

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


**PROJETO INTEGRAÇÃO  
E DETALHE GEOLÓGICO NO  
VALE DO RIBEIRA**

**RELATÓRIO FINAL  
INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA**

**TEXTO**

**VOLUME I**

1-36

 CPRM	<b>SUREMI</b> SEDUPE
ARQUIVO TÉCNICO	
Relatório n.º	1155
N.º de Volumes:	15 v.: 1-S
PDL 008875	

*Antero T. S. F. da Silva* ✓

*Ódimo Francisconi* ✓

*Ângela Maria de Godoy* ✓

*Fernando Batolla Jr.* ✓



COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS  
DIRETORIA DA ÁREA DE PESQUISAS  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE SÃO PAULO

1981

**PROJETO INTEGRAÇÃO  
E DETALHE GEOLÓGICO NO  
VALE DO RIBEIRA**

**Chefe do Projeto:** *Fernando Batolla Jr.* ✓

**Coordenador da Equipe de Integração:**

*Antero T. S. F. da Silva* ✓

**Equipe Executora:** *Ódimo Francisconi* ✓

*Ângela Maria de Godoy* ✓

**Coordenador da Equipe de Detalhe:**

*Cid Chiodi Filho* ✓

**Equipe Executora:** *Armando Teruo Takahashi* ✓

*Valdomiro Alegri* ✓

*José Carlos Garcia Ferreira* ✓

*Cássio Roberto da Silva* ✓

*Miguel José Alves* ✓

*João Baptista Alves Fraga* ✓

*Antonio Joaquim*

*José Félix da Silva* ✓

**Coordenador da Equipe de Geoquímica e Geofísica:**

*Arlei Benedito Macedo* ✓

**Equipe Executora:** *Luiz Antonio Silva*

*José Antonio Cafundó*

*Eugênio Benedito Alves Fraga* ✓

*Paulo Eduardo Prazeres de Oliveira* ✓

**Petrografia:** *Nelson de Almeida Fernandes (SUREG-SP)* ✓

**Colaboração Especial:**

*José Peres Algarte (SUREG-SP)* ✓

*Winston Addas (SUREG-SP)*

*Morio Hama (SUREG-SP)* ✓

*Francisco José Fonseca Ferreira (SUREG-SP)* ✓

**PROJETO INTEGRAÇÃO  
E DETALHE GEOLÓGICO NO  
VALE DO RIBEIRA**

**RELATÓRIO FINAL  
ÍNDICE DE VOLUMES**

- VOL. I - INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA - TEXTO
- VOL. II - INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA - ANEXO I: MAPAS GEOLÓGICOS
- VOL. III - INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA - ANEXO II: MAPAS DE CAMINHAMENTO
- VOL. IV - INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA - ANEXO III: FICHAS DE AFLORAMENTOS
- VOL. V - INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA - ANEXO IV: RESULTADOS DE ANÁLISES
- VOL. VI - ÁREA RIBEIRÃO DO ROCHA
- VOL. VII - ÁREA RIBEIRÃO DO PERAU
- VOL. VIII - ÁREA MINA DO ROCHA
- VOL. IX - ÁREA MINA DO PAQUEIRO
- VOL. X - ÁREA MINA DA BARRINHA
- VOL. XI - ÁREA MINA DO PERAU
- VOL. XII - ÁREA MINA DE ÁGUA CLARA
- VOL. XIII - METODOLOGIA DE GEOQUÍMICA
- VOL. XIV - ANÁLISES QUÍMICAS - ARQUIVO GERAL - I
- VOL. XV - ANÁLISES QUÍMICAS - ARQUIVO GERAL - II

## APRESENTAÇÃO

O Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira, executado através de convênio entre o Departamento Nacional da Produção Mineral e a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, constou da integração geológica de uma área de 39.200 km<sup>2</sup>, à escala de 1:100.000, abrangendo todo o Vale do Ribeira e regiões adjacentes; mapeamento geológico à escala de 1:25.000 de duas áreas mineralizadas a chumbo, sendo estas a área Ribeirão do Perau, com 145 km<sup>2</sup>, e a área Ribeirão do Rocha, com 160 km<sup>2</sup> e mapeamento geológico, acompanhado de levantamentos geoquímicos e geofísicos, nas áreas das minas do Rocha, Paqueiro, Barrinha, Perau e Água Clara. Todas essas atividades são descritas no Relatório Final do Projeto, que é composto por quinze volumes. Este volume contém, assim, a descrição da geologia de toda a área integrada, mapeada ou remapeada parcialmente, na escala 1:100.000. Inclui, portanto, os conhecimentos adquiridos num trabalho de reinterpretação fotogeológica apoiada por pequena fase de campo numa região anteriormente estudada principalmente pelos projetos Sudeste do Estado de São Paulo, SUDELPA, Leste do Paraná e Santos-Iguape e na qual incluiu-se, ainda, a área correspondente à folha Antonina. Simultaneamente foram cadastradas algumas novas ocorrências minerais, em lavra ou não. Deste modo, neste volume, são apresentadas a descrição de todas as unidades litoestratigráficas detectadas na região do Vale do Ribeira, uma tentativa de interpretação da sua evolução geotectônica desde o Arqueano até o Cenozóico e a síntese sobre as ocorrências de bens minerais.

## S U M Á R I O

1 - RESUMO .....	1
2 - ABSTRACT .....	5
3 - INTRODUÇÃO .....	9
3.1 - Histórico .....	9
3.2 - Objetivos .....	10
3.3 - Localização e vias de acesso .....	11
3.4 - Metodologia .....	17
4 - GEOLOGIA GERAL, ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA .....	19
4.1 - Considerações preliminares .....	19
4.2 - Coluna estratigráfica .....	21
4.3 - Arqueano .....	21
4.3.1 - Cinturão Granulítico Atlântico .....	21
4.3.1.1 - Considerações preliminares .....	21
4.3.1.2 - Complexo Itatins .....	28
4.3.1.3 - Complexo Serra Negra .....	29
4.3.1.4 - Considerações finais sobre estrutura, geocronologia e gênese .....	31
4.3.2 - Sequência Cachoeira ( <i>Greenstone Belt</i> Cachoeira?) .....	36
4.3.2.1 - Considerações preliminares .....	36
4.3.2.2 - Rochas metaultramáficas-máficas .....	38
4.3.2.3 - Rochas metapsamíticas .....	40
4.3.2.4 - Rochas metapelíticas-semi-pelíticas .....	44
4.3.2.5 - Rochas metacarbonáticas .....	45
4.3.2.6 - Considerações estruturais e geocronológicas e caracterização tectono-magmática de sua gênese .....	45
4.3.3 - Rochas gnáissicas arqueanas .....	52
4.4 - Proterozóico Inferior .....	60
4.4.1 - Rochas gnáissico-migmatíticas transamazônicas .....	60
4.4.2 - Grupo Setuva .....	69

4.4.2.1 - Considerações preliminares .....	69
4.4.2.2 - Rochas metaultramáficas-máficas .....	71
4.4.2.3 - Rochas metapsamíticas .....	72
4.4.2.4 - Rochas metapelíticas-semi-pelíticas .....	73
4.4.2.5 - Rochas gnáissicas .....	74
4.4.2.6 - Relações tectono-estruturais, geocronológicas e genéticas .....	76
4.4.3 - Sequência Turvo-Cajati .....	82
4.4.3.1 - Considerações preliminares .....	82
4.4.3.2 - Rochas metapsamíticas-semi-pelíticas (sub-sequência Turvo-Areado) .....	84
4.4.3.3 - Rochas metapelíticas-semi-pelíticas (sub-sequência Cajati) .....	85
4.4.3.4 - Rochas metacarbonáticas (sub-sequência Capela do Cedro) .....	86
4.4.3.5 - Rochas metaultramáficas-máficas .....	87
4.4.3.6 - Rochas gnáissicas da Barra do Azeite ....	87
4.4.3.7 - Rochas migmatíticas .....	89
4.4.3.8 - Relações tectono-estruturais, geocronológicas e genéticas .....	91
4.4.4 - Rochas granitóides transamazônicas .....	97
4.5 - Proterozóico Inferior a Superior .....	103
4.5.1 - Grupo Açungui .....	103
4.5.1.1 - Considerações preliminares .....	103
4.5.1.2 - Rochas gnáissicas, metaultramáficas-máficas e metapelíticas indiferenciadas .....	107
4.5.1.3 - Rochas metaultramáficas-máficas .....	108
4.5.1.4 - Rochas metassedimentares e metaultramáficas-máficas-intermediárias indiferenciadas .....	110
4.5.1.5 - Rochas metacarbonáticas e associadas ....	112
4.5.1.6 - Rochas metapelíticas .....	115
4.5.1.7 - Rochas metapsamíticas .....	118
4.5.1.8 - Rochas metapelíticas-psamíticas indiferenciadas .....	124
4.5.1.9 - Migmatitos .....	129
4.5.1.10 - Considerações tectono-estruturais, cronostratigráficas, geocronológicas e genéticas .....	131
4.6 - Proterozóico Superior a Paleozóico Inferior (Cambriano) .....	149

4.6.1 - Rochas granitoides brasileiras .....	149
4.6.1.1 - Granitoides anatecticos e metassomáticos	149
4.6.1.2 - Granitoides metassomáticos e magmáticos indiferenciados .....	154
4.6.1.3 - Granitoides magmáticos .....	156
X 4.7 - Paleozóico .....	160
4.7.1 - Cambro-Ordoviciano .....	160
4.7.1.1 - Rochas cataclásticas .....	160
4.7.1.2 - Formação Camarinha .....	166
4.7.1.3 - Formação Guaratubinha .....	168
4.7.1.4 - Grupo Castro .....	169
4.7.2 - Devoniano .....	171
4.7.2.1 - Grupo Paraná .....	171
4.7.2.1.1 - Formação Furnas .....	172
4.7.2.1.2 - Formação Ponta Grossa .....	173
4.7.3 - Carbonífero-Permiano .....	174
4.7.3.1 - Supergrupo Tubarão (Grupo Itararé) .....	174
X 4.8 - Mesozóico .....	178
4.8.1 - Jurássico-Cretáceo .....	178
4.8.1.1 - Rochas básicas, intermediárias e alcali no-básicas .....	178
4.8.1.2 - Rochas alcalino-ultrabásicas .....	179
X 4.9 - Cenozóico .....	183
4.9.1 - Terciário-Quaternário .....	183
4.9.1.1 - Formação Pariquera-Açu .....	183
4.9.1.2 - Rochas carbonáticas de deposição <u>secundá</u> ria, terraços de rios e sedimentos colu- viais geralmente lateritizados .....	185
4.9.2 - Quaternário .....	185
4.9.2.1 - Formação Alexandra .....	185
4.9.2.2 - Formação Guabirotuba .....	186
4.9.2.3 - Formação Cananéia .....	187
4.9.2.4 - Sedimentos aluviais, eluviais, coluviais ou talosos, praias, marinhos, mistos, de fun- do de baía e de mangue .....	188
5 - GEOLOGIA HISTÓRICA .....	191

6 - RECURSOS MINERAIS .....	206
6.1 - Generalidades .....	206
6.2 - Ocorrências de minérios de elementos metálicos	207
6.2.1 - Chumbo (zinco, prata, cobre, ouro e arsênio subordinados) .....	207
6.2.2 - Cobre .....	211
6.2.3 - Ferro .....	211
6.2.4 - Manganês .....	212
6.2.5 - Níquel .....	213
x 6.2.6 - Ouro .....	213
6.2.7 - Titânio .....	214
6.3 - Ocorrências de minérios não metálicos .....	215
6.3.1 - Água mineral .....	215
6.3.2 - Amianto .....	216
6.3.3 - Areia, argila, cascalho e saibro .....	216
6.3.4 - Arsênio .....	217
6.3.5 - Barita .....	218
6.3.6 - Calcário, dolomito e mármore .....	218
6.3.7 - Calcita e travertino .....	219
6.3.8 - Carbonatito .....	220
6.3.9 - Caulim .....	220
6.3.10 - Feldspato, quartzo, muscovita e vermiculita.	221
6.3.11 - Filito e sericita-xisto .....	222
6.3.12 - Fluorita .....	222
6.3.13 - Fosfato .....	223
6.3.14 - Grafita .....	223
6.3.15 - Granito industrial (diabásio, gnaisse, grani- to, migmatito, milonito, quartzito, riolito e sienito) .....	223
6.3.16 - Talco .....	225
6.3.17 - Outros bens minerais .....	226
7 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....	228
8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	243





9 - ANEXOS ..... 264

## 1 - RESUMO

O Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira abrangeu, no seu trabalho de integração regional de escala 1:100.000, principalmente a região pré-cambriana do sul-sudeste do Estado de São Paulo e leste do Estado do Paraná. Essa região que se distribui por uma área de 39.200 km<sup>2</sup> engloba quatorze folhas geológicas na escala citada e é constituída pelas seguintes unidades litoestratigráficas:

1) Complexos Itatins e Serra Negra, predominantemente de fácies granulito, compreendendo enderbitos, opdalitos, kinzigitos, granulitos charnockíticos, hiperstênio-granodioritos, dioritos gnáissicos, tonalitos gnáissicos, granodioritos gnáissicos, gnaisses a granada, sillimanita e piroxênio, metaultrabasitos, metabasitos, serpentinitos, metagabros, anfibolitos e migmatitos;

2) Sequência Cachoeira, englobando rochas metamáficas-filiadas a magmas komatiíticos peridotíticos e toleíticos (xistos magnesianos, metaultrabasitos, metaugititos, serpentinitos, metagabros, anfibolitos, etc.), mármores dolomíticos, quartzitos, fuchsita-quartzitos, magnetita-quartzitos, gonditos, quartzo-xistos, metarenitos, *metacherts*, mica-quartzo-xistos, metargilitos e filitos;

3) Rochas gnáissicas, incluindo biotita-hornblenda-gnaisses, biotita-gnaisses, hornblenda-gnaisses e gnaisses a granada, sillimanita e piroxênio, em regra preservadas da migmatitização, com frequentes intercalações subordinadas de metabasitos, metaultrabasitos, anfibolitos, metagabros, metadiorito-pórfiros, quartzitos feldspáticos e mica-quartzo-xistos, entre outros litotipos;

4) Rochas migmatíticas ou gnáissico-migmatíticas, de paleossoma gnáissico e estrutura estromatítica predominantes, incluindo epibolitos, agmatitos, epibolitos oftalmíticos, embrechitos e anatexitos;

5) Grupo Setuva, constituído por ortognaisses e paragnaisses, regra geral porfiroblásticos e blastomiloníticos, bem como por rochas metaultramáficas-máficas e metapelíticas-semipelíticas (xistos magnesianos, metaultrabasitos, metabasitos, metahornblenditos, metaugititos, metagabros, quartzitos geralmente micáceos, quartzo-xistos, *meta cherts*, gonditos, mica-quartzo-xistos e mica-xistos);

6) Sequência Turvo-Cajati, englobando rochas metavulcano-sedimentares (metaultrabasitos, xistos magnesianos, metabasitos, quartzitos, quartzo-xistos, metarenitos, metarcóseos, gonditos, metassiltitos, mica-quartzo-xistos, mica-xistos, mármore dolomíticos e calcíticos, calco-xistos e calcossilicatadas), gnaisses bandados da Barra do Azeite, epibolitos de paleossoma ectinítico predominante, diatexitos homogêneos, anatexitos, epibolitos homofânicos e granito-gnaisses;

7) Rochas granitóides transamazônicas, geralmente foliadas, distribuídas por granitos de anatexia, anatexitos, diatexitos homogêneos, granada-granito-gnaisses ou leptitos, granito-gnaisses, epibolitos homofânicos e biotita-anfibólito-tonalitos;

8) Grupo Açungui, constituído por metassiltitos, filitos, metarritmitos, ardósias, metarenitos, metamargas, metarcóseos, metaconglomerados, quartzitos, calco-xistos, calcossilicatadas, mica-quartzo-xistos, epicalcários dolomíticos e calcíticos, mármore dolomíticos e calcíticos, metaultrabasitos, metabasitos, anfibolitos, metagabros, monzonitos e migmatitos de paleossomas mica-xistoso e calco-xistoso e estrutura estromatítica predominantes;

9) Rochas granitóides brasileiras distribuídas por granitóides anatexíticos, metassomáticos e magmáticos;

10) Rochas molássicas brasileiras, das formações Guaratubinha e Camarinha e pelo Grupo Castro (arenitos, siltitos, conglomerados, riolitos, andesitos e micro-granitos);

11) Grupo Paranã, que compreende as formações Furnas (arenitos, conglomerados, siltitos e argilitos) e Ponta Grossa (folhelhos e arenitos finos);

12) Supergrupo Tubarão, representado pelo Grupo Itararé (tilitos, diamictitos, tilóides, arenitos, varvitos e folhelhos);

13) Rochas básicas e alcalino-ultrabásicas (diabásios, gabros sub-ofíticos, basaltos, basalto-pórfitos, monzonito-pórfitos, andesito-pórfitos, diorito-pórfitos, dioritos, tonalitos, granodioritos, traquiandesitos, fonolitos traquitóides, shonkinitos, basanitos, piroxenitos, peridotitos, jacupiranguitos, melteijitos, malignitos, teralitos, olivina-gabros, gabros, quartzo-gabros, augita-diabásios, essexitos-basaltos, biotita-melteigitos, melanita-malignitos, sieno-dioritos, ijolitos, foiaitos, pulaskitos, essexitos, sienitos, nefelina-sienitos, fenitos, fonolitos e carbonatitos;

14) Sedimentos coluviais terciários, regra geral lateritizados, rochas carbonáticas de deposição secundária, sedimentos fluviais terciário-quadernários, constituindo as formações Pariquera-Açu, Alexandra e Guabirota, sedimentos marinhos pleistocênicos integrando a Formação Cananéia e sedimentos holocênicos de origem fluvial, marinha e mista.

As rochas pré-cambrianas foram submetidas a deformações rígidas e plásticas, tendo sido estes fenômenos superpostos em algumas das unidades litoestratigráficas identificadas. As deformações plásticas que foram acompanhadas de metamorfismo regional, ocorrido durante os diversos ciclos orogênicos que afetaram a região estudada, desenvolveram dobramentos de estilos diversos, e, em muitos casos, superpostos. O metamorfismo regional exibido pelas rochas pré-cambrianas distribuiu-se pelas facies granulito, anfibolito e xistos-verdes. Anquimetamorfismo é observado em algumas rochas do Grupo Açungui. Numerosas falhas transcorrentes, inversas ou mistas, originaram-se, via de regra, como consequência de esforços compressivos tangenciais. Este tectonismo rígido,

melhor evidenciado em tempos cambro-ordovicianos, reativou numerosas geossuturas pré-existentes e imprimiu aos falhamentos uma orientação preferencial SW-NE e WSW-ENE. O tectonismo tafrogênico mesozóico está representado por falhas normais e fraturas de direção NW e NE. O sistema NW-SE constitui um enxame de fraturas paralelas, com incidência maior segundo o Arqueamento de Ponta Grossa e o Fissuramento de Guapiara, preenchidas por diques de diabásio. O sistema SW-NE, bem representado no Bloco Itatins, entre outros locais, propiciou a formação da serra do Mar e das bacias tectônicas de Curitiba e do Ribeira. Relativamente aos recursos minerais da região destacam-se numerosas ocorrências de minerais metálicos e não metálicos muitos dos quais em lavra. Pela sua grande importância citam-se chumbo, zinco, prata, cobre, ouro, ferro, água mineral, areia, argila, talco, fosfato, carbonatito, dolomito, calcário, mármore, granito industrial e caulim. De importância secundária alinham-se arsênio, manganês, níquel, titânio, amianto, cascalho, saibro, barita, quartzo, quartzito, grafita, feldspato, fluorita, sericita-xisto, filito e vermiculita, entre outros.

## 2 - ABSTRACT

This report deals with the geology of the Vale do Ribeira region and vicinities which is bounded by an irregular trapezoid of 39,200 km<sup>2</sup> and underlain by the following lithostratigraphic units:

1) Itatins and Serra Negra complexes, mainly of granulite facies but also including enderbites, opdalites, kinzigites, charnockitic granulites, hypersthene-granodiorites, gneissic diorites, gneissic tonalites, gneissic granodiorites, gneisses at garnet, sillimanite and pyroxene, metaultrabasites, metabasites, serpentinites, metagabbros, amphibolites and migmatites;

2) The Cachoeira sequence including metaultramaphic-maphic rocks affiliated to peridotitic komatiitic and tholeiitic magmas (magnesian schists, metaultrabasites, metaugitites, serpentinites, metagabbros, amphibolites, etc.), dolomitic marbles, quartzites, fuchsite-quartzites, magnetite-quartzites, gondites, quartz-schists, metasandstones, metacherts, mica-quartz-schists, metargillites and phillites;

3) The gneissic rocks including biotite-hornblende-gneisses, biotite-gneisses, hornblend-gneisses and gneisses at garnet, sillimanite and pyroxene, generally preserved of the migmatization, frequently bearing some metabasites, metaultrabasites, amphibolites, metagabbros, metadiorite-porphyrates, feldspathic quartzites and mica-quartz-schists, among other rocks;

4) The migmatitic or gneissic-migmatitic rocks, of gneissic paleosome and stromatolitic structure predominant, including epibolites, agmatites, ophiolitic epibolites, embrechites and anatexites;

5) The Setuva group, made up by orthogneisses and paragneisses, generally porphyroblastics and blastomylonitics, and by metaultramaphic-maphic and metapelitic-semipelitic rocks (magnesian schists, metaultrabasites, metabasites, me

tahornblendites, metaugigites, metagabbros, quartzites generally micaceous, quartz-schists, metacherts, gondites, mica-quartz-schists and mica-schists);

6) The Turvo-Cajati sequence, including metavolcanic-sedimentary rocks (metaultrabasites, magnesian schists, metabasites, quartzites, quartz-schists, metasandstones, gondites, metasiltstones, mica-quartz-schists, dolomitic and calcitic marbles, calc-schists and calc-silicates), banded gneisses of the Barra do Azeite, epibolites of ectinitic paleosome predominant, homogeneous diatexites, anatexites, homofanic epibolites and granite-gneisses;

7) The transamazonian granitoid rocks, generally foliated, distributed by anatexis granites, anatexites, homogeneous diatexites, garnet-granite-gneisses or leptites, granite-gneisses, homofanic epibolites and biotite-amphibole-tonalites;

8) The Açungui group, constituted by metasiltstones, phylites, metarritmites, slates, metasandstones, metamarls, metaconglomerates, quartzites, calc-schists, calc-silicates, mica-quartz-schists, dolomitic and calcitic meta-calcareous, dolomitic and calcitic marbles, metaultrabasites, metabasites, amphibolites, metagabbros, monzonites and migmatites of mica-schistic and calc-schistic paleosome and stromatitic structure predominant;

9) The Brazilian granitoid rocks, distributed by anatexitic, metassomatic and magmatic granitoids;

10) The Brazilian molassic rocks, distributed by the Guaratubinha and Camarinha formations and by the Castro group (sandstones, siltstones, conglomerates, riolites, andesites and micro-granites);

11) The Paraná group, made up by the Furnas (sandstones, conglomerates, siltstones and argillites) and Ponta Grossa formations (shales and fine sandstones);

12) The Tubarão supergroup, represented by the Ita

rare group (tilites, diamictites, tiloids, sandstones, varvites and shales);

13) The basic and alkaline-ultrabasic rocks (diabases, sub-ophitic gabbros, basalts, basalt-porphyrtes, monzonite-porphyrtes, andesite-porphyrtes, diorite-porphyrtes, diorites, tonalites, granodiorites, traquiandesites, traquitoid phonolites, schonkinites, basanites, piroxenites, peridotites, jacupiranguites, melteigites, malignites, terálites, olivine-gabbros, gabbros, quartz-gabbros, augite-diabases, essexite-basalts, biotite-melteigites, melanite-malignites, sieno-diorites, ijolites, foyaites, pulaskites, essexites, syenites, nepheline-syenites, phenites, phonolites and carbonatites;

14) Tertiary colluvial sediments generally lateritized and carbonatic rocks of secondary deposition, tertiary-quaternary fluvial sediments constituting the Pariquera-Açu, Alexandra and Guabirota formations, pleistocenic marine sediments integrating the Cananéia formation and holocenic sediments of fluvial, marine and mixte origin.

