são tipos petrográficos de granulação fina à média, cor verde escura à preta, compostos de ripas de feldspatos esbranquiçados, que se entrelaçam aos cristais verde escuros de piroxênio e/ou anfibólio. Para alguns espécimes denotamos vênulas milimétricas de epidoto, que cortam a rocha em várias direções (nordeste de Boa Esperança).

Os tipos descritos como gabros ofíticos epimeta-

morfizados ostentam uma composição mineralógica a plagioclásio saussuritizado (podendo ser labradorita), ± augita, tremolita-actinolita, opacos, biotita, quartzo, apatita, epidoto-zoisita, sericita, carbonato, ± uralita, leucoxênio, ± clorita. Como o nome indica, a textura é ofítica.

As ripas de plagioclásio geralmente situam-se em matriz de augita subédrica, de modo que o comprimento médio não excede os diâmetros dos grãos de piroxênio, apresentando-se turvas, devido à transformação em massas de saussurita (sericita, epidoto e carbonato). Quando representadas pela labradorita, encontram-se geminadas como albita e periclina.

A augita, por sua vez, ocorre em cristais purpúreos, mostrando transformação em uralita verde intenso, segundo as bordas e os traços de clivagem, ou pode estar totalmente transformada em anfibólio (tremolita-actinolita). Este último mineral ocorre ocupando os espaços entre as ripas de plagioclásio, principalmente para os tipos em que a augita é ausente. Os opacos aparecem em formas esqueléticas moldadas aos cristais de piroxênio e em transformação para material translúcido (leucoxênio). Nesse caso, os opacos devem tratar-se de ilmenita. A biotita aparece em palhetas avermelhadas, que podem apresentar alteração a clorita, enquanto a apatita ocorre em cristais alongados ou hexagonais. O quartzo é ordinariamente intersticial.

Geralmente essas rochas encontram-se cortadas por microfraturas, às vezes preenchidas por epidoto.

Os tipos afetados por falhamentos, como a norte de Nepomuceno, tomam uma granulação fina, cor cinza escura, sendo de difícil caracterização mesoscópica.

Ao microscópio revelam-se em unidades compostas predominantemente de minerais de transformação, como o plagioclásio transformado em massas turvas de saussurita e massa de tremolita-actinolita, que podem exibir pequenos grãos de

piroxênio, traduzindo-se como escassos remanescentes.

Os efeitos cataclásticos se fazem sentir por deformação dos prismas de anfibólio, fraturamentos e certa orientação fluxional das massas de saussurita. A titanita acha-se em grande parte transformada em massas translúcidas de leucoxênio e agulhas de ilmenita. Em proporções subordinadas aparecem pequenos grãos de quartzo e cristais incolores de apatita.

Finalmente, salientamos que não foi possível uma definição da geometria dos jazimentos de alguns afloramentos de rochas básicas aflorantes a norte de Lavras e de Ribeirão Vermelho, por não mostrarem evidências de metamorfismo aos moldes antes assinalados. Foram descritas como hornblenda-gabro, hiperstênio-gabro e melagabro, sendo que alguns mostram características muito próximas dos enderbitos (charnoquitos básicos).

6.2.6 - Grupo Bambuí (fácies Samburá)

A distribuição dos termos litológicos desse grupo compreende uma área de aproximadamente 400 km^2, englobando tratos desde oeste de Itaci até norte de Boa Esperança. O seu limite setentrional fixa-se nas escarpas e no sopé das serras dos Vilelas e da Boa Esperança, enquanto o meridional passa em Campo do Meio e norte das serras do Amargoso e das Pedras (Folha Varginha).

A precisão dos contatos meridional e oriental não pode ser considerada boa, em decorrência do comportamento morfológico e estrutural da região. Denunciamos, como retrato do primeiro, uma área semi-aplainada, de paisagem suavemente ondulada, com chapadões e espessa cobertura de latossolos, sublinhados quase literalmente por material transportado, às vezes laterítico, além de mantos sedimentares colúvio-aluviais. Acrescem-se, ainda, as partes inundadas pelas águas de represa de Furnas. Tais fatos, como se pode dedu-

zir, torna difícil o acesso a boas informações de cunho litológico. Exceto a oeste de Itaci, os raros afloramentos visitados na parte aplainada exibem discreta significância. Em conseqüência, foi necessário ampliar as observações para terrenos acima do paralelo 21° (Projeto Mantiqueira - Furnas).

Os contatos observados são geralmente tectônicos, tanto em relação às unidades cataclásticas do bloco Campo do Meio, quanto aos quartzitos e micaxistos das serras dos Vilelas e da Boa Esperança. Entretanto, trechos com contatos normais podem ser observados em relação aos últimos tipos petrográficos. Os falhamentos inversos e de transcorrência colocaram os milonito-gnaisses e as rochas afins sobre a seqüência sedimentar parcialmente epimetamorfizada. O mesmo, ou situação inversa, acontece em relação às rochas do "tipo Canastra", configurando-se encaixes subverticais, laterais e oblíquos de blocos, aparecendo aí uma maior complicação estrutural.

Dentre os tipos petrográficos predominam os conglomeráticos, bastante intemperizados, reconhecidos em sua maior amplitude entre Itaci e Carmo do Rio Claro. São de caráter polimítico, encerrando seixos de diversos tipos rochosos, como quartzo de veio, quartzito, leuco-gnaisse, metamorfitos síltico-sericítico e areno-quartzo-feldspático, micaxisto e um material de tonalidade escura lembrando sedimento calcífero meteorizado (fotos 61 e 62). Como mesoclastos, os espécimes areno-quartzosos são os mais profusos, bem como os que atingem maiores dimensões (Ex.: 60 cm x 44 cm, 69 cm x 17 cm, 40 cm x 20 cm, que correspondem às dimensões dos maiores clastos observados).

Estes conglomerados ostentam como denominador comum caracteres de material sedimentar mal selecionado, seixos e matações variáveis em dimensões e grau de arredondamento e esfericidade*. Mostram-se associados a bancos síltí

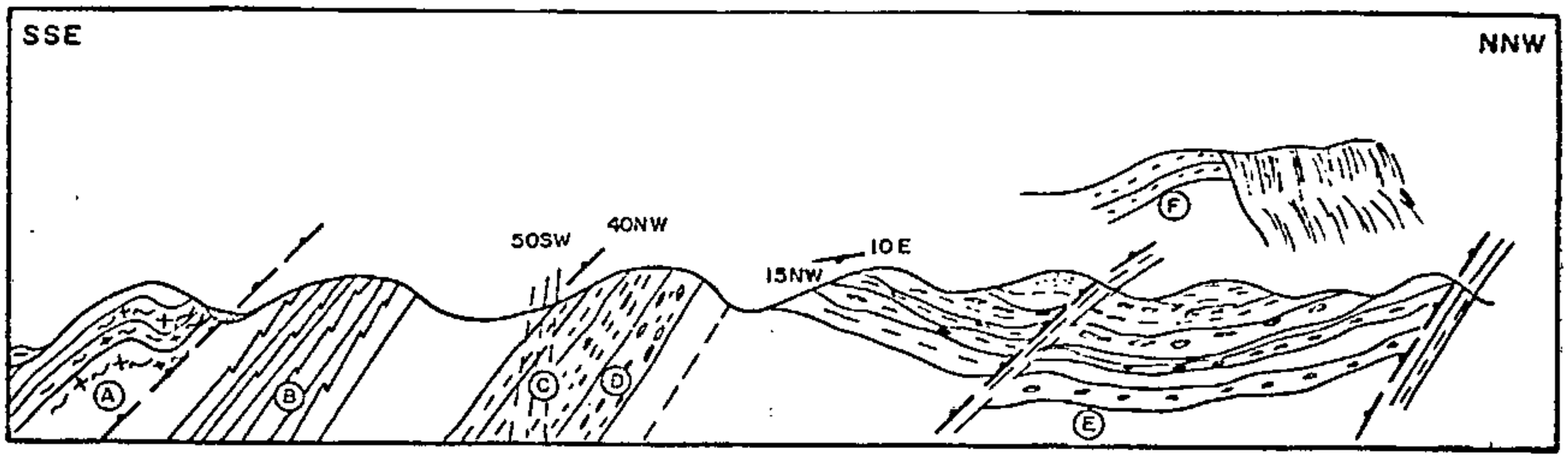
*Para estudos sobre o grau de esfericidade, não indicamos os pontos visitados como interessantes, em virtude dos estiramentos provocados por fluxão cataclástica.

co-arenosos, síltico-argilosos, às vezes horizontes encerrando grãos de tamanho areia grossa a muito grossa, bem como partes em que os conglomerados com matriz arenosa gradam para termos sem estrutura planar pronunciada, ditados por arenitos arcosianos argilosos, com clásticos grosseiros ou não (grauvaca) e bancos exibindo fragmentos de material argiloso ("filito"), que se traduz como um processo de brechação intraformacional, envolvendo assimilação de rochas da mesma seqüência deposicional. Variações laterais e verticais de fácies são observadas. Para uma melhor vizualização apresentamos as figuras 29 e 30.

No domínio a norte da área, Ferrari & Brandalise (1971) descreveram termos similares nas regiões de Pium-í, Cristais, etc., assentando sobre as rochas tipo Canastra e exibindo intercalações de arenitos feldspáticos ou não e lentes de arcósios, com predominância de seixos maiores de quartzito e menores de filito.

Para a caracterização microscópica dos espécimes conglomeráticos processou-se uma amostragem a leste de Carmo do Rio Claro, um pouco a norte da área. Nesse local, mostram-se cataclasticamente deformados, de coloração cinza-esverdeada, com grãos arredondados e lenticulares de dimensões milimétricas, de quartzo vítreo e leitoso, às vezes com disposições oblíquas em relação às superfícies onduladas e estiradas de foliação. Além daquele mineral, reconhecemos, mesoscopicamente, grãos de rochas, minerais micáceos e opacos.

Ao microscópio apresenta-se como uma rocha composta de seixos de quartzo, feldspato e fragmentos diversos de rochas, representados por magmatito de caráter traquitóide, sedimento (arenito ?) e metamorfito (quartzito). Alguns deles preservam a forma arredondada (caráter original conglomerático). Porém, a maioria acha-se deformada, devido a processos dinâmicos, tornando difícil a individualização dos



A - Milonito-gnaisse, milonito-xisto e gnaisse cataclástico conglomeratóide (microbrecha silicificada).

B - Material síltico-argiloso, amarelo-acinzentado, alterado, encerrando nódulos arenosos, esbranquiçados (Interpretamos como conglomerado com matriz abundante e filonitizada, chegando a apresentar aspecto do filonito "pau-podre" de Nepomuceno). A rocha mais sã é acinzentada e dobrada. Acrescem-se porções em que massas quartzosas (quartzito e quartzo de veio) foram mobilizadas numa matriz argilo-síltica, devido a processo fluxional cataclástico, aparecendo, em certos locais, discordantes com a foliação principal e chegando a lembrar veios de quartzo budinados.

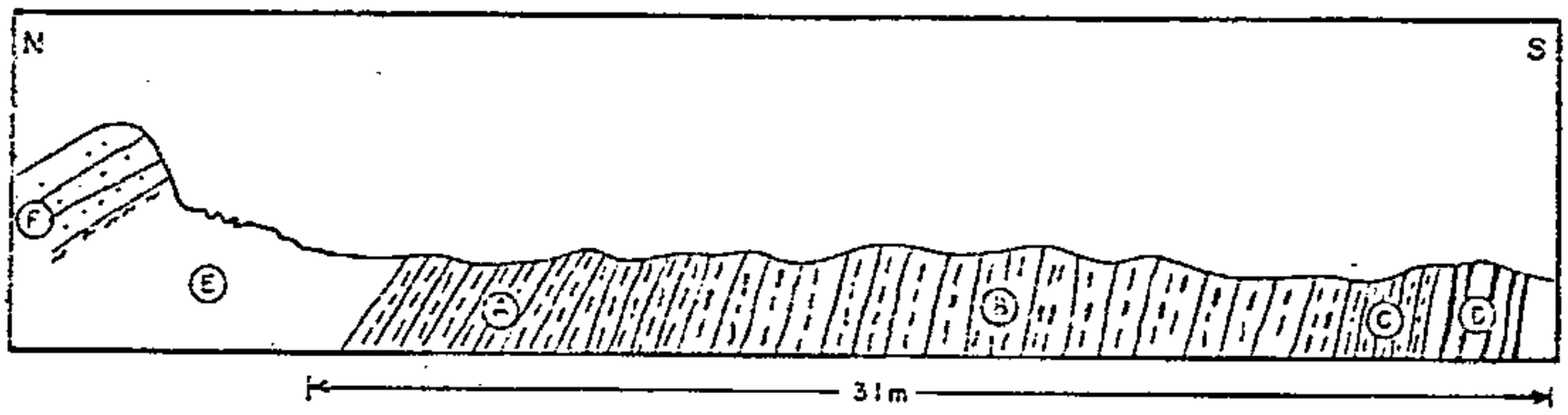
C - Conglomerado filonitizado com predominância de seixos quartzosos. Subordinam-se bancos não conglomeráticos, de aproximadamente 50 cm, exibindo duas foliações (N30W;50SW e subvertical). Tal material passa, 300 metros adiante, a um horizonte de aproximadamente 20 metros com baixo percentual de seixos.

D - Banco altamente seixoso, além de clásticos grosseiros de dimensões de matacões. Os valores obtidos para os exemplares maiores foram: 40 cm x 20 cm, 30 cm x 15 cm, 18 cm x 11 cm, 22 cm x 12 cm e 12 cm x 10 cm. Aqui caracteriza-se melhor a unidade conglomerática, o que não se verifica anteriormente, devido ao nível de deformação cataclástica.

E - Sedimento areno-síltico-argiloso, com grãos tamanho areia média à grossa, e conglomerado. Iniciam-se as observações a 600 metros da anterior, constatando-se uma variação da atitude para N10E;15NW. 1,2 km após aparecem blocos e seixos de quartzitos puros, com dimensões maiores (dentre eles, de 60 cm x 44 cm). Enquanto isso, aquele material dá lugar a termos ardosianos, amarelo-acinzentados, com clivagem N-S a N35E;25-40NW, somando-se níveis onde os grãos tamanho areia grossa e muito grossa são freqüentes numa matriz síltico-argilosa.

F - Quartzitos tectonizados.

Figura 29 - Seção geológica esquemática entre 2,8 km a sul do km 76 da MG-27 e proximidades do trevo para Carmo do Rio Claro.



A - "Filito" laminado, arroxeado e compacto, amarelo-acinzentado com matizes arroxeadas.

B - "Filito conglomerático" com freqüentes lentes de quartzo estiradas, de dimensões variáveis, às vezes achatadas; quando menores, na forma de olhos. Como destaque, tem-se um bloco lenticular de quartzito (69 cm x 17 cm).

C - Metamorfito areno-argiloso, amarelado, encerrando diversos grãos em tamanho areia muito grossa.

D - "Filito" (metamorfito síltico-argiloso) acinzentado, compacto, gradando para "filito" laminado, finamente bandado (rítmico), com foliação cruzada tectônica.

E - Segmento não observado.

F - Quartzito de granulação fina à média, com espécimes encerrando grãos tamanho areia muito grossa (Grupo Canastra ?).

Figura 30 - Perfil de aproximadamente 31 metros envolvendo rochas tectonizadas do Grupo Bambuí. Ocorrência a sudoeste de Carmo do Rio Claro.

seus contornos, que se acham difusos na matriz quartzo-feldspática, com finas palhetas de sericita intensamente triturada, em algumas áreas pulverizada e que mostra nítida estrutura de fluxo, com forte recristalização. Os fragmentos de quartzo e de feldspato acham-se fraturados e com argamassa de quartzo nas rupturas. A turmalina está presente nos seixos de rocha "sedimentar" (?). Os micáceos estão arranjados numa direção preferencial, onde se concentram as massas de opacos, sendo deformados, em geral, e acompanhando os contornos dos componentes claros.

Por outro lado, Ferrari & Brandalise (op. cit.) assinalam uma matriz arenítica, para os conglomerados do "Membro Samburá", à base de quartzo, feldspato (plagioclásio e microclina), palhetas de biotita e muscovita clástica, calcita, turmalina, epidoto, granada, rutilo, zirconita, titanita, minerais opacos, principalmente hematita lamelar, dispersos em abundante material hidromicáceo-sericítico-clorítico.

Os metamorfitos que ocorrem da alta à baixa encosta meridional da serra dos Vilelas e parte da de Boa Esperança, passando, em direção ao topo, a micaxistos microplissados (Canastra-Rio Elvas) ou à fácies conglomerática, às vezes filonitizada, foram colocados nesta seqüência. Tudo indica que esses metamorfitos correspondem aos "filitos quartzosos ou sílticos" do "Grupo Canastra", descritos por Ferrari & Brandalise (op. cit.), que destacam sua similaridade com os metassiltitos do Grupo Bambuí.

Mesoscopicamente, são rochas de coloração cinza-esverdeada, em exemplares menos meteorizados, e amarelo-acinzentada e amarelo-avermelhada, exibindo termos compactos e bastante diaclasados (N60E;subvertical e N30E;80NW - sistemas de fraturas mais salientes, em corte da estrada Boa Esperança-Ilicínea) e com superfície de fraturamento irregular a quase concóide. Além disso, ocorrem unidades mais laminadas em que é difícil a identificação dos seus componen

tes.

Ao exame microscópico, o primeiro tipo forneceu uma composição a quartzo, sericita, feldspato, opacos, turmalina, zircão e mineral de argila. Os grãos de quartzo e feldspato, como principais constituintes, têm granulação de silte e estão imersos numa matriz pelítica onde dominam palhetas de sericita e massas de mineral de argila. Turmalina em pequenos prismas, zircão em cristais incolores e minerais opacos distribuem-se em proporções bem subordinadas.

6.2.7 - Formação Eleutério

As rochas da Formação Eleutério ocorrem a norte da localidade de mesmo nome (município de Itapira), segundo uma faixa estreita de afloramentos, direcionada para nordeste e com dimensões aproximadas de 9,5 km x 0,8 km. Seu contato noroeste se faz junto à espessa faixa de milonitos da falha de Jacutinga, estando o restante do corpo praticamente envolvido por gnaisses e rochas "quartzíticas" tectonizadas do Complexo Itapira. Constitui-se de uma suíte de rochas molassóides (arcósios, siltitos e conglomerados), estudadas preliminarmente por Ebert (1971)e, depois (1974), pelo mesmo autor e por Wernick & Penalva (1974).

As melhores exposições são encontradas na estrada Pinhal-Eleutério, no sítio Quatro Ramos e a noroeste da serra dos Machados. No primeiro local podem ser observados seus termos arcosianos e argilo-siltosos. Os arcósios, pela alta percentagem de feldspato que apresentam, fornecendo abundante material caulínico, possuem característica peculiar em campo, apresentando-se em cores creme-esbranquiçadas, contrastando fortemente das cores vivas de alteração da faixa de milonitos. Já os siltitos apresentam cores que variam desde castanho claro até arroxeado e ocorrem tanto na forma de pequenas faixas intercaladas no arcósio, como em pacotes mais espessos. Estão orientados para N60-70E, subverticalizados ou com fortes mergulhos para noroeste e com notável fratura

mento (clivagem ardosiana ?) N60W;60SW. Nos afloramentos do sítio Quatro Ramos, além dos termos já descritos, temos a ocorrência de conglomerados brechóides. Trata-se de um conglomerado polimíctico, ora com seus constituintes arredondados, ora angulosos e quase sem matriz (foto 63), sugerindo grande proximidade da fonte dos sedimentos.

Os arcósios são os termos dominantes, aflorando em inúmeros matacões na superfície do terreno. Estes termos retratam melhor certas feições sedimentares, tais como vestígios de estratificação cruzada, sendo freqüentes a presença de bolotas de argilas (foto 64).

A análise petrográfica de uma amostra do sítio Quatro Ramos revelou um metarenito lito-feldspático de grã média, constituído por grãos subangulosos e subarredondados de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha. Estes últimos são de natureza francamente metassedimentar, envolvendo sericita-xisto e "quartzito". A seleção não é muito alta, de modo que os grãos menores ocupam os interstícios entre os maiores, num empacotamento relativamente apertado, não havendo contraste entre matriz e grãos. Sericita, caulinita e óxido de ferro constituem cimento.

Os afloramentos da região situada a noroeste da serra dos Machados caracterizam-se por apresentar melhor representação de tipos que denotam mudanças bruscas no regime de deposição. A estratificação é dada pela rápida mudança do tamanho de seus constituintes e é maior a freqüência de seixos de tamanho e natureza variados.

A análise petrográfica de uma amostra deste local revelou um metarenito lito-feldspático rico em fragmentos de rocha, feldspato e quartzo. Os fragmentos de rocha são de natureza quartzítica (milonitizados e sericíticos), bem como de metarenitos, metarcósios, xistos sericíticos, milonitos quartzíferos feldspáticos e, em menor quantidade, de rocha granítica afanítica (quartzopórfiro ?). Os feldspatos são na

maioria álcali-feldspato (microclina e ortoclásio) e albita, sendo o cimento composto por sericita e óxido de ferro.

Com base no estudo dos tipos litológicos e das estruturas sedimentares observados, Wernick & Penalva (op.cit.) opinam por um ambiente de deposição "em regime torrencial, que localmente evolui para depósitos de águas mais calmas".

6.2.8 - Formação Pouso Alegre

Ao longo da serra de Santo Antônio, ao norte da cidade mineira de Pouso Alegre, ocorre uma estreita faixa de uma seqüência de rochas com características bem distintas das regionais. Trata-se de um conjunto originalmente sedimentar pouco metamorfizado, mostrando nítidos contatos tectônicos com as rochas encaixantes de maior grau metamórfico e mais antigas. A faixa assim mapeada assume aspecto sinuoso, estando alinhada segundo ENE-WSW, com mergulhos acentuados para sul, estendendo-se desde as vizinhanças de Borda da Mata até Pouso Alegre.

Esta unidade foi inicialmente considerada por Ebert (1971) como pertencente à Formação Lambari. No mesmo ano, Leonardos Jr. et alii propuseram o nome de Formação Pouso Alegre que, por falta de maiores dados, não foi correlacionada com outras unidades da área. Em março de 1976, Wernick et alii, entretanto, assinalam a sua possível ligação com a Formação Eleutério de Ebert (1971), "bem como a outros depósitos molassóides ligados ao Ciclo Brasiliano".

Perfazendo uma área de aproximadamente 14 km^2, a Formação Pouso Alegre inicia com metaconglomerados brechóides polimictos (foto 65), passando gradativamente para metarenitos conglomeráticos e metassiltitos calcíferos, que, por sua vez, gradam para metarcósios dominantes. Todos esses membros mostram mergulhos acentuados, comprovando o complexo padrão tectônico a que foram submetidos.

Os metaconglomerados basais são formados por gran

de quantidade de blocos angulosos a semi-arredondados, de dimensões milimétricas a métricas e de diferentes tipos litológicos. Acham-se dispersos de modo caótico em matriz bastante escassa, constituída por epidoto, sericita, carbonato, quartzo, clorita, titanita e turmalina. Os blocos são principalmente de quartzo, quartzito impuro, metagrauvaca, gnaisse, milonito, migmatito e pegmatito. Este termo grada para o topo a metassiltitos calcíferos com intercalações de finas lentes de metarenito conglomerático pobre em seixos, com alguns atingindo dimensões centimétricas.

Os metassiltitos calcíferos são normalmente de coloração escura e compostos por uma fração quartzo-feldspática em matriz constituída por carbonato (calcita), sericita, clorita, epidoto-zoisita, titanita, leucoxênio, turmalina, apatita, zircão e opacos. Estes cedem lugar aos metarenitos feldspáticos e metarcósios.

Os metarenitos feldspáticos são de cor esbranquiçada, podendo-se observar, mesoscopicamente, pequenos grãos de quartzo e feldspato subarredondados a angulares, em matriz pelítica composta por carbonato, sericita, epidoto-zoisita, titanita, clorita, leucoxênio, apatita, turmalina, zircão e opacos. Do ponto de vista microscópico, essas rochas mostram evidências de metamorfismo brando, onde se vê a sericita bem desenvolvida e em certas áreas exibindo alguma orientação. Estruturas sedimentares tais como acamamento gradativo e estratificação cruzada são bem perceptíveis. Segundo Leonardos Jr. et alii (op. cit.), esta formação foi afetada "por uma fase de metamorfismo na fácies de xisto verde e sua associação com siltitos, margas e arcósios com vários tipos de estratificação cruzada indica um ambiente raso de deposição, com toda a probabilidade do tipo deltaico".

6.2.9 - Formação Pico de Itapeva

Nos altos espigões da serra da Mantiqueira, distante nove quilômetros a sudeste de Campos do Jordão, aflo-

ra uma pequena seqüência de rochas epimetamórficas, com características diferentes das demais ocorrentes na área. Em conseqüência, foram englobadas dentro de uma nova unidade, informalmente designada de Formação Pico de Itapeva, por situar-se nesse conhecido acidente geográfico.

A ocorrência desse conjunto sedimentar tem forma lenticular, ocorrendo por cerca de 12 quilômetros na direção N55E, mergulhando acentuadamente para sudeste. Sua espessura máxima é de aproximadamente 250 a 300 metros. Acha-se tectonicamente encaixado entre os complexos Piquete (ao sul) e Paraisópolis e Campos do Jordão (ao norte). Do ponto de vista estrutural, esta seqüência encontra-se invertida, com vergências para norte.

Almeida (1964) cita "onde se ergue o pico de Itapeva, reconhecemos intercalações de metaconglomerados com seixos muito deformados de granito, gnaisse e quartzo, não sendo improvável que representem seqüência basal de um grupo de sedimentos".

Esta seqüência inicia com metaconglomerados, formados por blocos e seixos arredondados, atingindo dimensões em torno de 12 cm em média, sendo constituídos por leuco-granodiorito e, subordinadamente, quartzo, gnaisse e turmalina-quartzo-xisto. A matriz brechóide mostra estrutura de fluxo (foto 66), sendo composta por fragmentos quartzo-feldspáticos deformados, envolvidos por uma massa de sericita, argilominerais, biotita, opacos, muscovita, óxido de ferro e epidoto. A base dos elementos conglomeráticos é controlada por falhamento, originando rochas que apresentam distinto contraste entre o material grosseiro e o material areno-pelítico, revelando, ao microscópio, nítidos sinais de intensa cataclase, tais como fraturamento em muitos fragmentos dos elementos maiores, pulverização, por vezes com fluxo de material intercalado, sericitização, arredondamento, bem como áreas de intensa recristalização. É comum confundir essas rochas com termos heterogêneos intensamente deformados, como o

migmatito, por exemplo, assumindo muitas vezes estruturas conglomeratiformes.

Esses termos gradam para um metarenito feldspático com matriz pelítica, em geral decomposto, originando coberturas de areias ao longo da estrada à torre de televisão. Para o topo invertido esses tipos arenosos cedem lugar a metassiltitos alterados de coloração creme a cinza, exibindo microestruturas reliícticas, como estratificação cruzada. Complementando esta unidade foram observados escassos pequenos blocos soltos de uma rocha carbonática (metamarga ?), de coloração cinza, afanítica, exibindo fraturas preenchidas por carbonatos. Mineralogicamente, é composta por carbonatos, argilominerais, epidoto, quartzo, feldspatos, apatita, óxido de ferro, opacos e sericita.

No pico de Itapeva pode-se perceber a marcante foliação cataclástica, com mergulhos para sul, revelada no nível conglomerático, superpondo-se ao sistema de fraturas com mergulhos para norte, talvez concordantes com os planos S_0.

Como ficou registrado acima, a cataclase, atuando em rochas texturalmente heterogêneas, como migmatitos, pode originar termos com aspecto conglomerático. Entretanto, pelas relações de campo observadas é mais provável tratar-se de um nível basal conglomerático de um pacote metassedimentar, com notáveis evidências de cataclase. A ocorrência de tipos psamíticos e pelíticos imediatamente associados, além dos pequenos blocos de metacalcário desintegrados, vêm fortalecer a sugestão de uma nova formação.

Pela carência de bons afloramentos e pela falta de acesso à escarpa da serra da Mantiqueira, não foi possível coletar mais elementos para um detalhamento maior desta seqüência. Entretanto, fica aqui constatada a existência desses termos anômalos na região, não se observando tipos similares neste domínio, sendo provavelmente correlacionáveis somente às formações Pouso Alegre e Eleutério.

6.2.10 - Rochas cataclásticas

Em diversos terrenos dos complexos litológicos mapeados defrontamos com tipos petrográficos oriundos de metamorfismo dinâmico (cataclástico), chegando a dimensões quilométricas (Ex.: Complexo tectonítico de Campo do Meio, Folha Varginha). Encontram-se desde espécimes com fraca cataclase até ultramilonitos, excetuando vários corpos das seqüências granulíticas que ostentam uma textura cataclástica recristalizada.

Seus jazimentos balizam espaços geotectônicos, que julgamos de marcante importância para o entendimento da evolução geológica das áreas pré-cambrianas, bem como da tectônica paleo-mesozóica e, mesmo, terci-quaternária, do nordeste paulista e do sul e sudoeste mineiro. Ressaltamos, ainda, a importância dessas faixas para a elaboração de campanhas exploratórias de cunho geo-econômico.

Essas rochas refletem extensivos movimentos de blocos rochosos, guiados por rupturas inversas, de empurrão, transcorrentes, mistas e em vários locais com recorrências normais.

Termos cataclásticos ocorrem principalmente nos corredores que bordejam o Complexo Varginha e a parte meridional do Complexo Lavras (porção sul do cráton São Francisco). Propomos, então as denominações "cinturão de cisalhamento de Campo do Meio", para o corredor setentrional, cuja localidade-tipo situa-se numa faixa sublinhada quase literalmente por unidades cataclásticas; e "cinturão de cisalhamento de Ouro Fino", para o corredor meridional, onde se localizam sucessivamente diversas faixas miloníticas, distribuídas desde sul daquela localidade até um sítio de enérgica cataclase a norte (zona de falha de Jacutinga).

O primeiro distribui-se desde o quadrante nordeste da Folha Varginha até a porção setentrional do quadrante nordeste da Folha Ribeirão Preto, onde as rochas pré-cambria

nas sucumbem sob a seqüência magmático-sedimentar da sinéclise do Paraná.

O segundo exibe seu domínio de ocorrência a partir da região de Conceição do Rio Verde e Águas de Contendas (Folha Varginha), estendendo-se para o ocidente até terrenos entre Itapira e Mogi-Guaçu. Daí segue em sentido sul-sudeste até Campinas (Folha Campinas), enquanto um segmento oriental distribui-se segundo o mesmo parâmetro, após a envergação processada entre Ouro Fino e Monte Sião, até a região de Itatiba.

Dentre outras faixas onde há marcante incidência de rochas cataclásticas, temos as zonas de falha de Camanducaia e Jundiuvira (Folha Guaratinguetá). Nestas salientamos que, em vários blocos, os termos cataclásticos são tão freqüentes, que poderíamos mapeá-los como milonito-gnaisses e milonito-xistos (Complexo Campos Gerais, especialmente nos domínios de Córrego do Ouro, Três Pontas e Conceição da Aparecida). Tal situação não foi concretizada, tendo em vista a omissão dos litotipos pré-cataclásticos. Mesmo assim, em certas situações, como na faixa de Campo do Meio, a maioria dos tipos petrográficos recebem a conotação de rochas cataclásticas. Nesta faixa podemos recuperar núcleos ocupados por migmatitos e granitóides cataclasados, certamente material do cráton São Franciscano, enquanto as demais rochas, em geral milonito-gnaisses, foram originadas de termos de alto grau de cristalinidade, exceto os milonitos de caracteres quartzíticos, calcossilicáticos, mármores, bem como alguns xistos de indubitável origem básica e ultrabásica *.

Por outro lado, nos mapas geológicos foram assinaladas várias ocorrências denominadas de "rochas deformadas" e que são caracterizadas por conjuntos híbridos de termos mi

---

* Em posição especulativa ficam as rochas de aspecto paragnáissico, com nítidas evidências de cataclase e mili-centimetricamente bandadas.

caxistosos e quartzosos, com silicificação ou ressilicificação e para os quais os estudos microscópicos denunciam, muitas vezes, evidências de metamorfismo dinâmico. Além disso, podem envolver, inclusive, núcleos ou lentes da rocha original pouco deformada.

Como exemplo desses segmentos temos a ocorrência do flanco sul da serra das Águas, que se estende até ao sul da cidade de Careaçu (folhas Varginha e Guaratinguetá). A sua suíte petrográfica é firmada por milonito-xisto granatífero, milonito-gnaisses diversos, formados a partir de migmatitos e granada-micaxisto feldspático. A deformação é expressa, nestes casos, por rotação das granadas e irregularidade na organização das palhetas de micáceos.

Já noutros locais, como na constituição das serras dos Criminosos e Santa Catarina e nos segmentos de Souza-Pedreira e Monte Sião-Monte Alegre do Sul (Folha Campinas), os termos micaxistosos ou xistos gnaissóides e quartzosos são os litotipos dominantes.

Quando em domínios de rochas micaxistosas, os efeitos cataclásticos não são muito evidentes, em comparação com os campos gnáissicos e graníticos. Contudo, acreditamos que diversas rochas micaxistosas postas nos complexos Campos Gerais, Lambari e Rio Elvas, a despeito de não apresentarem evidências microscópicas de cataclase, merecem uma conotação tectonítica, pois são advindas de um processo fluxional cataclástico lento e certamente profundo, havendo um desenvolvimento paralelo ou em parte superposto de cristalização-neomineralização. Esses fenômenos chegaram, inclusive, a imprimir microdobramentos em milonitos a partir de granitóides porfiroblásticos (sudeste de Santana da Vargem, Folha Varginha).

As unidades cataclásticas exibem composições, colorações e estruturas muitas vezes nitidamente condicionadas aos litotipos pré-cataclásticos, exceto quando tratamos com espécimes que refletem enérgico regime de trituração dos

componentes minerais: filonitos, alguns milonito-gnaisses , milonito-xistos e ultramilonitos. Além disso, quando envolvem tipos quartzosos, como certos gnaisses, os representantes cataclásticos são geralmente "rochas quartzíticas", de caráter sacaroidal, quando recristalizados, ou laminado. Podem não mostrar evidência alguma de metamorfismo dinâmico , ao estudo de seções delgadas, em decorrência do alto poder de recristalização do quartzo. Nestes tipos os grãos feldspáticos chegam a ser raros, atestando-se que foram quase totalmente transformados em minerais micáceos (sericita e muscovita).

Com base na classificação de Higgins (1971 - figura 31), podemos reconhecer os seguintes tipos litológicos:

1 - Blastomilonitos

Segundo a definição de Higgins (op. cit.), os blastomilonitos são rochas intermediárias entre os milonitos de grã média à fina e os xistos ou gnaisses cristalinos,porque a sua textura, como a dos milonito-gnaisses, é resultante de processos cataclásticos e cristaloblásticos combinados.

As melhores exposições desses termos podem ser vistas em diversos sítios da componente da falha de Jundiuvira, próximo à cidade de São Francisco Xavier (Folha Guaratinguetá). Predomina aí rocha de coloração escura, com fenoclastos de feldspato róseo (microclina e plagioclásio) arredondados, alongados ou disformes, dispersos em uma matriz afanítica rica em sericita, de coloração preta, onde se percebe uma leve laminação. Exibem nitidamente clivagens subplanas a conchoidais.

Ao microscópio, os fenoclastos de microclina e plagioclásio mostram-se lenticulares até bem arredondados e,na amostra de mão, formam manchas róseas de até 0,5 cm, constituídas, na realidade, por grãos bem menores reunidos. A matriz apresenta uma mistura de microgrãos quartzo-feldspáti-

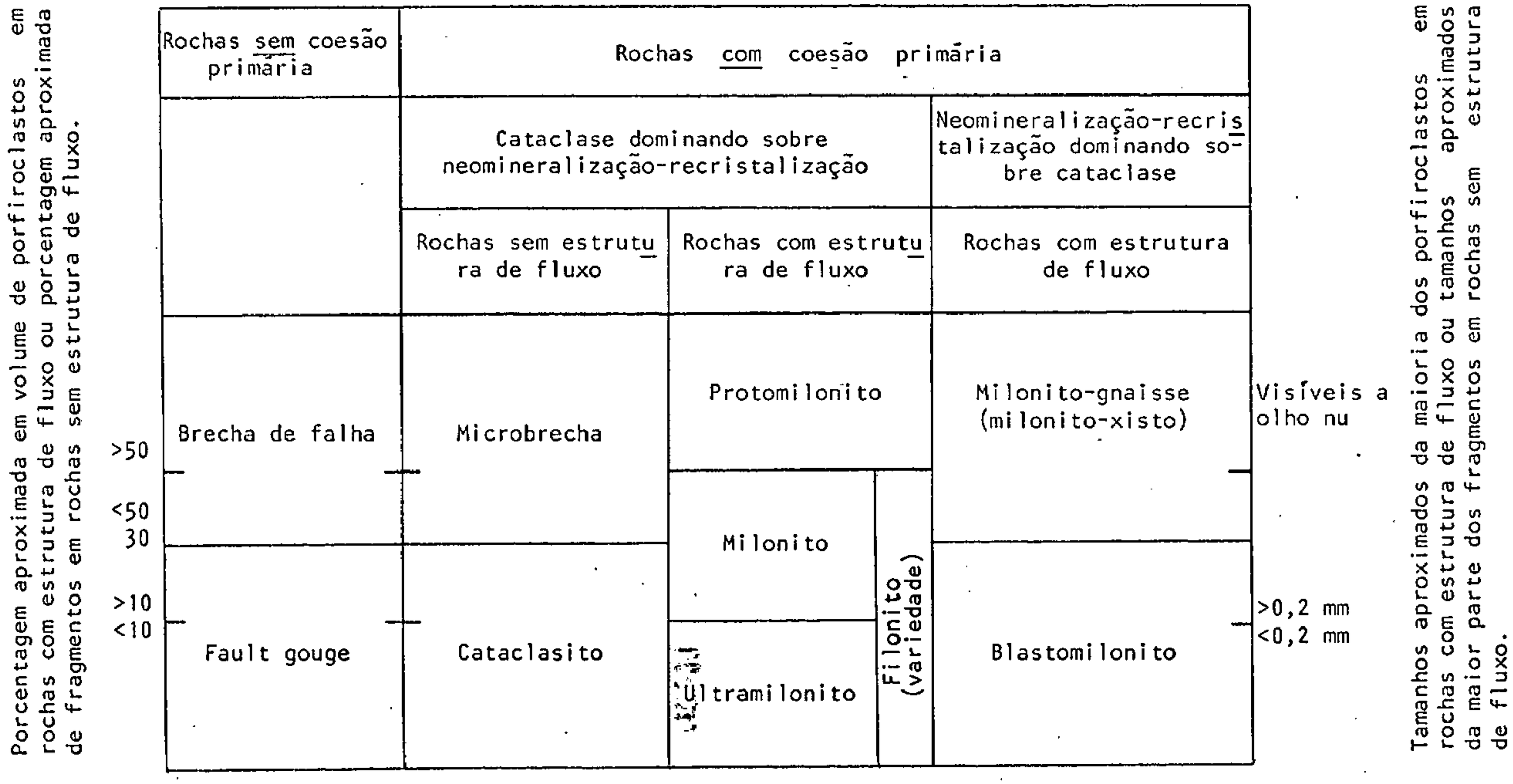


Figura 31 - Classificação das rochas cataclásticas segundo Higgins (1971).

cos, intercalados com abundante sericita fina, orientada concordantemente com finas faixas incolores de agregados de pequenos grãos recristalizados de quartzo.

Como foi verificada neomineralização na rocha, representada por abundante sericita, recristalização e feições cataclásticas, utilizamos o termo blastomilonito, apesar de os fenoclastos serem um tanto maiores que os admissíveis para esse tipo.

Blastomilonitos cinza-claros, de estrutura forte e finamente laminada, constituídos por pequenos fenoclastos de microclina e plagioclásio ácido, podem ser observados na rodovia BR-459, entre Senador José Bento e Congonhal (Folha Guaratinguetá). Estes tipos pertencem à faixa cataclástica componente no *trend* Jacutinga-rio do Cervo.

Já no prolongamento da serra das Águas, bem ao sul da cidade de Careaçu (Folha Guaratinguetá), encontram-se, associados aos milonito-gnaisses, blastomilonitos de grã mais grosseira, cujos fenoclastos são constituídos essencialmente por plagioclásio. A matriz é escura e expressa por quartzo, hornblenda, biotita, epidoto-zoisita, titanita, alanita, apatita, leucoxênio e opacos.

Finalmente, foi detectado um blastomilonito *sui generis* na área, precisamente ao norte de Biguatinga, município de São Pedro da União (Folha Ribeirão Preto), caracterizado por abundante quartzo (de granulação fina e aspecto vítreo, aparentemente isotrópico), com marcantes clivagens conchoidais, de coloração escura, lembrando mais um quartzo-milonito. Microscopicamente, a rocha exibe algum fluxo e recristalização bem perceptível, sendo por isso definida como blastomilonito.

2 - Milonito-gnaisses

Os milonito-gnaisses compreendem os termos cataclásticos mais abundantes na área estudada. Distribuem-se sob

variadas formas estruturais e composicionais, sendo observados nos sítios de influência dos grandes falhamentos regionais.

No *trend* cataclástico de Bom Jesus dos Perdões (Folha Varginha), mais precisamente ao sul da cidade de Conceição da Aparecida, aflora um tipo quartzo-feldspático extremamente milonitizado, com todos os seus elementos fraturados e recristalizados, além de comportar quantidade significativa de neomineralização. O aspecto macroscópico escuro da rocha deve-se a efeitos de refração da luz no material triturado.

Outros milonito-gnaisses, semelhantes a gnaisses homogêneos de granulação média-grossa, exibem corpos ocelares deformados, alguns rotacionados, de feldspato esbranquiçado e agregados lenticulares de quartzo cinzento, situados em massa fina de composição quartzo-feldspática e biotita fortemente deformada. O exame microscópico denuncia fenoclastos de feldspato contornados por uma fração finamente reduzida, em certos locais com evidências de intensa trituração. O quartzo comumente ocorre em agregados e, às vezes, em formas lenticulares ou estirados na direção preferencial da rocha. Os fenoclastos feldspáticos mostram uma certa tendência a constituir corpos ocelares, alguns exibindo fraturamento, trituração em suas bordas e rotação. Nesses casos a matriz finamente reduzida deforma-se, acompanhando os contornos dos fenoclastos. As palhetas de biotita, em geral, acham-se microdobradas. Exemplares desse tipo podem ser observados ao longo da calha do rio São Lourenço Velho, no município de Itajubá (Folha Guaratinguetá).

Ainda pertencentes à suíte dos milonito-gnaisses, ocorrem espécimes derivados de rochas grosseiras, às vezes exibindo tons esverdeados (epidotização), em que se distinguem nitidamente possantes fenoclastos esbranquiçados de feldspato, realçados em "matriz" fina quase afanítica e com aspecto vítreo. Localmente exibem estrutura bandada, revela

da pela alternância irregular de níveis quartzo-feldspáticos estirados, com bandas escuras ricas em biotita. O mosaico estruturado por essa alternância de níveis lenticulares fornece à rocha um aspecto do tipo *flaser*, com lentes atingindo até 5 cm de comprimento.

Na rodovia Nepomuceno-Santana da Vargem, na altura do entroncamento para Coqueiral (Folha Varginha), aflora um milonito-gnaisse esverdeado, de granulação média à fina e de estrutura fortemente laminada. Esta é caracterizada por bandas diferentes de segregação, sendo que nas claras dominam o quartzo e o feldspato e nas esverdeadas predomina o epidoto. Do ponto de vista microscópico, observam-se agregados de grãos de quartzo, por vezes lenticulares e fortemente recristalizados. Acham-se comumente estirados em uma direção preferencial, exibindo textura de fluxo. Estão entremeados por massas turvas, que são misturas de plagioclásio e seus produtos de saussuritização (sericita e epidoto), além de palhetas de biotita e prismas de hornblenda verde intenso. Ocorrem também cristais mais desenvolvidos de epidoto verde pistache, provavelmente derivado da biotita, numa sequência normal de metamorfismo. Trata-se de um milonito-gnaisse com porfiroclastos de plagioclásio e lentes de quartzo, aqueles situados numa matriz com evidências marcantes de recristalização e neomineralização, porém mostrando uma textura cataclástica palimpséstica.

Outros milonito-gnaisses de coloração cinza, também exibindo estrutura fortemente laminada, ocorrem ao norte de Congonhal (Folha Guaratinguetá), sendo derivados da cataclase enérgica ocorrida na zona de falha do rio do Cervo (segmento do *trend* cataclástico de Jacutinga) e no sítio de influência da falha de Três Pontas, próximo à cidade homônima (Folha Varginha).

Finalizando, foram observados milonito-gnaisses no córrego dos Carneiros, entre as localidades de Santana da

Vargem e Três Pontas (Folha Varginha), que, ao microscópio, denunciam fenoclastos orbiculares de plagioclásio, circundados por uma matriz preta, composta principalmente de quartzo e mica com algum feldspato mais fino. A rocha apresenta duas superfícies "S" de lineamento: uma evidenciada pelo arranjo em "planos" sub-paralelos dos agregados de palhetas de biotita, dos prismas de hornblenda e dos cristais de epidoto, orientação essa dada pelo metamorfismo regional; e outra, quase perpendicular à anterior, denunciada principalmente pelos agregados de quartzo junto a alguns porfiroclastos de plagioclásio, originando um tipo fluxional com forte recristalização e fenoclastos com ligeira rotação. Trata-se, portanto, de uma rocha com estrutura *augen*, onde a recristalização e a neomineralização dominam sobre a cataclase, constituindo-se num milonito-gnaisse, produto de processos cataclásticos e cristaloblásticos combinados.

3 - Milonito-xistos

Esses espécimes tectoníticos mostram íntima afinidade com os milonito-gnaisses, podendo mesmo encerrar grande quantidade de porfiroclastos arredondados e *augens* de feldspatos (foto 67). A foliação cataclástica varia desde organizações quase paralelas até irregulares e dobradas, com desplacamentos conchoidais. Em geral, tratam-se de tectonitos onde a recristalização e a neomineralização dominam sobre a cataclase, sendo também considerados como produtos da combinação de processos cataclásticos e cristaloblásticos. A coloração mais freqüente desses tipos é de um cinza-escuro a negro, quando sãos.

Na zona de falha de Areado, em trecho da rodovia para Monte Belo (Folha Varginha), podem ser verificados milonito-xistos de granulação fina, onde se distinguem corpos ocelares esbranquiçados de feldspato e quartzo, distribuídos numa matriz xistosa composta de quartzo, feldspato e grande quantidade de minerais micáceos, como biotita e muscovita.

Verificamos, microscopicamente, que essa matriz de granulação fina, em algumas áreas está reduzida até o grau de pulverização, apresentando notável orientação preferencial, do tipo fluxional, seguindo a foliação da rocha. Esse milonito-xisto exibe textura cataclástica palimpséstica, sendo dominantes a recristalização, marcante tanto nos fenoclastos como na matriz, e a neomineralização, evidenciada pela presença de cristais de epidoto-zoisita, bem desenvolvidos e em posição oblíqua à orientação geral da rocha. As palhetas de biotita e muscovita orientam-se subparalelamente, por vezes formando agregados lenticulares, denunciando deformações (microdobramentos notáveis).

No domínio do Complexo Campos Gerais, nas regiões do córrego do Ouro e da cidade de Três Pontas, os milonito-xistos aflorantes parecem evoluídos de rocha inicialmente de estrutura xistosa e portadora de porfiroblastos de feldspato, talvez um epidoto-biotita-feldspato-xisto na zona da biotita, proveniente de sedimentos calco-aluminoso-silicosos, como, por exemplo, folhelho calcífero. Contudo, não se pode perceber se a pouca clorita existente é resto não transformado em biotita ou produto diaftorético da mesma.

A falha de Nepomuceno está bem caracterizada por milonito-xistos, observáveis na rodovia para Santana da Vargem (oeste da cidade de Nepomuceno - Folha Varginha), exibindo tons cinza-esverdeados e granulação fina. São compactos, laminados e constituídos principalmente de grãos de quartzo e minerais escuros, como biotita e epidoto. Do ponto de vista microscópico, observam-se grãos de quartzo estirados, por vezes em formas lenticulares, com elevado grau de recristalização e apresentando nítida orientação fluxional. Entremeando os grãos de quartzo, ocorrem massas turvas, que são mistura de sericita, epidoto, palhetas de biotita e leucoxênio, arranjados em "planos" rudimentarmente paralelos. Alguns grãos de plagioclásio "sobrevivem" à enérgica cataclase e, quando presentes, formam pequenos "corpos ocelares" na

matriz. Por vezes, ocorrem também lentes claras essencialmente quartzosas.

Nos vales talhados em quartzitos da serra de Boa Esperança (Folha Varginha) afloram milonito-xistos cinza-esverdeados, de granulação fina, xistosos, com planos de foliação levemente dobrados, possuindo particularização quartzo-feldspática de coloração esbranquiçada e de granulação mais grossa, enquanto na borda norte da serra de São Bento Abade exibem figuras de *kink band*. Ao microscópio estas rochas revelam textura cataclástica com fluxo, cujos constituintes principais são plagioclásio ácido, quartzo, muscovita, álcali-feldspato, clorita, epidoto-zoisita e biotita, enquanto que apatita, opacos, titanita e carbonato ocorrem em quantidades subordinadas.

Milonito-xistos com turmalina e paragênese calcífera foram observados no corredor de rochas deformadas (Rd) ao norte do bairro Três Barras (Folha Guaratinguetá). Tratam-se de rochas de cor cinza e granulação fina, mostrando nítida orientação, revelada pelo alinhamento de seus constituintes essenciais: quartzo, feldspato e filossilicatos. Ao microscópio observamos indivíduos claros (quartzo e feldspato), exibindo forte denteamento, extinção ondulante, orientação preferencial e intensa recristalização. Nota-se, em certas áreas, que esta recristalização foi tão intensa que são raros os cristais individualizáveis. A neomineralização está representada pela presença de grandes e abundantes cristais de epidoto-zoisita, carbonato e, em menor quantidade, de turmalina bem formada.

Os milonito-xistos negros com fenoclastos de feldspato claro mostram composição idêntica à da proto-rocha, como, por exemplo, nos tipos evoluídos dos granitos porfiroblásticos de Ipuiúna (quartzo, plagioclásio parcialmente saussuritizado, microclina, biotita, sericita, leucoxênio, alanita, apatita e opacos). Para os termos originados dos gnaisses migmatíticos tipo Amparo, na região de São Gonçalo do

Sapucaí (Folha Varginha), existe uma pequena diferença em relação à rocha gnáissica afetada, mostrando principalmente a presença de microclina e de turmalina.

No sistema de falhamento de Jacutinga, precisamente no rio Mogi-Guaçu, ao sul da cidade de Pinhal (Folha Campinas) ocorrem milonito-xistos, com variações laterais para milonito-gnaisses porfiroclásticos (foto 67), caracterizados por uma matriz de cor cinza escura, de granulação finíssima e altamente recristalizada. São abundantes os fenoclastos de feldspatos róseos e esbranquiçados de variados tamanhos, alguns atingindo até 2,5 cm de comprimento, na faixa milonito-gnáissica. Microscopicamente, alguns fenoclastos exibem o fenômeno de rotação, observando-se, nesses casos, que as palhetas dos filossilicatos orientam-se para contorná-los.

No complexo tectonítico de Campo do Meio, abrangendo a serra da Conceição (Folha Varginha), aflora um milonito-xisto evoluído a partir de calcoxisto. Ao microscópio esses tectonitos evidenciam uma constituição a muscovita, em aglomerados amendoados ou em leitos crenulados, quartzo moído e recristalizado, feldspato fraturado e carbonato. Trata-se, portanto, da mesma rocha que, após sofrer cataclase, teve lixiviada a maior parte do carbonato, evidenciando a direção do esforço, oblíqua à prévia foliação do calcoxisto..

De uma maneira geral, os milonito-xistos, quando meteorizados, podem ser frequentemente confundidos com metamorfitos de origem sedimentar.

4 - Filonitos e ultramilonitos

As principais ocorrências de filonitos e ultramilonitos foram detectadas nas zonas de falha de Jacutinga, Campos Gerais, Jundiuvira e em segmentos do "complexo tectonítico de Campo do Meio", apresentando espessuras de centímetros a metros.

A definição desses termos petrográficos é bastan-

te difícil, quando em presença de espécimes alterados. Contudo, aparecem exposições em que o ultramilonito altera-se numa massa argilo-síltica não estruturada e de fraturamento irregular, lembrando um material vulcânico, como basalto e fonolito, em oposição ao filonito, que se desplaca em lâminas milimétricas com superfícies estiradas.

Tal como acontece para diversos corpos de milonito-gnaisses e blastomilonitos alterados, os termos em apreço ostentam marcante identidade com metamorfitos epizonais. Em decorrência disso, podem ser tratados erroneamente como filitos ou metassedimentos argilo-síltico, às vezes com grãos areno-feldspáticos e com estrutura laminada ou de aspecto ardosiano.

Os filonitos possuem granulação ordinariamente fina, tornando-se mais grosseira nos níveis transitivos para milonito-xistos, em que os filossilicatos são melhormente identificáveis. Por outro lado, os ultramilonitos são de granulação muito fina, afaníticos, lembrando, em exposições inalteradas, corpos basálticos ou diabásicos e de sílex negro. Por definição, são rochas de textura fluidal.

A coloração oscila desde cinza escura e negra (rocha inalterada) até cinza-esverdeada, cinza-amarelada, amarelo-acinzentada, vermelho-amarelada, amarelo-avermelhada (rochas meteorizadas).

Os filonitos, na região compreendida entre Campos Gerais, Campo do Meio e norte de Conceição da Aparecida, ostentam variedades com aspectos que lembram casos de ultramilonitização. Contudo, em escala microscópica, exibem características de um metapelito arenoso, com fragmentos minerais em matriz argilosa epimetamórfica. Correspondem a termos com sensível fluxo e uma trama onde os grãos maiores (principalmente feldspatos) estão distribuídos numa massa mais fina, rica em biotita e epidoto. Os demais minerais, junto com estes, têm dimensões extremamente reduzidas. A composição mi-

neralógica é à base de ortoclásio, plagioclásio, quartzo, biotita, epidoto-zoisita, zircão, opacos, sericita, caolinita, titanita, clorita e óxido de ferro.

Nos tipos que tendem aos ultramilonitos, a identificação mineralógica é mais simples, sendo raros os grãos de feldspatos. Estes estão quase totalmente transformados em sericita e epidoto, destacando-se a grande proporção de óxido de ferro em certos exemplares. Além disso, termos mais grosseiros, exemplificados por tipos da zona de falha a sul de Morungaba (Folha Campinas), exibem pequenos fenoclastos de plagioclásio circundados por material mais fino. O plagioclásio e o quartzo podem encontrar-se sob a forma de fitas de grãos entremeadas com finas palhetas de biotita e muscovita. Os grãos de epidoto e titanita mostram certa recristalização. Somam-se, ainda, efeitos de uma tectônica mais jovem, refletidos por microfalhas com nítido rejeito. Tal fato também é constatado mesoscopicamente em alguns exemplares de outras localidades.

Rochas descritas como filonitos, aflorantesno prolongamento leste da serra de Boa Esperança (Folha Varginha), mostram, como particularidade, um aspecto micaxistoso, onde leitos milimétricos (no máximo de 1 cm) cinza-escuros ou pretos alternam-se com outros cinza-esverdeados, sendo estes últimos mais quartzosos. Estes organizam uma trama bandada e irregular, com dobramentos, estrangulamentos e rupturas dos mesmos.

Ao exame microscópico definimos uma rocha constituída de leitos e lentes dominantemente quartzosos com raro feldspato, onde o quartzo se apresenta fortemente denteado, com extinção ondulante e uma certa recristalização. São bem orientados numa direção preferencial. Os leitos quartzosos alternam-se com outros constituídos praticamente só de filossilicatos: biotita, muscovita e clorita, muitas vezes microdobrados. Presentes em bem menor quantidade que os minerais anteriormente descritos, encontramos turmalina, epido-

to-zoisita, apatita e grãos de opacos. Podem notar-se abundantes microfraturas preenchidas por óxido de ferro, as quais ora acompanham a foliação principal, ora mostram disposições perpendiculares.

No que se refere aos ultramilonitos, defrontamos, corriqueiramente, com espécimes de difícil ou mesmo imprati cável reconhecimento de seus componentes, tanto em escala me soscópica como microscópica. Jazimentos desses termos são en contrados na zona de falha de Jacutinga, a aproximadamente 12 km da cidade de Pinhal, em terrenos que assoalham segmen tos do rio Mogi-Guaçu (Folha Campinas). Foram objeto de estudo por parte de Franco (1955), que os descreve, juntamente com outros tectonitos associados, de modo preciso e singular, assinalando que quase não existem minerais identificáveis ao microscópio, enquanto as faixas pretas exibem relativa abundância de pirita de origem secundária. O mesmo au tor salienta que estas rochas "foram produzidas por esforços de grande magnitude", cuja prova está "na textura fluidal produzida em certas regiões do ultramilonito, textura que empresta à rocha aspecto de lava riolítica estratificada". "A presença de material sem estrutura e isótropo, em seções delgadas, sugere que na ultramilonitização tenha ocorrido, pelo menos localmente, fusão de partículas minerais por efeito da elevação de temperatura (pseudotaquilitos)". As aparências desses termos com rochas conhecidas como *Hart schiefer* foram muito bem delineadas pelo autor, quando descreve: "como estas, as rochas de Pinhal são compactas, densas, com aparência de sílex negro, além de exibir estratos paralelos, praticamente com a mesma espessura e de composição química e mineral diferentes".

5 - Protomilonitos

Esses tipos litológicos ocorrem geralmente nas faixas transitivas entre rochas cataclásticas e termos cataclasados ou mesmo sem evidências de deformações dinâmicas, bem

como em sítios onde os processos fluxionais cataclásticos não foram intensos. Como particularidade, preservam todos ou quase todos os aspectos estruturais da rocha original, sendo reconhecidos microscopicamente por uma superimposição da cataclase sobre a recristalização ou a neomineralização.

Jazimentos destas rochas foram reconhecidos em diversos complexos litológicos, especialmente naqueles que ostentam rochas de maior cristalinidade (Ex.: zona cataclástica de Jacutinga e de Pinhalzinho - Folha Campinas; complexo tectonítico de Campo do Meio - Folha Varginha; e zona de falha de Monte Sião - Folha Guaratinguetá).

Os aspectos micro e mesoscópicos são muito variáveis e guardam nítido condicionamento ao tipo de rocha afetada, variando desde tipos de granulação fina à média com porções grosseiras (quando envolvem migmatitos conectados às seqüências granulíticas) e de coloração cinza, cinza-rósea e cinza-escura.

Nos locais em que os protomilonitos estão filiados aos migmatitos de neossoma róseo (Complexo Varginha, nas folhas Campinas e Varginha), a protomilonitização estabeleceu intensa cloritização da biotita, além de sericitização, epidotização e carbonatização do plagioclásio. Esses tipos podem conter granada, bem como exibir recristalização nas frações mais finas, sendo mais notável no quartzo do que no feldspato, encontrando-se o primeiro em formas estiradas.

Quando a cataclase se estabeleceu sobre espécimes de granulação fina à média e de natureza gnáissica, as mudanças nos aspectos estruturais não são marcantes. Todavia, podemos visualizar o estiramento do quartzo e a tendência de formar olhos de grãos feldspáticos, bem como uma epidotização concordante com as superfícies de descontinuidades da fábrica da rocha.

Dentre as suas variedades, foram estudados exemplares em que registramos um efeito cataclástico diferencial,

com campos encerrando fenoclastos milimétricos de plagioclásio e microclina de bordas fraturadas e outros preservando características ocelares da rocha gnáissica original (migmatito oftálmico).

Para termos associados a milonito-xistos, micro-brechas e milonito-gnaisses, como na faixa cataclástica de Campo do Meio, defrontamos com espécimes portando porfiroclastos ocelares e orientados de microclina, que se acham quebrados, com uma argamassa de quartzo e feldspato preenchendo as rupturas.

6 - Milonitos

São rochas preferencialmente de grã fina, de cores variadas mas em geral escuras e com estrutura de fluxo muitas vezes percebida apenas ao microscópio.

No complexo tectonítico de Campo do Meio, a norte de Campos Gerais, ocorrem milonitos bastante escuros, compostos por grãos argilosos de feldspatos e opacos, imersos em matriz micácea, rica em biotita, clorita e sericita, e com desenvolvimento de epidoto.

Tal como nos protomilonitos, são comuns os termos de granulação média à grosseira, geralmente contendo porfiroclastos. Este fato é melhormente observado nos termos graníticos, já que unidades micaxistosas tendem a absorver esses esforços ou convertê-los em dobramentos.

Assim, em segmento da falha dos Vilelas temos milonitos de cor cinza-esverdeada, desenvolvidos sobre rochas granitóides, onde se observam fenoclastos de plagioclásio com tendência orbicular, circundados por material fino, composto por quartzo, mica (biotita cloritizada) e raro feldspato, com marcante estrutura de fluxo. Fenoclastos de plagioclásio apresentam-se em parte recristalizados e rotacionados. Outros são turvos, devido à transformação em sericita e epidoto-zoisita.

Já de aspecto diferente são os milonitos das falhas de Jacutinga e de Monte Sião, os quais são geralmente bastante enriquecidos em sílica. Milonitos de segmento da falha de Monte Sião, a oeste de Pouso Alegre, mostram destaque para o quartzo, com elevado grau de deformação cataclástica, e plagioclásio intensamente sericitizado. Outros minerais presentes são biotita, clorita, muscovita, ± granada, epidoto-zoisita, zircão e opacos. A muscovita mostra indícios de ser oriunda de efeitos dinâmicos, sendo marcante a estrutura fluxional dessas rochas.

7 - Cataclasitos

Rochas descritas como cataclasitos são também corriqueiramente encontradas junto às faixas mais deformadas. São de grã fina ou média, geralmente sem orientação preferencial e de cores escuras, com tonalidades de cinza ou verde. Os tipos mais quartzo-feldspáticos podem apresentar cores claras.

A análise de um cataclasito ocorrente a sudeste de Boa Esperança (Folha Varginha), estabelecido sobre rochas gnáissicas, apresenta grãos de quartzo deformados, imersos em uma massa de feldspatos alterados. Cristais de plagioclásio encontram-se total ou parcialmente alterados, dando lugar a clorita, epidoto e sericita, apresentando ainda titanita, zircão, leucoxênio e opacos.

Por outro lado, na região sul da serra dos Coutos um cataclasito descrito em meio a rochas migmatíticas de aspecto quase granitóide mostrou composição idêntica, com exceção da granda, tendo sido reconhecido também o ortoclásio. Embora em alguns pontos se percebam vestígios de textura granoblástica, com umas poucas palhetas orientadas de biotita, a textura cataclástica é marcante, não apresentando fluxo nem recristalização.

8 - Microbrechas

Estas rochas apresentam-se com belíssimos aspectos estruturais, tendo sido descritos, microscopicamente, exemplares componentes das falhas de Jacutinga (2,5 km a sul de São José do Mato Dentro), de Maria da Fé (4 km a norte de Cristina) e no segmento cataclástico de Elói Mendes (proximidades da fazenda Santa Rosa).

Estes termos têm, como particularidades, porções milimétricas a centimétricas de coloração negra, afanítica, que lembram rochas magmáticas basálticas, chegando a dispor-se como fragmentos microfalhados. Apresentam ainda porfiroclastos milimétricos de feldspatos rosados ou cinzentos, bem como fragmentos escuros com seções quadrangulares e estreitos níveis mais silicosos. Em alguns espécimes recuperam-se ainda porções mais grosseiras da rocha original, de caráter granitóide (migmatito ou granito). Esses níveis brechóides foram observados com certa persistência na zona de falha de Espírito Santo do Dourado, tendo-se boa exposição na rodovia que liga essa cidade a Silvianópolis.

Microscopicamente, deparamos com unidades a microclina, quartzo, plagioclásio, biotita, ± epidoto-zoisita, sericita, ± clorita, ± carbonato, alanita, zircão e opacos.

Estes termos mostram, como feição dominante, a cataclase, com todos os elementos fragmentados e deformados, sem qualquer estrutura de fluxo e entrecortadas por diversos sistemas de microfraturamento.

A microbrecha encontrada a norte de Cristina apresenta estrutura singular (foto 68), com uma matriz escura, contendo quartzo, plagioclásio, microclina e biotita, em tamanhos bastante desiguais, onde estão dispersos grandes e abundantes fenoclastos fraturados de granada (por vezes contendo em seu interior todos os elementos da "matriz"), fragmentos de rocha constituída por material argiloso e sílica microcristalina e fragmentos de rocha granítica.

Em algumas porções da rocha nota-se também quartzo estirado e recristalizado, bem como biotita com certa orientação preferencial, já numa gradação para os tipos cataclásticos com estrutura de fluxo.

9 - Outros tipos cataclásticos

Incluem-se neste item as brechas de falha, as rochas "quartzíticas" deformadas e as rochas milonitizadas de natureza diversa.

As rochas cataclásticas do tipo brecha foram observadas em diversas situações, tanto associadas às principais zonas de falha como também a falhas de menor expressão, incluindo-se ainda sua ocorrência junto aos contatos tectônicos de rochas intrusivas.

Dentre as principais ocorrências, destacam-se os afloramentos da BR-146, a sudoeste de Nova Resende (Folha Varginha), relacionados à falha de Campos Gerais; a zona de brecha a nordeste de Guaxupé, relacionada a falhas SW-NE, transversais ao sistema Campos Gerais (E-W); a brecha dos Machados*, relacionada à falha de Jacutinga; bem como ocorrências menores na região de Mogi-Guaçu e sul de Pedreira, algumas destas relacionadas à falha de Valinhos e à intrusão mecânica de rochas graníticas. Além disso, em segmento da falha de Jundiuvira, a sudeste de Campos do Jordão, ocorrem brechas de falha, envolvendo rochas da Formação Pico de Itapeva.

As brechas desenvolvidas sobre rochas de maior cristalinidade caracterizam-se por um aspecto quebradiço e irregular, com fragmentos angulosos de cor e tamanho variados, imersos numa matriz fina geralmente esverdeada, dada a intensa epidotização que acompanha o processo.

Em seu aspecto composicional, geralmente bastante

---

* Denominação informal de Wernick & Penalva (1974) para a brecha tectônica ocorrente na porção terminal norte da serra dos Machados, a oeste de Jacutinga.

variado, destacamos fragmentos de rocha e de álcali-feldspato e grãos angulosos dé quartzo e de plagioclásio, como constituintes maiores. Compondo a matriz, encontramos epidoto-zoisita, sílica microcristalina, clorita, titanita e opacos.

Algumas brechas apresentam matriz mais escura,quase preta, provavelmente devido à presença de ferromagnesianos, como na ocorrência da BR-146, a sudoeste de Nova Resende . Esta mostra-se composta por clastos de feldspato rôseo, em matriz de cor preta, semelhante a um milonito, composta por quartzo, feldspato, biotita, epidoto, granada alterada, óxido de ferro, opacos, sericita, clorita, carbonato, leucoxênio e material argiloso.

Quanto às brechas de falha envolvendo rochas da Formação Pico de Itapeva (de menor grau de cristalinidade), seus aspectos mesoscópicos não se diferenciam muito das rochas originais, tendo menor grau de quebramento e desenvolvimento de epidoto. Ao microscópio, ao mesmo tempo que mostram nítido contraste entre material grosseiro e areno-pelítico metamórfico, apresentam nítidos sinais de intensa cataclase, tais como fraturamento em muitos fragmentos dos elementos maiores, pulverização (por vezes com fluxo) do material intercalado, sericitização e áreas de intensa recristalização.

Em sua composição mineralógica incluímos microclina, quartzo, plagioclásio, sericita, material argiloso, muscovita, biotita, ± granada, ± clorita, ± turmalina, opacos e zircão.

Rochas "quartzíticas" deformadas estão representadas em quase todas as zonas de falha, destacando-se, por sua abundância, as de Jacutinga, Monte Sião (foto 69) e Valinhos (Folha Campinas), bem como o complexo tectonítico de Campo do Meio e a falha de Bom Jesus da Penha (Folha Varginha).

Mesoscopicamente, são rochas de granulometria va-

riada, desde tipos muito finos e cores escuras (devido à refração da luz em material moído), até outros mais grosseiros, com lentes de quartzo segregado, de aspecto sacaróide e freqüentemente micáceo. Estes são especialmente comuns em unidades dos complexos Itapira e Amparo. Ao microscópio, mostram-se constituídos dominantemente por quartzo, em geral bastante deformado (extinção ondulante), estirado e quebrado, muscovita em quantidades razoáveis, além de feldspato sericitizado, sericita, ± biotita, ± clorita, ± turmalina, opacos, zircão e material argiloso.

Finalmente, como particularidade das rochas cataclásticas, destaca-se a freqüente ocorrência de metaconglomerado milonitizado, na região de Carmo do Rio Claro.

6.3 - Paleozóico

6.3.1 - Super-Grupo Tubarão

O termo Tubarão foi primeiramente empregado como série por White (1908), para denominar o conjunto de rochas contendo leitos glaciais, bem como as camadas carboníferas com plantas fósseis que ocorrem na região drenada pelo rio Tubarão, em Santa Catarina.

Oliveira (1916, in: Muhlmann let alii, 1974) restringiu o emprego do termo, denominando como Série Tubarão apenas as camadas contendo carvão e plantas fósseis. Para o conjunto de rochas contendo leitos glaciais empregou o termo Série Itararé.

Gordon Jr. (1947) e também Maack, no mesmo ano, empregaram a denominação de Série Tubarão de uma maneira mais ampla, retornando aos conceitos originais de White (1908). Esta conceituação, de uma maneira geral, foi mantida nos trabalhos subseqUentes, tendo sido, no entanto, empregada na categoria de grupo por Northfleet et alii (1969). Almeida (1954) denominou a seção equivalente à Série Tubarão, no estado de Mato Grosso, de Série Aquidauana.

Muhlmann et alii (op.cit.) elevou o termo para a categoria de Super-Grupo, dividindo-o nos grupos Itararé e Guatá, classificação que é adotada no presente trabalho.

6.3.1.1 - Grupo Itararé Indiviso

1 - Definição e histórico

O Grupo Itararé, como definido por Muhlmann et alii (op.cit.), compreende a seqUência sedimentar de idade permo-carbonífera, cujos depósitos são caracterizados por diamictitos, principalmente, refletindo influências glaciais nos seus diferentes ambientes deposicionais. Corresponde à Série Itararé de Oliveira (op.cit.), que definiu como locali-

dade-tipo a cidade homônima, entre os limites de São Paulo e Paraná. Gordon Jr. (op.cit.) reduziu o termo para a categoria de grupo.

A denominação Itararé, de uma maneira geral, é aceita nos trabalhos da bacia do Paraná, mantendo-se aproximadamente os mesmos limites estratigráficos, tendo sido, porém, empregada segundo várias categorias: série, grupo, sub-grupo, formação ou mesmo fácies.

Um dos grandes problemas do Grupo Itararé tem sido a sua divisão em unidades estratigráficas diferenciadas, que apresentem validade regional.

No caso particular da bacia do rio Tietê, no estado de São Paulo, a primeira divisão do Itararé deve-se a Barbosa & Almeida (1949). Esses autores, baseados principalmente em associações fossilíferas e em diversos níveis de tilito, dividiram a unidade em cinco formações: Itu, Capivari, Gramadinho, Tietê e Itapetininga. Mais tarde, em 1953,estes mesmos autores propõem uma redução para apenas duas formações: Gramadinho e Tietê. Barbosa & Gomes (1958) propõem as denominações Itu, Elias Fausto, Capivari e Gramadinho.

Essas divisões e denominações, por serem de uso local e, provavelmente, de difícil reconhecimento em trabalhos de mapeamento regional, não foram utilizadas em outras áreas da bacia.

Northfleet et alii (op.cit.) propuseram a divisão da unidade nas formações Aquidauana e Itararé, classificação esta adotada por Andrade & Soares (1971), no estado de São Paulo.