The precambrian rocks had been submitted to both rigid and plastic deformations, these phenomenes being superposed in some identified lithostratigraphic units. The plastic deformations, accompanied of regional metamorphism, occurred during the several orogenic cycles which affected the studied region, they developed fols of several styles of ten superposed. The regional metamorphism showed by the precambrian rocks is distributed by the granulite, amphibolite and greenschists facies. Anquimetamorphism is observed in some rocks of the Açungui group. The several strike and reverse faults were originated generally consequence of the tangencial compressive efforts. This rigid tectonism, best evidenced in cambro-ordovician times, reactivated the numerous pre-existing geosuture and imprinted to the faults a SW-NE and WSW-ENE trend. The mesozoic taphrogenic tectonism is represented by NE and NW trending normal faults and fractures. The NW-SE system consists a swarm of parallel fractu



*res, with great incidence second the Ponta Grossa archeament and the Guapiara fissurement, filled by diabase dykes. The SW-NE system, well good represented in the Itatins block, among other places, propitiated the formation of the Sierra do Mar and the tectonic basins of Curitiba and Ribeira. The main mimeral occurrences are: lead, zinc, silver, copper, gold, iron, mineral water, sand, clay, talc, phosphate, carbonatite, dolomite, limestone, marble, industrial granite and kaolin. Of secondary importance are: arsenic, magnese, nickel, titanium, amiante, gravel, coarse sand; barite, quartz, quartzite, graphite, feldspath, fluorite, sericite-schist, philite and vermiculite, among others.*

### 3 - INTRODUÇÃO

#### 3.1 - Histórico

Os trabalhos de integração geológica, com remapeamento em diversas áreas, desenvolvidos na região do Vale do Ribeira, fazem parte do Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira. Este foi criado sob a vigência do convênio DNPM/CPRM de 21 de maio de 1975, publicado no Diário Oficial da União em 08 de julho de 1975. Sua execução foi autorizada pela solicitação de serviços DNPM/DGM/CPRM nº 038/78 de 02 de março de 1978 e sua fase de campo desenvolveu-se de novembro de 1978 a outubro de 1979.

Embora sua programação original não fosse totalmente cumprida, ela constava basicamente de:

- 1) Compilação visando a integração geológica de uma área de 39.200 km<sup>2</sup>, abrangendo o Vale do rio Ribeira de Iguape;
- 2) Mapeamento geológico de semi-detalle com ênfase para a estratigrafia e estrutural de duas áreas totalizando 300 km<sup>2</sup>, as quais abrangiam as minas do Rocha, Paqueiro, Barrinha, Pérau e Água Clara;
- 3) Mapeamento de detalhe em superfície e sub-superfície, na escala 1:1.000 ou maior, da área das minas citadas;
- 4) Prospecção geoquímica de solos e de sedimentos de corrente;
- 5) Prospecção geofísica;
- 6) Sondagem à diamante e
- 7) Abertura de poços e trincheiras.

Com os cortes efetuados nas verbas relativas aos anos de 1978 e 1980 os itens de 1 a 5 só puderam ser realizados parcialmente, sendo que os itens 6 e 7 não foram iniciados. Além disso algumas atividades, como descrição de tes

temunhos de sondagens e mapeamento de trabalhos mineiros, foram também, apenas em parte, desenvolvidas.

Este relatório traz, portanto, o resultado de um trabalho realizado com algumas deficiências e refere-se a integração de quase todos os estudos realizados na região do Vale do Ribeira. Descreve, assim, de maneira sintética, as unidades litoestratigráficas identificadas e sua evolução geotectônica, fornecendo uma síntese global dos seus recursos minerais. Na sua porção final são expostos os principais problemas geológicos, estruturais, cronoestratigráficos, geocronológicos, litogeoquímicos e metalogenéticos resolvidos ou a resolver oportunamente.

As atividades de integração, que compreenderam compilação, fotointerpretação e levantamentos geológicos, foram executadas pelos geólogos Antero Tomás dos Santos Ferreira da Silva, Ódimo Francisconi e Angela Maria de Godoy, sob a coordenação do primeiro que também responsabilizou-se pelo texto do relatório. A chefia do projeto coube ao geólogo Fernando Batolla Junior, enquanto que a supervisão foi realizada pelo geólogo José Peres Algarte, COREMI da SUREG-SP.

### 3.2 - Objetivos

Os objetivos deste projeto foram estabelecidos como tentativa de se abranger principalmente dois aspectos:

a) obter, através de compilação e integração geológica, geofísica e geoquímica, com fotointerpretação e trabalhos de campo, uma base geológica homogeneizada para a região do Vale do Ribeira, sintetizando, em um documento único, todas as informações disponíveis. Seriam confeccionados mapas geológicos em escala 1:100.000 e, eventualmente, em escala maior;

b) realizar em duas áreas mineralizadas a chumbo, com características distintas, estudos gerais de geologia e prospecção visando estabelecer parâmetros acerca da associação paragenética de tais mineralizações e conhecer o compor

tamento dos jazimentos dentro do modelo geológico que viesse a ser estabelecido. Tais estudos envolveriam mapeamento geológico de semi-detralhe a escala de 1:25.000 nas duas áreas bem como mapeamento de detalhe nas minas, prospecção geofísica e geoquímica e sondagem a diamante.

No que se refere ao trabalho ora apresentado, eles atingiram quase que totalmente os objetivos relatados em a).

### 3.3 - Localização e vias de acesso

A área do Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira, objeto de compilação e integração, abrangeu um polígono irregular cujos vértices possuem as seguintes coordenadas (Fig. 1):

A 47°00'W e 24°00'S	F 48°00'W e 25°30'S
B 47°00'W e 24°30'S	G 50°00'W e 25°30'S
C 47°30'W e 24°30'S	H 50°00'W e 24°30'S
D 47°30'W e 25°00'S	I 49°30'W e 24°30'S
E 48°00'W e 25°00'S	J 49°30'W e 24°00'S

Ela distribui-se a sul-sudeste e leste dos estados de São Paulo e Paraná, respectivamente. Seu limite sudeste é dado pelo Oceano Atlântico, onde inclui algumas ilhas. Cartograficamente ela engloba quatorze folhas de formato 30'x 30', na escala 1:100.000, relacionadas a seguir juntamente com suas integrantes na escala 1:50.000. A articulação de tais folhas é mostrada na figura 2.

1:100.000	1:50.000
Pedro de Toledo (SG.23-V-A-II)	Pedro Barros (SG.23-V-A-II-1) Rio São Lourencinho (SG.23-V-A-II-2) Miracatu (SG.23-V-A-II-3) Pedro de Toledo (SG.23-V-A-II-4)
Registro (SG.23-V-A-I)	São José (SG.23-V-A-I-1) Fôz do Açungui (SG.23-V-A-I-2) Registro (SG.23-V-A-I-3) Juquiã (SG.23-V-A-I-4)

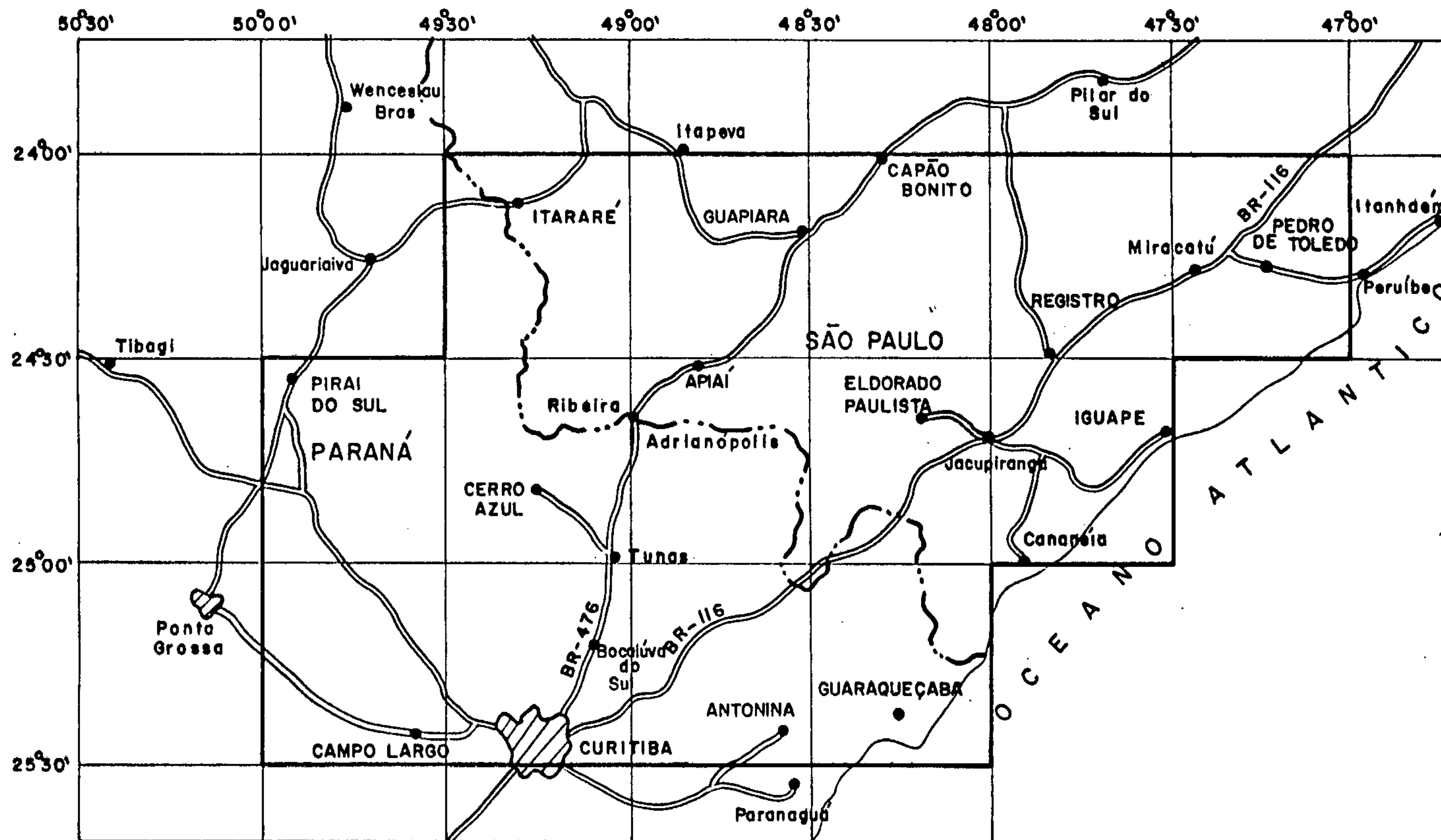


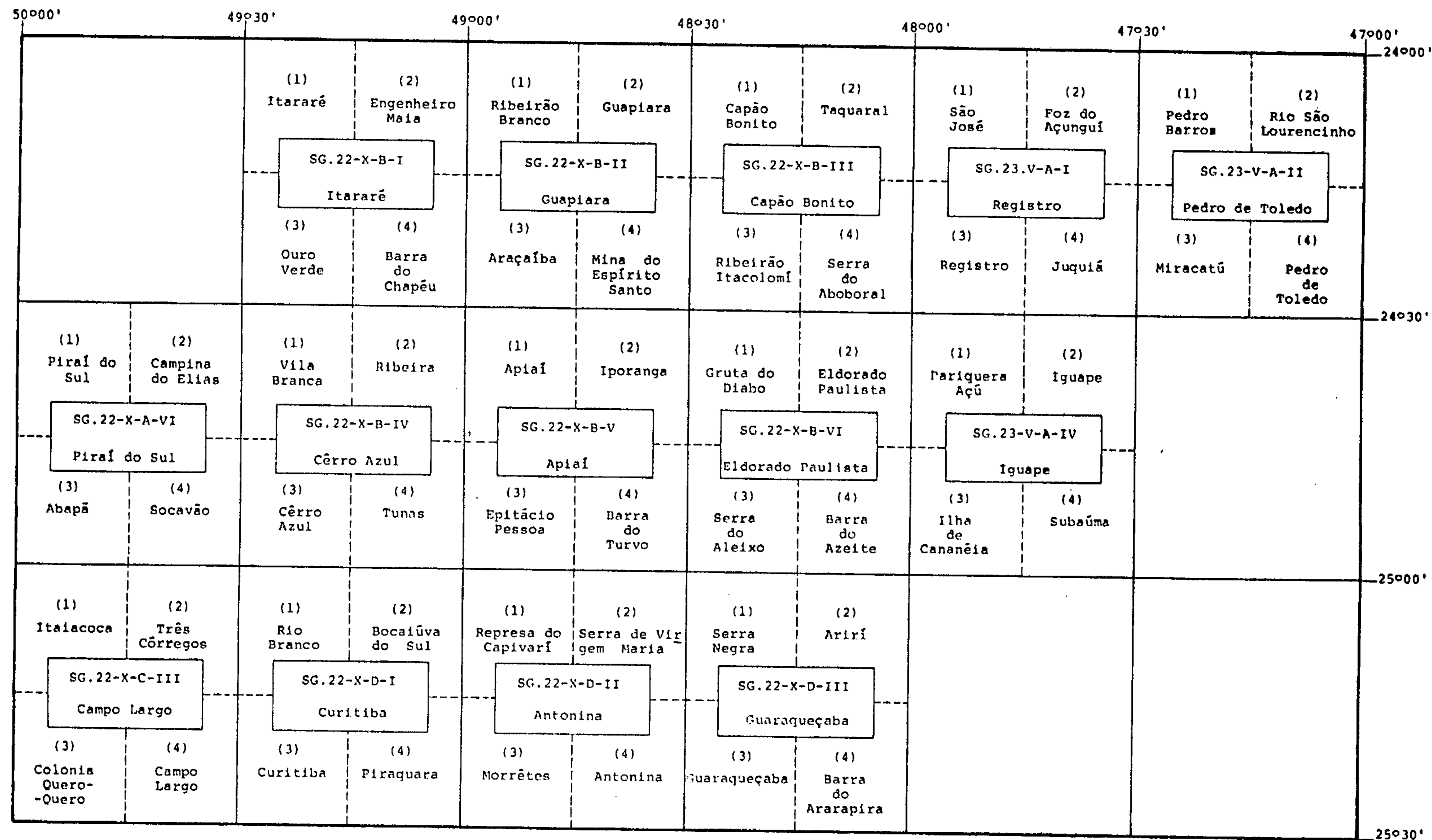
FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA  
 À ESCALA 1:100.000

NV  
 ↑

**LEGENDA**

- (dashed line) — Limite Interestadual
- (dot) — Cidades
- (double line) — Estradas de rodagem





**FIG.2 - Situação das bases topográficas da área de integração geológica**



1:100.000	1:50.000
Iguape (SG.23-V-A-IV)	Pariquera-Açu (SG.23-V-A-IV-1) Iguape (SG.23-V-A-IV-2) Ilha de Cananéia (SG.23-V-A-IV-3) Subaúma (SG.23-V-A-IV-4)
Capão Bonito (SG.22-X-B-III)	Capão Bonito (SG.22-X-B-III-1) Taquaral (SG.22-X-B-III-2) Ribeirão Itacolomi (SG.22-X-B-III-3) Serra do Aboboral (SG.22-X-B-III-4)
Eldorado Paulista (SG.22-X-B-VI)	Gruta do Diabo (SG.22-X-B-VI-1) Eldorado Paulista (SG.22-X-B-VI-2) Serra do Aleixo (SG.22-X-B-VI-3) Barra do Azeite (SG.22-X-B-VI-4)
Guaraqueçaba (SG.22-X-D-III)	Serra Negra (SG.22-X-D-III-1) Aririí (SG.22-X-D-III-2) Guaraqueçaba (SG.22-X-D-III-3) Barra do Ararapira (SG.22-X-D-III-4)
Guapiara (SG.22-X-B-II)	Ribeirão Branco (SG.22-X-B-II-1) Guapiara (SG.22-X-B-II-2) Araçáiba (SG.22-X-B-II-3) Mina do Espírito Santo (SG.22-X-B-II-4)
Apiaí (SG.22-X-B-V)	Apiaí (SG.22-X-B-V-1) Iporanga (SG.22-X-B-V-2) Epitácio Pessoa (SG.22-X-B-V-3) Barra do Turvo (SG.22-X-B-V-4)
Antonina (SG.22-X-D-II)	Represa do Capivari (SG.22-X-D-II-1) Serra da Virgem Maria (SG.22-X-D-II-2) Morretes (SG.22-X-D-II-3) Antonina (SG.22-X-D-II-4)
Itararé (SG.22-X-B-I)	Itararé (SG.22-X-B-I-1) Engenheiro Maia (SG.22-X-B-I-2) Ouro Verde (SG.22-X-B-I-3) Barra do Chapéu (SG.22-X-B-I-4)
Cerro Azul (SG.22-X-B-IV)	Vila Branca (SG.22-X-B-IV-1) Ribeira (SG.22-X-B-IV-2) Cerro Azul (SG.22-X-B-IV-3) Tunas (SG.22-X-B-IV-4)
Curitiba (SG.22-X-D-I)	Rio Branco (SG.22-X-D-I-1) Bocaiúva do Sul (SG.22-X-D-I-2) Curitiba (SG.22-X-D-I-3) Piraquara (SG.22-X-D-I-4)

1:100.000	1:50.000
Pirai do Sul (SG.22-X-A-VI)	Pirai do Sul (SG.22-X-A-VI-1) Campina do Elias (SG.22-X-A-VI-2) Abapã (SG.22-X-A-VI-3) Socavão (SG.22-X-A-VI-4)
Campo Largo (SG.22-X-C-III)	Itaiacoca (SG.22-X-C-III-1) Três Córregos (SG.22-X-C-III-2) Colônia-Quero-Quero (SG.22-X-C-III-3) Campo Largo (SG.22-X-C-III-4)

As mais importantes vias de acesso (Fig.3) e que também cortam a área são: BR-116 ou via Regis Bittencourt, que liga São Paulo a Curitiba; a BR-476 ou Estrada da Ribeira que liga Curitiba a Adrianópolis, PR e Ribeira, SP, prolongando-se para São Paulo pela BR-373 ou SP-250 que passa por Capão Bonito, SP. Outra estrada que corta toda a área é a BR-376 ou PR-151 que, partindo de Curitiba passa por Ponta Grossa, Pirai do Sul, Sengês, de onde segue para São Paulo pela SP-258, passando por Itararé, Itapeva e Capão Bonito. Além dessas, outras estradas importantes são: a que liga Curitiba a Pirai do Sul (Estrada do Cerne), sem asfalto; a que liga aquela capital a Antonina e Guaraqueçaba, parcialmente asfaltada; a SP-165 que liga Apiaí a Jacupiranga, sem asfalto; a SP-139 que liga Registro a São Miguel Arcanjo, sem asfalto; a SP-79 que liga Miracatu a Piedade, sem asfalto e mais as que, partindo da BR-116, dão acesso a Barra do Turvo, Cananéia, Iguape e Pedro de Toledo.

Estradas de ferro que cortam a área são: a que vindo de São Paulo, passa por Pedro de Toledo e segue até Registro (FEPASA) e a que, vindo de São Paulo, passa por Itapeva (com ramal até Apiaí) (FEPASA), Jaguariaiva, Castro, Ponta Grossa e Curitiba, de onde segue ramal para Paranaguá (fora da área), passando por Piraquara, Morretes e Antonina (REFFSA).

Além dessas vias de acesso, a malha viária da região compõe-se de estradas secundárias, caminhos e trilhas, a maioria transitáveis somente com clima seco.