O trabalho de revisão estratigráfica da bacia do Paraná, realizado por Muhlmann et alii (op.cit.), baseado na integração de diversos dados existentes, dividiu o Grupo Itararé, nos estados do Paraná e Santa Catarina, nas formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul. Em Goiás e Mato Grosso

o grupo estaria representado apenas pela Formação Aquidauana, contemporânea ou mesmo contínua com a Formação Campo do Tenente. No estado de São Paulo, entretanto, embora a Formação Aquidauana seja bem reconhecida, o Grupo Itararé foi mantido indiviso, por falta de trabalhos de detalhe, que permitam sua divisão nas unidades acima, com o que também concordamos.

2 - Características fotogeológicas

O comportamento aerofotográfico do Grupo Itararé mostra poucas divergências com as rochas sedimentares adjacentes. A tonalidade fotográfica predominante é a cinza clara, nas regiões de vegetação rasteira, tornando-se mais escura onde ocorre a vegetação do tipo cerrado. A drenagem é pouco desenvolvida e enquadra-se num padrão pinado. Os rios principais têm, geralmente, cursos meandriformes, sendo comuns as cicatrizes de meandros. A drenagem secundária é com freqüência reta, com leitos pouco profundos, denotando, possivelmente, rios jovens ou reflexos de uma litologia altamente permeável. O relevo é monotonamente plano, verificando-se raras ondulações nas proximidades das rochas cristalinas. A atuação dos agentes erosivos exerce pouca influência no modelado geomorfológico.

3 - Características litológicas e sedimentares

O Grupo Itararé apresenta grande diversidade litológica, predominando, no entanto, os clásticos grosseiros, que ocorrem em toda a seção (fotos 70 e 71).

Segundo Northfleet et alii (1974), as variações laterais de fácies são uma das características mais marcantes desse pacote sedimentar. Diamictitos passam lateralmente para folhelhos várvicos, ritmitos e arenitos.

Segundo Soares et alii (1974), a seção inferior do Grupo Itararé, correspondente à Formação Aquidauana, como

descrita por Almeida (1954) e por Beurlen (1956) como "Série Aquidauana", na borda oeste da bacia, é constituída na área por sedimentos essencialmente arenosos, com diamictitos caracterizados por cor vermelho-tijolo. Os arenitos mostram granulometria bastante variável, desde grosseira a muito fina, com abundante matriz argilosa, vermelho-tijolo ou marrom-avermelhada, apresentando estratificação cruzada planar de pequeno a médio porte. Os diamictitos contêm seixos e matacões em pequena proporção, de composição quartzítica e de outras rochas metamórficas e sedimentares. Ainda segundo esses mesmos autores, o teor de seixos dos corpos de diamictitos diminui em direção ao topo, passando para lamitos arenosos e síltico-argilosos. Siltitos maciços a laminados são comuns em toda a seção.

Segundo Andrade & Soares (op.cit.) essa seção correspondente à Formação Aquidauana começa a ocorrer a partir do rio Mogi-Guaçu em direção ao norte. A sul do rio Piracicaba passam a predominar os caracteres da seção superior do Grupo Itararé, denominada na área de "Formação Itararé" pelos geólogos paulistas. Nessa seção, onde praticamente desaparecem as características vermelhas da seqüência inferior, dominam clásticos grosseiros, arenitos, conglomerados, diamictitos, com subordinações de siltitos, ritmitos e folhelhos. Os arenitos apresentam granulometria variada, tornando-se, às vezes, conglomeráticos. Normalmente mostram estratificação plano-paralela e cruzada do tipo planar e acanalada.

No domo de Pitanga, a norte de Piracicaba, os arenitos correspondentes a essa seção superior do Grupo Itararé apresentam coloração creme clara, com granulometria variável, predominantemente média à grosseira, com níveis conglomeráticos, boa porosidade e subordinadas intercalações de lamitos e diamictitos. Localmente, ocorrem interdigitados com arenitos vermelhos, semelhantes aos da seção basal do grupo e correspondentes à Formação Aquidauana.

Ocorrências isoladas de sedimentos provavlemente correlacionáveis ao Grupo Itararé foram encontradas dentro da área pré-cambriana, dos quais as mais importantes são as de Águas da Prata, do norte de Andradas e do Véu das Noivas, por estarem intimamente relacionadas com o maciço alcalino de Poços de Caldas. As duas primeiras apresentam, segundo Ellert (1959), espessura superior a 100 m, ocorrendo na base "folhelhos com intercalações de camadas arenosas e no topo arenitos com estratificação cruzada".

Em Águas da Prata os termos lembram perfeitamente rochas do Super-Grupo Tubarão. São siltitos argilosos e arenosos de cor vermelho-chocolate, com pequenos seixos arredondados (2 cm a 6 cm de dimensão maior), intercalados com finas camadas de arenitos claros. Na estrada que conduz à fazenda São Vicente são visíveis inúmeros pequenos diques de rocha alcalina e básica cortando estes sedimentos. Sobrepostos a este pacote encontramos arenitos silicificados, em alguns locais friáveis (fazenda São Vicente), de granulação fina, muito bem selecionados e com estratificação cruzada.

Os arenitos encontrados nestas ocorrências apresentam-se em geral bastante silicificados e recristalizados, o que dificulta a sua perfeita identificação e, principalmente, o seu posicionamento estratigráfico. Assim, a sua posição estratigráfica é bastante discutível, tendo sido considerados duvidosamente carboníferos por Derby (1887) e triássicos (Formação Botucatu) por Barbosa (1936) e Freitas (1943). Os folhelhos, segundo os dois últimos autores, pertenceriam à "Formação Estrada Nova", de idade permiana (In: Ellert, op. cit.).

Bjornberg considerou estes arenitos inicialmente (1959), com ressalvas, como relacionados à Formação Botucatu. Posteriormente Bjornberg et alii (1965) acharam sedimentos idênticos na região de Casa Branca, correlacionados ao Super-Grupo Tubarão.

4 - Espessura e distribuição

Segundo Soares et alii (1974), a espessura da sequência basal do Grupo Itararé (correspondente à Formação Aquidauana), é da ordem de 300 m, entre Mococa e Santa Rosa do Viterbo. Em Capetinga alcança apenas 50 m, para desaparecer ao norte de Santa Rita de Cássia. Andrade & Soares (op. cit.), baseados em dados de poços e de superfície, estimaram a espessura máxima da seção superior do grupo ("Formação Itararé") em aproximadamente 1.200 m, diminuindo na direção nor-nordeste. Dessa forma, a espessura máxima do Grupo Itararé na área seria de cerca de 1.500 m.

Esse conjunto de rochas apresenta uma largura máxima de afloramento da ordem de 35 km, estreitando-se para o norte e limitando-se a leste com as rochas cristalinas do embasamento pré-cambriano. Desenvolve-se numa direção aproximada N-S, sofrendo pequenas interrupções por coberturas quaternárias do rio Mogi-Guaçu e do rio Pardo, mais a norte. A oeste de São José do Rio Pardo o conjunto sofre um estrangulamento, reduzindo-se a faixa de afloramento para 10 km. Exposições representativas ocorrem próximas a Araras, Piracicaba e ainda entre Mococa e Santa Rosa do Viterbo. Esse pacote sedimentar cobre uma área de aproximadamente 6.800 km^2 (folhas Ribeirão Preto e Campinas).

5 - Relações estratigráficas

As rochas do Grupo Itararé repousam, na área, diretamente sobre o embasamento cristalino através de uma superfície de não conformidade. Soares et alii (op.cit.) identificaram em muitos locais, sobre essa superfície de contato, um conglomerado de composição polimítica, com matacões de até 3 m de diâmetro. O contato superior também é discordante com a Formação Tatuí.

6 - Idade e ambiente de deposição

A idade das rochas do Grupo Itararé, determinada por Daemon & Quadros (1969), com base em esporomorfos, estende-se do Carbonífero superior (Stephaniano) ao Permiano médio (Kunguriano). Ainda segundo esses autores, no leste e sul da bacia, as rochas da parte superior do grupo, correspondentes à "Formação Itararé", depositaram-se de maneira contínua desde o Stephaniano até o Kunguriano. Já a deposição do pacote basal (Formação Aquidauana), no flanco oeste, se deu apenas durante o Stephaniano.

No centro-leste de São Paulo as relações de campo observadas por Andrade & Soares (1971) revelaram um interdigitamento da fácies tipo Aquidauana com rochas do topo do Grupo Itararé. As análises palinológicas dessa área confirmaram, posteriormente, uma contemporaneidade dessas rochas, atribuindo-se-lhes idade kunguriana.

Como vimos na definição de Muhlmann et alii (op. cit.), o Grupo Itararé é caracterizado principalmente por diamictitos, refletindo influências glaciais nos seus diferentes ambientes deposicionais. Segundo a maioria dos autores, na seqüência inferior do grupo, "fácies tipo Aquidauana", predominou uma sedimentação continental, não havendo, ao que parece, uma contribuição marinha. De acordo com Soares et alii (1973), depósitos fluviais são os mais comuns da base ao topo da unidade. Alguns denunciam condições torrenciais de deposição, outros correspondem à deposição de rios meandrantes. Os diamictitos podem representar o retrabalhamento de depósitos glaciais. A coloração vermelha desses sedimentos parece refletir condições fortemente oxidantes do processo sedimentar a que o material foi submetido.

Na seqüência restante do Grupo Itararé, correspondente à "Formação Itararé", ocorrem depósitos glaciais, flúvio-glaciais, marinhos, transitivos e continentais.

Segundo Sanford & Lange (1960), o Pensilvaniano

inferior foi uma idade de ampla glaciação na maior parte das zonas polares e temperadas do hemisfério sul. O centro da glaciação que influenciou na sedimentação do Grupo Itararé na bacia do Paraná, provavelmente, estava sobre os escudos elevados uruguaio, riograndense e patagoniano, com algumas ramificações mais ao norte, sobre as cadeias de montanhas dobradas dos escudos brasileiros, central e litorâneo. A área deposicional nunca esteve muito abaixo ou acima do nível do mar, como evidenciado por diversas transgressões marinhas interglaciais.

6.3.1.2 - Grupo Guatá - Formação Tatuí

1 - Definição e histórico

O Grupo Guatá compreende a seqüência sedimentar de idade permiana, constituída por siltitos e arenitos com intercalações de camadas de carvão e folhelhos carbonosos, sobrepostos ao Grupo Itararé e sotopostos à Formação Irati.

A denominação de Grupo Guatá foi proposta por Gordon Jr. (op.cit.), para caracterizar o conjunto de rochas acima referido, equivalente à parte superior da Série Tubarão de White (1908). A localidade-tipo encontra-se nas vizinhanças da cidade de Guatá, na estrada do Rio do Rasto, junto a Lauro Muller, município de Orleãs, Santa Catarina.

Muhlmann et alii (op.cit.) dividiram o Grupo Guatá nas formações Palermo e Rio Bonito, cujas designações já são por demais consagradas nos estados do Paraná e Santa Catarina. Os dois nomes são designações de White (1908), que os denominou inicialmente "Schistos Palermo" e "Camadas Rio Bonito". No estado de São Paulo, a Formação Rio Bonito mostra-se incompleta e representada apenas pelo Membro Paraguaçu, como evidenciado pela figura 32. No estado acima referido, Washburne (1930) englobou os sedimentos correspondentes à Formação Rio Bonito (parte superior), com os da Formação Pa

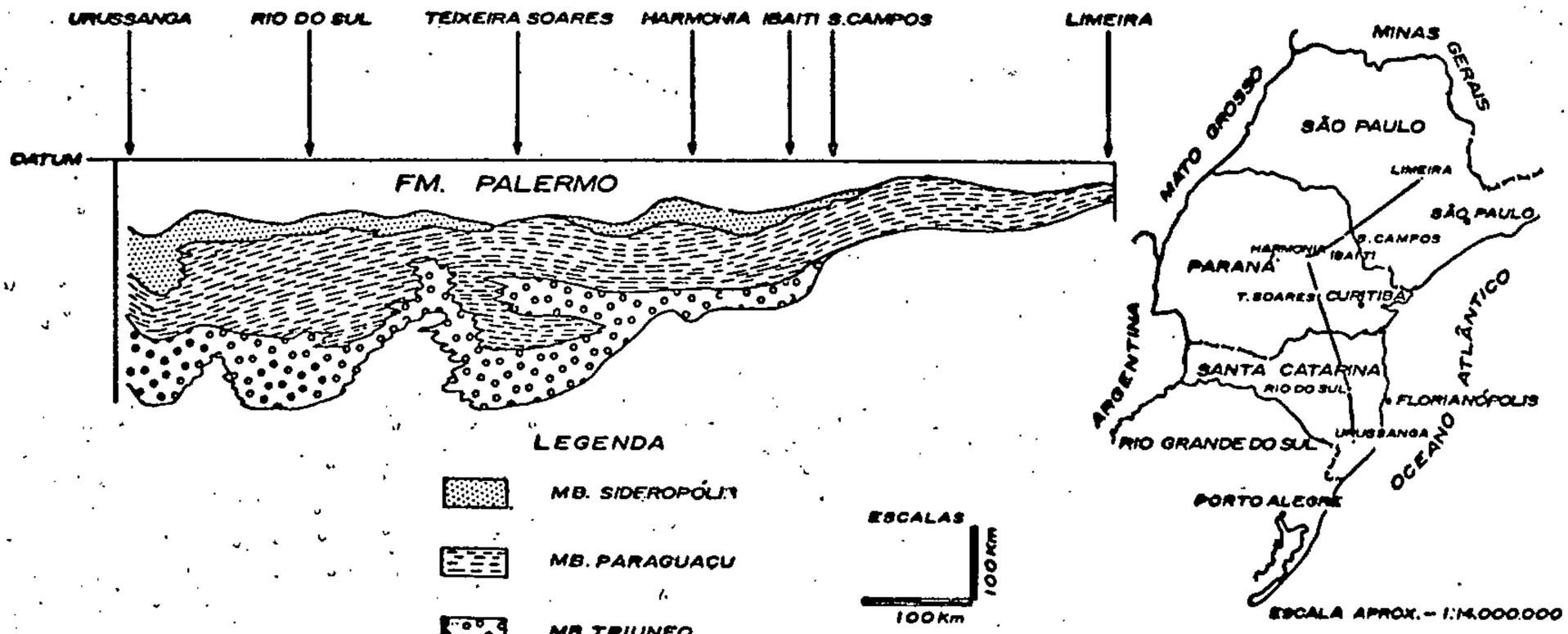


Figura 32 – Distribuição dos membros da formação RIO BONITO na BACIA DO PARANÁ.

DATUM : Topo da formação PALERMO (TATUÍ)

Fonte : MUHLMANN et alii, 1974 (Mod. de Medeiros & Thomas, 1973).

lermo, sobreposta, denominando-os de Formação Tatuí, o que nos parece em perfeita concordância com o código de nomenclatura estratigráfica, de modo que a adotaremos no presente trabalho. Além disso, embora os nomes Rio Bonito e Palermo sejam consagrados nos estados do Paraná e Santa Catarina, o termo Tatuí tem sido preferido pelos geólogos paulistas. Barbosa & Almeida (1949) e Barbosa & Gomes (1958) denominaram esses sedimentos de Membro Tupi da Formação Itapetininga.

A Formação Tatuí foi redefinida por Soares (1972), para representar um pacote de siltitos arenosos, arenitos e camadas de sílex, de cores arroxeada no membro inferior e amarelo-esverdeada no superior, assentado sobre o Grupo Itararé, em discordância erosiva. De acordo com Muhlmann et alii (1974), os sedimentos do membro inferior corresponderiam ao Membro Paraguaçu da Formação Rio Bonito, enquanto os do membro superior equivaleriam à Formação Palermo.

Recentemente, o termo Formação Tatuí, dividido nos membros inferior e superior, vem sendo empregado por vários geólogos paulistas, entre os quais Soares (1972), Landim & Fúlfaro (1972) e Soares & Landim (1974). Essa classificação é também adotada no presente trabalho e a seção de referência em subsuperfície mostrada na figura 33.

2 - Características fotogeológicas

Em fotos aéreas essa seqüência apresenta-se com uma tonalidade cinza e textura algo mosqueada. A densidade da rede de drenagem ocupa uma posição intermediária entre a apresentada pelas formações subjacentes (Grupo Itararé) e a da Formação Irati, sobrejacente. Além disso, na Formação Tatuí desenvolve-se um solo mais adequado à agricultura do que no Grupo Itararé.

O relevo cuestiforme dessa seqüência, salientado por Andrade & Soares (op.cit.) como sua mais importante característica foto-interpretativa, é, muitas vezes, de sutil

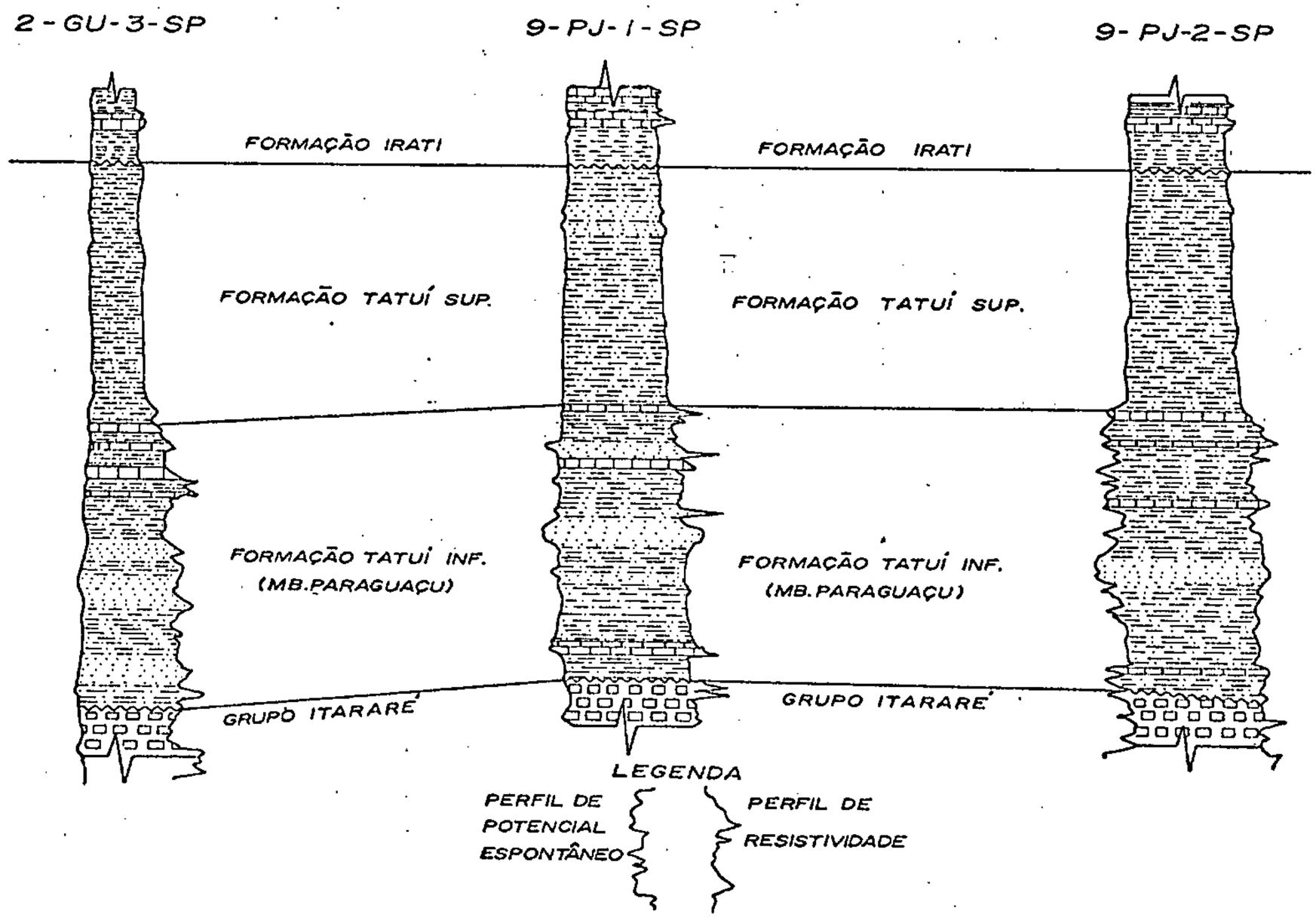


Figura 33 – Formação Tatuí — Seção de referência de subsuperfície.

(Modificada de MUHLMANN et alli, 1974)

ESCALA VERTICAL – 1:1000

observação, evidenciando-se melhor na bacia do rio Capivari. Segundo esses mesmos autores, na parte basal da "cuesta" ocorre uma quebra negativa, correspondente ao contato do membro inferior do Tatuí (equivalente ao Rio Bonito) com rochas do Grupo Itararé; na porção média, onde se situa o contato Tatuí inferior/superior (Rio Bonito/Palermo), não se verifica quebra, sendo o contato delimitado apenas com base em controle de campo; finalmente, na porção superior volta a ocorrer outra boa quebra negativa, que marca o contato Irati/Tatuí.

3 - Características litológicas e sedimentares

O membro inferior da Formação Tatuí, correspondente ao Membro Paraguaçu da Formação Rio Bonito (Muhlmann et alii, op.cit.), é representado na área por um pacote de siltitos arenosos de cor marrom-avermelhada a arroxeada, localmente com manchas esverdeadas, argilosos, em parte calcíferos, dominantemente maciços; subordinadamente, ocorrem corpos de arenitos de granulação muito fina, às vezes média, avermelhados. O membro superior, equivalente à Formação Palermo, constitui-se de siltitos arenosos, de cor esverdeada a amarelada (fotos 72 e 73), localmente apresentando finas camadas e concreções de sílex; arenitos de granulação média, biotíticos, são ocasionalmente encontrados em direção à base da seqüência. Laminação ondulada e estratificação cruzada são encontradas, às vezes, nos corpos arenosos, além da presença comum de camadas bioturbadas.

4 - Espessura e distribuição

Segundo Andrade & Soares (op.cit.), a espessura máxima da seqüência equivalente ao Tatuí inferior é de cerca de 40 m perto de Laranjal Paulista (sul da área). Na bacia do rio Corumbataí, na fazenda Pitanga, varia de 14 m a 28 m, refletindo, possivelmente, as irregularidades da paleotopografia deposicional. Já o Tatuí superior atinge 55 m em La-

ranjal Paulista, cerca de 30 m em Rio das Pedras e Limeira, diminuindo para 20 m em Araras e na bacia do rio Corumbataí, desaparecendo a norte do rio Mogi-Guaçu. Devido à falta de trabalhos de detalhe, que englobem a totalidade da área do projeto, a divisão do Tatuí nos membros inferior e superior é representada em mapa apenas na Folha Campinas (SF.23-Y-A), permanecendo indivisa na Ribeirão Preto (SF.23-V-C).

As rochas pertencentes à Formação Tatuí mostram uma faixa contínua de afloramentos na bacia do rio Capivari, apresentando direção nordeste até a localidade de Rio das Pedras e continuando em direção norte-nordeste até Limeira e Araras para, finalmente, desaparecer a nordeste de Leme. A principal área de ocorrência situa-se nos municípios de Limeira e Piracicaba, voltando a ocorrer em manchas descontínuas entre Moçoca e Cajuru, cobrindo um total de 700 km^2, aproximadamente.

5 - Relações estratigráficas

A Formação Tatuí repousa sobre as rochas do Grupo Itararé, através de discordância erosiva. O contato do Tatuí inferior com o superior e deste com o Irati, dá-se também por discordância, como observado por diversos autores (Barbosa & Almeida, 1949; Barbosa & Gomes, 1958; Andrade & Soares, 1971).

6 - Idade e ambiente de sedimentação

A idade da seqüência de rochas correspondentes à Formação Tatuí, determinada por Daemon & Quadros (1969), com base em dados palinológicos, estende-se do Permiano médio (Kunguriano) ao superior (Kazaniano).

Segundo Muhlmann et alii (1974), a sedimentação da seqüência correspondente ao Tatuí inferior ocorreu em um ambiente marinho que transgrediu sobre uma ampla plataforma rasa, recobrindo os sedimentos do Grupo Itararé, anteriormen-

te expostos à erosão. Com relação aos sedimentos correspondentes ao Tatuí superior, ainda segundo aqueles autores, suas características litológicas e sedimentares indicam que os mesmos foram também depositados em uma extensa plataforma rasa, durante uma fase transgressiva. A intensa bioturbação encontrada nesses sedimentos indica que essa deposição se deu abaixo do nível da ação das ondas. Localmente, no entanto, a ação de correntes foi mais intensa, podendo-se observar laminações paralelas associadas a marcas ondulares.

6.3.2 - Grupo Passa Dois

A divisão do Grupo Passa Dois, adotada no presente trabalho, segue o esquema proposto por Muhlmann et alii (op.cit.), sendo representado em São Paulo, Goiás e Mato Grosso pelas formações Irati e Corumbataí e no Paraná e Santa Catarina pelas formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto.

A denominação Passa Dois foi utilizada primeiramente por White (1908), que a empregou na categoria da série, para representar um conjunto de camadas de natureza "folhelhosa", com subordinações de arenito, calcário e sílex, bem expostas ao longo das cabeceiras do rio Passa Dois, em Santa Catarina. White (1908) dividiu a série em três membros: Calcário da Rocinha, o mais superior; Camadas da Estrada Nova, o médio; Folhelho Irati, o mais inferior.

Gordon Jr. (1947) também empregou o termo como série, porém de uma maneira mais ampla, incluindo os sedimentos da Formação Rio do Rasto, critério adotado posteriormente pela maioria dos trabalhos realizados sobre a bacia do Paraná. Mendes (1967) foi quem primeiro empregou o termo grupo.

6.3.2.1 - Formação Irati

1 - Definição e histórico

O nome foi utilizado pela primeira vez por White

(1908), para denominar a espessa seqüência de folhelhos pretos, largamente distribuídos na bacia do Paraná. A seção-tipo aflora em um corte de estrada, cerca de 3 km a sul da estação ferroviária de Irati, no Paraná, e contém grande quantidade de restos do réptil fóssil *Mesosaurus brasilienses*. A definição original inclui sedimentos da atual Formação Serra Alta. Oliveira (1912, 1916 e 1927), redefiniu o termo, subtraindo os sedimentos pertencentes à Formação Serra Alta e elevando-o para a categoria de grupo (In: Muhlmann et alii, 1974). Mendes (1952) empregou o termo Irati na categoria de formação.

Barbosa & Gomes (1958) dividiram a formação nos membros Taquaral, mais inferior e Assistência, divisão retomada por Muhlmann et alii (op.cit.) e adotada no presente. A seção de referência em subsuperfície, indicada pelos autores retromencionados, é mostrada na figura 34.

2 - Características fotogeológicas

Em fotografia aérea a formação pode ser facilmente identificada nas regiões de "cuestas", como na bacia do rio Capivari, utilizando-se o critério de "quebra negativa". Já nas áreas mais amplas, sua identificação é difícil, pois a intensa atividade agrícola torna a textura fotográfica muito semelhante à das áreas de afloramento de grandes soleiras básicas. Nestes casos a delimitação das soleiras e da Formação Irati foi feita com base nos mapas de semi-detalhe existentes (1:100.000) e através de observação de campo. A rede de drenagem e o entalhamento são menos intensos do que nas seqüências subjacentes. Deve-se salientar que a ocorrência de pedreiras, utilizada como critério de identificação dessa formação, nem sempre é válido, devido à freqüência de soleiras básicas, nas quais também, muitas vezes, se abrem frentes de exploração.

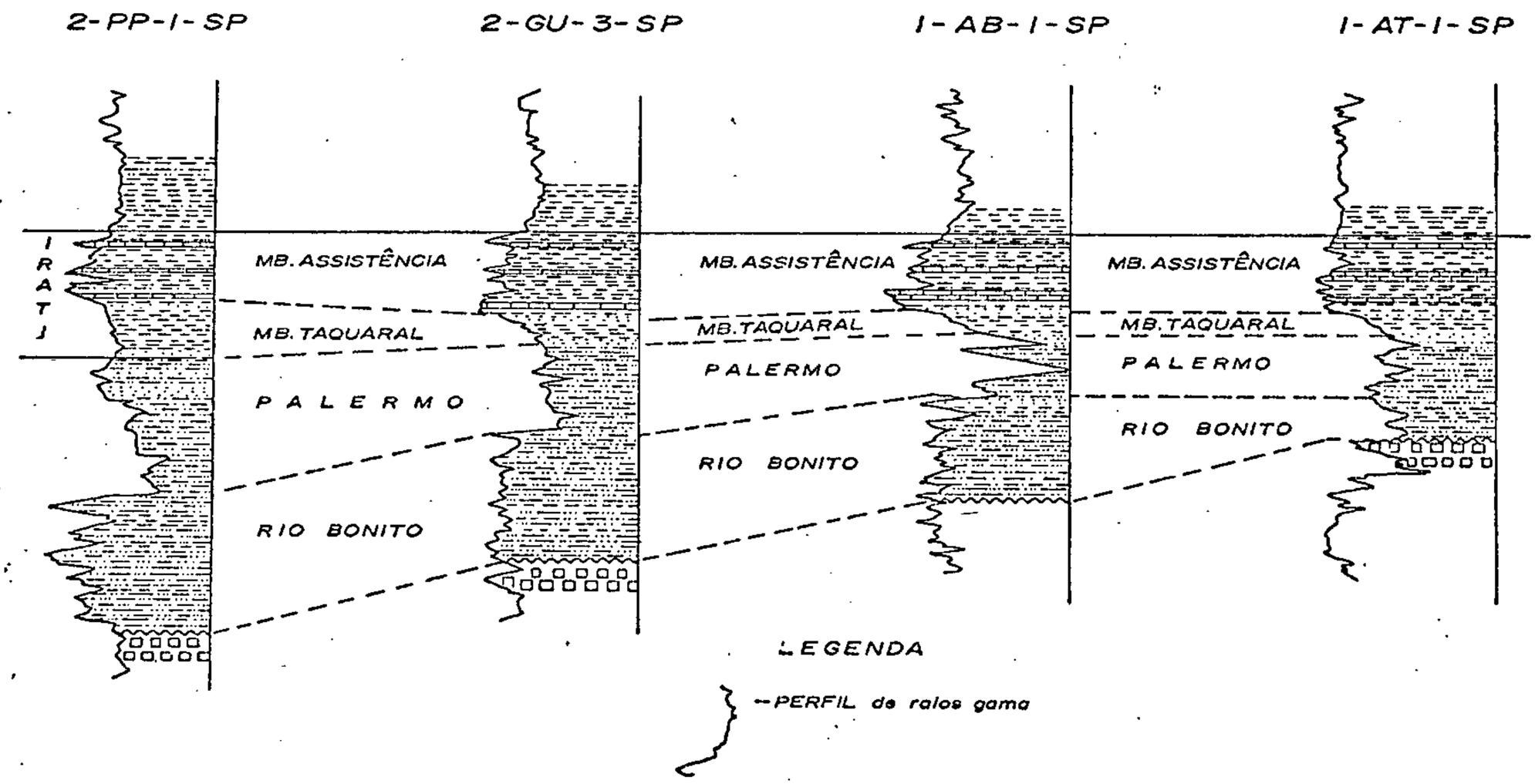


Figura 34 - Formação Iratí - Seção de referência de subsuperfície

(Fonte : MUHLMANN et alii , 1974)

ESCALA VERTICAL — 1:2500

CPRM

3 - Características litológicas e sedimentares

A porção inferior da Formação Irati, denominada de Membro Taquaral, consiste, predominantemente, de uma seqüência de siltitos e folhelhos cinza escuros a médios, ocorrendo, por vezes, na base, um nível conglomerático com seixos de quartzo e sílex. Observam-se ainda laminações paralelas, como principais estruturas sedimentares singenéticas dessa unidade.

O Membro Assistência é constituído, litologicamente, por uma alternância rítmica de folhelhos pretos pirobetuminosos e calcários cremes a cinza escuros, dolomíticos (foto 74). Esses calcários apresentam-se, às vezes, bastante silicificados, sendo característica a ocorrência de nódulos de sílex ("bonecas" de sílex). Freqüentemente ocorre na base do Membro Assistência um banco de calcário dolomítico, com 2 m a 3 m de espessura, explorado por numerosas pedreiras, devido a sua utilização como corretivo de solos ácidos. Laminações paralelas são as principais estruturas sedimentares, podendo ser encontradas mais raramente, segundo Andrade & Soares (op.cit.), nos leitos de calcário, marcas onduladores, laminações cruzadas, convolutas, oólitos, brechas intraformacionais e estruturas algálicas.

4 - Espessura e distribuição

Segundo Andrade & Soares, (op.cit.), a formação apresenta espessura constante, em torno de 40 m, dos quais 30 m do Membro Assistência e 10 m do Taquaral. Ainda segundo os mesmos autores, o Membro Assistência desaparece em Limeira, enquanto o Taquaral se prolonga até leste de Leme.

A unidade ocorre como uma faixa quase contínua de afloramentos, seguindo em direção nordeste, desde o sul de Laras até a localidade de Rio das Pedras, infletindo para norte, passando por Piracicaba e continuando até as proximidades de Rio Claro. Na altura de Piracicaba apresenta uma ra

mificação para nordeste, cuja faixa de afloramento é menos expressiva que a anterior, prolongando-se, porém, até leste de Leme, passando por Limeira e Araras.

Essa formação apresenta-se, na maioria da área, bastante decomposta, dando um produto de alteração de cor semelhante à da "terra roxa", com a qual se confunde por vezes. Boas exposições da mesma são encontradas nas pedreiras e ainda no vale do rio Corumbataí. A extensão aflorante é da ordem de 280 km^2 nos limites da área do projeto.

5 - Relações estratigráficas

O contato do Membro Taquaral da Formação Irati com a Formação Tatuí sotoposta apresenta relações discordantes, evidenciadas principalmente pela presença de nível conglomerático na base da unidade, como se referem diversos autores, entre os quais Barbosa & Almeida (1949); Barbosa & Gomes (1958) e Andrade & Soares (1971). Trata-se, no entanto, de diastemas, uma vez que, na maior parte da bacia do Paraná, esse contato dá-se de modo concordante. O contato superior com o Membro Assistência e deste com a Formação Corumbataí apresenta-se concordante.

6 - Idade e ambiente de sedimentação

A idade permiana da Formação Irati foi estabelecida por MacGregor (1908, in: White, 1968), ao descrever o réptil fóssil *Mesosaurus brasiliensis* e compará-lo com formas semelhantes que ocorrem no Permiano inferior da África do Sul. Daemon & Quadros (op.cit.) com base em palinomorfos, situam os sedimentos da Formação Irati no Permiano superior (Kazaniano), sendo que, no estado de São Paulo, as amostras analisadas forneceram palinomorfos do Kazaniano/Tartariano.

Segundo Muhlmann et alii (1974), as características litológicas e sedimentares da Formação Irati indicam, para o Membro Taquaral, deposição em ambiente marinho de águas

calmas, abaixo do nível de ação das ondas e, para o Membro Assistência, um ambiente marinho raso, onde ocorreram condições de restrição da bacia, que possibilitaram a deposição dos folhelhos pirobetuminosos e calcários; esses desenvolveram-se, preferencialmente, em áreas de plataforma, como no estado de São Paulo, onde as restrições foram ainda mais severas, com formação inclusive de anidrita.

6.3.2.2 - Formação Corumbataí

1 - Definição e histórico

Segundo Landim (1970), o nome Corumbataí apareceu pela primeira vez em 1916, em relatório da Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo. A formação assim definida abrangia toda a seqüência de folhelhos variegados, cinza escuros, róseos e avermelhados, desde o topo do Irati até a base do Pirambóia.

Uma descrição dessa unidade deve-se a Pacheco (1927), que indicou as exposições que ocorrem no vale do rio Corumbataí, município de Piracicaba (São Paulo), como seção-tipo. Florence & Pacheco, citados por Landim (op.cit.), verificaram que, nos estados sulinos, a parte superior da Formação Corumbataí corresponde em parte ao Rio do Rasto, mas o nome continuou a ser mantido, devido à inexistência de melhores relações estratigráficas que permitissem sua divisão em duas formações.

Almeida & Barbosa (1953) e Barbosa & Gomes (op. cit.) adotaram a denominação de Formação Estrada Nova, designação de White (1908), em lugar de Corumbataí.

A denominação de Formação Estrada Nova é de uso comum entre os geólogos paulistas, que a dividem em dois membros: Teresina (superior) e Serra Alta (inferior). Recentemente, Muhlmann et alii (op.cit.), confirmando as constatações de Florence & Pacheco (op.cit.), retomaram o termo Co-

rumbataí para representar os sedimentos situados entre as formações Irati e Pirambóia, não só no estado de São Paulo, como também em Goiás e Mato Grosso. Segundo os referidos autores, os mapeamentos geológicos efetuados pela Petrobrás nessas áreas permitem caracterizar, na Formação Corumbataí, uma seqüência inferior, essencialmente argilosa, de cor cinza a uma superior argilosa, de cores arroxeada e avermelhada, com intercalações de bancos calcíferos e camadas de arenitos muito finos. A seção inferior equivale às formações Serra Alta e Teresina, enquanto que a superior corresponde, lateralmente, ao Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto dos estados do Paraná e de Santa Catarina. A designação de Formação Corumbataí adotada no presente trabalho baseia-se na conceituação de Muhlmann et alii (op.cit.) acima mencionada. As seções de referência indicadas por esses autores são mostradas nas figuras 35 e 36.

2 - Características fotogeológicas

Em fotografia aérea a formação se apresenta em tonalidades cinza escura e com textura mosqueada, devido à vegetação que se desenvolve nas cabeceiras de suas drenagens. Esta, por sua vez, apresenta-se bastante entalhada e numa rede bem adensada, obedecendo a um padrão pinado. As quebras negativas, utilizadas por Andrade & Soares (op.cit.) para delimitar os contatos das várias unidades na área, não se apresentam bem distintas, existindo, assim, grande dificuldade para delimitação dos contatos, principalmente entre o topo dessa unidade e a base da Formação Pirambóia sobreposta, a qual apresenta um caráter bastante argiloso na sua seqüência inferior. Tal dificuldade ocorre, mormente, na região de Artemis e a sudoeste de Piracicaba.

3 - Características litológicas e sedimentares

A Formação Corumbataí é constituída, na sua seção inferior, de um pacote de argilitos, folhelhos e siltitos cin

GRUPO	FORMAÇÃO	ESPESSURA (m)	LITOLOGIA	D E S C R I Ç Ã O
SÃO BENTO	PIRAMBÓIA			
PASSA DOIS	CORUMBATAÍ	A		*Folhelhos síltico arroxeados* *Brecha conchífera* *Folhelhos síltico arroxeados com intercalações de arenitos finos, calcíferos, com escamas e dentes de peixes* *Calcário coquinóide e oolítico* *Calcário róseo* *Folhelhos síltico variegados e arenitos finos* *Arenito fossilífero* *Folhelhos síltico arroxeados, cinerosos calcíferos e arenitos finos* *Folhelhos síltico arroxeados*

ESCALA 1 : 1.000

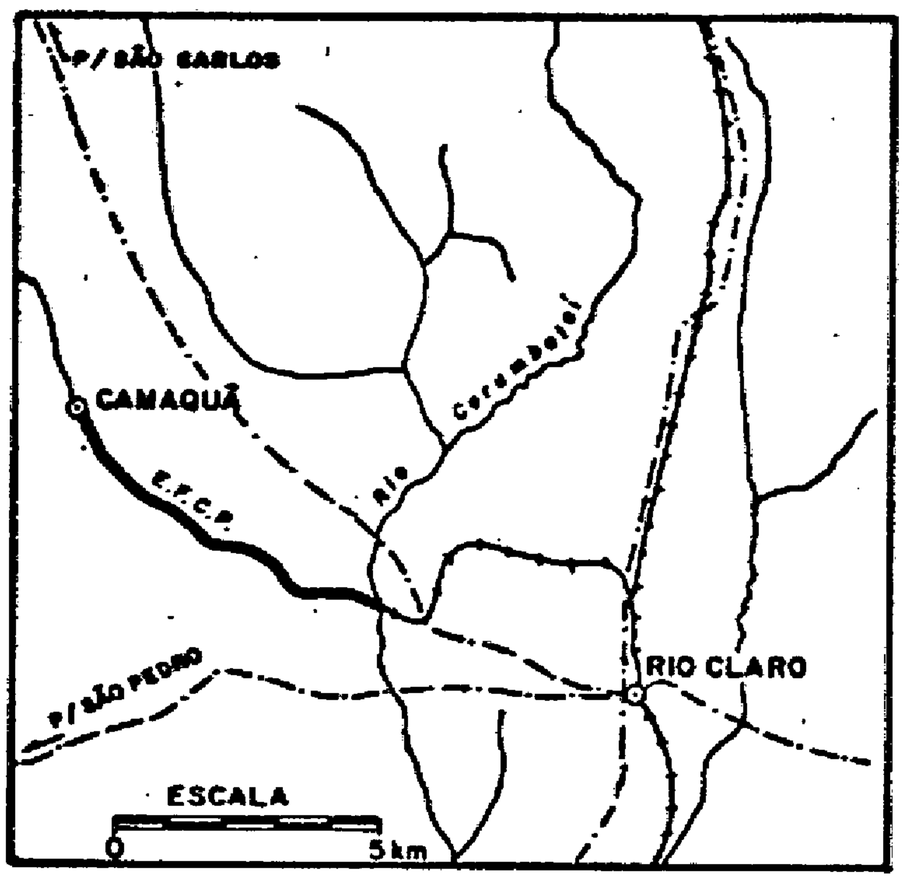


Figura 35 - Formação Corumbataí - Seção de referência trecho da ferrovia entre o rio Corumbataí e Camaquã - Munic. Rio Claro - Mod. de Mendes, 1962.

(Fonte: Muhlmann et alii, 1974)

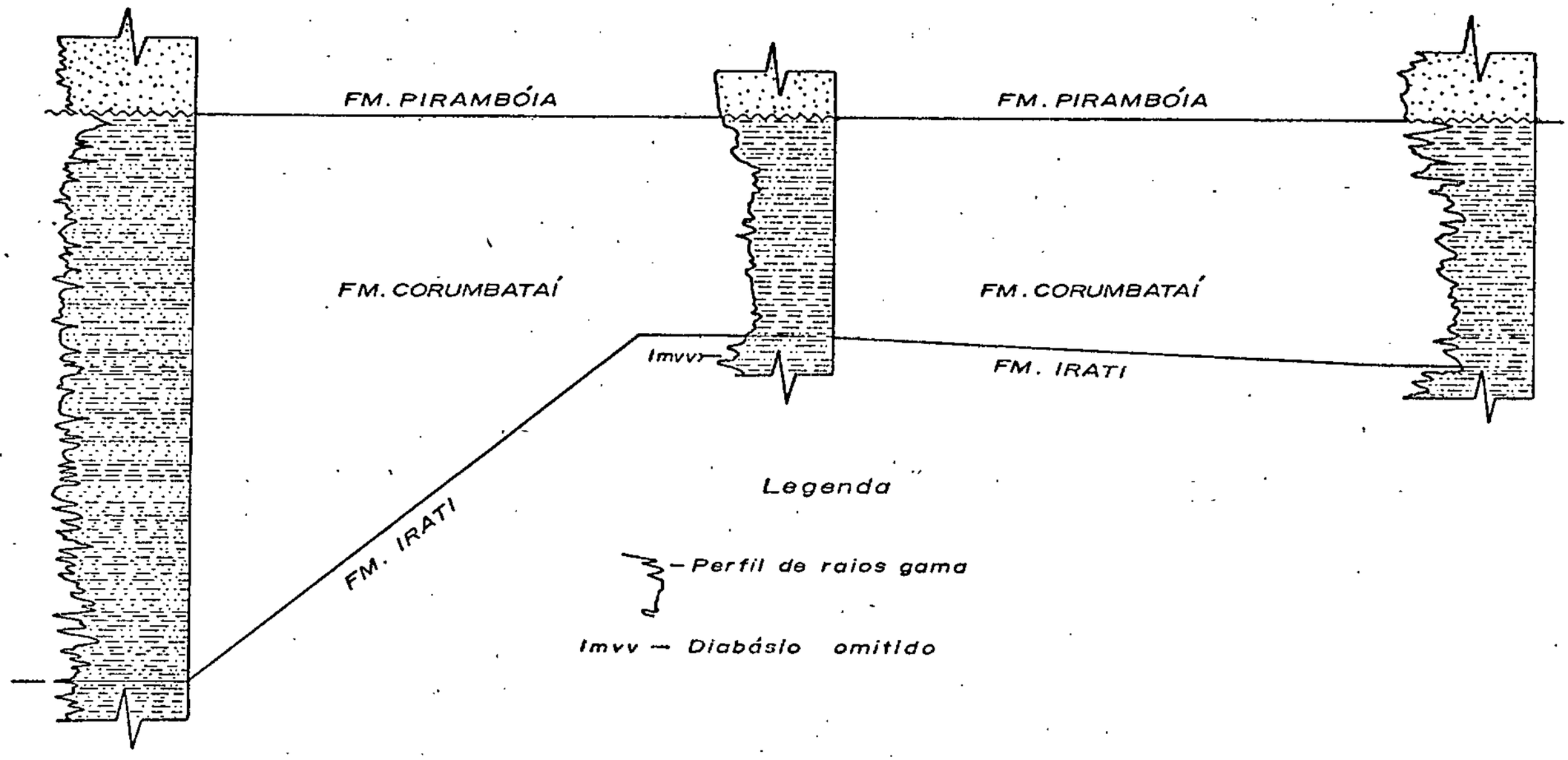


Figura 36 – Formação Corumbataí — Seção de referência de subsuperfície.

(Fonte : MUHLMANN et alii , 1974)

ESCALA VERTICAL — 1 : 5000

CPRM

za escuros e pretos, com fraturas conhoidais e concreções calcíferas e ainda por um conjunto de argilitos e folhelhos cinza escuros, de aspecto rítmico, com ocasionais leitos de calcário silicificado, oolítico em parte, além de níveis coquinóides. Na seção superior da formação ocorre uma seqüência de argilitos e arenitos finos, argilosos, regular a bem classificados, esverdeados, arroxeados e avermelhados (fotos 75, 76 e 77). Localmente, desenvolvem-se bancos calcíferos com abundantes fragmentos de conchas. Segundo Muhlmann et alii (op.cit.), os siltitos e arenitos dessa seção superior apresentam esfoliação esferoidal bem desenvolvida, característica da unidade.

Ainda segundo o mesmo autor, a estrutura plano-paralela predomina na formação, observando-se ainda laminação *"flaser"*, fendas de ressecamento, laminação cruzada, marcas ondulares, estruturas estromatolíticas, além de estratificação cruzada de muito pequeno porte, nos níveis arenosos.

4 - Espessura e distribuição

De acordo com medições realizadas por Andrade & Soares (op.cit.), a seqüência de rochas equivalente à Formação Corumbataí apresenta uma espessura de cerca de 180 m nas proximidades de Charqueada.

De uma maneira geral, esta formação apresenta uma faixa de ocorrência de direção aproximadamente norte-nordeste, que se prolonga desde o sudeste de Laras até nordeste de Santa Rosa do Viterbo. As faixas mais expressivas de afloramentos contínuos são as que se estendem de Laras para Piracicaba, numa direção nordéste, predominantemente, e de Iracemápolis para Piraçununga, num rumo norte-nordeste. Daí para norte, a formação ocorre como grandes manchas descontínuas, que persistem um pouco além de Santa Rosa do Viterbo. Aflora em cerca de 2.000 km^2, nos limites do presente estudo.

5 - Relações estratigráficas

Segundo Muhlmann et alii (op.cit.) a Formação Corumbataí apresenta com a Formação Irati, sotoposta, relações estratigráficas concordantes, sendo possível que repouse sobre formações mais antigas na região centro-norte de São Paulo. De acordo com Andrade & Soares (op.cit.), no norte da área, a unidade transgride sobre as formações Irati e Tatuí, assentando diretamente sobre o Aquidauana, em discordância erosiva. O contato superior com a Formação Pirambóia é discordante.

6 - Idade e ambiente de deposição

Os sedimentos da Formação Corumbataí estão situados no Permiano superior (Kazaniano), de acordo com análises palinológicas realizadas por Daemon & Quadros (1969).

De acordo com Muhlmann et alii (op.cit.), as características litológicas e sedimentares da parte inferior da Formação Corumbataí indicam deposição em ambiente marinho de águas gradativamente mais rasas, em condições climáticas redutoras. Já a porção superior teria sido depositada em condições climáticas oxidantes, sob influência de marés com freqüentes avanços progradacionais de sedimentação litorânea. Os estromatólitos encontrados nos calcários da parte superior, associados à laminação *flaser*, oólitos e fragmentos de conchas, indicam ambiente litorâneo de águas rasas sob influência de marés, com extensos depósitos de algas.

6.4 - Mesozóico

6.4.1 - Grupo São Bento

O nome São Bento foi primeiramente utilizado por White (1908), que o empregou como série, para representar o conjunto de rochas situadas, litoestratigraficamente, acima do "Calcário Rocinha", expostas ao longo do rio São Bento, tributário do rio Mãe Luzia, em Santa Catarina. Incluía as "Camadas Vermelhas do Rio do Rasto", o "Grés São Bento" e as "Rochas Eruptivas da Serra Geral".

Gordon Jr. (op. cit.) utilizou o termo também como série, mas modificou os seus limites, que passaram a englobar as formações de idade triássica, jurássica ou mesmo cretácea, separadas da "Série Passa Dois", permiana, por hiato bem marcante. Inclui a Formação Santa Maria, o "Arenito Botucatu", a Formação Serra Geral e o "Arenito Caiuá".

Northfleet et alii (1969) empregaram pela primeira vez o termo na categoria de grupo, para representar o intervalo equivalente a esse conjunto de rochas.

Muhlmann et alii (op. cit.) mantêm a denominação de grupo, porém, mais uma vez, introduzem modificações nos seus limites. Definem assim o Grupo São Bento como constituído, essencialmente, de arenitos finos a médios e basaltos de idade juro-cretácea, situados estratigraficamente acima das formações Pirambóia e Rosário do Sul e sotopostos à Formação Bauru. Compreende, portanto, as formações Botucatu, Serra Geral e Caiuá.

Soares (1975) inclui a Formação Pirambóia no referido grupo, considerando que a mesma constitui a fácies fluvial da Formação Botucatu e, conseqüentemente, sem justificativas para que fosse excluída, com o que também concordamos e adotamos no presente trabalho. Assim sendo, o Grupo São Bento, na área do projeto, estaria representado pelas formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral, já que o Caiuá

não ocorre. A seção-tipo do grupo, indicada por Soares (op. cit.), é mostrada na figura 37.

6.4.1.1 - Formação Pirambóia

1 - Definição e histórico

O nome Pirambóia foi utilizado por Pacheco (1927), para designar o pacote de arenitos fluviais que ocorrem na porção basal da seqüência definida por Gonzaga de Campos (1889, in: Muhlmann et alii, 1974) como Formação Botucatu. O nome foi derivado da cidade de Pirambóia, no estado de São Paulo, e a seção-tipo definida nas suas proximidades. Essa seção, levantada por Soares (op. cit.), é apresentada na figura 38.

Esta seqüência foi designada de camada, fácies e litotopo, diferentemente por diversos autores. Assim, Washburne (1930) e Barbosa & Almeida (1958) descreveram-na sob a denominação de Arenito Pirambóia, enquanto que Sanford & Lange (1960), Andrade & Soares (1971), Soares (1972, 1973 e 1975) e Muhlmann et alii (1974) de Formação Pirambóia.

2 - Características fotogeológicas

As rochas do topo da Formação Pirambóia apresentam características aerofotográficas idênticas às da Formação Botucatu, tornando muito difícil a delimitação dos seus contatos, necessitando, na maioria das vezes, de um controle de campo. Já o contato entre as seções inferior e superior da formação é, em geral, bem marcado por quebra negativa. A unidade mostra tonalidade cinza clara a branca, com textura bastante mosqueada, devida ao ravinamento. Na porção mais basal da formação a tonalidade e a textura fotográficas revelam características semelhantes às da Formação Corumbataí.

O relevo exibe, geralmente, ondulações suaves, formando por vezes extensos chapadões arenosos. O sistema de

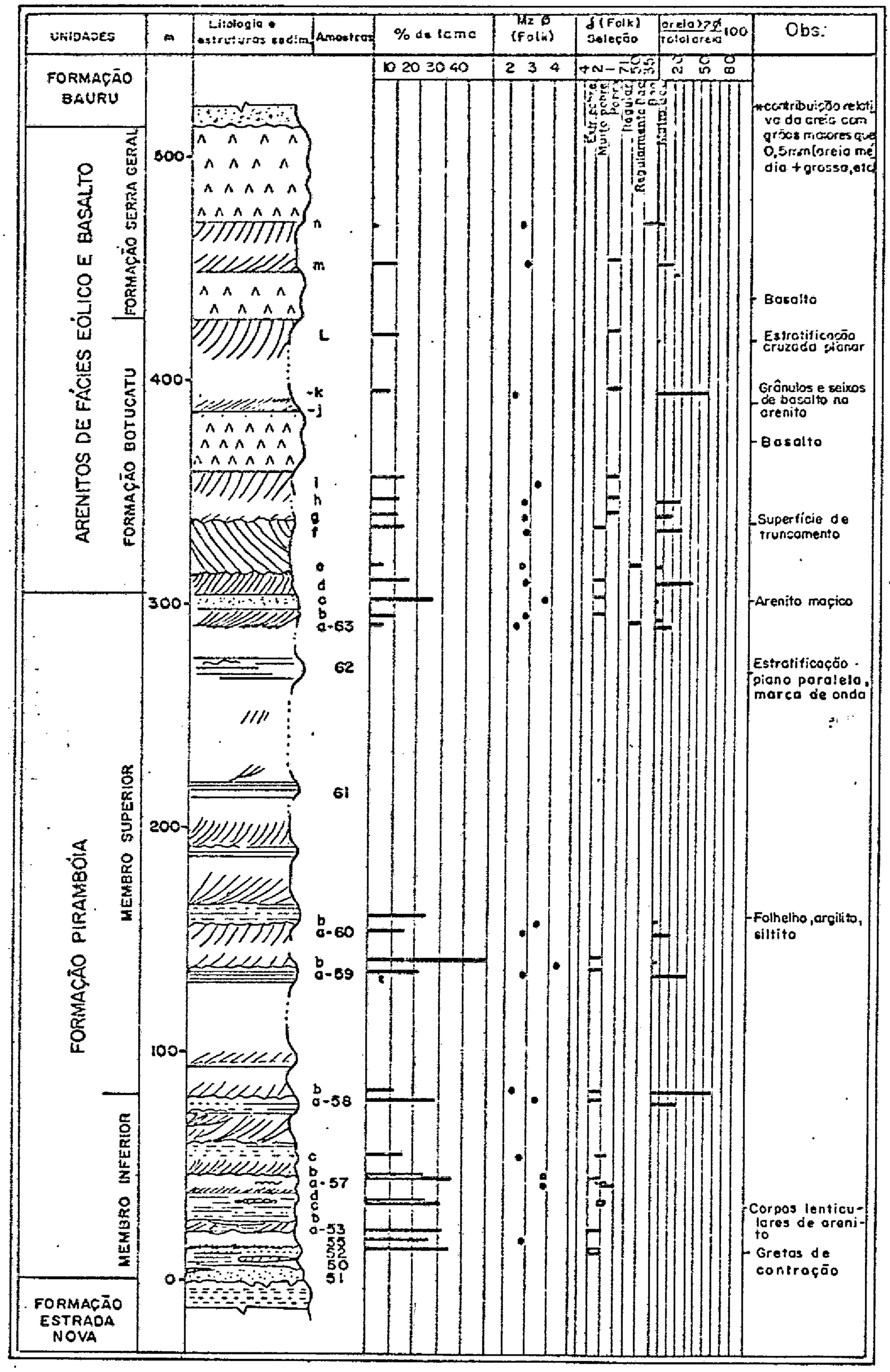


Figura 37 - Seção-tipo do grupo São Bento

(Fonte: Soares, 1975)

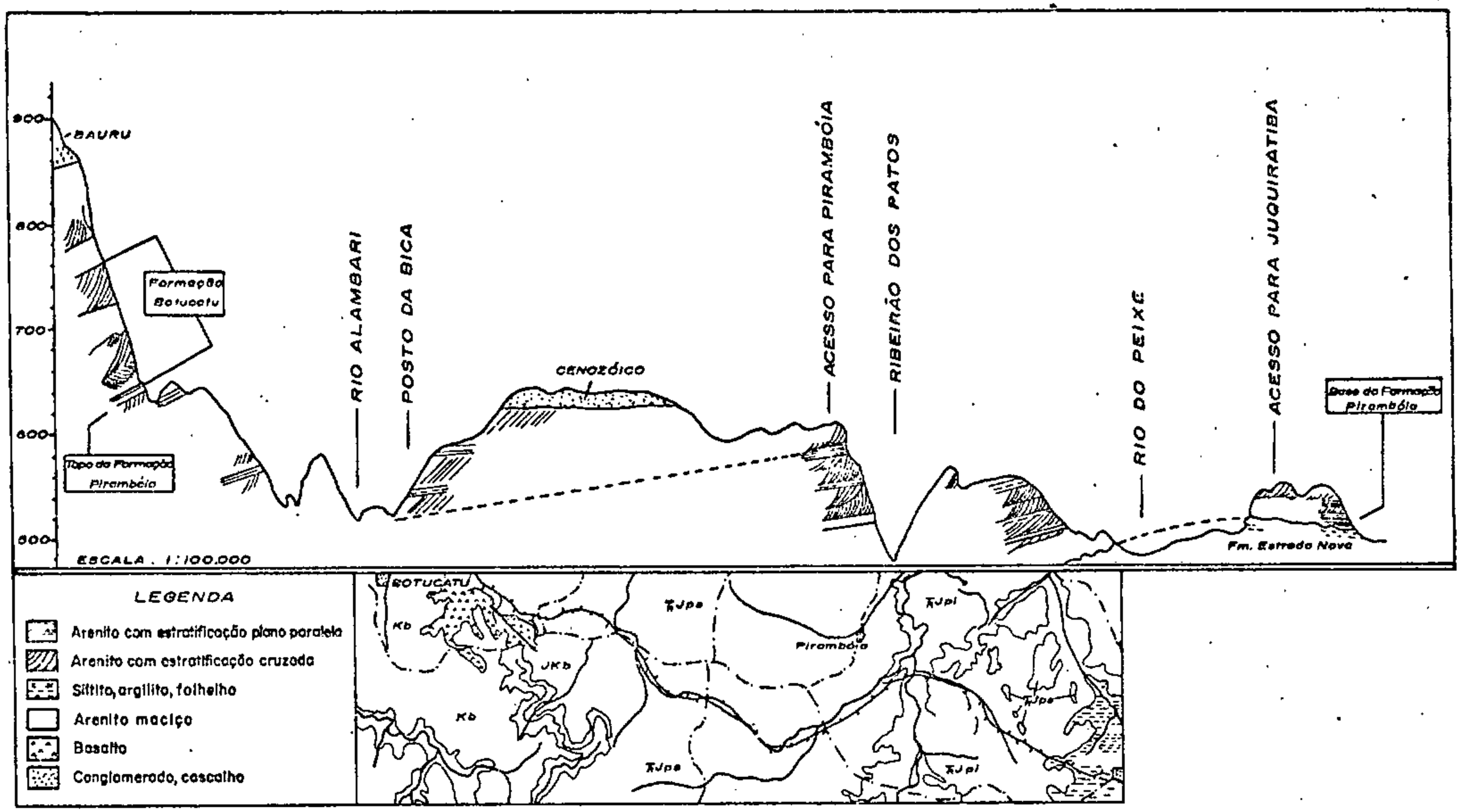


Figura 38 – Seçaõ - tipo da Formação Pirambóia - Rodovia Marechal Rondon (SP)

(Fonte : Soares, 1975)

drenagem é normalmente pouco desenvolvido, seguindo um padrão sub-retangular e dendrítico. A vegetação também é pouco desenvolvida, prevalecendo o cerrado nos tabuleiros arenosos, com desenvolvimento de áreas de cultivo na seção basal.

3 - Características litológicas e sedimentares

A Formação Pirambóia constitui-se de arenitos esbranquiçados, amarelados, avermelhados e róseos, médios a muito finos, ocasionalmente grosseiros, regularmente classificados, síltico-argilosos, quartzosos, com grãos sub-arredondados e intercalações de siltitos e argilitos. Mais raramente, observam-se ainda arenitos conglomeráticos, com seixos de quartzo e também de argila, com matriz areno-argilosa. Na seção inferior os arenitos tornam-se mais finos, predominando uma fácies bastante argilosa. Apresentam acamamento plano-paralelo e estratificação cruzada do tipo planar, menos comumente acanalada, de pequeno a médio porte (fotos 78 e 79).

4 - Espessura e distribuição

Segundo Andrade & Soares (op. cit.), a formação atinge uma espessura máxima de 260 m, próximo a São Pedro, tendendo a diminuir em direção ao norte. A Formação Pirambóia constitui a unidade sedimentar de maior representatividade horizontal na área do projeto. Estende-se numa faixa quase contínua de afloramentos desde o sudoeste de Laras até o extremo norte da área, sofrendo pequenos estrangulamentos e interrupções por cobertura quaternária, falhamentos e intrusões básicas. A unidade domina amplamente na região de Itirapina, Descalvado e entre Santa Rita do Passa Quatro e Santa Rosa do Viterbo e também entre Cajuru e a localidade de Coutinho, no norte da área. Boas exposições ocorrem na rodovia Ribeirão Preto-Cajuru, na estrada de Rio Claro para Itirapina e nas proximidades de São Pedro. Sua extensão na

área do projeto é de aproximadamente 4.300 km^2.

5 - Relações estratigráficas

Os sedimentos da Formação Pirambóia repousam discordantemente sobre os da Formação Corumbataí. O contato com a Formação Botucatu, sobreposta, é tido como concordante pela maioria dos autores. Vieira & Maingué (In: Muhlmann et alii, 1974), no entanto, consideram esse contato como discordante, baseados na existência de uma camada conglomerática de 5 m de espessura, que ocorre em algumas áreas na base do Botucatu. Soares (1973) explica que o contato Pirambóia/Botucatu faz-se de maneira gradativa, ocorrendo, entretanto, localmente, pequenos diastemas, onde se concentram seixos na base do Botucatu.

6 - Idade e ambiente de sedimentação

Segundo Soares (op. cit.), a idade da formação ainda não está definitivamente estabelecida, uma vez que seus fósseis apresentam uma distribuição muito ampla no tempo geológico e, conseqüentemente, com pouco valor crono-estratigráfico. O referido autor atribui à esta unidade uma idade que vai do Triássico inferior ao Jurássico superior. De acordo com Muhlmann et alii (op. cit.), é atribuída à Formação Pirambóia idade triássica, por suas relações estratigráficas com a Formação Botucatu (Juro-Cretáceo), com a Formação Corumbataí (Permiano superior) e por correlação com a Formação Rosário do Sul de idade triássica média a superior. A maioria dos autores, com base nas características litológicas e sedimentares, atribui à Formação Pirambóia uma origem continental, fluvial, com depósitos de rios meandrantes e anastomosados, com pequenas lagoas associadas, em condições climáticas oxidantes.

6.4.1.2 - Formação Botucatu

1 - Definição e histórico

O termo Botucatu foi empregado pela primeira vez por Gonzaga de Campos (1889, in: Muhlmann et alii, 1974), que designou de "Grés Botucatu" os arenitos que constituem a serra do mesmo nome, no estado de São Paulo (In: Muhlmann et alii, op. cit.). A definição original engloba os arenitos inferiores pertencentes à atual Formação Pirambóia, bem como as intercalações de arenitos e derrames de lavas básicas da Formação Serra Geral. A seção-tipo da formação, indicada por Gonzaga de Campos (op. cit.), encontra-se ao longo da ferrovia que liga as cidades de Conchas e Botucatu (São Paulo). A seqüência de rochas atualmente descrita como Formação Botucatu foi designada por White (1908) de "Grés São Bento".

Sanford & Lange (op. cit.) empregaram pela primeira vez o termo Formação Botucatu, mas, como se refere Soares (1975), não precisaram bem os seus limites. A formação foi então redefinida por este autor como uma unidade genética depositada em ambiente desértico, eólico, admitindo-se a existência de derrames basálticos na mesma. Muhlmann et alii (op. cit.), entretanto, definem o limite superior da Formação Botucatu como imediatamente abaixo dos primeiros derrames da Formação Serra Geral.

2 - Características fotogeológicas

Como já foi referido anteriormente, o comportamento aerofotográfico das formações Botucatu e Pirambóia é praticamente idêntico. Deve-se ressaltar, no entanto, de acordo com Andrade & Soares (op. cit.), que, onde as formações Botucatu e Serra Geral formam "cuesta basáltica" observa-se na frente da mesma uma excelente quebra negativa, correspondente ao contato Botucatu/Pirambóia. O contato com a Formação Serra Geral não mostra quebra negativa marcante.

3 - Características litológicas e sedimentares

A Formação Botucatu é constituída por arenitos rósseos, avermelhados e esbranquiçados, finos a médios e também muito finos, regularmente a bem classificados, friáveis, a bem silicificados, com grãos arredondados e foscos, apresentando na base corpos de arenitos conglomeráticos e conglomerados. Segundo Paraguassu (1972, in: Soares et alii, 1973), o processo de silicificação apresentado em algumas áreas por esses arenitos é considerado recente e a cimentação efetivada por precipitação de sílica, contida em solução nas águas subsuperficiais. O fenômeno ocorre mais comumente em camadas de arenito de pouca espessura, intercaladas entre os magmatitos da Formação Serra Geral. Estratificações cruzadas do tipo planar, tangenciais na base, são as estruturas sedimentares singenéticas dominantes na unidade (foto 80).

4 - Espessura e distribuição

De acordo com Soares (1975), a Formação Botucatu apresenta espessura bastante variável, mas raramente ultrapassando os 150 m. Na área da seção-tipo foi medida espessura de 130 m, sendo a média da ordem de 50-70 m.

A unidade apresenta uma faixa de afloramentos relativamente expressiva, desenvolvendo-se de maneira descontínua desde ao sul de Itirapina até Altinópolis, no limite norte do projeto, ocorrendo ainda como fina faixa nas encostas sustentadas pelo basalto e, mais raramente, como colinas-testemunhos, quando silicificado. Sua área de afloramento é de cerca de 2.850 km^2.

5 - Relações estratigráficas

O contato inferior da Formação Botucatu com a Pirambóia é considerado concordante, podendo ocorrer pequenos diastemas, como referido por Soares (op. cit.). Segundo esse mesmo autor, o contato Botucatu/Pirambóia apresenta uma

boa exposição numa estrada que sai de Charqueada para serra de Itaqueri. De acordo com Muhlmann et alii (op. cit.),o contato superior com as rochas basálticas da Formação Serra Geral é discordante, considerando o conceito de Blacwelder (1909), segundo o qual o termo é empregado para designar o contato entre dois corpos de origem diferente, por exemplo sedimento/rocha ígnea.

6 - Idade e ambiente de sedimentação

Devido à completa ausência de fósseis na Formação Botucatu, a sua idade é determinada apenas por relações estratigráficas. Segundo a definição de Muhlmann et alii (op. cit.), a formação situa-se imediatamente abaixo dos derrames basálticos do Cretáceo inferior e acima da Formação Rosário do Sul (correlacionada ao Pirambóia) e de idade triássica média a superior. Com base nesse critério atribui-se para a formação uma idade juro-cretácea.

As características litológicas e sedimentares da Formação Botucatu permitem aos vários autores sugerir para a mesma uma deposição em ambiente desértico, eólico, ocorrendo, localmente, na parte basal, depósitos de origem torrencial e, mais raramente, depósitos lacustres, no topo.

6.4.1.3 - Formação Serra Geral

1 - Definição e histórico

Esta formação foi descrita pela primeira vez por Derby (1878), que a chamou de "Paraná Trapp". A seção estudada pelo referido autor fica na serra da Esperança, na rodovia Guarapuava, no estado do Paraná (In: Sanford & Lange, op. cit.). A designação Serra Geral é devida a White (1908), que indicou como seção-tipo as exposições que ocorrem na serra Geral, ao longo da estrada que liga as cidades de Lauro Muller e São Joaquim (Santa Catarina). Gordon Jr. (op. cit.) empregou o termo como formação, atualmente de uso comum en-

tre os geólogos. A Formação Serra Geral compreende o conjunto de derrames de lavas basálticas e intrusivas associadas (diques e soleiras), contendo intercalações de lentes e camadas arenosas, que capeiam as formações gonduânicas da bacia do Paraná.

2 - Características fotogeológicas

As observações aerofotográficas mostram que a Formação Serra Geral forma, invariavelmente, elevações com pendentes abruptos. O contato com a Formação Botucatu, sotoposta, é de difícil reconhecimento. Raramente observa-se quebra negativa conspícua ou variações de tonalidades, que possam ser aliadas ao seu limite inferior. Além disso, a presença de cobertura coluvial e o fato de se tratar da delimitação de estratos sub-horizontais e de meia encosta, impossibilitam uma caracterização precisa, fazendo com que os contatos sejam inferidos e aproximativos por excelência. Devido à grande fertilidade dos solos oriundos da decomposição dessas rochas básicas, a vegetação é, em geral, representada por áreas densamente cultivadas, com pequenos "capões de mato". A drenagem segue um padrão grosseiramente dendrítico e os vales mostram-se com freqüência encaixados.

3 - Espessura e distribuição

Segundo Andrade & Soares (op. cit.), a espessura máxima dos derrames inferiores é de aproximadamente 100 m, medida em Santa Rita do Passa Quatro e oeste de Descalvado, com uma média de 40 m. A espessura máxima da formação, nas proximidades da área do projeto, é de 400 m, tomada na serra de Botucatu.

A Formação Serra Geral ocupa, via de regra, áreas de interflúvios, apresentando uma distribuição bastante descontínua, principalmente onde predominam os diques e as soleiras. Sua faixa de maior representatividade, porém, ocorre entre Luís Antônio e Jardinópolis, passando por Ribeirão Pre

to e Sertãozinho, onde dominam os derrames de lavas. A continuidade da Formação Serra Geral é, geralmente, truncada por sedimentos das formações Botucatu, Irati, Corumbataí e por coberturas quaternárias.

4 - Características litológicas

A Formação Serra Geral é caracterizada por uma seqüência de lavas basálticas, toleiíticas, de textura afanítica e cor cinza escura a preta. Próximo à base, principalmente, ocorrem intercalações de arenitos finos a médios, com estratificação cruzada, semelhante aos da Formação Botucatu. Soleiras e diques de diabásio, associados aos derrames, são bastante comuns na área, ocorrendo com maior freqüência em direção à borda da bacia. A distinção entre essas rochas intrusivas e os derrames é, porém, muito difícil, particularmente na zona de ocorrência da Formação Botucatu. Em algumas localidades, entretanto, como nas proximidades da borda leste da bacia, as relações de campo são bem elucidativas, permitindo caracterizar intrusivas e extrusivas.

Segundo Sanford & Lange (op.cit.), a composição química e mineralógica do magma basáltico é uniforme e constituída, principalmente, de plagioclásios, augita e pigeonita, com ausência total de olivina.

5 - Relações estratigráficas

Os derrames de lavas da Formação Serra Geral repousam, discordantemente, sobre a Formação Botucatu e outras rochas mais antigas. O contato superior com a Formação Bauru é feito através de discordância erosiva.

6 - Idade

A idade da Formação Serra Geral, determinada com base em datações radiométricas efetuadas por Amaral et alii (1966, in Andrade & Soares, 1971), é de 110 a 125 m.a., cor

respondendo ao Cretáceo Inferior e representando a principal fase do vulcanismo na bacia. De acordo com Cordani & Vandoros (1967), citados por Muhlmann et alii (op.cit.), os derrames precursores teriam ocorrido já no Jurássico superior.

A Formação Serra Geral originou-se de um intenso vulcanismo de fissura, indicado pela ausência total de rochas piroclásticas, tendo iniciado quando ainda perduravam as condições desérticas de deposição da Formação Botucatu.