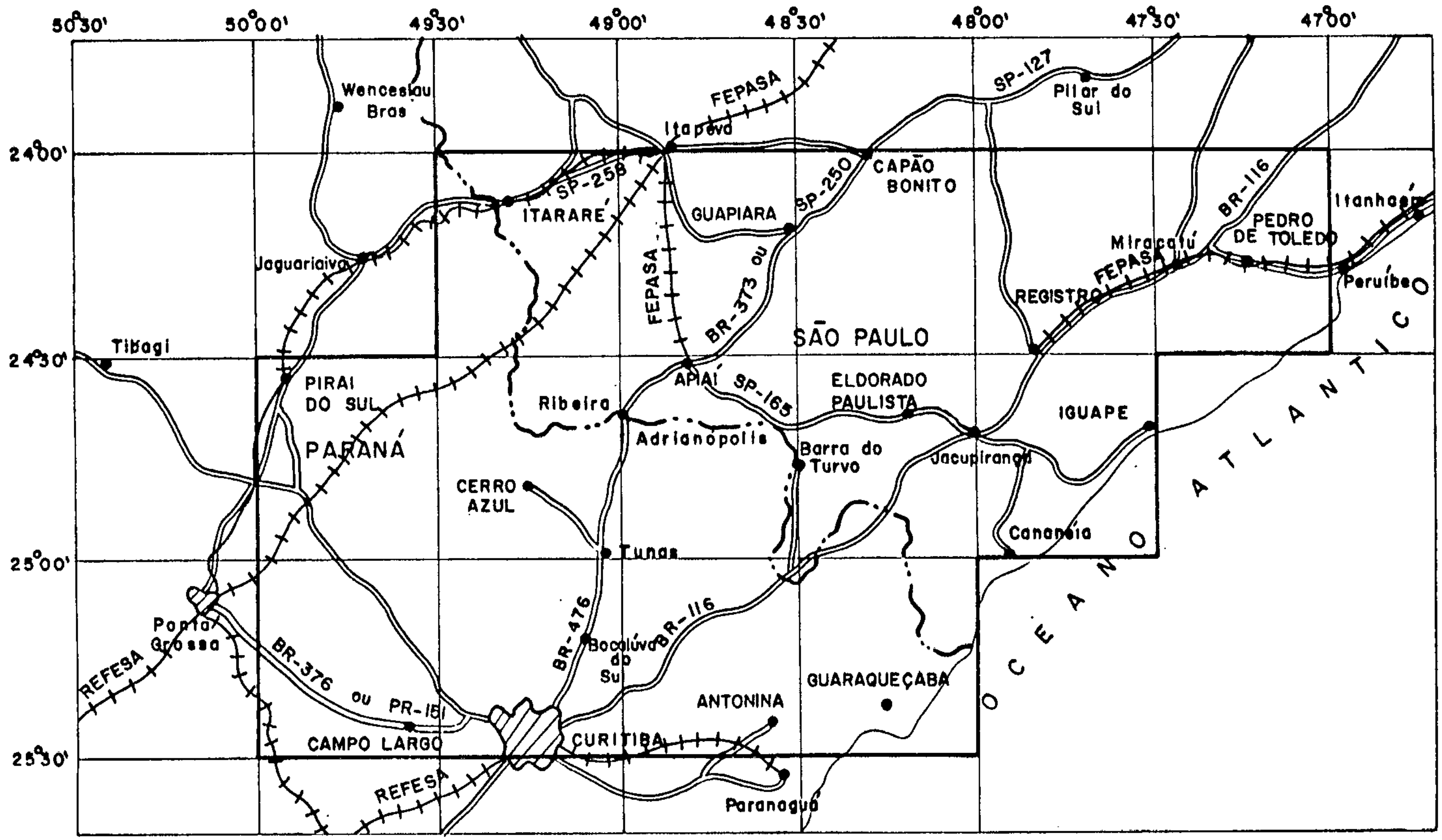
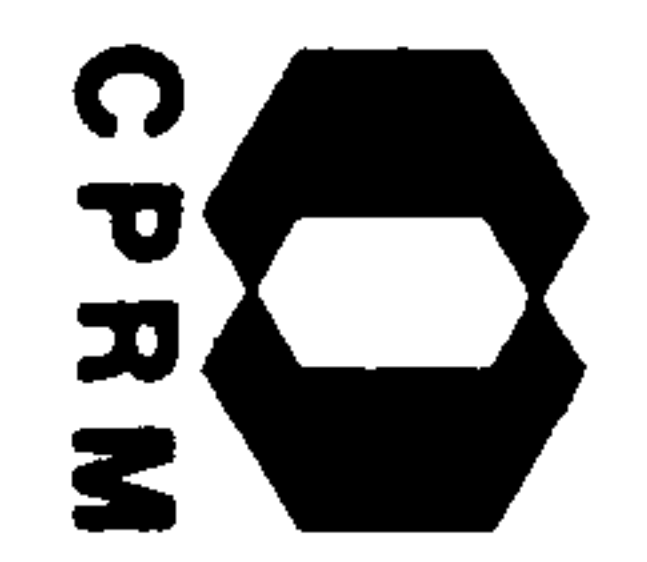
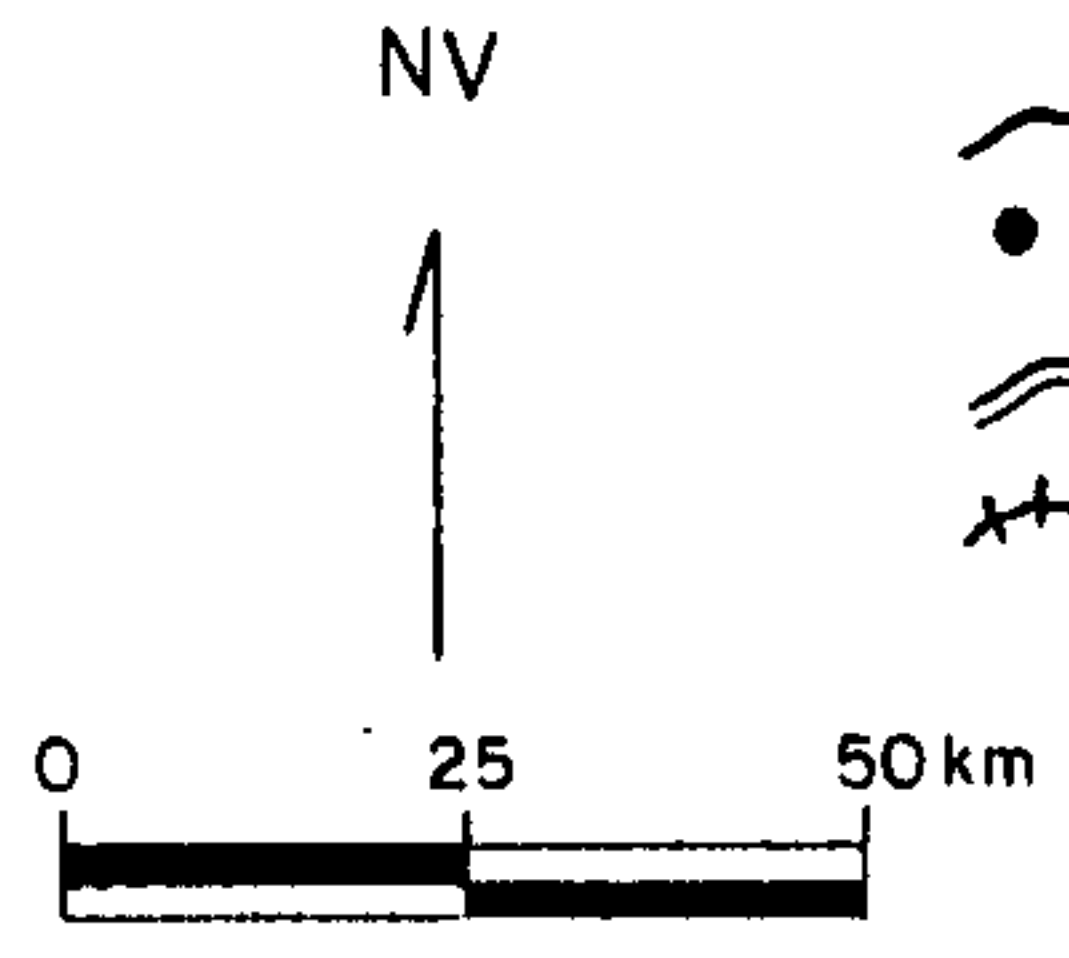


FIGURA 3- VIAS DE ACESSO

**LEGENDA**

- (dashed line) — Limite interestadual
- (with square) — Cidades
- (double line) — Estradas de rodagem
- (cross-hatched line) — Estradas de ferro



### 3.4 - Metodologia

A metodologia para a atividade de integração geológica utilizada por este projeto visou aproveitar todos os trabalhos de mapeamento anteriormente realizados na área, além dos levantamentos geofísicos e geoquímicos. Assim a fase de fotointerpretação levou em conta aqueles mapeamentos realizados pelos projetos Sudeste, SUDELPA, Leste do Paraná e Santos-Iguape, além de trabalhos isolados realizados por outras entidades. A fase de levantamentos de dados durou de maio a outubro de 1978 contando com quatro geólogos, equipe originalmente prevista, além da participação de um geofísico e um geoquímico em tempos parciais.

Os cortes efetuados nas verbas do projeto em 1979 determinaram o afastamento de um geólogo e redução drástica da participação do geofísico e do geoquímico e, deste modo, a etapa de campo que se desenvolveu de novembro de 1978 a junho de 1979, se realizou com três geólogos somente.

A fase derradeira constou de fotointerpretação final e desenho dos mapas geológicos em bases topográficas especialmente preparadas. Entretanto, devido aos novos cortes previstos em 1980 a equipe iniciou este ano com dois geólogos somente, sendo que, a partir de junho restou somente um. Este único geólogo assumiu, assim, o encargo de finalizar o trabalho dos demais e não contou mais também com o apoio de geofísica e geoquímica, especialidades que, em razão das verbas diminutas, tiveram que ser abandonadas. Nesta altura todo o cronograma foi prejudicado e os serviços de integração sofreram uma interrupção que durou de outubro de 1980 a janeiro de 1981, sendo retomado em fevereiro e finalizado em outubro do mesmo ano.

Deste modo, neste trabalho de integração geológica, pode se afirmar que todos os mapeamentos já realizados foram considerados, ficando de lado, entretanto, os levantamentos geoquímicos e geofísicos os quais, certamente, muitas contribuições teriam a acrescentar. Além do mais, o trabalho

de revisão acerca dos recursos minerais da região e que possibilitaria, a confecção de mapas metalogenéticos, e previsionais, deixou também de ser desenvolvido, empobrecendo mais ainda os resultados finais que eram esperados dessa integração.

O relatório ora apresentado não contém os capítulos de clima, solo, vegetação e geomorfologia em virtude de terem sido mais objetivadas as informações específicas de geologia e também por que, sobre estes aspectos, estando os mesmos bem apresentados em trabalhos anteriores, nada se realizou que acrescentasse novos dados.

#### 4 - GEOLOGIA GERAL, ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA

##### 4.1 - Considerações preliminares

A área do projeto vem sendo objeto de numerosos trabalhos desde finais do século dezanove, mas somente nas últimas décadas ela foi mapeada sistematicamente pela Comissão da Carta Geológica do Paraná (J.J. Bigarella, 1947, 1948, 1953; J.J. Bigarella e R. Salamuni, 1956 a e b, 1958 a e b; J.J. Bigarella *et alii*, 1955; R.A. Fuck, 1966, 1967, inédito; R.A. Fuck *et alii*, 1967 a e b, 1969, 1971; J.A.U. Lopes, 1966; R. Maack, 1953; O.J. Marini, 1970; O.J. Marini *et alii*, 1967; A. Muratori, 1966, inédito; E. Trein, inédito), PROSPEC (1954), PROTEC (inédito), DNPM/CPRM (L.Q. Kaefer e J.P. Algarte, 1972; J.P. Algarte *et alii*, 1974; A. Morgental *et alii*, 1975; A.T.S.F. da Silva *et alii*, 1977 a; F. Batolla Jr. *et alii*, 1977 a; J.C. Rodrigues *et alii*, 1977 a e b; I. Lopes Jr. *et alii*, 1977 a e b; I.P. Paiva *et alii*, 1977) e U.G. Cordani e V.A.V. Girardi (1967), entre outros.

A maior parte das rochas presentes na área estudada são de idade pré-cambriana. Apenas nas regiões norte, noroeste e oeste predominam as rochas paleozóicas da Bacia do Paraná. O magmatismo básico e alcalino-ultrabásico mesozóico distribui-se por toda a região em apreço, predominando nas porções central e ocidental. O Cenozóico, porém, mostra-se melhor representado na região sul-sudeste, em geral contiguamente ao litoral.

As formações rochosas pré-cambrianas, no sentido sudeste-noroeste, originaram-se desde os tempos arqueanos até proterozóicos. Constituem o designado Cinturão Móvel Ribeira, atualmente denominado Cinturão Móvel Costeiro, distribuído pela Faixa Dobrada Apiaí e pelo seu embasamento. Este pertence, a sul das falhas da Ribeira, Cubatão e da Lancinha, ao Maciço Mediano de Joinville, que prossegue para NE e SW, em direção aos litorais do Rio de Janeiro e de Santa Catarina, respectivamente (C.D.R. Carneiro *et alii*, 1974b e Y. Hasui *et alii*, 1975).

Muitas das litologias relacionadas ao Grupo Açungui, que ocupam a faixa central e noroeste da região estudada, anteriormente interpretadas como brasileiras, evidenciam caracteres típicos, inclusive idades geocronológicas, de estruturas dobradas supracrustais pré-brasileiras, provavelmente transamazônicas e não brasileiras conforme tradicionalmente aceitas. Deste modo, em futuro próximo, há que se redefinir o Grupo Açungui e identificar quais de suas rochas são brasileiras ou transamazônicas. Nalgumas regiões, como a do rio Pardo a Pariquera-Açu, foi possível identificar litologias que foram incluídas na Sequência Turvo-Cajati, de suposta idade transamazônica. Crê-se que, algumas das bacias tectônicas existentes na Faixa Dobrada Apiaí, ainda preservam metassedimentos Açungui, de idade brasileira, que resistiram a ulterior erosão. No entanto, numa grande parte da área da mesma faixa, a erosão já teria feito desaparecer tais rochas, pelo que, atualmente, em certos locais, predominam janelas do seu embasamento transamazônico ou, em menor grau, jequiê.

Mais para sul-sudeste, desde o Bloco Itatins a Antonina e Curitiba, afloram as unidades litoestratigráficas mais antigas relacionadas ao Arqueano, apesar de intrudidas por numerosos maciços graníticos brasileiros e migmatitizadas, em grande parte, durante os tempos transamazônicos (F. Batolla Jr. *et alii*, 1977 b; A.F.S.F. da Silva e N.A. Fernandes, 1979). Dentro destas unidades arqueanas identificaram-se os complexos Itatins e Serra Negra, de alto grau metamórfico, e a Sequência Cachoeira, a qual foi relacionada a raízes de prováveis *greenstone belts* primários, em parte encaixadas em rochas gnáissicas, migmatitizadas ou não, com metamorfismo de grau baixo a médio. Estas unidades constituem assim o embasamento *granite-gneisse e granite-greenstone* arqueano.

Entre as rochas arqueanas e as rochas do Grupo Açungui, constituindo parcialmente o embasamento mais próximo deste último, afloram as do Grupo Setuva e as da Sequên-

cia Turvo-Cajati já citadas e rochas gnáissico-migmatíticas, de paleossoma gnáissico arqueano e migmatitizadas principal<sub>mente</sub> nos tempos transamazônicos, cuja gênese é correlacio<sub>nável</sub> com o Ciclo Transamazônico.

#### 4.2 - Coluna estratigráfica

De acordo com as informações reunidas neste proje<sub>to</sub> pode-se estabelecer a coluna estratigráfica contida nas páginas 22 a 27.

#### 4.3 - Arqueano

##### 4.3.1 - Cinturão Granulítico Atlântico

##### 4.3.1.1 - Considerações preliminares

O Cinturão Granulítico Atlântico, conforme designação de W.S. Fyfe e O.H. Leonardos Jr. (1973) e O.H. Leonardos Jr. e W.S. Fyfe (1974), distribui-se pela região su<sub>deste</sub> do Brasil, desde o litoral do Estado da Bahia (S. Fugimori, 1968; G.P. Sighinolfi, 1971), com passagens pelo litoral dos estados do Espírito Santo (D. Guimarães, 1961), Rio de Janeiro (O.H. Leonardos Jr., 1973), São Paulo (E. Wernick e F. Penalva, 1974; A.T.S. da Silva *et alii*, 1977 a e b), Paraná (S. Basumalick *et alii*, 1969; V.A.V. Girardi, 1974), até o Estado de Santa Catarina, onde termina no Cinturão Granulítico ou Complexo Granulítico de Santa Catarina (L.A. Hartmann *et. alii*, 1979). As ocorrências granulíticas do cint<sub>urão</sub> em referência, presentes na região dobrada sudeste (E. Wernick, 1979; E. Wernick e F.F.M. de Almeida, 1979) consti<sub>tuem</sub> os núcleos supostos entre os mais antigos do designado Maciço Mediano de Joinville (C.D.R. Carneiro *et alii*, *op.cit.*; Y. Hasui *et alii*, *op.cit.*), a que a região estudada pertenc<sub>e</sub>. Os complexos Itatins e Serra Negra, a seguir descritos, fazem parte do cinturão em epígrafe na área do projeto. As rochas granulíticas e gnáissicas associadas, aflorantes nos escudos antigos de todos os continentes, constituem a infra

**COLUNA ESTRATIGRÁFICA**

ERA	PERÍODO/ /ÉPOCA	SUPERGRUPO/ /GRUPO/SEQUÊN CIA/COMPLEXO	FORMAÇÃO/ /SUB-SEQUÊN CIA	CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS
Cenozóico	Quaternário (Holoceno)			Aluviões em geral, sedi- mentos coluviais e talô- sos, sedimentos areno- sos de deposição mari- nha e praias, sedimentos areno-siltico-argilosos de deposição mista (flú- vio-marinha-lacustre) e depósitos de mangue
	Quaternário (Pleistoceno)		Cananéia	Areias e argilas
			Guabirotu- ba	Argilas, arcóseos, cas- calhos, areias e margas
			Alexandra	Conglomerados, arcóseos, areias e argilitos in- consolidados
	Quaternário- -Terciário (Pleistoceno- -Plioceno)			
Pariquera- -Açu				Conglomerados semi-con- solidados, areias e argi- las
Mesozóico	Cretáceo-Ju- rássico			Rochas alcalino-ultrabá- sicas (piroxenitos, pe- ridotitos, jacupiranguí- tos, fonolitos traqui- toides, shonkinitos, ga- bros alcalinos, sienitos, nordmarkitos, essexitos, fonolitos, ijolitos, pu- laskitos, sienitos, al- cali-sienitos, maligni- tos, tinguaitos, micro- nefelina-sienitos e car- bonatitos), gabros, dia- básios, basaltos, diori- to-pórfiros, microdiori- to-pórfiros, monzonito- -pórfiros, andesito-pór- firos, traquiandesi- tos, tonalitos e grano- dioritos.

## COLUNA ESTRATIGRÁFICA (continuação)

ERA	PERÍODO/ /ÉPOCA	SUPERGRUPO/ /GRUPO/SEQUÊN CIA/COMPLEXO	FORMAÇÃO/ /SUB-SEQUÊN CIA	CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS	
Paleozóico	Permiano-Car bonífero	Tubarão (Itararé)		Diamictitos, tilitos, are nitos, siltitos, folhe lhos e ritmitos várvidos	
	Devoniano	Paraná	Ponta Gros sa	Folhelhos silticos e ar gilosos com lentes de arenitos finos	
			Furnas	Arenitos, localmente con glomeráticos, folhelhos e argilitos	
	Cambro-Ordo viciano	Castro		Andesitos, riolitos, bre chas vulcânicas, quart zo-porfíros, siltitos, arenitos, arcóseos e conglomerados	
			Camarinha	Siltitos, siltitos argi losos, conglomerados, ar gilitos e arenitos arco seanos	
			Guaratubinha	Dique de micro-granito	
				Rochas cataclásticas (fi lonitos, protolilonitos, blastomilonitos, miloni to-gnaisses, milonito-xis tos e cataclasitos)	
	Paleozóico-Prote rozóico	Cambriano- -Pré-Cambria no Superior			Rochas granitóides bra silianas (granófiros, rio dacitos, riolito-porfí ros, granito-porfíros, micro-granitos, plaueni tos, alcali-sienitos, gra nitos alcalinos, sub-al calinos e calco-alcali nos, quartzo-monzonitos, adamelitos, granodiorit os, granitóides embre chíticos ou porfiroblás ticos, anateixitos e dia teixitos).
	Proterozóico	Pré-Cambria no Superior a Pré-Cam briano Médio	Açungui		Epibolitos, metassedi mentos siltico-argilo sos, incluindo metarrit mitos, metassiltitos, me targilitos, sericita-fi litos, clorita-filitos, quartzo-filitos ferrugi nosos, calco-filitos, ar dósias, grafita-xistos,



## COLUNA ESTRATIGRÁFICA (continuação)

ERA	PERÍODO/ /ÉPOCA	SUPERGRUPO/ /GRUPO/SEQUÊN CIA/COMPLEXO	FORMAÇÃO/ /SUB-SEQUÊN CIA	CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS
Proterozóico	Pré-Cambriano Superior a Pré-Cambriano Médio	Açungui		mica-xistos, metarenitos e quartzitos subordinados, quartzo-filitos, quartzo-filitos ferruginosos, quartzitos, metarenitos, metarcóseos, mica-xistos com intercalações de filitos, metagrauvas e quartzitos, epicalcários calcíticos e dolomíticos com intercalações de mármore e calcários, tactitos, mármore geralmente calcíticos com frequentes intercalações de epicalcários, metadolomitos, calco-xistos com intercalações de epicalcários, quartzo-mica-xistos e calco-hornfels, quartzitos calco-silicáticos intercalados a mica-xistos, mármore e epicalcários, calco-silicatas em geral, metaconglomerados, metassedimentos silítico-argilosos com frequentes intercalações de metabasitos, anfibolitos e calco-filitos, anfibolitos, metabasitos, anfibólio-xistos, metaultrabasitos, metassedimentos e possivelmente metavulcanitos, incluindo filitos grafitosos, calcossilicatas, mármore, quartzo-xistos, sericita-quartzo-xistos, xistos a biotita e/ou muscovita, eventualmente granada e estauroлита, anfibolitos, anfibólio-xistos, calco-anfibólio-xistos e magnetita-anfibólio-xistos, biotita-hornblenda-gnaisses, milonito-gnaisses, anfibolitos, metabasitos, metaultrabasitos e mica-xistos indiferenciados.

**COLUNA ESTRATIGRÁFICA (continuação)**

ERA	PERÍODO/ /ÉPOCA	SUPERGRUPO/ /GRUPO/SEQUÊN CIA/COMPLEXO	FORMAÇÃO/ /SUB-SEQUÊN CIA	CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS
Proterozóico	Pré-Cambriano Médio	Turvo-Cajati		Rochas granitóides transamazônicas (tonalitos, granodioritos, granito-gnaisses, granada-granito-gnaisses ou leptitos, granitos de anatexia, diatexitos homogêneos, anatexitos e epibolitos homofânicos)
				Diatexitos homogêneos, anatexitos, epibolitos homofânicos e heterogêneos e gnaisses bandados estromatíticos.
			Capela do Cedro	Mármore dolomíticos e/ou calcíticos, metadolomitos, tremolita-biotita-calco-xistos, quartzitos calcossilicáticos, calcossilicatadas, mica-quartzo-xistos e metagrauvacas subordinadas.
			Cajati	Mica-xistos e mica-quartzo-xistos, incluindo intercalações subordinadas de metassiltitos, metargilitos, ardósias, metagrauvacas, metarcóseos, quartzo-xistos, metarenitos, quartzitos, gnaisses, leptinolitos, gonditos, metabasitos, metaultrabasitos, esteatitos, talco-xistos, tremolita-xistos e calco-xistos.
			Turvo-Areado	Quartzitos, metarenitos, metarcóseos, mica-quartzo-xistos e subordinadamente mica-xistos, metagrauvacas, anfibolitos, metabasitos, metaultrabasitos, esteatitos, talco-xistos, tremolita-xistos e calco-xistos.

## COLUNA ESTRATIGRÁFICA (continuação)

ERA	PERÍODO/ /ÉPOCA	SUPERGRUPO/ /GRUPO/SEQUÊN CIA/COMPLEXO	FORMAÇÃO/ /SUB-SEQUÊN CIA	CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS
Proterozóico	Pré-Cambriano Médio	Setuva		Ortognaisses e paragneisses geralmente blastomiloníticos, incluindo hornblenda-gnaisses e biotita-gnaisses (com intercalações subordinadas ou bem desenvolvidas de mica-xistos, mica-quartzito-xistos, quartzitos, tremolita-xistos, metabasitos, metaultrabasitos e xistos magnesianos), mica-xistos, mica-quartzito-xistos, quartzito-mica-xistos, quartzitos, metarenitos, metarcóseos, quartzito-xistos, cristas de quartzitos e ou de quartzito renobilizado, anfibolitos, anfibólito-xistos, calcoanfíbólito-xistos, metabasitos, metaultrabasitos e talco-xistos.
				Rochas gnáissico-migmatíticas transamazônicas (epibolitos de paleossoma arqueano distribuído por gnaisses, metabasitos, metaultrabasitos, quartzitos, mica-quartzito-xistos, mica-xistos e granulitos e epibolitos oftalmíticos ou embrechíticos).
Arqueano	Pré-Cambriano Inferior			Rochas gnáissicas arqueanas (biotita-gnaisses, biotita-hornblenda-gnaisses e hornblenda-gnaisses com frequentes intercalações subordinadas de quartzitos feldspáticos, mica-quartzito-xistos, anfibolitos, metabasitos, metaultrabasitos, metagabros, metadiorito-porfíros, mica-calco-xistos e milonito-gnaisses) de médio a alto grau metamórfico.

## COLUNA ESTRATIGRÁFICA (continuação)

ERA	PERÍODO/ /ÉPOCA	SUPERGRUPO/ /GRUPO/SEQUÊN CIA/COMPLEXO	FORMAÇÃO/ /SUB-SEQUÊN CIA	CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS
Arqueano	Pré-Cambria no Inferior	Cachoeira		Mármore dolomíticos, metargilitos, mica-quartzo-xistos, filitos, tremolita-actinolita-xistos, sericita-xistos, magnetita-biotita-clorita-xistos, muscovita-biotita-quartzo-granada-xistos, muscovita-biotita-xistos, quartzo-xistos, fuchsite-quartzitos, muscovita-biotita-quartzitos, <i>metacherts</i> , metarenitos, quartzitos gravacóides, magnetita-quartzitos, xistos magnesianos indiferenciados, anfíbolitos, melagabros, metabasitos, metaultrabasitos, metapiroxenitos, hornblenda-gnaisses, milonitos, epidíobásios, epidioritos, serpentinitos e talco-xistos
		Itatins e Serra Negra		Enderbitos, opdalitos, gnaisses granulíticos, granada-biotita-piroxênio-gnaisses, biotita-gnaisses, kinzigitos e dioritos, tonalitos e granodioritos gnáissicos de afinidades granulíticas, localmente migmatizados e geralmente retrometamorfizados.

estrutura arqueana do mais alto grau metamórfico. L.J. Salop (1977) afirmou em seu trabalho sobre o Prê-Cambriano do Hemisfério Norte, que as rochas granulíticas representavam os testemunhos preservados mais antigos da terra, de idade caarqueana (> 3.500 m.a.), apesar de posteriormente retrabalhadas, mesmo em condições metamórficas intensas, durante a gênese dos cinturões móveis do Arqueano Superior e do Proterozóico. Por outro lado, para a Groenlândia Ocidental, V.R. McGregor (1973) mostrou que o metamorfismo granulítico foi um fenômeno tardio dentro de uma sequência de eventos, tendo-se superimposto a granito-gnaisses pré-existentes. Noutros locais, porém, o metamorfismo granulítico envolveu sequências de *greenstone belts*, como no caso dos crâtons da Rodésia e do Kaapvaal, quando da gênese do Cinturão Móvel Limpopo (R. Mason, 1973).

#### 4.3.1.2 - Complexo Itatiúns

Este complexo rochoso, predominantemente de facies granulito, foi delimitado e assim designado por A.T.S.F. da Silva *et alii*, (1977a). Referências a suas rochas ou estruturas em estudos, quer locais quer regionais, foram devidos, anteriormente, a V.A.V. Girardi *et alii* (1971), E. Ebert (1973), G.R. Sadowski (1974) e A. Morgental *et alii* (1975), entre outros.

O complexo em referência, situado no extremo este-nordeste (folha Pedro de Toledo) da área do projeto, é limitado a sul-sudeste pelo Oceano Atlântico e sedimentos recentes. Constitui o núcleo mais evidente do Bloco Itatiúns, limitado pelas falhas de Itariri e Cubatão, e serve de suporte aos imponentes relevos das serras dos Itatiúns e de Peruíbe.

Os kinzigitos são a litologia dominante deste complexo, especialmente em suas porções leste e sudeste, onde intercalam, com frequência, níveis enderbíticos (?) e anfibolíticos geralmente boudinados, transpostos e redobrados. Nestas rochas predominam as estruturas estromatítica, dobrada,

*schöllén* e surreítica dos tipos boudinado e *pinch-and-swell* (K.R. Mehnert, 1968). Também associados aos kinzigitos são, não menos frequentes, os granulitos charnockíticos e hipersênio-granodioritos que distribuem-se por todo o complexo.

Na porção central do Complexo Itatins, onde ocorrem os relevos mais elevados parecem predominar os enderbítos e os opdalitos (segundo a classificação de A. Streckeisen, in J. Bellière e J.C. Duchesne, 1974), a que se associam kinzigitos, granada-piroxênio-biotita-gnaisses e migmatitos estromatíticos. Em sua periferia oeste e norte foram detectados agmatitos, anatexitos e granitos de anatexia, correspondendo aos intensos efeitos do polimetamorfismo, migmatização e granitização superpostos às rochas granulíticas. Embora sem localização precisa, apesar de frequentes localmente, afloram também metabasitos, anfíbolitos, metaultrabásitos, serpentinitos, biotita-hornblenda-gnaisses, granada-biotita-gnaisses e sillimanita-granada-biotita-gnaisses.

#### 4.3.1.3 - Complexo Serra Negra

Este complexo rochoso, apesar de natureza semelhante ao do acima descrito, exhibe peculiaridades, inclusive genéticas, provavelmente distintas. Sua localização distribuiu-se por expressiva faixa de direção NE, aflorando entre os rios Turvo (folha Eldorado Paulista) e Cachoeira (folha Antonina), com passagem pela região da serra Negra (folha Guaraqueçaba), que lhe empresta o nome. Suas rochas foram primeiramente identificadas e parcialmente circunscritas na região da serra Negra por S. Basumalick *et alii* (1969). Estas litologias foram confirmadas por I. Lopes Jr. *et alii* (1977b), embora estes reduzissem a sua área de distribuição.

Após os trabalhos deste projeto, ainda que insuficientes e, portanto, incompletos, concluiu-se por ampliar novamente a área de dispersão das rochas granulíticas e afins, conforme referido acima e observando-se que sua distribuição ocorre na região abrangida pelas três folhas geológicas citadas.

Suas rochas, crê-se, estão encaixadas de modo geral tectonicamente, num embasamento gnáissico, parcialmente migmatizado, do qual parecem fazer provavelmente parte, genética e metamorficamente.

Entre as litologias de maior distribuição deste complexo citam-se os enderbitos e opdalitos (segundo a classificação de A. Streckeisen, in J. Bellière e J.C. Duchesne, *op. cit.*). Estes alternam-se com os designados dioritos, tonalitos e granodioritos gnáissicos, de tonalidades esverdeadas semelhantes e granulometria grosseira, cuja diferença em relação aos primeiros deve-se a perda de sua textura granulítica, consequência de posterior retrometamorfismo. Igualmente frequentes citam-se gnaisses enderbíticos, sillimanita-biotita-muscovita-gnaisses, granada-piroxênio - gnaisses, hornblenda-biotita-gnaisses e biotita-plagioclásio-gnaisses. Aquelas rochas granulíticas, quando evidenciam intemperismo, podem ser classificadas como biotita-gnaisses ou granada-biotita-piroxênio-gnaisses. Deste fato depreende-se que, durante a gênese das rochas granulíticas e encaixantes, em condições de metamorfismo de alto grau, a granitização e concomitante charnockitização imprimiram a elas uma foliação gnáissica que só se evidencia nitidamente quando alteradas.

São observadas passagens dos referidos enderbitos e ou opdalitos a rochas granitoides, de natureza granodiorítica a granítica, como resultado da migmatitização, granitização e retrometamorfismo superpostos, conforme constatado em Porto Tagaça, entre outros locais.

No extremo sudoeste do Complexo Serra Negra, a leste do rio Cachoeira, afloram migmatitos estromatíticos de paleossoma enderbítico, raros kinzigitos verdadeiros, em brechitos de matriz sieno-diorítica e metabasitos a metaultrabasitos, os quais se associam ou se alternam com os citados granodioritos gnáissicos, enderbitos e opdalitos.

Na região do Cedro, junto ao limite leste da folha Antonina, foram detectados xenólitos e ou enclaves me-

taultramáficos (melagabros e metapiroxenitos) nas rochas granulíticas citadas. Contiguamente confirmaram-se semelhantes xenólitos e ou enclaves em rochas gnáissicas, bem como nas rochas ectiníticas da Sequência Cachoeira.

O Complexo Serra Negra distribui-se por uma região extremamente montanhosa, muito afetada por tectonismo de natureza rígida, pois situa-se na vertente sul da serra do Mar. As cristas de seus principais relevos, alinhadas para NE, são geralmente constituídas por quartzitos ou fuchsi-ta-quartzitos grosseiros da Sequência Cachoeira. Os cataclastos e milonitos são muito frequentes, tendo sido principalmente detectados na região norte do Cedro.

#### 4.3.1.4 - Considerações finais sobre estrutura, geocronologia e gênese

O Complexo Itatins exhibe características estruturais, petrológicas e, provavelmente genéticas, distintas das do Complexo Serra Negra, conforme já referido.

G.R. Sadowski (*op. cit.*) admitiu que o maciço ou Complexo Itatins poderia ser um núcleo pré-brasiliano. Ao referir-se à natureza das rochas presentes no Bloco Itatins concluiu pela presença de dobras fechadas com planos axiais mergulhando para sul, cujos eixos apresentam direção E-W com oscilação para NW e NE.

De modo geral as rochas do Complexo Itatins exibem foliação gnáissica direcionada para  $N40^{\circ}-60^{\circ}W$ ,  $50^{\circ}-70^{\circ}NE$ , tendendo para NNW (A.T.S.F.da Silva *et alii*, 1977a). A orientação desta foliação segundo NW-SE, comum aos gnaisses migmatizados contíguos, presentes desde Registro, parece ter sofrido reorientação causada tectonicamente pelas falhas de Cubatão e Itariri, ao deslocarem o Bloco Itatins, ou por reativação metamórfica, principalmente durante o Ciclo Transamazônico. Esta estruturação também pode ser devida à localização das rochas granulítico-gnáissicas no extremo do periclinal de uma megaestrutura anticlinal exibindo do-



bramento isoclinal, estendendo-se desde Barra Velha, Joinville e Pien a Peruíbe. Este retrabalhamento está bem patente em suas rochas através de aspectos metamórficos, mineralógicos e geocronológicos. Talvez por isso é que sua foliação é distinta da do Complexo Serra Negra, que exibe orientação próxima de N-S a N40°E, geralmente vertical, concordando com a de outras unidades arqueanas contíguas (Fig. 3 e 4) ou existentes noutros continentes, conforme constatado no Liberiano da Costa do Marfim (H.R. Williams, 1978) e no Limpopo-Liberiano do Cariango, em Angola (A.T.S.F. da Silva, 1977, 1978), entre outras regiões, onde as foliações gnáissicas arqueanas são geralmente direcionadas segundo N-S aproximadamente.

As rochas do Complexo Itatins parecem evidenciar um estilo de dobramento isoclinal, conforme observado a sul de Peruíbe, onde níveis anfibolíticos e ou enderbíticos (?) intercalados em kinzigitos exibem redobramento isoclinal e transposição, esta, contemporânea ou posterior àquele. Porém, para as rochas do Complexo Serra Negra é admitido um estilo de dobramento igualmente isoclinal, apesar de apresentarem afloramentos insatisfatórios, acesso difícil, intensos intemperismo e tectonização e enormes depósitos talosos. Daí não ter sido possível melhores observações estruturais, quer à escala de afloramento quer à escala regional. É, no entanto, admitido que suas rochas teriam constituído um alto estrutural, ao fazerem parte de uma estrutura sinformal ou sinclinal, preservando-as do seu ulterior retrabalhamento, inclusive granitização, migmatitização e retrometamorfismo totais, em especial durante os ciclos Transamazônico e Brasileiro.

Os kinzigitos do Complexo Itatins, aflorantes na Ponta da Prainha, forneceram, a partir da rocha total de três amostras cogenéticas, a idade isocrônica Rb/Sr de cerca de  $2.540 \pm 440$  m.a. As idades isotópicas Rb/Sr convencionais obtidas foram  $1970 \pm 169$ ,  $2223 \pm 140$  e  $2054 \pm 198$  m.a. (Tabela da pg.33). Aquele resultado isotópico foi obtido pelo presente

**DADOS GEOCRONOLÓGICOS**

MÉTODO Rb/Sr										
Nº DE CAMPO	ROCHA	MATERIAL	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup> y	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup> x	IDADE CONVENCIONAL (m.a.) R.I.=0,705	IDADE ISOCR. (m.a.)	R.I. ISOCR.	LOCALIZAÇÃO OBSERVAÇÃO
1765-AT-R-91C	Granito-gnaissse	R.T.	395,6	5,02	3,02	279	581±14			Antonina
1765-AT-R-262A	Kinzigito	R.T.	116,7	444,9	0,7275	0,76	2054±198	2540±440	0,700±0,012	Ponta da Prainha (Peruíbe)
1765-AT-R-262B	Kinzigito	R.T.	135,4	403,1	0,7326	0,97	1970±169	2540±440	0,700±0,012	"
1765-AT-R-262C	Kinzigito	R.T.	152,2	380,8	0,7422	1,16	2223±140	2540±440	0,700±0,012	"
1765-AT-R-296A	Gnaissse	R.T.	108,0	527,0	0,7144	0,59	1107±261			Rio Jacupiranguinha (Torre da EMBRATEL)
1765-AT-R-557C	Filito	R.T.	114,9	54,8	0,7945	6,10	1025±51	556±33	0,7461	Passa Vinte
1765-AT-R-557D	Filito	R.T.	116,8	57,1	0,7939	5,97	1041±50	556±33	0,7461	"
1765-AT-R-557E	Filito	R.T.	158,4	61,7	0,806	7,50	943±38	556±33	0,7461	"
1765-AT-R-557F	Filito	R.T.	180,7	67,2	0,811	7,86	944±34	556±33	0,7461	"
OBSERVAÇÕES: 1) Idades calculadas com $\lambda_{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ 2) Erros dos cálculos com estimativa de 1σ										
MÉTODO K/Ar										
Nº CAMPO	ROCHA	MATERIAL	%K	Ar <sup>40</sup> rd. 10 <sup>-6</sup> cc STP/g	% Ar <sup>40</sup> atm	IDADE/ERRO m.a.	LOCALIZAÇÃO OBSERVAÇÃO			
1765-AT-R-26A	Metadiorito	Feldspato	6,620	136,4	1,4	465±14	São Sebastião-Faxinal			
1765-AT-R-35	Metagabro	Feldspato	0,2878	8,223	16,88	617±20	"			
1765-AT-R-575B	Metagabro	Feldspato	0,2895	9,19	27,1	675±41	Apiaí			
OBSERVAÇÃO: Erros dos cálculos com estimativa de 1σ										

33

projeto a partir de uma isócrona de referência, cuja razão inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  é próxima de 0,700, enquanto o alinhamento dos três pontos é relativamente precário. Tal razão inicial não evidencia tratar-se de material que sofreu retrabalhamento. No entanto, crê-se que durante o Ciclo Transamazônico se originaram as numerosas biotitas dos kinzigitos analisados, não parecendo haver dúvidas quanto à sua neoformação. Quanto aos enderbitos e ou opdalitos do Complexo Serra Negra, os mesmos forneceram idades aparentes K/Ar, em seus feldspatos, de  $2713 \pm 15$  e  $2530 \pm 34$  m.a., entre outras (F. Batolla Jr. *et alii*, 1977b), caracterizando-os como rochas de idade mínima arqueana superior.

Relativamente ao Complexo Itatins, A.T.S.F. da Silva *et alii* (1977a, 1978) e A.T.S.F. da Silva (1978) propuseram idade mínima transamazônica, admitindo, no entanto, idade arqueana superior (Ciclo Jequiê) para a sua gênese real.

Embora não existam análises litogeoquímicas completas disponíveis para as rochas dos complexos em referência, quer quanto aos seus elementos maiores e menores, quer quanto aos elementos leves e pesados de suas terras raras (LREE e HREE), indispensáveis à discussão sobre o modelo tectono-magmático responsável por sua gênese, poder-se-á, apesar disso, tecer algumas considerações a seu respeito. Algumas das análises espectrográficas semi-quantitativas incompletas, obtidas por fluorescência de Raios X, revelaram certa tendência de alguns granulitos terem sido originados por magmatismo toleítico de baixo K, ocorrido, possivelmente, em arcos de ilhas e cadeias médio-oceânicas, ao serem aplicados os diagramas de J.A. Pearce e J.R. Canne (1973).

Pelas observações efetuadas durante os trabalhos de campo do presente projeto parece ser evidente que o Complexo Itatins, e, em menor grau, o Complexo Serra Negra, teriam sido originalmente extensas seqüências vulcano-sedimentares que, mais tarde, sofreram metamorfismo de alto grau, antes ou durante o Ciclo Jequiê. O Complexo Serra Negra parece ter tido uma origem mais predominantemente magmática (plutônica),

ultramáfica-máfica-intermediária, que o Complexo Itatins, conforme atestam a natureza e a homogeneidade de suas rochas, apesar da atual composição intermediária. Aliás, a reduzida presença de kinzigitos na serra Negra e sua elevada frequência na porção oriental dos Itatins, evidenciam aqui, supostamente, a existência original de importante sequência clástico-química com níveis ultramáficos-máficos alternantes. Também não se pode excluir a presença de kondalitos, isto é, de granulitos de origem ou natureza sedimentar em ambos os complexos, apesar de, até ao momento, não terem sido petrogrficamente identificados..

Ao se admitir, conforme admitem muitos estudos do Arqueano (L.J. Salop, *op. cit.*; K. Coe, 1980 e outros), que as rochas granulíticas e afins (ou gnáissicas de alto grau) em apreço, constituem a infraestrutura granulito-gnâissica ou granito-gnâissica de alto grau arqueana da região, na qual se inclui grande parte dos gnaisses presentes, ter-se-ia de concluir que as citadas sequências vulcano-sedimentares originaram-se provavelmente no Arqueano Inferior. Esta hipótese evidencia que tal gênese teria ocorrido antes da das rochas da Sequência Cachoeira, a seguir descritas, as quais constituem rochas supracrustais em relação àquelas. No entanto, como os citados complexos granulíticos, em particular o da Serra Negra, acompanham de perto as numerosas, embora diminutas, exposições de rochas metavulcano-sedimentares Cachoeira, não é de excluir-se totalmente a hipótese de que a gênese das rochas granulíticas teria ocorrido após intensos metamorfismo e deformação, durante a gênese de um cinturão móvel, supostamente nos tempos Jequiê, superpondo-se àqueles cinturões de rochas verdes, atualmente reduzidos à mínima expressão. Tal suposição parece ser, em parte, corroborada por S.M. Naqvi *et alii* (1978), quando sugeriram a possibilidade do desenvolvimento de charnockitos bássicos-ultrabásicos pelo metamorfismo de *greenstone* do Prê-Cambriano Dharwars da União Indiana. O mesmo teria ocorrido, parcialmente, no Cinturão Móvel Limpopo (R.Mason, 1973),

onde a passagem dos domínios granito-gnáissicos de alto grau aos domínios *greenstone belts* costuma ser transicional.

De qualquer modo as rochas em apreço, distribuídas pelos citados complexos, ter-se-iam originado como consequência de uma zona de colisão, onde provavelmente duas placas microcontinentais colidiram, para originarem um cinturão móvel de alto grau, sendo que nesta zona de colisão as rochas foram deformadas em condições metamórficas elevadas. As margens das citadas placas microcontinentais, de natureza sílica, são expressas pelas rochas gnáissicas e afins, geralmente encaixantes das rochas granulíticas. Esta zona de subducção, que proporcionou tal colisão, é suposta ter ocorrido durante o Arqueano Médio ou, possivelmente, durante o final do Arqueano Inferior. A citada colisão de placas microcontinentais, responsável pela gênese de numerosos terrenos granulíticos, é corroborada por T. Munasinghe e C.B. Dissanayake (1980), ao preconizarem tal modelo tectônico como gerador das rochas granulíticas presentes na região central de Sri Lanka.

#### 4.3.2 - Sequência Cachoeira (*Greenstone Belt* Cachoeira?)

##### 4.3.2.1 - Considerações preliminares

A designação de Cachoeira para a sequência de rochas metavulcano-sedimentares descritas a seguir é empregada aqui pela primeira vez. Justifica-se tal denominação, em virtude de ocorrerem naquela região, a norte-nordeste de Antonina, boas exposições de suas principais rochas metaultramáficas e metapsamíticas, parcialmente encaixadas pelas rochas gnáissicas do embasamento. Adotou-se o uso de *Sequência* em vez de *Grupo* ou *Supergrupo*, devido ao fato de não se conhecer sua base e seu topo, bem como a identificação de formações ou grupos para suas rochas. Suas exposições, em geral, predominam entre a região de Morretes e a serra do Cadeado. Porém, mais inexpressivamente, também existem afloramentos dispersos no embasamento gnáissico, migmatitizado

ou não, nas regiões a sul de Juquiã (folhas Pedro de Toledo e Registro), a sul das folhas Eldorado Paulista, Apiaí, Guaraqueçaba e Curitiba e a sul e norte da folha de Antonina.

As relações das rochas da sequência em apreço com as do embasamento gnáissico-granulítico são frequentemente mascaradas e pouco evidentes ou, então as primeiras estão encaixadas nas segundas, de modo indiferenciado, não se podendo, com os atuais conhecimentos, saber se as encaixantes gnáissicas são infracrustais ou supracrustais.

As rochas em referência, porque se encontram frequentes vezes gnaissificadas e ou transicionando aos gnaisses encaixantes ou pela natureza das suas rochas metaultramáficas-máficas, permitem sugerir tratarem-se de restos ou raízes de um cinturão de rochas verdes (*greenstone belt*) primário ou de primeira geração (A. Y. Glikson, in B.F. Windley, 1976). Daí a necessidade de maiores estudos geológicos e litogeoquímicos locais para sua melhor caracterização. Considerar-se-ão suas rochas como fazendo parte da superestrutura arqueana da região em estudo.