6.4.2 - Intrusivas alcalinas e alcalino-básico-ultrabásicas

As ocorrências de rochas alcalinas restringem-se ao planalto de Poços de Caldas, enquanto as alcalino-básico-ultrabásicas ocorrem em pequenos corpos na parte leste da Folha Guaratinguetá. Destes últimos, apenas foram representados no mapa uma estrutura aproximadamente circular, na região de Ponte Nova, município de Sapucaí Mirim, e alguns diques, embora fossem encontrados ainda inúmeros corpos diquiformes entre Ponte Nova e Santo Antônio do Pinhal e ao sul de Sapucaí Mirim, bem como na região de Virgínia.

6.4.2.1 - Maciço alcalino de Poços de Caldas

A intrusão alcalina de Poços de Caldas constitui uma das maiores estruturas do gênero conhecidas em todo o mundo, ocupando uma área de cerca de 800 km^2. Seu formato é aproximadamente circular, com diâmetro médio de 30 km, abrangendo partes dos municípios de Poços de Caldas, Caldas, Andradas e Águas da Prata. Considerando que a altitude média das rochas encaixantes é de 800 m, enquanto que a parte interna do planalto de Poços de Caldas apresenta uma cota média de 1.300, existe um desnível mínimo de 500 metros, representado pela intrusão. Entretanto, o anel circundante apresenta altitudes oscilando entre 1.500 m e 1.700 m.

O rebaixamento drástico da parte interna é ex-

plicada por Frayha (1970/71) como devido a "intensas ações hidrotermais, que se processaram *per ascensum*, alterando profundamente a consistência das rochas, aliadas à ação do intemperismo e do regime torrencial ainda hoje ocorrente no sistema de drenagem das águas pluviais, destacando ainda mais as montanhas do contorno". Ellert (1959) entende, por sua vez, que o rebaixamento se deve à subsidência, através de falhas circulares e radiais.

1 - Litologia

No planalto de Poços de Caldas ocorrem inúmeros tipos litológicos de filiação alcalina, sendo interessante assinalar que alguns destes grupos são representados por uma série de variedades petrográficas, conforme a predominância de um ou de outro mineral (vide Gorsky & Gorsky, 1974).

Ellert (op.cit.) reconheceu os seguintes grupos litológicos:

- brechas, tufos e aglomerados;
- rochas efusivas e hipabissais;
- rochas plutônicas.

a) Brechas, tufos e aglomerados: São assinaladas diversas ocorrências de brechas, tufos e aglomerados no planalto de Poços de Caldas, especialmente nos vales do rio das Antas e do ribeirão do Quartel.

Segundo o autor acima, as brechas aparentam duas origens: vulcânica propriamente dita e vulcânica com transporte posterior, dispondo-se em camadas onde se alternam fragmentos mais grosseiros na base com finos no topo.

As brechas são ricas em fragmentos angulosos, de diâmetro geralmente inferior a 10 cm, de constituição gnáissica, arenítica, siltítica e diabásica, menos raramente quartzosa, fonolítica e tinguaítica. O cimento é de coloração

verde-azulada, quando fresco, rico em grãos de quartzo rolado, calcita e, por vezes, apatita, indicando contribuição sedimentar. Formam pacotes espessos, acusando uma sondagem na represa Bortolan cerca de 80 m sem grande variação litológica. Em alguns casos apresentam-se estratificados, juntamente com tufos, mergulhando então para o interior do maciço (Ellert, op.cit. e Frayha, 1970/71).

No vale do Quartel encontra-se um aglomerado vulcânico constituído de fragmentos cujo tamanho varia entre alguns milímetros até mais de 10 cm, sendo formado por lavas ankaratríticas cimentadas por minerais fragmentados de lava.

b) Rochas efusivas e hipabissais: ANKARATRITO. Termos extrusivos, de aspecto aglomerático, ocorrem em extensos afloramentos na borda noroeste-oeste-sudoeste do maciço. Assentam-se sobre sedimentos ou intercalam-se com tufos e brechas, com acamamento e mergulhos variáveis, para o interior do maciço. Quando frescas, as lavas têm coloração cinza escura, com textura microcristalina ou porfirítica, neste caso com fenocristais de piroxênio, às vezes de comprimento maior que 3 cm. Lava aglomerática, por sua vez, ocorre na fazenda Santa Maria, exibindo fragmentos com mais de 15 cm de diâmetro, ricos em cavidades preenchidas por calcita, cimentando-os matriz microcristalina. Este termo constitui, juntamente com as brechas, a encaixante para as intrusões de tinguaíto e foiaíto, sendo cortada por diques de composição tinguaítica. Microscopicamente são distinguidos "fenocristais de augita, às vezes titanífera, sanidina, analcita e raros prismas de olivina cloritizada, dispersos em matriz microcristalina de augita, nefelina, analcita, ortoclásio, magnetita e grande quantidade de calcita secundária, pertencendo, assim, à fração básica da clã alcalina"(Ellert, op.cit.).

LAVAS FONOLÍTICAS. Na parte sul do planalto são

encontrados derrames de lavas fonolíticas, capeando sedimentos. Sua espessura ultrapassa centenas de metros, formando degraus ressaltados morfologicamente. O mergulho é suave, para o interior do maciço, mas pode estar perturbado por intrusões posteriores de tinguaíto, como pode ser atestado nos morros do Mel e do Tamanduá. Quando frescas, apresentam coloração castanha escura, com textura fluidal, normalmente com pequenas dobras irregulares, o que indica que a lava estava em estado semifluido, quando extravazou. Nos derrames mais espessos o resfriamento mais lento permitiu a formação de cristais mais grosseiros, assemelhando-se a rocha a um tinguaíto ou mesmo um microfoiaíto (Ellert, op.cit.).

TINGUAÍTOS E FONOLITOS. Estes termos são encontrados em cerca de dois terços da área do maciço, apresentando "textura afanítica, porfirítica, sacaróide ou granular, de côres verde a quase preta". Estas rochas, juntamente com os foiaítos, têm composição química e mineralógica muito semelhante, sendo distinguidas principalmente pelas dimensões dos minerais constituintes, embora esta distinção muitas vezes seja arbitrária, mormente nas variedades de transição (Frayha, op. cit.).

Os fonolitos são de granulação muito fina a vítrea, de cor escura, correspondendo à fase efusiva. Cristalizando-se rapidamente, os seus constituintes são reconhecidos apenas ao microscópio. Os tinguaítos, por sua vez, representam a fase intermediária de cristalização, apresentando uma granulação mais grosseira, sendo reconhecíveis alguns dos seus minerais a olho nu. Os tinguaítos, segundo Gorsky & Gorsky (1974), apresentam como fenocristais mais comuns aegirina (muitas vezes com inclusões de ortoclásio), ortoclásio, leucita e pseudoleucita, nefelina e, mais raramente, augita, micropertita e apatita. Na matriz encontram-se estes mesmos minerais, além dos acessórios zircão, rutilo, magnetita, eucolita, eudialita, esfeno, hematita, ilmenita, pi

rita, quartzo, catapleíta e lamprofilita. A nefelina quase sempre encontra-se alterada para zeolita, cancrinita ou natrolita.

Frayha (op.cit.) apresenta dois resultados comparativos entre fonolito e foiaíto, realizados pelo LPM, que atestam a semelhança química destas rochas:

	Fonolito	Foiaíto
SiO_2	53,06%	53,18%
Al_2O_3	20,85	21,18
Fe_2O_3	4,47	3,39
FeO	0,79	0,76
K_2O	8,32	8,42
Na_2O	7,18	7,34
CaO	1,29	1,01
MgO	0,61	1,60
TiO_2	0,35	0,70
P_2O_5	0,098	0,10
H_2O+	1,67	1,44
H_2O-	0,25	1,20

O tinguaíto que forma o grande anel circular apresenta pequenos autólitos esféricos de microfoiaíto, de poucos centímetros, em que os minerais dispõem-se radialmente. Na área centro-sudeste do maciço são escassos os afloramentos de rocha, pois o tinguaíto desta área encontra-se profundamente alterado, expondo espessa camada de canga limonítica e laterita. Nos leitos dos rios encontra-se rocha alterada, de coloração rósea. Nesta área são encontrados também diques de magnetita, ressaltados na topografia, em geral com menos de um metro de espessura. Apresentam-se limonitizados à superfície, com direção preferencial NE, mergulhando vertical ou quase verticalmente para norte. A ocorrência mais conhecida está situada no morro do Ferro, cujo dique apresenta cerca de 3 m de espessura, com direção NW e mergulho de 60° para nordeste (Ellert, op.cit.).

PSEUDOLEUCITA-TINGUAÍTOS. Tinguaítos com pseudomorfos de leucita foram reconhecidos por diversos autores, tendo sido originalmente considerados como derrames fonolíticos. Sua côr é cinza clara e a textura microcristalina, raras vezes grosseira, estando os pseudomorfos dispostos irregularmente e, muitas vezes, concrescidos. O seu tamanho varia de milímetros até mais de 20 cm de diâmetro, os maiores possuindo na parte central um agregado de ortoclásio, nefelina, aegirina e titanita, que é circundado por uma massa microcristalina de ortoclásio e nefelina. Ocorre principalmente em Cascata, em uma faixa em forma de lua crescente. No morro do Serrote está penetrado por foiaíto pegmatóide, enquanto que na serra do Quartel corta tinguaíto. Afloramentos de menor expressão são encontrados ainda nas proximidades da cachoeira do Osório, pouco a norte da fazenda Santa Maria e ao sul do morro do Taquari (Ellert, op.cit.).

ANALCIMA-TINGUAÍTOS e ANALCIMA-FONOLITOS. Na localidade de Cascata Ellert (op.cit.) descreve "uma faixa de fonolito porfirítico, de côr castanho escura a esverdeada, com pórfiros de analcita, do tamanho desde poucos milímetros até mais de 3 cm, de côr rósea e contôrno mais ou menos regular de icositetraedro, dispersos numa matriz afanítica a microcristalina, com pequenas ripas de feldspato". Além desta ocorrência, encontra-se no morro do Serrotinho analcima-tinguaíto cortando brecha vulcânica e também em pequenos afloramentos nas proximidades da fazenda Sobradinho. Na borda sudeste do maciço aparece esta rocha como diferenciação do tinguaíto (Ellert, op.cit.).

BRECHAS DE TINGUAÍTO. Na porção oeste- sudoeste do maciço o autor acima descreve esta rocha, que se apresenta "em camadas, provàvelmente de derrames, com estratificação variável, mas de modo geral com direção NE e mergulho suave para o sul. É formada de fragmentos de tinguaíto e o cimento é constituído por uma matriz fonolítica, com pórfi-

ros de nefelina e sanidina".

c) Rochas plutônicas: Apenas um terço do maciço de Poços de Caldas é constituído por rochas do tipo plutônico e que são:

FOIAÍTOS. Estes termos exibem normalmente textura granular grosseira, às vezes tendendo para traquitóide. São geralmente intrusivos nos tinguaítos, mas encontram- se também zonas de transição entre estes dois tipos, definindo uma seqüência foiaíto-microfoiaíto-tinguaíto. Os principais corpos desta rocha são: foiaíto Aeroporto-Serrote, foiaíto do Taquari, foiaítos no dique anelar e *stock* rio Pardo (Ellert, op.cit.).

Os foiaítos são de coloração cinza, com tonalidades esverdeada ou azulada, cristalizados lentamente, em condições plutônicas, o que possibilitou a formação de grandes cristais, em geral idiomorfos. Segundo Gorsky & Gorsky (op.cit.), temos os seguintes minerais normalmente encontrados nos foiaítos:

a) Feldspatos: anortoclásio, ortoclásio, microper-tita, sanidina e plagioclásio;

b) Feldspatóides: nefelina, quase sempre transformada em natrolita ou cancrinita, algumas vezes em thomsonita, e presença rara de analcima;

c) Máficos: aegirina, raras vezes olivina;

d) Eudialita, zircão, magnetita, ilmenita,apatita, como acessórios principais, observando-se raramente eucolita, esfeno, catapleíta, lamprofilita e astrofilita.

O foiaíto Aeroporto-Serrote é o que possui maior área de ocorrência, situando-se no centro-norte do maciço, em faixa de sentido NE-SW. A norte do aeroporto o contato é paralelo com a textura fluidal do tinguaíto, observando- se

que na formação do foiaíto houve englobamento de fragmentos de tinguaíto, que perdem seu contorno à medida que se afastam do contato. O contato nordeste é aparentemente transitivo entre foiaíto e tinguaíto, o mesmo ocorrendo na porção sul. O *stock* aflorante no rio Pardo apresenta cerca de 10 km^2, ressaltando-se na topografia, pois, enquanto o gnaisse encaixante apresenta cota de 850-900 m, o topo deste corpo tem altitude de 1.450 m, nivelando-se com o dique anelar. Sua forma é ligeiramente alongada, cortando a encaixante em direção diagonal à xistosidade. A textura é granular, uniforme, passando a microfoiaíto em faixas irregulares, encontrando-se xenólitos de até meio metro de diâmetro (Ellert, op. cit.).

FOIAÍTOS TRAQUITÓIDES. Rochas deste tipo são encontradas nas serras do Paiol e do Quartel e no morro do Mel, apresentando com o tinguaíto contato nítido ou gradual. Diferem dos demais foiaítos pela sua textura, ora traquitóide, com disposição subparalela dos feldspatos tabulares, de coloração branca leitosa, ora ligeiramente porfiróide, neste caso ressaltando-se fenocristais de feldspato dos demais minerais, ou ainda granular.

LUJAURITOS E CHIBINITOS. Estas rochas têm ocorrência muito restrita aparecendo na região da Pedra Balão, na borda norte do maciço. Tratam-se de tipos anômalos, por apresentarem estrutura gnáissica e composição alcalina. Segundo Frayha (op.cit.), tais rochas poderiam ser originadas por metassomatismo sobre gnaisses encaixantes, absorvendo sílica e mantendo a estrutura destes.

Tanto o chibinito quanto o lujaurito apresentam os mesmos componentes mineralógicos dos foiaítos, diferindo destes apenas pelo maior teor de eudialita. No chibinito este mineral ocorre irregularmente, concentrando-se em manchas de cor rósea, ao passo que no lujaurito os cristais são alongados e orientados paralelamente.

d) Rochas potássicas: Alguns autores referem-se a "rochas potássicas", que podem ser definidas como rochas fonolíticas que sofreram intensas alterações hidrotermais, com profunda alteração dos minerais constituintes e da composição química. Nesse fenômeno há uma lixiviação de Na, com enriquecimento de K, de sorte a apresentar 10 a 14% de K_2O e 1% de Na_2O ao invés de 7 a 8% de K_2O e 7 a 8% de Na_2O na rocha original. Observações em furos de sondagens revelam que, abaixo de 50 metros, há diminuição do teor de potassa e aumento do de soda, embora esta rocha persista até aproximadamente 100 metros. Isto atesta que há uma influência do intemperismo na lixiviação de Na e conseqüente enriquecimento de K. Estas "rochas potássicas" são de coloração clara, em geral creme, quando não afetadas por infiltrações de óxido de ferro (Frayha, op.cit.).

2 - Idade e mecanismo da intrusão

As primeiras tentativas de situar no tempo geológico o evento magmático que originou o maciço alcalino de Poços de Caldas basearam-se fundamentalmente na natureza intrusiva destas rochas. Assim, Derby (1887) relacionou o pacote sedimentar ao Carbonífero e atribuiu uma provável idade permiana à seqüência eruptiva. Barbosa (1934, 1936 e 1948), por sua vez, considerou os folhelhos de Águas da Prata como pertencentes à "Formação Estrada Nova", reconhecendo o arenito sobreposto como sendo Botucatu, metamorfizado pela intrusão alcalina. Admitiu, ainda, a existência de duas fases magmáticas, de idade e natureza bastante distintas, a primeira das quais plutônica e pré-ordoviciana e a segunda vulcânica e posicionada no fim do Mesozóico.

Freitas (1943 e 1947) defendeu a idéia de ter ocorrido uma única fase intrusiva, atribuindo-lhe uma idade jurássica, concordando com a sugestão de Guimarães (1933) e Leonardos & Oliveira (1934), que admitiam essa idade para a

maioria dos centros vulcânicos alcalinos brasileiros. Esta idéia foi aceita igualmente por diversos autores que trabalharam em Poços de Caldas nos anos subseqüentes.

A existência de mais de um evento eruptivo foi defendida novamente por Branco (1956) e Ellert (1959). Segundo esse último autor, a formação do maciço alcalino de Poços de Caldas pode ser assim esquematizado:

a) Levantamentos provavelmente escalonados por falhas, de blocos do embasamento após a sedimentação do arenito Botucatu;

b) Formação de brechas, tufos e derrames de lavas;

c) Subsidência da parte central;

d) Ascenção do magma nefelínico por fendas radiais e circulares, originando-se fonolitos, tinguaítos e, por diferenciação, foiaítos;

e) Formação do dique anelar;

f) Intrusão de chibinito, lujaurito e foiaíto.

Frayha (1962), com base em sondagens efetuadas no campo Brígidas, também retoma a idéia de Barbosa (op.cit.) e advoga a existência de pelo menos duas fases distintas de intrusões alcalinas, a primeira possivelmente permiana, quando teriam-se originado os foiaítos e a segunda, posicionada no Jurássico, com a formação de rochas efusivas, seguidas de ações hidrotermais. Alguns dados citados por este autor dão idéia da problemática de definição da idade real deste maciço alcalino, quais sejam:

a) "nas mesmas brechas onde aparecem os nódulos de arenito, aparecem também fragmentos de rochas alcalinas, fonolitos e tinguaítos";

b) foi constatado numa sondagem efetuada pelo DNPM, na serra da Prata, que o arenito se apoiava diretamente sobre diabásio, sotoposto ao qual en-

controu-se fonolito;

c) as sondagens têm cortado, freqüentemente, diques de diabásio encaixados em sienitos, em especial no morro do Taquari.

A execução de medidas geocronológicas foi iniciada por Dutra (1966), que, utilizando o método chumbo-alfa, determinou as idades de onze amostras de zircões oriundos de veios de caldasito. Os resultados obtidos variaram de 109 m.a. a 87 m.a., indicando uma idade cretácea para a cristalização dos veios. Esta seria uma idade mínima do maciço, uma vez que os mesmos cortam as rochas alcalinas.

Amaral et alii (1967) apresentam dados de datações pelo método K/Ar em rochas de Poços de Caldas, cujos valores, situados entre 80,3 m.a. e 62,8 m.a., colocam o evento magmático no Cretáceo superior.

Guimarães & Viana (1970) dataram diversas rochas alcalinas brasileiras, por medidas de dispersão de birrefringência, incluindo uma amostra de lujaurito de Poços de Caldas, que revelou uma idade de 177 (± 8,5) m.a., totalmente discrepante dos resultados dos outros autores.

Bushee (1971) ampliou o estudo geocronológico de Amaral et alii (op.cit.), apresentando novas datações K/Ar, cujos resultados permitem-lhe situar mais precisamente as diversas fases magmáticas do maciço. Segundo ele, as primeiras atividades foram de natureza vulcânica, com o derrame de lavas ankaratríticas, ocorrido a pelo menos 87 m.a.. A intrusão das rochas que constituem o dique anelar deu-se entre 81 m.a. e 80 m.a., enquanto que a formação da principal massa de tinguaítos e os derrames de fonolito teria ocorrido entre 78 m.a. e 72 m.a.. A intrusão dos grandes corpos sieníticos (foiaítos, chibinitos e lujauritos) teria acontecido entre 64 m.a. e 60 m.a., sendo que o fechamento do evento magmático seria representado por diques de fonolitos, que cortam as rochas anteriormente citadas, cuja idade míni

ma de formação é 53 m.a.. Para este autor, embora os valores sejam discrepantes daqueles obtidos por Dutra (op.cit.), confirmariam que a intrusão das rochas alcalinas do maciço de Poços de Caldas teria-se dado em várias etapas, confirmando as evidências de campo, ao longo de um período não superior a 28 m.a..

6.4.2.2 - Maciço alcalino-básico-ultrabásico de Ponte Nova e diques associados

O maciço de Ponte Nova é uma intrusão alcalino-básico-ultrabásica, de formato elipsoidal, ocupando cerca de 8 km^2, próximo à divisa interestadual São Paulo-Minas Gerais, na região denominada Ponte Nova (Folha Guaratinguetá).

Esta ocorrência já havia sido assinalada no mapa geológico do estado de São Paulo (IGG), sendo aí representado genericamente como intrusiva básica. Sua delimitação em fotografia aérea torna-se simplificada por sua tonalidade cinza-esbranquiçada, por seu relevo arredondado e por sua estruturação concêntrica.

Mesoscopicamente, diversos litotipos são reconhecidos, apresentando granulometria média à grosseira, em geral, com cores desde cinza clara até escura (quase preta), evidenciando-se fenocristais subédricos a euédricos de ferromagnesianos, com até 3 cm de comprimento, em matriz de grã média, com feldspato esbranquiçado, olivina esverdeada e, por vezes, biotita em palhetas avermelhadas. Variedades mais finas são encontradas às bordas da intrusão, ou nos diversos diques que partem do corpo maior ou que o cortam, como na parte central, em que aparece um dique com espessura de 0,8 m e orientado segundo N20°E; vertical, de ankaramito cinza escuro (foto 81). Próximo ao contato com o granito porfiróide encaixante, são encontrados tipos petrográficos pórfiros, com fenocristais de máficos com cerca de 0,5 cm, imersos em matriz microcristalina cinza.

Análises microscópicas evidenciaram o caráter alcalino-básico-ultrabásico desta intrusão, provavelmente associada ao evento que originou uma série de diques próximo à cidade de Santo Antônio do Pinhal, ao sul de Sapucaí Mirim e na região de Virgínia.

No maciço de Ponte Nova foram feitas cinco análises petrográficas, dando os seguintes tipos petrográficos : mica-anfibólio-peridotito, olivina-gabro, essexito-gabro, teralito e gabro.

Por sua vez, sete resultados de diques desta região acusaram: monchiquito, olivina-sodalitito, nefelinito-tefrítico, fonolito traquítico; minette; ankaramito (olivina-basalto de base vítrea)e fonolito.

Pelos resultados mostrados percebe-se uma afinidade entre os diversos tipos, diferindo entre si pelas proporções variáveis de titanoaugita, olivina, barkevikita e titanobiotita, associados ou não a feldspatos(plagioclásio, álcali-feldspato) e/ou feldspatóides (sodalita, nefelina), ao lado de inúmeros minerais acessórios (opacos, apatita, titanita, carbonato, zircão, rutilo), conferindo diversas denominações a estas rochas, desde o extremo alcalino-básico-ultrabásico, até rochas tipicamente alcalinas.

Uma amostra foi datada em 86±10 m.a., pelo método K-Ar (Convênio CPRM-IGUSP/GEOCRON).

6.4.3 - Formação Bauru

1 - Definição e histórico

O termo Bauru foi introduzido na literatura por Gonzaga de Campos (1905, in: Soares et alii, 1973) sob a denominação de "Grés Bauru", cujo nome foi emprestado da cidade homônima, no estado de São Paulo. Compreende, segundo definição de Muhlmann et alii (op.cit.), a seqüência sedimen-

tar suprabasáltica.

Apesar da aceitação generalizada do termo, o mesmo foi empregado segundo várias categorias estratigráficas, entre as quais "Grés Bauru", série, grupo e, finalmente, formação. Esta última designação foi empregada por Sanford & Lange (1960). Almeida & Barbosa (op.cit.) dividiram o então Grupo Bauru nas formações Itaqueri (inferior) e Marília (superior). Freitas (1950, in Muhlmann et alii, op.cit.), por sua vez, propôs a divisão do Bauru em dois membros: Itaqueri (inferior), constituído principalmente de conglomerados, e Bauru (superior), essencialmente argiloso.

2 - Características fotogeológicas

Em aerofotos esta formação aparece coroando as elevações mais representativas da Formação Serra Geral, sotoposta. Apresenta tonalidade fotográfica essencialmente clara (branca a cinza clara), exibindo relevo regularmente acidentado a plano e os vales mostram-se, em geral, pouco profundos. O contato com a Formação Serra Geral, segundo Andrade & Soares (op.cit.), é caracterizado por quebra negativa pouco pronunciada, sendo melhormente observado nas frentes de dissecação, onde as escarpas possuem freqüentes pendentes abruptos.

A drenagem pouco densa mostra um padrão dendrítico e a vegetação é, em geral, pouco desenvolvida.

3 - Caracteres litológicos e sedimentares

A Formação Bauru é constituída dominantemente por arenitos, com ocorrências de siltitos, argilitos e conglomerados. Os arenitos são róseos, avermelhados e esbranquiçados, de granulação média, às vezes grosseiros e conglomeráticos, feldspáticos, pouco a moderadamente calcíferos, com teor de matriz argilosa bastante variável. Os argilitos e os siltitos são maciços, apresentando grãos de areia dissemina

dos irregularmente. Localmente, apresentam-se bastante silicificados e com leitos de sílex, como observado na estrada Itaqueri da Serra para São Pedro.

Os conglomerados estão localizados, preferencialmente, na base da formação, sendo compostos de seixos de quartzo e basalto arredondados, embebidos em matriz areno-argilosa.

4 - Espessura e distribuição

Com base nos trabalhos executados por Andrade & Soares (op.cit.), a espessura da Formação Bauru, na área, é inferior a 100 m. As principais faixas contínuas de ocorrência distribuem-se em torno da cidade de São Carlos e entre Itaqueri da Serra e norte de São Pedro, apresentando uma área de ocorrência relativamente pequena, com cerca de 700 km^2.

5 - Relações estratigráficas

A Formação Bauru assenta discordantemente sobre a Formação Serra Geral e, em certos locais, sobre a Formação Botucatu.

6 - Idade e ambiente de sedimentação

A idade da formação foi determinada com base no seu conteúdo fossilífero, principalmente o gênero *Titanosaurus*, por Von Huene, como Cretáceo superior (In: Muhlmann et alii, op.cit.).

As características litológicas e sedimentares, aliadas à assembléia fossilífera, permite atribuir à unidade uma deposição continental, em ambiente fluvial e lacustrino.

6.5 - Cenozóico

6.5.1 - Grupo Taubaté

O Grupo Taubaté é constituído por sedimentos cenozóicos pertencentes às formações Tremembé e São Paulo, nitidamente encaixados no "Graben do Paraíba", conhecido como bacia de Taubaté.

Mezzalira (1962) reuniu as formações acima numa categoria mais elevada, denominado-a de "Série Taubaté". Deve-se a Suguio (1969) o emprego do termo na categoria de grupo.

6.5.1.1. - Formação Tremembé

1 - Definição e histórico

A Formação Tremembé compreende a unidade basal da bacia de Taubaté, constituída predominantemente por folhelhos pirobetuminosos, fossilíferos, de coloração esverdeada.

Embora esses sedimentos sejam conhecidos há muito como uma unidade estratigráfica definida, sua formalização como formação é devida a Almeida (1955).

2 - Características litológicas e sedimentares

A Formação Tremembé é constituída, predominantemente, por folhelhos pirobetuminosos, fossilíferos, de coloração verde clara a escura, às vezes com tonalidades pardacenta e amarelada, apresentando frequentes intercalações de lentes de argilito e, mais raramente, lentes arenosas. As estruturas sedimentares singenéticas mais comuns são a estratificação e a laminação.

Guimarães (1928) distinguiu os seguintes tipos de folhelhos nessa unidade:

- folhelho papiráceo, com estrutura finamente laminada, fossilífero, de cor verde com tonalidade verde-amarela

da, pardacenta ou cinzenta e amarelada, constituindo-se no folhelho de mais alto teor oleígeno da bacia;

- folhelho semi-papiráceo ou intermediário, com estrutura laminada, menos nítida, apresentado ainda, em relação ao interior, menor teor fossilífero e oleígeno;

- folhelho betuminoso, com estrutura laminada incipiente e baixa percentagem de óleo.

3 - Espessura e distribuição

A espessura máxima da Formação Tremembé não foi ainda determinada, tendo em vista que as perfurações que atingiram as maiores profundidades não atravessaram totalmente essa unidade. Assim é que, segundo Leme (1922), sondagens realizadas na região de Taubaté e alcançaram a profundidade de 150 m, ainda dentro do Tremembé. De acordo com Moraes Rego (1938), espessura da Formação Tremembé é superior a 100 m.

Essa formação é detectada, basicamente, em subsuperfície, pois seus afloramentos são limitados a alguns cortes de estrada e vales de rios.

4 - Relações estratigráficas

Os sedimentos da Formação Tremembé repousam diretamente sobre o embasamento cristalino, através de discordância erosiva angular. O contato com a Formação São Paulo, sobreposta, dá-se também por discordância arosiva. Frangipani & Pannuti (1965) mostraram que nessa superfície de discordância desenvolve-se uma camada conglomerática, observada tanto em afloramento (Km 330 da EFCB), como em subsuperfície, evidenciada por perfis geofísicos.

5 - Idade e ambiente de sedimentação

Paula Couto & Mezzalira (1971) atribuem idade oligocênica à Formação Tremembé, com base em restos fósseis de

mamíferos da ordem dos *Notoungulata*, encontrados no Oligoceno da Patagônia e também em restos fósseis de morcegos do tipo *Tadarida Faustoi*, encontrados no Oligoceno da Europa.

Determinações palinológicas realizadas pelo LAMIN/ /CPRM, em amostras do folhelho Tremembé, confirmaram a idade oligocênica para esses sedimentos.

A maioria dos autores admite, com base nas características litológicas, associadas a evidências tectônicas, uma deposição em ambiente lacustre. Um episódio tectônico teria sido responsável pelo aprisionamento da drenagem que originou o lago deposicional. Autores como Ab'Sáber & Bernardes (1956) discordam da origem lacustre para esses depósitos e defendem uma sedimentação em ambiente fluvial, do tipo planície de inundação, canais fluviais, lagoas e meandros.

6.5.1.2 - Formação São Paulo

1 - Definição e histórico

A Formação São Paulo compreende a sequência de arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados, com alternância de leitos de argilitos, que se sobrepõem à Formação Tremembé.

Moraes Rego (op. cit.) foi quem primeiro utilizou o termo na categoria de formação, embora esses sedimentos, de forma análoga aos da Formação Tremembé, já fossem há muito conhecidos na bacia, como uma unidade estratigráfica independente.

2 - Características fotogeológicas

Do ponto de vista morfológico, a unidade é facilmente individualizada em fotografias aéreas, apresentando as seguintes características: relevo suavemente ondulado, vertentes pouco inclinadas, vales abertos em forma de U, vegetação rala com matas localizadas, solos pouco profundos e tonalida

de cinzenta clara e padrão dendrítico de drenagem.

3 - Características litológicas e sedimentares

A Formação São Paulo é constituída por arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados, com níveis de argilitos intercalados. Os arenitos mostram, em geral, coloração acinzentada e esbranquiçada, com tonalidades esverdeadas e amareladas, tornando-se, ocasionalmente, avermelhados, São, via de regra, mal classificados, quartzosos, friáveis a moderadamente consistentes, porosos e permeáveis. Os leitos conglomeráticos apresentam seixos variando de 2 cm a 5 cm, atingindo, excepcionalmente, mais de 10 cm. Os seixos são, em geral, sub-arredondados e arredondados e compostos de quartzo, quartzito e fragmentos de outras rochas metamórficas. Os argilitos são varicoloridos, comumente avermelhados a arroxeados, com manchas e níveis esverdeados, e maciços a sub-laminados.

As estruturas sedimentares mais comuns são a estratificação gradativa e as pelotas de argila; menos comumente, citam-se estratificação cruzada do tipo planar, marcas onduladares, estruturas de sobrecarga e de escorregamento.

4 - Espessura e distribuição

A espessura da Formação São Paulo apresenta-se bastante variável, sendo função da paleotopografia em que se depositou. A espessura máxima conhecida para essa formação é de 290 m, atingida na região de Jacareí, através de sondagens ali executadas. A Formação São Paulo distribui-se por quase toda a superfície da bacia de Taubaté e é equivalente à da bacia de São Paulo.

5 - Relações estratigráficas

Os sedimentos da Formação São Paulo estão sobrepostos aos da Foramção Tremembé através de discordância erosiva.

6 - Idade e ambiente de sedimentação

A Formação São Paulo tem-se revelado, até o presente, afossilífera, sendo sua idade inferida pela maioria dos autores como plio-pleistocênica, com base nas suas relações estratigráficas com a Formação Tremembé, de idade oligocêni-ca. Admite-se que essa unidade tenha sido depositada em ambiente flúvio-lacustrino.

6.5.2 - Formação Rio Claro

1 - Definição e histórico

A Formação Rio Claro foi proposta por Bjornberg & Landim (1966), para representar os depósitos sedimentares encontrados na bacia do rio Piracicaba, a uma altitude de 600--800 m. A seção-tipo situa-se em uma boçoroca, nos arredores da cidade de Rio Claro (São Paulo). Sob a mesma designação, Andrade & Soares (op. cit.) incluíram os depósitos similares que ocorrem em níveis variáveis, entre 550-700 m nas bacias dos rios Corumbataí, Piracicaba, Mogi-Guaçu e Tietê. Entretanto, o emprego do termo formação para esses sedimentos é desaconselhável por se tratarem na maioria das vezes de depósitos coluviais e eluviais, de composição litológica bastante variada, tornando impraticável a correlação a maiores distâncias.

2 - Características fotogeológicas

A Formação Rio Claro exibe textura fotográfica em geral mosqueada, evidenciando a heterogeneidade litológica dos seus sedimentos. Uma das características marcantes é a presença de pequenas dolinas, bem como boçorocas. Estas são originadas devido à pequena coesão e à grande permeabilidade destes sedimentos, de modo que as águas percolam subterraneamente ao longo de camadas pouco permeáveis sotopostas, ocasionando erosão no momento que saem à superfície.

A vegetação é pobre, do tipo cerrado, com raros "capões de mato". Segundo Andrade & Soares (op. cit.), a base destes depósitos é uma superfície aplainada com ligeira inclinação para o vale do rio atual a que se associa.

3 - Características litológicas e sedimentares

Na área da seção-tipo estão caracterizados duas sequências: a superior, constituída por arenito de cor marrom-avermelhada, pouco consolidado, predominantemente fino, argiloso e maciço, representando depósitos coluviais; a inferior, composta de arenitos varicoloridas (marrom-avermelhado, esbranquiçado e amarelado), pouco consolidados, finos a médios, em alguns locais grosseiros, mal classificados, aparentemente lavados (bem menos argilosos que os da parte superior), algumas vezes limoníticos, constituindo os depósitos aluviais da formação. Separando as duas seções ocorre um nível de calcilho e também argilito creme, com película ferruginosa, contendo restos de plantas fósseis. Localmente predominam níveis de argilito vermelho. Os arenitos apresentam estratificação cruzada pouco desenvolvida, sendo ainda reportadas por outros autores estruturas de corte e preenchimento e ainda de dissecamento.

4 - Espessura e distribuição

A Formação Rio Claro apresenta espessura bastante variável, no máximo cerca de 30 m. Sua representatividade em mapa, no entanto, segundo informação verbal de Landim, obedeceu a um critério subjetivo, sendo desprezada quando inferior a cerca de 10 m. Embora entendendo que estas coberturas deveriam ser representadas, devido às implicações técnicas para setores como agricultura e economia mineral, principalmente, na região compreendida pela bacia do Paraná tal critério foi observado, de vez que o mapa resultou, basicamente, de compilação dos mapeamentos existentes, não havendo disponibilidade de tempo para uma delimitação criteriosa em toda a área.

Essa formação, definida inicialmente nos arredores da cidade homônima, apresenta, no presente, uma distribuição bem mais ampla. Na área do projeto, a mesma ocorre de forma errática, através de pequenos corpos, em geral alongados a elipsóides, que se distribuem, principalmente, entre Capivari e Santa Bárbara do Oeste, em torno de Rio Claro, entre Piraçunga e Santa Rita do Passa Quatro e a sudeste de Ribeirão Preto.

5 - Relações estratigráficas

Os sedimentos da Formação Rio Claro repousam discordantemente sobre várias unidades lito-estratigráficas da área, transgredindo os limites da bacia, pois se sobrepõem inclusive às rochas pré-cambrianas. Tal fato é comprovado pela existência de um nível conglomerático na sua base, variável em espessura de local a local.

6 - Idade e ambiente de sedimentação

Bjornberg & Landim (op.cit.) atribuem idade neocenozóica (quaternária) aos depósitos da Formação Rio Claro. Seus sedimentos, de origem continental, teriam sido depositados em condições climáticas semi-áridas, sobre uma superfície de aplainamento. O ambiente fluvial estaria representado pela presença de arenitos conglomeráticos estratificados.

6.5.3 - Sedimentos quaternários

O estudo dos sedimentos quaternários apresenta maior refinamento na área dos terrenos essencialmente sedimentares, como nas bacias do Paraná e de Taubaté, mas semelhante tratamento não pode ser estendido àqueles depósitos situados sobre terrenos pré-cambrianos, por razões óbvias de metodologia de trabalho. Distinguimos nestas áreas tão-somente as aluviões e as coberturas indiferenciadas. Quanto aos depósitos coluviais observados em numerosas localidades, apenas mereceu

destaque cartográfico a ocorrência do bairro de Brejetuba (Cachoeira Paulista).

6.5.3.1 - Coberturas indiferenciadas

As coberturas indiferenciadas apresentam-se, geralmente, sob a forma de colinas de perfis convexos bastante suaves, contíguas aos depósitos aluviais mais expressivos, ou mesmo afastado destes, capeando interflúvios, em áreas onde se estabeleceu um rejuvenescimento no regime de drenagem. Noutros casos constituem extensas áreas aplainadas, como no corredor aplainado de Campo do Meio (a sul da serra quartzítica dos Vilelas), onde são pouco espessas e com grande quantidade de clastos, à semelhança de antiga calha de rio. Esses aspectos variados denotam marcante influência dos terrenos circunvizinhos (área fonte), com seus produtos de degradação mal trabalhados e envolvendo também solos transportados. À orla dos sedimentos paleozóicos tais depósitos evidenciam grande semelhança com aqueles da Formação Rio Claro.

Em campo ressaltam-se quase sempre pela presença de linha de seixos e espesso capeamento de latossolo vermelho, sobre o qual se desenvolve vegetação do tipo cerrado.

As áreas de maior representatividade dessas coberturas situam-se entre Machado, Douradinho e Paraguaçu, entre Santana da Vargem e Boa Esperança, bem como a oeste de Nova Resende (Folha Varginha), onde podem, localmente, apresentar espessuras consideráveis. O perfil de uma cobertura nas proximidades de Boa Esperança mostra uma camada conglomerática basal com cerca de 10 cm, seguida de uma camada de argilas variegadas mais ou menos arenosa com cerca de três metros e igual espessura de latossolo vermelho.

Depósitos semelhantes também foram observados na região de Pouso Alegre, junto à confluência dos rios Sapucaí Mirim e Sapucaí (Folha Guaratinguetá), bem como na região de Itapira e entre Bragança Paulista e Itatiba (Folha Campinas), as

sociados, respectivamente, aos cursos dos rios do Peixe, Jaguari e Atibaia (foto 212).

Já na Folha Ribeirão Preto, as principais manchas desses sedimentos situam-se a norte de Tapiratiba e na localidade de Santa Cruz do Prata, onde são extremamente argilosos.

Remanescentes dessas coberturas foram ainda verificados na região de Campos do Jordão e no planalto de Senador Amaral, bem como em inúmeros outros locais, que, devido à pequena expressão em área, não foram representados nos mapas geológicos.

6.5.3.2 - Aluviões e coluviões

Os mais expressivos depósitos recentes da área pesquisada referem-se aos do vale do rio Paraíba do Sul, ao longo do eixo Taubaté-Cachoeira Paulista. De acordo com Suguio (1969), esses sedimentos aluviais recentes foram depositados em planícies de inundação, em três níveis de terraços e que são de baixo para cima:

1 - nível da várzea atual
2 - 10 a 15 metros
3 - 20 a 25 metros

O depósito entre Tremembé e Guaratinguetá apresenta características de sedimentação superficial predominantemente argilosa, com acúmulo de matéria orgânica em algumas partes. Por outro lado, no depósito entre Guaratinguetá e Cachoeira Paulista predominam sedimentos grosseiros. O fato mais característico, entretanto, das coberturas recentes da bacia de Taubaté é a existência de bacias orgânicas ou turfeiras (Suguio, op. cit.). Ainda na Folha Guaratinguetá, ressaltam-se as aluviões dos rios Sapucaí Mirim, Sapucaí e do Cervo que se destacam como excelentes áreas para agricultura (rizicultura). No restante da área as aluviões mostram-se melhor desenvolvi em terrenos na bacia do Paraná, destacando-se dentre outras,

as dos rios Jaguari Mirim, Canoas e Pardo (Folha Ribeirão Preto) e Mogi-Guaçú (Folha Campinas).

Depósitos coluviais podem ser observados em quase todo o sopé da serra da Mantiqueira, destacando-se apenas a ocorrência de Brejetuba, em Cachoeira Paulista. Esta é composta por matacões e blocos de rocha granítica (do tipo Mendanha) e migmatítica, imersos em matriz argilo-arenosa incoerente.

7 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

7.1 - Comentários gerais

Neste capítulo descreveremos as principais estruturas da área do projeto, originadas do tectonismo rígido e plástico. Serão feitas considerações, quando necessárias, acerca do seu prolongamento nos tratos mais contíguos. Para a definição dos seus traços foram utilizados os fotomosaicos, na escala 1:100.000, as imagens Lansat (ERTS), na escala 1:500.000, os mapas aeromagnéticos, na escala 1:100.000, e especialmente as fotografias áreas verticais, na escala 1:60.000. Contudo, convém salientar, nem todos os elementos estruturais observados estão plotados nos mapas geológicos ora apresentados.

Grande parcela do arcabouço estrutural conservou os moldes propostos por Ebert em 1971, aparecendo, todavia, algumas modificações locais. Por outro lado, observamos a persistência de várias direções de falhas delineadas em trabalhos anteriores, dentro da área do projeto ou em regiões próximas. São as falhas de Jundiuvira (Hasui et alii, 1969), de Socorro (Wernick, 1972 - correspondendo à zona de cataclase reconhecida pelo mesmo autor em 1967 e parcialmente delineada por Ebert, em 1968), de Jacutinga (Ebert, 1968), de Igaratá, do Rio Parateí, do Rio Jaguari e do Alto da Fartura, reconhecidas por Cavalcante & Kaefer (1974).Salientamos que muitas das falhas delineadas na região compreendida por Lindóia, Socorro, Serra Negra e Santo Antônio da Posse já foram objeto de considerações por Wernick, em 1967.

Não foram observadas várias das dobras propostas por Ebert (op. cit.), principalmente aquelas envolvendo os "Grupos Itapira e Lambari", bem como o sistema de anticlinais e sinclinais assinalado entre Lindóia e Socorro, exposto por Wernick em 1967. Para tal afirmação formulamos nosso raciocínio na complexa imbricação estrutural dos falhamentos in-

versos, geralmente freqüentes nos corredores de exposições dos referidos "grupos", traduzindo-se várias feições de dobramentos como uma realidade de acunhamentos de blocos (foto 52).

As grandes falhas, principalmente quando em regime de transcorrência, são responsáveis pela compartimentação dos conjuntos litológicos em diversos blocos tectônicos, às vezes com conteúdos rochosos distintos.

Dentre os megablocos destacamos os de Jundiaí (Hasui et alii, 1969), Socorro, Paraisópolis, Mantiqueira, Campos Gerais, Lavras, São Lourenço e Pinhal (Penalva & Wernick, 1973). Cada uma dessas unidades diz respeito, na realidade, a sistemas de blocos, alguns sendo facilmente delineados e outros mostrando dificuldades à sua configuração, principalmente quando envolvidos por falhas inversas de mergulho médio a baixo.

Assim podemos relacionar os blocos Amparo, Itapira, Monte Sião (do megabloco Jundiaí), Piquete, Campos do Jordão (do megabloco Mantiqueira), Três Pontas, Conceição da Aparecida, Campo do Meio, Jacuí, Nova Resende, São Pedro da União (do megabloco Campos Gerais), dentre outros, ficando, portanto, uma caracterização mais refinada para os trabalhos de detalhe ou de semi-detalhe.

As descrições dos principais traços estruturais dos conjuntos pré-cambrianos-eopaleozóicos e sedimentares-magmáticos da sinéclise do Paraná, bem como da seqüência sedimentar de Taubaté, serão feitas separadamente.

7.2 - Domínio pré-cambriano-eopaleozóico

7.2.1 - Estruturas sedimentares

Ao analisarmos os diversos tipos de metamorfitos, que formam os complexos litológicos, concluímos que, em sua

quase totalidade, não apresentam a possibilidade de diagnose das estruturas sedimentares, especialmente a mais conspícua, que é o acamamento. Acreditamos que essa estrutura é de difícil recuperação nas diversas exposições visitadas, mesmo sabendo das afirmações de diversos autores sobre a sua existência em parte da seqüência granulítica do Complexo Varginha e em migmatitos e rochas associadas da fácies anfibolítica dos complexos Amparo e Itapira. Tem-se como exemplo a descrição de Oliveira & Alves (1974), quando, tratando de rochas tidas como das fácies granulítica e anfibolítica da região de Caconde, afirma: "A notável regularidade do bandamento, a continuidade lateral dos leitos litologicamente distintos e o enfileiramento regular, comum para os minerais acessórios, são evidências de que o bandamento seria uma estratificação reliquiar". Acrescenta ainda que "até o presente estado dos conhecimentos geológicos da área e vizinhanças, não há porque não admitir que se tratam de rochas para metamórficas que ainda exibem o acamamento original". Contudo, tais afirmações não fazem sentido, devido às condições termodinâmicas de formação dessas seqüências rochosas e do policiclismo tectônico de caráter orogenético a que foram sujeitas e muito especialmente por duvidosas conotações genéticas para as mesmas.

É interessante salientar que estes conjuntos encerram uma história evolutiva muito mais complexa do que os seus caracteres atuais são capazes de sugerir. Eles podem, muito bem, guardar espécimes da crosta primitiva de caráter simático, progressivamente acidificados, materializando reflexos mais fortes da superposição siálica sobre a simática, bem como, na qualidade de infraestrutura de ciclos geossinclinais subseqüentes, terem incorporado rochas sedimentares e magmáticas relativas aos mesmos.

Por outro lado, as afirmações que nos acostumamos a fazer da existência de acamamento facilmente detectável,

firmadas no binômio calcários (mármores)-"quartzitos", pode traduzir-se num notável erro, quando os dados genéticos e, mesmo os seus posicionamentos, não são esclarecedores. Deve ter-se em mente, também, que diversas rochas quartzosas, descritas como provenientes de arenitos quartzosos e arenitos quartzo-feldspáticos, em diversas partes dos terrenos de fácies granulito e anfibolito podem advir de recristalização e neomineralização de orto-quartzo-milonito ou de simples diferenciação metamórfica dinamotermal com progressiva migração de soluções silicosas às zonas de alívio, bem como de antigos leitos de quartzo hidrotermal posteriormente metamorfizados. Tal fato parece-nos ser comum nas zonas de falhas inversas ou de empurrão, em tratos metamórficos de mais acentuada cristalinidade, onde se apresentam como leitos lineares, persistentes e obedientes à estruturação regional.

Também devemos levar em conta que certas variedades de granulitos podem representar orto-rochas elaboradas sobre granitos, sugerindo um estágio de descaracterização da trama granítica sob condições de forte *stress* (pressão dirigida).

Ainda em caráter duvidoso anexamos ao exemplo anterior as palavras de Wernick (1967) de que "os metamorfitos da região de Amparo exibem concordância entre o acamamento original e a gnaissificação", porque nos sítios onde exemplificados, mesmo encerrando rochas quartzíticas, verificamos segmentos altamente transformados, com níveis de enérgica cataclase com ou sem recristalização e neomineralização. Enquanto isto, um simples bandamento composicional não é sinônimo de evidências sedimentares, em rochas modificadas textural e estruturalmente em mais de uma fase metamórfica.

Para as seqüências de natureza grauváquico- arcosiana, de nível metamórfico entre as fácies xistos-verdes e anfibolítica, como são aquelas dos complexos Lambari e Rio Elvas, bem como porções a elas correlacionáveis noutros com

plexos (domínios Córrego do Ouro e Três Pontas do Complexo Campos Gerais), julgamos que o acamamento pode ser recuperado, evitando-se, contudo, as zonas de maiores modificações impostas por metamorfismo dinâmico, onde chegam a estar acompanhados de forte plissamento e crenulação (fotos 40 e 42). Em decorrência, aparecem segmentos onde a cataclase, associada a uma marcante fase de redobramento, mascara por completo o acamamento, sendo os efeitos de transposição facilmente identificáveis ao estudo microscópico. Entretanto, para melhores considerações sobre esta estrutura nos referidos complexos, sugerimos um trabalho mais refinado e com tempo hábil, para a verificação de um maior número possível de estações.

Já no que se refere às formações pouco metamorfizadas, como as de Eleutério e Pouso Alegre, bem como a fácies Samburá do Grupo Bambuí, o acamamento é muito bem denotado, traduzido em alternâncias de leitos de natureza petrográfica distinta como são os conglomerados, os arcósios, os siltitos e as margas.

Para a Formação Eleutério temos "acamamento com direção geral N60E, com pequenas variações locais para N-S e E-W", com "sentido dos mergulhos dirigido predominantemente para NW, variando a inclinação das camadas entre 45° e 90°, com preferência para valores em torno de 60°" (Wernick & Penalva, 1974). Para a Formação Pouso Alegre as direções estão firmadas para nordeste, com oscilações para este-oeste e com mergulhos ordinariamente para sul, tornando-se quase verticais no segmento ocidental.

Quanto aos sedimentos da fácies Samburá , denotamos direções em torno de N40W e mergulhos 50SW, bem como entre N10E;15NW e subhorizontal com modificações desses parâmetros, quando em zonas de falhas. Figuras ao feitio de estratificação cruzada, encontradas ao sul de Carmo do Rio Claro (fora do limite norte da Folha Varginha) em rochas tidas como dessa fácies, foram interpretadas como resultantes da combinação falha-dobra.

Além do acamamento, foram detectadas na Formação Eleutério outras estruturas sedimentares, como estratificação cruzada, estruturas de corte e preenchimento e *clay balls* (Wernick & Penalva, op. cit.).

7.2.2 - Foliação

A foliação é a estrutura planar mais conspícua ostentada pelos metamorfitos cartografados, sendo materializada por famílias de superfícies-*s* definidas por vários autores como xistosidade, *strain-slip-cleavage*, clivagem de fratura, foliação de crenulação, ou clivagem de crenulação, etc.

Em nossa apresentação o termo tem conceituação genérica, com ou sem implicações genéticas ou de condicionantes a estruturas maiores, mas sempre tipificado por sistemas de superfícies paralelas ou subparalelas próximas uma da outra ou apenas por uma organização mineral discreta imposta a uma estrutura planar pré-existente ou não. Neste caso, a foliação pode ser definida por superfícies bem espaçadas, às vezes discretas (foto 26).

Essa marcante estrutura aparece, corriqueiramente, excetuando-se os pacotes micaxistosos, em íntimo sincronismo com o bandamento gnáissico de segregação metamórfica ou de injeção. Entretanto, o último tipo de bandamento pode mostrar-se claramente discordante. Como é lógico, o seu realce mais significativo fica à mercê dos litotipos micaxistosos, onde são caracterizadas por superfícies irregulares, lobuladas ou com dobramento parasitário cerrado (fotos 49 e 82).

Nos domínios migmatíticos estas estruturas podem estar cortadas por veios de quartzo ou por material quartzo-feldspático, às vezes dobrados (dobras ptigmáticas), e mesmo mostrarem-se difusas nos termos mais evoluídos. Nestes a foliação mais proeminente pode representar mais de uma transposição estrutural, às vezes com a última de caráter discreto, sendo assim unidades polifásicas marcadas ou não por po

liciclismo orogenético. Nalguns tratos este aspecto é nítido, principalmente quando tratamos com espécimes onde o bandamento maior é dado por massas quartzo-feldspáticas indiscutivelmente mais jovens.

Nos micaxistos granatíferos chegamos a reconhecer, até em escala mesoscópica, a existência de duas foliações, sendo tal afirmação extensiva para alguns maciços migmatíticos (fotos 26 e 83), excetuando-se as zonas de foliação singularmente cataclástica.

Já nos domínios granulíticos a foliação organiza-se geralmente em obediência aos parâmetros do bandamento ditado por leitos contínuos (lineares), descontínuos e acessoriamente dobrados (foto 16). Tem-se diversas exposições em que o bandamento imprime ao conjunto rochoso aspectos de uma seqüência sedimentar com estratificação plano-paralela. As espessuras das bandas oscilam entre milímetros e metros, podendo respresentar, além da diferenciação de coloração, composições mineralógicas distintas.

Nos migmatitos do Complexo Amparo, não raramente, deparamos com bandamento e foliação dobrados, onde o primeiro pode ser contínuo ou descontínuo com a foliação crenulada ou não (fotos 35 e 39). A foliação crenulada é mais freqüente em metamorfitos do complexos Campos Gerais e Rio Elvas.

Os parâmetros direcionais exibem disposições na estruturação dos *"Araxaídes"* (noroeste), principalmente nas folhas Varginha e Ribeirão Preto, e dos *"Paraíbides"* (nordeste), na Folha Guaratinguetá.

Em síntese, organizam-se sistemas nordeste, nor-nordeste, noroeste e em torno de este-oeste.

Os sistemas nordeste e leste-nordeste são melhormente assinalados nas faixas ocupadas pelos litotipos da Associação Paraíba do Sul e em segmentos dos complexos Amparo, Itapira, Lambari e Andrelândia.

Na Associação Paraíba do Sul foram assinaladas pequenas anomalias noroeste e em torno de este-oeste, entre Piquete e Delfim Moreira, estando geralmente condicionadas a dobras e falhas, com trechos de vergência norte, em que os mergulhos mais baixos encontram-se às proximidades de 20°. A tectônica granítica tardi a pós-orogenética também é responsável por modificações das atitudes. Também entre Delfim Moreira, Marmelópolis e Virgínia observamos modificações de parâmetros de foliação, decorrentes de envergações provocadas por falhamentos.

Entre Monte Verde, Camanducaia, Joanópolis e São Francisco Xavier (Folha Guaratinguetá) diversas irregularidades no sistema nordeste foram estabelecidas por falhas (foliação cataclástica) nor-nordeste (foto 31). Enquanto em sítios internos dos complexos Socorro e Paraisópolis é frequente a foliação e o bandamento estarem organizados segundo o sistema noroeste, que, em certos locais, sofreram a imposição de uma foliação cataclástica nor-nordeste.

Mesmo no domínio do Complexo Amparo, como entre Lindóia e a cidade homônima (Folha Campinas), a foliação chega a fugir da tendência regional (N10-30E) das grandes estruturas, fornecendo direção noroeste.

Englobando tratos das folhas Campinas e Guaratinguetá, a foliação nor-nordeste mostra, corriqueiramente, conotação cataclástica.

Por outro lado, o sistema noroeste prende-se, em quase sua totalidade, aos maciços rochosos dos complexos Varginha e Campos Gerais, onde variações para nordeste, no primeiro, são verificadas entre a borda norte do maciço alcalino de Poços de Caldas e a região de Caconde, obedecendo a uma faixa que vai ter à zona cataclástica de Areado. Soma-se o trecho compreendido entre Cordislândia e a ponte sobre o rio Sapucaí, entre Paraguaçu e Elói Mendes, e o sítio a sul e sudoeste da última localidade, onde encontramos valores distribuídos entre N30W e N30E.

Nesse complexo e nos de Paraisópolis e Socorro, o baixo ângulo de mergulho da foliação e do bandamento imprime marcante condicionamento nas formas de relevo, onde os realces topográficos exibem reverso para sul e fronte para norte (foto 29). Os valores dos mergulhos comumente são registrados no intervalo 30°-60°, a não ser quando envolvendo foliação cataclástica,que chegam à verticalidade nas zonas de transcorrência.

O sistema nordeste na Associação Paraíba do Sul mostra uma distribuição mais persistente de direções entre N50E e N60E, enquanto irregularidades neste padrão são comumente verificadas na serra das Águas e na região de São Gonçalo do Sapucaí (Folha Varginha). Nesta encontramos foliação cataclástica em estreitos níveis, direcionada para noroeste (N60W), maculando uma gnaissificação N50E.

Na morraria ao norte da última localidade mencionada a foliação mais jovem reflete uma fase discreta de transposição, deslocando estreitos níveis quartzosos e/ou quartzo-feldspáticos com pouca biotita (foto 38). Já nas porções migmatíticas com abundante neossoma leucogranítico e paleossoma de rocha gnáissica quartzo-diorítica são observadas foliações organizadas como na figura 22.

Finalmente, salientamos freqüentes inversões de atitudes de foliação, visualizadas no corredor São Gonçalo do Sapucaí-São Bento Abade (às cercanias de Três Pontas) e no de Campo do Meio, principalmente neste último (Folha Varginha).

7.2.3 - Dobras

São as dobras os elementos estruturais de mais fácil diagnose nos maciços pré-cambrianos, tanto em escala mesoscópica como megascópica, especialmente quando envolvem rochas de comportamentos mecânicos diferentes. Chega-se, nos domínios migmatíticos, a exposições desses elementos em típicas condições infraestruturais.

Como estruturas maiores, caracterizamos o sistema de sinformas entre Varginha e Cambuquira, a sinforma de Itapira e a antiforma de Monte Sião, sendo prováveis aquelas delineadas entre Silvianópolis, São Gonçalo do Sapucaí e Cordislândia. Além disso, ressaltamos (mesmo não sendo representados nos mapas geológicos) como de configurações megassinformais o arranjo espacial das rochas nos complexos Socorro e Paraisópolis, bem como o conjunto que mantém a serra das Águas. Estas estruturas encontram-se organizadas num mosaico de vários maciços alóctones, de amplitude de migração ainda desconhecida. O estabelecimento das mesmas está intimamente relacionado aos deslocamentos de corpos rochosos de sudoeste para nordeste, com escapes laterais em torno de E-W e SSE-NNE, advindos certamente de uma grande dorsal (ou sistema de dorsais), bastante envolvida nas transformações tectono-petrogenéticas do pré-Cambriano superior ao Eopaleozóico.

Por outro lado, nos corredores de Ouro Fino- Conceição do Rio Verde e de Campos Gerais verificamos que a dinâmica de deformações cataclásticas acarretou desagregações de grandes dobras, aparecendo hoje, tão-somente, flancos segmentados por material da infraestrutura milonítica ou não. É provável que o imbricamento de blocos com vergência principal ao cráton São Franciscano pode representar raízes de uma estruturação de dobras-falhas mais abertas em níveis superiores.

O sistema de sinformas Varginha-Cambuquira já tinha sido elaborado por Ebert (1971), sendo feitas modificações apenas na sua configuração meridional (parte que envolve metamorfitos do Complexo Lambari). Para a sinforma de Varginha temos um traço de eixo mergulhando para sudoeste, mais precisamente com segmentos direcionados para N60-80E e E-W. Já na de Três Corações delineamos como um arco de concavidade voltada para sul, com eixo direcionado entre N30E e N80W, enquanto a de Cambuquira exibe eixo aproximado entre N50-60E.

Este sistema apresenta melhor caracterização em terrenos orientais, fora da área trabalhada, tendo-se como referência os corpos de rochas quartzíticas com intercalações micaxistosas "tipo São Tomé das Letras", onde caprichosas feições de dobramentos são facilmente diagnosticáveis até nas imagens do Satélite Lansat (ERTS), na escala de 1:500.000.

Também para a antiforma de Monte Sião, situada entre oeste de Bueno Brandão (Folha Guaratinguetá) e nordeste de Monte Sião (Folha Campinas), visualizamos facilmente o seu fechamento em fotomosaicos (1:100.000), onde os mergulhos sudeste de seu limbo oriental passam a dirigir-se para nordeste e norte. Enquanto isso, estabelece-se uma complicação em seu fechamento às proximidades da zona de falha homônima, onde os mergulhos são para sudeste e subvertical. Tal problema persiste em toda a sua configuração ocidental, isto é, entre Monte Sião e Monte Alegre do Sul.

Por outro lado, as figuras internas, de formatos anticlinais e sinclinais, parecem ser dadas por combinações de foliações de metamorfismo regional e cataclástico superpostas, bem como por metamorfismo predominantemente de caráter dinâmico. Além disso, temos situações locais que sugerem sinformas posteriormente desagregadas, quando da feitura das falhas de Socorro e de Monte Sião.

A sinforma de Itapira obedece, como as outras, em seus fechamentos, as frentes de falhas de empurrão. Pequenas dobras ou dobras-falhas, que materializam esse dobramento e seu caimento para sudoeste, são vistas em cortes da rodovia Itapira-Jacutinga, bem como pequenas falhas mais jovens, com mergulhos contrários à sua vergência. Além disso, poderíamos ter delineado estruturas de dobramentos envolvendo o imbricamento de blocos que se estabelece entre Barão Ataliba Nogueira e Sapucaí, onde o sentido do empurrão sofre uma envergação para nordeste. Nesse sítio esboçamos somente uma pequena antiforma, que encerra o corpo calcário da

fazenda Fortaleza, podendo pertencer a uma grande estrutura sinformal.

Outras pequenas dobras foram assinaladas entre Delfim Moreira e Venceslau Brás e em Ibitiúra de Minas, sul de São Lourenço (envolvendo rochas gnáissicas e micaxistosas do Complexo Andrelândia), Três Pontas e Divino Espírito Santo. Enquanto isso, prováveis dobras sinclinais mergulhantes de flancos invertidos, elaboradas em seqüências envolvendo bancos quartzíticos, foram delineadas a nordeste de Carmo da Cachoeira e oeste de Barranco Alto (Folha Varginha), bem como uma anticlinal mergulhante de flancos normais, também envolvendo corpos quartzíticos, a nor-nordeste de Nova Resende.

Ao nível mesoscópico as dobras variam desde centímetros a metros, podendo exibir geometria cilíndrica planar a curviplanar e acilíndrica linear a curvilinear. Nalgumas frentes de empurrão, onde é patente a combinação de movimentos horizontais e inversos, chega-se a figuras acilíndricas aos moldes de cela (foto 50) até dobras mili-centimétricas do tipo *drag-fold* . Esta estrutura parasita é uma constante em diversas exposições de rochas dos complexos Campos Gerais e Rio Elvas (foto 82), onde podem combinar-se dobras mais complexas, exibindo limbos redobrados (fotos 84 e 85), com vergências oblíquas a ortogonais, traduzindo-se em arranjos de lineações "b" e "a". A primeira reflete o deslocamento de blocos no sentido do cráton São Franciscano e a segunda dos carreamentos nordeste e leste.

Nas faixas comprimidas, entre grandes lineamentos tectônicos (falhas), mesmo quando envolvendo rochas migmatíticas, observamos dobras métricas a centimétricas apertadas , às vezes isoclinais e similares (fotos 86 e 87).

Dobras cerradas de pequenas amplitudes (foto 51) e de simetrias variadas foram detectadas em corpos quartzíticos encaixados no domínio tectônico de Campo do Meio, bem como em calcário (Ex.: serra das Pedras e da Cachoeira, na Folha Varginha), com redobramentos dos flancos e com geome-

tria similar à exibida por gnaisses de baixo grau da faixa Três Pontas-Santana da Vargem. Enquanto isso os quartzitos da faixa Lambari-São Tomé das Letras chegam a mostrar dobras como nas fotos 88 e 89.

Em determinados locais julgamos que a complicada geometria de algumas dobras mesoscópicas só pode ter sido causada por uma combinação de movimentos inversos e de transcorrência.

Em certos afloramentos encontramos uma íntima associação de sinclinais e anticlinais acilíndricas em escala de centímetros a metros (fotos 40 e 90), envolvendo rochas gnáissicas. Já nas massas anfibólicas o pulso das dobras pode decrescer à escala microscópica (Ex.: parte oriental da serra do Paraíso, na Folha Varginha).

Por outro lado, as dobras em domínios migmatíticos chegam a ser bastante freqüentes em certas porções, como em tratos do Complexo Amparo (foto 33), traduzindo-se, às vezes, como dobras relícticas (foto 35), que podem estar condicionadas a uma foliação de transposição bem destacada (foto 26). Enquanto isso, dobras ptigmáticas foram melhormente caracterizadas em corte da rodovia Fernão Dias, em rochas tidas como do Amparo e em segmento do corredor migmatítico na borda oriental do Complexo Varginha, entre Areado e Três Pontas (foto 7). Neste corredor, acreditamos, materializam uma zona de maior plasticidade, adquirida quando do estádio de deslocamento do bloco Pinhal sobre os metamorfitos tipo Rio Elvas-Lambari.

Dobras recumbentes em escala métrica foram observadas em porções marginais do maciço de predominância de migmatitos granitóides e granitos palingenéticos da região de Caldas (Folha Varginha), refletindo, sem dúvida, migrações laterais e verticais dos domos migmatíticos, acompanhado de diapirismo granítico (capítulo 8). Ainda associado a tal fato devemos ligar processos de confecção em zonas transiti-

vas entre a cúpula e os flancos das estruturas dômicas de dobramentos mais abertos e de geometria bem regular (foto 6), ao qual localmente se superpôs uma intensa fase de redobramento em estágio final.

7.2.4 - Falhas

7.2.4.1 - Falhas resultantes de esforços compressivos

Como resultado dos esforços compressivos que atuaram nos maciços rochosos da área em apreço, encontramos intensas e extensas zonas de falhas, registradas nos mais diversos tipos litológicos. Sua incidência dá-se, entretanto, nas faixas marginais de rochas de maior cristalinidade, envolvendo termos tidos como de alto grau metamórfico.

Para melhor descrever e situar geograficamente esses elementos estruturais, em função de uma apresentação em sistema ou sistemas, agrupamo-los em compartimentos, como veremos:

a) Cinturão de cisalhamento de Campo do Meio

Como já nos referimos no item relativo às rochas cataclásticas, o cinturão de cisalhamento de Campo do Meio compreende uma faixa que se distribui na parte setentrional dos terrenos pré-cambrianos/eopaleozóicos mapeados, envolvendo as folhas Varginha e Ribeirão Preto.

Neste cinturão as estruturas que mostram o tectonismo ruptural são freqüentes, sendo impossível o delineamento dos traços de falhas, em virtude da significativa espessura ou expressão superficial das rochas cataclásticas. Tem-se, em decorrência, diversos traços que materializam, na realidade, zonas de falhas, destacando-se os seguintes elementos:

1 - Zona tectonítica de Campo do Meio: Refere-se a um sítio de complicada estruturação e grande incidência de ro-

chas cataclásticas em diversos níveis de trituração, que envolvem desde rochas arqueanas do cráton São Franciscano até espécimes do pré-Cambriano ao Eopaleozóico (Grupo Bambuí). Além disso, ostenta singular posicionamento geotectônico, traduzindo-se na qualidade de área instável desde o pré-Cambriano até o Terciário.

Nela recuperamos antigas estruturas nor-nordeste e norte-sul como relictos de um conjunto retrabalhado intensa e extensivamente por rupturas em torno de este-oeste (foto 91). As falhas nordeste, não muito visíveis em fotografias aéreas, são facilmente observáveis no campo, refletindo uma tectônica mais jovem, às vezes materializada por fraturas bastante epidotizadas.

No que tange aos traços de falhas interiorizadas ou delimitantes dessa zona, destacamos a da borda sul, nomeada de falha de Taquaral, e as da parte setentrional, chamadas de falhas das serras do Amargoso e dos Vilelas. Estas, em conexão com outras delineadas ou não, formam um mosaico estrutural bastante complexo, envolvendo acunhamentos laterais e verticais de blocos, onde o estilo de falhamento tipicamente transcorrente ou misto sobrepõe-se, em certas porções, aos falhamentos inversos.

Por outro lado, o nível de implicações tectônicas torna-se acentuado, quando se processa uma superposição de sistemas com vergência norte sobre outros de vergência sul, além de falhas mais jovens ou reativadas, advindas de movimentos verticais de amplitudes desconhecidas.

A falha de Taquaral, como traço delimitante, desenvolve-se desde o noroeste de Conceição da Aparecida (borda sul da serra da Grota da Cruz) até norte de Santana da Vargem (fazenda Água Limpa), na Folha Varginha. Apresenta geometria, em quase toda a sua trajetória, de figuras inversas, refletidas por dobras de arrasto, lineações de *kink-band* e *mullions* subhorizontais ou de pequeno ângulo de caimento.

Movimentos oblíquos relativos de blocos são denunciados pela lineção de eixo de dobras de arrasto, que, segundo as medidas efetuadas, retratam um movimento do bloco sul de SSE para NNE, com partes centrais de SE para NW. Este elemento tectônico exibe, como particularidade, os seus segmentos, que funcionam como limites entre blocos de constituições litológicas diferentes.

Para a falha da serra do Amargoso também encontramos evidências de falhamento inverso com reativação, o mesmo verificando-se para aquela que lhe é subparalela, a sul. Este fato é facilmente observável em corte da rodovia Alterosa-Carmo do Rio Claro. Por outro lado, a serra dos Vilelas ostenta características de falhamento misto, com implicações de reativação em regime normal.

2 - Falha de Campos Gerais: Aparece como um dos principais acidentes tectônicos da área, estendendo-se desde oeste de Santa Cruz do Prata (onde desaparece sob os sedimentos e magmatitos básicos da sinéclise do Paraná, na Folha Ribeirão Preto) até sul de Lavras, passando a sul de Campos Gerais, em Santana da Vargem e em Nepomuceno.

Com uma extensão de aproximadamente 200 km, em termos da área mapeada, exibe um traço direcionado em torno de este-oeste (N70W - EW - N80E), que,em certos segmentos, chega a se estabelecer como elemento delimitante de blocos tectônicos de constituições litológicas distintas.

Não existem dúvidas quanto à sua grande envergadura e persistência, materializadas tanto pela espessura e pelo nível de moagem das rochas que foram solicitadas à dinâmica de sua formação, quanto pelas dimensões dos trechos longitudinais observados no campo.

Sua continuidade a leste da região de Lavras é insofismável, quando certamente deve juntar-se com a de Nepomuceno, para a formação do "sistemas de falhas de São João del Rei" (Tiradentes-Carandaí).

Trata-se de um falhamento de mecânica compressiva e de geometria complexa (transcorrente e inversa), onde os mergulhos mais suaves são da ordem de 45°(locais observados). Enquanto isso, detectamos eixos de pequenas dobras com caimentos da ordem de 70°a 80°(mais elevados), o que, sem dúvida, reflete segmentos onde o esforço principal tinha sua componente maior segundo o eixo das abcissas.

Magníficas exposições de espécimes rochosos filiados a este falhamento são encontrados em cortes das rodovias Areado-Alterosa e Três Pontas-Boa Esperança (Folha Varginha), nesta última aos arredores da cidade de Santana da Vargem.

3 - Falha de Nepomuceno: Exibe um traçado desde o sul de Lavras, onde se aproxima da de Campos Gerais, passando por Nepomuceno e no sopé meridional da serra do Paraíso,até unir-se com a falha de Petúnia a sudoeste de Divino Espírito Santo, mostrando parâmetro subparalelo à falha de Campos Gerais.

Na borda sul da mencionada serra delineamos um ramo com direção aproximada de N80E a E-W, que se prolonga pela borda sul da serra da Fortaleza e vai conectar-se à falha de Campos Gerais. Verifica-se, como particularidade dessa ramificação, a separação de um bloco norte ocupado preferencialmente por rochas gnáissicas de baixo índice de cor (biotita-hornblenda-gnaisses róseos e biotita-gnaisses cinza-claros), de granulação fina à média, de um bloco sul composto basicamente de unidades miloníticas, geralmente de caráter gnáissico.

As figuras de *mullions*, dobras de arrasto e lineações de estrias denotam tipicidade de falhas inversas oblíquas (fotos 92 e 93).

4 - Falha de Bom Jesus da Penha: Corresponde a uma zona de falha onde a expressão dos espécimes cataclásticos é bem significativa, estendendo-se desde oeste de Jacuí, com direção nordeste, para fora da área mapeada (Folha Ribeirão

Preto), voltando a aparecer com direção noroeste na região da localidade-tipo. Daí prolonga-se até a falha de Campos Gerais (norte de Alterosa, na Folha Varginha).

No trecho da localidade que lhe empresta o nome afeta diversos tipos petrográficos, destacando-se a presença de corpos metaultrabásicos xistosos.

Como fato mais significativo desta estrutura, ressalta-se o seu segmento entre as falhas de Campos Gerais e de Bom Jesus da Penha, quando separa um bloco norte com particularidades petrográficas dadas por uma taxa maior de micaxistos, quartzitos e meta-basito-ultrabasitos, do que o bloco sul.

5 - Falha de Petúnia: Mostra um traçado aproximado que se estende desde a localidade homônima (Folha Varginha) até norte de Alterosa, quando se une à de Bom Jesus da Penha. Como esta, delimita o bloco de grande incidência das rochas retromencionadas de um bloco norte, onde são imperativos os tipos gnáissicos, parcialmente migmatitizados e encerrando algumas lentes calcossilicáticas. Exibe um trecho meridional direcionado para N30W e um setentrional em torno de N60W.

6 - Falha de Jacuí: Trata-se de um elemento que recebeu a conotação de falha aproximada, delineada a partir da falha de Campos Gerais (noroeste de Alterosa), que, obedecendo um percurso mais ou menos paralelo à de Bom Jesus da Penha e passando ao sul de Jacuí, vai ter às proximiades do ribeirão Santana. Daí em diante não foi possível estender o seu traçado, tanto por falta de dados de campo como de feições fotográficas, acarretadas pelas coberturas coluviais recentes e/ou sedimentos da seqüência da bacia do Paraná.

7 - Falha de São Pedro da União: Trata-se de uma estrutura de caráter transcorrente, com marcantes reflexos até a região homônima. Daí para leste sua continuidade é duvidosa, em decorrência do baixo índice de afloramentos e de caracteres fotointerpretáveis, até o sítio de Nova Resende. En

tretanto, a incerteza do traçado pode dever-se ao próprio arranjo estrutural das rochas naquela região, onde certamente granulitos retrometamorfizados e metassomatizados exibem carreamentos e acunhamento lateral com unidades biotita-gnáissicas (com ou sem granada) do bloco oriental.

Por outro lado, temos situações que sugerem um traçado em rumo sudeste, passando um pouco a norte da vila Mata do Sino (Folha Ribeirão Preto). Isto é devido ao fato de que, onde traçamos segmentos de falhas prováveis, em partes orientais, não foram observadas evidências mesoscópicas de cataclase nos gnaisses leptíticos e migmatitos (Nova Resende). No seu trecho a partir de nordeste da cidade de Nova Resende notamos espécimes dinamicamente metamorfizados.

8 - Falha de Três Pontas: Corresponde a uma falha de grande importância para o arcabouço estrutural da área, principalmente no que se refere a sua atuação como elemento delimitador de blocos tectônicos, quando de seu trecho oriental, onde coloca a seqüência de micaxistos (semi-xistos) e quartzitos do Complexo Rio Elvas, em contato com rochas gnáissicas e granitóides do Complexo Lavras.

Elementos estruturais menores, de ocorrência em sua zona de influência, caracterizam uma falha inversa de movimento oblíquo, adquirindo ângulos mais pronunciados à proporção que se estende para oeste, até confundir-se com a zona de cataclase de Areado.

Entre esta falha e a de Campos Gerais, diversos traços foram delineados em várias direções. Contudo, devemos salientar que entre elas são comuns as exposições de rochas dinamicamente deformadas, o que torna difícil uma boa demarcação das zonas de falhas. Entretanto, uma delas é mais marcante, sendo denominada de falha da Serra, que, com direção em torno de N50W, reflete uma zona de cataclase, envolvendo significativa expressão de espécimes porfiroclásticos (foto 94).

b) Cinturão de cisalhamento de Ouro Fino

Sob esta denominação englobamos as zonas de falha de segmentos nor-nordeste, este-oeste e nordeste, que se desenvolvem desde os terrenos pré-cambrianos da Folha Campinas (entre Campinas e Itatiba), passando na parte setentrional da Folha Guaratinguetá, até o quadrante sudeste da Folha Varginha, quando mostra ramificações que passam a inserir-se no contexto do cinturão de Campo do Meio. Em decorrência, falhas prováveis e observadas, comuns a ambos, serão descritas neste item.

Este cinturão de cisalhamento é caracterizado pela profusão de grandes traços estruturais, dispostos em grande parte subparalelamente entre si, com direções variáveis, em torno de NNE-SSW e ENE-WSW, que realçam um arranjo estrutural em forma de um grande arco aberto de concavidade voltada para sudeste. Tem-se para a maioria das falhas características mistas, ou sejam, transcorrentes e inversas, destacando-se as seguintes:

1 - Falha de Jacutinga: Trata-se de um dos principais acidentes tectônicos da área, originado por enérgicos esforços compressivos, fato já reconhecido por Franco (1955), quando descreve: "Não temos dúvida em afirmar que as rochas cataclásticas estudadas na região de Pinhal foram produzidas por esforços de grande magnitude, que agiram em direção perfeitamente definida". Foi parcialmente delineada por Ebert (1968), que a estendeu, posteriormente (1971), até a falha que denominamos de ribeirão da Pirapetinga, quando sugere sua continuidade meridional até Pedreira e Souzas (Folha Campinas). Entretanto, o seu traçado ora delineado desobedece à configuração exibida por aquele autor, tendo em vista uma maior complexidade estrutural entre a zona de falha de Espírito Santo do Dourado e as localidades de Monsenhor Paulo e São Gonçalo do Sapucaí. O seu traçado estende-se desde norte de Campinas (onde desaparece sob coberturas sedimentares e vulcânicas da bacia do Paraná) até a região de Cambuquira.

Inicia-se na primeira localidade com rumo N10-20E, que persiste até Mogi-Guaçu, quando assume direção em torno de N50E, que vai ter a São Sebastião dos Robertos. Observa-se em todo o segmento situado entre norte e oeste de Jacutinga espessa faixa de rochas cataclásticas, além de ramificações menores que acompanham o curso do rio Mogi-Guaçu. Daí até Patrimônio do Cervo (Folha Guaratinguetá), segue com direção quase este-oeste, passando pelo vale do rio do Cervo e sul de Careaçu, estendendo-se até a serra das Águas.

Por outro lado, a sua configuração para o prolongamento oriental, a partir de norte de Lambari, torna-se deveras complexa, quando entra no domínio dos micaxistos granatíferos e das rochas gnáissicas do Complexo Lambari. Aí o seu reconhecimento é dificultado tanto pela natureza das rochas como pela geometria das falhas, tipicamente inversas. Contudo, delineamo-la obedecendo à envergação da foliação dos tipos petrográficos a oeste de Cambuquira, elaborando uma figura sinformal.

Na borda meridional da serra do Cervo é admitida como falha de primeira ordem, cujos elementos secundários são dados pela falha de Espírito Santo do Dourado e São João da Mata, dentre outras. Destaca-se, ainda, neste sistema, a falha de Senador José Bento, que ostenta uma marcante persistência entre a localidade homônima até proximidades de Três Corações (Folha Varginha). Todavia, exibe certas complicações de traçado em seu trecho entre a complicada estruturação das rochas de São Gonçalo do Sapucaí e da morraria que vai ter à serra das Águas.

A falha de Jacutinga, juntamente com sua componente, foram elementos ativos em tempos do vulcanismo Poços de Caldas e muito da configuração do relevo atual deve-se a este fato.

2 - Zona de falha de Monte Sião: Este importante elemento estrutural inicia-se na borda norte do maciço grani-

tico de Morungaba (Folha Campinas), com traçado bastante sinuoso, assumindo, próximo de Monte Alegre do Sul, direção em torno de N10-20E, estendendo-se até a cidade de Monte Sião. Envolve nesse segmento um conjunto de rochas bastante deformadas, com níveis milonitizados, representados em sua maioria por espécimes quartzosos. No trecho compreendido entre Monte Sião e Inconfidentes (Folha Guaratinguetá) inflete suavemente para ENE, passando ao sul de Pouso Alegre, indo ter a nordeste de Santa Rita do Sapucaí, onde se materializa nas serras de Santa Rita e da Manuela. Junta-se a seguir com o sistema de cisalhamento de Camanducaia e, novamente, com traçado sinuoso, vai ter a norte de Soledade de Minas, no extremo nordeste da Folha Guaratinguetá.

No que se refere às unidades litológicas envolvidas por essa zona de falha, com cerca de 220 quilômetros de extensão, depara-se na Folha Campinas quase exclusivamente com unidades Amparo, enquanto na Folha Guaratinguetá configura-se como limite entre as rochas daquele complexo e as dos complexos Socorro e Paraisópolis. Por fim, no extremo oriental desta folha desenvolve-se totalmente sobre termos do Complexo Andrelândia.

3 - Zona de falha de Socorro: Consideramos como zona de falha de Socorro uma faixa de rochas cataclásticas com cerca de 110 km de extensão, que se inicia a oeste de Itatiba, em contato com o maciço granítico de Morungaba e vai ter a leste de Inconfidentes, onde se conecta com a zona de falha de Monte Sião.

Apresenta-se com traçado irregular, algo sinuoso e com características de falha transcorrente ou localmente inversa. Entre Morungaba e norte de Socorro constitui-se no elemento tectônico de separação entre as unidades do Complexo Socorro e as do Complexo Amparo. Os seus melhores afloramentos nesse setor ocorrem numa pequena serra a oeste de Barão de Ibitinga, eno bairro da Moenda (a sul de Mostardas)

onde possantes níveis filonitizados com abundante concentração de material grafitoso podem ser observados. Na região de Tuiuti, devido à presença de coberturas sedimentares recentes, os afloramentos são escassos e seu traçado é apenas aproximado.

Ramificações a partir do segmento principal são observadas sobretudo a nordeste de Morungaba, demandando à região de Pinhalzinho, onde se retratam em afloramentos da BR-146, através de milonito-gnaisses e protomilonitos. Também a norte de Socorro é caracterizada por milonito-gnaisses emitindo segmentos que demandam a Monte Sião, configurando uma estrutura em antiforma, além de segmento detectado aeromagneticamente. Este contorna a borda setentrional da serra da Glória. No trecho final até leste de Inconfidentes apresenta-se com caráter inverso, com rochas cataclásticas quartzosas finamente laminadas e com mergulhos medianos para sudeste.

4 - Falhas de Valinhos e Campinas: O principal *trend* cataclástico do setor sul-ocidental corresponde às zonas de falhas de Valinhos e de Campinas, que se apresentam como elementos de separação entre unidades Itapira, Amparo e Varginha, além de possuírem segmentos totalmente inseridos na primeira unidade. Este *trend* inicia-se fora do âmbito da área mapeada, adentrando a sul das localidades de Valinhos e de Campinas, de onde segue com rumo N20-30E, passando por Pedreira, até sudeste de Itapira. Nesta localidade configura nítida sinforma, com vergência para nordeste e que serve como elemento de conexão à zona de falha de Jacutinga. Em seu percurso, com cerca de 70 quilômetros de extensão, apresenta caracteres misto, transcorrente e inverso. O primeiro aspecto é bem visualisado em seu trecho inicial, onde se desenvolve espesso pacote de rochas deformadas e cataclásticas, geralmente com fortes mergulhos para noroeste até quase verticalizadas. O caráter inverso se manifesta nos seg-

mentos finais, onde os mergulhos são medianos, culminando, na zona de empurrão (estrutura sinforme), a nordeste de Itapira. Nesta região, estreitos níveis de esmagamento podem ser observados, bem como certo fraturamento radial, representando zonas de alívio, onde se desenvolveram processos de silicificação.

De um modo geral, seu traçado fotogeológico é marcante, mostrando-se ora através da linearidade de cristas miloníticas e quartzíticas, ora pela brusca mudança de direção das drenagens, como a do rio Atibaia, a norte de Valinhos. Apenas a sudoeste de Pedreira, devido a remanescentes de coberturas sedimentares recentes, seu traçado é de delimitação duvidosa.

No campo estas falhas estão representadas por variados tipos cataclásticos, uma vez que, além do caráter misto já mencionado, envolvem unidades litológicas de diferentes complexos. Milonitos podem ser observados em todo o setor que bordeja o maciço granítico de Morungaba, na pedreira Pedralix, a sul de Campinas e em cortes da rodovia Dom Pedro I, geralmente envolvendo termos granitóides. Já na estrada de Itapira para Amparo e Serra Negra são frequentes as rochas cataclásticas "quartzíticas", envolvendo corpos de natureza básica e apresentando abundante liberação de grafita.

Como elementos menores desse sistema, encontramos as falhas observadas entre Barão Ataliba Nogueira e Sapucaí, que, sem dúvida, estão geneticamente filiadas ao processo de formação da estrutura de Itapira.

5 - Zona de falha da serra dos Criminosos: Corresponde a uma zona de falha, que, para a área mapeada, inicia-se a sul de Águas de Contendas, passando na serra homônima, em direção sudoeste. Atinge a região sul de Congonhal (Folha Guaratinguetá) e nordeste de Borda da Mata, quando se conecta com as falhas de Lambari e de Ouro Fino, com provável

união à da Borda da Mata. Em seu percurso exibe segmento que funciona como contato basal da Formação Pouso Alegre.

Os tipos petrográficos que denunciam a sua existência são dados por rochas "quartzíticas" silicificadas, micaxistosas e gnáissicas, dinamicamente deformadas.

Suas características são de falhamento inverso, com vergência noroeste, e de transcorrência com movimento oblíquo.

Na Folha Varginha chega a delimitar os metamorfitos de natureza grauváquica e quartzítica (seqüência Lambari-Rio Elvas), dos migmatitos Amparo e gnaisses e micaxistos granatíferos do Complexo Andrelândia.

6 - Falha de Lambari: Trata-se de uma zona de cataclase, que envolve os metamorfitos gnáissicos do Complexo Lambari e a seqüência micaxistosa-quartzítica do Rio Elvas (São Tomé das Letras). Sua característica, especialmente na Folha Varginha, é de falha inversa, mas, à proporção que nos aproximamos da Folha Guaratinguetá, os mergulhos tornam-se acentuados, podendo chegar à verticalidade. As lineações de estrias em quartzitos sugerem movimentos direcionais. Exibe um traço direcionado para nordeste, que se inicia entre Borda da Mata e Congonhal e se prolonga até nordeste de Conceição do Rio Verde.

7 - Falha de Três Corações: Esta falha encontra-se fielmente materializada na serra a sul-sudoeste de São Bento Abade, onde visualizamos nos espécimes cataclásticos uma cerrada clivagem, com superfícies estriadas segundo o horizonte, além de figuras de *kink-band* de lineação quase ortogonal. Tal fato reflete, para este segmento, um caráter transcorrente.

Para sudoeste, o seu traço foi delineado até norte de São Gonçalo do Sapucaí, obedecendo o curso do ribeirão da Conquista, onde separa metamorfitos tidos como do Complexo Lambari de migmatitos do Complexo Amparo, a norte. Sua

união com outros elementos, que chega a ser sugestiva, como em relação à zona de falha de Espírito Santo do Dourado, não foi possível.

8 - Falha de Borda da Mata: Diz respeito a uma falha traçada desde o canto sudeste da Folha Varginha (zona de falha da serra dos Criminosos) até a serra da Forquilha (Folha Campinas), exibindo seu maior percurso em tratos da Folha Guaratinguetá, chegando a bordejar grande parte da porção meridional da Formação Pouso Alegre.

9 - Outras falhas: Como elementos tectônicos de existência provável ou verificada, delineamos as falhas de Varginha, do ribeirão da Pirapetinga, do Mascatinho, do rio do Machado, de Santa Cruz e outras entre Monte Belo-Nova Resende e Santana da Vargem-Boa Esperança. Dentre elas, a de maior importância em termos estratigráficos é a do ribeirão da Pirapetinga, em decorrência de colocar uma assembléia de rochas da fácies anfibolítica à granulítica sobre outra da fácies xistos verdes à anfibolítica superior, especialmenteem segmento entre sul de Três Pontas e nordeste de São Bento Abade. Não foi possível uni-la à falha de Jacutinga, como já salientamos anteriormente.

Em relação à falha provável de Varginha, o seu reconhecimento em campo é extremamente dificultado por envolver rochas de estruturação granulítica, que, na realidade, já expõem uma textura que em nada deve à cataclástica recristalizada. Entretanto, denotamos, em certos locais, evidências de uma tectônica mais jovem, que fragmentou cristais de quartzo e feldspato, envolvendo uma ação hidrotermal.

c) Cinturão de cisalhamento de Camanducaia

Corresponde a uma faixa de terrenos deprimidos, onde se desenvolve parte dos cursos dos rios Jaguari e Itaim, estando totalmente inserida na Folha Guaratinguetá. Seu principal traço tectônico está representado pela falha de Camanducaia, que se estende desde sudeste de Bragança Paulista até a leste de Santa Rita do Sapucaí, onde se junta à falha

de Monte Sião.

1 - Falha de Camanducaia: É o principal traço tectônico desse cinturão de cisalhamento, estendendo-se por cerca de 130 km, desde o sudeste de Bragança Paulista, até o nordeste de Santa Rita do Sapucaí, onde se confunde com a zona de falha de Monte Sião.

Em fotografia aérea seu traçado é marcante, sobretudo nos setores meridionais, onde compõe o flanco sudeste da serra da Forja e nos segmentos finais, entre Cachoeira de Minas e a serra da Pedra Branca, onde são notáveis as feições lineares dadas por pequenas cristas retilíneas e adaptação de cursos d'água. Destaca-se ainda, neste aspecto, a confirmação aeromagnética, em toda a sua extensão.

É patente o caráter de transcorrência, representando-se em campo freqüentemente por blastomilonito (leito do rio Jaguari) e termos mais finos como filonito e ultramilonito (sudeste de Itaim). Tipos mais grosseiros e quartzosos, geralmente oriundos de processos de silicificação que acompanham a cataclase, também estão presentes, constituindo, em muitos locais, verdadeiras saibreiras.

Esta falha, de grande expressão no arcabouço tectônico regional, serve como limite estrutural entre os complexos granítico-metamórfico de Socorro (a oeste) e o de Paraisópolis (a leste), atuando também como conduto de emanações ácidas, exemplificado no granito tardi a pós-tectônico de Santa Rita do Sapucaí.

2 - Falha de Extrema: Estende-se desde o sudeste de Bragança Paulista até leste de Pouso Alegre, apresentando em seu trecho meridional, até Cambuí, um traçado paralelo ao da falha de Camanducaia. Desenvolve-se totalmente sobre unidades do complexo Socorro, delimitando a leste de Extrema um maciço de granitóides porfiroblásticos cataclasados. Em campo está retratada através de blastomilonitos e milonito-gnaisses, observados em numerosos cortes da rodovia Fernão Dias,

sobretudo nas proximidades de Cambuí. Daí para norte mostra-se apenas em escassos afloramentos.

3 - Outras falhas: Destacam-se ainda falhas menores no mesmo cinturão de cisalhamento e com traçado sub-paralelo às anteriores, como a de Estiva e de Senador Amaral. A primeira encontra-se bem materializada na serra da Usina, a sul de Estiva, onde se mostra através de possante pacote de cataclasitos e milonitos (blastomilonitos), prolongando-se para sul pela serra do Isidério até se juntar à falha de Extrema nas imediações de Itapeva. Já a falha de Senador Amaral apresenta-se com caracteres fotogeológicos e de campo pouco marcantes, embora apresente confirmação aeromagnética, tendo sido utilizada como elemento tectônico de separação entre os granitóides porfiroblásticos e os termos gnáissicos e migmatíticos do Complexo Socorro.

d) Sistema de falhas serra da Mantiqueira

Sob essa designação foram englobados todos os principais traços tectônicos concentrados na região sudeste da Folha Guaratinguetá.

Nesse domínio as zonas cataclásticas mais notáveis são as de Jundiuvira, de São Bento do Sapucaí e do rio Jaguari, entre outras.

Em geral, esses traços tectônicos são de caráter transcorrente, originários de antigos esforços compressivos posteriormente reativados em setores localizados, sob regime de falha distensiva, em especial na região da bacia do Taubaté, durante a formação do *Graben* do rio Paraíba do Sul.

As direções preferenciais desse sistema oscilam muito pouco entre N50E e N60E.

1 - Falha de Jundiuvira: Desenvolve-se a partir do paralelo 23° sul, com direção aproximada N45E, passando pela borda meridional do maciço charnoquítico de São Francisco Xavier (Folha Guaratinguetá), envergando para quase E-W na al

tura do rio Buquira em direção à estação ferroviária Eugênio Lefévre, na serra da Mantiqueira. Daí torna a posicionar-se em torno de N45E nas proximidades do pico de Itapeva (ou morro de Itapeva), onde se conecta com o *trend* cataclástico de Monteiro Lobato. Continuando naquela mesma direção, esse traço estrutural atravessa longitudinalmente os altos da serra da Mantiqueira, passando pelo maciço granítico de Mendanha, atingindo a seguir o bairro de Caxambu, no extremo leste da Folha Guaratinguetá.

De acordo com estudos em outros setores (Cavalcante & Kaefer, 1974), "trata-se, na realidade, de uma zona falha, cujos elementos expostos (lineações e possança das rochas cataclásticas) sugerem uma estrutura de movimentos preferencialmente horizontais (falha transcorrente), que limita o bloco Jundiaí-Mantiqueira, ao norte, do bloco São Roque, ao sul".

Na área em questão, até o pico de Itapeva, esta falha coloca em contato o Complexo Paraisópolis (ao norte) com o Complexo Piquete (ao sul) e daquele acidente geográfico para nordeste separa este último complexo (ao sul) do de Campos do Jordão (ao norte).

2 - Zona da falha de São Bento do Sapucaí: Esta estrutura estende-se desde o paralelo 23°sul nas proximidades da fazenda dos Cunhas (Folha Guaratinguetá), arqueando ligeiramente na direção N60E. Atravessa os granitos metassomáticos porfiroblásticos do Complexo de Paraisópolis, passando pela cidade de São Bento do Sapucaí e pela serra dos Coelhos. A partir dessa última localidade inflete para N40E, margeando a serra da Água Limpa. Segue naquele rumo em direção às proximidades da cidade de São Lourenço, onde se confunde com o segmento de Maria da Fé.

Essa extensa zona cataclástica, no trecho compreendido entre Pedra Preta e a serra da Água Limpa, limita unidades litológicas pertencentes ao Complexo Paraisópolis dos termos que constituem o Complexo Campos do Jordão.

3 - Falha do Alto da Fartura: Trata-se da continuidade da estrutura reconhecida por Cavalcante & Kaefer (1974) na localidade homônima, ao flanco norte da serra da Bandeira (denominação local de parte do prolongamento sudoeste da serra do Quebra-Cangalha). A sua continuidade é verificada no extremo sudeste da Folha Guaratinguetá, onde se orienta para nordeste, abrangendo uma extensão em torno de 40 km. Limita os migmatitos com tramas heterogêneas, regionais (a noroeste). Seu traçado em fotografias aéreas é nítido, sendo caracterizado, principalmente, pelo alinhamento de vales profundos e pelas cristas salientes. Bem no limite do paralelo 23° sul, nas proximidades da fazenda Santo Antônio (Folha Guaratinguetá), foi constatado um ramo da falha principal cujo segmento se dirige subparalelamente ao vale do rio Paraíba do Sul.

4 - Falha do rio Jaguari: Esta falha se manifesta a sudeste da área do projeto, nas imediações do paralelo 23° sul, passando ao sul da cidade de Monteiro Lobato (Folha Guaratinguetá), com direção em torno de N60E, bordejando a parte terminal norte da serra do Palmital. Aí se desmembra em dois ramos. Um segue, grosso modo, paralelamente ao eixo longitudinal da bacia de Taubaté até o sítio Piedade, onde torna a se desmembrar em mais dois ramos: um que desaparece sob os sedimentos da bacia de Taubaté e outro que se enverga para a serra da Mantiqueira, passando ao sul da cidade de Piquete, para, em seguida, juntar-se com o primeiro ramo nas proximidades de Vila Embaú, situada a noroeste da cidade de Cachoeira Paulista (Folha Guaratinguetá). Analogamente, o segundo grande ramo deste falhamento prolonga-se pela serra da Mantiqueira, estendendo-se até a região sul de Piquete.

Na estrada Monteiro Lobato-Tremembé, no trecho compreendido pelo rio Buquirinha, ocorrem excelentes exposições dessa falha, expressas por termos quartzosos e micaxistosos. Da mesma forma, esse fato pode ser verificado no outro extremo da área, como na rodovia SP-183 aos arredores de

Quilombo, município de Cachoeira Paulista.

O modelo de bifurcações (ou desmembramentos) das falhas desse sistema já fora materializado em área adjacente, pesquisada por Cavalcante & Kaefer (1974), quando se referem à falha do rio Jaguari onde "a noroeste de Conjucas (ribeirão Jaguari) verifica-se uma bifurcação com a falha de Sertãozinho". Adiantam em seguida que "tudo indica ser uma das principais falhas transcorrentes do sistema Nordeste, principalmente levando-se em consideração a montagem regional de um modelo de compartimentação em blocos". Na área em apreço esse elemento estrutural indica um caráter transcorrente, em certos locais como reativação em regime de falha distensiva, principalmente no setor setentrional da bacia de Taubaté.

A falha de Monteiro Lobato, passando pela cidade homônima (Folha Guaratinguetá), com direções em torno de N60E, abrange os flancos setentrionais da serra da Buquira, seguindo sinuosamente em direção à Formação Pico de Itapeva, onde se junta com a zona cataclástica de Jundiuvira.

O sistema de falhas Campos do Jordão-Sapucaí Mirim encontra-se bem delineado na Quadrícula Campos do Jordão, iniciando-se nas proximidades de São Francisco Xavier, com direção em torno de N30E. O traço tectônico de Campos do Jordão inflete para N70E, aproximadamente, passando pela cidade homônima, ofuscando-se logo em seguida na complexa estrutura da região Venceslau Brás-Delfim Moreira. O segmento de Sapucaí Mirim se estende subparalelamente à estrutura de Campos do Jordão, abrangendo os flancos setentrionais do maciço intermediário da serra das Posses. Passa em seguida pela cidade de Sapucaí Mirim, segundo N60E, prolongando-se daí até juntar-se com a faixa tectônica de São Bento do Sapucaí, nas proximidades da serra dos Coelhos (Folha Guaratinguetá).

Outras falhas menores pertencentes ao sistema Serra da Mantiqueira foram registradas na área como as de Venceslau Brás, Marmelópolis, Delfim Moreira e Passa Quatro, do

lado norte da bacia de Taubaté, e as da serra do Quebra-Canga lha, do lado sul.

7.2.4.2 - Falhas resultantes de esforços tensionais

Estas falhas formulam sistemas intimamente relacionados aos movimentos verticais que atingiram a área em apreço e que foram, na realidade, de grande amplitude, em especial quando levamos em consideração a fase vulcânica alcalina de Poços de Caldas. Podem estar representadas por falhas anteriormente descritas, em regime de reativação, ou por elementos novos.

Excetuando os falhamentos transcorrentes ou inversos reativados, os principais sistemas são o nor-nordeste e o nordeste. O primeiro ocupa lugar mais destacado nos terrenos setentrionais (Folhas Ribeirão Preto e Varginha), onde o elemento mais importante é a falha de Guaxupé (parcialmente traçada por Oliveira, 1974). Além disso, muitos dos traços assinalados como fraturas indiscriminadas podem ser, na realidade, falhas normais, formulando um mosaico estrutural de blocos adernados para oeste. Por outro lado, diversos traços refletem um fraturamento radial em relação à intrusão alcalina de Poços de Caldas.

Já em domínio da Associação Paraíba do Sul deparamos com elementos de uma tectônica distensiva fielmente retratada pela edificação da ambiência de sedimentação de Taubaté em tempos terciários. Somam-se ainda diversas falhas, muitas reativadas, da serrania da Mantiqueira, filiadas ao tectonismo tafrogênico do Mesozóico e do Terciário, aí bastante ativo, em conexão com ascenção magmática alcalina e básico-ultrabásica. Os grandes traços de falhas obedecem, corriqueiramente, à estruturação regional nordeste. Entretanto, estruturas menores são encontradas com direção noroeste, o que, sem dúvida, deve ligar-se à compartimentação transversal da bacia de Taubaté.

7.3 - Domínio permiano-cretáceo

7.3.1 - Estrutura regional

No que concerne aos sedimentos da sinéclise do Paraná, a área estudada situa-se na sua porção centro- leste, fazendo parte de uma estrutura regional do tipo homoclinal, modificada por falhamentos (definida por Andrade & Soares, 1971). Esta estrutura apresenta um mergulho em torno de 1° para oeste na região de Mogi-Guaçu e para noroeste, na zona de Tietê. Na bacia do Rio Pardo dominam os mergulhos para oeste.

A estrutura regional da bacia do Paraná, no estado de São Paulo, foi definida recentemente por Soares (1974), como constituída por três compartimentos individuais, de características homoclinais, sub-horizontais, com mergulhos tendendo para direções convergentes.

A bacia do Paraná, considerada como um todo, está situada na placa litosférica sul-americana, comportando-se, estruturalmente, como uma grande bacia intra-cratônica do tipo auto-geossinclinal de Dewey & Bird, 1970 (In: Asmus & Porto, 1972), na qual estão ausentes esforços compressivos tangenciais, capazes de provocar intensos dobramentos e falhas reversas. Segundo Northfleet et alii (1969), as deformações estruturais existentes nesta bacia foram produzidas por movimentos ascendentes ou descendentes, de grande amplitude vertical, envolvendo grandes áreas, ou estão relacionados com falhas de gravidade de pequeno rejeito ou, ainda, com o reativamento de antigas linhas de fraqueza do embasamento cristalino.

7.3.2 - Estruturas locais

Segundo Andrade & Soares (op.cit.), as estruturas locais mapeadas na área estão representadas por um complexo sistema de falhamentos de gravidade, formando, às vezes, blocos elevados e rebaixados (*Horsts e Graben*) e também do-

bras de formas dômicas e anticlinais alongadas. Soares (1974), classificou as estruturas locais da região como falhas, sistema de falhas, *Horsts* e *Graben*, domos e flexuras (periclinais).

Os falhamentos apresentam-se orientados, predominantemente, nas direções NW-SE e NE-SW e estão, por vezes, associados a intrusões de diabásio, que ocorrem sob a forma de diques e soleiras, encaixados em certos planos preferenciais. Segundo os autores acima referidos, esses falhamentos apresentam rejeitos relativamente pequenos, da ordem de 50 m, raramente atingindo 150 m, como acontece com a falha de Monte Branco, situada a norte de Piracicaba. Northfleet et alii (op.cit.) afirmam que no flanco leste da bacia existem evidências de que os falhamentos de direção NE-SW deslocam os de direção NW-SE, sendo, portanto, mais novos e, possivelmente, de idade cretácea inferior.

As estruturas locais mapeadas na área por diversos autores são descritas sumariamente a seguir:

1 - Domo de Pitanga (Folha Campinas)

Situado na fazenda Pitanga, a norte de Piracicaba, constitui, segundo Barbosa & Gomes (1958), uma estrutura dômica alongada, com eixo maior encurvado de sudoeste para noroeste. Apresenta fechamento estrutural da ordem de 25 m e área de aproximadamente 10 km^2. Expõe os sedimentos da parte superior do Grupo Itararé. A figura 39 ilustra a referida estrutura.

2 - Domo de Assistência (Folha Campinas)

Situa-se a cerca de 2 km a sul de Rio Claro e, de acordo com Barbosa & Gomes (op.cit.), apresenta fechamento bastante reduzido, cerca de 2,5 m ao nível da Formação Irati. Segundo esses autores, a estrutura mostra-se alongada, com eixo maior na direção N60W e uma área de 1,2 km^2.

CPRM

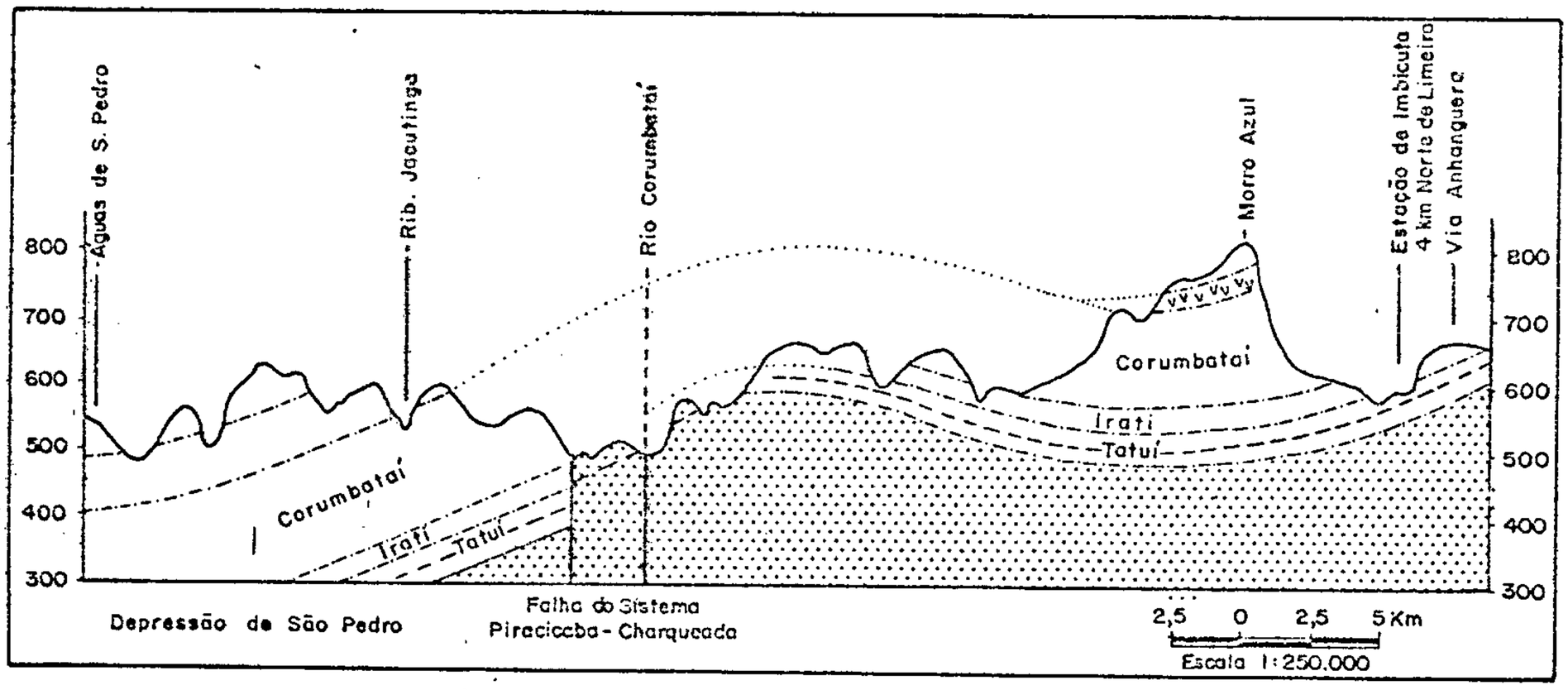


Figura 39 – Domo de Pitanga : corte geológico N 80°E, de Águas de São Pedro a Morro Azul

(Fonte: Soares, 1974)

3 - Domo de Artemis (Folha Campinas)

Situa-se nas proximidades da vila Artemis, onde se observa uma acentuada penetração da faixa de afloramento da Formação Corumbataí para oeste. Segundo Andrade & Soares (op.cit.), esta estrutura apresenta fechamento em torno de 30 m, determinado com suporte no levantamento altimétrico do contato Pirambóia/Corumbataí.

4 - Alto de Jacaré-Guaçu (parcialmente contido na Folha Campinas)

Localiza-se a sudoeste da cidade de São Carlos e é cortado pelo rio que lhe deu o nome. Segundo Andrade & Soares (op.cit.), esta estrutura expõe a Formação Pirambóia no meio dos derrames inferiores, cujas escarpas mostram nas fotografias aéreas mergulhos radiais, sugerindo a forma dômica para o referido alto. Segundo Soares (1974), trata-se de uma estrutura anticlinal, sub-regional, com mergulho na direção N50W. A estrutura prolonga-se para oeste, ultrapassando os limites da Folha Campinas.

5 - Alto de Araras (Folha Campinas)

Esta estrutura foi mapeada por Andrade & Soares (op.cit.), com base na acentuada inflexão da faixa de afloramentos das rochas do Grupo Itararé na região de Araras. Tal fato sugere a possibilidade de uma anticlinal com eixo na direção E-W, aproximadamente, que teria controlado localmente o curso do rio Mogi-Guaçu.

6 - *Horsts* de Pau d'Alho e Monte Branco (Folha Campinas)

Estas estruturas situam-se cerca de 20 km a sudoeste de Piracicaba, numa região onde se agrupam morros isolados, capeados por basalto e diabásio, que se elevam a altitudes superiores a 700 m, em uma área com altitude média inferior a 600 m. Segundo Andrade & Soares (op.cit.), estas estruturas são delimitadas por falhas, das quais as princi-

pais apresentam direção NW-SE, de grande extensão. A falha mais conspícua é a de Monte Branco, de direção N40W, rejeito de 150 m e bloco elevado na direção nordeste, onde as camadas da Formação Corumbataí estão elevadas a 600 m de altitude. Esta falha é responsável pelo levantamento do flanco sudoeste dos dois *Horsts*. Apresenta em toda sua extensão intrusão de diabásio, responsável por bom alinhamento topográfico e textural, visível em fotografia aérea. São observados ainda fortes mergulhos nas camadas da Formação Corumbataí. A figura 40 ilustra a citada estrutura.

7.4 - Domínio terci-quaternário

A bacia de Taubaté comporta-se, estruturalmente, como um *Graben* alongado na direção N60E, limitado pela serra do Mar à sudeste e pela serra da Mantiqueira a noroeste. A estrutura assemelha-se a um *rift-valley*, originado durante o Terciário pela reativação de antigas linhas de falhas cambro-ordovicianas.

Os aspectos tectônicos da bacia de Taubaté foram objeto de estudos por muitos autores, notadamente Almeida (1958 e 1964). Bjornberg (1965), estudando outras áreas da bacia, verificou também a existência de lineamentos oblíquos àqueles, dispostos longitudinalmente ao alinhamento do vale. Esse fato foi confirmado durante o atual mapeamento na região meridional de Lorena, principalmente.

Como resultado do diastrofismo jurássico-cretáci co, reativado em época terciária, constatou-se também um sistema de juntas paralelas, de direção noroeste, dispostas transversalmente à bacia de Taubaté. Algumas serviram como condutos de material básico e alcalino, fato este bem expresso na rodovia Cruzeiro-Caxambu, ao sul do pico do Cristal (serra da Mantiqueira).

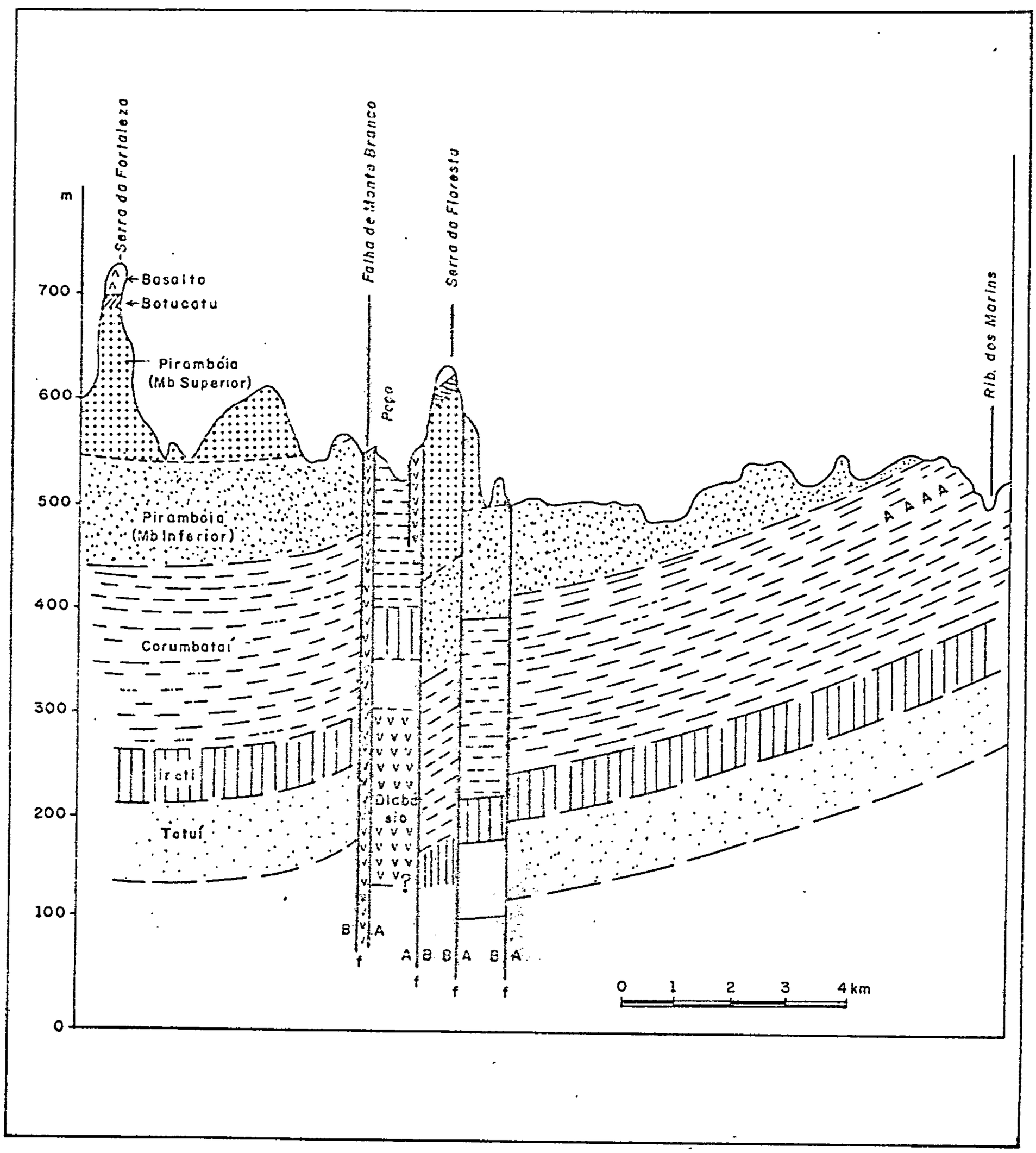


Figura 40-Corte geológico estrutural do Horst de Pau d'Alho 16 km SW de Piracicaba (Fonte: Soares, 1974)

CPRM

8 - GEOCRONOLOGIA

8.1 - Comentários gerais

O levantamento geocronológico da área do projeto foi feito através de 18 datações Rb/Sr e 15 K/Ar, executadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, através do Convênio CPRM-IGUSP/GEOCRON. Por meio desse programa procurou-se desenvolver o esboço radiométrico regional, compatibilizando-o com os resultados obtidos em diversos trabalhos anteriores e fornecendo novos subsídios para a reconstituição de sua evolução geológica.

Numa primeira etapa dos trabalhos analíticos foram datadas amostras coletadas durante os trabalhos de mapeamento e tidas como de maior representatividade estratigráfica. Dada a natureza pouco favorável, essas rochas somente puderam ser analisadas através do método K/Ar. Com poucas exceções, quase todas revelaram rejuvenescimento total durante as principais etapas do ciclo Brasiliano, demonstrando a enérgica atuação desse evento do final do Proterozóico. As idades mínimas resultaram em valores compreendidos entre 560 m.a. e 650 m.a., indicando uma atuação termal mais ativa na fase sin-tarditectônica do ciclo.

Em uma segunda etapa do programa geocronológico, os trabalhos analíticos foram dedicados a amostras selecionadas dentre um conjunto de rochas especificamente coletadas para análise Rb/Sr e outras já existentes, destinadas à petrografia. Umas poucas adicionais, consideradas muito elucidativas para a compreensão da evolução regional e inviáveis por Rb/Sr, foram analisadas por K/Ar.

Para a escolha final das amostras, somente nesta segunda etapa, partiu-se de lote inicial com cerca de 70 espécimes. Com esse procedimento visou-se analisar somente aquelas que, mesmo isoladamente, tivessem alto valor interpretativo, eliminando-se tanto as amostras por demais depen-

dentes da quantidade original de estrôncio 87, como aquelas que, embora muito favoráveis na teoria, a experiência tem confirmado estarem sujeitas a graves incertezas analíticas, em função das dificuldades de dosagem correta de teores muito baixos de Sr, como já sugerido por McIntyre et alii (1966).

Esse aspecto sobre a qualidade das amostras e conseqüente confiabilidade nos resultados analíticos é de muita importância na discussão de alguns valores convencionais, cujos teores adequados de Rb e Sr permitem limitar as considerações a aspectos estritamente petrogenéticos, independentemente das nuanças metodológicas e restrições analíticas.

8.2 - Técnicas e constantes utilizadas

As técnicas de datação radiométrica utilizadas, através das relações isotópicas dos elementos Rb/Sr e K/Ar, são as mais comumente empregadas nos laboratórios internacionais.

O método Rb/Sr está detalhadamente apresentado em Torquato (1974) e o método K/Ar em Amaral et alii (1966).

As constantes utilizadas para os cálculos são idênticas às divulgadas nas inúmeras pesquisas ligadas ao Centro de Pesquisas Geocronológicas-USP:

$(Sr^{87}/Sr^{86}) = 0,705$

$\lambda Rb^{87} = 1,47 \times 10^{-11}$ anos

$Rb^{85}/Rb^{87} = 2,59$

Razão de normalização $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,1194$

Método: K/Ar

% K em $K^{total} = 1,19 \times 10^{-2}$

$\lambda Ko = 0,530 \times 10^{-9}$ anos

$\lambda K = 0,585 \times 10^{-10}$ anos

Os erros das idades foram calculados com estimativa de 2σ, o que representa cerca de 95% de confiabilidade

na validade das determinações.

8.3 - Resultados Rb/Sr (convencionais) e K/Ar (mínimos)

Na tabela III apresentamos os resultados Rb/Sr (convencionais) e na tabela IV os K/Ar (mínimos).

8.4 - Gráficos isocrônicos

Na figura 41 expomos os gráficos isocrônicos obtidos através das análises efetuadas, comparando-se os dados com os obtidos por outros autores (figura 42).

8.5 - Apreciação das amostras analisadas e dos valores obtidos

As análises K/Ar foram sempre processadas em materiais tidos tradicionalmente como dos mais favoráveis para o método (anfibólios e micas), pelas suas qualidades de retentividade de argônio, teores convenientes de potássio e ausência de anomalias radiométricas motivadas pela presença de argônio estranho. Dessa forma, as idades obtidas podem ser interpretadas, com segurança, como representativas do fechamento dos sistemas cristalinos para o argônio. Os limites de temperatura para que tal ocorra são de 200°C a 250°C para as micas e cerca de 500°C para os anfibólios.

Alguns valores K/Ar, aparentemente um pouco elevados para o ciclo Brasiliano, poderiam ser explicados por efeito de perda parcial real do argônio de rochas pré-existentes, durante este ciclo ou no fechamento dos sistemas para o Ar, nessa época. Os contextos geológicos e a natureza dos minerais, que em certos casos podem ser muito significativos, não parecem ser causa de presença de argônio adicional, gerados em rochas de níveis inferiores, como tem sido comprovado em algumas regiões (mesmo em anfibólios) através de isócronas K/Ar.

Na segunda etapa dos trabalhos partiu-se de lote bastante numeroso, constituído de variedades de granitos,

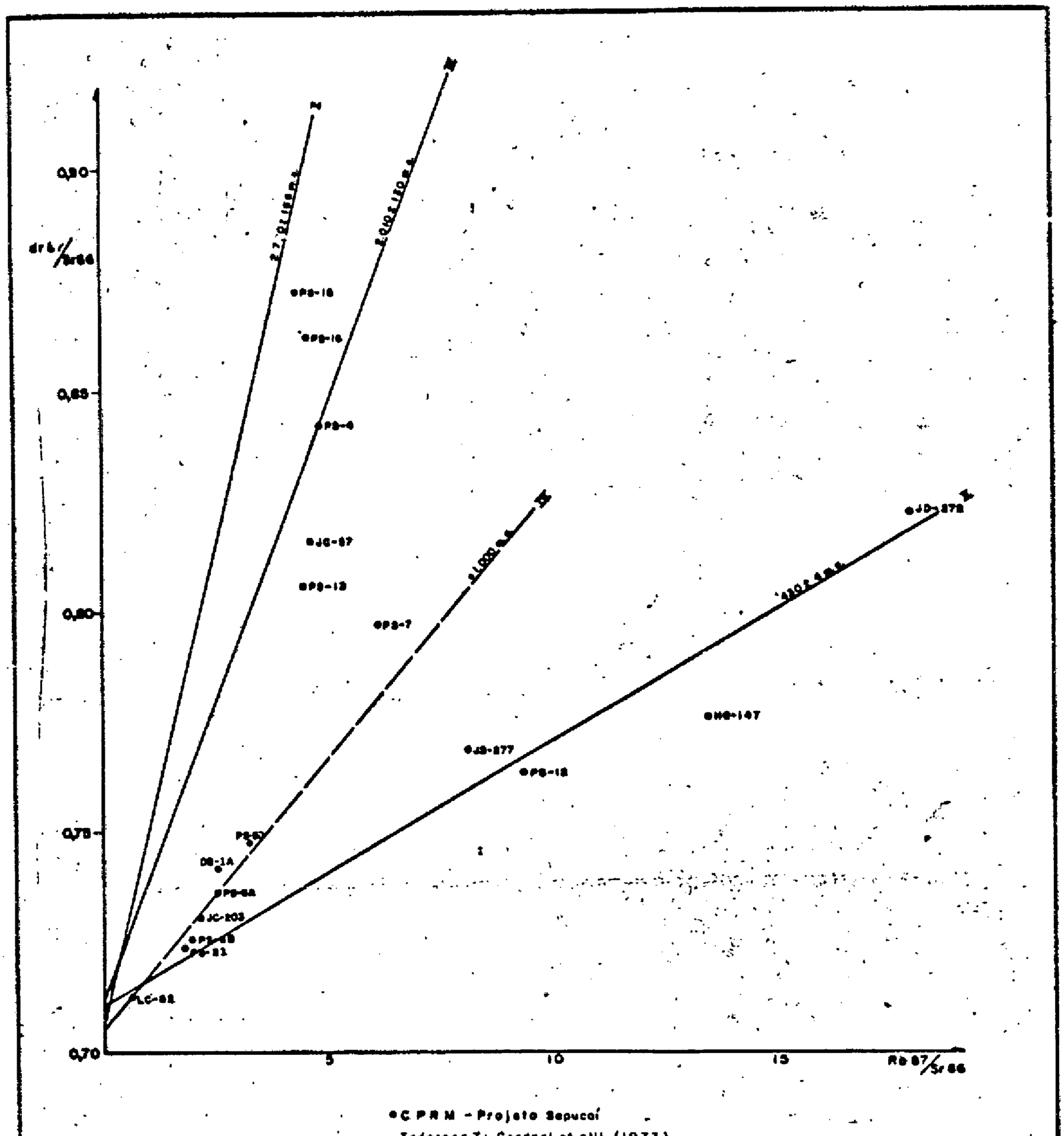
TABELA III - RESULTADOS ANALÍTICOS Rb/Sr

Nº Campo	Rocha	Material	Rb total (ppm)	Sr total (ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	Idade convencional (m.a.) RI=0,705
HC-147	Granito cataclástico	RT	375,1	40,9	26,9	0,846	355 ± 23
PS-12	Granito cataclástico	RT	304,1	94,7	9,35	0,763	420 ± 42
JD-272	Granito	RT	340,0	55,9	17,8	0,821	443 ± 30
JD-277	Granito cataclástico	RT	266,6	94,8	8,19	0,768	522 ± 48
KY-157	Granito cataclástico	RT	87,6	75,9	3,35	0,736	635 ± 98
PS-06/B	Milonito-gnaisse	RT	153,6	228,3	1,95	0,725	701 ± 157
PS-21	Granito	RT	145,9	235,9	1,79	0,725	740 ± 211
JC-203/A	Granito	RT	208,1	276,8	2,18	0,731	795 ± 146
PS-06/A	Milonito-gnaisse	RT	85,0	97,6	2,53	0,736	821 ± 140
PS-20	Granulito	RT	102,9	91,5	3,27	0,748	895 ± 110
LC-52	Granito	RT	160,9	852,5	0,547	0,712	898 ± 634
DB-1/A	Migmatito	RT	199,4	213,5	2,71	0,741	900 ± 117
PS-07	Granito	RT	188,9	90,0	6,13	0,797	1.013 ± 76
PS-13	Migmatito	RT	180,4	118,4	4,45	0,806	1.520 ± 110
JC-57	Biotita-hornblenda-gnaisse	RT	127,0	79,5	4,67	0,815	1.588 ± 112
PS-04	Migmatito oftálmico	RT	173,7	53,1	9,73	0,984	1.920 ± 120
PS-16	Granito	RT	180,0	116,9	4,53	0,862	2.316 ± 146
PS-18	Migmatito oftálmico	RT	179,2	121,5	4,34	0,872	2.565 ± 160

TABELA IV - RESULTADOS ANALÍTICOS K/Ar

Nº de Campo	Rocha	Material	% K	% $Ar^{40} \times 10^{-4}$	% Ar atm.	Idade (m. a.)
HC-31	Rocha alcalina	Biotita	1,79	0,06	36,71	86 ± 10
PS-05-A	Metarcósio	Clorita	1,60	0,353	25,37	485 ± 30
PS-08	Migmatito	Anfibólio	1,22	0,301	2,7	534 ± 14
LC-43	Diorito	Anfibólio/Biotita	4,24	1,10	1,43	559 ± 22
JC-140	Migmatito	Biotita	8,21	2,15	3,86	563 ± 36
LK-37/A	Granulito	Anfibólio	1,50	0,398	3,32	570 ± 18
HC-385	Charnoquito intermediário	Biotita	6,25	1,73	1,91	591 ± 46
HC-288	Granulito	Anfibólio	1,75	0,498	3,74	606 ± 34
KY-155	Charnodiorito	Anfibólio	0,926	0,266	8,18	610 ± 42
PS-24	Anfibolito	Muscovita	6,16	1,78	2,51	615 ± 75
JC-170	Charnoquito	Anfibólio	0,944	0,279	3,14	628 ± 64
DB-160	Anfibolito	Anfibólio	0,718	0,223	34,9	651 ± 21
LC-19	Micromangerito cataclástico	Biotita	5,25	1,87	10,4	732 ± 24
KY-48	Anfibolito granatífero	Anfibólio	0,814	0,383	7,26	917 ± 23
PS-17/P	Migmatito	Anfibólio	0,66	0,838	12,4	1.856 ± 48

CPRM



•C P R M – Projeto Sapucaí

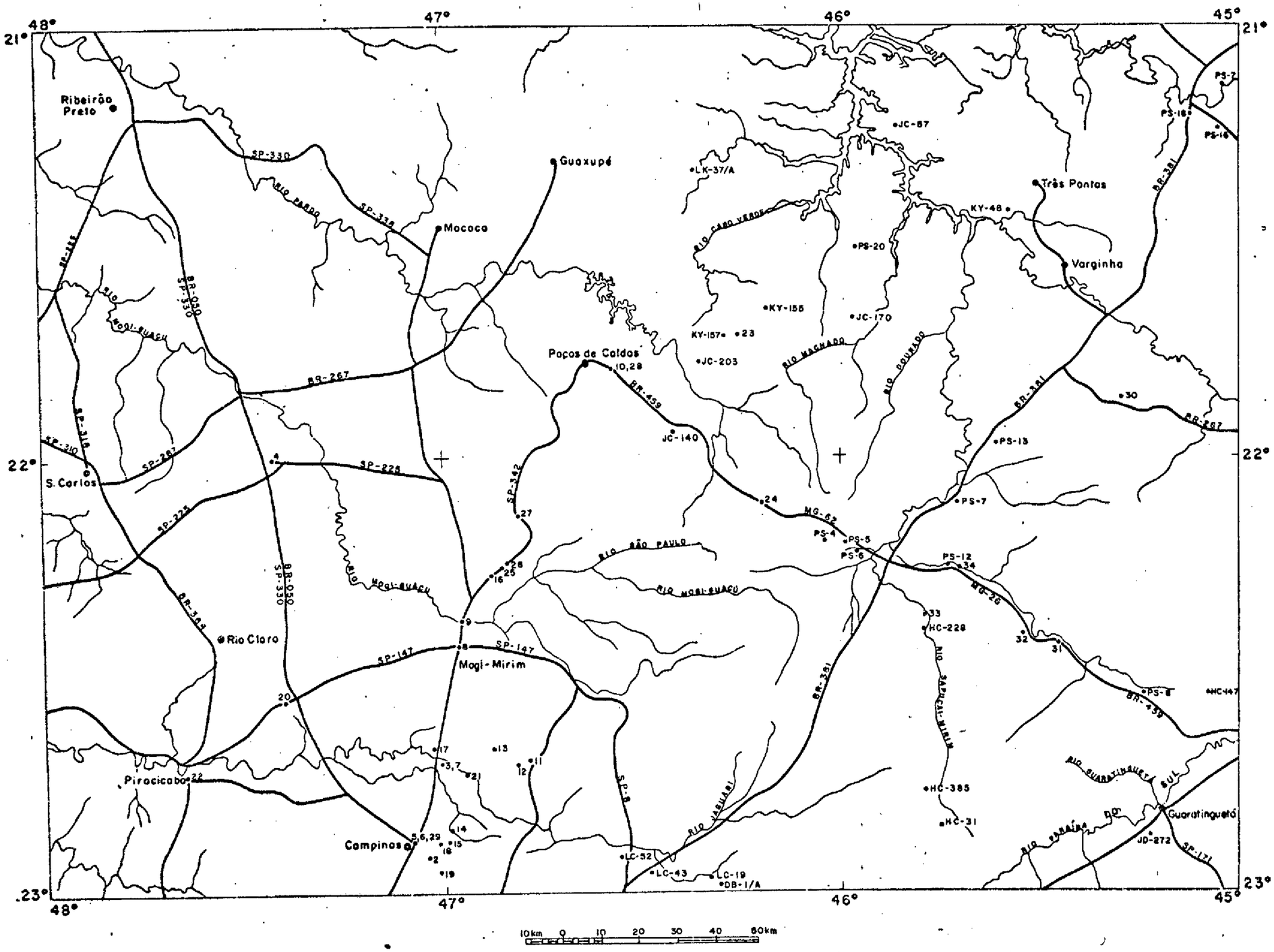
Isócrona I: Cordani et alii (1973)

Isócrona II: Cordani et alii (1973)

Isócrona III: Wernick et alii (1976)

Isócrona IV: Oliveira (inédito)

Figura 41 – Situação das amostras do Projeto Sapucaí em relação ao contexto radiométrico regional. A dispersão dos parâmetros mostra o anacronismo isotópico das amostras isoladas da área do projeto, impossibilitando alinhamento isocrônico. Os eventos magmático-metamórficos principais se sucederam entre 2.800 m.a. e 430 m.a.



• 13 Amostra datada por outros autores (vide relatório de BIBLIOGRAFIA)

• LC-19 Amostra datada através do convênio CPRM—IGUSP/GEOCRON

Figura 42 - Localização de amostras datadas na área do Projeto Sapucaí.

CPRM

gnaisses, charnoquitos e granulitos, para que pudéssemos processar a escolha daquelas mais convenientes para o método Rb/Sr. Este cuidado foi tomado não só por causa das dificuldades de correlação estratigráfica em área muito extensa e complexa, mas também por causa da natureza do levantamento, em escala regional e com pequena densidade de amostragem.

Os sistemas isotópicos Rb/Sr, além de sua conhecida inalterabilidade a simples elevações termais e portanto com maiores condições de preservação da idade original das unidades, também fornece, em certos casos, importantes parâmetros radiométricos, básicos para a elucidação da história geológica de uma região que tenha sido afetada em várias etapas de evolução da crosta siálica.

Para a escolha final das amostras a serem analisadas por esse método, usamos os seguintes critérios:

1 - Coleta e separação de rochas frescas de natureza ácida;

2 - Execução de medidas de teores por raio-X e seleção de amostras com predominância do elemento Rb sobre o elemento Sr. Em alguns casos em que esse critério não foi obedecido visou-se conseguir pontos adequados em gráficos isocrônicos;

3 - Rejeição de todas as amostras com teores muito baixos de Sr (menos que 30 ppm), que poderiam resultar em idades de confiabilidade analítica duvidosa;

4 - Rejeição de amostras sem as necessárias qualidades petrográficas (cataclase, milonitização, hidrotermalismo e intemperismo). Um pequeno número de rochas com algumas dessas características foram estudadas com objetivo particular e definido.

8.6 - Interpretação das análises Rb/Sr em gráfico isocrônico

Com os parâmetros radiométricos Rb/Sr obtidos em

de composição anfibolítica no mesmo gnaisse, datado por K/Ar, apresentou a idade de 1.856 ± 48 m.a., representativo do resfriamento dessa área cratogênica (PS-17/P, anfibólio, Perdões).

Ainda nessa parte nordeste do projeto (Ribeirão Vermelho) afloram alguns extensos maciços granito-granitóides que apresentaram convencionalmente idades de 2.565 ± 160 m.a. (PS-18, Rb/Sr) e 2.316 ± 146 m.a. (PS-16, rocha total). Estes corpos, que aparentam estrutura e litologia de material do próprio embasamento, direta ou indiretamente reciclado, encontram paralelo geocronológico nos migmatitos do Complexo Basal de Ebert (1962), de idades próximas de 2.300 m.a..

A origem não só dessa subunidade litológica, mas também de outras que serão referidas e que não se enquadram exatamente nos principais ciclos geotectônicos admitidos, é um problema que vem sendo explicado com bastante lógica pela moderna teoria de tectônica de placas continentais e processos correlatos de reativação do embasamento continental, aplicados a áreas pré-cambrianas (Dewey & Burke, 1973).

Durante o ciclo Transamazônico, além da atuação termal, também ocorreu a formação de rochas graníticas, provavelmente em etapas tardias do ciclo, de acordo com os resultados de análise da amostra PS-4 (migmatito oftálmico-foto 3, Rb/Sr, rocha total, 1.920 ± 120 m.a.) e dos valores isocrônicos obtidos independentemente por Cordani et alii (op. cit.) em gnaisses granitóides da região de Barbacena (1.975 ± 96 m.a.) e em gnaisses do vale do Paraíba do Sul (1.983 ± 119 m.a.) e por Wernick et alii (1976) em gnaisses-migmatíticos do Grupo Amparo (2.010 ± 130 m.a., também isócrona).

A partir do encerramento do ciclo Transamazônico até o final do pré-Cambriano, o comportamento da faixa móvel torna-se mais difícil de ser elucidado, porque metassomatismo, metamorfismo termal e ascenção de material magmático juvenil, além de outros processos endógenos, provavel-

sobre a superfície terrestre, durante as eras geológicas, a intrusão de materiais provenientes de regiões sub-crustais, associados a essa dinâmica, e o volume de sedimentos que fornece, sendo carreados e depositados, devem-se refletir na evolução dos cinturões e das faixas de dobramento que se lhes avizinham e sucedem cronologicamente.

As duas principais entidades cratogênicas estabilizadas já antes da orogênese Transamazônica, existentes na América do Sul, estão representadas pelo cráton Amazônico, principalmente na sua porção ao norte do rio Amazonas (escudo das Guianas) e pelo cráton São Francisco, já referido, menor em extensão e situado na porção oriental do escudo Brasileiro. Idades muito antigas também têm sido encontradas em regiões isoladas, dentro de faixas de dobramento, sendo interpretadas como restos mais ou menos preservados de fragmentos de crátons Arqueanos: Barra Velha (SC), Itajubá (SC), Projeto Estanho de Abonari (CPRM), Maciço Ultrabásico de Pien (PR), etc..

A idade arqueana do cráton São Francisco já fora radiometricamente confirmada desde a década passada através das primeiras datações de Herz et alii (1961), Aldrich et alii (1964) e Herz (1970) no complexo granítico do Bação (2.440 m.a., em biotita, por K/Ar) e em rochas metamórficas da Série Rio das Velhas (2.760 e 2.675 m.a., em muscovita por Rb/Sr). Essa antigüidade, evidenciada posteriormente em vários trabalhos, mais uma vez está atestada nos resultados das amostras PS-18 (2.565±160 m.a., Rb/Sr, migmatito oftálmico, rocha total) e PS-26 (2.316±146, Rb/Sr, granito-gnaisse, rocha total) analisadas no atual programa.

Análises de rochas do embasamento mais antigo do cráton também foram executadas para o Projeto Serra do Jacobina (Bahia), onde gnaisses da região central da Bahia apresentaram valores próximos de 2.800 m.a. (Rb/Sr, rocha total - isócrona I).

Estes resultados indicam que, provavelmente, à se

melhança do sugerido para a evolução do cráton Amazônico, também no cráton São Francisco o crescimento partiu de núcleos restritos, no momento posicionados na sua parte central, e que vieram sofrer adições contínuas, tanto durante o Arqueano como durante o Proterozóico.

Para o norte, coincidentemente, a partir da região central da Bahia, a idade do embasamento cai de 2.800 m.a. para 2.600 m.a. (sudoeste de Salvador-Cordani, 1973), 1975 m.a. em Sergipe (Projeto Baixo São Francisco-Vaza Barris) e 1470 m.a. nos maciços medianos de Pernambuco (Projeto Agreste de Pernambuco).

Para a região ao sul do cráton, a variação geocronológica evidencia-se bem mais brusca, pois na distância de algumas dezenas de quilômetros as idades passam do Arqueano para, quase imediatamente , o Proterozóico superior.

8.7.2 - Unidades proterozóicas

Para o Proterozóico brasileiro, embora seja temerária qualquer tentativa de correlação de acontecimento geológico a distâncias de milhares de quilômetros, ainda tratando-se de unidades cratônicas diferentes, os valores radiométricos que vêm-se acumulando gradativamente, principalmente nos últimos anos, têm indicado um certo paralelismo geocronológico entre eventos formadores ou deformadores de rochas.

A amplitude da atuação do ciclo Transamazônico tem sido verificada não só em grande parte do continente Sul-Americano, desde a Venezuela até o norte da Argentina, mas também já era conhecida no continente Africano, com o nome de ciclo Eburneano. Coube a Hurley et alii constatar a correlação entre os dois acontecimentos e divulgar suas conclusões em 1968.

Na região da área do Projeto Sapucaí a existência de material Transamazônico preservado tem sido pouco eviden

ciada. Uma idade Rb/Sr em rocha granítica (PS-04, 1.920±120 m.a. - isócrona II) e outra K/Ar em paleossoma anfibolítico (PS-17/P, 1.856±48 m.a.) mostram realmente que foi no Transamazônico que algumas sub-unidades da área do projeto foram constituídas e por último afetadas. Entretanto, acreditamos que algumas das idades reflitam simples processos reomórficos ocorridos em embasamento Arqueano (PS-16, 2.316±146 m.a.), assim como um aquecimento regional durante a orogênese Transamazônica (PS-17/P). Os migmatitos e os gnaisses regionais pertencentes ao cráton São Francisco foram denominados de gnaisses Serra da Mantiqueira e Formação Juiz de Fora por Cordani et alii (1973) em regiões próximas. Acreditamos também que grande parte das rochas formadas nessa época deva ter sido retrabalhada durante o Proterozóico superior, no ciclo Brasiliano, como sugerem várias idades intermediárias pré-Brasilianas.

Datações executadas por Wernick et alii (1976) (isócrona II) em rochas gnáissico-migmatíticas do Grupo Amparo na zona parcialmente colocada entre os falhamentos de Jacutinga e de Monte Sião encontraram idade Transamazônica para essa unidade, através de cálculos por isócrona verdadeira.

A atual análise da amostra PS-04, coletada entre as cidades de Congonhal e Pouso Alegre, resultou em idade de 1.920±120 m.a. (Rb/Sr, migmatito oftálmico, rocha total), confirmando a continuidade física dessa unidade metamórfica para nordeste, em forma de maciço basal embutido entre aqueles dois falhamentos transcorrentes. A análise da amostra PS-13 (1.520±110 m.a., Rb/Sr, migmatito - foto 39, rocha total), coletada dentro da mesma faixa, próxima à zona de transcorrência da falha de Jacutinga, mais a nordeste (nas proximidades da cidade de São Gonçalo do Sapucaí) mostra uma provável movimentação durante o ciclo Brasiliano, que teria rejuvenescido parcialmente as rochas vizinhas aos falhamentos.

A amostra JC-57 (biotita-hornblenda-gnaisse róseo de grã média, Rb/Sr, rocha total), coletada perto da represa de Furnas, 15 km a oeste da cidade de Campos Gerais, revelou idade radiométrica de 1.588 ± 112 m.a., fato que denuncia a existência de unidades transamazônicas rejuvenescidas mesmo em domínio de rochas da fácies anfibolítica baixa a média, como são as rochas do Complexo Campos Gerais.

Entretanto, o gráfico-síntese que engloba as rochas regionais (figura 41), assim como a isócrona elaborada por Oliveira (inédito, informação verbal) e Wernick (informação verbal) para o Grupo Itapira indicaram valores próximos de 1.000-1.100 m.a..

Embora a isócrona de Wernick (inédito, com amostras cogenéticas) sugira um processo de retrabalhamento de rochas crustais (razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} alta, da ordem de 0,75), a isócrona IV sugere estejam constituídas essencialmente por material primário, o que se coaduna com as idéias de Hurley (1972) sobre a evolução tectono-magmática das faixas Pan-Africanas.

Outra explicação mais simples e imediata seria que as idades Rb/Sr sejam representativas de remobilizações parciais ou de idades mistas entre minerais de gerações diferentes e as idades K/Ar refletiriam perdas parciais de argônio. Entretanto, estes fatos, principalmente no primeiro caso, não podem ser generalizados e nem justificam a baixa razão inicial. Portanto, esta explicação deve ser considerada duvidosa.

Uma terceira hipótese, semelhante à primeira e que nos parece viável, é que, independentemente do relacionamento com períodos de atuação de ciclos orogênicos, definidos por Almeida (1971), Almeida et alii (1972) e Ferreira (1972) para a América do Sul, e da real existência de condi-

ções geossinclinais durante períodos sucessivos no pré-Cambriano superior (ciclos Uruaçuano e Brasiliano, entre 1.300 m.a. e 450 m.a.), essas idades intermediárias reflitam épocas de recristalização metamórfico-metassomática com grande contribuição de material juvenil, em função, principalmente, da situação geológica do nível estrutural e da dinâmica físico-química subcrustal, na época, relacionada ao comportamento do megabloco São Francisco, a norte.

Uma melhor definição sobre a idade real dessas rochas e a elucidação da evolução geotectônica regional, talvez só seja possível através de um trabalho cuidadoso de petrogênese, de análise estrutural e de geocronologia de detalhes, com elaboração de isócronas verdadeiras nas diversas subunidades petrológicas. De qualquer forma, com base somente nos dados atuais, dentro da escala e do objetivo em que os trabalhos foram executados, torna-se insegura uma interpretação desses valores, assim como uma proposição mais detalhada sobre a evolução geotectônica regional.

A etapa sin-tarditectônica da fase de dobramentos do evento Brasiliano, na região, está evidenciada nas idades das amostras DB-160 (K/Ar, anfibolito, anfibólio, 651±21 m.a.), KY-157 (Rb/Sr, granito, rocha total, 635±64 m.a.), KY-155 (K/Ar, anfibolito, anfibólio, 610±42 m.a.), HC-228 (K/Ar, gnaisse, anfibólio, 606±34 m.a.), PS-24 (K/Ar, anfibolito, micas, 615±75 m.a.) e HC-385 (K/Ar, charnoquito, biotita, 591±46 m.a.). As diferenças de idades observadas são normais para metodologias diferentes, aplicados a minerais de diferentes propriedades e com proporções variadas de impurezas minerais.

Um mesmo padrão de idades para a fase principal do ciclo Brasiliano foi obtido por Cordani & Bittencourt, pelo método K/Ar, em anfibolitos de Amparo e da Estrada Amparo-Arcadas (660 m.a. e 645 m.a., respectivamente). Idade mais precisa para essa etapa talvez esteja representada no

valor da isócrana obtida por Wernick et alii (1976) para rochas do Grupo Amparo (690±20 m.a.). Granulitos com essa idade foram interpretados como rejuvenescimentos de rochas pré-existentes.