A anterior interpretação conflita com o fato de a partir de suas rochas terem sido originadas rochas gnáissicas que, sendo supracrustais, conforme referido e de acordo com o que se passa no SW da Groenlândia (K. Coe, *op. cit.*), não foram cartograficamente diferenciadas das da infraestrutura crustal arqueana. Daí, o posicionamento discutível adotado para a Sequência Cachoeira, colocada abaixo, estratigraficamente, dos gnaisses, migmatitizados ou não, que mais adiante serão descritos.

As relações estratigráficas entre suas principais litologias são, até o momento, praticamente indefiníveis, em virtude das dimensões reduzidas de suas exposições e do elevado intemperismo que atingiu suas rochas. No entanto, interpretar-se-ão e, assim descrever-se-ão, suas rochas metaultramáficas-máficas e derivadas como os litotipos basais, de acordo com o que é comum ocorrer com semelhantes litologias nos

*greenstone belts* do Craton do Kaapvaal da África do Sul (C.R. Anhaeusser *et alii*, 1969; D.R. Hunter, 1974), entre outros, distribuídos pelos numerosos escudos de todos os continentes.

#### 4.3.2.2 - Rochas metaultramáficas-máficas

As rochas em epígrafe, nem sempre individualizadas das rochas metapsamíticas e ou gnáissicas, migmatitizadas ou não, em que se encaixam, afloram principalmente entre as regiões de Cachoeira e Morretes, na folha Antonina. Sua presença isolada observa-se em frequentes enclaves das rochas gnáissicas ou mais expressivamente nas regiões oeste-sudoeste de Curitiba, sudeste da folha Apiaí, sudoeste e sudeste da folha Eldorado Paulista e em numerosos locais do Bloco Itatins, onde serpentinitos e talco-xistos as acompanham.

Suas rochas foram identificadas primeiramente na região de Morretes por U.G. Cordani e V.A.V. Girardi (1967) e excelentemente estudadas petrográfica e petroquimicamente por V.A.V. Girardi (1969 e 1971) e V.A.V. Girardi e P. Santini (1973). Noutros locais foram identificadas por A. Morgental *et alii* (1975), entre outros.

Entre as litologias metaultramáficas identificadas citam-se metaugítitos, metapiroxenitos em geral, melagabros e principalmente derivadas de metaperidotitos, por alteração e retrometamorfismo, atualmente transformadas em xistos magnesianos. Nalgumas manchas de rochas metapelíticas é frequente ocorrerem tremolita-actinolita-xistos, bem esverdeados e com pontuações ferruginosas, cuja origem a partir de rochas metaultramáficas é suposta segura.

Os citados xistos magnesianos, distribuídos por algumas manchas a norte de Antonina, sul de Morretes e oeste-sudoeste de Curitiba, exibem sempre coloração esverdeada. Neles são incluídos talco-xistos, talco-tremolita-xistos, tremolita-xistos, antigorita-talco-xistos, cummingtonita-tremolita-xistos, clorita-talco-xistos e tremolita-actinolita-xis

tos. A magnetita está quase sempre presente nestas rochas. A maioria, senão a totalidade, das análises químicas dos xistos magnesianos obtidas por V.A.V. Girardi (1969) permite concluir que se tratam de rochas derivadas de lavas komatiíticas peridotíticas (picríticas), mágnas estes exclusivos dos cinturões de rochas verdes arqueanos, ocorrendo em todos os escudos. Não foram detectadas texturas *spinifex* e *pillow lava* em suas rochas, devido ao alto grau de alteração que apresentam. Estas lavas komatiíticas peridotíticas são caracterizadas por possuírem teores em  $MgO$  entre 20 e 30%,  $K_2O < 1\%$ ,  $TiO_2 < 0,6\%$  e  $CaO/Al_2O_3 \geq 1$  (M.J. Viljoen e R.P. Viljoen, 1969; N.T. Arndt *et alii*, 1977).

As anteriores rochas metaultramáficas são potencialmente promissoras quanto a mineralizações em ouro, cromo, níquel, platina, talco, amianto, cobalto, vanádio, fluorita, cobre e chumbo, entre outros elementos, desde que melhor pesquisadas geológica, geoquímica e petroquimicamente, apesar de, na região em apreço, acompanharem as rochas do cinturão granulítico. É o que se depreende das considerações metalogenéticas relativas a sequências supostas semelhantes do Craton do Kaapvaal, entre outras, expostas por C.R. Anhaeusser (1976).

Relativamente às rochas metamáficas citam-se os anfibolitos como os mais representativos, principalmente expostos na região de Morretes (São João da Graciosa). Foram também identificados e estudados, conforme referido, por U.G. Cordani e V.A.V. Girardi (*op.cit.*) e V.A.V. Girardi (*op.cit.*). Suas rochas contiguamente a SSW de São João da Graciosa, exibem geralmente perfeita foliação gnáissica e em tais circunstâncias, permitem que se classifiquem como hornblenda-gnaisses. Outras litologias metamáficas, frequentemente intercaladas em gnaisses, ocorrem, distribuídas por metabasitos, epidíabásios e epidioritos, entre outros litotipos, os quais podem, nem sempre, serem correlatos cronologicamente aos referidos anfibolitos.

V.A.V. Girardi (*op. cit.*) distribui os anfibolitos estudados na região de Morretes-Antonina por três famílias:



anfíbolitos a andesina-labradorita, a oligoclásio-andesina e a albita. Ao plotar os resultados de suas análises químicas num diagrama triangular ( $MgO-CaO-FeO$ ) de K.R. Walker *et alii* (1960) o citado autor mostrou que os anfíbolitos a andesina-labradorita, embora se incluam no campo ígneo, tal como os outros tipos, evidenciam ter afinidades com uma origem sedimentar. Por outro lado, a maioria dos anfíbolitos analisados quimicamente exibem teor em  $TiO_2 > 0,9\%$ , o que, segundo C. Brooks e S.R. Hart (1974), sugere terem-se originado de ankaramitos, pois apresentam baixos níveis de álcalis.

A partir das análises químicas dos anfíbolitos obtidas por V.A.V. Girardi (*op. cit.*) poder-se-á concluir por sua origem derivada de prováveis basaltos toleíticos e, excepcionalmente, de prováveis basaltos komatiíticos.

O metamorfismo evidenciado pelas rochas acima referidas é o da facies xistos verdes, às vezes chegando à facies anfíbolito. Para os xistos magnesianos V.A.V. Girardi (1969) refere que seus filossilicatos, produtos finais, se originaram primariamente de olivina-piroxenitos, formados com abaixamento de temperatura, tendo sido fortemente afetados pelo metamorfismo regressivo.

P.F.T. Kaul *et alii* (1978), utilizando as citadas análises químicas em xistos magnesianos e anfíbolitos (V.A.V. Girardi, *op. cit.*), plotaram seus resultados em diversos diagramas triangulares ou cartesianos onde colocaram, igualmente, semelhantes resultados de rochas idênticas de Pien (Paraná) e de lavas komatiíticas e basaltos toleíticos arqueanos de Timmins e Munro Township do Escudo Canadense. Da análise de tais diagramas conclui-se por perfeita semelhança, isto é, a maioria dos xistos magnesianos derivaram de komatiitos peridotíticos, enquanto os anfíbolitos originaram-se a partir de prováveis basaltos toleíticos, supostos associados, excepcionalmente, a basaltos komatiíticos.

#### 4.3.2.3 - Rochas metapsamíticas

As rochas em referência, de natureza quartzosa ou

quartzítica e de origem sedimentar, posteriormente metamor-  
fizadas, progressiva e regressivamente, encontram-se bem re-  
presentadas em todo o embasamento arqueano. Distribuem-se  
pelas regiões sul das folhas Pedro de Toledo, Registro e  
Eldorado Paulista, sudeste das folhas Apiaí e Curitiba e cen-  
tro-sudeste das folhas Antonina e Guaraqueçaba. Grande par-  
te de suas rochas acompanham o mesmo *trend* do Complexo Ser-  
ra Negra, ocorrendo nas cristas mais elevadas, direcionadas  
para NE e superpondo-se supostamente às rochas granulíticas.  
Na maioria das regiões encontram-se encaixadas pelos gnaiss  
ses, migmatitizados ou não, do embasamento arqueano indife-  
renciado, sejam eles infracrustais ou supracrustais.

Entre as diversas litologias metapsamíticas ci-  
tam-se gonditos, magnetita-quartzitos, fuchcita - quartzitos,  
muscovita-biotita-quartzitos, sericita-granada - quartzitos,  
metarenitos a quartzitos grauvacóides, metacherts e quart-  
zo-xistos. Frequentes intercalações subordinadas de metaugi-  
titos, metapiroxenitos, hornblenda-gnaisses, mica-xistos e  
milonitos ocorrem no meio dessas litologias, especialmente  
na região de Cachoeira.

Os gonditos, de cuja alteração se geram as numero-  
sas ocorrências de manganês, presentes na região da folha  
Antonina, entre outras, ocorrem, com frequência e sob a for-  
ma de enclaves não mapeáveis nos gnaisses arqueanos.

V. Leinz (1938) foi quem primeiro estudou os gon-  
ditos da região de Antonina, tendo concluído por sua origem  
e natureza sedimentares. Sendo estes litotipos constituí-  
dos à base de granada, anfibólio, piroxênio e quartzo, além  
de outros minerais menores, e encaixados nas rochas gnáissi-  
cas, tal como os magnetita-quartzitos a seguir descritos, po-  
de-se concluir que foram inicialmente metamorfizados na fa-  
cies anfibolito a granulito, após o que, foram retrometamor-  
fizados.

Embora os magnetita-quartzitos sejam frequentes co-  
mo enclaves dos gnaisses arqueanos, com ênfase para os da  
região de Antonina, é a noroeste desta cidade que se encon-

tram algumas manchas destas rochas, onde o ferro presente é explorado. Estas rochas foram primeiramente interpretadas como metamórficas, de origem sedimentar, por V. Leinz (1938 e 1939) e O.H. Leonardos (1938). Sua gênese está relacionada com a da granitização das sequências sedimentares ou vulcano-sedimentares, a que pertenceram, durante a gênese dos gnaisses encaixantes, atualmente migmatitizados pouco intensamente. Daí o alto grau metamórfico a que foram submetidos, bem como o fato de tais gnaisses serem ou não infracrustais arqueanos, conforme referido acima. Se atualmente estas rochas exibem paragênese mineralógica na facies xistos verdes, isso se deve ao retrometamorfismo superposto a elas, outra de facies anfibolito a granulito.

Os magnetita-quartzitos encaixados, em expressivas lentes ou pacotes de até 100 ou 200 m de espessura, de modo concordante nos gnaisses, exibem granulometria grosseira e constituem-se de quartzo e magnetita dispostos em faixas alternadas. Intercalados aos magnetita-quartzitos ocorrem lentes, de até alguns metros, constituídas por clorita-xistos (V.A.V. Girardi, 1969), oriundas de níveis sedimentares pelíticos intercalados aos siltico-ferruginosos.

C.R. Anhaeusser (*op. cit.*) reconhece a presença dos magnetita-quartzitos, ocorrendo no Cinturão Móvel Limpopo e não no Craton do Kaapvaal, onde afloram apenas itabiritos ou jaspilitos arqueanos, pelo fato de estes últimos terem sido envolvidos por metamorfismo de facies granulito e granitização, transformando-os naqueles, durante a gênese daquele cinturão há cerca de 2.800 m.a.

Os fuchsita-quartzitos, que acompanham e parecem superpôr-se às rochas granulíticas do Complexo Serra Negra, muscovita-biotita-quartzitos, muscovita-quartzitos, quartzitos a sericita e granada, entre outros, e, quartzo-xistos sempre associados, originaram-se pela destruição e transporte de um embasamento siálico formador de material quartzoso. Os primeiros ter-se-iam também originado a partir da alteração de rochas ultramáficas mineralizadas a crômo, as quais teriam

fornecido este elemento para a gênese da muscovita cromífera, a fuchcita. São rochas grosseiras, frequentemente ferruginosas, de coloração branca a esverdeada e avermelhada e, em geral, encaixadas no embasamento gnáissico arqueano.

A leste de Registro aflora expressiva faixa quartzítica, de cerca de 0,5 a 1 km de espessura, que se prolonga pela serra do Bananal até próximo do rio Espraiado (folhas Registro e Pedro de Toledo), tendo ficado preservada da sua total granitização e lógica transformação nos gnaisses presentes como encaixantes.

Entre a serra do Cadeado e a região da Cachoeira as principais cristas são constituídas por muscovita-quartzitos e fuchcita-quartzitos. Nesta última região, a norte-nordeste da cidade de Antonina, afloram quartzitos micáceos, quartzo-xistos e os citados quartzitos a sericita e granada que intercalam, em geral subordinadamente, metaultrabasitas, metapiroxenitos (metaugititos) alterados, mica-quartzo-xistos, hornblenda-gnaisses, milonitos e protomilonitos.

Quartzitos micáceos com lentes intrafoliais mica-xistosas avermelhadas e metarenitos impuros a quartzitos grauvacóides cinza escuros, ambos de granulação fina a média, afloram na região norte de uma ilha da baía de Paranguá, a sudeste de Antonina. Aquelas primeiras litologias são frequentes noutras ilhas e margens da mesma baía e da baía de Antonina.

Na região do rio Bananal, precisamente na vertente noroeste da serra Nhundiaquara e bem próxima da serra Negra, a sul de Antonina e a leste de Cachoeira, junto ao rio Pequeno e ou da Sorte, foram detectadas rochas quartzosas finas e brancas, quase sempre evidenciando numerosas pontuações cúbicas piritosas e ou magnetíticas, que se caracterizam como metacherts.

O metamorfismo regional destas rochas metapsamíticas enquadra-se atualmente na facies xistos verdes. No entanto, conforme referido acima, a maioria de suas rochas fo

ram submetidas, pelo menos em tempos arqueanos, a metamorfismo de facies anfibolito superior e ou granulito durante a gênese das rochas gnáissicas, nas quais se encontram em grande parte encaixadas.

#### 4.3.2.4 - Rochas metapelíticas-semi-pelíticas

As litologias em epígrafe, frequentemente designadas mica-xistos, mica-quartzo-xistos e quartzo-xistos em associação indiferenciada, são os ectinitos da Sequência Cachoeira que predominam na área integrada. Afloram mais expressivamente segundo uma faixa NNE a NE entre a serra do Cadeado (folha Eldorado Paulista) e a serra Negra (folha Guaraqueçaba), bem como a sul-sudeste da cidade de Guaraqueçaba, junto à baía dos Pinheiros, na região de Itaqui (folha Antonina) e em numerosos testemunhos irrepresentáveis distribuídos pelas regiões central e sudeste das folhas Guaraqueçaba e Antonina, respectivamente.

Estas rochas distribuem-se por litotipos, quase sempre granatíferos e magnetíticos, tais como muscovita-biotita-xistos, muscovita-biotita-quartzo-granada-xistos, magnetita-muscovita-biotita-clorita-xistos, sericita-xistos, muscovita-quartzo-xistos, quartzo-xistos, sericita-biotita-clorita-quartzo-xistos, metargilitos e filitos. Os citados primeiros litotipos, junto à baía dos Pinheiros, intercalam tremolita-actinolita-xistos de provável ascendência ultramáfica.

Na região de Itaqui, acima referida, associam-se mica-quartzo-xistos de coloração cinza, quando preservados do intemperismo, metargilitos e intercalações supostas subordinadas de quartzitos e quartzo-xistos inseparáveis.

Os citados metassedimentos, geralmente metapelíticos, intercalam, frequentes vezes, rochas metaultramáficas-máficas e metapsamíticas onde quer que ocorram. Tal fato é bem evidenciado na mancha ocidental da região de Cachoeira, anteriormente exposto. Essas rochas da Sequência Cachoeira, tal como referido acima para as outras litologias, mostram,

não só a presença de gnaisses intercalados, como também se encaixam, em inúmeros casos, nas rochas gnáissicas do embasamento.

O metamorfismo regional atingido pelas rochas em apreço é o da facies xistos verdes, podendo ser considerado com uma facies retrometamórfica, tal como observado anteriormente para as restantes litologias Cachoeira.

#### 4.3.2.5 - Rochas metacarbonáticas

As rochas em referência, representadas apenas por mármore dolomíticos, foram identificadas cartograficamente por A. Morgental *et alii* (*op. cit.*) no Bloco Itatins (folhas Pedro de Toledo e Registro).

Estes mármore dolomíticos constituem, a sul da cidade de Juquiã, ocorrências sob a forma de lentes pouco expressivas alinhadas segundo E-W e encaixadas nas rochas gnáissicas migmatitizadas do embasamento ou rochas granitoides de anatexia encaixadas igualmente nestas últimas. Acompanham de perto os quartzitos, mostrando semelhante comportamento geológico-estrutural.

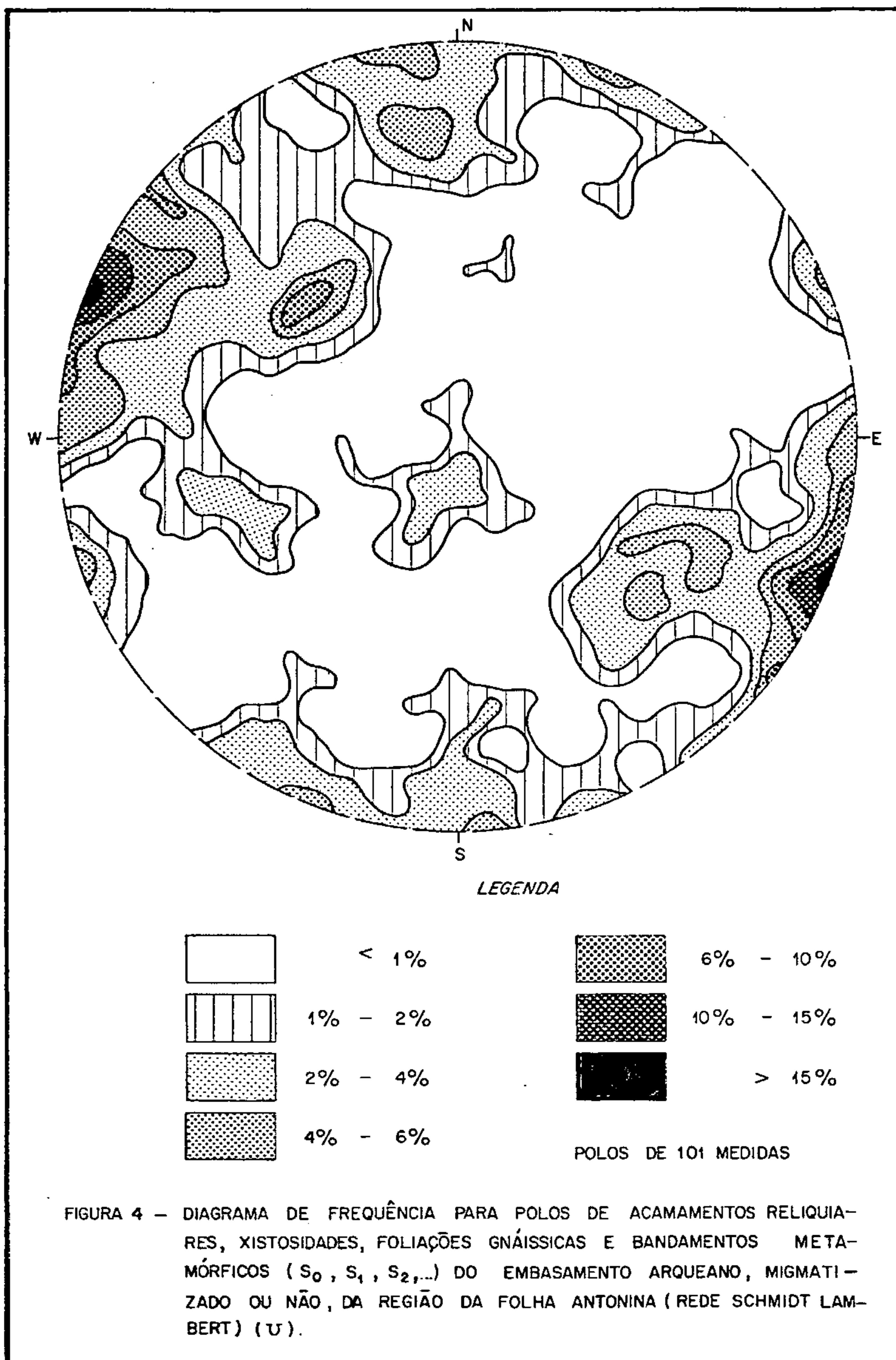
Os mármore dolomíticos referidos são rochas leucocráticas, geralmente grosseiras e esbranquiçadas a esverdeadas, que se associam, regra geral, a clorita-xistos e metabasitos supostos gerados, por metamorfismo, a partir das suas rochas. Freqüentes enclaves daqueles litotipos, quase sempre de grandes dimensões, foram observados nos granitoides de anatexia, estes encaixados no embasamento gnáissico migmatitizado, conforme referido. Deste modo, o metamorfismo regional pelo qual passaram as rochas metacarbonáticas foi, no mínimo, de facies anfibolito, embora atualmente se posicionem na facies xistos verdes.

#### 4.3.2.6 - Considerações estruturais e geocronológicas e caracterização tectono-magmática de sua gênese

As relações de contato entre as rochas da Sequên

cia Cachoeira e as rochas do embasamento gnáissico-granulítico foram, em grande parte, expostas anteriormente. Conclui-se, portanto, que tais contatos são mascarados e ou tectônicos e transicionais. Muitas das suas litologias, como por exemplo os fuchsita-quartzitos e quartzitos em geral os quais capeiam as rochas do Complexo Serra Negra, não mostraram contato entre si, aceitando-se pura e simplesmente sua superposição, embora discutível. Porém, noutros locais, talvez os mais frequentes, os quartzitos, mica-xistos, magnetita-quartzitos, etc., ocorrem encaixados nos gnaisses, que posteriormente foram parcialmente migmatitizados e aos quais, em parte, deram origem e, portanto, gradam.

Apenas as rochas quartzíticas e metacarbonáticas (metadolomíticas), aflorantes a leste de Registro, exibem foliação, xistosidade, acamamento reliquiar e ou bandamento metamórfico próximos de E-W ou direcionados para NW, concordantes com a foliação gnáissica das rochas encaixantes. Tal fato parece refletir perturbações ou reorientações tectônicas, quer plásticas quer rígidas, ocorridas no Bloco Itatins, conforme foi referido para as rochas do Complexo Itatins. Contudo, tais atitudes das rochas da Sequência Cachoeira presentes a sudoeste de Registro, apresentam valores enquadrando-se, predominantemente, entre NNW-SSE e  $N40^{\circ}E$  ( $N18^{\circ}E$ ), apesar de algumas exceções. Estas atitudes concordam com as da maioria do embasamento gnáissico, geralmente pouco migmatizado, embora reorientações segundo E-W ocorram. Em diagrama estereográfico apresentado na figura 4 são apresentados os valores das foliações, xistosidades, acamamentos reliquiar e ou bandamentos metamórficos ( $S_0, S_1, S_2, \dots$ ) das rochas gnáissicas, gnáissico-migmatíticas, granulíticas e afiliadas e da Sequência Cachoeira, aflorantes na folha Antonina, conforme anteriormente referido. Há, neste estereograma, uma predominância de atitudes para  $N18^{\circ}E$ , embora certa concentração polar segundo E-W exista, devida, quer a possível existência de rochas transamazônicas inseparáveis quer a reorientação metamórfica e a redobramento ocorridos durante o Ciclo Transamazônico.





Na região de Itaquí, no limite entre as folhas Antonina e Guaraqueçaba, foram observados, em mica-quartzo-xistos cinza claros, dobramentos isoclinais e transposições dos níveis mais quartzosos. A sul-sudeste de Antonina as rochas quartzíticas avermelhadas com frequentes intercalações de filitos e de mica-quartzo-xistos exibem sericita-clorita-xistos em dobras isoclinais intrafoliais representando o acamamento primário preservado, apesar de redobrado isoclinamente dentro do pacote. Sua xistosidade orientada segundo N15°E, vertical, é concordante com a atitude do acamamento reliquiar ou foliação das rochas quartzíticas encaixantes, enquanto o seu plano axial (da dobra intrafolial) exhibe mergulho para 70°SW. Estas dobras de fluxo, intrafoliais, apresentam os ápices mais espessos que os flancos, denotando nível estrutural inferior.

As rochas da Sequência Cachoeira mostram um estilo de dobramento isoclinal, considerado semelhante ao que envolveu o embasamento granulito-gnáissico.

Muitos dos complexos metavulcano-sedimentares arqueanos, designados *greenstone belts*, ocorrem encaixados no embasamento gnáissico, geralmente direcionados segundo N-S, conforme constatado no Estado da Bahia (J.de F.Mascarenhas, 1979) e Serra Leoa (H.R. Williams, 1978), entre outras regiões.

Grande parte das rochas em discussão ocorre segundo *trend* posicionado entre dorsais graníticas, acompanhando o Complexo Serra Negra ou no seu prolongamento para SW ou NE. Deste modo pode ser sugerido que suas rochas teriam pertencido a uma mesma grande estrutura sinclinorial ou sinformal, que teria contribuído para a sua preservação das ulteriores remobilizações metamórficas, principalmente durante os ciclos Transamazônico e Brasileiro.

U.G. Cordani e P.C. Abrão (inédito) obtiveram idades isotópicas K/Ar, em anfibólio e plagioclásios intermediários de xistos magnesianos, anfibolitos, anfibólio-gnaisses

e migmatitos da região de Morretes-Antonina, escalonadas entre cerca de 2300 e 550 m.a. (in O.A. Mônico *et alii*, 1974). A partir destes dados radiométricos Cordani (in O.A. Mônico *et alii*, *op. cit.*) concluiu por uma idade mínima transamazônica para a idade real da gênese de tais rochas, integrantes da citada Sequência Cachoeira, as quais teriam sido afetadas por importantes fenômenos retrometamórficos e, sendo, portanto, em sua maioria, rochas policíclicas (U.G. Cordani e V.A.V. Girardi, 1967). O mesmo autor concluiu também que as citadas rochas, situadas segundo o eixo Pien-Morretes-Serra Negra, pertenceriam, tal como este, a um alto tectônico do final do Pré-Cambriano,

Recentemente, P.F.T. Kaul *et alii* (*op. cit.*), conforme citado acima, após utilizarem os dados das análises químicas de anfibolitos e xistos magnesianos obtidos por V. A.V. Girardi (*op. cit.*), colocando-os em diversos diagramas juntamente com os dados analíticos de rochas semelhantes de alguns *greentone belts* do Canadá, concluíram pela probabilidade de estrutura arqueana existente na região de Antonina-Serra Negra, bem como de Pien.

A natureza clástica predominante das litologias da Sequência Cachoeira permite concluir que sua gênese resultou da destruição de um embasamento siálico pré-existente, sobre o qual, em parte, se depositaram. Por outro lado, a presença de litologias metaultramáficas ou suas derivadas, de natureza semelhante à dos komatiitos peridotíticos e basaltos toleíticos, os quais ocorrem sempre filiados aos *greentone belts* arqueanos de todos os escudos continentais, permite considerar as rochas em apreço como as raízes de verdadeiros cinturões de rochas verdes arqueanos ainda preservados das totais remobilizações metamórficas e erosivas ulteriores.

A gênese da Sequência Cachoeira teria ocorrido, portanto, numa zona de instabilidade ou fraqueza da infraestrutura crustal arqueana, de natureza siálica, abaixo da qual o manto, fornecedor do magma komatiítico, estaria bem

próximo da superfície. Vários modelos poderiam ser expostos ou sugeridos para explicar o processo tectono-magmático, tão complexo quanto incerto, responsável pela gênese da sequência em referência. No entanto, muito mais trabalho de campo seria necessário executar, além de análises litogeoquímicas completas das suas principais litologias, permitindo assim, melhor precisar o que, no momento, apenas admite-se como hipóteses prováveis ou remotas. Algumas rochas metaultramáficas-máficas Cachoeira, após análises espectrográficas semi-quantitativas incompletas, por fluorescência de Raios X, evidenciam relacionar-se a um magmatismo de tendência basáltica oceânica e ou toleítica de baixo K, ocorrido, provavelmente, em cadeias médio-oceânicas e ou arcos de ilhas (J.A. Pearce e J.R. Canne, *op. cit.*).

Nessa zona móvel ou de fraqueza poderia ter ocorrido, tanto uma tectônica de rifteamento ou tafrogênica, cujas geossuturas teriam atingido profundamente o manto, gerando assim uma fossa propícia à sedimentação e à penetração do magma komatiítico, quanto uma tectônica de colisão de placas microcontinentais, o que é corroborado para numerosos terrenos arqueanos doutros escudos por D.R. Hunter (1974), B.E. Gorman *et alii* (1978) e T. Munasinghe e C.B. Dissanayake (1979 e 1980), entre outros estudiosos do Arqueano. Nestas condições (segunda hipótese), ter-se-ia criado uma zona de subducção ou de Benioff com os seus respectivos arcos de ilhas, onde haveria, por um lado, destruição de material continental e, por outro lado, deformação metamórfica de alto grau dos sedimentos e vulcânicas depositados em tal fossa assim criada (bacia marginal). Originar-se-ia, assim, um cinturão móvel gerador de metamorfismo e granitização envolvendo as rochas em apreço.

Quanto à idade real das rochas da Sequência Cachoeira e do citado cinturão móvel do mais alto grau, bem como a relação daquelas com o embasamento gnáissico-granulítico, parcialmente encaixante, é o que se coloca a seguir.

Os citados gnaisses encaixantes, de modo concor-

dante com grande parte das rochas Cachoeira, seriam na realidade verdadeiros paragneisses supracrustais arqueanos. Ora, estas rochas não foram identificadas ou mapeadas em relação às rochas gnáissicas infracrustais arqueanas, consideradas, na região, talvez, grande parte delas. Estas últimas rochas parecem ser parcialmente correlatas, no tempo, com as dos complexos Itatins e Serra Negra. Nestas condições cria-se uma situação extremamente controvertida. No entanto, não pode ser excluída a hipótese de que, após a gênese vulcano-sedimentar das rochas Cachoeira, estas foram envolvidas por intensos metamorfismo e granitização do mais alto grau, durante a evolução de importante cinturão móvel. De tais efeitos, metamórficos e granitizantes, poderiam ter-se originado as rochas gnáissico-granulíticas, em parte remobilizando a grande maioria das rochas Cachoeira. Esta hipótese entra em conflito com o acima exposto, de que as rochas granulíticas e a grande parte dos gnaisses constituiriam as rochas infracrustais arqueanas, em relação a todas as rochas arqueanas, incluindo as da Sequência Cachoeira. Por outro lado, se a maior parte das rochas desta sequência são supracrustais arqueanas, conforme se admite, teria-se de concluir que algumas litologias agora descritas como Cachoeira seriam anteriores à gênese dos granulitos e, portanto, anteriores à idade que se preconiza para a Sequência Cachoeira. Assim, se as rochas desta sequência foram envolvidas pelo metamorfismo e granitização da facies anfíbolito-granulito, quando da gênese dos complexos Itatins e Serra Negra, de que se têm dúvidas, ao ser gerado importante cinturão móvel de alto grau em tempos Jequié, a Sequência Cachoeira, porque parcialmente envolvida por gnaisses, seria de idade arqueana média (3500-3000 m.a.), conforme se admite. No entanto, nestas circunstâncias, seria posto em dúvida o caráter infracrustal arqueano das rochas granulíticas que conflitaria com o que se observa em todos os terrenos granito-gnáissicos de alto grau e *greenstone belts* de todos os escudos continentais.

Em conclusão, acredita-se, no entanto, que a Sequência Cachoeira se paraleliza com os cinturões de rochas

verdes primários ou de primeira geração (A.Y. Glikson, in B. F. Windley, *op. cit.*), dispersos pelos escudos de todos os continentes, cuja idade é considerada maior que 3.000 m.a. (c. 3.300 m.a.), de acordo com o que ocorre no Craton do Kaapvaal (D.R. Hunter, *op. cit.*), entre outros locais. Cronologicamente, tal idade para sua gênese pode ser também corroborada pelo fato de as rochas Cachoeira ocorrerem segundo o mesmo *trend* das rochas ultrabásicas-básicas dos complexos Pien, de idade mínima de cerca de 2.000 m.a. (V.A.V. Girardi *et alii*, 1974), e Barra Velha, cujas datações K/Ar forneceram vários resultados de cerca de 3.400 m.a., entre outros de valor menor (B. Minioli, 1972). Conclui-se, portanto, que pelo menos o Complexo Barra Velha, fracamente retrabalhado, ocorrendo a sul-sudoeste da região em apreço, no mesmo Maciço Mediano de Joinville (Estado de Santa Catarina), reflete a citada idade de cerca de 3.300 m.a. para as rochas metaultramáficas-máficas Cachoeira, a qual, implicitamente, preconiza-se para toda a sequência. Crê-se, também, que o embasamento gnáissico-granulítico ou granito-gnáissico de alto grau, na sua maior parte, era anterior à sua gênese, apesar de, supostamente, novo cinturão móvel de alto grau, ter voltado a ocorrer na região durante o Arqueano Superior, o qual se tornou responsável pelo retrabalhamento de todas as rochas pré-existentes.

#### 4.3.3 - Rochas gnáissicas arqueanas

As rochas gnáissicas em epígrafe representam as litologias consideradas entre as mais antigas do designado Complexo Cristalino ou Gnáissico-Migmatítico de numerosos geólogos. Estas rochas foram principalmente delimitadas em duas grandes manchas, distribuídas pelas regiões de São Sebastião (folha Antonina) e do rio Turvo, esta última a norte da rodovia BR-116 (folha Eldorado Paulista), entre outras de menor expressão, dispersas pelas áreas das folhas Antonina, Guaraqueçaba, Eldorado Paulista e Pedro de Toledo.

Crê-se que, áreas maiores, expondo estas rochas, total ou quase totalmente preservadas da migmatitização, devam existir no seio do embasamento gnáissico-migmatítico. É o que deverá ocorrer entre o maciço granítico Alto Turvo e o rio Capivari (Pardo), por um lado, e entre aquele maciço e o Complexo Serra Negra e o maciço granítico Guaraú, a sudeste e leste, por outro lado, se tivesse sido possível a observação cuidadosa de suas rochas fato que não aconteceu. Por isso generaliza-se, por excesso, as designadas rochas gnáissico-migmatíticas transamazônicas. De qualquer modo estas últimas rochas, encaixantes das que ora se descrevem, às quais gradam ou transicionam e que se comentam no item seguinte, assim foram posicionadas nos tempos transamazônicos em virtude de sua migmatitização, regra geral pouco intensa, ter ocorrido essencialmente em tal época (F. Batolla Jr. *et alii*, 1977b, A.T.S.F. da Silva e N.A. Fernandes, 1979).

Embora se faça distinção entre rochas gnáissicas preservadas, total ou quase totalmente da migmatitização, e as não preservadas, apesar de os dados de campo terem sido insuficientes, é sabido que os estudiosos de todos os terrenos granito-gnáissicos-rochas verdes arqueanos, designam as citadas rochas como gnaisses arqueanos, pura e simplesmente. Aliás, tais rochas, mesmo quando migmatitizadas, preservam, em sua maior quantidade, o paleossoma gnáissico ou, em menor grau, ectinítico arqueano, suposto, na sua maioria, de idade anterior à da citada Sequência Cachoeira. No entanto, conforme referido acima, tudo se tornaria simplificado se houvesse apenas uma geração de gnaisses, o que não ocorre. Assim, acredita-se que, além das rochas gnáissicas infracrustais arqueanas, podendo ser ou não maioria, afloram rochas gnáissicas supracrustais igualmente arqueanas, para as quais no momento, não se dispõem de elementos para sua identificação em amplas áreas do projeto em questão.

Apesar de muitas rochas gnáissicas, supostas infracrustais arqueanas, terem origem em rochas granulíticas retrometamorfizadas, conforme constatado em numerosas aná-

lises petrográficas, faltam, no entanto, análises químicas completas das rochas gnáissicas e granulíticas atualmente aflorantes, indispensáveis à discussão quanto a uma mesma época e filiação petrogenética, isto é, de serem ou não rochas cogenéticas.

Dir-se-á, de modo conclusivo, que este embasamento gnáissico arqueano da região em apreço não deve ser muito diferente daquele que ocorre no sudoeste da Groenlândia. Lá existem três gerações de gnaisses arqueanos, originadas entre cerca de 3.800 e 2.800 m.a., das quais as duas gerações de gnaisses mais jovens são designadas gnaisses supracrustais arqueanos (A. Y. Glikson, 1977; E.M. Beech e B. Chadwick, 1980; K. Coe, *op. cit.*).

No Complexo Cristalino em apreço, de modo indiferenciado com as rochas gnáissicas em referência e ou designadas gnáissico-migmatíticas transamazônicas, adiante descritas, ocorrem outros gnaisses, inclusive intrusivos, conforme constatado no leito do rio Tigre (folha Antonina), de idade proterozóica inferior a média, bem como, provavelmente, outras litologias transamazônicas não identificadas.

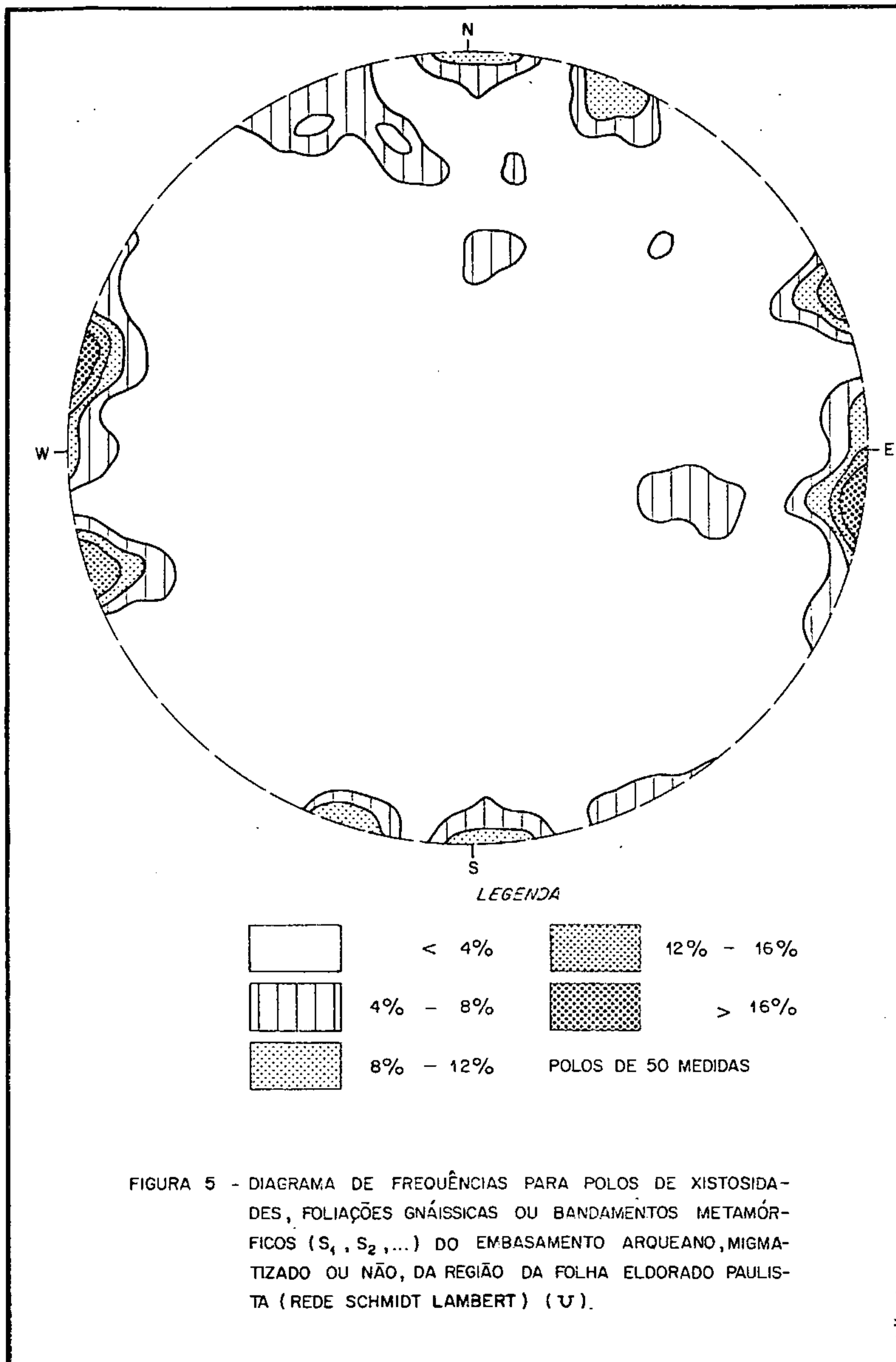
As rochas gnáissicas em epígrafe, aflorantes nas regiões do alto rio Turvo e de São Sebastião, cortadas pela rodovia BR-116 ou na sua proximidade, entre outros locais, exibem composição geralmente básica a intermediária. São gnaisses supracrustais ou paragnaisses. Suas diferentes litologias distribuem-se segundo faixas gnáissicas paralelas alternantes. Entre os litotipos mais frequentes citam-se hornblenda-gnaisses, biotita-hornblenda-gnaisses, biotita-gnaisses, epidioritos, quartzo-dioritos cataclásticos, granada-muscovita-biotita-gnaisses, sillimanita-biotita-muscovita-gnaisses, muscovita-biotita-gnaisses e, raramente, muscovita-gnaisses, com intercalações, em geral subordinadas, de anfibolitos, metabasitos, metaultrabasitos (por exemplo metaugititos), metagabros, metadiorito-pórfiros, quartzitos feldspáticos, calcossilicatadas, sericita-biotita-calcoxistos e milonito-gnaisses. Rochas gnáissicas, frequentes vezes

com sillimanita, nem sempre migmatitizadas, ocorrem nalgumas "janelas" do embasamento exposto no seio das rochas da Sequência Turvo-Cajati, distribuída pela região central da folha Eldorado Paulista. Aqui, na região da Barra do Arêdo, foi delimitada pequena mancha, subjacente aos ectinitos Turvo-Cajati, constituída por gnaisses a biotita, piroxênio (augita) e hornblenda, de coloração esverdeada, muito silicosos e foliados. Mostram-se preservados da migmatitização e parecem ter-se originado a partir de rochas granulíticas por retrometamorfismo. Contiguamente, para norte destes gnaisses, ocorrem foliações concêntricas a elipsoidais nos ectinitos, denunciando possível estrutura dômica, que é suposta ser o reflexo da estruturação dos citados gnaisses subjacentes. A norte-nordeste de Itariri foram delimitados hornblenda-biotita-gnaisses cinza escuros, de granulação fina a média, exibindo foliação gnáissica segundo E-W, cuja migmatitização incipiente é evidenciada por raros veios quartzo-feldspáticos de espessura centimétrica a milimétrica.

Não se dispõem de dados relativos à existência de gnaisses trondhjêmíticos, aflorando na região em estudo, os quais são muito comuns em todos os terrenos gnáissicos arqueanos. São rochas tonalíticas à base do plagioclásio, albita, provenientes de potentes intrusões. Tal fato é devido, certamente, à inexistência de análises químicas completas destas rochas gnáissicas, pois aceita-se que também devam existir. Sabe-se, no entanto, que V.A.V. Girardi (1969), na região de Morretes-Antonina, identificou petrograficamente gnaisses a oligoclásio-andesina e a albita. Estes últimos poderão corresponder a antigas intrusões trondhjêmíticas arqueanas. O mesmo autor refere que os gnaisses a albita associam-se a clorita-xistos, magnetita-quartzitos, anfibolitos albiticos e xistos magnesianos.

Os diagramas estereográficos das figuras 4 e 5, relativos ao embasamento arqueano, ocorrendo nas folhas Antonina e Eldorado Paulista, respectivamente, contêm os valores dos acamamentos reliquiares, xistosidades, foliações gnáissicas





sicas e ou bandamentos metamórficos das rochas em discussão, bem como os das da Sequência Cachoeira, Complexo Serra Negra e gnáissico-migmatíticas, estas mais adiante descritas. Evidenciam um predomínio da frequência dos seus polos para  $N18^{\circ}E$ /sub-vertical e subordinadamente para E-W, oscilando entre  $N75^{\circ}W$  a E-W e  $N70^{\circ}E$  a E-W. Conclui-se, portanto, que as rochas gnáissicas arqueanas exibem uma estruturação predominante segundo NNE, a sudoeste de uma linha passando por Registro e Iguape, embora orientações ou reorientações próximas de E-W ocorram, as quais, pode admitir-se, sejam conseqüência da orogênese transamazônica. Essa reorientação para E-W constata-se no extremo nordeste da mancha do alto rio Turvo, entre a fazenda Faxinal e a torre da Embratel. O mesmo pode ser dito para os hornblenda-biotita-gnaisses, a norte-nordeste de Itariri, bem como para todas as rochas gnáissicas migmatitizadas e granulíticas presentes no Bloco Itatins, localizadas a sul daqueles. A sul da torre da Embratel, no sentido da rodovia BR-116, afloram gnaisses leucocráticos, a muscovita e rara biotita, considerados de uma geração mais jovem que a daqueles, contíguos a oeste, cuja idade isotópica Rb/Sr convencional, obtida por este projeto, em sua rocha total, forneceu  $1107 \pm 261$  m.a. (Tabela da pg. 33).