Também para Wernick et alii (op.cit.) feldspatos potássicos neoformados e muscovita em porfiroblastos têm uma paragênese incoerente com a paragênese metamórfica primária. Indicariam, desse modo, um evento metassomático atuando sobre rochas regionais pré-existentes.

8.7.3 - Unidades paleozóicas

Os resultados das análises das amostras LC-43 (K/Ar, diorito, anfibólio, 559±22 m.a.), LK-37/A (K/Ar, granulito, anfibólio, 570±18 m.a.), JC-140 (K/Ar, gnaisse, biotita, 563±36 m.a.), PS-08 (K/Ar, anfibolito, anfibólio, 534±14 m.a.), JD-277 (Rb/Sr, granito, rocha total, 522±48 m.a.) mostram a época em que ocorreram os acontecimentos tardi-pós-tectônicos do Brasiliano e também o período em que teriam cessado os movimentos diastróficos de levantamento da cadeia montanhosa da serra da Mantiqueira (próximo a 520 m.a.).

Idades similares foram conseguidas por Cordani & Bittencourt a oeste de Arcadas (SP), na serra das Cabras (SP), na estrada Mogi Guaçu-Pinhal, em Campinas (SP), na estrada Valinhos-Joaquim Egídio (SP) e por Ebert & Brochini (1968) nas estradas Mogi Mirim-Pinhal e Pinhal-São João Boa Vista, todos com valores K/Ar compreendidos entre 580 m.a. e 530 m.a. em gnaisses, granitos, sienitos, dioritos e granodioritos. Tais idades corroboram os atuais resultados de datações de rochas tardias e finais da orogênese Brasiliana. Nessa época teria ocorrido a consolidação total dos sistemas rochosos e a queda da temperatura regional, levando ao fechamento dos sistemas cristalinos.

Um importante dado que confirma a idéia do encerramento da fase orogênica nessa época foi obtido pela data-

ção K/Ar, processada em sedimentos fracamente metamorfizados da Formação Pouso Alegre (Leonardo Jr., 1971). Esses metassedimentos, análogos e provavelmente contemporâneos aos da Formação Eleutério (Wernick, 1974), situam-se em condições geológicas muito semelhantes, preenchendo zonas de falhas e são tidos como sedimentos molassóides, já de caráter continental. Foram analisadas micas cloríticas originadas da transformação de biotita, conforme está evidenciado no exame de lâminas delgadas. A idade mínima obtida de 485±30 m.a. para o metamorfismo, ou transformação em biotita, mostra que a deposição se deu muito próxima do fim do Cambriano, quando se iniciaram os processos erosivos das áreas positivas, então recentemente soerguidas. Essa interpretação concorda com as idades obtidas para os granitos pós-tectônicos, cuja formação parece claramente confirmada para épocas cambrianas.

A análise de algumas outras rochas graníticas resultou em idades mais novas, ordovicianas. Wernick et alii (1976), na mesma região, Cordani & Delhal (1973) e o Projeto RadamBrasil (inédito), em áreas próximas, também encontraram idades similares. O primeiro autor correlaciona os valores de 470 m.a. às fases finais do ciclo Brasiliano. Cordani & Bittencourt e Ebert & Brochini também encontraram várias datações em dioritos, granitos e gnaisses com idades mais novas que a de 485 m.a. determinada para os sedimentos molassóides do Pouso Alegre.

Cordani & Delhal (1973) elaboraram isócrona mineral em amostra granítica da serra da Mantiqueira, que apresentou idade de 431±4 m.a. (Rb/Sr) e 450±23 m.a. (K/Ar). Alguns resultados atuais inserem-se no mesmo padrão (PS-12: Rb/Sr, granito, rocha total, 420±42 m.a.; JD-272: Rb/Sr, granito, rocha total, 443±30 m.a.). A análise petrográfica cuidadosa em lâminas delgadas de rochas atualmente datadas e que apresentaram idade ordoviciana, indica nítidas evidências de cataclase e presença constante de pequena quantidade de

material argiloso, a menos da amostra JD-272, pouco afetada.

Acreditamos que a maioria dessas idades ordovicianas seja representativa de episódios de *rifting*, acompanhados de circulações de fluidos hidrotermais, que teriam ocorrido paralelamente ao magmatismo que caracteriza o período de transição para condições de plataforma estável. Esses e outros resultados geocronológicos em faixas Brasilianas sugerem que tal período de estabilização durou cerca de 100 m.a., próximo de 400 a 500 m.a. atrás.

Evidências ao nível microscópico desses esforços também foram encontradas na maioria das demais amostras de toda a área do projeto, petrograficamente estudadas, fato que nos faz supor que teria ocorrido generalizadamente em quase todo o domínio do cinturão móvel. Esses aspectos microscópicos de cataclase e a presença de argilominerais foram observados nas amostras de granitos, que resultaram mais fortemente rejuvenescidas, com idades aparentes silurianas, como no caso da amostra HC-147 (Rb/Sr, rocha total 355±23 m.a.) de aparência sã.

Todas essas rochas, macroscopicamente, não apresentam quaisquer evidências de tectonismo e alteração. Pelas conclusões já tiradas, em função da idade dos sedimentos molassóides, acreditamos que depois do Cambriano foi limitada a formação de rochas. Houve, sim, predomínio de um tectonismo pós-orogênico (Ordoviciano), próximo de 430 m.a.. Os parâmetros radiométricos das rochas ora analisadas não mostram linearidade, indicando interferências isotópicas, a diferentes níveis, nos elementos analisados.

O intenso microfraturamento já referido, assim como os falhamentos de Jacutinga, Campos Gerais, Jundiuvira, etc., possivelmente também estejam relacionados a um período de esforços regionais e parecem representar manifestações sísmicas finais, como conseqüência de reajustes isostáticos que sucedem à fase principal ou orogênica de ciclo geo

tectônico (In: Harpum, 1960).

8.7.4 - Unidades mesozóicas

Na Folha Guaratinguetá foi analisada amostra de mica-anfibólio-peridotito, coletada em complexo básico-ultrabásico, de forma circular, descoberto na parte sul dessa área.

A idade mínima revelada em análise de micas (HC-31, 86±10 m.a.) indica que sua intrusão se deu contemporaneamente às fases iniciais da formação do maciço alcalino de Poços de Caldas, cujos espasmos magmáticos ocorreram entre 87 m.a. e 60 m.a., já durante o Mesozóico.

Manifestações cretácicas dessa natureza na região Sul-Sudeste do escudo Brasileiro, com idades bastante próximas, além do maciço de Poços de Caldas, também já foram evidenciadas em Cananéia (SP), Serra Negra (MG) e Ilha de São Sebastião e em outros maciços, todos com idades um pouco superiores a 80 m.a..

9 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

9.1 - Comentários gerais

Não dispomos de dados suficientes para a manutenção de um esquema firmemente infraestruturado, para a reconstituição ordenada dos eventos sedimentar-magmáticos e tectono-orogenéticos dos terrenos pré-cambrianos cartografados. Tal fato deve-se, em grande parte, à falta de estudos sistemáticos de petrogênese, geoquímica, geologia estrutural e geocronologia. Em decorrência, as nossas apreciações a respeito da evolução geológica dos conjuntos rochosos pré-cambrianos situam-se, muitas vezes, em campo puramente especulativo, sendo apoiadas em informações de outros autores.

Para termos uma idéia da problemática para uma organização lito-estrutural, compatível com o binômio tempo-espaço, basta citarmos o fato de que manipulamos tipos petrográficos tidos como representantes de diversos ciclos orogênicos: Jequié (2.600 - 3.000 m.a.; sendo provável a existência de unidades gurienses, maior do que 3.000 m.a., rejuvenescidas em porções do cráton São Franciscano), Transamazônico (2.600 - 1.800 m.a.), Uruaçuano ?(1.300 - 1.000 m.a.?) e Brasiliano (1.000 - 500 m.a.), chegando a formar associações litológicas intima e complexamente estruturadas. Além disso, acreditamos que diversos problemas até hoje insolúveis devem-se à caracterização dos eventos entre 1.800 e 500 m.a..

Por outro lado, devemos ter em mente as modificações, às vezes radicais, impostas às suítes petrográficas pré-estabelecidas (embasamento), quando da evolução dos sistemas subseqüentes, em estágios de reativação (incorporação de corpos graníticos anarogênicos, básicos, ultrabásicos, alcalinos, etc.), de sedimentação e vulcanismo precoce (adição de corpos básicos e ultrabásicos) e de orogênese, quando as transformações são mais ativas, verificando-se para o substrato siálico fenômenos de neometamorfismo, migmatização, palingênese, etc..

No decorrer do último evento orogenético, dependendo do nível de participação do material do ciclo anterior, podem aparecer contatos gradativos, geralmente migmatíticos, entre rochas policíclicas. Isto acarreta, freqüentemente, interpretações errôneas sobre a evolução das seqüências litológicas mais jovens. Tal fato parece marcar, com freqüência, os conjuntos ora cartografados.

Outro fato que prejudica a interpretação evolutiva de certos compartimentos pré-cambrianos são as feições impostas por metamorfismo dinâmico, quando profusamente distribuído, e com neomineralização e recristalização predominando sobre a cataclase.

Essa última afirmativa encontra-se muito bem exemplificada na parte setentrional da Folha Varginha, onde deparamos com metamorfitos com características de que são oriundos de sedimentos síltico, síltico-argilosos, síltico-arenosos finamente bandados e com níveis que sugerem material pré-metamórfico grauváquico e arcosiano finos. Entretanto, tem-se locais onde rochas similares respondem por uma origem a partir de termos granitóides, de avançado grau de cristalinidade, sujeitos a enérgico metamorfismo cataclástico.

Além disso, são freqüentes milonito-gnaisses, localmente associados a milonito-xistos, microbrechas e protomilonitos (rodovia Alterosa - Carmo do Rio Claro, na Folha Varginha), que também ostentam aspectos de parametamorfitos grauváquicos, às vezes de aparência conglomerática e associados a níveis de xistos de origem básica e ultrabásica.

Em certas oportunidades, os dados obtidos são sugestivos para a admissão de um caráter parametamórfico, abstraindo-se de que a laminação exposta seja a estratificação (acamamento) relíctica, como é sugerido pelos estudos de seções delgadas de vários exemplares descritos como metassiltito, metargilito síltico, semi-xisto (metagrauvaca), epignaisse e "metassedimento rítmico" (espécime finamente laminado com ní

veis argilosos, síltico s e arenosos). Entretanto, o atual bandamento mili-centimétrico pode dever-se unica e exclusivamente a uma diferenciação cataclástica (Esse fato já foi denunciado por Guimarães, em 1966, quando do exame do metassiltito de estrutura varvítica da "Formação Prados" - fora da área -, caracterizando-o como filonito com fina laminação).

Finalizando, ressaltamos que o nosso esquema evolutivo, em tempos da culminação da dinâmica pré-cambriana no Eopaleozóico, foi baseado nos trabalhos de Kranck (1972) sobre a tectônica dos gnaisses do "Central Baffin Island" (figuras 43 e 44) e de Cavalcante & Kaefer (1974), quando da explicação dos corredores xisto-gnáissicos em sítios da Folha Santos. Por outro lado, a figura 45, que expõe a disposição do domo granulítico de Saxe, é apresentada a título de ilustração, já que exibe diversos comportamentos similares aos conjuntos rochosos estudados, quais sejam: 1 - Um envoltório ocupado por séries gnáissicas e micaxistosas (diferenciando-se os termos gnáissicos, em relação aos nossos, pela presença constante de cordierita); 2 - Importantes lentes de rochas verdes (gabros e serpentinitos), que se associam à série xistosa periférica; 3 - Importantes efeitos de estiramento e laminação tectônica na periferia e nas faixas envoltórias do domo granulítico; 4 - Parte das rochas não granutilizadas, tipo do envoltório, no domínio granulítico; 5 - A admissão de que a zona de borda representa uma faixa de transição, mostrando evidências de material inicial em curso de transformação para granulito. Acontecimento idêntico, nos terrenos trabalhados, é evidenciado nas relações entre os tipos petrográficos dos complexos Amparo e Campos Gerais (em parte) com unidades dos complexos Socorro, Varginha e Paraisópolis. Contudo, verifica-se certa separação, quando tratados em relação a litotipos dos complexos Rio Elvas e Lambari, bem como a termos petrográficos a eles correlacionáveis noutros complexos.

Além disso, procuramos estabelecer paralelismos com outros compartimentos pré-cambrianos, especialmente os tratos

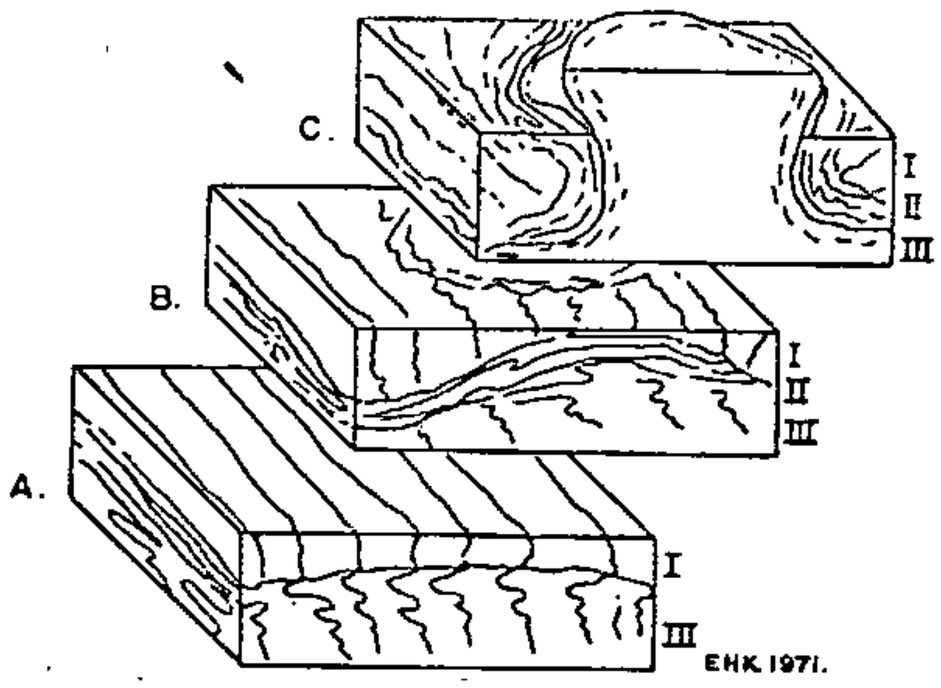


Figura 43 - Estereograma esquemático mostrando o desenvolvimento da estrutura em migmatitos na fronteira entre uma superestrutura abruptamente dobrada e uma ascenção da infraestrutura (Kranck, 1972). I) Superestrutura ; II) Zona transitiva ; III) Infraestrutura.

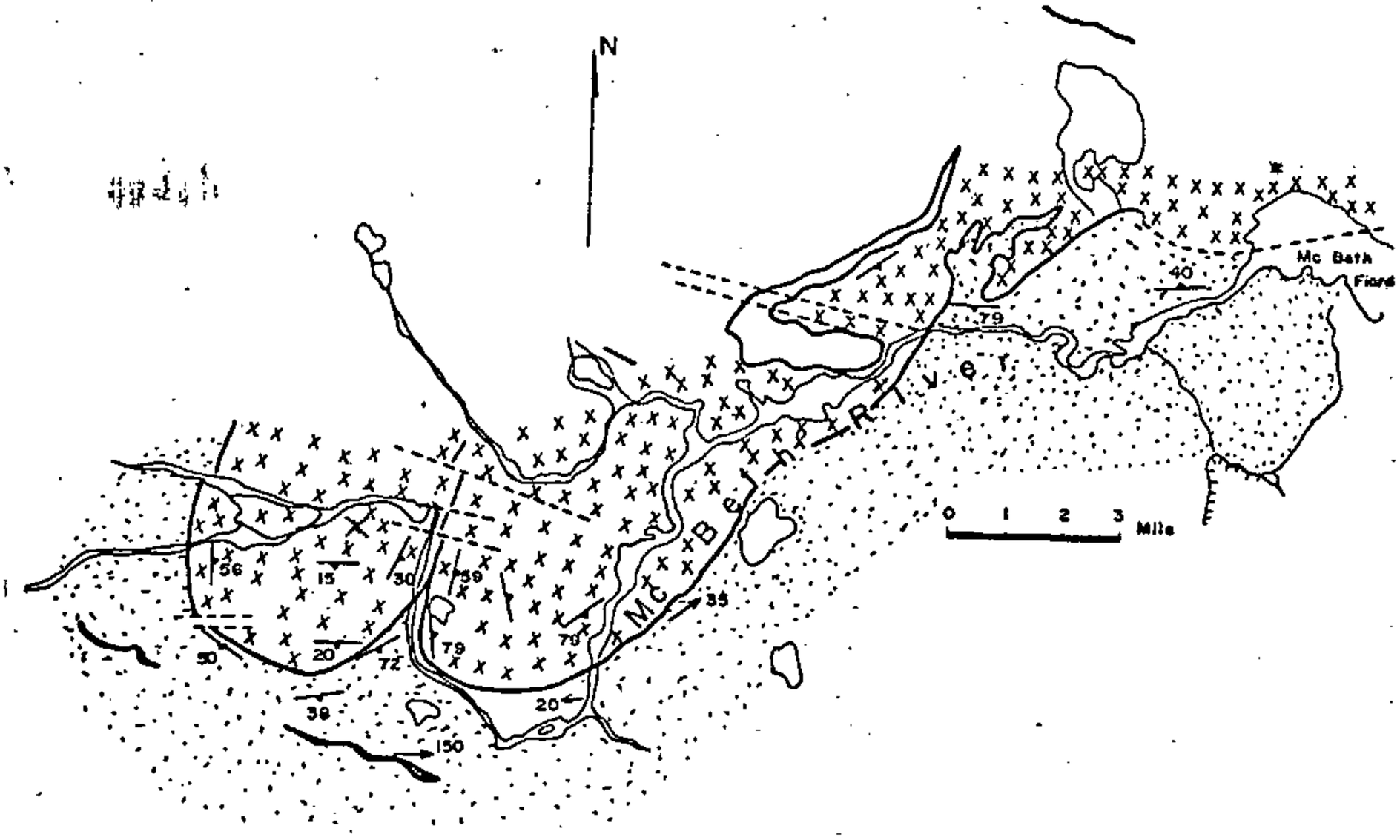


Figura 44 - Mapa mostrando o contato entre metassedimentos e migmatitos do lado norte do vale do rio McBeth (segundo Gray e Forester, in: Kranck, 1972), simplificado em termos de atitudes de estruturas planares e lineares.

Metassedimentos

Migmatitos

Gabro

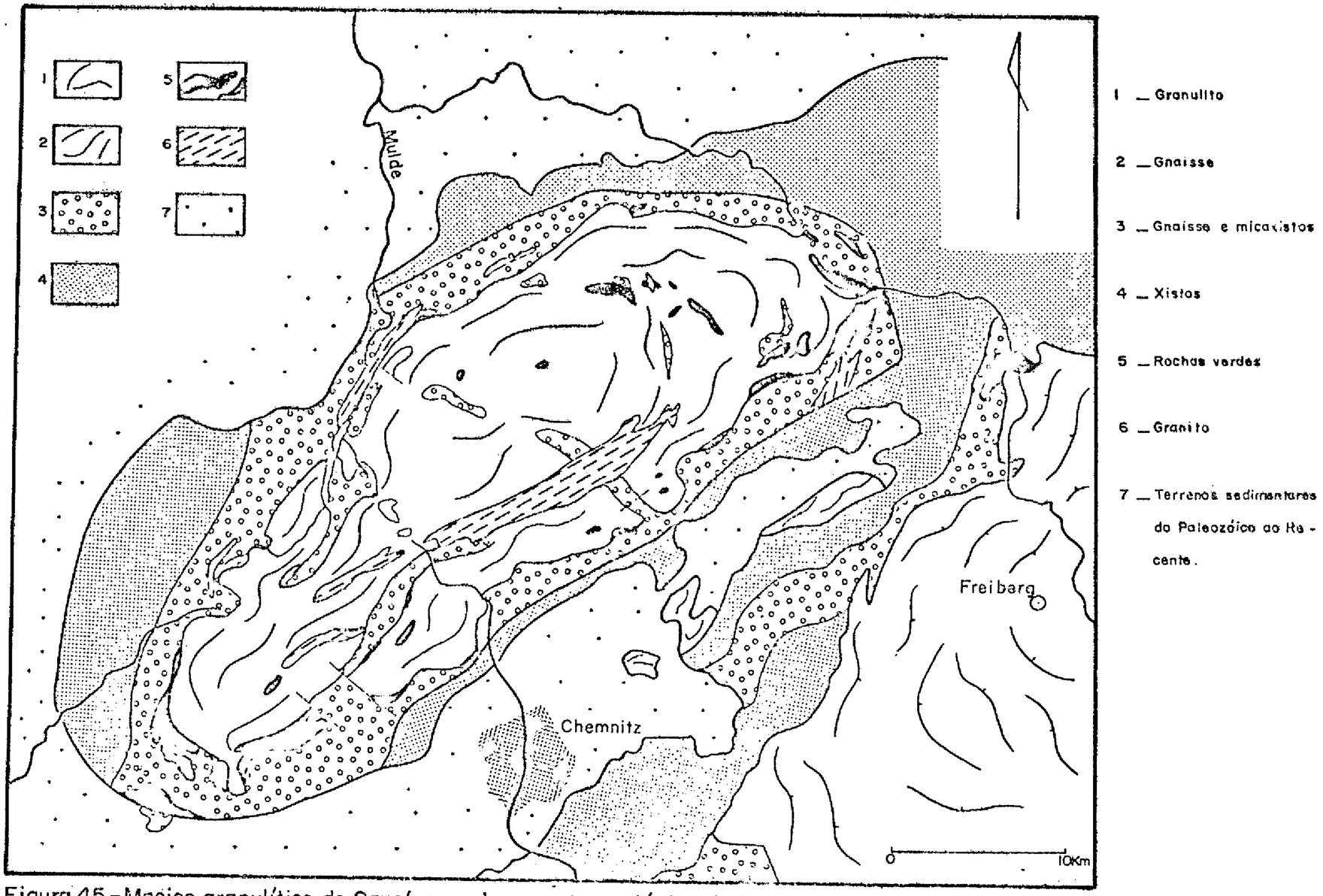


Figura 45 - Maciço granulítico de Saxe (segundo a carta geológica de Saxe, em escala 1:400.000, de Kossmat & Pietzsch, 1930 e Behr, 1961, in: Raguin, 1970).

CPRM

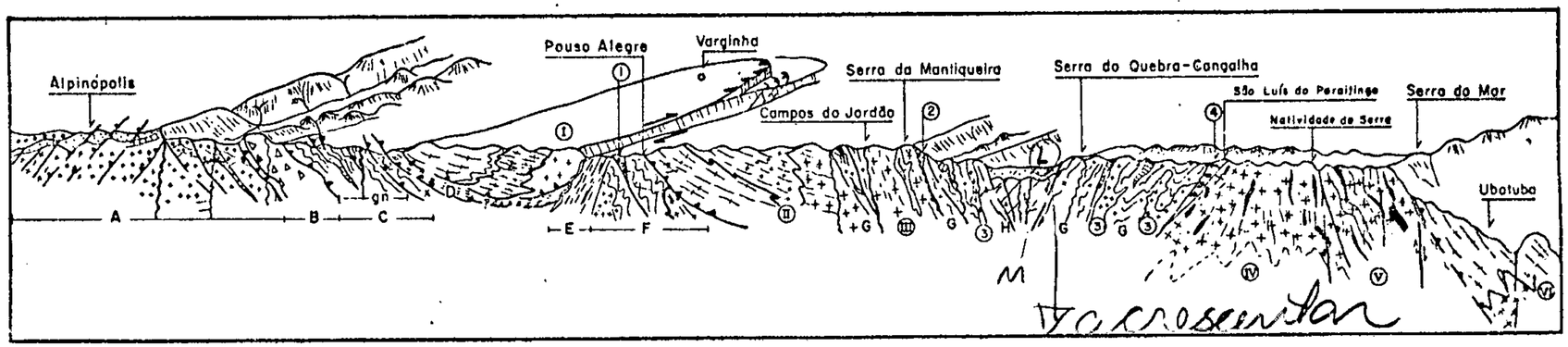
ao sul do limite meridional da região mapeada (figura 46). Todavia, muito fica a dever em analogia aos grupos Araxá e Canastra, por encararmos os diversos dados sobre essas unidades "lito-estratigráficas" sem grande poder elucidativo para a definição da evolução geológica.

Assim sendo, teceremos considerações sobre a evolução geológica, da seguinte maneira:

9.2 - Ciclo orogênico Transamazônico

Em nosso estágio atual de conhecimentos, colocamos como unidades envolvidas ou geradas no ciclo Transamazônico aquelas que compõem grande parte dos complexos Amparo, Varginha, Socorro, Paraisópolis, Andrelândia e partes dos complexos Campos Gerais (domínio de Nova Resende), Lavras (domínio tectonítico de Nepomuceno e maciço granítico de Porto dos Mendes, este duvidosamente), Itapira e Lambari.

No que tange ao Complexo Lavras, como conjunto rochoso integrante da porção meridional do cráton Sanfranciscano, certamente encerra espécimes de idades mais antigas, como vimos no capítulo 8 (mais velhas do que 2.600 m.a.),e rejuvenescidas nesse ciclo, como é o caso da "formação" granulito-migmatítica. Nesse complexo destaca-se um grande maciço granítico (biotita-granito), de idade duvidosa (provavelmente pré-brasiliana), e três manifestações básicas, sendo duas delas anteriores ao batólito granítico de Porto dos Mendes e uma terceira posterior à edificação do mesmo. A manifestação intermediária exibe sincronismo com uma fase de intrusões ultrabásicas, que, sem dúvida, é correlacionável à fácies meta-básico-ultrabásica do "greenstone-belt" Barbacena-Lafaiete, incluindo a seqüência da serra de Bom Sucesso, dada como formada por rochas dos grupos Minas e Barbacena. A última manifestação, ditada por diabásios e gabros de jazimentos diquiformes, geralmente epimetamorfizados, certamente de idade pré-cambriana, tem sido tratada noutros sítios do pré-Cambriano mineiro como an



A - Borda meridional do cráton São Franciscano representada por rochas miloníticas, que servem de substrato ou encaixam tectonicamente rochas quartzíticas e micaxistosas (▭) e carbonática (▭) "tipo Canastra-Rio Elvas" e tipos predominantemente conglomeráticos do Grupo Bambuí (▭).

B - Faixa milonítica em parte policataclástica, encerrando pequenos núcleos menos deformados.

C - Complexo Campos Gerais: bloco predominantemente biotita-gnáissico, com freqüentes fácies tectoníticas (gn) e micaxistosas (x).

D - Predominância de semi-xistos milonitizados com intercalações metaultrabásicas e quartzíticas laminadas (Complexo São João Del Rei)

E - Faixa de gnaisses de Itapira no "cinturão de cisalhamento de Ouro Fino".

F - Faixa gnáissica-migmatítica do Complexo Amparo no "cinturão de cisalhamento de Ouro Fino": granitos brasilianos gnaissificados (+++).

G - Seqüência de migmatitos bandados, biotita-gnáissicos e micaxistosos, com intercalações de rochas calcossilicáticas, dolomitos (▭), quartzitos e metabasitos.

H - Migmatitos bandados encerrando jazimentos de migmatitos facoidais.

L

M - Cunha de migmatitos granulíticos com fácies facoidais do tipo Lavrinha.

→ Sedimentos terci-quaternários da bacia de Taubaté.

I, II e VI - Complexos Varginha, Paraisópolis e Ubatuba (este ainda não bem conhecido), respectivamente: fácies predominantemente granulítica (××); fácies migmatítica com restos granulíticos e formações graníticas paringenéticas (autóctones e para-autóctones) róseas (▭); granitos e granitóides metassomáticos porfiróides (++). Correspondem a maciços alóctones da fragmentação da "grande dorsal do Paraná" com suas formações graníticas porfiróides do "cinturão batolítico de Três Córregos" (I e II) e da "dorsal de Itatins", parcialmente paringenética e totalmente modificada por metassomatismo.

III - Bloco de Campos do Jordão.

IV - Granitos e granitóides de Natividade da Serra, com encraves de hornblenda-biotita-gnaisses.

V - Seqüência porfiroblástica da serra do Mar, certamente evoluída de um velho conjunto que atingiu faciologia granulítica, retomada em diversos ciclos geotectônicos, chegando, mesmo, a formar granitos e granitóides porfiroblásticos, podendo-se encontrar níveis ou lentes de natureza básica, intermediária e, provavelmente, ultrabásica e remanescentes estruturais e texturais da fácies granulito.

1 - Formação Pouso Alegre.

2 - Formação Pico de Itapeva.

3 - Granitos e granitóides "magmáticos" intrusivos tardi a pós-orogenéticos (relativos ao ciclo Brasiliano).

4 - Zona foliada encerrando massas pegmatíticas economicamente exploráveis.

Figura 46 - Seção geológica esquemática entre a cobertura de plataforma (Grupo Bambuí) da unidade cratônica de São Francisco e a faixa litorânea Atlântica em Ubatuba, mostrando diversos compartimentos pré-cambrianos envolvidos no ciclo orogênico Brasiliano.

fibolitos diabasóides de cronologia eopaleozóica. Enquanto isto, como já citamos no capítulo 6, Almeida et alii (1976) referem-se a diques básicos noutras partes do cráton Sanfranciscano, de idades entre 1.700 e 1.300 m.a., podendo tratar-se de manifestações de plataforma, sincrônicas ao vulcanismo pré-orogênico em ambientes sedimentares desse intervalo de tempo.

Datações radiométricas de migmatitos (ortognáissicos ?) facoidais, que ocorrem intimamente relacionados (contatos gradativos) com os granulitos piroxênicos e félsicos ou leptitos, forneceram idades de 2.565 ± 160 m.a. (Rb/Sr) e 2.316 ± 146 m.a. (rocha total), sendo tais valores encarados como indicadores do rejuvenescimento parcial de rochas de ciclo pré-Transamazônico, provavelmente sinônimo daquele gerador dos "gnaisses Mantiqueira" (2.800 m.a., Cordani et alii - 1973).

Somente uma análise crono-radiométrica foi executada em corpos anfibolíticos e ultrabásicos. Entretanto, em exemplar de um corpo lenticular de dimensão métrica*, encravado no domínio granulito-migmatítico de Ribeirão Vermelho, apresentou uma idade de 1.856 ± 48 m.a., que coaduna com a evolução do ciclo em questão.

Não dispomos de dados esclarecedores para definir se o tipo de substrato da ambiência sedimentar dos termos envolvidos nesse ciclo é siálico ou oceânico. Mas tudo leva a crer que os sedimentos foram predominantemente grauváquicos, arcosianos e secundariamente pelíticos sílico-aluminosos, carbonáticos e areno-quartzosos, acrescendo-se a esses materiais básicos e ultrabásicos do magmatismo precoce.

Durante o estádio orogenético Transamazônico, esses

---

* Salientamos que não tivemos oportunidade de esclarecer o comportamento dessa lente anfibólica, se de caráter paleossomático, portanto pertencente ao conjunto que deu origem aos granulitos e migmatitos, ou se se trata de um *boudin* de dique básico gerado no ciclo Transamazônico.

termos sedimentares e vulcânicos foram solicitados em regimes (estágios) metamórficos de médio a alto grau (fácies anfibolito e granulito), cujas condições de temperatura e pressão devem ter atingido máximos nos intervalos de 600°C a 900°C e 5,0 Kb a 7,0 Kb, respectivamente, sendo o metamorfismo caracterizado como do tipo Barrowiano.*

As seqüências granulíticas geradas em tempos transamazônicos, mesmo anteriores e retomadas nesse ciclo, exibem variedades de piroxênios, que ostentam nítidos aspectos de serem resultantes de corpos básicos e mesmo ultrabásicos (alta percentagem em Cr, Ni e Cu). A maior diferenciação do conjunto deve ter sido marcadamente ativada na época de sua participação em ciclo ou ciclos subseqüentes, quando se processa de forma melhor a caracterização das rochas charnoquíticas com tendências calco-alcalinas.

No desenvolvimento das faixas de dobramentos desses tempos, núcleos mais antigos foram incorporados, tratando-se, provavelmente, de rochas de um microcontinente arqueano, atualmente encoberto pelos magmatitos básicos e sedimentos da bacia do Paraná e com partes expostas do Complexo Basal Goiano, correspondendo, em parte, ao Arqui-Gondwana de Guimarães (1951) e aos "gnaisses Mantiqueira" - 2.800 m.a. - de Cordani et alii (op. cit.).

Para certos complexos é sugestiva a afirmação de que as manifestações graníticas não foram tão profusas nesse ciclo, quanto no Brasiliano. Devemos ter em conta que vários corpos graníticos desses tempos podem figurar, atualmente, na infraestrutura dos dobramentos subseqüentes, como ortognaisses metassomatizados, que são tratados como migmatitos homogêneos facoidais ou não, bem como maciços híbridos de estru-

---

* Muito ainda deve ser realizado para o esclarecimento, em certas formações transamazônicas, das paragêneses primária e superposta, já que diversos maciços rochosos estudados, tidos como desse ciclo, foram palco de processos petrogenéticos ou de modificações mineralógicas subseqüentes.

turas variadas em função do nível de cataclase e da contribuição de material novo. Assim sendo, Wernick (1976) descreve que "nas litologias transamazônicas o material granítico é mais raro, restringindo-se, via de regra, a mobilizados locais mais ou menos restritos".

A polarização dos esforços que dobraram e falharam os conjuntos rochosos, em tempos transamazônicos (em termos da área pesquisada), parece ter-se processado, preferencialmente, em torno de sul-sudeste para nor-nordeste, materializando um acréscimo maior ao "micro-continente Paraná" em detrimento ao "Sanfranciscano". Em decorrência, o maior percentual de faixas rúpteis e condições de instabilidade ficaram em domínios do primeiro.

Os parâmetros das estruturas planares e lineares oriundas desse ciclo exibem direções preferenciais entre sudeste-noroeste e leste-oeste. Tais tendências ainda podem ser recuperadas em diversos locais, retrabalhados intensivamente no ciclo Brasiliano, como na faixa Atlântica São Paulo-Espírito Santo.

Em termos continentais, o ciclo Transamazônico ostenta a particularidade de ter estabelecido condições de paraplataforma, envolvendo grandes massas siálicas sul-americanas e africanas*, além do notável sincronismo às formações de diversos cinturões lineares de dobramentos e formação de reativação de *greenstones-belts* alojados com ambiências arqueanas (Ex.:Associação "Formação Barbacena-Formação Lafaiete" e Série Rio das Velhas, fora da área)**, traduzindo-se, assim, num

---

* Fato já mencionado por Cordani (1973), quando afirma "que, logo após o Ciclo Trans-Amazônico (Eburneano), já estava formada uma grande massa continental, com crosta siálica, de tamanho equivalente ao estimado para o Super-Continente Gondwana".

** Schorscher descreve, em 1976, que "peculiaridades estruturais e litológicas indicam que a série Rio das Velhas se deriva de um *"greenstone-belt"* arcaico". No mesmo ano Almeida, além de achar possível que o Grupo Rio das Velhas represente um cinturão de rochas verdes, estende tal característica para a Formação Lafaiete.

dos mais importantes eventos geotectônicos à expansão e à acidificação de antigos continentes.

Baseando-nos nas conclusões de Cordani (1973), quando o autor trata de rochas do ciclo em questão, noutras regiões brasileiras, podemos supor que o resfriamento regional do sistema deu-se entre 1.800 e 1.700 m.a..

9.3 - Eventos intermediários entre os ciclos Transamazônico e Brasiliano

No intervalo de tempo entre os ciclos Transamazônico e Brasiliano, segundo a literatura geológica disponível, teríamos assembléias litológicas geradas num ciclo compreendido entre 1.300 e 1.000 m.a., ou seja, o ciclo Uruaçuano (Almeida, 1966), sendo materializados pelos grupos Araxá, Andrelândia e Itapira (Almeida et alii, 1976), tendo-se um período de reativação entre 1.700 e 1.300 m.a., com intrusões de corpos básicos e ultrabásicos.

Por outro lado, rochas que compõem o "Grupo Itapira" de Ebert (1971) compreendem um conjunto heterogêneo, ditado por unidades transamazônicas ("Grupo Amparo", do mesmo autor - 1967), em grande parte milonitizadas e com contribuição básica e ultrabásica de um estágio tectônico subseqüente, bem como rochas similares ao Andrelândia e ao Lambari. Tem-se para o Complexo Andrelândia e parte do Complexo Varginha (considerada de "Grupo Varginha" pelo último autor), uma conotação transamazônica.

Além disso, pelo que pudemos observar, tudo leva a admitir a existência de duas gerações de micaxistos granatíferos: uma geralmente portadora de cianita ou sillimanita e estando intimamente associada com a evolução primeira dos complexos granulíticos e uma segunda conectada à evolução de termos petrográficos dos complexos Rio Elvas, Lambari (formações Rio Elvas e Lambari de Ebert, op.cit.) e parte do Complexo Campos Gerais, às vezes merecendo conotação tectoníti

ca. Parece que esses últimos tipos granatíferos juntam-se com as rochas dadas por Ebert (op. cit.) como pertencentes às mencionadas "formações" e espécimes da Associação Paraíba do Sul (Complexos Campos do Jordão e Piquete), bem como tipos do Complexo Campos Gerais e quartzitos e micaxistos correlacionáveis ao Rio Elvas, para representarem espécimes petrográficos de ambiente ou ambientes de entulhamentos de seqüências vulcano-sedimentares em tempos posteriores a 1.800 m.a. (provavelmente entre 1.600 - 1.300 m.a.). Estes tipos mostram certo sincronismo com a evolução do cráton Amazônico, em sua fase de reativação pós-transamazônica.

A sedimentação desses tempos processou-se, de início, preferencialmente em ambientes implantados segundo as faixas mais lábeis do tectonismo transamazônico, controladas pelo megablocos mais estáveis. Entretanto, tudo leva a crer que estas bacias deposicionais não atingiram profundidades consideráveis.

A sedimentação foi preferencialmente de características grauváquica, arcosiana, síltico-argilosa, argilo-siltosa (não raramente com grãos de feldspato de tamanhos variáveis), com participação carbonática restrita. Mostra evidências de participação de material proveniente de áreas não muito distantes, onde predominava o intemperismo físico.

Com a evolução do ambiente ocorrem mudanças na natureza dos detritos, certamente provocadas por uma fase de manifestações básico-ultrabásicas e mesmo intermediárias (Complexo Lambari). Se confirmada a natureza de brecha vulcânica (Guimarães, 1966) para o "conglomerado" de Carandaí (fora da área pesquisada), essas ascensões básico-ultrabásicas mostraram situações enérgicas. Com esse advento a sedimentação passa a características de águas rasas (epineríticas e mesmo continentais), tendo lugar a deposição de materiais predominantemente psamíticos, localmente sucedendo uma precipitação carbonática (maior expressividade na "Formação Prados", fora da área). Esses psamitos são em seu maior volume de na-

tureza areno-quartzosa e ostentam grande repercussão em área, sendo transgressivos sobre diversos compartimentos das faixas de dobramentos transamazônicos e maciços mais antigos. Verifica-se tal fato em decorrência da perda de autonomia das bacias deposicionais.

Quando do término dessa sedimentação, com um período de erosão não muito longo, estabeleceu-se uma fase de dinâmica crustal vertical (distensiva), provavelmente com ascensões magmáticas (em torno de 1.100 m.a.), mostrando uma diferenciação de sul para norte. A este evento filiamos o início da feitura dos ambientes de sedimentação Açungui (formações Itaiacoca e Votuverava) e São Roque (?), bem como Bambuí.

9.4 - Ciclo orogênico Brasiliano e fenômenos posteriores

Segue-se o preenchimento das bacias Açungui-São Roque, cujo vulcanismo inicial pode estar exposto em domínios de rochas mais antigas, como diques e pequenos *stocks* de rochas de natureza básica ou ultrabásica, metamorfizadas ou não.

No pré-Cambriano superior (700 - 600 m.a.) todo o conjunto é solicitado por um clima tectono-orogenético, originando vergências tectônicas nor-nordeste. Neste período tem lugar o estágio principal de dobramento e metamorfismo dinamotermal, para as faixas de dobramentos brasilianos, somando-se migmatitização regional ao nível de infraestrutura e nas zonas transitivas, quando as rochas transamazônicas ou mais antigas são remigmatitizadas.

Acentuam-se, com o tempo, as transformações petrogenéticas em níveis infraestruturais (metassomatismo, migmatitização e palingênese), diferenciando-se regimes tectono-petrogenéticos com imperativo de fluxo plástico. Enquanto isto, em nível estrutural médio a superior predominam os efeitos cisalhantes. Inicia-se então a confecção de granitos e granitóides palingenéticos, bem como marcante porfiroblastese, imposta preferencialmente em corpos charnoquíticos e dioríticos (provavelmente, em certas partes, como de

caráter recorrente). Grandes massas de granitos e granitóides sintectônicos são geradas, em torno de 650 m.a., exemplificadas pelos maciços de Socorro e de Ipuiúna, marcadamente porfiroblásticos. Estes chegam a ostentar caracteres polimetamórficos, bem como os migmatitos homofânicos róseos (tipo Caldas e Campestre).

O aspecto de recorrência metassomática do granodiorito porfiróide de Ipuiúna e do "granito" róseo de Campestre (composição modal de adamelito) já tinha sido aventada por Guimarães, em 1967, quando descreve: "... o fato de existir duas gerações de microclina ... induz a supor serem polimetamórficas as duas rochas. Os porfiroblastos de microclina devem pertencer à última fase de granitização".

Por outro lado, alguns maciços básicos e intermediários, intrudidos nas seqüências transamazônicas, em estádios de reativação, parecem responder por algumas massas híbridas migmatitizadas de dioritos, monzonitos, granodioritos e charnoquitos.

No que tange às seqüências vulcano-sedimentares ditadas pelos Complexos Lambari e Campos Gerais (parte com afinidade com o Complexo Rio Elvas), bem como o Rio Elvas, durante a orogênese brasiliana, não atingiram condições catazonais e a migmatitização inexiste ou foi localmente discreta, já em estádio tardio.

Com a atenuação dos esforços compressivos e relaxamento da superestrutura, quando a razão entre a tensão e o cisalhamento do sistema atingiu valores em torno ou igual a zero, começou a configuração das estruturas dômicas e de *nappes* (Varginha e Socorro), como conseqüência de uma ascensão da infraestrutura (figura 47), cuja evolução culmina com um processo de polidiapirismo granítico, representado na área por granitos róseos ou cinza-róseos e mesmo acinzentados. Tais edificações evoluem no tempo até estádios pós-orogênicos. Com a migração lateral, de oeste para leste, da estrutura de Varginha, processa-se um forte redobramento das

CPRM

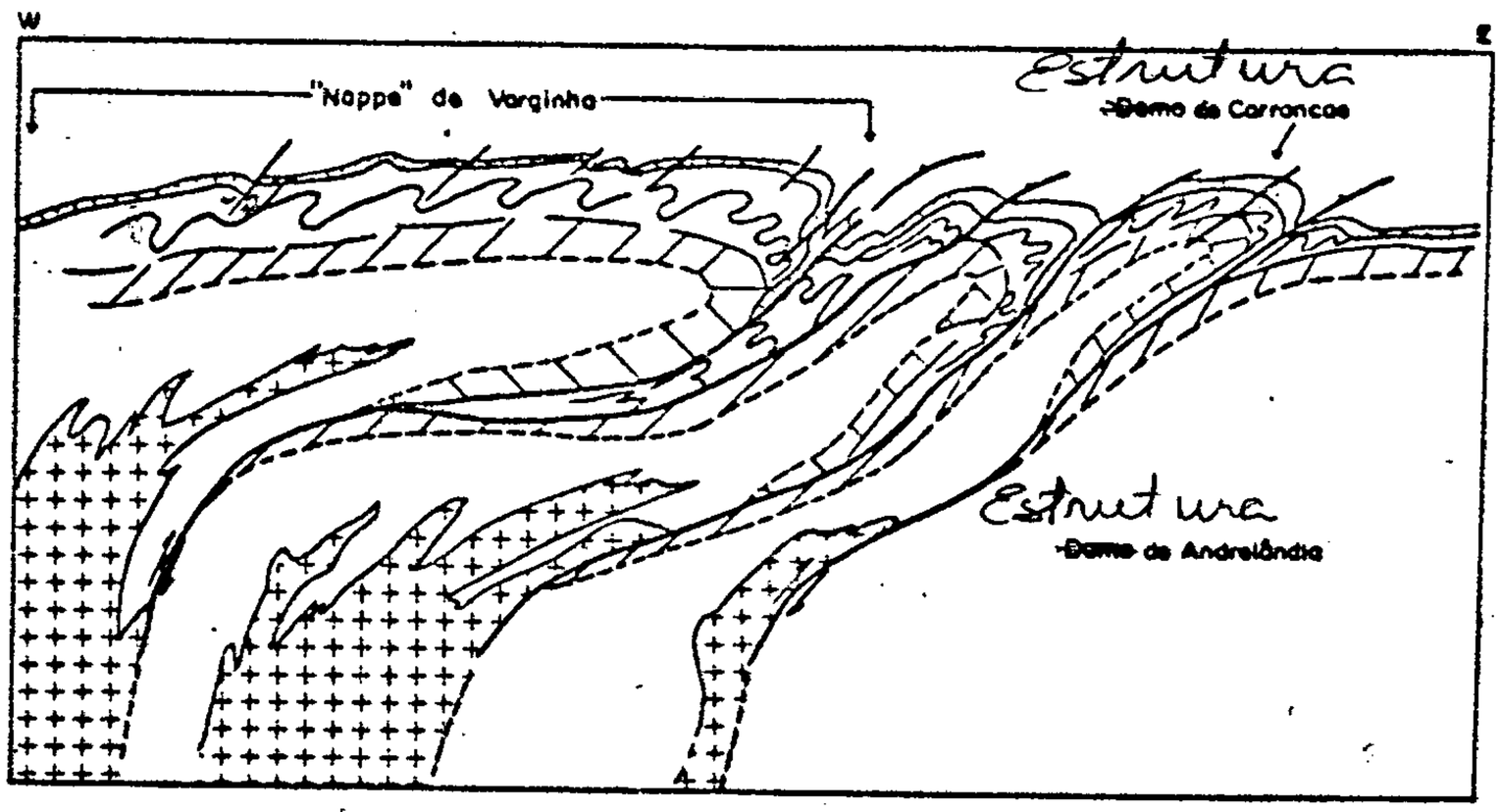


Figura 47 - Croquis esquemático retratando o arranjo estrutural das unidades transamazônicas ou mais antigas (maior do que 2.600 m.a.), com uma cobertura vulcano-sedimentar metamorfizada durante o ciclo orogenético Brasiliano em estádio tardi-orogênico. Seção envolvendo desde porções do Complexo Varginha até tratos a norte de Andrelândia. Os falhamentos inversos assinalados foram ativos até o Ordoviciano.

Seqüência de predominância de quartzitos transgressivos.

Seqüência de metagrauvacas de granulações variáveis, metassiltitos arcosianos ou não, localmente calcários e conglomerados, intercalações de anfibolitos e xistos magnesianos (metaultrabasitos).

Zona transitiva, envolvendo, preferencialmente, rochas migmatíticas com paleossoma de rochas da fácies anfibolítica, de idades pré-brasilianas.

Conjunto granulítico antigo, metassomatizado ou remigmatizado, envolvendo produtos anatexíticos ou palingenéticos.

Corpos graníticos tardi a pós-orogenéticos.

CPRM - PROJETO SAPUCAÍ - RELATÓRIO FINAL - GEOLOGIA, CAVALCANTE, J.C. - 1977

seqüências periféricas (unidades dos complexos Lambari, Campos Gerais, etc.), com caimentos de eixos oblíquos ou perpendiculares ao dobramento isoclinal holomórfico inicial.

Com este evento passa-se a ter maciços batolíticos granito-granitóides de história complexa, tal como as suas diferenciações composicionais.

O comportamento das intrusões foi tanto plástico como mecânico, originando em períodos tardi a pós-tectônicos grandes e profundas zonas de suturas. Ao contrário do que acontece para a ambiência dos metamorfitos Açungui-São Roque (estados de São Paulo e Paraná), os maciços graníticos brasilianos parecem não ser deslocados a níveis superestruturais. Verifica-se que, mesmo na qualidade de corpos sub-autóctones (para-autóctones), restringiu-se a manifestações no próprio volume rochoso pré-brasiliano, a não ser influências de materiais do estádio pegmatítico.

Por outro lado, se as rochas que compõem partes dos complexos Piquete e Campos do Jordão pertencerem a esse ciclo, então nessas porções as intrusões ascenderam às seqüências de superestrutura.

Esse estágio processou-se sob regime de baixa pressão e alta temperatura, acarretando modificações paragenéticas nos litotipos pré-estabelecidos, especialmente nas rochas de estágio metamórfico elevado (fácies granulito), tendo lugar a feitura de assembléias minerais de desequilíbrios, característicos de suítes minerais hidratadas.

O quimismo da infraestrutura foi deveras complexo, caracterizado mais fielmente por uma extensa e intensa neomineralização potássica, com reomorfismo ou palingênese, verificando-se dispersão pronunciada de elementos metálicos (Cr, Ni, Cu, etc.) das formações básicas e ultrabásicas, que poderiam encerrar teores em condições de jazimentos economicamente exploráveis. Por sua vez, os teores de Ca e Mg chegaram, em certas porções, a decrescer vertiginosamente, à

proporção que o Ba é acrescido, nas unidades mais intensamente afetadas pela mineralização potássica (geração de feldspatos potássicos).

O aumento progressivo de bário, para certas formações, mostra sincronismo com a diminuição de estrôncio, sendo tal processo intimamente relacionado com o metabolismo $Ca^{+2} \longrightarrow 2\ K^{+1}$, certamente ativado intermediariamente pelo quimismo $Ca^{+2} \longrightarrow 2\ Na^{+1}$ (albitização), em estágios transitivos. O alto teor em Ba de alguns tipos porfiroblásticos, tal como o maciço de Ipuiúna (1.000 ppm) e núcleos básicos das formações charnoquíticas, pode manter íntima conexão com o teor daquele elemento na proto-rocha magmática de composição básica a intermediária.

Todos esses processos mostram nítidos controles com a diferenciação metamórfico-metassomática dos maciços básicos, às vezes ultrabásicos, para a formação de corpos rochosos de características calco-alcalinas.

As modificações do conteúdo de minerais magnéticos das formações transamazônicas ou mais antigas, no ciclo Brasiliano, não foram substanciais, devendo ter ocorrido soluções sólidas de magnetita-ulvospinélio e hematita-ilmenita em temperaturas que certamente deve situar-se no intervalo de 600-950°C, acompanhando a fase de dispersão de Cr, Ni, Ca, Co, etc., com subseqüentes rearranjos em retículos cristalinos de outros compostos, principalmente silicatos.

O intervalo de 700 - 100 ppm de Sr em rochas tidas como transamazônicas e mais energicamente trabalhadas no ciclo Brasiliano, mostram correspondência ao intervalo obtido para a seqüência ectinítica tipo Lambari.

O evento final das manifestações de natureza granítica encontra-se materializado por material do estádio pegmatítico-pneumatolítico. São formados corpos pegmatíticos, ordinariamente turmaliníferos, com mineralogia mais simples no seio das formações ectiníticas. Nas zonas de transição

(migmatíticas) e na infraestrutura remobilizada aparecem corpos de mineralogia mais complexa, podendo encerrar ilmenita, magnetita, titanita, apatita, anfibólio, biotita, muscovita e minerais de terras raras (faixa periférica do Complexo Socorro). Certamente sincrônico com esse estádio, contudo em condições autóctonas, formaram-se lentes de massas pegmatóides intimamente ligadas ao material migmatítico, onde se destacam grandes blastos de microclina rósea e de anfibólio, bem como podem estar presentes indivíduos centimétricos de biotita, além de uma mineralogia que tem muito a ver com a encaixante, como a magnetita e a titanita.

Nesse estágio parece ter-se verificado a formação dos veios auríferos *, condicionados aos conjuntos rochosos de transição à superestrutura ectinítica e mesmo nessa. Estudos de Oppenheim (1934 e 1935) sobre o ouro de São Gonçalo do Sapucaí, denunciam a existência daquele metal disseminado no "gnaisse", em veios de quartzo e pegmatitos.

Efeitos compressivos, com desencadeamento de grandes falhas transcorrentes ou de caracteres mistos processou-se até tempos eopaleozóicos.

Com o levantamento do sistema dobrado, em torno de 500 m.a., inicia-se uma fase de sedimentação de caráter molassóide, enquanto a bacia Bambuí está em franco processo de entulhamento. Ainda nessa época os processos rupturais encontram-se ativos. Esta fase de metamorfismo dinâmico chegou a atingir os conglomerados do Grupo Bambuí, entre Campo do Meio e Carmo do Rio Claro, onde aqueles espécimes chegam a exibir alto nível de trituração. Tal fato é extensivo às formações molassóides de Eleutério e Pouso Alegre.

Com o cessar da fase compressiva, processa-se um estágio de *riffting*, que culmina com a estabilidade da condição de paraplataforma vigente.

---

* O controle lito-estrutural da mineralização aurífera é bem marcante em rochas tipo Lambari-Rio Elvas.

Já em tempos silurianos, com a plataforma brasileira consolidada (Almeida, 1966), passa a desencadear-se um movimento oscilatório simples, que leva à formação do ambiente deposicional da sinéclise do Paraná.

Do Carbonífero superior ao Permiano médio, em porções da área mapeada, tem início o preenchimento da sinéclise do Paraná, começando com depósitos de ambiência continental ("fácies Aquidauana"), que passam a condições com influências glaciais (Grupo Itararé), sendo caracterizados por sedimentos essencialmente arenosos, com diamictitos na parte basal. Esses passam a uma dominância de materiais que deram camadas de clásticos grosseiros, arenitos, conglomerados, diamictitos, com subordinação de siltitos, ritmitos e folhelhos. Esses materiais depositaram-se sobre complexos pré-cambrianos e eopaleozóicos através de uma superfície de não conformidade, sendo acumulados, localmente, conglomerados polimíticos.

Do Permiano médio ao superior desenvolveu-se a sedimentação Tatuí (Grupo Guatá), que corresponde, em sua parte inferior, a um ambiente marinho que transgrediu sobre ampla plataforma rasa, recobrindo sedimentos do Grupo Itararé, anteriormente expostos à erosão. O mesmo aspecto de sedimentação em extensa plataforma rasa, durante uma fase transgressiva, marcou a edificação da seqüência superior da Formação Tatuí.

No Permiano superior tem lugar o entulhamento dos sedimentos que compõem a Formação Irati, bem como a subseqüente Formação Corumbataí.

Em tempos mesozóicos (Triássico), o ambiente sedimentar do Paraná recebe o entulhamento dos materiais representativos da Formação Corumbataí, tendo-se uma ambiência de condições continentais, fluviais, com o processamento de depósitos de rios meandrantes e anastomosados, com pequenas lagoas associadas.

No Jurássico superior inicia-se uma sedimentação em ambiente desértico, cujos sedimentos definem a Formação Botucatu (arenitos eólicos), ocorrendo, localmente, na parte basal, depósitos torrenciais e, mais raramente, depósitos lacustres, no topo. Ainda em tempos jurássicos, tem início uma tectônica germanótipo, que se prolonga até o Cretáceo, tendo sido relacionada com a separação do continente Gondwana (reativação Wealdeniana de Almeida, 1967), à qual se associa enérgico vulcanismo fissural. Daí a formação de vastos derrames basálticos e de diversos enxames de diques em ambiências pré-cambrianas. Esse período de tectonismo distensivo foi bastante ativo em todo o Cretáceo, tendo-se grandes manifestações vulcânicas explosivas (maciço de Poços de Caldas) básico-alcalinas, básico-ultrabásico-alcalinas ou simplesmente alcalinas.

Ainda no Cretáceo superior, em tratos da bacia do Paraná, processa-se uma deposição predominantemente areníti ca, em ambiente fluvial e lacustrino (Formação Bauru).

As falhas cretácicas, em sítios de não reativação, mostram direcionamentos tanto para nordeste ou nor-nordeste como para noroeste.

Nesses tempos grandes falhas pré-cambrianas, filiadas a esforços compressivos, foram reativadas em falhas normais. Somente a intrusão alcalina de Poços de Caldas deve ter ocasionado repercussões a longas distâncias. Além disso, destaca-se nesse intervalo de tempo a reativação da ampla faixa ruptural da borda sul do cráton Sanfranciscano, hoje conhecida como arco do Alto Paranaíba. Tal fenômeno também foi ativo no Terciário.

A tectônica do final do Cretáceo ao Terciário dá lugar a um processo de movimentação de blocos, condicionado a falhas normais, cuja expressão maior, em termos de formação de uma calha deposicional, é o *Graben* do Paraíba (bacia de Taubaté). Essa bacia é preenchida por uma sedimentação de idade oligocênica (Formação Tremembé), desenvolvida em

ambiente lacustre com fundo irregular, com gradual subsidência. Após uma fase de não deposição tem lugar um segundo período de sedimentação em ambiente de planície de inundação (Suguio, 1969).

Em tempos neo-cenozóicos vários depósitos sedimentares são formados, sendo o principal deles a Formação Rio Claro. Por outro lado, diversas manchas sedimentares atuais foram acumuladas ao longo das principais drenagens.

Ainda quanto aos fenômenos tectônicos terci-quaternários destacam-se as modificações imprimidas na superfície de aplainamento esculpida no ciclo geomórfico Sul-Americano. Os grandes arcabouços estruturais de blocos escalonados, cuja feitura iniciara no Cretáceo, são ativados vigorosamente. Em decorrência, o modelado esculpido naquele ciclo geomórfico é desagregado, ocasionando um relevo bastante movimentado e alterando a configuração das drenagens e o regime de sedimentação-erosão.

Sobre o prisma geoeconômico a meteorização terciária foi de grande significância, originando os depósitos de bauxita do planalto de Poços de Caldas. Por outro lado, diversos depósitos de argilas estão filiados à sedimentação quaternária.

10 - RECURSOS MINERAIS

10.1 - Comentários gerais

A natureza dos terrenos abrangidos pelo presente estudo, constituídos em grande parte por sedimentos gonduânicos e rochas pré-cambrianas altamente granitizadas, aos quais poucas vezes se associam mineralizações metálicas, contribui decisivamente para o amplo domínio, em distribuição espacial e quantitativa, dos recursos minerais não-metálicos.

A insaciável demanda de matéria-prima para abastecer o florescente parque industrial brasileiro, em crescimento constante nas últimas duas décadas, levou ao intensivo aproveitamento e à pesquisa de novos depósitos minerais, especialmente nas regiões vizinhas dos principais centros populacionais. Isto explica porque as atividades mineradoras se concentraram em território paulista, especialmente no quadrante sudoeste, onde, devido à proximidade de diversos polos industriais (Grande São Paulo, Campinas, Limeira, Piracicaba, Rio Claro, São Carlos, Americana e outros) e às facilidades viárias da região, multiplicaram-se as explorações de recursos minerais, envolvendo uma enorme variedade de materiais. Por outro lado, apenas nos últimos anos incrementa-se a pesquisa na zona inserida no estado de Minas Gerais, o que deverá resultar na descoberta de novas jazidas, já que a constituição geológica é semelhante à da porção paulista.

Neste quadro, a intrusão alcalina de Poços de Caldas constitui-se numa verdadeira anomalia, não só geológica (natureza de suas rochas e extensão), como mineira, pois a ela se filia uma enorme gama de recursos minerais.

As únicas jazidas de minerais metálicos em exploração na área são representadas pelos depósitos de bauxita, algumas vezes associados a argilas refratárias. Extensa

mineralização zircono-uranífera ocorre na porção sul do planalto e foi intensamente explorada até cerca de duas décadas atrás, quando o Governo Federal obstou-lhe a lavra. Ainda no âmbito do planalto, permanecem sem exploração os depósito de tório e terras raras e "rochas potássicas", podendo vir a ser explorado molibdênio no campo do Agostinho, futuramente.

Entre os bens minerais não-metálicos explorados na área, assumem especial importância as fontes de águas minerais, responsáveis por cerca de 40% da produção nacional de água e pelo grande aporte turístico à região. Igualmente importantes são os depósitos de argilas e pegmatitos quartzo-feldspáticos, que atendem a dezenas de cerâmicas, concentradas especialmente na porção paulista e em Poços de Caldas.

A exploração de materiais para a construção civil é bastante desenvolvida em inúmeras pedreiras, olarias e portos de areia, localizados principalmente ao redor dos grandes centros urbanos.

A crescente necessidade de aplicação de corretivos de acidez de solos, para a melhoria dos índices de produtividade agrícola, resultou numa maior atenção aos dolomitos da Formação Irati, cuja exploração aumentou substancialmente nos últimos anos.

Papel especial é reservado para a utilização, em futuro próximo, dos folhelhos pirobetuminosos do vale do Paraíba, em função de sua posição estratégica e de suas reservas de óleo, apesar dos problemas técnicos e econômicos que seu beneficiamento apresenta.

10.2 - Jazidas e ocorrências de minerais metálicos

10.2.1 - Bauxita

A atuação dos processos de intemperismo sobre as rochas alcalinas do maciço alcalino de Poços de Caldas levou à formação de extensos depósitos de bauxita, responsáveis por 2/3 da produção nacional desse minério, constituindo-se na principal ocorrência mineral da área abrangida pelo Projeto Sapucaí.

Essas jazidas são conhecidas desde o início do século, mas somente a partir de 1934 despertaram interesse econômico, merecendo desde então a atenção de diversos pesquisadores: Barbosa (1936), Teixeira (1937 e 1942), Souza Santos (1937), Pinto (1938), Harder (1952), Weber (1959), Frayha (1962 e 1970/71), Moniz (1969) e Almeida (1976).

1 - Descrição dos depósitos

Tratando-se de depósitos de cobertura superficial, as jazidas de bauxita constituem inúmeros corpos descontínuos e de formatos irregulares, ocupando de preferência o cume das elevações ou as suas meia-encostas, estando sua distribuição claramente controlada pelo relevo atual.

É consenso geral entre os técnicos envolvidos com o estudo dos depósitos de bauxita de Poços de Caldas dividir as jazidas em dois grupos principais, de serra e de campo, já que ao seu posicionamento no terreno associam-se minérios de características particulares.

a) Jazidas "de serra": Foram formadas pela decomposição das rochas alcalinas do dique anelar que delimita o planalto, localizando-se em sua quase totatidade nas serras de Poços de Caldas e São Domingos (porção norte da intrusão). São jazidas homogêneas e de grande espessura (por vezes superior a 10 m), porém com menor distribuição em área que os

depósitos situados no interior do planalto. O minério é compacto na superfície e poroso na parte inferior, passando diretamente à rocha-mãe sem a presença de uma camada argilosa (principal característica das jazidas "de campo"). O minério é de alta qualidade, devido às reduzidas impregnações de material argiloso, o que permite o seu aproveitamento industrial após uma simples britagem.

b) Jazidas "de campo": São as jazidas formadas na região do planalto, mostrando corpos descontínuos de minério, interrompidos lateralmente, quer pelas depressões topográficas, quer pela presença de zonas de baixo teor ou faixas de argila pura. O minério apresenta aspecto semelhante ao "de serra", ocorrendo, porém, quase sempre, em matriz argilosa. A espessura média da camada de bauxita situa-se em torno de 2 m a 3 m, embora, excepcionalmente, possa atingir mais de 6 m. Capeando a maioria dos depósitos ocorre uma camada de bauxita nodular ou cascalho superficial, misturada com terra e matéria orgânica, com espessura ao redor de 0,5 m. A mais baixa qualidade do minério "de campo" obriga, muitas vezes, o seu beneficiamento por lavagem e britagem, para um aproveitamento industrial em larga escala.

Os teores médios do minério explorado nas jazidas "de serra" e "de campo" foram registrados na tabela V, relativos aos depósitos da Cia. Brasileira de Alumínio (CBA), conforme dados fornecidos por aquela empresa e referem-se ao minério *in situ* (jazidas de serra) ou beneficiado (jazidas de campo).

Perfis de ambos os tipos de depósitos estão representados em Almeida (1976), mostrando as minas do Cristo (tipo de serra) e Gérson (tipo de campo), pertencentes à CBA. Os minerais predominantes nas jazidas de serra ou de campo são gibbsita, argilominerais (caulinita e halloyisita), óxidos e hidróxidos de ferro (geothita e magnetita) e anatásio, podendo ocorrer, localmente, cliaquita, boehmita e litiofo-rita (Moniz, 1969; Almeida, 1976).

TABELA V - TEOR MÉDIO DA BAUXITA DE POÇOS DE CALDAS

Composto \ Tipo	de serra %	de campo %
Al_2O_3	55,29	56,82
SiO_2	3,29	4,26
Fe_2O_3	9,90	8,30
TiO_2	1,27	1,51
MnO_2	0,54	0,43
P_2O_5	0,12	0,15
PF	29,59	28,53

2 - Localização dos depósitos

A grande maioria dos depósitos de bauxita ocorre na metade norte do maciço, sendo raros e de pequeno porte os situados na porção sul. A quase inexistência de depósitos nesta porção é explicada pela presença de tipos litológicos (rochas hidrotermalizadas, vulcanoclásticas e sedimentares) pouco favoráveis à bauxitização, de fatores climáticos (menor precipitação pluviométrica) e de condições topográficas (relevo mais escarpado no dique anelar da borda sul), que impedem a preservação da bauxita formada pelo intemperismo.

3 - Gênese dos depósitos

Os depósitos de bauxita de Poços de Caldas resultaram da interatuação dos três principais fatores de formação desse tipo de minério: clima, relevo e rocha-mãe. A ação de um clima caracterizado por uma precipitação pluviométrica anual superior a 1.500 mm, distribuída alternadamente em períodos secos e úmidos, sobre as rochas alcalinas ricas em alumina e isentas de quartzo, levou à formação de bauxita,

quando as condições topográficas permitiam uma drenagem livre, ou de argilas, quando confinada.

Embora esse esquema genético seja aceito pela maioria dos autores, restam ainda algumas controvérsias acerca dos principais processos atuantes na gênese desse minério, principalmente no que diz respeito a uma origem direta ou indireta para os hidróxidos de alumínio.

A formação de bauxita diretamente a partir da rocha alcalina (foiaíto, tinguaíto ou fonolito) foi desde cedo reconhecida e é hoje admitida como o principal processo envolvido na gênese dos depósitos de serra. Nas jazidas de campo, no entanto, onde o minério bauxítico ocorre quase sempre envolto numa massa argilosa, uma origem indireta tem sido preconizada por diversos autores (Souza Santos, 1937; Weber, 1959), resultando os hidróxidos de alumínio, nesse caso, da dessilicatização das argilas. Moniz (1969) contesta a idéia anterior e admite uma origem direta para toda a bauxita, sugerindo que a camada inferior de argila tenha-se formado devido a mudanças posteriores nas condições climáticas. Finalmente, Almeida (1976) concorda com a origem direta da bauxita e acredita que a formação da faixa argilosa se deva a fatores de ordem topográfica, relacionados à evolução das condições locais de drenagem, que, tornando-se confinada, levaria à alteração da rocha em argilas.

4 - Produção, métodos de lavra e reservas

A produção de bauxita é oriunda principalmente das jazidas de serra (minas do Cristo, Córrego do Meio, Retiro Branco e Barba de Bode). A maior parte desse minério é utilizada na produção de alumínio metálico, abastecendo integralmente as fábricas da Cia. Brasileira de Alumínio (CBA), localizada em Sorocaba (SP) e da Cia. Mineira de Alumínio (ALCOMINAS), sediada em Poços de Caldas. Uma pequena parcela dessa produção é empregada pela ALCAN, situada em Ouro Preto (MG), para, através de uma mistura, melhorar a quali-

dade do minério por ela utilizado e proveniente de jazidas daquela região.

A bauxita de Poços de Caldas encontra também aplicação na indústria de refratários, abrasivos e produtos químicos, para cujos fins se destina a produção de Mineração Curimbaba, MINEGRAL, ALUMINA e diversos outros mineradores de menor porte.

O método de lavra dos depósitos é dominantemente mecânico, envolvendo a utilização de tratores e retroescavadeiras para a remoção da camada superficial de solo e do minério. O transporte para as usinas de tratamento do minério é feito por basculantes ou caminhões. No caso das empresas cujas fábricas estão situadas a grandes distâncias, o minério é transportado por via férrea (até a cidade de Sorocaba, SP), ou por via rodoviária (até Ouro Preto, MG).

Dada a alta pureza do minério "de serra", ele não requer mais do que uma simples britagem antes de sua utilização. Já o minério "de campo", devido à grande contaminação de material argiloso, necessita ser previamente beneficiado, envolvendo lavagem, britagem e peneiramento.

As reservas de bauxita do maciço alcalino de Poços de Caldas são estimadas em cerca de 70 milhões de toneladas de minério, com os seguintes teores médios: >50% Al_2O_3; <5% SiO_2 e <10% Fe_2O_3. A avaliação das reservas reais de minério é dificultada pelos diferentes métodos de pesquisa empregados pelas empresas mineradoras em épocas distintas. Sabe-se atualmente que muitas das jazidas "de campo" foram superavaliadas no passado e pesquisas mais recentes tem reduzido suas reservas, em alguns casos até 50% do valor anterior. Essa perda de reservas é em parte compensada nos depósitos "de serra", onde, na maioria dos casos, as reservas são superiores às estimadas inicialmente, o que é confirmado durante os trabalhos de lavra. Tal fato deve-se à presença de bauxita abaixo de matacões de rocha inalterada, considerados durante a pesquisa como sendo a base dos depósitos.

10.2.2 - Urânio

Segundo Frayha (1962), a presença de radioatividade no minério zirconífero de Poços de Caldas foi constatada em setembro de 1948, por meio de chapas fotográficas radioimpressionadas. Análises do Laboratório da Produção Mineral revelaram que a substância radioativa era urânio, em teores inferiores a 1%, considerado muito baixo àquela época. Em 1952 foi confirmada nos Estados Unidos a presença de urânio no caldasito de Poços de Caldas, com teor médio de 0,57% U_3O_8 nas amostras analisadas, o que para os técnicos norte-americanos poderia significar uma excelente jazida, caso houvesse uma grande reserva de minério.

Foram iniciados, então, trabalhos de detalhe (aerocintilometria, mapeamentos e sondagens) dirigidos principalmente para o urânio contido no caldasito. Demonstrada a inviabilidade econômica desse minério como fonte de urânio, em 1961, voltaram-se as pesquisas para a busca de outro tipo de material, de mineralogia menos refratária à extração daquele elemento. No período 1962-1966 retomaram-se os estudos de maneira sistemática, resultando na descoberta, no campo do Agostinho, de um filão fraturado contendo pirita, fluorita, minerais de molibdênio e de urânio, constituindo a primeira mineralização uranífera não associada ao caldasito, conhecida no planalto de Poços de Caldas.

A partir daquela época as pesquisas orientaram-se para esse novo tipo de minério, conduzindo ao achado do indício A-C/09, no prolongamento leste do campo do Cercado, representado por um filão ainda mais mineralizado que o do campo do Agostinho, e de diversas outras ocorrências semelhantes. A etapa seguinte constou da avaliação desses novos indícios e da execução de testes de beneficiamento do minério urano-molibdenífero, visando o seu aproveitamento industrial.

Os trabalhos de cubagem do depósito do campo do Agostinho foram concluídos em 1971, concentrando-se os es-

forços, a partir de então, no setor C-09, mormente no indício A, os quais poderão vir a constituir as primeiras jazidas uraníferas brasileiras associadas a rochas alcalinas, dependendo dos estudos de viabilidade econômica que estão sendo realizados atualmente.

As informações apresentadas no presente resumo foram integralmente compiladas de diversos trabalhos realizados para a Comissão Nacional de Energia Nuclear, cujos dados foram divulgados por Tolbert (1958 e 1966), Frayha (1962 e 1970/71), Oliveira (1966, 1968, 1970, 1971, 1973 e 1974), Gorsky & Gorsky (1970, 1972 e 1974), Maciel & Cruz (1973), White & Pierson (1974), Grestner (1974), Ramos & Maciel (1974) e Ramos & Fraenkel (1974).