A.I. Oliveira e O.H. Leonardos (1943) foram, entre os primeiros, senão os primeiros geólogos, a realizarem trabalhos geológicos no cristalino da folha Guaraqueçaba e do Primeiro Planalto Paranaense. Ao estudarem os gnaisses aí aflorantes concluíram que sua idade era arqueana e que suas principais direções de dobramento seriam NNE-NE, conclusão esta que se aceita conforme colocado acima. Porém, para R. A. Fuck *et alii* (1971), todas as rochas pertencentes ao Complexo Cristalino, ocorrendo no leste paranaense, posicionam-se-iam, cronologicamente, no Pré-Cambriano Médio.

O estilo de dobramento exposto pelas rochas gnáissicas arqueanas da região em estudo parece ser predominantemente isoclinal, supostamente bem cerrado, com frequentes transposições por cisalhamento. Contudo, os gnaisses da re-

gião do alto rio Turvo constituem uma estrutura dômica maior, distribuída por várias estruturas dômicas ou branquiantiformes menores, consequência de provável redobramento com figuras de interferência, cujo padrão é do tipo um de J.G. Ramsay (1967) ou do tipo caixa de ovos. Surgiram, assim, braquiantiformes separadas por correspondentes bacias ou braquisiniformes, cujos eixos geralmente orientados para N-S são fletidos para E-W em seu extremo leste-nordeste. Porém, as rochas gnáissicas de São Sebastião parecem constituir uma ampla sinforme, que teria contribuído para preservar suas rochas das granitização e migmatitização posteriores. Nesta última região são exibidas dobras recumbentes decamétricas de planos axiais sub-horizontais com figuras de interferência, cujo padrão é do tipo três de J.G. Ramsay (*op. cit.*). Fraturas de clivagem em quartzitos feldspáticos de dobras recumbentes métricas a decamétricas, com vergência para W a WNW, exibem direção paralela à xistosidade de plano axial e logicamente a este, cuja orientação observa-se segundo N-S a N25°E. A vergência de todas as dobras recumbentes ali presentes mostra-se direcionada para W a WNW, conforme referido. Tal vergência permite sugerir que, durante a gênese deste dobramento recumbente, reportável, no mínimo, ao Arqueano Superior (A.T.S.F. da Silva e N.A. Fernandes, *op. cit.*), a faixa móvel a que a região pertencia, tinha por ante-país, margens continentais ou craton mais próximo, a região suposta atualmente situada no interior da Bacia do Paraná, a oeste-noroeste. Por outro lado, as citadas dobras recumbentes, podem ser interpretadas como os atuais representantes reliquiais de prováveis *nappes* arqueanas que, certamente, teriam tido amplo desenvolvimento em tal época geológica, quer na região estudada quer noutros escudos arqueanos (K. Burke *et alii*, in B.F. Windley, 1976). Por fim, é de se admitir que a gênese das estruturas dômicas ou em caixa de ovos da região do alto rio Turvo (fazenda Faxinal) pode ter levado até mais de mil milhões de anos para ser concretizada, tendo-se provavelmente desenvolvido durante os tempos arqueanos finais e proterozóicos iniciais a médios, conforme pre

conizado por Y.V. Pavlovskiy (1971) para a gênese dos domos gnáissicos de outros escudos (Báltico, Ucrâniano e Aldan). Tais dobramento, redobramento e ou arqueamento, em seus estágios finais, poderiam ter contribuído para o soerguimento da porção sul da Sequência Turvo-Cajati, onde os diatexitos e os gnaisses da Barra do Azeite parecem cavalgar os ectinitos e epibolitos, contíguos a norte, relacionados à mesma sequência.

Análises espectrográficas semi-quantitativas, por fluorescência de raios X, em algumas das rochas gnáissicas, de origem discutível, porque resultantes de sequências vulcano-sedimentares granitizadas, revelaram certa tendência para um magmatismo basáltico toleítico de baixo K e calco-alcalino, presumivelmente ocorrido em condições, quer de arcos de ilhas quer de inter-placas (J.A. Pearce e J.R. Canne, *op. cit.*).

Determinações radiométricas K/Ar, em plagioclásio de metadiorito-pôrfiros e de metagabros, intercalados nos gnaisses da região de São Sebastião, forneceram as idades aparentes de  $465 \pm 14$  e  $617 \pm 20$  m.a. (Tabela I), respectivamente, obtidas por este projeto. Isto reflete nitidamente os efeitos termo-tectônicos brasileiros, os quais provocaram a total perda de argônio radiogênico em seus minerais e correspondente fecho do sistema naquela época.

Os gnaisses em referência, conforme acima referido, tiveram certamente várias épocas, quanto à sua gênese, escalonadas entre o Arqueano inferior e superior (c. 3800 a 2800 m.a.). A.T.S.F. da Silva e N.A. Fernandes (*op. cit.*) preconizaram idade arqueana superior, provavelmente cerca de 2800 m.a., para as rochas metavulcano-sedimentares gnaisificadas da região São Sebastião (folha Antonina). No entanto, esta idade, é atualmente interpretada como mínima, à luz do acima discutido. Apesar de toda a polêmica acerca de quais gnaisses arqueanos, infracrustais ou supracrustais, está se tratando, uma coisa, pelo menos, é considerada como certa: em qualquer circunstância, estas rochas foram geradas

durante intensa granitização, em condições de metamorfismo de médio a alto grau, acompanhadas de forte transposição por cisalhamento, quando da evolução de um ou mais cinturões móveis. Estes fenômenos superpuseram-se, assim, a sequências vulcano-sedimentares, entre outros conjuntos litológicos do tipo plutônico, tanto mais ultramáficas-máficas quanto mais antigas (cinturões de rochas verdes ou simplesmente rochas verdes). A citada transposição é suposta ter sido paralela às superfícies de cisalhamento e cataclase que, por sua vez, teriam sido predominantemente paralelas ao primitivo acamamento daquelas sequências vulcano-sedimentares, durante o referido dobramento isoclinal.

A constatação genética citada, para grande parte dos gnaisses em apreço ou quaisquer gnaisses arqueanos, tem sido comprovada no norte da Escócia (gnaisses lewisianos), no leste da Groenlândia (J. Sutton, 1967; J.W. Sheraton, 1970), na União Indiana (S.M. Naqvi *et alii*, *op. cit.*) e na própria região em discussão (A.T.S.F. da Silva e N.A. Fernandes, *op. cit.*), entre outras regiões, distribuídas por numerosos escudos de todos os continentes.

#### 4.4 - Proterozóico Inferior

##### 4.4.1 - Rochas gnáissico-migmatíticas transamazônicas

As rochas em referência são as de maior área de distribuição do Complexo Cristalino ou Gnáissico-Migmatítico, relativo ao embasamento pré-Setuva ou pré-transamazônico, ocorrendo a sul das falhas de Cubatão, da Ribeira e da Lancinha (em parte ex Itapeúna). Associam-se, geralmente, às rochas dos complexos Itatins e Serra Negra, da Sequência Cachoeira e gnáissicas arqueanas, anteriormente descritas, com as quais contatam tectonicamente ou transicionam gradualmente. Para os estudiosos dos terrenos arqueanos as rochas em epígrafe ainda fariam parte, juntamente com as anteriormente descritas, do embasamento *granite-gneisse e granite-greenstone* arqueano.

Em virtude de numerosas considerações a seu respeito terem sido tecidas anteriormente, desnecessário se torna repeti-las aqui. Neste ítem, a principal preocupação será a de justificar a razão do seu posicionamento nos tempos proterozóicos inferiores, em vez de arqueanos, expor suas estruturas predominantes, natureza do seu neossoma, distribuição regional dos principais tipos de paleossoma e sua foliação predominante, isto é, sua caracterização.

Apesar de, no ítem anterior, terem sido feitas referências à migmatitização principal destas rochas, como tendo ocorrido no Ciclo Transamazônico, desenvolve-se em seguida, tal afirmação.

Todas as rochas gnáissico-migmatíticas em apreço são aqui interpretadas como migmatitos policíclicos ou poliorogênicos. Originaram-se a partir da migmatitização do embasamento gnáissico e ou ectinítico arqueano, de modo suave ou intenso, ao mesmo tempo que evidenciam, frequentemente, superposição dessa migmatitização.

Embora não seja possível excluir totalmente a ação da migmatitização, naturalmente ocorrida no Arqueano Superior (Ciclo Jequiê) e no Proterozóico Superior (Ciclo Brasileiro), acredita-se que foi a orogênese Transamazônica a maior responsável pelo retrabalhamento tectono-metamórfico das rochas arqueanas. Esta conclusão é devidamente comprovada a partir dos dados geológicos de campo e isotópicos (geocronológicos).

A citada migmatitização e ou anatexia e metassomatismo que, interpreta-se e, portanto, considera-se principalmente de idade transamazônica, foi responsável pela gênese do neossoma quartzo-feldspático e evidente feldspatização potássica. Esta última, não pode ser apenas debitada à orogênese Brasileira, como tem sido sustentado até recentemente, pelos geólogos em geral, e dados geocronológicos em particular, para a região em discussão. Aliás, em áreas cratonizadas no final do Proterozóico Inferior, como em Angola, as

rochas granitoides embrechíticas, consequência de intensa metassomatose feldspática potássica, exibem idades entre 2.000 e 1.800 m.a. (A.T.S.F. da Silva, 1977). Quanto ao neossoma é geralmente intrusivo ou injetado de modo concordante à foliação gnáissica, xistosidade, acamamento reliquiar e ou bandamento metamórfico das rochas pré-existentes.

Entre outros locais, constatou-se, na região do Tigre, perto do limite ocidental da área da folha Antonina, no leito do rio homônimo, a presença de migmatitos estromatíticos cortados por hornblenda-biotita-gnaisses. Estes últimos, de foliação gnáissica segundo N75°W, sub-vertical e desprovidos de cataclase e ou feldspatização, cortam aqueles migmatitos, onde seu neossoma quartzo-feldspático avermelhado, de granulação média a grosseira, é concordante com o paleossoma gnáissico. Este predomina em relação àquele neossoma, enquanto sua foliação gnáissica orienta-se para N35°E, 40°SE. Este neossoma, embora em finos veios, exibe alguns fenoblastos de k-feldspato avermelhados. No mesmo local, posteriormente, ocorreu a intrusão de granito e aplitos leucocráticos, supostos correlatos aos tempos brasilianos. Deste modo pode-se concluir que o possível dique, atualmente representado pelos citados hornblenda-biotita-gnaisses, deverá ter idade mínima pré-brasiliana. Logo, o neossoma dos migmatitos estromatíticos ou epibolitos deverá ser, com toda a probabilidade, de idade transamazônica, em vista de não se justificar que se recue mais na escala geológica (A.T.S.F. da Silva e N.A. Fernandes, *op. cit.*). Esta conclusão também é corroborada isotopicamente através das determinações radiométricas Rb/Sr obtidas em semelhante neossoma de idênticos migmatitos, ocorrendo contiguamente na região de Atuba, Curitiba, em pedreira do DNER, que forneceram as idades convencionais de  $1535 \pm 80$  e  $1730 \pm 100$  m.a. Do mesmo modo a hornblenda do paleossoma dos mesmos migmatitos, forneceu a idade isotópica aparente de  $680 \pm 20$  m.a., pelo método K/Ar (F. Batolla Jr. *et alii*, *op. cit.*). A segunda idade isotópica Rb/Sr foi incluída, por aqueles autores, num diagrama iso-

crônico Rb/Sr, relativo aos gnaisses Setuva, o qual forneceu a idade de  $1395 \pm 145$  m.a. com  $R_0 = 0,705$ . Este valor reflete idade mínima para aqueles gnaisses, incluindo o citado neossoma, e provavelmente termo-tectônica uruaçuana, espanhã ou rifeana inferior, em virtude de aqueles serem muito blastomiloníticos.

No Bloco Itatins a superposição da migmatitização é evidente e sua reincidência já fora constatada por A. Morgental *et alii* (*op.cit.*) e A.T.S.F.da Silva (*op.cit.*). Aqui, os kinzigitos do Complexo Itatins, conforme anteriormente citado, forneceram a idade isocrônica Rb/Sr de  $2540 \pm 440$  m.a. aproximadamente. A partir deste resultado e das suas numerosas biotitas, conclui-se pelo provável parcial retrabalhamento transamazônico e correspondente neoformação destas biotitas, mas exclui-se, totalmente, qualquer efeito tectogenético brasileiro.

Pelo anteriormente exposto pode ser concluído que o Ciclo Brasileiro teria proporcionado intensos efeitos termo-tectônicos sobre grande parte, senão totalidade, dos migmatitos em discussão. Porém, do ponto de vista tectogenético exclui-se, quase que por inteiro, sua participação na migmatitização e, portanto, na gênese dos migmatitos em apreço. Seria assim, ainda que discutível e de difícil precisão, a remigmatitização observada mais de idade transamazônica que brasileira. A partir destes fatos torna-se muito controversa a situação dos designados migmatitos brasileiros, muito frequentes no Bloco Juquitiba, precisamente a norte da falha de Cubatão, no extremo nordeste da área estudada. Não se crê possível tão intensa migmatização, a norte daquela falha, ter ocorrido no Ciclo Brasileiro, ao mesmo tempo que a sul deste lineamento o embasamento não parece apresentar tal reflexo, mesmo considerando o caráter transcorrente daquela falha. Torna-se difícil, assim, aceitar esta migmatitização brasileira, tão intensa e dispersa por áreas tão expressivas, tal como tem sido interpretada até recentemente.



Os migmatitos ou rochas gnáissico-migmatíticas que, se descrevem, predominantemente heterogêneos, exibem as mais variadas estruturas. Destas, predominam as estruturas estromatítica, surreítica do tipo boudinado e *pinch-and-swell*, dobrada a microdobrada, *schölllen*, *schlieren*, *augen* ou oftálmica, diatexítica, agmatítica e subordinadamente dictionítica, ptigmática, arterítica e nebulítica (K.R. Mehnert, 1968). São assim muito frequentes os migmatitos estromatíticos ou epibolitos, epibolitos embrechíticos ou oftalmíticos, agmatitos, diatexitos e embrechitos, entre outros tipos.

O neossoma destes migmatitos heterogêneos, em especial dos epibolitos, distribui-se por veios, lentes ou faixas de espessura centimétrica a decimétrica e, excepcionalmente métrica, de natureza quartzo-feldspática. Sua granulação varia desde fina a grosseira e porfiróide, enquanto a coloração clara é frequentemente avermelhada. Sua composição é geralmente granítica. Muitas vezes exhibe textura aplítica. Entre os feldspatos potássico e calco-sódico parece predominar a microclina, apesar de presente o plagioclásio. Este, às vezes, é assimilado ou transformado, parcial ou totalmente em microclina.

O paleossoma dos migmatitos em referência é de caráter gnáissico predominante, embora paleossomas máficos-ultramáficos e ectiníticos sejam frequentes e até predominem localmente em certas regiões. Assim, no Bloco Itatins, são muito frequentes os gnaissees a biotita, hornblenda e granada, entre outros, onde o plagioclásio é o feldspato sempre patente. Nos vales das drenagens mais importantes da bacia do rio São Lourencinho, entre a rodovia BR-116 e a falha de Cubatão, é frequente a presença de autênticas "janelas", embora não mapeadas, destes migmatitos de paleossoma gnáissico a granada, muscovita, biotita e sillimanita. Nas proximidades dos quartzitos Cachoeira, em cristas alinhadas segundo E-W, a sul de Juquiã, constata-se também paleossomas quartzíticos e anfibolíticos ou metabasíticos em alternância ao paleossoma gnáissico.

Contiguamente a norte e a oeste-sudoeste da cidade de Registro, em direção ao maciço alcalino-ultrabásico de Jacupiranga, foram detectados paleossomas de anfibolitos ou metabasitos, quartzitos e presumíveis kinzigitos intemperizados, embora predominem os hornblenda-biotita-gnaisses. A norte de Registro lentes ou níveis quartzíticos exibem dobras de tendência recumbente com vergência para WNW aproximadamente.

Entre a cidade de Barra do Turvo e a rodovia BR-116, segundo os vales dos rios Turvo e Pardo e seus principais afluentes, são frequentes os epibolitos de paleossoma gnáissico, às vezes a sillimanita. Estes últimos detectaram-se em autênticas "janelas" do embasamento da Sequência Turvo-Cajati, conforme observado segundo o vale do rio Barreiro. Níveis ou lentes anfibolíticas e ou metaultrabásíticas intercaladas ao paleossoma gnáissico predominante são bastante comuns. Sua migmatitização proporcionando, em regra, estrutura estromatítica, é relativamente limitada ou suave.

Nas regiões sul da área da folha Eldorado Paulista e sudeste da área da folha Apiaí, com prosseguimento para as áreas das folhas Guaraqueçaba e Antonina, predomina um paleossoma igualmente gnáissico. No entanto, conforme referido, como as rochas gnáissicas ulteriormente migmatizadas, tiveram origem em sequências vulcano-sedimentares granitizadas, é comum ocorrerem, intercalados nestes gnaisses, lentes e ou enclaves quartzíticos, metaugitíticos, metaultrabásíticas, metabásíticos, mica-quartzo-xistosos e mica-xistosos.

Contiguamente às rochas do Complexo Serra Negra torna-se frequente o paleossoma de natureza granulítica em associação ao gnáissico. Aquele, localmente, ocorre também entre Antonina e Morretes e na região de Curitiba.

A diversidade dos paleossomas deste migmatitos policíclicos torna-se mais evidente, com maior incidência para as litologias ectiníticas, nas regiões sul-sudoeste da

área da folha Guaraqueçaba e centro-sul da área da folha Antonina. É assim que mica-quartzo-xistos, mica-xistos, quartzo-xistos e quartzitos, intercalando rochas metaultrabásicas-básicas, predominam em relação às rochas gnáissicas. Tal fato se repete pelas regiões do rio Guaraqueçaba e sul da cidade de Guaraqueçaba até às regiões de Itaqui, Cedro, Cachoeira, Cacatú, Antonina, Morretes e São João da Graciosa. A nordeste da região da Cachoeira, em direção à rodovia BR-116 e ao maciço granítico Alto Turvo, é comum ocorrerem lentes de magnetita-quartzitos e gonditos no meio dos gnaisses, em geral fracamente migmatitizados.

Na região de Mergulhão, no leito do rio Cacatú, migmatitos de estrutura dobrada e microdobrada exibem numerosas dobras de fluxo, onde os seus ápices são mais espessos que os flancos, denotando, portanto, nível estrutural inferior. Seu paleossoma gnáissico exhibe frequentes enclaves ou xenólitos anfibolíticos, enquanto o neossoma ocorre em proporção semelhante à do paleossoma. Estes migmatitos incluem protomilonitos supostos anteriores ou mais provavelmente contemporâneos da última fase de migmatitização e do dobramento. Aliás, constatou-se que as faixas quartzo-feldspáticas segundo zonas de transposição, por intenso cisalhamento, exibem, nalguns casos, aparente continuidade para níveis de semelhante composição, presentes, nas citadas dobras de fluxo. Esta última migmatitização, acompanhada de dobramento e transposição, parece superpôr-se a migmatitos estromatíticos pré-existentes, pelo que é evidenciada a superposição da migmatitização.

Nos migmatitos estromatíticos da região de Itaqui, no limite entre as folhas Antonina e Guaraqueçaba, ocorre, predominantemente, paleossoma de mica-quartzo-xistos, onde é evidenciada intensa transposição dos seus níveis mais quartzíticos ou quartzosos, suposta ocorrida durante intenso dobramento isoclinal.

Os migmatitos estromatíticos ou embrechíticos distribuem-se, com frequência, por toda a região integrada geo

logicamente. No entanto, são consideradas mapeadas manchas, embora com certas reservas, devido à deficiência de estudos locais, a sul da região de Itaqui, mais precisamente a leste do Espigão do Feiticeiro, distribuindo-se pelas folhas Antonina e Guaraqueçaba, e na região a noroeste de Peruíbe, contiguamente a norte da falha de Itariri (folha Pedro de Toledo).

Estes epibolitos oftalmíticos ocorrem nas proximidades de maciços embrechíticos aos quais passam, de modo geral, gradualmente, onde é total ou quase total a homogeneização metassomática. Geralmente exibem faixas decimétricas a métricas de paleossoma gnáissico preservado da microclinização porfiroblástica, em regra tardia, a alternar com outras extremamente feldspatizadas, conforme é constatado na rodovia entre Pedro de Toledo e Pedro Barros, além de outros locais.

Entre a região de Itaqui e a baía de Paranaguá contiguamente a leste do maciço granítico embrechítico do Espigão do Feiticeiro, crê-se que predominam os epibolitos oftalmíticos. A região é bastante inacessível, decorrendo daí a generalização para o predomínio de tais litologias. Contudo, junto ao litoral, na citada baía, incluindo algumas ilhas, detectaram-se, em todos os afloramentos, frequentes hornblenda-biotita-gnaisses meso-melanocráticos remobilizados parcialmente por intensa granitização. Esta levou a granitos equigranulares, após o que sofreram superposição da microclinização porfiroblástica de modo parcial. Tratando-se de uma região periférica em relação ao núcleo dos granitos embrechíticos, onde a homogeneização feldspática teria sido elevada, senão total, sua gênese não ultrapassou um estágio correspondente ao dos designados epibolitos embrechíticos ou oftalmíticos.

Do mesmo modo semelhantes condições teriam ocorrido a noroeste de Peruíbe. Aqui, o habitual embasamento gnáissico, foi submetido a feldspatização diferencial, conforme a natureza das rochas gnáissicas envolvidas. As transições a granitoides embrechíticos não individualizáveis são fre-

quentes, especialmente a norte de Peruíbe, enquanto o seu contato, a norte, com os hornblenda-biotita-gnaisses, e os migmatitos estromatíticos é tectônico e transicional.