1 - Tipos de jazimentos

No âmbito do maciço alcalino de Poços de Caldas são conhecidas diversas formas de ocorrência de material uranífero e em todas elas há uma íntima associação entre esse elemento e o zircônio. As principais mineralizações uraníferas são: 1) em zonas brechadas e mineralizadas hidrotermalmente, juntamente com minerais de molibdênio, pirita e fluorita, mas onde a principal fonte de urânio parece ser o zircão metamítico; 2) urânio disperso no caldasito; 3) urânio amorfo associado a caldasito microcristalino em tufos vulcânicos; e 4) veios argilosos contendo minerais zircono-uraníferos encaixados em fendas nos arenitos. Dessas, apenas a primeira apresenta interesse econômico no momento.

a) Mineralização urano-molibdenífera: Este tipo de mineralização caracteriza-se pela presença de zonas brechadas e mineralizadas hidrotermalmente, mostrando uma associação de minerais de urânio e molibdênio, fluorita uranífera, pirita e zircão microcristalino. As principais ocorrências são as do campo do Agostinho e do setor C-09 (campo do Cercado).

Os dois depósitos conhecidos, embora qualitativa

e litologicamente semelhantes, diferem entre si no grau de atuação dos fenômenos hidrotermais e de intemperismo, no posicionamento estrutural das zonas brechadas, na potência dos corpos mineralizados e nos teores médios dos elementos associados. Em ambos os depósitos, no entanto, como nas demais ocorrências similares de todo o planalto, os teores de urânio são bastante semelhantes, situando-se ao redor de 0,18% U_3O_8, a maior parte do qual está associado à presença de zircão metamítico, com contribuição ainda de minerais de urânio, de fluorita irradiada e de pirita uranífera (Gorsky & Gorsky, 1970, 1972 e 1974; Fujimori, 1974).

Campo do Agostinho: O depósito urano-molibdenífero do campo do Agostinho situa-se na porção centro-sul do planalto, à margem esquerda da rodovia Poços de Caldas-Andradas, cerca de 2 km ao sul das instalações da Comissão Nacional de Energia Nuclear. Os corpos mineralizados dessa jazida são constituídos por zonas brechadas, com direções preferenciais N40-70W e N10-20E, subverticais, formando verdadeiros *stockworks* num maciço de rocha tinguaítica hidrotermalizada. A espessura das faixas mineralizadas varia desde algumas dezenas de centímetros até 15 m, com uma média em torno de 2,5 m, atingindo profundidades de até 150 metros (Oliveira, 1968 e 1974; Maciel & Cruz, 1973; e Ramos & Maciel, 1974).

A associação mineralógica é ditada pela presença de minerais de urânio (uranotorianita, coffinita, pechblenda, autunita e torbernita), de molibdênio (jordsita, ilsemanita e molibdenita), fluorita negra, pirita e zirconita. Outros elementos ocorrem em teores variáveis, destacando-se tório, titânio e vanádio (Gorsky & Gorsky, 1970, 1972 e 1974; Maciel & Cruz, 1973; e Fujimori, 1974).

As reservas deste depósito foram detalhadamente avaliadas por sondagens e galerias, indicando-se os resultados na tabela VI.

TABELA VI: RESERVAS DO DEPÓSITO URANO-MOLIBDENÍFERO DO CAMPO DO AGOSTINHO (SEGUNDO OLIVEIRA, 1974)

Categorias de reservas	Tonelagem de minério	Teores médios		Reservas (t)	
		% U_3O_8	% MoO_3	U_3O_8	MoO_3
Razoavelmente asseguradas	444.546 t	0,188	0,666	835,7	2.960,7
Adicionais estimadas	111.136 t	0,140	0,499	155,6	554,6
Totais	555.682 t	0,178	0,633	991,3	3.513,6

Setor C-09: Constitui o prolongamento oriental do campo do Cercado, nele residindo as melhores perspectivas de aproveitamento econômico dentre todas as ocorrências de urânio conhecidas no planalto de Poços de Caldas. Trata-se de um depósito urano-molibdenífero relacionado a largas faixas lentiformes brechadas, sub-horizontais (mergulhos de no máximo 35°, ora para sudeste, ora para noroeste, com direção geral N40E. Os fenômenos hidrotermais e de intemperismo atuaram aqui mais intensamente, resultando em corpos mineralizados de maior potência, com espessura média de 4,3 m, mas muitas vezes superando 8 m (Oliveira, 1973 e 1974; Maciel & Cruz, 1973; e Ramos & Maciel, 1974).

Como nos outros indícios do mesmo tipo, o urânio apresenta-se associado a minerais de molibdênio, fluorita-ne gra, pirita microcristalina e porcentagens muito baixas de zircônio e tório. Os minerais uraníferos identificados foram a coffinita, a uraninita (pechblenda) e a autunita (Gorsky & Gorsky, 1974; Fujimori, Oliveira & Utsumi, 1976).

Dada a maior alteração das rochas, quer por hidrotermalismo ou intemperismo, na área do setor C-09, há diferenças significativas nos teores médios de certos elemen-

tos, nos minérios desse depósito em relação aos do campo do Agostinho (tabela VII), alguns dos quais, como é o caso do zircônio, irão influenciar diretamente o custo de extração do urânio e o conseqüente aproveitamento econômico do minério.

TABELA VII: TEORES MÉDIOS DOS MINÉRIOS TIPO "A-C/09" E "AGOSTINHO" (SEGUNDO OLIVEIRA, 1974).

Componentes	Campo do Agostinho	Indício "A" setor C-09
SiO_2	54%	41%
Al_2O_3	8%	24%
K_2O	7%	12,4%
SO_3	4,2%	2,5%
CaF_2	3%	1,4%
MoO_3	0,45%	0,06%
TiO_2	2%	-
ZrO_2	3,7%	0,60%
ThO_2	0,03%	0,01%
U_3O_8	0,185%	0,180%

As reservas do setor C-09, a seguir relacionadas foram consideradas com base nos trabalhos efetuados no indício A, até o ano de 1973, representando apenas parte do volume total da jazida.

TABELA VIII: RESERVAS DO DEPÓSITO URANO-MOLIBDENÍFERO DO INDÍCIO A - SETOR C-09 (SEGUNDO OLIVEIRA, 1974).

Categorias de reservas	Tonelagem de minério	Teores médios		Reservas (em toneladas)	
		% U_3O_8	% MoO_3	U_3O_8	MoO_3
Razoavelmente	urânio: 565.110 t molibdênio: 307.330 t	0,159	0,513	896,5	1.576,1
Adicionais estimadas	urânio: 199.240 t molibdênio: 458.020 t	0,158	0,424	314,1	1.942,6
Totais	urânio: 764.350 t molibdênio: 765.350 t	0,158	0,460	1.210,6	3.518,7

Outras ocorrências: Mineralizações semelhantes às do campo do Agostinho e do setor C-09 foram identificadasem diversos outros locais do planalto de Poços de Caldas, algumas das quais já pesquisadas e avaliadas, mostrando pequeno significado econômico. É o caso dos índícios B, D, U e K (setor C-03) e 70, com faixas radioativas similares às do campo do Agostinho (a primeira das quais com reservas da ordem de 1.000 t U_3O_8), em vários pontos do campo do Cercado (mineralização tipo C-09) e no morro do Taquari. Essa última ocorrência diferencia-se das anteriores por apresentar uma menor atuação dos fenômenos hidrotermais, pelo baixo teor em urânio (média de 0,10% U_3O_8) e pela presença de minerais zirconíferos finamente disseminados, conferindo-lhe um alto teor de zircônio (média de 15% ZrO_2) (Maciel & Cruz, 1973 e Ramos & Maciel, 1974).

b) Mineralização caldasítica

Todos os tipos de minérios de zircônio da região (veios, lentes, eluvião e aluvião) contêm urânio associado,

fazendo parte da rede cristalina dos minerais do caldasito (baddleyita e zirconita), mostrando teores variáveis entre 0,15% a mais de 1% U_3O_8 (excepcionalmente atingindo 3% U_3O_8). O potencial de caldasito do planalto de Poços de Caldas é avaliado em 100.000 toneladas, o que resulta, considerando-se o teor médio de 0,3% U_3O_8, numa reserva da ordem de 300 toneladas de U_3O_8, não recuperável economicamente.

Não há correspondência direta entre a quantidade de urânio e de zircônio no caldasito, existindo várias jazidas com baixos teores de zircônio (caldasito pobre) e valores expressivos de urânio (contendo acima de 0,5% U_3O_8). Os depósitos com teores mais significativos de urânio são os de Brígidas, Quirinos, Taquari, Serrote, Cocal, Tamanduá, Espingarda e Três Barras (Tolbert, 1958 e 1966; Frayha, 1962 e 1970/71; e Maciel & Cruz, 1973).

c) Urânio associado a tufos vulcânicos

Durante o levantamento aerocintilométrico do maciço foi revelada uma sucessão de manchas anômalas na porção noroeste da intrusão, alinhadas ao longo de uma falha com direção N45-50W. A mineralização consiste de caldasito microcristalino, associado a urânio coloidal, disseminado em tufos vulcânicos e arenitos bastante alterados. Embora alguns furos tenham revelado teores da ordem de 0,28% U_3O_8, as ocorrências foram consideradas de restrito interesse, devido à presença de tório e zircônio em quantidades muito elevadas (Gerstner, 1974 e Ramos & Maciel, 1974).

Ainda nesse tipo poderia ser enquadrado o indício E do setor C-05, localizado na porção central do planalto, nas proximidades da fazenda Carlito Junqueira, onde o urânio ocorre associado a pirita e molibdênio, em uma rocha calcífera, bandada, parecendo corresponder a um tufo vulcânico (Maciel & Cruz, 1973 e Campos & Maciel, 1974).

d) Ocorrências uraníferas em arenitos

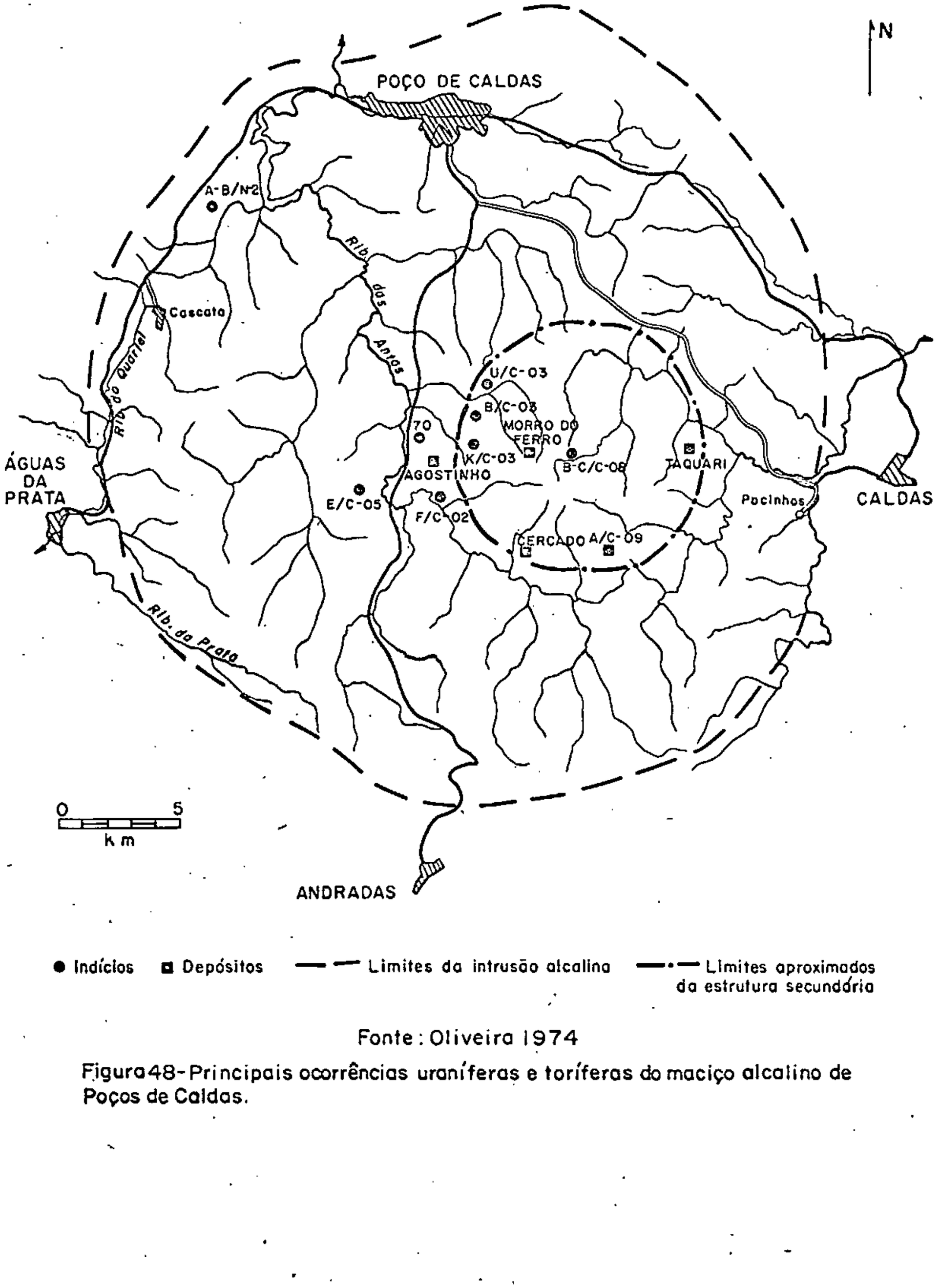
Nas bordas interna e externa do maciço de Poços de Caldas afloram restos de uma seqüência arenítica, mostrando fendas preenchidas por veios de material secundário, constituído por uma ocra argilosa amarela, mostrando teores de urânio muito variáveis. Segundo Frayha (1957 e 1962), esses veios são encontrados principalmente em Águas da Prata, no Areião do Osório e nas imediações da represa Bortolan. Suas dimensões são geralmente exíguas e o volume desse material é muito pequeno, o que, aliado ao seu baixo teor médio de urânio (por volta de 0,1% U_3O_8), torna essas ocorrências sem qualquer significado econômico.

2 - Localização das ocorrências

Os indícios e os depósitos urano-molibdeníferos, de urânio associado a tufos vulcânicos e as concentrações toríferas, estão representados na figura 48, às quais se somam as ocorrências de caldasito uranífero, registradas na figura 49 (vide item sobre zircônio).

A repartição dessas ocorrências no âmbito do maciço alcalino responde a uma série de fatores de ordem litológica e estrutural, que vão influenciar a natureza e a possança das zonas mineralizadas. O aspecto litológico tem melhor caracterização nos hidrotermalitos potássicos, em cujo domínio está inserida a maioria dos indícios e depósitos de minerais radioativos.

O controle é bem evidenciado pelo posicionamento das mineralizações urano-molibdeníferas (condicionadas a zonas brechadas), de veios e lentes de caldasito (ocupando falhas e fraturas), de veios radioativos nos arenitos (abertura de fendas) e, em parte, pelas anomalias nas áreas de tufos vulcânicos. Outro fator de natureza geotectônica seria a presença, no interior do maciço, de estruturas anelares semelhantes a chaminés vulcânicas secundárias, que controlariam a distribuição das mineralizações radioativas (Oliveira,



Fonte: Oliveira 1974

Figura 48 - Principais ocorrências uraníferas e toríferas do maciço alcalino de Poços de Caldas.

1974; Paradella & Almeida Fº, 1976; e Almeida, 1976). A mais importante dessas estruturas localiza-se na porção centro-leste do planalto (figura 48), correspondendo a uma região com relevo rejuvenescido e mostrando um padrão de drenagem centrífugo, onde ocorreu uma intensa atuação de fenômenos tectônicos (falhamentos, brechações) e hidrotermais, com profunda alteração das rochas originais. As principais mineralizações urano-molibdeníferas e diversas jazidas de caldasito situam-se junto às bordas dessa estrutura, nas proximidades dos contatos com os maciços de foiaíto (Oliveira, 1974).

3 - Gênese dos depósitos

Na formação dos depósitos uraníferos participaram ativamente tanto os processos hidrotermais como os de intemperismo, os efeitos desse sobrepondo-se aos daqueles, conduzindo a uma maior concentração de determinados elementos nas porções superiores de algumas ocorrências. Esse fato ficou bem caracterizado nos depósitos do campo do Agostinho e setor C-09, onde as maiores concentrações de U e Mo estão localizadas no intervalo 20-100 m (área de atuação do intemperismo), refletindo "um enriquecimento controlado pelas flutuações dos respectivos níveis hidrostáticos" (Oliveira, 1971, 1973 e 1974).

Credita-se a origem dos veios de caldasito e das mineralizações urano-molibdeníferas em faixas brechadas à atuação de soluções hidrotermais. Esse último tipo de ocorrência resultaria da impregnação de zonas tectonicamente esmagadas por fluidos hidrotermais, originando uma paragênese mineralógica à base de fluorita, pirita, zircão, minerais de urânio e de molibdênio e diversos outros minerais acessórios (rutilo, anatásio, pirocloro, monazita, xenotima e apatita) (Gorsky & Gorsky, 1974 e Fujimori, 1974).

10.2.3 - Zircônio

No âmbito da intrusão alcalina de Poços de Caldas

encontra-se uma jazida *sui generis* de zircônio, constituída por um minério típico, conhecido internacionalmente por caldasito, que é formado por uma mistura de zirconita ($ZrSiO_4$) e baddeleyita (ZrO_2). A proporção com que cada mineral participa da mistura é muito variável, embora seja raro encontrá-los completamente separados. Desse modo, os teores em óxido de zircônio do caldasito oscilam entre os extremos representados pelos minerais individualmente, sendo mais altos quanto maior for a proporção de baddeleyita no minério.

Esses depósitos são conhecidos desde o século passado e mereceram inúmeros estudos, tanto do ponto de vista mineralógico e petrológico (Sachsen-Coburg, 1889; Hussak, 1899; Hussak & Reitinger, 1903; Franco, 1945; Franco & Loewenstein, 1948; e Dirksen, 1964), como econômico (Barbosa, 1936; Teixeira, 1936 e 1943; Tolbert, 1958 e 1966; e Frayha, 1962), principalmente após a descoberta de urânio associado a esse minério, o que levou o Governo Federal a impor restrições à sua exportação, no final da década cinqüenta. As jazidas foram então abandonadas ou lavradas de maneira intermitente, de modo que os dados aqui fornecidos provêm dos trabalhos acima citados, complementados com informações obtidas junto à MINEGRAL, concessionária das principais jazidas, cuja atividade atual, nesse campo, limita-se a movimentar periodicamente algumas ocorrências, a fim de cumprir as exigências legais do Código de Mineração e assegurar o direito de lavra, à espera de modificações no mercado consumidor ou na legislação sobre o assunto.

1 - Tipos de jazimentos

Os jazimentos econômicos de caldasito são tanto de natureza primária (veios e lentes), como secundária (eluviões e aluviões), embora esse minério ocorra também disseminado na própria rocha alcalina, em pequenas massas irregulares com 1 cm a 4 cm de tamanho.

a) Jazimentos primários: Constituem-se de veios e lentes de caldasito encaixados em rochas alcalinas, ao longo de falhas e fraturas, a maioria estreitos e irregulares, com espessura variando de 1 cm até mais de 1 m. A irregularidade desses depósitos, aliado ao seu caráter descontínuo, quer lateral, quer vertical, torna sua mineração uma atividade incerta e às vezes antieconômica. Foram exploradas intensivamente apenas as jazidas de maior porte: Serrote, Brígidas, Dona Rita, Quirinos, Ponte Alta, Gigante, Tamanduá, Itororó, Moeirões e Espingarda. Pequenos veios e lentes ocorrem em quase todas as demais jazidas. Os teores de óxido de zircônio no caldasito dos veios e das lentes são muito variáveis, situando-se geralmente entre 50% e 75% ZrO_2, podendo atingir 85% ZrO_2, como ocorre no morro do Serrote.

As encaixantes dos filões estão quase sempre alteradas, devido à atuação de soluções hidrotermais e/ou intempéricas, embora já tenham sido assinalados veios de caldasito em contato direto com a rocha sã, quer em superfície (em fonolito do campo do Tamanduá: Tolbert, 1958 e 1966), como em subsuperfície (em tinguaíto na jazida do Serrote: Frayha, 1962).

b) Jazimentos secundários: As facilidades de lavra dos depósitos secundários (eluviões e aluviões) e a melhor qualidade do minério neles contido, fez com que as atividades mineradoras fossem concentradas nesses tipos de jazidas, levando-as praticamente à exaustão, especialmente as de natureza aluvial.

A forma de ocorrência de minério zirconífero mais comum de todo o planalto são os depósitos eluviais, responsáveis por grande parte da produção de caldasito obtida no passado e que se estendiam ao longo das encostas dos morros onde afloravam veios e lentes. Possuíam uma espessura média de 0,5 m, com 5% a 10% de cascalho caldasítico, em fragmen-

tos angulares, associado a limonita, bauxita e laterita manganesífera. O teor do minério nesse tipo de jazimento situava-se entre 65% e 80% ZrO_2, tendo sido intensamente explorado nas jazidas do Serrote, Taquari, Brígidas, Quirinos, Dona Irene, Rodrigues, Gigante e Espingarda.

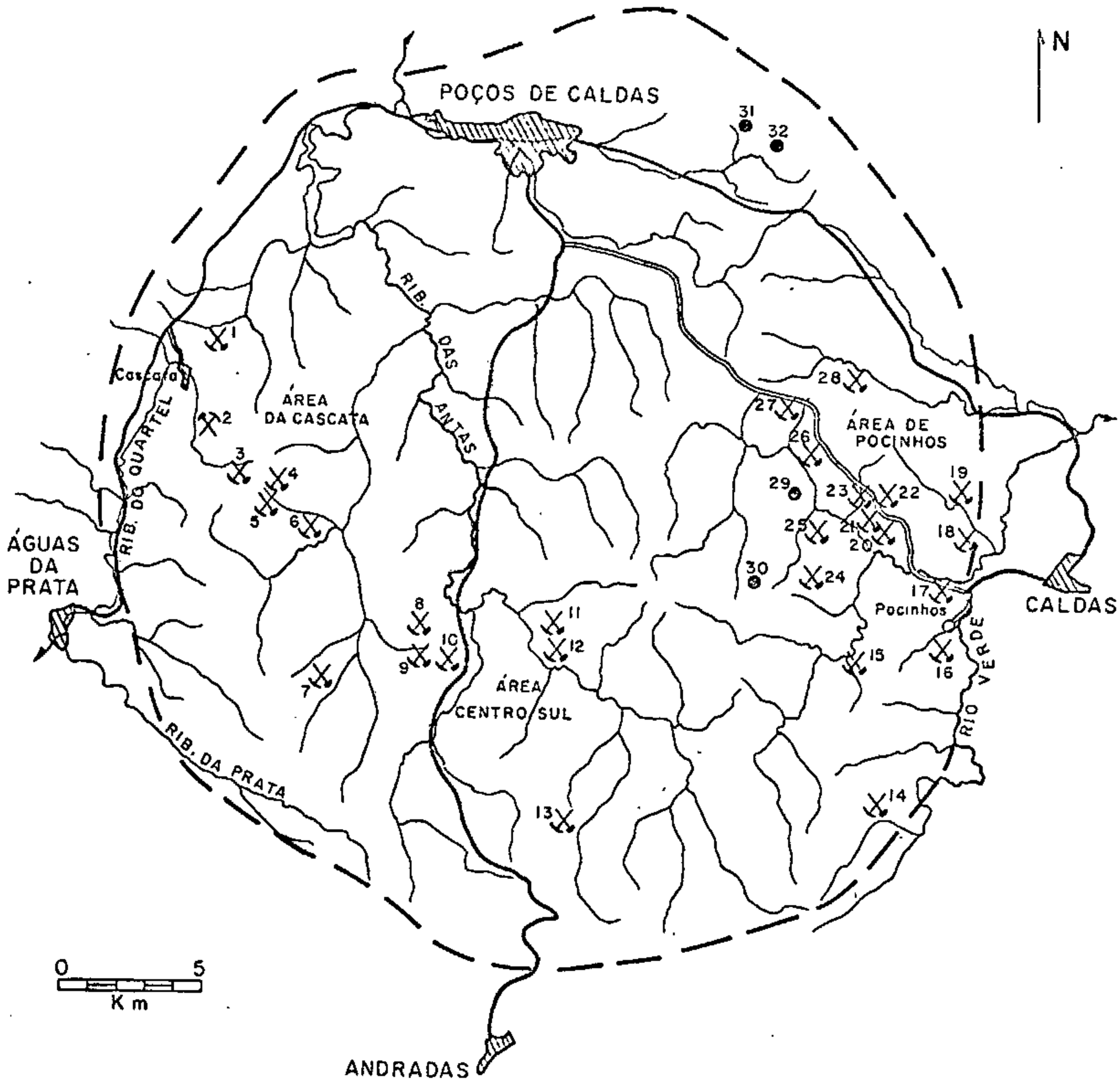
Já as aluviões ocorriam tanto nas margens dos cursos d'água atuais como pretéritos, neles predominando as "favas" de baddeleyita, apresentando aspecto botrioidal e cor negra, e seixos com tamanho médio de 2-3 cm. Constituía-se no melhor minério de zircônio do planalto, podendo atingir teores de até 95% ZrO_2. Ocorrências dessa natureza foram exploradas nas jazidas do Cocal, Serrote, Coqueiros, Espingarda e no vale do ribeirão Pouso Alegre. Um fato interessante é que a jazida do Cocal parece representar um paleodepósito colúvio-aluvial, situado no antigo vale de escoamento do córrego dos Metais, formado à época em que essa drenagem dirigia-se para o ribeirão das Antas, antes de ser capturado pelo ribeirão do Quartel.

2 - Localização das ocorrências

Os depósitos de caldasito encontram-se preferencialmente em três áreas do planalto de Poços de Caldas (Cascata, Pocinhos e Centro-Sul), conforme pode ser visto na figura 49, baseada em Tolbert (1958 e 1966) e Frayha (1962). A localização das jazidas é apenas aproximada, dada a precariedade das informações, dificultadas ainda pela duplicidade de nomes para uma mesma ocorrência ou denominações diferentes para depósitos adjacentes ou contínuos.

a) Área da Cascata: Situada na porção ocidental do planalto, engloba as jazidas do Serrote, Cocal, Rodrigues, Brígidas, Quirinos e Gigante, a maioria intensamente lavrada no passado, não só devido à quantidade e à qualidade do minério, como também pelas facilidades de transporte até a Estação Cascata, ponto de embarque ferroviário do minério,

CPRM



⚒ Jazida em exploração ⚒ Jazida paralisada ● Ocorrência — — Limites aproximados da intrusão alcalina

1- Cocal	9- Moeirões	17- Dona Elisa	25- Taquari
2- Serrote	10- Tamanduá	18- Rio Verde	26- Pouso Alegre
3- Rodrigues	11- Itororó	19- Cascalho	27- Leiteiro
4- Quirinos	12- Três Barras	20- Madama	28- Campinas
5- Brígidas	13- Lagoa Dourada	21- Dona Irene	29- Zotinho
6- Gigante	14- Espingarda	22- Ponte Alta	30- Buso
7- Cachoeirinha	15- Chapada	23- Dona Irene	31- Zanetti
8- Vilela	16- Coqueiros	24- Taquari Sul	32- Negrini

Fonte: Tolbert, 1958 e 1966 e Frayha, 1962

Figura 49 - Distribuição das jazidas de zircônio no maciço alcalino de Poços de Caldas.

dali conduzido até o porto de Santos e enviado ao exterior.

b) Área de Pocinhos: abrange extensa região na porção oriental do planalto, incluindo inúmeras ocorrências situadas no município de Caldas, das quais as mais importantes são as do Taquari, Pouso Alegre, Ponte Alta, Dona Rita, Coqueiros, Espingarda, Cascalho, Dona Irene, Madama, Dona Elisa e Chapada.

c) Área centro-sul: com diversos depósitos, poucos dos quais lavrados ativamente, nela inserindo-se as jazidas de Três Barras, Itororó, Moeirões, Tamanduá, Vilela, Cachoeirinha e Lagoa Dourada.

Fora dessas áreas, há ainda as ocorrências denominadas Zanetti e Negrini, situadas na serra do Selado, junto à borda norte do maciço.

3 - Gênese dos depósitos

A maioria dos autores que estudaram esse minério concorda com uma origem hidrotermal para os veios e as lentes de caldasito (Guimarães, 1933 e 1948; Barbosa, 1936; Teixeira, 1936 e 1943; Franco, 1945 e Franco & Loewenstein, 1948), com a destruição dos minerais primários zirconíferos (eudialita-eucolita, rosenbuschita, giannetita, lavenita, catapleíta, zircão e possivelmente acmita) por soluções hidrotermais, com liberação do zircônio neles contido, posteriormente redepositado ao longo de falhas e fraturas. Esses veios sofreram, em seguida, desagregação por intemperismo, formando os elúvios, cujos fragmentos, concentrados por correntes, resultaram nos depósitos aluviais.

O aspecto mamelonar-botrioidal das "favas" de baddeleyita levou alguns autores a pensar numa formação superficial para esse minério a partir da zirconita (Hussak, 1889 e Hussak & Reitinger, 1903). De modo oposto, Frayha (1962), baseado em sondagens efetuadas na jazida do Serrote, que re

velaram a presença de filões de caldasito encaixados diretamente em tinguaíto inalterado, postula que nem todos os veios de caldasito são secundários, podendo alguns ter origem por segregação magmática.

4 - Produção e reservas

A exploração de caldasito iniciou-se por volta de 1905-1908 e foi bastante incrementada durante os dois conflitos mundiais. A descoberta de urânio associado ao caldasito levou o Governo Federal, em 1957, a suspender as exportações, passando então a adquirir toda a produção, a fim de manter as jazidas em atividade. Essa tarefa foi interrompida em 1961, quando já haviam sido compradas 25.000 t de minério pela CNEN. Frões Abreu (1973) estima em 130.000 t a produção total de caldasito até o ano de 1960, a maior parte da qual foi exportada.

A partir dessa época, devido à falta de mercado interno para o minério e às restrições impostas à sua exportação, as jazidas foram paralisadas, reduzindo-se as atividades mineradoras a intermitentes garimpagens nos principais depósitos, no período de 1961 a 1976.

Segundo Frayha (1962), a avaliação das reservas de caldasito é tarefa de difícil execução e de alto custo operacional. Os formatos irregulares dos veios e os cortes, aterros e entulhos, que cobrem grande parte dos depósitos secundários, tornam impossível uma cubagem matemática das diversas jazidas. Aquele autor apresenta uma estimativa mínima de 100.000 t de caldasito, com teores entre 65-70% ZrO_2 e 0,3% U_3O_8, e um máximo de 200.000 t para a reserva global de todo o planalto.

5 - Situação atual das jazidas

Na atualidade, apenas a jazida do morro do Serrote está em exploração, embora a concessionária dos depósitos

esporadicamente lavre outras jazidas. Neste local o minério é extraído de um veio com espessura variável (média de 30 cm) e extensão de várias dezenas de metros, através da abertura de trincheiras ao longo do filão. A encaixante do veio, reconhecível em algumas partes do depósito, é um tinguaíto cinza-azulado com cristais centimétricos de pseudo-leucita, profundamente alterado a uma massa argilosa de cores variegadas, o que facilita esse método de lavra, atingindo as trincheiras profundidades de até 15 m, obrigando o estabelecimento de bancadas laterais. Parte do capeamento é retirada mecanicamente com o auxílio de escavadeiras.

O minério é extraído manualmente com o auxílio de pás e picaretas e conduzido a um lavrador. O caldasito, devido à sua alta densidade (4 a 5,5), é facilmente separado do material argiloso. Dali o minério é transportado em caminhões até a usina da concessionária, em Poços de Caldas (distante $\pm$ 20 km), onde é moído e embalado.

O principal mercado consumidor são as indústrias cerâmicas, que o utilizam como opacificante de produtos sanitários. Em pequena escala é também usado como refratário de fornos de fundição.

10.2.4 - Manganês

As ocorrências de manganês conhecidas pertencem a dois grupos genéticos distintos: alteração de gonditos e processos de laterização, com enriquecimento supergênico deste elemento.

1 - Ocorrências de gonditos

manganês

Já eram conhecidas da bibliografia várias ocorrências de ~~gonditos~~ na região de Socorro (SP) - Pouso Alegre (MG), geneticamente ligadas à alteração de gonditos (folhas Campinas e Guaratinguetá).

Segundo Pires et alii (1970), a distribuição dos

corpos dá-se ao longo de três faixas orientadas segundo NE-SW, e cujos extremos seriam aproximadamente as localidades de Socorro (SP) e Careaçu (MG). A primeira faixa abrange os gonditos de Socorro, Bueno Brandão, Pouso Alegre e Careaçu (folhas Campinas e Guaratinguetá), sendo a primeira e a última destas ocorrências (aparentemente mais importantes) as melhormente descritas na bibliografia. A segunda faixa engloba as ocorrências de Bogari, Congonhal e Espírito Santo do Dourado (Folha Guaratinguetá), enquanto que Jacutinga e São João da Mata (folhas Campinas, Guaratinguetá e Varginha) fariam parte de uma terceira. Admite-se ainda a possibilidade de uma quarta faixa, passando nas proximidades de Natércia e Heliodora (Folha Guaratinguetá).

Os gonditos da região de Bueno Brandão-Pouso Alegre ocorrem em lentes ou camadas, encaixadas em rochas de composição básica (anfibólio-gnaisses, granada-anfibolitos e granodioritos gnáissicos) e calcossilicática e quartzitos do Complexo Itapira. As análises petrográficas revelaram que estes gonditos são compostos essencialmente por granada (espessartita) e quartzo, ocorrendo em menor quantidade tremolita, opacos, biotita, carbonato, apatita e zircão. Algumas vezes estão afetados por processos cataclásticos, visíveis tanto em amostra de mão como em seção delgada.

De acordo com Pires et alii (op. cit.), nas imediações de Careaçu, 2 km a leste da cidade, ocorre uma faixa de gonditos dentro da seqUência de quartzitos, muscovita-xistos e anfibolitos. As camadas são sub-verticais e têm direção N50E. Os gonditos estão separados dos gnaisses por uma estreita zona de falha, com filonitos bem desenvolvidos. São constituídos essencialmente de granada (espessartita) e quartzo, com pequena quantidade de muscovita, rodonita, piroxênio, anfibólio e mica manganesífera. Pelo aumento gradual de quartzo passam a quartzitos, enquanto outros gonditos são constituídos exclusivamente de granada. A oxidação da espessartita provoca a precipitação de óxidos de ferro e man-

ganês. Goethita e/ou hematita precipitam-se em estruturas esqueletiformes no interior da granada, enquanto que os óxidos de manganês (principalmente pirolusita e *wad*) depositam-se nas bordas dos grãos, nos interstícios ou ainda preenchendo fraturas. Localmente encontram-se zonas mais oxidadas, com remoção parcial de sílica, que se precipita nas fraturas. Quatro amostras de concentrações manganesíferas da fazenda Pedra Preta, analisadas pelo LPM, apresentaram os seguintes resultados (em porcentagens de peso):

TABELA IX: RESULTADOS DE ANÁLISES DE GONDITOS (SEGUNDO LPM).

Elementos ou composto (%) / Amostra	RI	Mn	Fe	S	P
I	13,0	33,7	5,6	0,10	0,46
II	4,0	47,9	6,5	0,08	0,23
III	26,1	32,3	5,7	0,09	0,12
IV	6,1	35,5	3,0	0,30	0,05

Os gonditos da região de Amparo (horizonte Socorro-Tuiuti), descritos por Felicíssimo Jr. (1939), Wernick (1967) e Wernick et alii (1973), consistem em uma estreita faixa orientada segundo NNE-SSW, que, iniciando-se em Lavras de Baixo (a norte de Soçorro), estende-se até o bairro dos Lima, na estrada para Tuiuti. São rochas de grã fina, maciças, com textura granoblástica, compostas essencialmente por quartzo e granada (espessartita), em proporções variáveis, com passagens a quartzitos puros ou a rochas 'formadas quase totalmente por granadas. Apresentam-se, em geral, alteradas a um material quartzoso, pulverulento, rico em óxido de manganês de baixo teor. Durante a segunda guerra mundial houve uma curta exploração da ocorrência de Lavras de Baixo, logo abandonada devido ao seu baixo teor (no máximo 18%), embora as reservas atinjam 700.000 t de minério.

Ainda na Quadrícula Bragança Paulista, Wernick (op. cit.) descreve outras ocorrências de manganês, salientando-se a da fazenda São Rafael, em Arcadas, constituída de um dique de quartzo com óxido de manganês intercrescido, e a da estrada Duas Pontes-Santo Antônio da Posse, ligada à alteração de granada-anfibolitos (Folha Campinas).

Knecht (1935) cita a ocorrência de manganês associado a queluzito, nos municípios de Campinas e Mogi-Mirim, sem maior importância econômica.

2 - Lateritas manganesíferas

Na porção centro-sul do planalto de Poços de Caldas ocorrem extensas coberturas de manganês residual, com reservas estimadas em aproximadamente dois milhões de toneladas, metade das quais situadas no campo do Cerrado, estando as restantes espalhadas pelos campos do Tamanduá, Rabicho e diversos outros (Barbosa, 1936; Teixeira, 1936; Frayha, 1962 e 1969). Somente a ocorrência do campo do Cercado mereceu maiores estudos, devido à enorme anomalia radiométrica que se lhe associa (causada por uma impregnação de tório e terras raras), e aos altos teores de molibdênio detectados em alguns pontos da canga ferromanganesífera, mas cujas pesquisas posteriores mostraram ser pouco significativas.

Na região do campo do Cercado a camada laterítica manganesífera apresenta uma espessura entre 0,5 m e 1 m, cobrindo uma área superior a 2 km^2, sendo cortada por numerosos veios de psilomelano. Esse material está sendo atualmente minerado em pequena escala pela MINEGRAL, detentora de dois decretos de lavra na área: Cercado I e Cercado II.

Dado o baixo teor do minério (35% a 40% MnO_2) e ao restrito mercado consumidor, a lavra é manual e seletiva (praticamente um garimpo), incluindo cata, lavagem e posterior britagem na usina da companhia, situada em Poços de Caldas. Toda a produção foi utilizada como pigmento corante (cor negra) na fabricação de azulejos, por diversas indústrias de

cerâmica vermelha, localizadas no estado de São Paulo.

As ocorrências das outras localidades do planalto são muito semelhantes às do campo do Cercado.

A ocorrência de manganês da fazenda Cachoeirinha, município de Conceição da Aparecida, também é relacionada a enriquecimento supergênico, apresentando-se em corpo mais ou menos maciço e/ou enormes matacões de laterita, não sendo possível identificar a encaixante, localmente. A ocorrência é associada, regionalmente, a biotita-gnaisses, micaxistos granatíferos e quartzitos do Complexo Campos Gerais.

Três análises deste material acusaram os seguintes valores:

TABELA X: RESULTADOS DE ANÁLISES DE MINÉRIO DE MANGANÊS

Elemento ou composto (%) / Amostra	Mn	H_2O	SiO_2	Fe	P	S
LK-R-92A	24,2	1,5	40,6	2,7	0,01	0,05
LK-R-92B	35,5	2,6	7,9	4,4	0,01	0,01
LK-R-92C	10,0	2,3	50,1	2,5	0,01	0,02

10.2.5 - Molibdênio

A única ocorrência de molibdênio situa-se no maciço alcalino de Poços de Caldas, inicialmente assinalada nos testemunhos de sondagens efetuadas pelo DNPM no morro do Taquari, por volta de 1960, manifestando-se sob a forma de infiltrações e veios de minério untuoso, intercalados na rocha brechada e mineralizada hidrotermalmente (Castro & Souza, 1962; Frayha, 1969 e 1970/71). Com a criação do Projeto Molibdênio pelo DNPM, efetuou-se um levantamento da distribuição em área dessa ocorrência, evidenciando-se, então, a existência de uma extensa mineralização molibdênica na porção centro-sul do planalto, não reconhecida anteriormente.

Devido à consistência branda e fácil lixiviação desse minério, só é possível a sua identificação após atravessar-se a camada de solo e cerca de 10 m da rocha subjacente.

Os pormenorizados estudos realizados pela Comissão Nacional de Energia Nuclear, nos anos seguintes, visando a localização de jazidas urano-molibdeníferas, permitiu um melhor conhecimento da natureza e da extensão dessas mineralizações, mostrando que seu potencial econômico é bastante expressivo, podendo esse elemento vir a ser aproveitado como subproduto no beneficiamento do urânio.

No âmbito da intrusão alcalina o molibdênio apresenta-se tanto associado ao urânio em zonas brechadas e mineralizadas por soluções hidrotermais, como disseminado nas lateritas manganesíferas das regiões dos campos do Cercado e Tamanduá, resultantes, possivelmente, da lixiviação de ocorrências do tipo anterior, com concentração superficial nessas cangas. Embora nesse material já tenham sido assinalados teores de até 0,984% MoO_3, os teores médios são muito inferiores, o que, aliado à extrema irregularidade na sua distribuição, torna essas ocorrências sem maior significado econômico.

No caso das mineralizações urano-molibdeníferas, o minério de molibdênio ocorre como *network* de veios, filmes, acumulações e impregnações irregulares em tinguaítos brechados e alterados hidrotermalmente, formando uma associação mineralógica à base de fluorita, pirita, zircão, minerais de urânio e de molibdênio. Dentre estes últimos, predomina a jordsita (MoS_2 amorfo), resultante da alteração da molibdenita (MoS_2 hexagonal), tanto no estágio hidrotermal de baixa temperatura como de intemperismo, e a ilsemannita ($MoO_3.nH_2O$), constituindo a alteração supergênica da jordsita (Gorsky & Gorsky, 1974). Na zona de oxidação foram ainda identificados ferrimolybdita (Castro & Souza, 1962), molybdita e powellita (Fujimori, 1974). Esse último autor verificou que o molibdênio pode estar presente no zircão, em

teores entre 0,5% e 2%.

As principais ocorrências dessa natureza são as do campo do Agostinho, do setor C-09 e do morro do Taquari, onde os teores mais elevados de molibdênio são assinalados na zona de participação do intemperismo, próximo aos respectivos níveis hidrostáticos (Oliveira, 1974). As reservas acumuladas do campo do Agostinho e do indício A-C/09, estimadas com base nos trabalhos realizados até 1973, estão representadas na tabela abaixo:

TABELA XI: RESERVAS ACUMULADAS (CAMPO DO AGOSTINHO + INDÍCIO A DO SETOR C-09) DE MOLIBDÊNIO (SEGUNDO OLIVEIRA, 1974).

Categorias de reservas	Reservas acumuladas de MoO_3 (t)	Teores médios de MoO_3 (%)
Razoavelmente asseguradas	5.046,4	0,428
Adicionais estimadas	925,8	0,300
Potenciais ou recursos	3.000,0	0,100

10.2.6 - Ouro

Durante o século passado e nas primeiras décadas deste, algumas áreas foram objeto de intensa garimpagem de ouro, exemplificadas pelas ocorrências auríferas da região de São Gonçalo do Sapucaí-Campanha, as únicas que comportaram trabalhos de mineração em sub-superfície. Já eram do conhecimento de Spix & Martius (1823, in: Oppenheim, 1935), juntamente com as faisqueiras dos arredores de Silvianópolis, Santa Rita do Sapucaí e Natércia. Mais recentemente, foram estudadas por Oppenheim (1934 e 1935), de quem compila-

mos os dados expostos a seguir.

As ocorrências desta faixa aurífera estão situadas ao longo de um amplo vale, com orientação aproximada nordeste, que se estende por cerca de 30 km desde o rio Sapucaí até o rio Palmela (Folha Varginha), grosseiramente balizada pelas serras do Quiabeiro (a sudeste), São Gonçalo (a noroeste) e Santa Luzia (a norte). Têm seu curso encaixado neste vale os ribeirões do Feijão e do Sodré (respectivamente afluentes da margem direita do rio Sapucaí e da margem esquerda do rio Palmela), em cujo divisor de águas localiza-se a cidade de São Gonçalo do Sapucaí.

A maioria das ocorrências da região de São Gonçalo do Sapucaí está associada a rochas gnáissicas do Complexo Amparo, normalmente alteradas e de granulação média, nas quais os efeitos de granitização se estabeleceram através de níveis quartzo-feldspáticos distribuídos de modo irregular. Além disso, observamos alguns níveis micaxistosos, em certos pontos dobrados, subordinados aos gnaisses. Já a sudoeste da cidade temos gnaisses de granulação média com trechos em transposição e pequenas bolsas de quartzo, além de raras dobras ptigmáticas. Segundo Oppenheim (1935), esta rocha é atravessada por inúmeros filões e veios de quartzo, em disposição de *stockwork*. O material quartzoso pode atingir alguns metros de comprimento e milímetros de espessura.

Reflexos de uma tectônica disruptiva são evidenciados principalmente por falhas, atribuindo-se a esta tectônica o condicionamento de alguns veios descontínuos de quartzo, ligados à mineralização aurífera da região. Oppenheim (op. cit.) afirma que "o quartzo é branco, compacto, freqüentemente muito piritoso e, em algumas ocorrências, aurífero". Além disso, na mina do Baú, "finas camadas de garnierita semi-coloidal, resultante da decomposição metassomática da pyrrhotita" aparecem "nas fendas e zonas de clivagem do gnaisse".

As proximidades da antiga cata Ouro Fala (Folha

Varginha) a rocha é alterada, bandada, em parte micácea e de característica paragnáissica, podendo encerrar níveis "quartzíticos". É, portanto, semelhante a tipos do Complexo Lambari, em sua fácies não granatífera.

São assinalados ainda termos granatíferos xisto-gnaissóides associados.

As ocorrências das proximidades da Campanha (Folha Varginha) estão associadas a rochas colocadas no Complexo Lambari, normalmente bastante intemperizadas. Quando sãs, são reconhecidas como anfibólio-biotita-gnaisses de grã fina à média, com intercalações de corpos anfibolíticos.

Na antiga cata de Jacarandá (Folha Varginha) ocorre um anfibólio-biotita-gnaisse homogêneo, de granulação fina à média, com estreitas lentes e filonetes de quartzo concordantes à foliação, além de veios pegmatóides à turmalina, de espessura em torno de 7 cm, discordantes.

Nas encostas das elevações e no interior dos vales ocorrem extensas coberturas elúvio - aluviais, muitas vezes associadas a crostas lateríticas. Todos estes materiais contêm ouro, em quantidades muito variáveis.

O ouro está possivelmente associado a sulfetos, sendo exploradas, no entanto, apenas as ocorrências de ouro livre. Nos veios de quartzo e nas rochas inalteradas o ouro é grosseiro e visível a olho nu. Nas áreas de maior laterização ou nas aluviões ele é fino.

1 - Tipos de depósitos

Nessa região ocorrem tanto depósitos primários, resultantes da deposição de ouro e sulfetos por soluções hidrotermais-pneumatolíticas, quanto secundários, provenientes de desagregação, transporte e concentração do ouro contido nos jazimentos primários.

São os seguintes os tipos de depósitos primários de ouro:

a) Ouro em veios de quartzo, estéreis em sua grande maioria, mas que, esporadicamente, podem ser auríferos ou pirito-auríferos. São descontínuos, lenticulares, orientados segundo N-S, seguindo geralmente a xistosidade da rocha encaixante. A espessura dos veios varia de poucos milímetros até 0,5 m, parecendo predominar os filões finos em profundidade, formando pacotes paralelizados e extremamente contorcidos. Os veios mais largos, de quartzo maciço, com freqüência piritosos, mostram-se menos contorcidos e são possivelmente mais jovens. Há ocorrências desse tipo nas zonas de Ouro-Fala e Baú e na mina Didier;

b) Ouro associado à pirita, em camadas-filões, como ocorre na mina do Andaime (gnaisses quartzíticos) e em Jacaré, proximidades de Ouro-Fala (quartzitos);

c) Ouro em pegmatitos, concentrados nas salbandas de biotita, aflorando na ocorrência Baú;

d) Ouro disseminado no gnaisse, ocorrendo esporadicamente ou em pequenas zonas de concentração local. Apresenta granulação muito fina e pode estar ou não associado a sulfetos. De modo geral, os teores em ouro são baixos.

Relacionamos abaixo os tipos de depósitos secundários de ouro:

a) Ouro em elúvios resultantes da desagregação do gnaisse alterado ou dos filões de quartzo aurífero, transportados por ação das águas meteóricas e da gravidade, a níveis inferiores ao de sua posição original. Podem tanto estar disseminados no material laterítico, ou concentrados, formando "bolsas" e "linhas" com elevados teores em ouro livre, exemplificados pelos depósitos de Ouro-Fala, Baú e Mina Escura;

b) Ouro em aluviões antigas, formadas por uma camada de argila esbranquiçada, com cascalho de quartzo sub-angular e pouco rolado, sendo o ouro encontrado tanto na massa argilosa, como nos fragmentos de quartzo nela inclusos. Este

tipo de depósito é bem característico na jazida Chacrinha;

c) Ouro em aluviões recentes, na confluência do ribeirão do Feijão com o rio Sapucaí, e nas aluviões deste mesmo rio. São bastante arenosos, homogêneos e pouco espessos.

2 - Descrição das ocorrências

Toda a área entre o rio Sapucaí e a cidade de Campanha apresenta vestígios de intensas explorações auríferas, realizadas em superfície (Baú, Chacrinha, Ouro-Fala e Xicão) ou por galerias à pequena profundidade (Andaime, Didier e Escura). As áreas de maior interesse para exploração parecem ser o baixo vale do ribeirão do Feijão, as zonas de Ouro-Fala, Jacaré e Xicão e a camada-filão da mina do Andaime.

No momento estão sendo reavalidadas as ocorrências da zona de Ouro-Fala.

a) Mina do Andaime: Dista aproximadamente 15 km de São Gonçalo do Sapucaí, a nordeste desta cidade, apresentando uma única galeria, com cerca de 100 m de extensão, a uma profundidade de 20 m. A zona mineralizada é representada por uma camada de gnaisse quartzítico com 1,25 m de espessura e orientação geral N80W (N-S); 25-30SW. A parte superior desta camada, numa faixa de 0,5 m de espessura, apresenta teor médio em ouro de 5 g/t (localmente 7 g/t), diminuindo para 2 g/t na porção inferior até o muro da camada. Ocorrem diversos diques de quartzo, sendo, aparentemente, pouco auríferos ou mesmo estéreis.

As reservas foram estimadas em 90.000 t de rocha mineralizada, com o total de 450 kg de ouro.

b) Mina Didier: Situada nos limites urbanos da cidade (porção nordeste), foi explorada por diversas escavações que atingiram até 13,5 m. A mineralização consiste num veio de quartzo muito aurífero, encontrado 11 m abaixo da superfície, encaixado em gnaisse alterado. Sua orientação é

N-S;30W e apresenta caráter lentiforme, com espessura da parte mineralizada entre 20-40 cm, demonstrando teores em ouro livre esporadicamente muito elevados. O ouro se encontra em incrustações no quartzo, em grãos de até 2 mm e, ocasionalmente, em pepitas maiores. No entanto, a maior parte do ouro é invisível e excessivamente fina.

Análises de filão mineralizado indicaram teores em ouro da ordem de 30 a 50 g/t e, esporadicamente, 60 a 100 g/t. A produção do ano de 1934 foi de 8 kg de ouro muito puro. As reservas, entretanto, são muito limitadas, dado o caráter lenticular do veio e a irregularidade da mineralização.

c) Mina Escura: Localiza-se a uns 2 km a nordeste de São Gonçalo do Sapucaí, tendo sido abertos mais de 100 m de galerias, a uma profundidade de 5 a 7 m. O ouro ocorre concentrado em "linhas", acompanhando finas camadas de biotita, apresentando nalguns locais teores superiores a 5 g/m^3, resultante, muito provavelmente, da concentração do metal disseminado no gnaisse ou desagregado dos veios mineralizados.

d) "Mina" do Baú: Dista cerca de 3 km a oeste da cidade, apresentando diversos tipos distintos de jazimentos de minério de ouro. Ocorrem quatro veios de quartzo mineralizados, orientados segundo N-S e com pequeno mergulho para oeste, encaixados no gnaisse fresco, aparecendo ouro livre incrustado no quartzo, ou associado a pirita, arsenopirita e pirrotita, na periferia dos filões. As espessuras dos corpos mineralizados são da ordem de 0,10 m a 0,30 m, mostrando na bateia teores de ouro entre 15-30 g/t. Há também um pequeno filão aurífero encaixado na laterita e ouro concentrado nas salbandas da biotita de um dique pegmatítico, com poucos centímetros de espessura, encaixado no gnaisse inalterado.

A ocorrência mais importante desta jazida, todavia, parece ser uma concentração de ouro "em linha" na la-

terita e composta por uma argila ferruginosa, com cerca de 25 cm de espessura e bastante contínua, que apresenta teores superiores a 5 g/m^3.

e) "Mina" Chacrinha: Localizada no vale do ribeirão do Feijão (antigo ribeirão das Cobras ou Rasgão), constitui-se em depósito com características semi-aluviais. O perfil desta jazida mostra uma camada de material areno-argiloso (2 m), sobreposta a um conglomerado de fragmentos rolados de quartzo, cimentados por argila caulínica. A uma distância de 30 cm a 50 cm da base da camada de laterita intercala-se uma canga ferruginosa (chapéu de ferro), com 1 cm a 2 cm de espessura, composta de um conglomerado de grãos consolidados de quartzo por um cimento ferruginoso, mostrando-se, tanto esta canga quanto o material imediatamente abaixo dela, bastante mineralizados.

A camada de conglomerado inferior tem espessura ao redor de 2 m e um teor em ouro da ordem de 1 a 2 g/m^3. No entanto, é muito plástica, o que dificulta a sua extração e o seu beneficiamento. Representa, caracteristicamente, uma antiga aluvião, que se estende por todo o baixo vale do ribeirão do Feijão, até o rio Sapucaí, numa área de 5 km^2.

Esta ocorrência parece ser a mais interessante para uma exploração organizada, na zona de São Gonçalo do Sapucaí.

f) Zona de Ouro-Fala: É representada pelo vale do córrego Ouro-Fala, afluente da margem direita do rio Sapucaí, e foi explorada pela Companhia de Ouro-Fala, durante os anos de 1890 a 1893, e intensamente garimpada em outras épocas. As zonas de enriquecimento em ouro são do tipo detrítico (na laterita) e nos gnaisses semi-decompostos. A laterita tem as mesmas características do material detrítico do vale do ribeirão do Feijão, sendo constituída por uma camada de material preto, friável, com cerca de 2 m de espessu-

ra, sobreposta a uma camada de argila esbranquiçada, debaixo da qual existem "linhas" mineralizadas. Ocorre também um veio de quartzo mineralizado, orientado segundo N-S;subvertical, com espessura ao redor de 5 cm e teores em ouro de 20 a 30 g/t. Faz parte de um conjunto de veios estéreis, encaixados num gnaisse sericítico decomposto, muito contorcido e dobrado.

Aparentemente, a grande dificuldade que apresenta a exploração é a falta d'água, em volume suficiente para trabalhos de maior escala.

g) "Mina" de Xicão: É reconhecida por este nome a antiga mina *"The Conquista Xicão Gold Mines Ltd."*, explorada até 1918. Localiza-se a nordeste de São Gonçalo do Sapucaí, da qual dista cerca de 10 km. Consiste numa grande "bacia" (200 m x 300 m), escavada artificialmente na laterita, 10 m a 15 m abaixo do nível da planície circundante. A mineralização é constituída por filões auríferos com espessuras entre 7 cm e 20 cm, às vezes piritosos, encaixados na laterita. O teor do material laterítico parece ser da ordem de 1 g/t de ouro.

h) Outras ocorrências: Ao longo do vale do ribeirão do Feijão existem várias localidades mineralizadas, como as fazendas Conguê e São Izidro.

Numerosas catas antigas aparecem cercando a cidade de São Gonçalo do Sapucaí, como as catas Funda, Jo Kongo, Samambaia e outras.

O local conhecido como Jacaré, nas vizinhanças de Ouro-Fala, exibe afloramentos de quartzitos, com pequenas camadas-filões auríferos, de mineralização aparentemente elevada.

Na cata da Prainha, localizada num alto barranco de um dos afluentes do córrego Santa Luzia, é conhecido um filão mineralizado, com um metro de diâmetro, aproximadamente.

10.2.7 - Tório e terras raras

O levantamento aerocintilométrico do planalto de Poços de Caldas, efetuado pela LASA para o DNPM, revelou a existência de forte radioatividade na região do morro do Ferro, cujo reconhecimento no terreno levou, em 1953, à descoberta de uma das mais compactas jazidas de tório e terras raras de todo o mundo. A partir dessa época foram realizados diversos estudos sobre a natureza e a extensão da mineralização, sendo os resultados divulgados por Frayha (1954 e 1962) e Wedow (1961 e 1967), dos quais retiramos os dados aqui sintetizados.

A zona mineralizada estende-se de uma vertente à outra do morro do Ferro, numa distância de cerca de 500 metros, com largura máxima de 130 metros e alcançando profundidade de até 100 metros na porção mais rica da jazida. O arcabouço do depósito é representado por um *stockwork* de magnetita, cuja espinha dorsal é um dique com cerca de 10 metros de espessura e mais de 300 metros de extensão, orientado segundo N50-60W;50-85NE. Existem diversos outros veios paralelos ao principal ou intercruzando-se em todas as direções (com tendência geral em torno de N10-30E), apresentando espessuras muito variáveis, desde milímetros até mais de um metro.

A rocha encaixante dos veios, provavelmente um sienito, encontra-se na totalidade alterada, devido ao efeito combinado de ações hidrotermais e de intemperismo, originando um material argiloso, constituído na maior parte por caulinita, mica e gibbsita (Moniz, 1969). Esse "saprólito" representa o minério da jazida, com tório e terras raras ocorrendo finamente disseminado nas argilas, possivelmente sob a forma de impregnação coloidal.

Os diques de magnetita controlaram o enriquecimento em tório e terras raras, sendo os teores mais elevados nas adjacências dos principais veios. A alteração intempérica da magnetita à limonita impregnou a massa argilosa, funcionan-

do como enérgico retentor daqueles elementos. Tanto a magnetita inalterada, quanto a argila isenta de impregnação ferruginosa, não são radioativas, mostrando baixo teor em ThO_2, o qual aumenta à medida que soluções limonitizadas se fazem presentes.

Na formação da jazida do morro do Ferro tiveram participação efetiva tanto os processos hidrotermais como os de intemperismo. Os primeiros seriam responsáveis pela transformação da rocha encaixante em um hidrotermalito potássico, com a conseqüente destruição de seus minerais primários; pelo enriquecimento em tório, terras raras e pequena porção de urânio; e pela formação dos diques de magnetita. Posteriormente, a ação do intemperismo completou a alteração da rocha original e propiciou a formação de limonita a partir da magnetita dos veios, que, impregnando o material argiloso, possibilitou a retenção e a concentração daqueles elementos.

Assim, a jazida teria resultado de um enriquecimento laterítico superficial, sobreposto a fenômenos de hidrotermalismo, justificando o fato de que os maiores teores são encontrados nas porções superiores do depósito, diminuindo abaixo do nível do lençol freático (Frayha, 1954 e 1962; Wedow, 1961 e 1967).

Provavelmente o principal mineral primário radioativo seria a alanita, cuja alteração teria originado a bastnaesita, a cerianita e a thorogummita (Oliveira, 1956; Frondel & Marvin, 1959; Wedow, 1961 a 1967).

As minuciosas pesquisas realizadas pelo DNPM indicaram a existência de uma reserva da ordem de seis milhões de toneladas de minério, das quais cinco milhões com teor médio de 0,5% ThO_2 e um milhão com 1% ThO_2. Os teores de terras raras são variáveis (atingindo até 22% RE_2O_3 em algumas amostras), mas, de um modo geral, acompanham os teores de tório, sendo superiores a 10% RE_2O_3 no minério com 1% ThO_2, com uma média grosseira de 5% RE_2O_3 em todo o depósito, pre

dominando amplamente as terras céricas (Ce, La, Nd, Pr).Assim, numa pequena área do morro do Ferro, ocorre uma jazida com cerca de 35.000 t ThO_2 e 300.000 t RE_2O_3, constituindo-se numa das maiores concentrações naturais desses elementos em todo o globo.

Apesar das significativas reservas, do alto teor do minério e das facilidades para sua lavra (o depósito permite desmonte integral), a jazida permanece ainda inexplorada após mais de duas décadas de sua descoberta, devido à falta de uma tecnologia apropriada que possibilite o aproveitamento econômico do minério, extremamente dificultadope la natureza *sui generis* da mineralização. Segundo Maciel & Cruz (1973), no caso de um eventual aproveitamento do depósito, as terras raras seriam o principal objetivo, extraindo-se o tório como subproduto.

10.2.8 - Cromo

As únicas ocorrências de cromo são encontradasna região de Nova Resende, tendo sido mineradas provisoriamente desde 1962, com a extração, no máximo, de umas 50 toneladas de minério (Santos et alii, 1976).

A mineralização apresenta um condicionamento lito-estrutural, associando-se aos corpos básico-ultrabásicos do Complexo Campos Gerais. Este aspecto favorável motivou a CPRM (Superintendência Regional de Belo Horizonte), a pedir a área para pesquisa.

Esta área pesquisada localiza-se às proximidades da fazenda Catalão, municípios de Nova Resende e Conceição da Aparecida, cobrindo 2.000 ha. Neste trabalho foram executados estudos geológicos e geofísicos, sendo canceladas as sondagens, devido aos resultados desfavoráveis encontrados. Entretanto, foram abertos 41 poços de 1 m x 1 m, de profundidades variáveis, oito trincheiras e um cachimbo, que permitiram concluir que os corpos ultrabásicos são isolados, de

proporções pequenas e rasos. As mineralizações de cromita não permitem o seu aproveitamento econômico, por suas limitadas dimensões. Os resultados das análises químicas deste minério constam nas tabelas XII, XIII, XIV e XV.

10.2.3 - Ferro

São conhecidas apenas pequenas ocorrências de minério de ferro, de reduzido significado econômico.

No morro do Ferro, em Poços de Caldas, ocorre um *stockwork* de magnetita, encaixado em rochas alcalinas profundamente alteradas, cujo eixo principal é um possante dique deste mineral, com cerca de 300 m de extensão e 10 m de largura e reservas estimadas em 60.000 - 80.000 t. Sua importância maior reside no fato de ter servido de sustentáculo para a concentração de tório e de terras raras, formando uma valiosíssima jazida destes elementos (Frayha, 1962 e 1970/71).

No bairro dos Nogueiras, município de Socorro, ocorre uma lente de magnetita, encaixada em rochas gnáissicas tectonizadas, relacionadas ao Complexo Amparo, tendo uma análise desse minério revelado um teor de 75,90% de Fe_3O_4. Concentrações locais de magnetita, na formação granítica regional, foram descritas por Knecht (1935 e 1939) na fazenda Rochedo, município de Pinhal, e em São João da Boa Vista (Folha Campinas).

O autor acima ainda cita a existência de cangas limoníticas nos municípios de Bragança Paulista, Caconde (São Mateus), Campinas (fazenda Morro Grande), Limeira (fazenda Morro Azul) e Pedra Bela (folhas Campinas e Ribeirão Preto), esta última capeando o granito da região, apresentando-se porosa e oolítica, com espessura máxima de 1 m. Possivelmente semelhantes são as ocorrências de ocre da fazenda Tomé, em Araras (Folha Campinas) e Altinópolis (Folha Ribeirão Preto).

TABELA XII - RESULTADOS DE ANÁLISES QUÍMICAS QUANTITATIVAS VIA ÚMIDA

Fe_2O_3 (%)	FeO (%)	MnO_2 (%)	Cr_2O_3 (%)	SiO_2 (%)	P_2O_5 (%)	S (%)	H_2O (%)
10,88		22,01		28,83	0,217	0,10	16,38
8,22		25,10		32,55	0,17	0,09	16,89
14,03		42,55		15,55	0,149	0,11	17,13
3,39		60,57		13,87	0,311	0,08	9,89
5,56		39,28		14,80	0,142	0,08	18,32
8,60	6,13	1,04	1,21	-			
5,59	2,14	0,51	0,04	-			
56,99	13,80	2,61	1,31				
46,29	19,99	1,04	0,83				
30,20	-	1,30	40,56	-			
11,66	7,37	0,77	0,09	-			
40,3	-	0,25	ND	-			
36,3		0,05	40,1	-			
33,4	-	0,06	39,5	-			
30,6 *	-	1,04	41,47	10,60			
15,16 *	-	0,52	34,48	16,50			

Fonte: Santos et alii (1976).

* A dosagem de Fe_2O_3 foi feita por espectrofotometria de absorção atômica.

TABELA XIII - RESULTADOS DE ANÁLISES QUÍMICAS QUANTITATIVAS POR ESPECTROFOTOMETRIA DE ABSORÇÃO ATÔMICA

Poços \ Óxido	Cr_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	MnO_2 (%)
P-5	0,08 0,07 0,08 0,06 0,05 0,05 0,06 0,08	4,50 4,29 4,83 4,08 4,08 4,29 3,97 5,36	0,06 0,10 0,08 0,14 0,11 0,17 0,14 0,15
P-6	0,13 0,49 0,46 0,08 0,06 0,08 0,09 0,04 0,19 0,04	6,86 6,33 6,65 6,65 8,04 7,61 7,29 8,26 9,33 9,65	0,11 0,09 0,08 0,12 0,15 0,19 0,22 0,20 0,19 0,24
P-18	0,13 0,08 0,13 0,09 0,05 0,06 0,06 0,05 0,05 0,05	6,43 6,01 5,47 5,79 5,15 5,36 5,47 5,47 5,36 5,04	0,07 0,06 0,07 0,08 0,12 0,11 0,14 0,09 0,11 0,13
P-19 HV3	0,44	3,11	0,03
P-27	0;85 0,47	2,90 8,26	0,19 0,28
P-37 HVI	0,13	2,79	0,07
P-39	0,05 0,07 0,12 0,04 0,04 0,06 0,08	5,47 5,79 6,33 5,47 5,04 6,01 6,33	0,08 0,08 0,18 0,11 0,11 0,21 0,24

Fonte: Santos et alii (1976).

TABELA XIV - RESULTADOS DE ANÁLISES QUÍMICAS QUANTITATIVAS POR ESPECTROFOTOMETRIA DE ABSORÇÃO ATÔMICA

Trincheira \ Óxido	Cr_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	MnO_2 (%)
T-2	0,04	3,54	0,23
	0,04	3,54	0,19
	0,05	4,72	0,19
	0,04	4,18	0,22
	0,05	4,29	0,24
	0,03	3,97	0,18
	0,06	4,40	0,19
T-6	0,20	6,54	0,22
	0,11	4,40	0,10
	0,23	8,58	0,28
	0,13	5,15	0,14
	0,07	7,08	0,05
T-7	0,46	2,36	0,08
	0,30	7,19	0,15
	0,13	5,47	0,33
	0,10	5,04	0,22

Fonte: Santos et alii (1976).

TABELA XV - RESULTADOS DE ANÁLISES QUÍMICAS QUANTITATIVAS

Método \ Elemento	Fe (%)	Mn (%)	Cr (%)	Mo (%)	SiO_2 (%)	Ni (%)	Cu
Espectrofotometria de fluorescência de raios -X	23,00	0,82	26,97	traços	0,50	-	-
	11,00	0,60	traços	0,10	32,42	-	-
	-	-	traços	-	-	0,027	traços
	-	-	-	-	-	0,126	traços
	-	-	-	-	-	0,005	traços
	-	-	traços	-	-	0,27	traços
	-	35,61	traços	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	0,005	traços
Via úmida	17,01		19,94				
	18,60		23,11				
	21,14		0,11				
	8,81		16,87				
	16,27		traços				

Fonte: Santos et alii (1976).

CPRM

Pequena ocorrência de magnetita foi observada na fazenda Lajinha, município de Santana da Vargem (Folha Varginha), que deve estar relacionada a corpos metaultrabásicos e anfibolíticos, comuns nesta região. Uma análise espectrográfica acusou >20% Fe.

10.3 - Jazidas e ocorrências de minerais não-metálicos

10.3.1 - Águas minerais

As águas minerais constituem o principal recurso mineral não-metálico da área, estando vinculadas, direta ou indiretamente, as atividades econômicas básicas de diversos municípios, especialmente as estâncias hidrotermais, à sua exploração para balneoterapia ou água de mesa.

Encontram-se inseridas no âmbito do projeto várias das mais importantes estações de balneoterapia do país, conhecidas há muitas décadas, às quais afluem anualmente milhares de aquáticos, atraídos pelas propriedades medicinais de suas fontes, pelo seu clima ameno e seco e por sua topografia repleta de belas paisagens. Resultante desse intenso fluxo turístico, criou-se nos municípios de Águas da Prata, Águas de Lindóia, Águas de São Pedro, Caldas, Cambuquira, Campos do Jordão, Conceição do Rio Verde, Lambari, Poços de Caldas, São Lourenço e Serra Negra, uma extensa rede hoteleira, além de inúmeras atividades paralelas, para atender ao turismo. As fontes de águas minerais funcionam, assim, como polo irradiador de progresso para estas regiões.

Do mesmo modo, respondem as fontes da área por grande parcela da produção nacional de água engarrafada. Tomando-se por base os dados do Anuário Mineral Brasileiro (1975), verifica-se que os estados de São Paulo e Minas Gerais produziram ao redor de 180 milhões de litros (cerca de 66% do total nacional), a maior parte da qual proveio das fontes da região. Estimamos, assim, a produção de água engarrafada na área em estudo, no ano de 1974, em aproximadamente 110 milhões de litros, ou seja, 40% da produção brasileira daquele ano, proveniente de dezenas de fontes, exploradas nos municípios de Águas da Prata, Águas de Lindóia, Amparo, Cambuquira, Campos do Jordão, Itapira, Jacutinga, Jaguariúna, Lambari, Lindóia, Monte Alegre do Sul, Monte Sião, Poços de Caldas, São Lourenço, Serra Negra, Sertãozinho, So-

corro e Valinhos. Esta grande produção é reflexo, principalmente, da proximidade dos centros consumidores, representados por São Paulo e cidades vizinhas, o que explica a concentração das fontes em exploração no quadrante sudoeste da área, especialmente na porção paulista. Por outro lado, ocorrem tanto fontes de águas minerais de excepcional qualidade, como as de Águas da Prata (bicarbonatadas alcalinas), de São Lourenço e Lambari (carbogasosas), todas elas exportando parte de sua produção, assim como águas minerais de tradição no mercado, embora sem nenhum atributo físico-químico especial, exemplificadas pelas "águas de Lindóia" (oligominerais radioativas), com vasta penetração no mercado nacional. São ainda exploradas diversas fontes de águas minerais fracamente radioativas, bastante semelhantes às águas potáveis normais, sendo sua produção, via de regra, consumida na própria região, ou utilizada na produção de refrigerantes diversos. Há, ainda, algumas fontes não comercializadas, utilizadas por diversos hotéis, como água de consumo interno.

De acordo com o esquema apresentado por Lopes (1956), as águas minerais foram inicialmente agrupadas em função de sua composição química e, posteriormente, divididas consoante as suas constantes físicas (temperatura e radioatividade). Preferiu-se este sistema ao da descrição por municípios, em razão de seu caráter técnico, fornecendo de imediato uma visão das águas minerais dominantes e do fim para o qual são utilizadas, vinculado diretamente às suas características físico-químicas.

Deve ser citada a disparidade entre os dados fornecidos por diversos autores, quer na apresentação das análises químicas (ora em óxidos, ora em íons), da radioatividade (unidades Maches ou milimicrocuries), das medidas de pH (realizadas a temperaturas diversas), como no teor de resíduo mineral (ora calculado a 180°C, ora a 110°C), decorrendo daí várias imprecisões no esboço da classificação a-

baixo:

1 - Águas oligominerais

a) águas atermais ou frias
- águas fracamente radioativas (30)
- águas radioativas (26)

b) águas termais (2)

2 - Águas bicarbonatadas

a) águas bicarbonatadas alcalinas (3)

b) águas bicarbonatadas mistas (4)

c) águas bicarbonatadas cloretadas e cloro-sulfatadas (2)

d) outras fontes bicarbonatadas (5)

3 - Águas sulfurosas

a) águas sulfurosas carbonatadas
- águas atermais ou frias (3)
- águas termais (8)

b) águas sulfurosas bicarbonatadas cloro-sulfatadas (1)

4 - Águas carbogasosas(10)

5 - Águas ferruginosas carbogasosas (4)

1 - Águas oligominerais

São assim chamadas as águas com resíduo mineral inferior a 100 mg/l, medido a 180°C, muitas vezes semelhantes às águas potáveis, delas diferindo pela radioatividade apresentada, pela temperatura na emersão ou por possuírem comprovada ação medicinal. Foram também englobadas, neste grupo, algumas fontes de águas minerais, não analisadas quimi-

camente, em virtude da ausência de características especiais (cor, sabor e odor) indicadoras de mineralização e que, após a obtenção de maiores dados, poderão ser de outro modo classificadas.

Em função da temperatura das águas nas surgências, foram divididas em atermais ou frias (inferior a 25°C) e termais (superior a 25°C). Discordou-se aqui do critério adotado por Wernick (1967), no estudo das fontes da região de Amparo, o qual chamou de hipotermais as águas minerais com temperaturas superiores a 20°C, em franco desacordo com o Código de Águas, do DNPM (1968 e 1970) e Lopes (1956), para quem as águas hipotermais são aquelas com temperaturas compreendidas entre 25°C e 33°C.

a) Águas oligominerais atermais ou frias: Enquadra-se nesta categoria a maioria das fontes conhecidas da área. Das 98 fontes aqui tabeladas, 58 correspondem a este tipo, de ampla utilização como água de mesa, entre as quais encontra-se a conhecida "água de Lindóia". As temperaturas variam entre 16,5°C (fonte Frayha, Poços de Caldas) e 24°C (fonte São Bernardo, Águas de Lindóia-Lindóia).

Tomando-se por base a radioatividade apresentada pelas diversas fontes, foram separadas em fracamente radioativas (com teor em radônio entre 5 e 10 Maches/litro, medido a 20°C e 760 mm Hg) e radioativas (entre 10 e 50 Maches/litro). Algumas águas minerais não alcançaram o limite mínimo de radioatividade, mas foram agrupadas nas fracamente radioativas, como a fonte Áurea (Serra Negra), com 1,7 Maches/litro, o menor valor de radioatividade nas fontes da área. Já a fonte Girardelli (Monte Alegre do Sul) apresenta o valor máximo, atingindo 40 M/l.

- Fracamente radioativas: Pertencentes a este grupo são engarrafadas as águas Minalba (fonte Marisa, tório-radioativa, mun. Campos do Jordão), Virtuosa (fonte Virtuosa, mun. Monte Sião), Quisisana e Santo Antônio (fontes Qui

sisana e Santo Antônio , mun. Poços de Caldas). Com exceção da água Virtuosa (básica), todas as medidas de pH efetuadas nessas fontes realçaram o caráter ácido das águas minerais deste grupo, cabendo à fonte da fazenda Ranchão, em Monte Sião, o menor valor de pH (5,5).

Encontram-se plotadas na tabela XVI os dados fornecidos pela bibliografia dessas fontes.

- Radioativas: Está aqui inserida a maior parte das águas minerais engarrafadas e vendidas como produtos de mesa, sob diversos nomes comerciais: águas Lindóia (fontes São Benedito e Santa Teresinha, mun. Lindóia), Lindália (fonte Maria Bela, mun. Águas de Lindóia), Cristália (fontes Cristália nº 1 e 2, mun. Itapira), Serra Negra (fonte Santo Antônio, mun. Serra Negra), Única e Camanducaia (respectivamente, fontes Girardelli e da Saúde, mun. Monte Alegre do Sul), São Clemente (fonte São Clemente, mun. Jacutinga) e Sertaneja (fonte Nossa Senhora da Conceição, mun. de Sertãozinho), esta última torioativa.

Na tabela XVII estão referenciados maiores dados sobre as águas minerais deste grupo, que, à exceção de três fontes fracamente básicas, mostram-se predominantemente ácidas.

b) Águas oligominerais termais: Segundo Lopes (1956), existem cinco fontes termais no município de Águas de Lindóia, junto ao córrego das Águas Quentes, duas das quais são atualmente exploradas para balneoterapia nas Termas de Lindóia. Estas fontes são denominadas de Santa Filomena e São Roque, sendo suas águas de natureza básica, hipotermais e fracamente radioativas. Do autor acima e de Wernick (1967) foram retirados os dados da tabela XVIII.

2 - Águas bicarbonatadas

De acordo com Lopes (1956), essas águas apresen-

TABELA XVI - ÁGUAS OLIGOMINERAIS ATERMAIS FRACAMENTE RADIOATIVAS

Município	Fonte	Mineralização a 180°C (mg/l)	Temperatura (°C)	Radioatividade (M/l)	pH	Vazão (l/h)	Nome Comercial
Águas de Lindóia e Lindóia	Bernadete		21	9		3.000	
	São Bernardo		24	7		4.600	
	São Judas Tadeu		22	8		3.000	
Amparo	Bocaína	87	21	6,6	6,5		
	Jacob	67	20	5,0*	6,5		
	Teixeira Salles	75	21	3,6**	6,5		
Campos do Jordão	Marisa	144,8	18	8,8*	7,7	80.000	Minalba
Jacutinga	Américo Prado	insignificante	23	8,2	6,1		
	Clemente Cataldi	50	20,5	8,6	6,7	3,6	
	Miguel Farah	85	22	3,8	5,6		
	Mineral	20	19,7	8.1	5,7	432	
	Ranchão	insignificante	22	6,8	5,5	720	
Jaguariúna	Nª Srª das Graças					1.320	Nª Srª das Graças
Monte Alegre do Sul	Bom Jesus	80	19	5,4	6,5	420	
	São Lourenço	78	21	2,0	6,0	1.700	
Monte Sião	Virtuosa	98,4	22	5,1	8,0	10.500	Virtuosa
Poços de Caldas	Frayha	16,7	16,5	7,2	5,6	300	
	Quisisana	20,2	18,5	6,2	5,9	425	Quisisana
	São João	31,9	18	9,0	6,1	1.350	
	Santo Antônio	76,7	18,5	5,2	6,4	645	Santo Antônio
Serra Negra	Áurea		19,5	1,7		230	
	do Mato		19,5	5,0		1.600	
	Jabuticabeiras		19	7			
	Pio XII		18	6		3.500	
	São Francisco		19	2,0			
	São José		20	5.5		900	
	Serra Negra		19	8,5		120	
Socorro	Celene		20,5	6,0		500	
	Municipal		20	6		1.250	
	Pompéia I	75	20	9	5,5	4.000	

Obs.- * água radiotorioativa

** água torioativa

Bibliografia: Castro et alli (1942)
Lopes (1956)
Leonardos (1959)
Wernick (1967)
Braile (1970/71)

TABELA XVII - ÁGUAS OLIGOMINERAIS ATERMAIS RADIOATIVAS

Município	Fonte	Mineralização a 180°C (mg/l)	Temperatura °C	Radioatividade (M/l)	pH	Vazão (l/h)	Nome Comercial
Águas de Lindóia e Lindóia	Maria Bela	96	20	32	6,0	4.500	Lindóia
	São Benedito	84	21	16	6,0	2.000	Lindóia
	Santa Teresinha	84	21	16	6,0	1.200	
	Tamoio		22	18,12	6,0	20	
Amparo	Nª Srª do Amparo	63	22	10,2	6,0		
Itapira	Cristália nº 1		22	13			Cristália
	Cristália nº 2		21,8	12,7			
Jacutinga	São Clemente					31.600	São Clemente
Monte Alegre do Sul	Girardelli	90	19	40	6,8	500	Única
	Saúde	34	21	15	6,5	800	Camanducaia
Monte Sião	Virtuosinha	73,2	20,5	10,7	6,05	1.700	
Poços de Caldas	Santana	45,5	20	12,9	5,9	1.440	
Serra Negra	J.Serrano		20	23			
	Nª Srª Lourdes		19,8	13		2.000	
	Nª Srª Rosário	70	20	13	7,3	800	Serra Negra
	Samaritano		20	26			
	São João	80	19	20	7,1		
	Santa Luzia		19	14		700	
	Santo Agostinho		20	18		600	
	Santo Antônio	60	19,5	30	7,0		
Sertãozinho	Nª Srª Conceição			torioativa		2.000	Sertaneja
Socorro	Carvalho Pinto		18,5	27		150	
	Dona Carmélia		19,5	16		40	
	Felício Vita		18	18		60	
	Pompéia II	94	20	12,4	6,5	3.000	
Valinhos	Sônia	76	21	11		6.850	

Bibliografia: - Castro et alii (1942)
Lopes (1956)
Leonardos (1959)
Wernick (1967)
Braile (1970/71)

TABELA XVIII - ÁGUAS OLIGOMINERAIS TERMAIS

Características / Fonte	Mineralização mg/l a 180°C	Temperatura °C	Radioatividade (Maches/l)	pH	Vazão l/h
Santa Filomena	85	28	4	7,3	12.000
São Roque	76	28	4	7,8	28.000

tam, como condição essencial, índice de alcalinidade ou alcalinidade terrosa superior a 20.

a) Águas bicarbonatadas sódicas ou alcalino-bicarbonatadas: Na composição destas águas minerais domina o bicarbonato de sódio, estando representadas na área pelas águas minerais de cinco fontes do município de Águas da Prata. As fontes Antiga, Nova e Ativa estão localizadas no perímetro urbano, enquanto as fontes Paiol e Platina situam-se, respectivamente, nas fazendas Pedreira e Chapadão, a poucos quilômetros daquela cidade.

Sob o nome comercial de água da Prata são engarrafadas tanto as águas alcalino-bicarbonatadas das fontes Antiga, Nova e Ativa, como as águas alcalino-bicarbonatadas e sulfatadas da fonte Paiol. Já as da fonte Platina, de natureza alcalino-bicarbonatada, são comercializadas como água Platina. Ambas são exploradas após gaseificação.

Todas são atermais, com temperatura entre 21,6°C (Antiga) e 24,8°C (Paiol). São radioativas as fontes Antiga (13,3 M/l) e Platina (11,6 M/l) e fracamente radioativa a fonte Paiol (5 M/l).

A exploração dessas fontes e o conseqüente estabelecimento de Águas da Prata como estância hidrotermal datam de 1913, com o aproveitamento da fonte Antiga, consolidada poucos meses após pela descoberta da fonte Paiol. Felicíssimo Jr. (1965) descreve as sondagens efetuadas pelo IGG, junto à fonte Paiol, que aumentaram a vazão de menos de 1.000 litros diários para aproximadamente 200.000 l/dia. As profundidades atingidas pelos sete furos efetuados, e suas respectivas vazões, são listadas a seguir:

Perfuração (nº)	Profundidade (m)	Vazão (l/dia)
1	83	5.000
2	52	5.000

Perfuração (nº)	Profundidade (m)	Vazão (l/dia)
3	24	-
4	45	5.000
5	106	5.000
6	146	72.000
7	133	50.000

Na tabela XIX estão relacionadas as composições químicas dessas águas, juntamente com algumas constantes físicas, retiradas da bibliografia.

b) Águas bicarbonatadas mistas: Inserem-se neste grupo as águas que apresentam bicarbonatos alcalinos e alcalino-terrosos, exemplificadas pelas fontes Alcalina, Vichy, Sotto Maior e Ferruginosa, localizadas no Parque das Águas, perímetro urbano da cidade de São Lourenço. São todas aternais e carbogasosas, sendo utilizadas no âmbito da estância hidromineral, enquanto seus gases são captados, para posterior emprego nos serviços de supergaseificação das águas carbogasosas das fontes Oriente e Andrade Figueira, cuja produção é, em parte, exportada.

As águas minerais das fontes Alcalina e Vichy são captadas por sondagens, que atingiram, respectivamente,47,70 m e 21,75m, atravessando xistos e gnaisses feldspatizados relacionados ao Complexo Andrelândia.

A tabela XX apresenta as características físico-químicas dessas águas, tal como expostas na bibliografia.

c) Águas bicarbonatadas cloretadas ou cloro-sulfatadas: As fontes Gioconda e Almeida Salles, localizadas próximo a Águas de São Pedro, são as únicas que apresentam águas minerais enquadráveis neste grupo. Juntamente com a fonte Juventude (água sulfurosa) foram descobertas pelas sondagens para petróleo efetuadas na área, nas décadas

TABELA XIX-ÁGUAS BICARBONATADAS SÓDICAS OU ALCALINO-BICARBONATADAS

Características \ Fontes	Platina.	Antiga	Paiol	Perfuração nº 7 (fonte Paiol)
Temperatura (°C)	23,9	21,6		24,8
Radioatividade (M/l)	11,6	13,3	5,0	1,96
pH				8,2
Índice de alcalinidade	78,2	267,3	203,3	
Resíduo mineral a 180°C			2,369	2,026
Bicarbonato de sódio (g/l)	0,078	2,612	1,977	2,279
Bicarbonato de potássio (g/l)			0,067	0,010
Bicarbonato de cálcio (g/l)				0,006
Bicarbonato de magnésio (g/l)				0,018
Sulfato de sódio (g/l)	0,023	0,033	0,169	0,248
Sulfato de cálcio (g/l)			0,016	
Sulfato de magnésio (g/l)			0,060	
Cloreto de sódio (g/l)			0,043	0,053
Carbonato de sódio (g/l)				0,201
Bibliografia	(1)	(1)	(1) e (2)	(2)

Bibliografia: (1) Lopes (1956)

(2) Felicíssimo Jr. (1965)

TABELA XX - ÁGUAS BICARBONATADAS MISTAS

Características \ Fontes	Alcalina	Vichy	Sotto Maior	Ferruginosa
Temperatura (°C)	22			
Radioatividade (M/l)	1,0	1,3		
pH	ácida	ácida		ácida
Vazão (l/h)	36,0	420 *		
Índice de alcalinidade	66,5	61,4	-	
Índice de alcalinidade terrosa	41,2	41,6	-	
Resíduo mineral à 110°C (g/l)	-	-	0,860	
Gás carbônico (G/l)	1,161	1,366	1,764	0,023
Bicarbonato de sódio (g/l)	0,429	0,420	0,367	0,336
Bicarbonato de potássio (g/l)	0,258	0,232	0,205	0,293
Bicarbonato de cálcio (g/l)	0,349	0,340	0,424	0,342
Bicarbonato de magnésio (g/l)	0,288	0,302	0,245	0,235
Bicarbonato de ferro (g/l)	0,049	0,051	0,017	0,092
Ácido sulfídrico livre (g/l)	-	-	0,002	-
Bibliografia	(1) e (2)	(1) e (2)	(2)	(1) e (2)

*Produz ainda cerca de 600 l/h de gases

Bibliografia: (1) Andrade Jr. (1942)

(2) Lopes (1956)

TABELA XXI - ÁGUAS BICARBONATADAS CLORETADAS OU CLORO-SULFATADAS

Características / Fontes	Juventude	Gioconda	Almeida Salles
Temperatura (°C)	30,2	32,3	27
Radioatividade (M/l)	0,32	12,93*	0,18
pH a 25°C	9,1	8,3	8,5
Vazão (l/h)	15.000	12.500	2.500
Indice de alcalinidade	65	32	75
Teor em sais minerais (g/l)	2,13	1,75	1,97
Hidrogênio sulfurado livre (g/l)	0,004	-	-
Sulfureto e sulfidrato de sódio (g/l)	0,045		
Tiossulfato de sódio (g/l)	0,022		
Cloreto de sódio (g/l)	0,001	0,941	0,001
Bicarbonato de sódio (g/l)	0,537	0,248	0,555
Bicarbonato de potássio (g/l)	-	-	0,006
Bicarbonato de magnésio (g/l)	-	-	0,003
Carbonato de sódio (g/l)	0,070	0,044	0,088
Metaborato de sódio (g/l)	0,026	0,020	0,026

* A fonte Gioconda é torioradioativa, com 8,8 M/l de torônio e 3,3 M/l de radônio

Bibliografia: Lobo (1936)
Maffei (1940)
Lopes (1956)
Mezzalira (1965)

TABELA XXII - OUTRAS ÁGUAS BICARBONATADAS

Características / Fontes	Resíduo mineral	Temperatura °C	Radioatividade M/l	pH	Vazão l/h
São Sebastião	133	24	5,2	7,6	6.200
São Carlos	128	24	5,4	6,0	700
Santa Maria	103	20	9,4	6,5	200
São Carlos	110	20	16,0	6,7	700
Grama Roxa	238	22	1,0	7,3	±7.000

a) Águas sulfurosas bicarbonatadas: À esta categoria pertencem os ricos mananciais de Poços de Caldas, estância hidromineral mais freqüentada no Brasil, além das fontes de Pocinhos do Rio Verde, município de Caldas. A surgência destas águas sulfurosas é relacionada por Frayha (1970/71) aos últimos estágios de hidrotermalismo da intrusão alcalina de Poços de Caldas. No ano de 1937 foi realizada uma tentativa de captação por sondagem, paralisada a 134 m de profundidade, sem grandes resultados (Lopes, 1953).

À semelhança das águas oligominerais, foram subdivididas em atermais e termais, conforme apresentem temperatura inferior ou superior a 25°C, respectivamente.

- Águas sulfurosas bicarbonatadas atermais ou frias: Enquadram-se neste tipo as fontes Sinhazinha e Dona Amélia, localizadas na área urbana de Poços de Caldas. Recentes estudos de Braile (1970/71) resultaram na descoberta de outra fonte, situada na fazenda Barreiro, a norte de Poços de Caldas, no contraforte externo do grande anel circular que delimita o planalto. A fonte Dona Amélia é explorada pelo Grande Hotel, ao passo que a água Sinhazinha é engarrafada e vendida em pequenos frascos, para fins medicinais. As características físico-químicas destas águas minerais, compiladas do autor acima, são transcritas na tabela XXIII.

- Águas sulfurosas bicarbonatadas termais: Descritas inicialmente por Rodrigues, em 1847-48 (In: Christofoletti, 1972), estas águas tiveram desde cedo reconhecido o seu valor medicinal, sendo utilizadas com finalidades crenoterápicas desde o século passado.

As fontes mais conhecidas de Poços de Caldas são as das Termas Antônio Carlos (Pedro Botelho, Chiquinha e Mariquinha) e do Balneário Dr. Mário Mourão (Macacos). São águas minerais hipertermais (acima de 40°C), fortemente básicas, com alto teor em H_2S, apresentando, na emersão, ligeiro odor característico de gás sulfídrico, sendo intensa-

TABELA XXIII - ÁGUAS SULFUROSAS BICARBONATADAS ATERMAIS OU FRIAS

Características / Fontes	H_2S mg/l	CO_3 mg/l	HCO_3 mg/l	Temperatura °C	Radioatividade M/l	pH	Vazão l/h
Sinhazinha	2,5	159,9	136,7	16,2	13,66	9,8	20
Dona Amélia	1,16	128,4	136,7	20,0	6,91	9,8	54
Faz. Barreiro	0,65	85,6	248,6	21,0	n. det.	9,4	n. det.

TABELA XXIV - ÁGUAS SULFURCSAS BICARBONATADAS TERMAIS

Características / Fontes	H_2S mg/l	CO_3 mg/l	HCO mg/l	Temperatura °C	Radioatividade M/l	pH	Vazão l/h
Pedro Botelho	2,18	146,7	149,2	45	-	-	
Chiquinha	2,49	146,7	149,2	45	2,59	9,7	14.600
Mariquinha	2,28	146,7	161,6	44,1	-	-	
Macacos	2,86	183,4	117,9	40	2,80	9,7	
15 de novembro	1,36	122,3	99,5	28	6,29	9,55	
Samaritana	-	-	-	25,8	12,37	-	pequena
São José	-	-	-	24°	12,37	-	468
Rio Verde	-	-	-	25,3	23,86	-	360

mente utilizadas na balneoterapia.

Já as fontes de Pocinhos do Rio Verde (Samaritana, Rio Verde e São José) e a fonte 15 de Novembro, do Condomínio Quisisana, em Poços de Caldas, são todas hipotermais, menos mineralizadas e mais radioativas. À exceção da última fonte, que apresenta pequena vazão espontânea, são igualmente utilizadas na balneoterapia, embora em muito menor escala.

Na tabela XXIV estão plotados diversos dados sobre estas fontes, extraídos de Braile (1970/71) - os de Poços de Caldas - e de Castro et alii (1942) - os de Pocinhos do Rio Verde.

b) Águas sulfurosas bicarbonatadas cloro-sulfatadas: No fim da década de 20, durante as sondagens para petróleo, na região de São Pedro, a perfuração Graminha nº 55 acusou a presença de um lençol aqüífero à profundidade superior a 400 m. Confirmado o seu caráter incomum, foram estas águas captadas e denominadas de fonte Juventude, construindo-se ao seu redor uma pequena estação balneária, núcleo inicial da estância hidromineral de Águas de São Pedro.

A água dessa fonte, conforme análises de Andrade Jr. (1968, in: Lobo, 1936) e Maffei (1940) é de natureza sulfurosa bicarbonatada e cloro-sulfatada, hipotermal, fortemente básica e pouco radioativa, sendo, juntamente com as águas das fontes Gioconda e Almeida Salles, empregada em balneoterapia nas Termas de São Pedro.

Os dados físico-químicos desta fonte estão plotados na tabela XXI.

4 - Águas carbogasosas

Caracterizadas por conterem teores de gás carbônico livre superiores a 0,395 g/l, inserem-se nesta classe as águas de diversas fontes das estâncias hidrominerais do

sul de Minas Gerais, estudadas por Lopes (1956).

No Parque das Águas (São Lourenço) há duas fontes de águas carbogasosas em exploração, sendo engarrafadas e exportadas após supergaseificação. São elas as fontes Oriente e Andrade Figueira, comercializadas, respectivamente, sob o nome de São Lourenço e Magnesiana, este último impróprio e infundado.

Em Cambuquira são entregues ao consumo desde 1899 as águas carbogasosas das fontes Regina Werneck (ou Maria) e Com. Augusto Ferreira, engarrafadas como água Cambuquira, sendo as da primeira fonte exportadas sem acréscimo de gás.

Pertencem também a este grupo as águas das fontes nº 1 (ou Gioconda), 2 e 3, localizadas na Estação de Águas Virtuosas, município de Lambari. Após supergaseificação, as águas da fonte Gasosa, mais mineralizada que as outras duas, são exportadas sob a denominação de água Lambari, servindo ainda, devido à sua grande vazão, para a prática de banhos acídulo-gasosos.

A fonte nº 3 é comercializada em estado natural, sem acréscimo de gás, como água Magnesiana.

Finalmente, enquadram-se nesta categoria as três fontes de Conceição do Rio Verde, distrito de Contendas, outrora bastante procuradas pelos aquáticos que se dirigiam a Caxambu, e que foram objeto de descrição por Castro et alii (1942).

Na tabela XXV estão colocados os dados acerca dessas fontes.

5 - Águas ferruginosas carbogasosas

Ricas em gás carbônico e bicarbonato de ferro, estas águas são representadas na área por quatro fontes, duas em Lambari (Paulina e Maria) e duas em Cambuquira (Fernandes Pinheiro e Souza Lima), todas utilizadas nas estâncias hidrominerais desses municípios. São águas atermais e fraca-

TABELA XXV - ÁGUAS CARBOGASOSAS

Características / Município/fonte	Temperatura °C	Radioatividade M/l	pH	Vazão l/h	Índice de alcalinidade	Índice de alcalinidade terrosa	Resíduo fixo	Gás carbônico livre	Bicarbonato de sódio	Bicarbonato de potássio	Bicarbonato de cálcio	Bicarbonato de magnésio	Bicarbonato de ferro	Bibliografia
São Lourenço														
Oriente	18,9	4,8			7,9	5,1	0,240	1,188	0,050	0,033	0,046	0,033	0,0003	(1)
Andrade Figueira	17,8	2,0			3,6	2,7	0,058	1,430	0,021	0,017	0,027	0,014	0,0002	(3)
Cambuquira														
Regina Wernick		0,8			1,3	1,1	0,036	1,844	0,009	0,002	0,011	0,005	0,0001	(1)
Com. Augusto Ferreira		2,0			1,9	1,5	0,180	1,389	0,015	0,003	0,014	0,008	0,0002	
Lambari														
nº 1		3,6			1,7	2,4	0,056	1,782	0,010	0,008	0,022	0,014	0,0004	
nº 2		2,8			1,4	2,5	-	1,680	0,005	0,010	0,023	0,015	0,0008	(1)
nº 3		5,8			1,7	2,5	-	1,1361	0,006	0,012	0,025	0,013	0,0003	
Conceição do Rio Verde														
nº 1	21,8		5,48	220			0,171	2,125						
nº 2	21,2		5,41	80			0,230	2,314						(2)
nº 3	21,2		-	40			-							

Bibliografia: (1) Lopes (1956)
(2) Castro et alli (1942)
(3) Andrade Jr. (1942)

CPRM

mente radioativas, à exceção da fonte Souza Lima (radioativa).

Suas características físico-químicas, transcritas de Lopes (1956), são relacionadas na tabela XXVI.

Condicionamento geológico das fontes

Apesar do grande número de trabalhos sobre as águas minerais da área, poucos são os que tecem considerações de cunho geológico, atendo-se a maioria à análise de suas constantes físico-químicas. É consenso geral entre os diversos autores, que a mineralização apresentada por essas águas resulta de um lento processo de reações químicas entre as águas meteóricas carregadas de gás carbônico e as rochas por elas atravessadas, durante sua longa e profunda circulação subterrânea. As águas sulfurosas termais do planalto de Poços de Caldas, por outro lado, são consideradas como as derradeiras manifestações hidrotermais da intrusão alcalina (Frayha, 1970/71).

A surgência das fontes, no terreno, está condicionada a zonas de descontinuidade física, tais como fraturas, falhas e contatos litológicos, fato marcadamente visível nos mapas geológicos, onde as fontes de Águas de Lindóia, Conceição do Rio Verde, Jacutinga, Lambari, Lindóia, Monte Sião e São Lourenço estão localizadas sobre falhamentos, o que já havia sido observado por diversos autores.

Andrade Jr. (1942) relaciona a emergência das fontes de São Lourenço a uma profunda fratura geológica e, com base na presença de uma rocha leucocrática de grã fina, semelhante às de Poços de Caldas, encontrada em uma das sondagens, correlaciona estas fontes com as de Araxá, Salitre, Serra Negra e Poços de Caldas, atribuindo-lhes uma origem geológica semelhante. As sondagens efetuadas em duas fontes (Vichy e Alcalina) apresentaram maior vazão no contato entre os pegmatitos e os xistos feldspatizados, funcionando os planos de descontinuidade litológica como zonas preferen-

TABELA XXVI - ÁGUAS FERRUGINOSAS CARBOGASOSAS

Município / Características / Fonte	Lambari		Cambuquira	
	Paulina	Mária	Fernandes Pinheiro	Souza Lima
Radioatividade (M/l)	2,8	2,3	1,6	11,9
Índice de alcalinidade	1,6	2,1	2,1	4,3
Índice de alcalidade terrosa	2,9	3,2	5,2	5,3
Gás carbônico livre (g/l)	1,667	1,543	1,453	1,701
Bicarbonato de ferro (g/l)	0,005	0,012	0,027	0,041
Bicarbonato de sódio (g/l)	0,006	0,010	0,013	0,031
Bicarbonato de potássio (g/l)	0,011	0,012	0,009	0,011
Bicarbonato de cálcio (g/l)	0,031	0,038	0,074	0,063
Bicarbonato de magnésio (g/l)	0,015	0,017	0,011	0,022

CPRM

ciais de percolação dos fluidos, fenômeno também notado por Guimarães (1946), ao descrever as fontes São Benedito e Santa Terezinha, localizadas em Lindóia. Nestas fontes as águas emergem das juntas do anfibólio-gnaisse, estando ambas, bem como as das termas de Lindóia e Serra Negra, relacionadas a fraturas NE-SW.

Wernick (1967) associa o surgimento das fontes da região de Amparo a reativações recentes das velhas direções estruturais, assinalando a existência de um nítido controle estrutural da surgência das mesmas: "Em todos os casos em que foi possível fazer-se observações diretas, verificamos que as fontes estão ligadas a falhas ou zonas de cisalhamento de direção NNE-SSW. As fontes situam-se tanto nos gnaisses quanto nos quartzitos, faltando porém nos granitos".

Já no âmbito da bacia sedimentar, a surgência das fontes obedece a um controle predominantemente litológico (diferença de permeabilidade), como é o caso de duas fontes de águas radioativas nos arredores de São Carlos, emergindo diretamente do topo do basalto, no contato com o arenito Bauru (Mezzalira, 1965).

10.3.2 - Argilas

Matéria-prima de extrema importância para diversas atividades econômicas, respondem as argilas por grande parte das atividades mineiras da área. São exploradas desde argilas impuras (de várzeas) até argilas "nobres", de excelentes qualidades cerâmicas (*ball-clay* e *flint-clay*).

Em sua extração e beneficiamento são empregados métodos que vão do rudimentar ao sofisticado, envolvendo tecnologia variada, resultando em produtos bastante diversificados: telhas, tijolos, ladrilhos, manilhas, azulejos, louças domésticas, sanitários, artigos refratários, cargas para inseticidas e descorantes vegetais. Seu uso para estes fins está condicionado às características cerâmicas que apresentam, tais como: composição química e mineralógica, gra

nulometria, textura e forma das partículas, presença de íons trocáveis, propriedades físico-mecânicas em relação à temperatura e comportamento no sistema argila-água, existindo, sob este ângulo, dezenas de estudos de amostras de argilas da área, publicados especialmente na revista Cerâmica. No entanto, são raros os trabalhos descrevendo a geologia dos depósitos, o que nos levou a dividir as jazidas em função de sua aplicação industrial, frisando-se apenas que predominam os depósitos argilosos de natureza secundária, representados pelas argilas caulínicas (São Simão e Vargem Grande do Sul) e mistas (taguás de diversas localidades), constituindo-se o planalto de Poços de Caldas no principal depósito de argilas primárias (caulínicas e leucíticas).

As argilas da área podem ser divididas da seguinte maneira:

1 - Argilas vermelhas
   a) argilas para cerâmicas
   b) argilas para olarias

2 - Argilas brancas
   a) argilas plásticas (*ball-clay*)
   b) material fundente ("rochas potássicas")

3 - Argilas aluminosas
   a) argilas altamente aluminosas e leucíticas
   b) argilas do tipo *flint-clay*

4 - Argilas descorantes

1 - Argilas vermelhas

Popularmente conhecidas como "taguás", os depósitos argilosos empregados na indústria de cerâmica vermelha (ladrilhos, manilhas, telhas e tijolos) são explorados principalmente na porção paulista e estão relacionados a se-

qüências geológicas bastante distintas entre si: Super-Grupo Tubarão, grupos Taubaté e Passa Dois e sedimentos quaternários. A composição mineralógica deste material é uma mistura de caulinita com illita ou montmorilonita, ou esses minerais em camadas mistas, além de apreciável teor de hidróxidos férricos. Foram estudados por Paiva Neto & Nascimento (1955), de quem foi compilada grande parte dos dados aqui apresentados.

a) Argilas para cerâmicas

Mais exigentes que as olarias, quanto à qualidade do material utilizado, respondem as cerâmicas pelos grandes barreiros em exploração na área. No município de Mogi-Guaçu, onde se concentram várias delas, os barreiros estão localizados em Estiva e Urutuba e correspondem a sedimentos argilosos varvíticos do Super-Grupo Tubarão, fácies sub-glacial e lacustrina, praticamente isentos de areia e com coloração avermelhada. Depósitos idênticos ocorrem nas proximidades de Sumaré, bem como a nordeste de Casa Branca (Santa Isabel), onde são igualmente explorados. Os barreiros do Grupo Passa Dois, constituídos de camadas de argilas vermelhas escuras e castanhas, são usados principalmente na produção de manilhas, tijolos furados e telhas e, em pequena escala, de ladrilhos, por diversas cerâmicas em Santa Gertrudes, Remanso, Rio Claro, Tambaú e Cordeirópolis. Espessos barreiros de argilas variegadas, com predominância da cor vermelha, relacionados ao Grupo Taubaté, são apresentados por inúmeras cerâmicas localizadas entre Pindamonhangaba e Taubaté.

Amostras destes diversos barreiros foram analisadas quimicamente por aqueles autores e seus teores médios são apresentados na tabela XXVII.

Na tabela XXVIII está catalogado o consumo das principais indústrias cerâmicas da região de Mogi-Guaçu.

TABELA XXVII - ANÁLISES QUÍMICAS DE ARGILAS PARA CERÂMICA VERMELHA

Composição \ Amostra	1 (%)	2 (%)	3 (%)	4 (%)	5 (%)
SiO_2	56,5	50,3	52,5	57,2	45,2
Al_2O_3	20,4	21,6	22,0	21,6	28,3
Fe_2O_3	6,0	8,0	7,3	3,5	6,1
MgO	0,8	0,1	0,8	1,4	1,4
CaO	0,6	0,3	0,2	0,3	0,4
K_2O	3,0	1,1	2,7	2,7	1,5
Na_2O	0,4	1,7	0,2	0,3	0,2
H_2O+	5,6	7,1	7,0	5,6	9,8
H_2O-	4,4	5,9	5,1	6,2	4,5
TiO_2	1,6	1,3	1,7	1,1	1,2
P_2O_5	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2
MnO	0,1	0,1	traços	traços	traços

1 = Super-Grupo Tubarão, mun. Mogi-Guaçu (4 análises)
2 = Super-Grupo Tubarão, mun. Sumaré (3 análises)
3 = Grupo Passa Dois, mun. Santa Gertrudes (2 análises)
4 = Grupo Passa Dois, mun. Cordeirópolis (2 análises)
5 = Grupo Taubaté, vale do Paraíba (6 análises)

TABELA XXVIII - CONSUMO DAS PRINCIPAIS INDÚSTRIAS CERÂMICAS DA REGIÃO DE MOGI-GUAÇU

Empresa	Tipo de argila	Consumo t/mês	Custo Cr$/t(1976)	Procedência
Cerâmica Mogi-Guaçu S.A.	argila comum	785	106,40	São Simão - SP
	argila emibeidas	151	267,80	Poços de Caldas - MG
	argila	10.677	28,80	Mogi-Guaçu - SP
	argila São Simão	261	167,90	São Simão - SP
Cerâmica São José Guaçu S.A.	taguá	8.000	40,00	Mogi-Guaçu - SP
	argila de várzea	250	90,00	Aguaí - SP
	leucita	40	210,00	Poços de Caldas - MG
	argila intermediária	55	340,00	Poços de Caldas - MG
Cerâmica Martini	taguá	121.870		Mogi-Guaçu - SP
	tilito	40.000		Mogi-Guaçu - SP
	argila	40.000		diversos locais
	leucita	25		Poços de Caldas - MG
	argila de alta liga	7		Mineração Lavras
	argila sílico-aluminosa	18		Santo Amaro

b) Argilas para olarias

Centenas de olarias espalham-se por toda a área do projeto, ao longo dos principais cursos d'água, produzindo telhas e tijolos para o abastecimento local, salvo as mais próximas à Grande São Paulo, que remetem grande parte de sua produção a este local. Estas olarias concentram-se na região dos sedimentos gonduânicos e, em especial, nas bacias dos rios Corumbataí e Piracicaba, nos municípios de Rio Claro, Piracicaba e Limeira, onde se instalou cerca de uma centena delas, explorando principalmente os folhelhos do Grupo Passa Dois.

Por outro lado, na passagem dos terrenos cristalinos para a depressão Periférica, há uma ruptura na declividade, causando uma perda de competência e modificação do traçado longitudinal de diversos rios (Camanducaia, Mogi-Guaçu, Jaguari), que passam a depositar com grande intensidade, formando várzeas ricas em bolsões argilosos (antigos meandros abandonados), extensivamente explorados por um "cinturão" de olarias e cerâmicas aí instaladas.

Aluviões de vários outros rios (Sapucaí, Sapucaí-Mirim, Verde, Paraíba do Sul) são utilizadas por diversas olarias situadas às suas margens, destacando-se o último citado, cujos depósitos servem às cidades com alto consumo de materiais de construção, como São José dos Campos, Taubaté, Pindamonhangaba, Guaratinguetá e Lorena.

No domínio dos terrenos graníticos, com rios profundamente encaixados, inexistindo planícies aluviais consideráveis, são utilizadas argilas das baixadas, resultantes da acumulação nos níveis de base locais dos produtos de intemperismo de lugares mais elevados. De um modo geral, são uma mistura de argila, matéria orgânica e material semi-decomposto, resultando em produto de baixa qualidade.

2 - Argilas brancas

As indústrias de cerâmica branca (louça, porce-

lana, azulejos, sanitários) utilizam, para a obtenção da "massa cerâmica", uma mistura de caulim, quartzo, feldspato e *ball-clay* (também chamada de "argila plástica para cerâmica branca"), em partes aproximadamente iguais. Os três primeiros materiais serão tratados em subitem próprio (pegmatitos), descrevendo-se aqui a ocorrência de *ball-clay* do município de São Simão e as argilas leucíticas de Poços de Caldas.

a) Argilas plásticas

Apesar de suprirem toda a indústria cerâmica do sul do país, tendo sido, inclusive, exportadas para o Uruguai, há poucos dados geológicos sobre estes depósitos, localizados às margens do rio Tamanduá, próximo a São Simão. Segundo Santos (1969), constituem pequenos bolsões de argila caulínica sedimentar, com cores diversas (branca, creme, marrom, preta), recobertos por solo rico em matéria orgânica. As argilas são compostas essencialmente por placas hexagonais de caulinita lamelar, de granulometria muito fina, tendo em geral mais de 70% em massa de partículas inferiores a dois mícrons, características estas responsáveis pela elevada plasticidade e resistência que a adição deste material confere à "massa cerâmica". Duas análises químicas de argilas desta ocorrência foram apresentadas pelos autores acima e são transcritas na tabela XXIX.

Santos (1973) avaliou o consumo deste material em cerca de 30.000 t, no ano de 1972, vendido a aproximadamente Cr$ 40,00/t, recomendando a prospecção de novos depósitos, visto que as reservas deste material são estimadas apenas para dez anos.

TABELA XXIX - ANÁLISES QUÍMICAS DE ARGILAS PLÁSTICAS

Composição	Amostra 1	Amostra 2
P. F. %	13,0	11,8
SiO_2 %	48,9	51,7
Al_2O_3 %	36,3	34,3
TiO_2 %	0,46	0,57
Fe_2O_3 %	1,09	0,92
CaO	traços	traços
MgO	traços	traços
Na_2O	traços	traços
K_2O %	0,24	0,72

b) Material fundente ("rochas potássicas")

Resultantes da alteração hidrotermal das rochas alcalinas do planalto de Poços de Caldas, as "rochas potássicas" (ou "pseudo-leucita") vêm sendo empregadas como material fundente pela indústria de cerâmica branca, substituindo parcialmente o feldspato, devido ao seu alto teor em K_2O (10% a 12%). Segundo Moniz (1969), essas "rochas potássicas" são misturas de muscovita finamente dividida ou sericita, feldspato potássico e argilomineral do grupo da caulinita, este em menor quantidade.

Os depósitos deste material ocupam extensas áreas na porção sul do planalto e suas reservas atingem centenas de milhões de toneladas.

3 - Argilas aluminosas

De acordo com as Normas Técnicas Brasileiras, são consideradas refratárias as argilas que apresentam refratariedade ou cone pirométrico equivalente igual ou superior

ao Cone Orton 15 (1.435°C). Materiais com estas características são explorados em Poços de Caldas (argilas altamente aluminosas) e Vargem Grande do Sul (argilas do tipo *flint-clay)* e empregadas na fabricação de refratários sílico-aluminosos e aluminosos. As argilas destes dois depósitos diferem entre si, sob o ponto de vista de aplicação tecnológica e na temperatura necessária para a queima de chamotas de baixa porosidade. Enquanto as primeiras, em razão do elevado teor de gibbsita e haloisita, necessitam de temperaturas superiores a 1.450°C, as do tipo *flint-clay* produzem chamotas de baixa porosidade e elevada resistência mecânica após queima entre 1.250°C e 1.450°C (Santos & Santos, 1966).

a) Argilas altamente aluminosas e leucíticas

A ação do intemperismo, auxiliado em certas áreas por processos hidrotermais, sobre as rochas alcalinas de Poços de Caldas, levou à formação de argilas aluminosas residuais ou primárias, de cores claras (branco, creme, cinza claro), que, pelo seu alto teor em óxido de alumínio, ausência de quartzo livre e baixo teor em ferro, alcançam grande utilização nas indústrias de artigos refratários. Moniz (op. cit.) estudou detalhadamente a gênese destes depósitos e concluiu ser este material constituído por caulinita bem ou mal cristalizada e haloisita ($2H_2O$ e $4H_2O$).

Segundo Frayha (1970/71), constituem depósitos de modestas dimensões, encobertos por solo rico em matéria orgânica, encontrados próximos aos crusos d'água, ao sopé das elevações. Estão quase sempre associados às jazidas de bauxita, as quais contribuem com fragmentos milimétricos de gibbsita, para aumentar o teor de óxido de alumínio nas argilas. Suas reservas ainda não foram devidamente avaliadas e a produção, em 1970, foi da ordem de 50.000 t, utilizada por fábricas instaladas em Poços de Caldas (Cerâmica Togni), Guarulhos (IBAR S.A.), São Caetano do Sul e outros centros.

Santos & Santos (op. cit.) apresentam uma análi-

se química de material procedente do córrego do Areião, com os seguintes teores:

P.F.	18,2%
SiO_2	30,4%
Al_2O_3	47,6%
TiO_2	1,0%
Fe_2O_3	1,75%

As argilas leucíticas, produzidas pela alteração das "rochas potássicas" e depositadas nas baixadas, vêm sendo utilizadas como veículos de inseticidas, após calcinação. Possuem cores amareladas e seus depósitos estão espalhados nas porções centro-sul do planalto de Poços de Caldas, em áreas dos municípios de Andradas, Águas da Prata e Poços de Caldas. A produção de 1970 foi da ordem de 4.000 t, em parte utilizada na cerâmica branca (Frayha, 1970/71).

b) Argilas do tipo *flint-clay*

Segundo Souza Santos (1976), são conhecidos atualmente no país apenas três depósitos de argilas refratárias do tipo *flint-clay*, um dos quais localizado no município de Vargem Grande do Sul, à margem direita do ribeirão Cachoeirinha. A jazida situa-se na região de contato entre o embasamento cristalino, constituído por rochas granitóides do Complexo Varginha, aflorantes à margem esquerda daquela drenagem e as formações gonduânicas da bacia do Paraná, aqui representadas por argilitos e arenitos do Super-Grupo Tubarão.

A ocorrência é conhecida há vários anos, tendo sido objeto de estudo por parte de Mezzalira (1961/62). No momento está sendo lavrada, em pequena escala, pela Cerâmica Togni S.A., com sede em Poços de Caldas (MG).

A jazida é constituída por uma camada de material

argiloso caulínico, de cor branca a cinza clara (localmente variegada), por vezes impregnada de óxidos de ferro, especialmente na porção central do corpo. Na tabela XXX registramos os resultados de análises químicas desse material *(in natura)*, sendo duas retiradas da bibliografia e a terceira o valor médio de dezenas de análises efetuadas pela concessionária da jazida.

TABELA XXX - ANÁLISES QUÍMICAS DE ARGILAS DO TIPO *FLINT-CLAY*

Teores (%).	Mezzalira (1961/62)	Santos & Santos (1969)	Cerâmica Togni S.A.
P.F.	14,7	12,2	13,35
SiO_2	43,9	45,4	43,69
Al_2O_3	40,6	38,9	38,28
Fe_2O_3	1,61	2,05	2,36
CaO	nihil	traços	não determ.
MgO	0,5	0,31	não determ.

O corpo de minério apresenta um formato lenticular, com espessura variável entre 2 m e 3 m e dimensionamento lateral ao redor de 160 m x 50 m.

Sobrepõe-se a um arenito esbranquiçado, de grã média, muito rico em quartzo, cuja espessura ultrapassa 1 m. É capeado por uma camada de material argiloso de cores variadas (amarelo-arroxeadas), com grãos arenosos de quartzo, cuja quantidade aumenta nas partes superiores da camada, passando para argilas síltico-arenosas e, finalmente, solo avermelhado, no topo da seqüência. A espessura média dessa cobertura estéril é de 5 m, podendo excepcionalmente atingir 12 m, o que dificulta o aproveitamento econômico do minério, apenas compensado pela sua alta qualidade.

No momento a jazida está sendo lavrada em pequena escala.

O material caulínico é de origem tipicamente sedimentar, comprovada pela presença de fósseis vegetais, de possível idade pleistocênica. Segundo Mezzalira (1961/62), a deposição se deu no âmbito de meandros abandonados, em águas quase paradas e límpidas (sedimentação lagunar), fenômeno ainda hoje em desenvolvimento na região.

4 - Argilas descorantes

Grandes depósitos, aparentemente lenticulares, de argilas bentoníticas e terras *fúller* ocorrem associados aos folhelhos pirobetuminosos, entre Pindamonhangaba e Tremembé. São explorados pela Sociedade Extrativa Santa Fé Ltda., na estrada do Padre Eterno (Tremembé) e usadas como descorantes de óleos vegetais comestíveis. Apresentam coloração verde-azeitona, azul ou vermelho e são constituídas por montmorilonita-illita, em camadas mistas. Desconhecem-se dados sobre o consumo dessas argilas, que apresentam inconvenientes, tais como elevada retenção de óleo e baixa filtrabilidade (Paiva Neto & Nascimento, 1956; Santos, 1973).

10.3.3 - Dolomitos e calcários

10.3.3.1 - Dolomitos da Formação Irati

As áreas de ocorrência da Formação Irati, no âmbito do projeto, restringem-se ao quadrante sudoeste (quadrículas Ibitiruna, Capivari, Piracicaba e Rio Claro), onde esta seqüência sedimentar aflora segundo uma estreita faixa com 2 km a 5 km de largura, orientada aproximadamente segundo ENE-WSW, entre Laranjal Paulista e Rio das Pedras, e N-S, entre esta última cidade e Rio Claro. Sua característica marcante, nessa região, é a presença, junto à base ou muito próximo a ela, de um banco de dolomito, com espessura variando entre 2 m e 4,5 m, com coloração creme-esbranquiça

da ou cinzenta, por vezes listrado e marmorizado, praticamente isento de impurezas argilosas e silicificado próximo ao topo e à base do banco.

Diversas análises químicas destas rochas mostram teores de CaO variáveis entre 22% e 32%, MgO entre 11% e 23%, resíduo insolúvel de 2% a 10% e perda ao fogo de 27% a 45%. Apresentam ainda teores consideráveis do boro, molibdênio, cobre, manganês, zinco, enxofre e cobalto, de grande importância em algumas culturas.

Paoliello (1974) estudou detalhadamente esta camada de dolomito, visando o seu aproveitamento como corretivo de acidez dos solos do estado de São Paulo, sendo compilada desse autor a maioria dos dados aqui fornecidos.

Ao longo da faixa de afloramento destas rochas estabeleceram-se cerca de 60 pedreiras (algumas atualmente paralisadas), concentradas principalmente nas regiões de Bairrinho (30), Assistência (8), Caieira (7) e Barro Preto (5), nos municípios de Rio das Pedras, Rio Claro, Tietê, Piracicaba e Laranjal Paulista. A maior parte do material extraído nessas pedreiras sofre processos de cominuição (britagem + moagem), em diversas usinas instaladas no eixo Rio Claro-Piracicaba-Laranjal Paulista, para a obtenção de "pó calcário". Sua produção, em 1974, foi superior a um milhão de toneladas. A queima para cal consome o restante do material explorado.

O referido autor estimou as reservas da região em cerca de 160 milhões de toneladas de dolomito, com um teor médio de CaO + MgO em torno de 42%, considerando como economicamente exploráveis as áreas em que a camada de dolomito apresenta uma cobertura estéril inferior a 30 m de espessura, que supririam as necessidades de corretivos alcalinos de uma área plantada de 1.200.000 ha, durante 50 anos.

10.3.3.2 - Calcários e dolomitos pré-cambrianos

Os calcários e dolomitos pré-cambrianos constituem

depósitos de forma lenticular, com dimensões variáveis, encaixados em rochas dos complexos Rio Elvas, Campos do Jordão, Varginha e Itapira.

As ocorrências condicionadas ao Complexo Rio Elvas referem-se a calcários, em geral acinzentados e de granulação média à fina, com teores de MgO entre 0,3% e 2,3%. Já as rochas carbonatadas, caracterizadas por elevado teor em MgO, podem ser classificadas como dolomitos, restringindo-se aos complexos Campos do Jordão, Varginha e Itapira.

As principais jazidas estão situadas na fazenda Areias (sudeste de Tapiratiba) e no bairro dos Marmelos (nordeste de Campos do Jordão), estando aquele em jazimento de migmatitos do Complexo Varginha, enquanto este embutido em biotita-gnaisse do Complexo Campos do Jordão.

Ambas as jazidas exploram um dolomito bem cristalizado, branco e de grã grossa, que é aproveitado em larga escala como corretivo de solos e, secundariamente, em indústrias de porcelana e de construção civil, em geral da metrópole paulista.

As demais ocorrências, com menor grau de importância econômica, em face ao pequeno porte, encontram-se nos municípios de Boa Esperança (serra das Pedras, fazenda Água Parada e 2,5 km a sudeste da cidade), Campos do Jordão (fazenda da Tabatinga), Carmo do Rio Claro (serra da Cachoeira), Conceição da Aparecida (Usina Santa Quitéria), Cruzeiro (Embaú-Mirim) e Lavras (serra da Bocaina).

Os dados fornecidos pela bibliografia permitem acrescentar as dos municípios de Itapira (Eleutério), Alfenas e Delfim Moreira, cujas análises químicas estão relacionadas na tabela XXXI, juntamente com as de outras ocorrências, também compiladas.

Quanto aos resultados de análises químicas efetuadas durante o transcorrer deste projeto, estão catalogados na tabela XXXII.

TABELA XXXI - ANÁLISES QUÍMICAS DOS CALCÁRIOS PRÉ-CAMBRIANOS

Município	Procedência	Características							
		RI	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	R_2O_3	CaO	MgO	P.F.
Alfenas		9,3				2,0	48,0	1,0	
Campos do Jordão	Fazenda Água Santa	4,5		0,1	0,4		32,3	18,9	43,4
	Fazenda Santo Antônio		2,61			0,68	30,36	20,56	45,58
Cruzeiro	Embaú-Mirim	5,8		traços	nihil		31,6	19,8	42,8
		14,3		0,7	2,6		30,4	18,3	33,8
		26,2		0,6	4,6		24,4	15,6	27,2
			6,65	0,41	0,12		34,93	18,95	38,74
		13,9				1,2	34,0	15,1	35,3
Delfim Moreira		5,8				1,1	30,3	19,3	43,9
Itapira	Fazenda Fortaleza	3,0		0,3	0,3		40,9	10,9	43,9
	Eleutério	3,5		0,4	0,9		35,0	15,9	44,0
Tapiratiba	Fazenda Areias	6,5		0,6	2,1		29,6	18,8	42,4
		17,6		0,4	3,4		29,0	12,3	36,3

Bibliografia: 1) Cunha et alli (1949)
2) Guimarães (1952)
3) Falcão e Cunha (1965)

CPRM

TABELA.XXXII - RESULTADOS DE ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHAS CARBONÁTICAS

Composto / Amostra	P.F. %	R.I. %	R_2O_3 %	CaO %	MgO %
HC-163A	44,8	2,2	0,7	30,3	21,4
JC-49B	38,5	11,8	2,9	46,0	1,4
JD-48	31,8	11,6	2,7	30,8	21,2
JP-67B	30,8	26,2	3,8	36,7	2,3
JP-68C	38,6	10,9	2,1	47,0	1,4
KY-67	42,7	0,5	0,4	55,0	0,3

10.3.3.3 - Calcários do Grupo Passa Dois

Os calcários do Grupo Passa Dois constituem camadas que raramente ultrapassam 25 cm de espessura, intercalando-se em diversos tipos de sedimentos desta seqüência, particularmente em sua porção superior. Apresentam coloração cinza, por vezes manchada de vermelho, sendo em parte silicificados e com caráter magnesiano. Não há referências sobre a exploração deste material na área em estudo, unicamente trabalhado no distrito de Taguaí (a oeste da área), onde a camada de calcário oolítico pode atingir 6 m de espessura. As principais ocorrências estão localizadas nos municípios de Piracicaba, São Pedro, Rio Claro e Mococa.

10.3.4 - Materiais de construção

A exploração de materiais de emprego imediato na construção civil é uma atividade amplamente desenvolvida na área, concentrando-se ao redor dos grandes centros populacionais.

Na produção de brita e pedras de cantaria e revestimento de construções são utilizados materiais bastante diversificados, condicionando-se seu uso, em primeira ins-

tância, à distância dos centros consumidores e, secundariamente, ao fim para o qual se destinam.

10.3.4.1 - Granito industrial (brita)

Sob a denominação de granito industrial englobamos vários tipos de material, desde granito propriamente dito até diabásio, desde que seja utilizado para obtenção de brita.

A pedra britada é explorada por dezenas de empresas, que, em conjunto, totalizam uma produção superior à 75.000 m^3/mês. A maior parte deste volume é explorada no vale do Paraíba e próximo de Campinas, regiões detentoras das principais pedreiras.

Estes produtos destinam-se para diversos setores de obras, sendo empregados em grande escala na pavimentação e na conservação de rodovias e ferrovias, além de obras civis (construção de casas, edifícios, etc.).

O preço refere-se ao local da produção (pedreira), segundo dados fornecidos pelas maiores firmas cadastradas (produção acima de 5.000 m^3/mês - valores médios* em outubro de 1975):

pedra marroada	Cr$ 37,00/m^3
brita IV	Cr$ 42,00/m^3
brita III	Cr$ 45,00/m^3
brita II	Cr$ 57,00/m^3
brita I	Cr$ 60,00/m^3
pedrisco	Cr$ 58,00/m^3
pó de pedra	Cr$ 24,00/m^3

Do ponto de vista qualitativo, granitos, granitóides e monzonitos constituem-se nos melhores produtos para brita. São lavrados nos municípios de Aparecida, Boa Esperança e Campos do Jordão.

---

* Deve ser acrescido 15% de imposto único sobre minerais.

Entretanto, gnaisses e migmatitos, de amplo predomínio na área, são as rochas mais comumente exploradas. Foram catalogados pedreiras deste tipo em Campinas, Campos do Jordão, Itajubá, Lambari, Lorena, Machado, Piquete, Pouso Alegre, Roseira, São Gonçalo do Sapucaí, São João da Boa Vista, Soledade de Minas, Três Corações, Varginha e Venceslau Brás.

Em menor freqüência são explorados diabásio (Campinas, São Carlos, Itirapina, Jaguariúna, Iracemápolis, Limeira, Rio Claro e Mogi-Mirim), basaltos (Ribeirão Preto), dioritos (São José do Rio Pardo), granulitos (Arceburgo, Guaxupé, Varginha), granada-micaxistos (Lambari) e tinguaítos e foiaítos (Poços de Caldas).

10.3.4.2 - Lajes para revestimento

As lajes de revestimento, usadas para pisos, muros e fachadas de construções, são provenientes principalmente das serras Jurumirim, das Ninfas e da Conquista (denominações locais da serra que se estende de Lambari a São Tomé das Letras).

Ao longo dessas serras, inúmeras pequenas frentes de lavra exploram um quartzito micáceo fino, de coloração branca a ligeiramente amarelada, com facilidade desplacável em lâminas de espessura em torno de 1 cm. As lâminas, depois de extraídas, são cortadas em lascas, mormente em dimensões de 50 cm por 50 cm ou 40 cm por 40 cm e cujo preço (outubro de 1976), apanhado no local, varia de Cr$ 16,00 a Cr$ 18,00 por metro quadrado.

A produção é superior a 2.600 m^2/mês e destina-se aos grandes centros consumidores como São Paulo, Belo Horizonte e Rio de Janeiro, além de suprir o mercado local.

Ainda para revestimento de fachadas de construções ou pisos de jardins são explorados arenito Botucatu de duas cores e calcários silicificados da Formação Irati.

Fuchsita-quartzitos, de cor verde, que ocorrem nas proximidades de Natércia e Heliodora, bem como os quartzitos da serra Negra, município de Lindóia, são também objeto de muita procura como pedra ornamental.

10.3.4.3 - Pedras polidas

Como material de pedra polida são explorados os enormes matacões de granito e micromangerito que ocorrem em Bragança Paulista.

Os granitos são róseos e porfiróides, denominados comercialmente de granito vermelho Bragança, enquanto os micromangeritos são termos cinza escuros, de grã fina e conhecidos por granito preto Bragança.

Extraem-se grandes blocos sob forma de paralelepípedo, que, após serrados em chapas e polidos, são utilizados para revestimento de paredes e pisos de edificações, pias de cozinha, monumentos e lápides de sepultura.

O preço em blocos, em julho de 1975, variou de Cr$ 700,00 a Cr$ 1.200,00 o metro cúbico, elevando-se a Cr$ 2.500,00 depois de serrados. Recebido o polimento, o seu valor passou para Cr$ 351,00 a Cr$ 473,00 o metro quadrado, dependendo da espessura e da qualidade do produto.

A produção é de cerca de 250 m^3/mês e destina-se largamente para São Paulo.

Para a produção de pedra polida são explorados também os charnoquitos grosseiros, de coloração verde escura, encontrados no município de São José dos Campos. Os blocos obtidos são remetidos para São Paulo, onde são serrados e polidos, antes de serem utilizados em fachadas de edifícios.

10.3.4.4 - Outros materiais de construção

A confecção de paralelepípedos e guias destinados a calçamento de ruas, uma atividade individual proces-

sada de maneira bastante rudimentar e com produção pequena, é desenvolvida em vários locais.

Merecem relativo destaque as explorações do granito de Morungaba (fácies equigranular rósea e cinzenta), nas proximidades de Valinhos e Morungaba, do granito Porto dos Mendes, a oeste de Perdões, e de charnoquitos nos arredores de Cristina e de Monte Santo de Minas.

Os depósitos de areia para construção civil ocorrem em diversos pontos da área, sendo explorados por extração direta das aluviões ou através de dragas instaladas nos principais rios..

As fontes deste material são os rios Paraíba do Sul (em todo percurso do âmbito do projeto), Jaguari-Mirim (desde São João da Boa Vista até Andradas), Mogi-Guaçu (a montante da cidade do mesmo nome), Sapucaí (setor entre Pouso Alegre e Careaçu e sudeste de Itajubá), Peixe (perto de Socorro), Verde (de Varginha a Três Corações), Sapucaí-Mirim arredores de São Bento do Sapucaí), Pardo (de São Pedro de Caldas até próximo da represa Graminha).

Algumas vezes, como subproduto da areia, é explorado o cascalho. Entretanto, em alguns casos ele constitui-se no principal produto de extração, como ocorre no rio do Cervo (vizinhanças de Congonhal), cuja produção é utilizada em pavimentação de estradas pelo DER de Minas Gerais.

10.3.5 - Pegmatitos

No âmbito das rochas pré-cambrianas ocorrem inúmeros corpos pegmatíticos, distribuídos, preferencialmente, numa faixa orientada segundo NNE-SSW, com cerca de 7 km de largura e 50 km de extensão, desde Pinhalzinho (SP) até Borda da Mata (MG). Corpos estreitos e irregulares ocorrem em vários outros pontos da área, atingindo condições econômicas de lavra, localmente.

CPRM

1 - Faixa Pinhalzinho-Borda da Mata

Esta faixa também é chamada de zona pegmatítica de Socorro, sendo motivo de estudos por parte de Haralyi (1964) e Wernick (1967), este somente no trecho paulista, dos quais retiramos a maioria dos dados aqui apresentados, em especial do último autor.

Nesta faixa são conhecidas cerca de duas centenas de jazidas, em áreas dos municípios de Pinhalzinho, Monte Alegre do Sul, Socorro, Monte Sião, Ouro Fino, Bueno Brandão e Inconfidentes, concentrando-se as explorações, todavia, nos municípios paulistas, em virtude das facilidades de transporte e da menor distância dos centros consumidores. Os corpos apresentam formatos irregulares (lentes, bolsões, diques), com dimensões variáveis, os maiores com possança superior a 60 m e centenas de metros de comprimento, estando encaixados em gnaisses (biotita-gnaisses e hornblenda-biotita-gnaisses) e migmatitos, relacionados aos complexos Amparo e Itapira, que se mostram fortemente milonitizados nos contatos com os pegmatitos.

A mineralogia desses depósitos é relativamente simples, ocorrendo feldspato potássico e quartzo intercrescidos, podendo predominar ou faltar um ou outro mineral. Em alguns lugares foi encontrado plagioclásio. Como acessórios ocorrem biotita e schorlita e, mais raramente, almandina e monazita (Knecht & Barreto, 1948). Segundo dados do DNPM (1970), é freqüente a presença de cristais euédricos de ilmenita nos pegmatitos de Socorro.

Os feldspatos apresentam coloração rósea predominante, localmente esbranquiçada ou acastanhada, ocorrendo tanto feldspato inalterado (ou de "verniz"), quanto feldspato semialterado (ou "amorfo"), com aspecto pulverulento e constituído por uma mistura de alto teor em feldspato e baixo em caulim. Podem ainda estar completamente transformados em caulim, como é o caso de uma jazida em Lavras de Baixo, a norte de Socorro, constituída quase só por caulim e quar-

tzo vítreo. A maioria das jazidas contêm feldspato "amorfo" e quartzo, apresentando este mineral diversos aspectos: incolor, transparente, branco leitoso, cinza esfumaçado e até rôseo (dique em Lavras de Baixo).

Todos os produtos têm aproveitamento econômico (feldspatos "de verniz" e "amorfo", caulim e quartzo), empregando-se métodos rudimentares de extração na maioria das jazidas, com exceção dos maiores depósitos, nos quais são utilizados tratores e marteletes de ar comprimido. A maior parte do material é vendida *in natura* ou com pequeno beneficiamento, para a florescente indústria de porcelana da região, concentrada especialmente em Pedreira (27 fábricas), abastecendo ainda de matéria-prima as fábricas de Jundiaí, Valinhos, Campinas, Mogi das Cruzes, São Caetano do Sul, Mauá, Vinhedo, Porto Ferreira, Mogi-Mirim e São Simão. Uma análise de feldspato de primeira qualidade revelou os seguintes teores (Knecht & Barreto, op. cit.):

SiO_2	62,50%	K_2O	12,08%
Al_2O_3	19,90%	Na_2O	2,11%
Fe_2O_3	0,30%	P. F.	0,55%

Segundo Wernick (op. cit.), somente nos municípios de Monte Alegre do Sul e Pinhalzinho, particularmente nas localidades de Mostardas e Pedra Branca, há cerca de 130 jazidas de feldspato, das quais 37 em exploração (três com produção elevada), com um total mensal superior a 2.800 t de feldspato fresco e semi-alterado, 2.000 t de quartzo e 250 t de caulim. A produção mensal das 19 jazidas em exploração (das 52 conhecidas), no município de Socorro, é de aproximadamente 1.750 t de feldspato "verniz" e "amorfo", somando-se a isto 1.000 t de quartzo e 100 t de caulim. As regiões de Ferreiras (Monte Sião), Três Cruzes (Bueno Brandão), Cambuí (Inconfidentes) e Pinhalzinho (Ouro Fino) apresentam pequena produção.

2 - Outras ocorrências de pegmatitos

Estreitos e irregulares corpos de pegmatitos, encaixados em rochas granitóides relacionadas à Associação Barbacena (Complexo Varginha), ocorrem nos municípios de Águas da Prata, Andradas, Botelhos, Pinhal, São João da Boa Vista, São Sebastião da Grama e Vargem Grande do Sul. Na fazenda Roseira, em São João da Boa Vista, foi explorado um pegmatito, encaixado em granito-gnaisse, constituído por 70% de feldspato (ortoclásio), 20% de quartzo e 5% de mica (DNPM, 1970).

Segundo Pires et alii (1970), estão sendo lavrados na região de São João da Mata e Espírito Santo do Dourado (fazenda Poço das Antas) pegmatitos com feldspato potássico, quartzo (às vezes róseo) e caulim, contendo acessoriamente schorlita, samarskita e ilmenita. Estas ocorrências estão situadas próximas ao contato entre os granitóides do Complexo Varginha e os migmatitos do Complexo Amparo, efetuado através de uma zona de falha.

Outras ocorrências de pegmatitos, associadas ao Complexo Amparo, afloram nas regiões de Conceição da Pedra, Natércia e Careaçu, constituindo-se na provável continuidade da zona de Socorro. Santos & Santos (1969) citam também ocorrências em Itapira, Mogi-Mirim, Amparo e Campinas.

Finalmente, encontramos pequenos corpos pegmatíticos no município de Campos do Jordão (bairro do Tabaco), associados a rochas gnáissicas e migmatíticas da Associação Paraíba do Sul.

10.3.6 - Areia industrial

As areias quartzosas aplicadas em indústrias de fundição, abrasivo, vidraria e cerâmica foram assinaladas em terrenos tanto cristalinos quanto sedimentares.

Em domínio pré-cambriano, as unidades quartzíticas componentes dos complexos Rio Elvas e Campos do Jordão

respondem pela produção de areia quartzosa. Encontram-se em exploração na serra do Faria, a montante do córrego da Galinha (município de Lavras), na fazenda Areia Branca (Delfim Moreira) e no bairro das Pedras (Marmelópolis).

Tais quartzitos possuem como característica comum a coloração esbranquiçada e geralmente exibem elevada porcentagem de sílica. Segue abaixo a composição química, com respectivos teores, do quartzito procedente do bairro das Pedras, fornecida pela Mineração Sul de Minas Ltda., detentora da lavra:

SiO_2	99,42%	Fe_2O_3	0,02%
Al_2O_3	0,31%	MgO	0,02%
TiO_2	0,02%	CaO	0,01%
P. F.	0,16%		

O preço de areia quartzosa comercializada na jazida (vigorante em setembro de 1975) varia de Cr$ 39,00/t (fazenda Areia Branca) a Cr$ 60,00/t (bairro das Pedras).

A produção é da ordem de 13.000 t/mês e destina-se às indústrias situadas em São Paulo, Rio de Janeiro, São José dos Campos e Caçapava.

No que se refere aos terrenos sedimentares, os depósitos de areia quartzosa são explorados nos municípios de Descalvado, Analândia e Brotas (DNPM, 1970). Não há dados geológicos sobre estas ocorrências na bibliografia, notando-se apenas que todas elas estão localizadas em áreas da Formação Botucatu e devem, provavelmente, resultar da concentração secundária dos sedimentos arenosos dessa seqüência.

10.3.7 - Apatita

No sítio dos Milani, junto à porção superior da serra dos Vaz, município do Ouro Fino (MG), ocorrem depósitos de apatita, explorados pela Mineração Zique, em regime semi-mecanizado, estando atualmente paralisada a lavra.

O minério fosfático está associado a diques de metagabro, orientados segundo N50-60E; vertical a subvertical para SE e encaixados em granada-granulitos e charnoquitos. O contato entre os diques e as encaixantes é brusco, geralmente através de um plano espelhado, o que nos leva a supor que a intrusão do material básico deu-se ao longo de falhas, posteriormente reativadas, já que os minerais constituintes do dique encontram-se bastante fraturados.

A lavra concentrou-se em dois diques, com extensão ao redor de 100 m e espessura pouco superior a 1 m, atingindo profundidade de cerca de 10 m. Sondagens efetuadas teriam acusado minério até cerca de 20 m de profundidade.

Num dos diques distinguiram-se três tipos de material, que foram analisados no LAMIN. Os resultados acusaram:

a) Hedembergita de cor verde garrafa, que ocorre em cerca de 60% do dique, possuindo textura engranzada, grã grosseira e densidade média;

b) Mineral esbranquiçado, com hábito fibroso e brilho nacarado, ocorrendo em bolsões descontínuos e pontuações, cuja análise revelou tratar-se de escapolita, em algumas porções alterada para mineral do grupo da caulinita, provavelmente halloysita;

c) Apatita, em bolsões e veios descontínuos, facilmente identificada por cor esverdeada (às vezes rósea), brilho vítreo e textura granular sacaróide e densidade alta. Embora não sejam comuns, ocorrem alguns cristais prismáticos subédricos, com tamanhos entre 1 cm e 15 cm. A proporção do minério apatítico varia entre 20% e 30% do total de material presente no dique.

Análises químicas de quatro amostras revelaram:

P_2O_5	38,3%	0,6%	0,4%	2,3%
SiO_2	1,8%	31,2%	40,5%	23,8%
Fe_2O_3	0,1%	13,0%	0,1%	30,0%

Por sua vez, análises espectrográficas semi-quantitativas acusaram altos teores de Sr, La, Pb e Zr e teores baixos de Cu, Co, Ni e Cr. O material produzido pela alteração intempérica do metagabro mostra-se enriquecido em Be, Sc, V, Y e Zr, em relação aos teores da rocha original.

Podem ser visualizados a olho nu diversos minerais acessórios, dispersos na rocha piroxenítica: cristais acunhados e com cor acaramelada de esfeno, além de outros minerais não identificados.

A paragênese desta mineralização é ditada essencialmente por três minerais: hedembergita, escapolita e apatita.

Os dados disponíveis levam-nos a supor que a formação do depósito deveu-se à atuação de soluções hidrotermais-pneumatolíticas ricas em cloro, sobre diques de rochas gabróides. Esse metassomatismo possivelmente acompanhou uma ação metamórfica, que transformou a rocha básica original num metagabro grosseiro, contendo hedembergita como constituinte essencial. A favor desta hipótese temos os seguintes fatos:

a) A natureza intrusiva dos corpos, mostrando contatos bruscos com as encaixantes;

b) A paragênese mineral rica em cálcio, compatível com a mineralogia formada por metamorfismo-hidrotermalismo de uma rocha básica;

c) A presença de escapolita, provavelmente oriunda da alteração hidrotermal dos plagioclásios da rocha original;e

d) A presença de apatita e escapolita, minerais ricos em voláteis, indicando aporte de soluções ricas em Cl, F, etc., que certamente enriqueceram a rocha em alguns elementos-traços (Sr, La, Pb, Zn ?), como indicam as análises.

Toda a produção desta jazida foi vendida em Poços de Caldas (Mitsui S.A.) e usada na fabricação de fertilizan

tes fosfatados.

10.3.8 - Amianto

Várias ocorrências de amianto foram assinaladas na extremidade norte da área, diretamente associadas aos corpos ultrabásicos encaixados nas rochas do Complexo Campos Gerais, tendo sido exploradas parcialmente, no passado. A lavra (garimpo) foi suspensa por apresentar baixo rendimento. Em parte tal abandono é explicado pelo total desconhecimento das verdadeiras dimensões das mineralizações, pois não houve estudo sistemático para cubagem, processando-se a lavra em paralelo à pesquisa (pequenas trincheiras).

Foram cadastradas oito ocorrências, todas elas abandonadas, nos municípios de Jacuí (3), Bom Jesus da Penha (2), Conceição da Aparecida (1), Nova Resende (1) e Campo do Meio (1).

A qualidade do amianto varia de má a boa, pois as fibras apresentam tamanho entre 2 cm e 5 cm, até o máximo de 10 cm a 17 cm. Algumas vezes é bastante intemperizado. Sondagens a profundidades maiores devem revelar amianto de melhor qualidade, tanto em espessura dos veios quanto no grau de alteração.

Outra área onde ocorrem mineralizações a amianto é a região Itapira-Serra Negra-Socorro, associando-se a corpos básicos encaixados nos Complexos Itapira. Nesta região situa-se a única jazida em lavra, na fazenda Boa Esperança, município de Itapira, cujo material é utilizado na fabricação de cimento. O amianto ocorre junto com talco, proveniente da alteração de um anfibolito no gnaisse regional (Leonardos, 1959; IGG, 1964; Wernick, 1967; Girodo & Paixão, 1973). As reservas deste depósito, conforme o Anuário Mineral Brasileiro (1975), são as seguintes:

Material \ Reserva	Medida	Indicada
Minério (t)	970	2.035
Fibras (t)	10	22

Wernick (op. cit.) ainda assinalou pequenas ocorrências na rodovia Socorro-Lindóia (km 163) e na estrada Serra Negra-Monte Alegre do Sul (nas proximidades daquela cidade), sob forma de pequenos diques no anfibolito, atingindo as fibras comprimento máximo de 3 cm.

Também foram notados indícios próximo a Brumado, no município de Amparo, provavelmente de restrito valor econômico.

10.3.9 - Talco

A alteração hidrotermal de pequenos corpos anfibolíticos, encaixados em gnaisses levou à formação de talco e/ou amianto, em alguns locais exploráveis economicamente.

Das ocorrências de talco conhecidas, a mais importante é a da fazenda Santa Lídia, município de Piquete. É citada por Knecht (1940), IGG (1964) e Pinheiro (1973) e foi detalhadamente estudada por Ferreira (informação verbal), que avaliou as reservas do corpo principal em 8.300 t (medida) e 12.000 t (inferida). Tratam-se de várias pequenas ocorrências de talco, constituindo depósitos com formatos totalmente irregulares, dos quais o maior apresenta-se mais ou menos lenticular, com cerca de 45 m de extensão e 12 m de largura máxima. Orienta-se segundo NW-SE, discordantemente aos migmatitos amarrotados, biotita-gnaisses e biotita-xistos, que constituem as encaixantes do corpo de minério e que se alinham segundo NE-SW, com altos mergulhos (80°-85°) para sudeste. Todo esse pacote litológico está relacionado à Associação Paraíba do Sul.

O minério apresenta coloração esbranquiçada (talco de 1ª) e amarelada (talco de 2ª e 3ª), este último impurezas. É possível verificar-se no campo a passagem das encaixantes para o núcleo de talco, através de uma zona de tremolita-xistos. Atualmente a lavra desta jazida está paralisada.

10.3.10 - Rochas potássicas

Vastas áreas do planalto de Poços de Caldas são ocupadas por uma rocha creme clara, com teores entre 10% e 14% de K_2O e, no máximo, 1% de Na_2O, denominada regionalmente de "rocha potássica", embora esta denominação seja imprópria. Resulta da intensa atuação de soluções hidrotermais, combinadas com o intemperismo em alguns locais, sobre rochas fonolíticas, modificando a sua composição mineralógica e química, com enriquecimento em potássio e lixiviação de sódio. Foram estudadas por Frayha (1952 e 1970/71), de cujos trabalhos retiramos os diversos dados aqui fornecidos.

As maiores concentrações deste material encontram-se na porção centro-sul da intrusão (municípios de Andradas - principalmente no retiro Dona Tita - Caldas e Poços de Caldas), na região de Barreiro (a leste de Poços de Caldas) e em Águas da Prata. Sondagens efetuadas em alguns destes depósitos indicaram espessuras superiores a 100 m para este material, diminuindo, no entanto, o teor em potássio a partir de cinqüenta metros, mostrando que o intemperismo também contribuiu na formação destas rochas. Análises de amostras do retiro Dona Tita acusaram os seguintes teores:

SiO_2	55 a 59%
Al_2O_3	20 a 24%
Fe_2O_3	1 a 4%
TiO_2	0,4 a 1,4%
K_2O	12 a 13,7%
Na_2O	0,2 a 0,5%

O teor em potássio mantém-se alto até uma profun

didade de 33 m, dado obtido através de sondagens.

O volume das jazidas de "rochas potássicas"de todo o planalto se eleva a centenas de milhões de toneladas,com teor mêdio de 10% a 12% de K_2O, representando uma reserva de dezenas de milhões de toneladas de potassa.

Esse material, no entanto, encontra-se sob a forma de silicatos complexos, não solúveis in natura, o que impede a sua utilização como fertilizante, sem um processo de beneficiamento. Tentativas de comercialização deste material finamente pulverizado como adubo potássico, recomendado por Ilchenko & Guimarães (1953), não alcançaram êxito, porquanto não se presta para fertilização de plantas com rápido ciclo vegetativo, pois é solubilizado muito lentamente no solo.

Tecnicamente, não há problema para transformar esses silicatos de potássio em sais solúveis, tanto por via ácida quanto alcalina, sendo, todavia, antieconômica atualmente. Felicíssimo Jr. (1966) realizou experiências neste sentido, fundindo os silicatos potássicos com calcário, na proporção de 3:1, seguido de um resfriamento rápido. O produto obtido foi um silicato complexo vítreo, cujos cátions são facilmente lixiviados pelos ácidos industriais altamente diluídos. Estudos de fertilidade foram feitos pelo Instituto Agronômico de Campinas e pela Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, de Piracicaba, desconhecendo-se, no entanto, seus resultados.

10.4 - Combustíveis fósseis

10.4.1 - Folhelhos pirobetuminosos

Entre Quiririm e Roseira, no vale do médio Paraíba, ocorrem camadas de folhelhos pirobetuminosos associados aos sedimentos pliocênicos - terciários do Grupo Taubaté. A parte de interesse econômico na jazida possui uma espessura de cerca de 35 m (chamada de "coluna econômica"), com teor

médio de 3,6% de óleo, onde se destacam, pelos seus altos teores, cinco níveis principais de folhelho pirobetuminoso. Estes constituem camadas argilosas impregnadas de querogênio, com elevados teores de umidade, que passa geralmente de 30%. Quando secos, apresentam de 25% a 30% de querogênio e 70% a 75% de argilas. Conforme o modo de fraturamento e desintegração, são reconhecidos três tipos de folhelhos: papiráceo, semi-papiráceo e semi-conchoidal. A área mínima de ocorrência verificada deste material varia entre 200 e 250 km^2, com reservas estimadas ao redor de dois milhões de barris de óleo (Campos, 1952).

Análises destes folhelhos, fornecidas por Froes Abreu (1973), são transcritas na tabela XXXIII.

TABELA XXXIII - ANÁLISES DOS FOLHELHOS OLEÍGENOS DO VALE DO PARAÍBA (MATERIAL SECO AO AR)

Componentes \ Amostras	1	2	3	4	5
Umidade (%)	6,9	7,5	8,8	6,0	4,6
Matéria volátil (%)	24,2	24,6	23,7	22,6	23,9
Carbono fixo (%)	6,4	6,9	2,4	2,1	6,4
Cinza (%)	61,5	61,0	65,1	69,3	65,1

A composição percentual em peso dos folhelhos oleígenos, de acordo com os dados contidos em Panorama do Setor Mineral Brasileiro (1966), está exposta na tabela XXXIV.

A industrialização destas rochas, no entanto, envolve problemas de ordem técnica e econômica, ainda não completamente superados. Dada a sua qualidade inferior em relação ao folhelho pirobetuminoso da Formação Irati, foram relegadas a um segundo plano pela Superintendência de Industrialização do Xisto (ligada à Petrobrás), encarregada de

seus estudo e exploração. Atualmente, a Cia. Industrial de Rochas Betuminosas (CIRB), empresa privada, localizada a aproximadamente 5 km a nordeste de Tremembé, explora o folhelho pirobetuminoso.

TABELA XXXIV - COMPOSIÇÃO DOS FOLHELHOS DO VALE DO PARAÍBA

Componentes \ Tipo de folhelho	Maciço	Semi-papiráceo	Papiráceo	Macerado (média)
Água (%)	35,3	35,4	35,3	36,3
Óleo (%)	4,6	6,9	13,2	7,8
Resíduo (%)	58,3	55,7	49,2	53,3
Gás (%)	1,8	2,0	2,3	2,6

10.4.2 - Carvão

Na fazenda Jacuba, entre Monte-Mor e Campinas; restrita ao âmbito de uma pequena bacia sedimentar (Jacuba-Rebouças), ocorre uma única camada de carvão betuminoso, com 0,30 m a 0,35 m de espessura. Sobrepõem-se a folhelhos betuminosos (1,5 m), cor de cimento, contendo abundantes restos de peixes, e é capeada por um arenito argiloso cinzento escuro, com restos de plantas. O carvão apresenta de 2% a 7% de água, 28% a 35% de matéria volátil, baixo teor de cinza (entre 5% e 12%) e poder calorífico superior a 6.500 kcal/kg. As reservas são muito pequenas, não possuindo importância comercial.

Este pacote sedimentar foi incluído por Barbosa& Gomes (1958) na Formação Itu (base do Super-Grupo Tubarão), ocupando, portanto, posição estratigráfica diferente das demais ocorrências carboníferas do estado de São Paulo (Itapeva, Cerquilho, Tatuí e Buri), integrantes na Formação Tietê (em posições superiores, dentro do Super-Grupo Tubarão).

10.4.3 - Petróleo

Inúmeras sondagens para pesquisa de petróleo foram efetuadas nos municípios de São Pedro, Piracicaba, Rio Claro e Charqueada. Atingiram profundidades diversas, máximo de 728 m no poço Tucum, município de São Pedro, encontrando apenas vestígios de óleo e gás. Alguns poços perfurados no vale do rio Araquá (Graminha nº 22 e 55 e Araquá nº 112) revelaram a presença de um lençol de águas sulfurosas, a profundidades superiores a 400 m, e que hoje são utilizadas na estância hidromineral de Águas de São Pedro (Barbosa & Gomes, 1958).

Recentemente, a PETROBRÁS efetuou duas perfurações na faixa Passa Dois, uma no domo de Pitanga e outra em Assistência, município de Rio Claro, que atingiram o cristalino sem resultados positivos quanto ao petróleo (DNPM, 1970).

Contribuíram para estes resultados negativos: a pequena espessura das camadas sobrejacentes à Formação Irati, tida como possível rocha-mãe; a ausência de espessas camadas marinhas dentro do Super-Grupo Tubarão; e a ausência de Devoniano marinho sobreposto ao embasamento cristalino (Mezzalira, 1965).

10.4.4 - Turfa

Nas várzeas do rio Paraíba do Sul há numerosas turfeiras, originadas da decomposição da vegetação aquática de grande porte. Foram exploradas pela EFCB, durante os anos de 1942-1945. Os principais depósitos da área estão localizados nos bairros Moreira César e Curuputuba (município de Pindamonhangaba) e em Aparecida. As reservas das turfeiras da região do médio Paraíba são estimadas em 2,1 milhões de toneladas (turfa seca ao ar), segundo Borges (1945). Na tabela XXXV são apresentadas algumas análises deste material.

Nos municípios de Mococa (DNPM, 1970) e Poços de Caldas (Frayha, 1970/71) foram descritas outras ocorrências.

TABELA XXXV - RESULTADOS DE ANÁLISES DE TURFA

Características \ Jazida	Moreira	César	Curupu-tuba	Apare-cida
Umidade (%)	23,2	16,1	13,3	18,6
Matéria volátil (%)	34,4	37,1	50,8	45,7
Carbono fixo (%)	25,2	33,2	21,4	14,9
Cinzas (%)	16,6	13,6	14,5	20,8
Poder calorífico (kcal/kg)	4426	3986	4059	3325
Bibliografia	DNPM* (1970)	Fróes Abreu (1973)		

* Amostra média.

10.4.5 - Arenitos betuminosos

Dispõem-se em leitos de espessura constante e de distribuição em área limitada, ocupando o betume os interstícios dos grãos do arenito Pirambóia. De um modo geral, estão quase sempre associados a diques de eruptivas básicas. As únicas ocorrências descritas na área estão situadas no município de São Pedro (Moraes Rego, 1935).

10.5 - Potencialidade econômica

Devido à natureza dos terrenos geológicos no âmbito do projeto, ao caráter de exceção da intrusão alcalina de Poços de Caldas, responsável pela maior parte das mineralizações metálicas, e à rápida industrialização apresentada por inúmeros municípios da área, é no campo dos recursos minerais não-metálicos que residem as melhores perspectivas de incremento na atividade mineradora. Nesse contexto assume especial importância a porção do estado de Minas Gerais, que apenas nos últimos anos começou a ter sua potencialidade mineral devidamente avaliada, em particular o quadrante sudeste, em virtude da proximidade de regiões industrializadas, como o vale do Paraíba do Sul e a Grande São Paulo.

Em função do próprio caráter dos bens minerais não-metálicos, via de regra representados por unidades litológicas ou tipos petrográficos, ou a eles intimamente associados, as principais características de seu condicionamento geológico são a estreita ligação genético-estrutural com as formações rochosas. Assim, o seu posicionamento no terreno pode ser, simplificadamente, referido às grandes unidades geológicas da área e que são o complexo ígneo-metamórfico pré-cambriano; as bacias sedimentares - desde paleozóicas até recentes - com magmatitos básicos associados e a intrusão alcalina de Poços de Caldas.

À segunda destas unidades associam-se as ocorrências de argila (com exceção das altamente aluminosas), areia, dolomito, folhelho pirobetuminoso, carvão e turfa. São depósitos acamados, com ampla distribuição espacial, sempre ligados a horizontes estratigráficos bem definidos. Tratando-se de jazidas sedimentares singenéticas, as próprias unidades lito-estratigráficas funcionam como guias na prospecção de novas áreas mineralizadas ou na extensão dos depósitos atualmente conhecidos. Mesmo as soleiras de diabásio, de largo emprego como material de construção, ocorrem, referencialmente, no contato entre os sedimentos e o embasamento

granito-gnáissico, ou na base da Formação Irati, enfatizando assim o controle estratigráfico no seu posicionamento.

Fatores petrográfico-petrológicos e estruturais respondem pelo condicionamento das mineralizações no domínio dos terrenos pré-cambrianos, a maioria das quais localizadas no âmbito das rochas metamórficas de médio grau de metamorfismo (Associações Barbacena e Paraíba do Sul).

As fontes de águas minerais e os pegmatitos quartzo-feldspáticos constituem excelentes exemplos de condicionamento por estruturas tectônicas. As primeiras estão invariavelmente ligadas a falhas ou fraturas e são localizadas, em sua grande maioria, no extenso "corredor" de rochas meso-metamórficas da Associação Barbacena. Já os pegmatitos, embora ocorram indistintamente em quase toda a área dos terrenos pré-cambrianos, alcançam maior significado ao longo da faixa Pinhalzinho-Borda da Mata (NNE-SSW), cujo prolongamento em território mineiro, sugerido pela similaridade dos traços geológicos e pela concordância de direções estruturais, parece estar comprovado por novas ocorrências descobertas nos municípios de Santa Rita do Sapucaí, Natércia, Careaçu e Conceição das Pedras.

No campo dos recursos metálicos destaca-se sobremaneira a intrusão alcalina de Poços de Caldas, considerada uma das maiores do mundo em área (ao redor de 800 km^2) e uma das mais mineralizadas (bauxita, zircônio, urânio, molibdênio, tório e terras raras).

11 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A execução do Projeto Sapucaí, compreendendo mapeamento geológico sistemático de uma área de quase 70.000 km^2, possibilitou chegar-se às seguintes principais conclusões:

1 - Geomorfologicamente, caracterizamos três grandes províncias: planalto Atlântico, depressão Periférica e cuestas Arenito-Basálticas. A primeira destas províncias tem maior diversidade de relevo, tendo sido dividida em seis unidades menores. Esta província ocupa toda a porção pré-cambriana, além de incluir o planalto de Poços de Caldas e a bacia de Taubaté. As duas províncias restantes estão restringidas à porção sedimentar-magmática da sinéclise do Paraná.

2 - A geologia comporta três grandes conjuntos litológicos: 1º) a área pré-cambriana, de grande heterogeneidade litológica e estrutural, englobando rochas de diferentes idades e de difícil posicionamento estratigráfico; 2º) a cobertura sedimentar não deformada, representada pelos sedimentos das bacias do Paraná e de Taubaté; e 3º) as manifestações magmáticas do vulcanismo fissural mesozóico da bacia do Paraná, cujos reflexos foram o derrame de massas basálticas e a intrusão de corpos diabásicos e a edificação dos maciços alcalino de Poços de Caldas e alcalino-básico-ultrabásico de Ponte Nova, além de diques associados. A porção pré-cambriana foi dividida nas seguintes unidades:

a) Associação B_1 (representada pelo Complexo Lavras): Corresponde ao domínio do cráton São Franciscano, alojando orto e parametamorfitos altamente deformados, reconhecendo-se aí uma fase granítica importante, que se traduz na edificação do maciço granítico de Porto dos Mendes;

b) Associação Barbacena: Engloba rochas de idades e origens diversas, exibindo, entretanto, apenas as modifica-

ções imprimidas no último diastrofismo pré-cambriano. Englo ba nove complexos: Socorro (onde ainda se recuperam rochas que fornecem idades radiométricas referentes ao ciclo Transamazônico), Varginha (similar ao anterior, diferindo pela maior distribuição e pela melhor configuração dos termos das fácies granulítica e anfibolítica e suas gradações aos corpos graníticos e/ou granitóides), Paraisópolis,Andrelândia, Amparo, Campos Gerais (representando uma seqüência vulcano-sedimentar metamorfizada, com recorrências metamórficas retrógradas), Itapira (unidade complexamente estruturada por processos fluxionais cataclásticos, englobando fácies tectoníticas do Amparo), Lambari e Rio Elvas (conjunto altamente tectonizado);

c) Associação Paraíba do Sul: Compreende dois complexos (Piquete e Campos do Jordão), delimitados pelo grau de complexidade estrutural e pela quantidade de material micaxistoso, cujas rochas são representantes do ciclo orogenético Brasiliano e do embasamento remobilizado;

d) Maciços graníticos individualizados de Morungaba, Roseira, Mendanha e outros menores: São corpos rochosos de estruturação granítica, exibindo caracteres intrusivos tardi a pós-orogênicos, em relação ao ciclo Brasiliano;

e) Grupo Bambuí: Está representado apenas pela fácies conglomerática (Samburá), localmente deformada por cataclase;

f) Formações Pouso Alegre, Eleutério e Pico de Itapeva: São pequenos conjúntos litológicos tectonicamente encaixados em metamorfitos da Associação Barbacena, tendo evidências de metamorfismo epizonal;

g) São bastante freqüentes, ainda, rochas cataclásticas, originadas dos fortes movimentos de blocos rochosos, chegando em vários locais a dimensões mapeáveis.

3 - Foram caracterizados três grandes domínios estruturais: pré-cambriano-eopaleozóico, permiano-cretáceo e ter

ci-quaternário. O primeiro ocupa 2/3 da área pesquisada e apresenta maior riqueza em elementos estruturais, tendo sido dividido em oito megablocos tectônicos, a saber: Jundiaí, Socorro, Paraisópolis, Mantiqueira, Campos Gerais, Lavras, São Lourenço e Pinhal, os quais constituem sistemas de blocos menores. Neste grande domínio:

a) Não é possível diagnosticar estruturas sedimentares, especialmente o acamamento, a não ser em casos esporádicos, como nalgumas rochas que compõem os complexos Lambari, Rio Elvas e parte do Campos Gerais, além das do grupo Bambuí e das formações Eleutério, Pouso Alegre e Pico de Itapeva, devido às condições termodinâmicas de formação dessas seqüências rochosas e do policiclismo tectônico, de caráter orogenético, a que foram sujeitas;

b) A foliação é a estrutura planar mais conspícua, aparecendo, normalmente, em íntimo sincronismo com o bandamento gnáissico (de segregação metamórfica ou de injeção), com excessão dos pacotes micaxistosos. Nos migmatitos esta estrutura pode estar cortada por veios de quartzo ou de quartzo-feldspato ou aparecer de modo difuso. Os parâmetros direcionais exibem disposições noroeste, principalmente nas duas folhas setentrionais, e nordeste, em especial na de Guaratinguetá, além de posições intermediárias;

c) As estruturas dobradas de maior envergadura são o sistema de sinformas e antiformas entre Varginha e Cambuquira, a sinforma de Itapira e a antiforma de Monte Sião, tendo sido delineadas duvidosamente as situadas entre Silvianópolis, São Gonçalo do Sapucaí e Cordislândia. O arranjo espacial das rochas nos complexos Socorro e Paraisópolis, bem como o conjunto que mantêm a serra das Águas, apresenta configuração megassinformal. Inúmeras outras pequenas dobras foram assinaladas entre Delfim Moreira e Venceslau Brás e em Ibitiúra de Minas, sul de São Lourenço, Três Pontas e Divino Espírito Santo. Prováveis sinclinais mergulhantes de flanco invertido foram assinaladas em seqüências quartzíti-

cas, como a nordeste de Carmo da Cachoeira e a oeste de Barranco Velho, e uma anticlinal mergulhante a nor-nordeste de Nova Resende. Dobras mesoscópicas, envolvendo dimensões entre centímetros e metros, exibem geometria cilíndrica planar a curviplanar e acilíndrica linear a curvilinear. Nas faixas comprimidas entre os grandes lineamentos tectônicos foram visualizadas dobras apertadas, às vezes isoclinais e similares;

d) As falhas são os elementos tectônicos de maior realce, tendo-se-as agrupado em três cinturões de cisalhamento: de Campo do Meio, englobando as falhas de Campo do Meio, Campos Gerais, Nepomuceno, Bom Jesus da Penha, Petúnia, Jacuí, São Pedro da União e Três Pontas; de Ouro Fino, compreendendo as falhas de Jacutinga, Monte Sião, Socorro, Valinhos e Campinas, serra dos Criminosos, Lambari, Três Corações, Borda da Mata e outras de menor expressão; e de Camanducaia, reunindo as falhas de Camanducaia, Extrema e outras menores; além do sistema de falhas Serra da Mantiqueira (falhas de Jundiuvira, São Bento do Sapucaí, Alto da Fartura e rio Jaguari).

O domínio permiano-cretáceo compreende os sedimentos da sinéclise do Paraná, cuja estrutura regional é do tipo homoclinal modificada por falhamentos, mergulhando 1° para oeste e noroeste, aproximadamente. Este conjunto litológico guarda todas as estruturas sedimentares primárias. Esforços compressivos originaram várias estruturas: falhas, sistemas de falhas, *Horsts* e *Graben*, domos e flexuras.

O domínio terci-quaternário compreende a bacia de Taubaté, a Formação Rio Claro e as coberturas quaternárias, tendo restrito interesse aos objetivos de nosso trabalho.

4 - A execução de datações pelo método K/Ar evidenciou que a maioria das amostras revelou rejuvenescimento total no ciclo Brasiliano, demonstrando a enérgica atuação des-

se evento nas rochas da área pesquisada. Já as datações pelo método Rb/Sr mostraram resultados mais interessantes, o que permitiu a sua comparação com os dados de outros autores. Entretanto, a dispersão dos parâmetros mostra o anacronismo isotópico das amostras isoladas da área, impossibilitando alinhamento isocrônico.

5 - Com base nos dados disponíveis para a elaboração de um esquema de reconstituição ordenada dos eventos sedimentar-magmáticos e tectono-orogenéticos dos terrenos pré-cambrianos da área pesquisada, concluímos:

a) Há representantes litológicos dos ciclos Jequié (2.600-3.000 m.a.), sendo provável a existência de unidades gurienses, de idade acima de 3.000 m.a., rejuvenescidas em porções do cráton São Franciscano; Transamazônico (2.600-1.800 m.a.); Uruçuano ? (1.300-1.000 m.a.) e Brasiliano (1.000-500 m.a.).

b) O ciclo Transamazônico é representado por grande parte das unidades Amparo, Varginha, Socorro, Paraisópolis, Andrelândia, além de pequenas porções dos complexos Campos Gerais (domínio de Nova Resende), Lavras (domínio tectonítico de Nepomuceno e maciço granítico de Porto dos Mendes), Itapira e Lambari.

c) Neste ciclo os termos sedimentares e vulcânicos associados foram solicitados em regimes metamórficos de médio a alto grau (fácies anfibolito e granulito). A polarização dos esforços que dobraram e falharam os conjuntos rochosos parece ter-se processado em torno de sul-sudeste para nor-nordeste, materializando um acréscimo maior ao microcontinente Paraná, em detrimento ao Sanfranciscano. O ciclo Transamazônico estabeleceu-se em condições de paraplataforma, envolvendo grandes massas siálicas sul-americanas e africanas. O resfriamento regional do sistema deve ter-se si

tuado em torno de 1.800-1.700 m.a..

d) Entre os ciclos Transamazônico e Brasiliano desenvolveu-se o ciclo Uruçuano, com sedimentação preferencialmente implantada nas faixas mais lábeis do tectonismo transamazônico, com controle dos megablocos mais estáveis, seguido de uma fase de manifestações magmáticas básico-ultrabásicas até intermediárias. Com o término da deposição sucede um curto período de erosão, estabelecendo-se uma dinâmica crustal vertical, com ascensão de material magmático (em torno de 1.100 m.a.). O grupo litológico correspondente a este período é o Bambuí.

e) No pré-Cambriano superior todo o conjunto é solicitado por um clima tectono-orogenético, originando vergências nor-nordeste e noroeste. Nesse período tem lugar o principal estágio de dobramento e metamorfismo dinamotermal, sobrevindo migmatitização regional ao nível de infraestrutura e nas zonas transitivas. Com o acentuamento das transformações petrogenéticas, inicia-se a confecção de granitos e granitóides palingenéticos, bem como acentuada porfiroblastese em charnoquitos e dioritos, principalmente.

f) As seqüências vulcano-sedimentares (complexos Lambari e Campos Gerais) não atingiram condições catazonais no ciclo Brasiliano, pois a migmatitização neles inexiste ou é discreta, em alguns locais.

g) A atenuação dos esforços compressivos e o relaxamento da superestrutura possibilitou a configuração de domos e *nappes* (Varginha e Socorro), culminando com um processo de polidiapirismo granítico.

h) O comportamento das intrusões foi tanto plástico quanto mecânico, originando-se em períodos tardi a pós-tectônicos. Este estágio ocorreu em regime de baixa pressão e

alta temperatura, acarretando modificações paragenéticas nos litotipos pré-estabelecidos.

i) O quimismo da infraestrutura foi deveras complexo, havendo extensa e intensa neomineralização potássica, com reomorfismo ou palingênese, com dispersão pronunciada de elementos metálicos das formações básicas e ultrabásicas.

j) O evento final das manifestações de natureza granítica é materializado por material do estádio pegmatítico-pneumatolítico. Certamente sincrônico com este estádio, contudo em condições autóctonas, foi a formação de lentes de massas pegmatóides em migmatitos. Os vieiros auríferos parecem ter-se originado nesta fase.

l) Os efeitos compressivos, com desencadeamento de grandes falhas transcorrentes ou de caracteres mistos processou-se até o Eopaleozóico. Posteriormente, inicia-se uma sedimentação de caráter molassóide, enquanto a bacia Bambuí está entulhando. Cessando a fase compressiva, processa-se um estágio de *rifting*, que culmina com a estabilização da plataforma.

m) No Siluriano, com a plataforma consolidada, desencadeia-se um movimento oscilatório simples, levando à formação do ambiente deposicional da sinéclise do Paraná, ao qual está relacionado o enérgico vulcanismo fissural que redundou nos amplos derrames basálticos, além de inúmeros diques e *sills* e dos maciços e diques alcalinos.

6 - Os principais recursos minerais da área são as águas minerais e a bauxita, vindo a seguir as argilas, os calcários e dolomitos, os materiais de construção e os pegmatitos. Embora não sendo exploradas atualmente, merecem destaque as jazidas de urânio e zircônio do planalto de Poços de Caldas. As fontes de águas minerais e os pegmatitos consti-

tuem excelentes exemplos de condicionamento estrutural.

Com base no nosso trabalho recomendamos:

1 - Um estudo tectono-estrutural da faixa Amparo-Pouso Alegre-São Lourenço-Varginha-Nova Resende-Altinópolis, em virtude do complicado arranjo estrutural dos corpos rochosos, envolvendo tipos com variadas origem e idade, além de constituir a área mais promissora economicamente.

2 - Especificamente, na faixa acima, fazer um estudo geoquímico na área do Complexo Campos Gerais (faixa norte do projeto), em virtude de se tratar de uma seqüência vulcano-sedimentar, envolvendo basitos e ultrabasitos de reconhecida cogenetecidade com mineralizações cromíferas e associados.

3 - Ainda na área de ocorrência do Complexo Campos Gerais, pesquisar em detalhe as ocorrências de amianto, para permitir a sua real avaliação geo-econômica.

4 - As ocorrências de pegmatitos, por sua privilegiada posição geográfica, também merecem um melhor estudo, para quantificar as suas reservas, além da possibilidade de extensão da faixa explorada no estado de São Paulo, para Minas Gerais.

5 - As ocorrências de ouro, em virtude de alguns resultados geoquímicos bastante favoráveis, deveriam ser também avaliadas geo-economicamente.

CPRM

12 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SÁBER, Aziz Nacib - "A geomorfologia do Estado de São Paulo". In: Aspectos Geográficos da Terra Bandeirante. IBGE. *Cons. nac. Geogr.*, Rio de Janeiro, pp. 1-97, 1954.

_____ - A terra paulista. *B. paul. Geogr.*, São Paulo, n. 23: 5-38, jul. 1956. mapa fitogeográfico, secção geol., bloco diagrama.

_____ - Ritmo da epirogênese pós-cretácica e setores das superfícies neogênicas em São Paulo. São Paulo. *IG/USP*, Geomorfol., São Paulo, n. 13, 19 p., 1969.

_____ - O Quaternário na Bacia de Taubaté: Estado Atual de Conhecimentos, Estado de São Paulo. São Paulo. *IG/USP*, Geomorfol., São Paulo, v. 7, 1969.

AB'SÁBER, Aziz N. & BERNARDES, Nilo - Vale do Paraíba, serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo. *Eng. Miner. Metal.*, R., Rio de Janeiro, 24 (143): 284-292, nov. 1956.

ALDRICH, L. T. et alii - Isotope geology. In: *An Rept. Direct. on Dept. Terrestr. Magnetism.* Inst. Wash. Yearb., Carnegie, v. 63: 328-340, 1964.

ALGARTE, José Peres et alii - *Relatório geológico final. Folha de São Paulo (SF-23-Y-C)*. São Paulo, BRASIL. Conv. DNPM-CPRM. Projeto Sudeste Est. S. Paulo, Relat. inéd. v. 1, maio 1974. 312 p., il., mapa geol.

_____ - *Relatório Geológico Integrado*. São Paulo, BRASIL. Conv. DNPM-CPRM. Projeto Sudeste Est. S. Paulo, Relat. inéd., v. 4, maio 1974. 265 p., il., mapa geol.

ALMEIDA, F. F. M. de - Geologia do Centro-Leste Matogrossense. BRASIL. *DNPM. DGM*, B., Rio de Janeiro, n. 150, 1954.

ALMEIDA, F.F.M. de - As Camadas de São Paulo e a Tectônica da Serra da Cantareira, São Paulo. BRASIL. *Soc. bras. Geol.*, São Paulo, 1955.

_____ - "Fundamentos geológicos do relevo paulista". In: Geologia do Estado de São Paulo. SÃO PAULO. *Inst. geogr. geol.*, B., São Paulo, n. 41:167-262, 1964.

_____ - Geochronological division of the Pre-Cambrian of South America. *R. bras. Geoci.*, São Paulo, 1(1): 13-21 , dez. 1971.

ALMEIDA, F. F. M. de et alii - The evolution of the South American Cratonic Margin South of the Amazon River, in the Ocean Basins and Margins (ed. Nairn, A. E. - Stehli, F. 6), n.1: 411-446, *Plenum Publ. Co.*, 1973.

ALMEIDA, Fernando F. M. de & BARBOSA, Octavio - Geologia das Quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. BRASIL. *DNPM. DGM*, B., Rio de Janeiro, n. 143, 96 p., 1953. mapas.

AMARAL, G. et alii - Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta*, Oxford, 31(2): 117-142, 1967. il.

ANDRADE, S. M. & SOARES, P. C. - Geologia de Semi-detalhe do Centro-Leste de São Paulo, Brasil. *Petrobrás*, Dep. Expl. Prod. - Distr. Expl. Sul, Relat. inéd., Ponta Grossa, 52 p., 1971. il.

ANDRADE JUNIOR, José Ferreira de - Estação hydromineral de São Lourenço. Fonte Vichy. *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 4(2): 12-17, 1932.

_____ - Captação das fontes de São Lourenço. BRASIL. *DNPM. LPM*, B., Rio de Janeiro, n. 4, 40 p., 1942. il.

ANDRADE RAMOS, J. R. de & FRAENKEL, Mário O. - "Principais Ocorrências de Urânio no Brasil". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, 1974. *Anais do* ...Soc. bras. Geol., p. 185-201.

ANDRADE RAMOS, J. R. de & MACIEL, A. C. - Prospecção de urânio no Brasil - 1970/1974. BRASIL. *CNEN*, B., Rio de Janeiro, n. 4, 129 p., 1974.

ASMUS, H. & PORTO, R. - "Classificação das Bacias Sedimentares Brasileiras segundo a Tectônica de Placas". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. Belém, Soc. bras. Geol., 1972 (B. 1) p. 23.

AZEVEDO, Luiz Guimarães de - Tipos de Vegetação do Sul de Minas e Campos da Mantiqueira (Brasil). *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 34 (2): 225-234, jun. 1962. mapa fitogeogr.

BARBOSA, Octavio - Notas preliminares sobre o planalto de Poços de Caldas e suas possibilidades econômicas. BRASIL. *DNPM. SFPM*, Avulso, Rio de Janeiro, n. 8, 33 p., 1936.

BARBOSA, Octavio & ALMEIDA, Fernando F. M. de - A Série Tubarão na Bacia do Rio Tietê, Estado de São Paulo. BRASIL. *DNPM. DGM*, Notas prelim. Estudos, Rio de Janeiro, n. 48. 16 p., ago. 1949. il.

BARBOSA, Octavio & GOMES, Franklin de A. - Pesquisa de Petróleo na Bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo. BRASIL. *DNPM. DGM*, B., Rio de Janeiro, n. 171, 40 p., 1958. mapa geol.

BEURLEN, K. - Horizontes Fossilíferos das Camadas Serra Alta do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. BRASIL. *DNPM. DGM*, Notas prelim. Estudos, Rio de Janeiro, n. 38, 20 p., jul. 1947.

BEURLEN, K. - As Formações Gondwânicas do sul do Estado do Paraná, BRASIL. *DNPM. DGM,* B., Rio de Janeiro, n. 153,52 p., 1955.

_____ - A Geologia Pós-Algonquiana do Sul do Estado do Mato Grosso. BRASIL. *DNPM. DGM,* Rio de Janeiro, n.163, 1956.

BJORNBERG, Alfredo J. S. & LANDIM, P. M. B. - Contribuição ao estudo da Formação Rio Claro (Neocenozõico). *B. Soc. bras. Geol.,* São Paulo, 15(4): 43-67, dez. 1966. mapa geol.

BRAILE, Nicolau - Águas de Poços de Caldas. In: *Poços de Caldas. Plano de Desenvolvimento Integrado.* Pref. mun. Poços de Caldas, Poços de Caldas, v. 1: 185-206, 1970/71.

BRANCO, José Jaime Rodrigues - Nota sôbre a geologia e petrografia do Planalto de Poços de Caldas, MG. *Esc. Eng. Univ. Minas Gerais. Inst. Pesq. Radioativas,* Publ., Belo Horizonte, n. 5., 72 p., 1956. mapa geol., tab., fotos.

BRANDALISE, Luiz A. et alii - *Geologia preliminar da região meridional de Minas Gerais.* Belo Horizonte, BRASIL. Conv. DNPM-CPRM. Projeto Folha do Rio de Janeiro, Relat. inéd. v. 3, 1971. 249 p., mapa geol.

BRASIL. Ministério da Agricultura. Centro Nacional de Ensino e Pesquisas Agronômicas - Levantamento dos solos do Estado de São Paulo. *Serv. nac. Ensino Pesq. agron.,* B., Rio de Janeiro, n. 12, 634 p., 1960. mapas.

_____ - Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral - Contribuição ao desenvolvimento geo-econômico de São Paulo e Paraná. *DNPM,* Publ. especial., Rio de Janeiro, n. 10, 111 p., 1970. il.

BRAUN, Oscar P. G. - "Contribuição à Estratigrafia do Grupo Bambuí". In. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22. Belo Horizonte, 1968. *Anais do* ... Soc. bras. Geol., p. 155-166.

_____ - "O termo Associação e seu emprego na taxionomia estratigráfica brasileira". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, 1974. *Anais do* ... Soc.bras. Geol., p. 151-159.

CAMPOS, José M. - A jazida pirobetuminosa do vale do Paraíba. *Eng. Miner. Metal.*, R., Rio de Janeiro, 16(96): 417-421, mar. 1952.

CARNEIRO, C. D. R. et alii - "Estruturas da Bacia de Taubaté na Região de São José dos Campos, Brasil". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29. Ouro Preto, Soc.bras.Geol. 1976.

CASTRO, Celso de et alii - Águas minerais. MINAS GERAIS. *Serv. Prod. Min. Secret. Agric.*, B., Belo Horizonte, n. 4, 96 p., 1942.

CASTRO, Luiz de Oliveira & SOUZA, José Moreira - Ocorrência de Molibdênio no Depósito de Urânio do Morro do Taquari, Planalto de Poços de Caldas, Minas Gerais. *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 34(3): 371-374, set. 1962.

CAVALCANTE, José Carvalho & KAEFER, Libório Quirino - *Relatório geológico final. Folha de Santos (SF-23-Y-D).* São Paulo, BRASIL. Conv. DNPM-CPRM. Projeto Sudeste Est. S. Paulo, Relat. inéd., v. 2, abr. 1974, 234 p., il., mapa geol.

CHRISTOFOLETTI, Antonio - Características fisiográficas do planalto de Poços de Caldas (MG-Brasil). *IG/USP*, Geomorfol., São Paulo, n. 32, 26 p., 1972.

CORDANI, U. G. - Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória. *Inst. Geoci. Univ. S. Paulo*, inéd., São Paulo, 1973.

CORDANI, U. G. et alii - Orogéneses superposées dans le Précambrian du Brésil sud-oriental (États de Rio de Janeiro et Minas Gerais). *R. bras. Geoci.*, São Paulo, 3(1): 1-22, mar. 1973.

COUTINHO, José M. V. - Petrologia do pré-Cambriano de São Paulo e arredores. *Inst. Geoci. Univ. S. Paulo*, B., São Paulo, n. 3: 5-99, ago. 1972. il.; mapa geol.

COUTO, C. P. de & MEZZALIRA, S. - Nova Conceituação Geocronológica de Tremembé, Estado de São Paulo, Brasil. *Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, Supl. 43: 413-488, 1971.

CUNHA, Jorge da et alii - Análises de calcários e indústria de cal no Brasil. BRASIL. *DNPM. LPM*, B., Rio de Janeiro, n. 33, 369 p., 1949.

DAEMON, R. F. & QUADROS, L. P. de - Bioestratigrafia e Palinologia do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná. BRASIL. *PETROBRÁS*. Dep. Expl. Prod., Distr. Expl. Sul, Rel. inéd., Ponta Grossa, 1969.

DERBY, Orville A. - On nepheline rocks in Brazil, with special reference to the association of phonolite and foyaite. *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, London, v. 43: 457-473, Aug. 1887.

DEWEY, J. F. & BURKE, L. - Tibetan, Varscan and PreCambrian Basement Reactivation: Products of Continental Collision. *Journal of Geology*, v. 81, 1973.

DIRKSEN, Margarete - Pesquisas em minerais zirconíferos de Poços de Caldas, Brasil ("Untersuchungen an Zirconium Mineralen von Lage-stätten des Poços de Caldas Plateau in Brasilien"). *Eng. Miner. Metal.*, R., Rio de Janeiro, 40 (240): 253-255, dez. 1964.

EBERT, Heinz - Pesquisas na parte Sudeste de Minas Gerais e no Nordeste. In: *Relatório Anual do Diretor, Ano de 1954*, BRASIL. DNPM. DGM, Rio de Janeiro, p. 79-89, 1955.

_____ - "A estrutura Pré-Cambriana do sudeste de Minas Gerais e áreas adjacentes". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21. Curitiba, Soc. bras. Geol., 1967 (B.paran. Geoci., n. 26) p. 42-45.

_____ - Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sôbre sua origem. *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, v. 40: 215-229; 1968. (suplemento).

_____ - *Os paraibides entre São João Del Rei (Minas Gerais) e Itapira (São Paulo) e a bifurcação entre Paraibides e Araxaídes*. (Rio Claro) FFCLRC, 37 p., 1971. il.,mapa geol.

_____ - _____ In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo, Soc. bras. Geol., 1971. (B. espec. 1) p. 177-178.

_____ - "O Grupo Eleutério e a Falha de Jacutinga (Nordeste de SP"). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, Soc. bras. Geol., 1974. (B. n. 1) p. 726 - 730.

ELLERT, Reinholdt - Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. *Fac. Fil. Ci. Letr. Univ.S.Paulo*, B., São Paulo, 237 (Geol. 18): 3-64, 1959.mapa geral.

FALCÃO, Helena & CUNHA, Jorge da - Análise de calcários do Brasil (II). BRASIL. *DNPM. LPM*, B., Rio de Janeiro, n. 45, 196 p., 1965.

FELICÍSSIMO JUNIOR, Jesuíno - Gondito no Estado de São Paulo. Ocorrência Manganesífera no Município de Socorro. SÃO PAULO. *Inst. geogr. geol.*, B., São Paulo, n. 25: 96-127, 1939. il.

_____ - Nota sôbre a "Fonte Paiol", Águas da Prata, São Paulo. *Eng. Miner. Metal.*, R., Rio de Janeiro, 41(246): 221-224, jun. 1965. il.

_____ - Fertilizantes minerais. *O I. G. G.*, R., São Paulo, 18(1): 77-91, jan./mar. 1966.

FERRARI, Pedro Gervásio & BRANDALISE, Luiz Alberto - *Geologia do médio Rio Grande, Minas Gerais*. Belo Horizonte BRASIL. Conv. DNPM-CPRM. Projeto Folha do Rio de Janeiro, Relat. inéd., v. 2, 1971. 163 p., il., mapa geol.

FERREIRA, Evaldo O. - Carta Tectônica do Brasil - Notícia Explicativa. Brasil. *DNPM*, B., Rio de Janeiro, n.1, 19 p., 1972.

FRANCO, Rui Ribeiro - Minerais de zircônio na região de Poços de Caldas, Minas Gerais. *Fac. Fil. Ci. Letr. Univ.S. Paulo*, B., São Paulo, 49 (Mineral. 7): 5-28, 1945. il.

_____ - Sôbre um ultramilonito de textura fluidal. *B.Soc. bras. Geol.*, São Paulo, 4(1): 43-48, maio 1955. il., mapa geol.

FRANCO, R. R. & LOEWENSTEIN, W. - Zirconium from the region of Poços de Caldas. *Am. Miner.*, 33(3/4): 142-151, Mar. / Apr. 1948. il.

FRANGIPANI, R. & PANNUTI, E. - Estudos Hidrogeológicos na Bacia de Taubatê, entre Jacareí e Quiririm, Brasil. São Paulo. *Inst. geogr. geol.*, B., São Paulo, n. 42, 1956.

FRAYHA, Resk - Rochas Potássicas - Planalto de Poços de Caldas, Minas Gerais, In: *Relatório da Diretoria.* BRASIL. DNPM. DFPM, B., Rio de Janeiro, n. 93: 107-116, 1952.

_____ - "Importância das jazidas de minérios radioativos no Planalto de Poços de Caldas". In: DUTRA, Eugênio Bourdot - *Relatório da Diretoria - 1954.* BRASIL. DNPM. DFPM, B., Rio de Janeiro, n. 102: 29-56, 1954.

_____ - Urânio e tório no planalto de Poços de Caldas. BRASIL. *DNPM. DFPM*, B., Rio de Janeiro, n. 116, 75 p., 1962. il., mapa geol.

_____ - Projeto Molibdênio no planalto de Poços de Caldas, estado de Minas Gerais. BRASIL. *DNPM*, (Rio de Janeiro) 9 p., 1969.

_____ - Geologia Geral e Recursos Minerais. In: *Poços de Caldas. Plano de Desenvolvimento Integrado.* Pref. mun. Poços de Caldas, Poços de Caldas, v. 1: 141-170, 1970/71.

FREITAS, Ruy Ozório de - Considerações sôbre a tectônica e a geologia do Vale do Paraíba. *Eng. Miner. Metal.*, R., Rio de Janeiro, 24(143): 276-283, nov. 1956.

_____ - Tectônica e Geologia do Vale do Paraíba. *Esc. Eng. S. Carlos*, Geol., São Carlos, n. 4, 40 p., 1957.

FRÓES ABREU, S. - Rochas oleígenas do Brasil e seu aproveitamento. BRASIL. Minist. Trab. Indústr. Com., *Inst. nac. Tecnol.*, Publ., Rio de Janeiro, 161 p., 1936. il.

_____ - Os xistos pirobetuminosos como reserva nacional. BRASIL. *DNPM. DFPM*, Avulso, Rio de Janeiro, n. 38, 18 p., 1938. *Separata da Revista Mineração e Metalurgia*, n. 14, jul./ago. 1938.

_____ - Recursos minerais do Brasil. BRASIL. *Inst. nac. Tecnol.*, Rio de Janeiro, 2. ed., 1973. 754 p.

FRONDEL, Clifford & MARVIN, Ursula B. - Cerianite, CeO_2, from Poços de Caldas, Brazil. *Amer. Mineral.*, Washington, 44 (7/8): 882-884. July/Aug. 1959.

FUJIMORI, Kenkichi - "Distribuição de minerais de elementos radioativos no Campo do Cercado (C09), Poços de Caldas, MG". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, Soc. bras. Geol., 1974. (B. n. 1) p. 357-358.

_____ - *Minerais radioativos do campo Agostinho, Poços de Caldas (MG)*. Tese (Livre Doc. Dep. Mineral, Petrol.) SÃO PAULO. Inst. Geoci. Univ. S. Paulo, São Paulo, 1974. 155p.

FUJIMORI, Kenkichi et alii - "Minerais uraníferos do campo do Cercado, Poços de Caldas, MG". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29. Ouro Preto, 1976. (Res. Trab.) p. 316.

GALVÃO, Marília Velloso - Regiões Bioclimáticas do Brasil. *R. bras. Geogr.*, Rio de Janeiro, 29 (1): 3-36, jan./mar. 1967.

GIRODO, Antonio Carlos & PAIXÃO, José Elísio - Perfil analítico do amianto. BRASIL. *DNPM*, B., Rio de Janeiro, n. 2, 49 p., 1973.

GORDON, Mackenzie - Classificação das formações gondwânicas do Paranã, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (Classification of the Gondwanic rocks of Paranã, Santa Catarina and Rio Grande do Sul). BRASIL. Minist. Agric. *DGM*, Notas prelim. Estudos, Rio de Janeiro, n. 38 a, 20 p., 1947.

GORSKY, V. A. & GORSKY, E. - "Contribuição ao estudo do caldasito do Planalto de Poços de Caldas". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22. Belo Horizonte, Soc. bras. Geol., 1968. (Res. Comun.) p. 9-10.

_____ - "Contribuição ao estudo de diferentes tipos de mineralização no planalto de Poços de Caldas". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. Belém, Soc. bras. Geol., 1972. (Res. Comun.) p. 59-60.

_____ - Contribuição à mineralogia e petrografia do planalto de Poços de Caldas. BRASIL. *CNEN*, B., Rio de Janeiro, n. 13, 91 p., 1974. il.

GRESTNER, André - Missão Brasil 1961-1966. Relatório geral de síntese. BRASIL. *CNEN*, B., Rio de Janeiro, n.2, 59 p., 1974.

GUIMARÃES, Djalma - Nota Sobre Folhelhos Betuminosos de Tremembé, Brasil. *Minério, Combust. Transp.*, Rio de Janeiro, n. 9, ano 1, 1928.

_____ - A margem de "Os satélites do diamante". MINAS GERAIS. *Dep. Serv. Geogr. Geol.*, Monografia, Belo Horizonte, 2: 5-12, 1933.

_____ - The zirconium ore deposits of the Poços de Caldas plateau, Brazil, and zirconium geochemistry. MINAS GERAIS. *Inst. Tecnol. industr.*, B., Belo Horizonte, n. 6, 79 p., 1948.

GUIMARÃES, Djalma - Calcário no Estado de São Paulo. SÃO PAULO. *Inst. geogr. geol.*, B., São Paulo, n. 32, 72 p., 1952, il.

_____ - Cronogeologia dos derrames e intrusões de rochas vulcânicas mesozóicas, desde o sul até o nordeste do Brasil. In: GUIMARÃES, Djalma & DUTRA, C. V. - *Idade de algumas rochas ígneas do Brasil.* BRASIL. DNPM. DFPM, B., Rio de Janeiro, n. 130: 15-36, 1967.

GUIMARÃES, D. & VIANNA, I. A. - Dados cronogeológicos de algumas rochas ígneas mesozóicas do Brasil e sua significação geodinâmica. BRASIL. *DNPM. DFPM,* Avulso, Rio de Janeiro, n. 99: 7-28, 1970.

GUIMARÃES, José E. P. - Fontes da cidade de Lindóia. *O I.G. G.*, R., São Paulo, 4(4): 15-37, out./dez. 1946.

HARALYI, N. H. - Uma nova zona de feldspato-quartzo, em São Paulo - Minas. *Eng. Miner. Metal.*, R., Rio de Janeiro, 40 (238): 181-182, 1964.

HARPUM, J. R. - The concept of the geological cycle and its application to problems of Precambrian geology. *Int.Geol. Rev.*, Rep. of the 21. Ses. Nord. Part IX de Stratigr. and Correl., Copenhagen, p. 201-206, 1960.

HASUI, Yociteru - *Tectônica da área das Folhas de São Roque e Pilar do Sul.* Tese (Livre Doc. Geol. Geral), São Paulo, Inst. Geoci. Univ. S. Paulo, 1973, 190 p., il., mapas geol.

HASUI, Yociteru et alii - "Geologia do Grupo São Roque", In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23. Salvador, 1969. *Anais do* ... Soc.bras. Geol., p. 101-134, il., mapa geol.

HERZ, H. - Gnaissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U. S. Geol. Surv. prof. Paper*, n. 641B, p. 58, 1970.

HERZ, H. et alii - Age mesurements from a part of the Brazilian Shield. *Geol. Soc. Am. Bull.*, n. 72: 1.111-1.120, 1961.

HIGGINS, Michael W. - Cataclastic Rocks. *U. S. Geological Survey prof. Paper*, n. 687, 1971. 97 p., il.

HURLEY, P. M. - Can the subduction process of Mountain Building be extended to Pan-African and similar orogenic belts ? *Earth and Plan. Let.*, n. 15: 305-314- 1972.

HUSSAK, E. - Ein Beitrag zur Kenntnis der sogenannten "Favas" der brasilianischen Diamantsande. *Tscherm. Min. Petrog. Mitt.*, 18: 339-341, 1899.

HUSSAK, E. & REITINGER, J. - Ueber Monazit, Xenotim, Senait und Naturliches Zirkonoxid aus Brasilien. *Zeitschr. für Krist. und Min.*, Leipzig, 33: 550-579, 1903.

ILCHENKO, V. & GUIMARÃES, D. - Sôbre a possibilidade de utilização agrícola dos sienitos nefelínicos do planalto de Poços de Caldas, Estado de Minas Gerais, MINAS GERAIS, *Inst. Tecnol. industr.*, Avulso, Belo Horizonte, n. 15,15 p., 1953. il.

ILCHENKO, V. & GUIMARÃES, D. - Sôbre a possibilidade do emprego dos foiaítos de Poços de Caldas como fertilizante potássico. MINAS GERAIS. *Dep. Prod. Veg. Secret. Agric. Indústr. Com. Trabalho*, B. Agric., Belo Horizonte, 3(5/6): 13-22, maio/jun. 1954. il., tab.

JUNG, J. & ROQUES, M. - Introduction à l'étude zenéographique des formations cristallophilliennes. *Serv. Carte Géol. France*, B., Paris, 50(235), 62 p., 1952. il.

KNECHT, Theodoro - *Os minerais e minérios do Estado de São Paulo*. SÃO PAULO. Secret. Agric. Indústr. Com., 1935. 93 p.

KNECHT, Theodoro & BARRETO, Cid Muniz - Notas sôbre algumas ocorrências de feldspato e quartzo no município de Socorro. *O I. G. G.*, R., São Paulo, 6(3): 251-251, jul./ set. 1948.

LANDIM, P. M. B. - O Grupo Passa Dois (P) na Bacia do Rio Corumbataí (SP). BRASIL. *DNPM. DGM*, B., Rio de Janeiro, n. 252, 103 p., 1970.

LANDIM, P. M. B. & FÚLFARO, V. J. - "Trend Surface Analysis of Carboniferous and Permian Trickness Data from Paraná Basin". In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE CARBONIFEROUS AND PERMIAN SYSTEMS IN SOUTH AMERICA, 1972. São Paulo. p. 30-31.

LEME, Alberto Betim Paes - Indícios da existência de petróleo em São Paulo. *R. Sciencias*, Rio de Janeiro, n. 6:10-11, jan./dez. 1922.

LEONARDOS, Olivero H. - Cadastro das minas do Brasil. *Eng. Miner. Metal.*, R., Rio de Janeiro, 39(117): 159-162; 30 (178): 223-230; 30(179): p. 291, set./out./nov. 1959.

LEONARDOS, O. H. Jr. et alii - Nota sôbre a Formação Pouso Alegre. *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 43(1): 131-134, 1971. il.

LIMA, Dárdano de Andrade - Vegetação. In: Atlas Nacional do Brasil. IBGE. *Cons. nac. Geogr.*, 1966.

LOBO, João Bruno - Águas Minerais das Sondagens de São Pedro, Estado de São Paulo. BRASIL. *DNPM. SGM*, Notas prelim. Estudos, Rio de Janeiro, n. 4: 1-12, out. 1936. il.

LOCZY, L. de - Evolução Paleogeográfica e Tectônica da Bacia Gondwânica do Paraná e do seu embasamento. BRASIL. *DNPM. DGM*, B., Rio de Janeiro, n. 234, 71 p., 1966. il., tab.

LOPES, José de Carvalho - Acréscimo da vazão da água termo mineral de Poços de Caldas. *R. Esc. Minas*, Ouro Preto, 18(4): 13-21, out. 1953.

LOPES, Renato Souza - Águas Minerais do Brasil. BRASIL. *DNPM. Comissão Permanente de Crenologia.*, Publ., Rio de Janeiro, n. 2, 149 p., il., gráf.

MAACK, R. - Breves Notícias sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arq. Biol. Tecn.*, Curitiba,v.2, 1947.

MACHADO, Jordano - *Beitrag zur Petrographie der südwestlichen Grenze zwischeń Minas Geraes und S. Paulo.* Inaugural-Dissertation (Doctorwürde, Univ. Jena), Wien Alfred Holder, 1887. 43 p., il.

MACIEL, Aluisio Castanho & CRUZ, Paulo Roberto - Perfil analítico do urânio. BRASIL. *DNPM*, B., Rio de Janeiro, n. 27, 70 p., 1973.

_____ - Perfil analítico do tório e terras raras. BRASIL. *DNPM*, B., Rio de Janeiro, n. 28, 72 p., 1973.

MAFFEI, Francisco J. - As águas minerais de São Pedro. SÃO PAULO. *Inst. Pesq. tecnol.*, B., São Paulo, 26: 9-37, out. 1940. il.

MEHNERT, Karl R. - *Migmatitos e a origem das rochas graníticas*. Tradução sumarizada e revista por SOUZA, Emiliano C. & MARTINS, Adalton O., Setor Petrogr. Mineral. Solos, Div. Pesq. pedol., Rio de Janeiro, 1971. 134 p.

MENDES, Josué C. - A Formação Corumbataí na região do Rio Corumbataí. *Fac. Fil. Ci. Letr. Univ. S. Paulo*, B., São Paulo, n. 145 (Geol. 8), 119 p., 1952. mapa geol.

_____ - The Passa Dois Group (The Brazilian Portion of the Paraná Basin). In: Bigarella, J. J. et alii - *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, Curitiba, 119-166, 1967.

MEZZALIRA, Sérgio - Descobertas paleontológicas na região de Taubaté - Tremembé, São Paulo. *Eng. Miner. Metal.*, R., Rio de Janeiro, 24(143): 283-284, nov. 1956.

_____ - Novas ocorrências de vegetais fósseis cenozóicos no Estado de São Paulo. *O I.G.G.*, R., São Paulo, v.15: 73-89, 1961/1962. il.

_____ - Descrição geológica e geográfica das Folhas de Piracicaba e São Carlos, SP. SÃO PAULO. *Inst. geogr. geol.*, B., São Paulo, n. 43, 43 p., 1965. il.

MONIZ, Antonio Carlos - Estudo mineralógico de argilas do maciço alcalino de Poços de Caldas. *Fac. Fil. Ci. Letr. Univ. S. Paulo*, B., São Paulo, n. 304 (Mineral. 19), 134 p., 1969. il.

MONTEIRO, Carlos Augusto F. - "Clima". In: *Geografia do Brasil - Grande Região Sul*. IBGE. Inst. bras. Geogr., Publ., Rio de Janeiro, 18(3): 114-166, 1968. il.

MORAES, Luciano J. de - Bacia terciária do Paraíba, Estado de São Paulo e sua gênese. *Inst. astron. geogr. S. Paulo*, Publ. (São Paulo), 1932.

_____ - Bacia terciária do vale do rio Paraíba, Estado de São Paulo. *Fac. Fil. Ci. Letr. Univ. S. Paulo*, B., São Paulo, 50 (Geol. 2): 3-25, 1945. il.

MORAES REGO, Luiz Flôres de - A geologia do petróleo no Estado de São Paulo, Brasil. BRASIL. *DNPM. DGM*, B., Rio de Janeiro, n. 46, 110 p., 1930.

_____ - O aproveitamento das Rochas Pyro-Oleíferas do Brasil. *B. Inst. Eng.*, São Paulo, 18(97): 313-320, dez. 1933. mapa, tab.

_____ - As formações cenozóicas de São Paulo. *Esc. Polytech.*, Annu., São Paulo, 2(2): 231-264, 1933. il.

_____ - Contribuição ao estudo das formações pré-devonianas de São Paulo. *Inst. astron. geogr. S. Paulo*, São Paulo, 43 p., 1933. il., mapa geol.

_____ - O aproveitamento das Rochas Pyro-Oleíferas do Brasil. *B. Inst. Eng.*, São Paulo, 19(98): 12-19, jan. 1934. tab.

MORAES REGO, L. F. de - A ocorrência de arenitos betuminosos em São Paulo. *B. Inst. Eng.*, São Paulo, 21(110): 1-6, 1935. il.

_____ - A Geologia do Estado de São Paulo. SÃO PAULO. *B. Dep. Estr. Rod.*, São Paulo, 4(2): 197-215, abr. 1938. il.

MÜHLMAN, H. et alii - "Revisão estratigráfica da bacia do Paraná". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, Soc. bras. Geol., 1974. (B.n. 1) p.812-815.

_____ - Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. BRASIL *PETROBRÁS*, Dep. Expl. Prod., Distr. Expl. Sul. Ponta Grossa, Relat. inéd., 186 p., 1974.

NORTHFLEET, A. A. et alii - Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *B. téc. PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 12(3): 291-346, jul./set. 1969. il.

OLIVEIRA, Astúrio Garcia de - "Aspectos geológicos de mineralização de urânio em Poços de Caldas". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 20. Rio de Janeiro, Soc. bras. Geol., 1966. (Publ. 1) p. 35-37.

_____ - "Urânio no Planalto de Poços de Caldas". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22. Belo Horizonte, Soc. bras. Geol., 1968. (Res. Comun.) p. 30.

_____ - "Mineralizações uraníferas do planalto de Poços de Caldas - Minas Gerais - Brasil". In: CONGRESSO HISPANO-LUSO-AMERICANO DE GEOLOGIA ECONÔMICA, 1. Madrid-Lisboa, 1971. (Tomo II) p. 1.037-1.041.

_____ - "Perspectivas de reservas e características gerais da mineralização uranífera no setor C-09 - Poços de Caldas (Minas Gerais)". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. Aracaju, Soc. bras. Geol., 1973. (B. n. 1) p. 35-36.

OLIVEIRA, A. Garcia de - "Mineralização de Urânio e Molibdênio no Planalto de Poços de Caldas - MG". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, 1974. *Anais do ...* Soc. bras. Geol., 1974. p. 207-221.

OLIVEIRA, Avelino I. de - Reservas brasileiras de tório. *Eng. Miner. Metal.*, R., Rio de Janeiro, 24(141): 163-164, set. 1956.

OLIVEIRA, Euzébio P. de - Arenitos betuminosos do Estado de São Paulo. BRASIL. *DNPM. DGM*, B., Rio de Janeiro, n. 1: 403-410, 1920.

OLIVEIRA, Marcos Aurélio Farias de - *Geologia e Petrologia da região de São José do Rio Pardo, Estado de São Paulo.* Tese (Dout. Inst. Geoci. USP) (São Paulo) (s.ed.) 1972. 127 p., il., mapa geol.

OLIVEIRA, M. A. F. de & ALVES, F. R. - "Geologia e petrografia da região de Caconde, SP". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, Soc. bras. Geol., 1974. (B. n. 1) p. 431-433.

OLIVEIRA, Marcos Aurélio Farias de et alii - Sedimentação associada ao vulcanismo alcalino de Poços de Caldas (Divinolândia, SP). *Inst. Geoci. USP*, B. IG, São Paulo, V. 16: 13-19, 1975.

OPPENHEIM, Victor - "Estudo preliminar da zona aurífera de São Gonçalo do Sapucaí (Minas Gerais)". In: GUIMARÃES, Djalma & OPPENHEIM, Victor - *Notas preliminares sobre algumas jazidas de minérios de ouro no Estado de Minas Gerais*. BRASIL. DNPM. SFPM. B., Rio de Janeiro, n. 1: 29 - 39, 1934. il.

_____ - Ouro em São Gonçalo do Sapucaí. BRASIL. *DNPM. SFPM*, Avulso, Rio de Janeiro, n. 4, 25 p., 1935. il.

PAIVA NETO, J. E. & NASCIMENTO, A. C. - Contribuição ao estudo de algumas taguás do Estado de S. Paulo. *Cerâmica*, R., São Paulo, 1 (2): 50-77, 1955.

_____ - Argilas bentoníticas no Terciário do vale do Paraíba. *B. Soc. bras. Geol.*, São Paulo, 5(2): 5-15, set. 1956. il.

PAOLIELLO, Próspero C. - O dolomito da Formação Irati como corretivo da acidez dos solos do Estado de São Paulo. SÃO PAULO. *Inst. geogr. geol.*, B., São Paulo, n. 52, 127 p., 1974. il., mapa geol.

PAULA COUTO, C. - Idade Geológica das Bacias Cenozóicas do Vale do Paraíba e de Itaboraí, Brasil. *Mus. nac.*, B., Rio de Janeiro, n. 25, 17 p., 1958.

PENALVA, Faustino & WERNICK, Eberhard - "Compartimentação tectônica em parte do Pré-Cambriano paulista". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. Aracaju, Soc. bras. Geol., 1973. (B. 1) p. 128-130.

PINHEIRO, João Cesar de F. - Perfil analítico do talco. BRASIL. *DNPM*, B., Rio de Janeiro, n. 22, 41 p., 1973.

PINTO, Mário da Silva - Bauxita. BRASIL. *DNPM. SFPM*, Avulso, Rio de Janeiro, n. 24, 22 p., 1937.

_____ - Bauxita em Poços de Caldas. BRASIL. *DNPM. SFPM*, B., Rio de Janeiro, n. 22, 71 p., 1938. il., mapa.

PIRES, F. R. M. et alii - Gonditos na região de Pouso Alegre, Minas Gerais. *Miner. Metal.*, R., Rio de Janeiro, 52 (312): 237-239, dez. 1970. il.

ROMARIZ, Dora de A. - "Vegetação". In: *Geografia do Brasil, Grande Região Sul*. IBGE. Inst. bras. Geogr., Publ., Rio de Janeiro, 18(4): 167-187, 1968. il.

ROSIER, G. F. - A geologia da serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro). BRASIL. *DNPM*, B., Rio de Janeiro, n. 166, 58 p., 1957.

SACHSEN-COBURG, Dom Pedro Augusto von - Ueber ein neues zirkon-vorkommen aus Brasilien (Caldas, Provinz Minas Gerais). *Tscherm. Min. Petrog. Mitt.*, 10: 453-455, 1889.

SADOWSKI, G. R. & CARNEIRO, C. D. R. - "O charnoquito de São Francisco Xavier, SP". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, 1974. (B..n. 1) p. 175-176.

SANFORD, M. & LANGE, F. W. - Basin Study Approach to Oil Evaluation of Paranã Miogeosyncline of South Brazil. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, B., Tulsa, 44(8): 1316-1370, Aug. 1960. 24 fig.

SANTOS, M. J. dos et alii - *Projeto Catalão*. Belo Horizonte, CPRM/SUREG-BH, Relat. inéd., 30 p., 1976. il.

SANTOS, Pérsio de Souza - "Contribuição para o estudo da bauxita do planalto de Poços de Caldas". In: *Contribuição ao Terceiro Congresso Sulamericano de Chimica*. SÃO PAULO. IPT, B., São Paulo, n. 17:109-134, jul. 1937.

_____ - Economia de Argilas. *Cerâmica*, R., São Paulo, 19 (76): 325-392, out./dez. 1973.

SANTOS, Pérsio de Souza & SANTOS, Helena de Souza - Desenvolvimento de argilas brasileiras para diversos usos tecnológicos. *Cerâmica*, R., São Paulo, 11(46): 50-71, jun. 1966.

SANTOS, Pérsio de Souza & SANTOS, Helena de Souza - Estudos sobre a composição mineralógica de caulins primários e secundários do Brasil. *Cerâmica*, R., São Paulo, 15(57/58): 21-134, jan./jun. 1969.

SÃO PAULO. Instituto Geográfico e Geológico - Geologia do Estado de São Paulo. *Inst. geogr. geol.*, B., São Paulo, n. 41, 263 p., 1964. mapa geol.

SOARES, P. C. - "O Limite Glacial/Pós-Glacial do Tubarão no Estado de São Paulo". In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE CARBONIFEROUS AND PERMIAN SYSTEMS IN SOUTH AMERICA, 1972. São Paulo.

X _____ - *O Mesozóico Gonduânico no Estado de São Paulo*. Tese (Dout. Dep. Geol. Mineral. Fac. Fil. Ci. Letr. Rio Claro, Univ. Campinas) (Rio Claro) (s. ed.). 1973. 152 p., il., mapa geol.

_____ - "Elementos estruturais da parte nordeste da bacia do Paraná: classificação e gênese". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, Soc. bras. Geol., 1974. (B. n. 1) p. 710-712.

_____ - Divisão Estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. *R. bras. Geoci.*, São Paulo, v. 5, p. 23, 1975.

X SOARES, Paulo César et alii - *Geologia da Região Norte-Nordeste do Estado de São Paulo*. Rio Claro, BRASIL. Conv. DAEE-FFCLRC, Relat. inéd., maio 1974. 39 p., il., mapa geol.

SOARES, P. C. & LANDIM, P. M. B. - *Aspectos Regionais da Estratigrafia da Bacia do Paraná no seu Flanco Nordeste*. SÃO PAULO, FFCLRC, Dep. Geol. Mineral, inéd., Rio Claro, 1974.

SUGUIO, Kenitiro - *Contribuição à geologia da bacia de Taubaté*. Tese (Dout. Geol.) São Paulo, Fac. Fil. Ci. Letr. Univ. S. Paulo, 1969, 106 p., il., mapa geol.

TEIXEIRA, Emilio Alves - Zircônio no Planalto de Poços de Caldas. *Miner. Metal.*, R., Rio de Janeiro, 1(4): 159-169, nov./dez. 1936. mapa.

_____ - Bauxita no Planalto de Poços de Caldas, Estados de São Paulo e Minas Gerais. *Miner. Metal.*, R., Rio de Janeiro, 1(5): 205-214, jan. 1937. il.

_____ - Notas sobre a bauxita em Poços de Caldas. *Miner. Metal.*, R., Rio de Janeiro, 6(34):159-163, set. 1942. il.

_____ - Zircônio em Poços de Caldas. BRASIL. *DNPM. DFPM*, B., Rio de Janeiro, n. 55, 63 p., 1943. il.

TOLBERT, Gene E. - Relatório preliminar sôbre os depósitos de zircônio uranífero do planalto de Poços de Caldas, Brasil. |Preliminary report on the uraniferous zirconium deposits of the Poços de Caldas Plateau, Brazil| *Eng. Miner. Metal.*, R., Rio de Janeiro, 27(161): 265-269, maio 1958; 27(162): 353-360, jun. 1958. il., mapa geol.

_____ - The Uraniferous Zirconium Deposits of the Poços de Caldas Plateau, Brazil. *Geol. Surv. B.*, Washington, n.1.185-C, 28 p., 1966. mapas.

TRICART, J. & SILVA, T. Cardoso da - Aspectos gerais da sedimentação da bacia de Taubatê- São Paulo, Brasil. *Noticia Geomorfológica*, Campinas, 1(1): 6-13, abr. 1958.

WASHBURNE, Chester W. - Petroleum Geology of the State of São Paulo, Brazil. SÃO PAULO. *Comiss. geogr. geol. Est. São Paulo*, B., São Paulo, n. 22, 282 p., 1930. il., mapa.

WEBBER, Benjamin N. - Bauxitização no Distrito de Poços de Caldas, Minas Gerais. *B. Soc. bras. Geol.*, São Paulo, 8 (1): 17-30, maio 1959.

WEDOW Jr., Helmuth - Thorium and rare-earths in the Poços de Caldas zirconium district, Brazil. *Geol. prof. Pap.*, Washington, n. 424-D: 214-216, 1961.

_____ - The Morro do Ferro Thorium and Rare-Earth Ore Deposit, Poços de Caldas District, Brazil. *Geol. Surv. B.*, n. 1-185-D, 34 p., 1967. il., mapa.

WERNICK, Eberhard - *A geologia da região de Amparo (Leste do Estado de São Paulo)*. Tese (Dout. Fac. Fil. Ci. Letr. Rio Claro, Univ. Campinas) (Rio Claro) (s. ed.) 1967. 140 p., il., mapa geol.

_____ - A geologia do maciço granítico de Morungaba, leste do Estado de São Paulo. *Esc. Eng. S. Carlos Univ. S. Paulo*, Geol., São Carlos, n. 16, 110 p., 1972. il., mapa geol.

WERNICK, E. et alii - Gonditos de Socorro, SP. *Ci. Cult.*, R., São Paulo, 25(6): p. 183, jun. 1973. (suplemento)

_____ - Estudo geocronológico pelo método Rb/Sr em rochas do bloco Jundiaí e regiões adjacentes. *R. bras. Geoci.*, São Paulo, 6(2): 125-135, jun. 1976.

WERNICK, E. & FERNANDES, N. A. - "Triclinicidade de feldspatos potássicos de rochas graníticas do maciço de Morungaba - SP". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. Belém, 1972. *Anais do* ... Belém, Soc. bras. Geol., 1972. p. 51-56, mapa geol.

WERNICK, E. & PENALVA, F. - "Fenômeno de migmatização e granitização nos arredores de Pinhal, leste do Estado de São Paulo". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. Belém, Soc. bras. Geol., 1972. (B. 1) p. 94-96.

_____ & _____ - "As relações entre os Grupos Amparo e Itapira (São Paulo)". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. Aracaju, Soc. bras. Geol., 1973. (B. 1) p. 116-117.

_____ & _____ - "Depósitos molassóides da Formação Eleutério, São Paulo - Minas Gerais". In. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, Soc. bras. Geol., 1974. (B. n. 1) p. 723-726.

_____ & _____ - Migmatização e feldspatização de charnockitos e granulitos no leste paulista e sul de Minas Gerais. (Rio Claro). (s. ed.) 1974. (no prelo).

_____ & _____ - "Rochas graníticas do sul do Brasil". In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 3. Acapulco, 1976. (Pré-Print)

WHITE, I. C. - *Relatório Final sobre o Carvão no Brasil*. Rio de Janeiro, Impr. nac., 1908. 617 p.

WHITE, Max G. & PIERSON, Charles T. - Sumário da prospecção para minerais radioativos no Brasil no período de 1952 a 1960. BRASIL. *CNEN*, B., Rio de Janeiro, n. 1, 24 p.,1974.

WINKLER, Helmuth G. F. - *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 4. ed., Springer-Verlag, New York, 1976. 334 p., il.