A estruturação geral dos migmatitos em apreço é semelhante à das rochas anteriormente descritas, pois encontram-se dentro do mesmo contexto tectono-metamórfico evolutivo. Admite-se que suas rochas exibem amplo dobramento isoclinal, geralmente bem cerrado. O neossoma quartzo-feldspático, responsável por sua gênese, durante o retrabalhamento das rochas pré-existentes, fez sua injeção em geral concordantemente à foliação destas. Daí a foliação gnáissica destes migmatitos coincidir com a do seu paleossoma, resultando, de modo predominante, a citada estruturação estromatítica. Esta foliação exibe uma concentração das suas medidas segundo NNE (N18°E), conforme constatado nos estereogramas das figuras 3 e 4, relativos às regiões de Antonina e sul de Eldorado Paulista. Porém, em menor frequência, orientações ou reorientações da citada foliação gnáissica ocorrem segundo E-W aproximadamente, de acordo com os mesmos estereogramas referidos, cuja responsabilidade credita-se aos efeitos tectono-metamórficos do Ciclo Transamazônico. Destas atitudes da foliação gnáissica ou bandamento metamórfico exclue-se as dos migmatitos do Bloco Itatins, a leste de Registro, cuja orientação é predominantemente dirigida para E-W ou NW-SE. Tentou-se explicar anteriormente, no caso das rochas granulíticas e gnáissicas desta região, que tais foliações poderiam ter sofrido reorientação tectônica provocada pelo movimento das falhas de Cubatão e Itariri e por superposição tectono-metamórfica durante o Ciclo Transamazônico ou ainda por corresponderem ao periclinal de uma megaestrutura anticlinorial, dobrada isoclinalmente.

No Bloco Itatins, os migmatitos aflorantes a sul de Juquiã e Miracatu, além de exibirem dobramento isoclinal, mostram-se estruturados em dobras maiores do tipo antifforme e sinforme.

#### 4.4.2 - Grupo Setuva

##### 4.4.2.1 - Considerações preliminares

As rochas incluídas nesta sequência distribuem-se pelas regiões central e nordeste da folha Curitiba, noroeste da folha Antonina, sudeste da folha Cerro Azul e sudoeste da folha Apiaí, onde constituem duas grandes estruturas anticlinoriais ou antiformais direcionadas para nordeste. No anticlinório de Anta Gorda, localizado mais a noroeste, apenas as rochas gnáissicas e suas intercalações ectiníticas foram incluídas na unidade em apreço. Alií, as demais rochas ectiníticas, capeantes dos citados gnaisses, foram incluídas no Grupo Açungui indiferenciadamente, apesar de exibirem relações estruturais concordantes com aqueles gnaisses e suas idades Rb/Sr convencionais serem pré-brasílicas, inclusive transamazônicas. Isto deveu-se ao fato de sua identificação e mapeamento em relação às rochas tradicionalmente consideradas do Grupo Açungui, até recentemente interpretado como de idade brasileira, se tornarem impraticáveis. Por isso, o Grupo Açungui passou a ter, a partir deste momento, uma conotação tão ampla quanto imprecisa, até nova redefinição, imprópria de ser usada, conforme estabelece a nomenclatura estratigráfica vigente.

A sequência das rochas, ora designada Grupo Setuva, foi, pela primeira vez, denominada Formação Setuva por J.J. Bigarella e R. Salamuni (1958a), em virtude de sericitita-quartzitos, quartzitos e filitos considerados basais do Grupo Açungui ocorrerem no morro homônimo, situado a 4 km de Rio Branco do Sul.

Posteriormente O.J. Marini (1970) mantinha a designação de Formação Setuva. Contudo considerava suas rochas distintas das do Grupo Açungui e, provavelmente, originadas noutro ciclo geossinclinal anterior ao das daquele. Apesar disso manteve-se correlata ao Pré-Cambriano Superior.

R.A. Fuck *et alii* (*op.cit.*) também sugeriram a se

paração da Formação Setuva do Grupo Açunguí por terem encontrado uma discordância entre as duas unidades, embora a mantivessem distinta do Complexo Cristalino. Apesar das dúvidas estes autores afirmaram ser possível que as rochas da Formação Setuva correspondessem a um ciclo tecto-orogênico mais antigo que as do Grupo Açungui, de idade tradicional brasileira, e mais recente que aquele que deformou o Complexo Cristalino. Também L.Q. Kaefer e J.P. Algarte (1972) concordaram em que, pelo menos os termos basais Setuva, teriam, possivelmente, participado de mais de um evento tectônico.

E. Ebert (1971) confirmou a discordância citada por R.A. Fuck *et alii* (*op.cit.*), ao mesmo tempo que referiu *Grupo Setuva* para designar a anterior Formação Setuva. O mesmo autor considerou subdividida esta sequência em ectinitos capeantes, para os quais preservava a idade Setuva, e em gnaisses subjacentes, que seriam de idade pré-Setuva. Assim, interpretou o *Grupo Setuva* não como uma só unidade estratigráfica, mas constituída por dois membros separados por grande lacuna e que poderiam ser formações ou grupos. Deste modo propôs que os citados ectinitos Setuva deviam fazer parte da base do Grupo Açungui, enquanto os referidos gnaisses Setuva, considerados pré-Setuva e de idade pré-Açungui, constituiriam uma unidade do seu embasamento. Esta última, de acordo com o mesmo geólogo, seria realmente um nível superior, geralmente removido, do Complexo Cristalino.

Recentemente J.H. Popp *et alii* (1979) incluíram as citadas rochas Setuva e pré-Setuva (ectinitos e gnaisses) no Grupo Setuva. Porém, W.U. Schöll *et alii* (1980), em mapeamento de detalhe na região de Bocaiúva do Sul, optaram por preservar a nomenclatura de E. Ebert (*op. cit.*).

Em virtude desta situação tão controvertida e ainda porque os citados ectinitos Setuva são de comprovada idade de pré-Açungui tradicional (pré-brasiliana) e, possivelmente transamazônica, tal como os gnaisses Setuva (conforme referido acima) mais o fato destas diferentes litologias serem

individualizadas cartograficamente, ôpta-se aqui pela designação de Grupo Setuva em vez de Formação Setuva. Embora a designação Grupo para as rochas da sequência Setuva, porque mais abrangente, seja mais correta que o termo Formação, persistem numerosas dúvidas, conforme cita E. Ebert (*op.cit.*), em virtude da existência de duas unidades litológicas bem distintas, consideradas não cogenéticas. No entanto, é aceitável a hipótese de que, tanto os gnaisses quanto os ectinitos capeantes, parecem constituir a mesma associação litológica, evidenciando semelhante frequência de níveis metaultrabásicos-básicos e quartzíticos intercalados. Apenas diferem pela intensidade metamórfica diferencial que levou à granitização os níveis inferiores e pela intensa milonitização posterior destes, por sua maior competência.

A solução de tão delicado problema estratigráfico encontra-se ainda bem distante de sua resolução definitiva. Por isso, a designação de Grupo Setuva aqui adotada, incluirã todas as litologias, ectiniticas e gnáissicas, anteriormente relacionadas à Formação Setuva, salvo onde as primeiras não são individualizáveis dos ectinitos do tradicional Grupo Açungui, embora sabendo-se que são prê-brasilianas.

#### 4.4.2.2 - Rochas metaultramáficas-máficas.

As rochas em referência são bastante frequentes e ocorrem intercaladas nas rochas gnáissicas e ectiniticas Setuva. Ocupam, quase sempre, áreas pouco expressivas, distribuindo-se por lentes ou pequenos corpos, geralmente alongados, segundo a estruturação geral (acamamento reliquiar, xistosidade e ou foliação) das rochas Setuva. Elas distribuem-se por metaultrabasitos, frequentemente transformados em talco-xistos, como na região de Palmeirinha (folha Antonina), metahornblenditos, metapiroxenitos (metaugititos), metabasitos, anfiblitos, anfibilio-xistos, calco-anfibolitos, calco - anfibilio-xistos e até mica-xistos indiferenciados lenticulares, no meio dos gnaisses, derivados de rochas metaultrabásicas por



retrometamorfismo, tectonismo e intemperismo.

Os citados mica-xistos ou xistos magnesianos, bem como metahornblenditos, intercalados nos gnaisses, foram observados na região noroeste da folha Antonina e sul-sudoeste da folha Apiaí.

Nas rochas gnáissicas Setuva da região do Ribeirão do Perau (folhas Cerro Azul e Apiaí), integrando a estrutura anticlinorial de Anta Gorda, são exibidas frequentes intercalações metaultrabásicas, metabásicas e anfibolíticas, além de quartzíticas, não mapeáveis à escala 1:100.000, embora o sejam à escala 1:25.000, conforme mapeamento de detalhe efetuado por este projeto.

A norte do rio Capivari, na região da Serrinha (folha Antonina), embora não fossem individualizados cartograficamente, foram detectados metapiroxenitos (metaugititos) e tremolita-xistos intercalados a paragnaisses, muscovita-quartzitos e mica-quartzo-xistos da unidade basal gnáissica do Grupo Setuva.

A oeste-sudoeste da estrutura antiformal Setuva, na região do Betara (folha Curitiba), afloram metabasitos em duas manchas alongadas segundo E-W e SW-NE, supostas rochas ortometamórficas segundo O.J. Marini (*op.cit.*). A norte de Bocaiúva do Sul, no meio dos gnaisses da citada estrutura Setuva, são também frequentes as intercalações de rochas anfibolíticas, embora não mapeáveis à escala usada.

#### 4.4.2.3 - Rochas metapsamíticas

Estas rochas exibem expressivas exposições, em especial entre a região do Betara e a cidade de Barra do Turvo e constituem numerosas intercalações em gnaisses, tal como as do item anterior, embora mais possantes e mapeáveis. São responsáveis pela sustentação das serras Branca, Manducaia (folha Apiaí) e Bocaina (folhas Curitiba e Antonina), entre outros relevos menos importantes. Distribuem-se por quartzitos que, no caso da serra da Bocaina, são ortoquartz-

zitos puros segundo A. Muratori (inédito), quartzitos ferruginosos ou itabiritos, gonditos, muscovita-quartzo-xistos, metarenitos e metarcôseos e raros *metacherts*. Os quartzitos micáceos incluem litotipos como muscovita-quartzitos, biotita-quartzitos e biotita-muscovita-quartzitos. Nos morros da Glória e Betara os quartzitos podem evoluir para quartzofilitos (F. Batolla Jr. *et alii*, 1977a). Cristas de quartzo remobilizado são também frequentes e quartzitos a seritica ocorrem no bairro de S. Felipe (folha Curitiba) e a leste da serra da Bocaina, junto ao rio Putunã (folha Antonina).

Conforme contido nas considerações preliminares a sequência ectinítica, inclusive os quartzitos basais, acima dos gnaisses, presentes no anticlinório de Anta Gorda, foi excluída do Grupo Setuva. Nos gnaisses desta região, de estruturas dobradas, constituídas por anticlinais e sinclinais, estendendo-se desde Tuneiras e Água Clara a Poço Grande e Ribeirão do Perau, ocorrem numerosas intercalações quartzíticas, há muito descritas por E. Trein (inédito): *quartzitos puros ou parcialmente micáceos, feldspáticos ou com magnetita que ocorrem intercalados nos gnaisses, compondo as anticlinais de Tirivas e Anta Gorda.*

#### 4.4.2.4 - Rochas metapelíticas e semi-pelíticas

Tais rochas acompanham as dos itens anteriores, embora apresentem distribuição areal maior. Quanto a suas intercalações nos gnaisses Setuva são frequentíssimas e igualmente comuns às das rochas metapsamíticas e metaultrabásicas-básicas antes descritas.

Estes metassedimentos distribuem-se por biotita-xistos, muscovita-xistos, biotita-muscovita-xistos, muscovita-biotita-sericita-xistos, epidoto-biotita-sericita-xistos, sericita-xistos, muscovita-quartzo-xistos e quartzo-mica-xistos. Afloram em numerosas manchas, especialmente na região leste e sul de Pacas e nos flancos sul e norte da serra da Bocaina. Nestas regiões os mica-xistos e mica-quartzo-xistos

exibem frequentes níveis ou lentes de quartzitos e quartzo-xistos, bem como penetrações de finos veios quartzosos ou quartzo-feldspáticos, estes últimos concordantes ou discordantes à xistosidade e ou acamamento reliquiar.

Os mica-xistos transicionam gradualmente aos gnaisses, descritos posteriormente, contendo intercalações de quartzitos mais espessas que no seu seio. Por vezes, atingem tal grau de deformação que lhes confere aspecto de leptinolito. Frequentemente os quartzo-biotita-xistos passam a biotita-xistos e sericita-xistos. Estes últimos mostram-se, às vezes, grafitosos.

#### 4.4.2.5 - Rochas gnáissicas

Estas rochas representam o membro basal do Grupo Setuva, embora posteriormente granitizadas, ocorrendo nas porções centrais das grandes estruturas anticlinais, antiformais ou anticlinoriais acima citadas. As rochas gnáissicas em apreço distribuem-se por dois conjuntos, onde a associação litológica apenas difere quanto à frequência dos litotipos presentes. Assim, um deles, naturalmente o mais basal, onde a intensidade da granitização e da diaftorese teria sido mais elevada, é essencialmente constituído por ortognaisses e paragnaisses, geralmente porfiroblásticos e blastomiloníticos. Estes incluem biotita-plagioclásio-ortoclásio-gnaisses, biotita-plagioclásio-gnaisses, hornblenda-gnaisses, biotita-gnaisses, gnaisses facoidais, granito-gnaisses, gnaisses cataclásticos e milonito-gnaisses com intercalações subordinadas de metaultrabasitos, metabasitos, mica-xistos, xistos magnesianos, talco-xistos e quartzitos. O outro conjunto, superjacente ao anterior, é constituído por ortognaisses e principalmente paragnaisses que se alternam com expressivas e frequentes intercalações de mica-quartzo-xistos, mica-xistos, quartzo-xistos, tremolita-xistos, quartzitos, anfibolitos, metabasitos e metaultrabasitos. A individualização de qualquer destas litologias é impraticável, tal o seu ritmismo e possança reduzida.

As rochas em referência afloram na folha Curitiba, distribuídas pela região Setuva, ocupando um anticlinal simétrico, no extremo sudoeste do anticlinório da Anta Gorda e no alto estrutural da região do ribeirão Meia Lua e do rio Capivara. As duas primeiras estruturas, com amplas exposições de ambos os conjuntos gnáissicos, pro seguem para nordeste pelas áreas das folhas Cerro Azul, Antonina e Apiaí. Na região de Campo Largo ocorre pequena man cha de gnaisses leptiníticos, enquanto a sul de Bocaiúva do Sul e do rio Putunã (folhas Curitiba e Antonina) ocorre expressiva faixa de gnaisses predominantemente blastomiloníticos. Os gnaisses, ocorrendo na estrutura da região Setuva, exibem geralmente uma textura facoidal ou porfiroblástica (*augen-gnaisses*) segundo O.J. Marini *et alii* (1967).

Os paragnaisses Setuva transicionam gradualmente às litologias ectiníticas, quer capeantes quer intercaladas, pelo que evidenciam ter tido origem na granitização destas últimas. Tal transição, em relação aos xistos capeantes, pro cessa-se através de epidoto-biotita-sericita-xistos, entre outros litotipos, havendo uma perda progressiva na frequência dos feldspatos.

Para E. Ebert (*op.cit.*) existem três tipos de gnaisses na estrutura Setuva, aflorantes entre os km 49 e 57 da Estrada da Ribeira, definidos como gnaisse-granito grosseiro, gnaisse-granito fino e paragnaisse. Os gnaisses graníticos finos seriam *leuco-granitos moderadamente deformados por processos tectônicos* segundo aquele autor.

Os gnaisses da região do ribeirão Meia Lua e do rio Capivara são mesocráticos e grosseiros com fenoblastos de feldspato rosado que, às vezes, apresentam deformação. Em geral ocorrem alterados e assemelham-se aos da região de Tirivas-Anta Gorda.

As rochas do segundo conjunto litológico ou associação gnaisses-ectinitos indiferenciados afloram principalmente na estrutura Setuva, a norte de Bocaiúva do Sul, no

anticlinório da Anta Gorda, em especial em seu extremo nordeste, a leste do ribeirão do Perau (entre as serras Anta Gorda e Caixão dos Mendes) e, por fim, a este-nordeste de Pacas, em direção ao rio Pardo e Barra do Turvo (entre o rio Pimentas e Barra do Turvo). Nestas regiões, em especial nesta última, além dos paragnaisses, estão presentes, em não menos frequência, leptinolitos, leptinitos, anfibólio-xistos e biotita-gnaisses com intercalação de anfibolitos, quartzitos e ou quartzo remobilizado. Entre os xistos, fazendo parte deste mesmo conjunto, considerados os litotipos predominantes, pelo menos entre o rio Pimentas e Barra do Turvo, citam-se anfibólio-xistos, mica-xistos, mica-quartzo-xistos, quartzo-sericita-xistos, talco-xistos e sericita-clorita-talco-xistos. Entre as rochas gnáissicas mais frequentes na mesma região citam-se os biotita-microclínio-plagioclásio-gnaisses, biotita-gnaisses, epidoto-biotita-gnaisses, milonito-gnaisses e gnaisses leptinolíticos ou leptiníticos. Os anfibolitos ocorrem, menos frequentemente, intercalados nas litologias anteriormente referidas (I.P. Paiva *et alii*, 1977).

#### 4.4.2.6 - Relações tectono-estruturais, geocronológicas e genéticas

As rochas da sequência em discussão evidenciam contato geralmente tectônico com os gnaisses e migmatitos do Complexo Cristalino, contíguos a sul-sudeste. Relativamente às rochas Açungui, seu contato se dá frequentemente por falhamentos de amplitude regional, às vezes de caráter transcorrente. Porém, noutros casos, talvez a maior parte, tais contatos processam-se de modo transicional e por concordância estrutural, não havendo, conforme sucede acima dos gnaisses da Anta Gorda, a começar pelos quartzitos inclusive, separação entre as rochas tradicionalmente consideradas Setuva e Açungui. Constatou-se aqui, que os leptinitos tidos até recentemente como incluídos no Grupo Açungui, de idade tradicionalmente aceita como brasileira, além de serem idênticos aos do Grupo Setuva, litológica e estruturalmente, tam

bém forneceram idades isotópicas Rb/Sr convencionais pré-brasileiras, que serão comentadas mais adiante. Deste modo, ao tornar-se impraticável sua individualização, optou-se por integrar no Grupo Açungui todas estas rochas ectiníticas ocorrendo no anticlinório da Anta Gorda ou contiguamente. O Grupo Açungui torna-se, assim, bem mais abrangente no tempo em que se distribui sua gênese, exigindo, por tal razão, proximamente, sua redefinição cronolitoestratigráfica.

As litologias do Grupo Setuva exibem foliações, xistosidades, acamamentos reliquiais e ou bandamentos metamórficos direcionados geralmente segundo  $N60^{\circ}-80^{\circ}E$ . Contudo, entre a serra da Bocaina, Pacas e os rios Putunã e Capivari, às colônias Marquês de Abrantes e João XXIII (folhas Apiaí e Antonina), as rochas gnáissicas evidenciam foliação gnáissica quase sempre próxima de E-W, tendendo ligeiramente ora para NW ora para NE. Aqui, a atitude do seu mergulho mostra sentido para norte, ou aproximadamente nordeste ou noroeste, conforme a citada tendência de orientação. Na mesma região citada, a partir da serra da Bocaina, no sentido de Barra do Turvo, as rochas Setuva constituem ampla antiformal de flancos invertidos, que poderá ser consequência de dobramento isoclinal, a qual prossegue para sudoeste, na região Setuva, onde termina por um anticlinal simétrico. O eixo desta dobra maior mergulha para WSW conforme confirmam as lineações minerais e estrias dos gnaisses e quartzitos observados a norte do rio Putunã, cujo mergulho é próximo de  $15^{\circ}SW$ . A vergência desta antiformal observa-se direcionada para sul-sudeste, o que permitirá concluir que nos tempos transamazônicos, durante a suposta gênese das rochas Setuva, o ante-país, margens continentais ou craton ocorreria a sul-sudeste. Nesta estrutura antiformal, precisamente nos quartzitos subjacentes aparentemente aos gnaisses, a norte do rio Putunã (região do Palmital), e nos quartzitos da serra da Bocaina, capeantes dos mica-quartzo-xistos e gnaisses, parecem ocorrer dobras sinclinais e anticlinais de segunda

geração, consequência de redobramento, onde são exibidos padrões de interferência macroscópica do tipo dois de J. G. Ramsay (1967). No extremo sudoeste da citada estrutura, esboça-se um anticlinal simétrico dotado de grande amplitude, cujo plano axial exhibe direção generalizada para ENE.

Na região dos morros da Glória e Betara (folha Curitiba) O.J. Marini (*op.cit.*) supõe a existência de outro anticlinal provável do tipo deitado, com plano axial mergulhando para ENE, cujos esforços de compressão sofridos, teriam direção NNW, conforme sugestão do mesmo autor.

A nordeste de Tunas (folha Cerro Azul), com prosseguimento para a região contígua da folha Apiaí, precisamente a noroeste da falha da Lancinha, ocorrem três anticlinais simétricos de eixo paralelos, designados Anta Gorda, Água Clara e Ribeirão do Perau, os quais mergulham para SW. Fazem parte do anticlinório da Anta Gorda. Seu prosseguimento para sudoeste é interrompido pelo maciço alcalino de Tunas, embora não totalmente, pois suas porções sul-sudeste atingem a folha Curitiba. Na folha Apiaí as rochas gnáissicas Setuva exibem uma faixa dobrada de cerca de 10 km de largura, prolongando-se para ENE do ribeirão Perau, precisamente entre este, os rios Grande e Limoeiro e o ribeirão Forquilha. Aqui terminam as citadas estruturas maiores, mostrando numerosos sinclinais e anticlinais menores.

As rochas Setuva foram submetidas, conforme referido, a metamorfismo regional e granitização diferenciais, após o que sofreram diastrofismo tanto mais intenso quanto mais competentes e homogêneas eram suas rochas. A citada granitização, responsável pela gênese dos níveis basais Setuva, que contém ortognaisses e principalmente paragnaisses, teria ocorrido em ambiente de facies anfibolito pelo menos, enquanto a fase diaforética superposta teria sido retrometamórfica. Por outro lado, à medida que se sobe na escala litoestratigráfica, em direção às capeantes ectiníticas, a

granitização vai desaparecendo e, com esta, a intensidade do metamorfismo regional, o qual atinge apenas a facies xistos verdes nos ectinitos, caracterizado pelas sub-fácies quartzo-albita-epidoto-muscovita e quartzo-albita-epidoto-biotita (O.J. Marini, *op. cit.*).

Apesar de numerosas datações radiométricas, nas rochas Setuva, terem fornecido idades brasileiras, em vista do rejuvenescimento termo-tectônico do Ciclo Brasileiro, apenas serão apresentados e discutidos a seguir os resultados radiométricos pré-brasileiros, que caracterizam a gênese da sequência em apreço como de idade provável transamazônica.

A primeira idade radiométrica K/Ar pré-brasileira, obtida na hornblenda de um metagabro da sequência em apreço, forneceu  $783 \pm 18$  m.a. (R. Salamuni e J.J. Bigarella, 1967). Este valor, embora isolado, reflete elevado rejuvenescimento do Ciclo Brasileiro, mas, mesmo assim, apesar de híbrido, é anterior ao intervalo das idades sincinemáticas brasileiras.

Recentemente F. Batolla Jr. *et alii* (1977b) obtiveram nos gnaisses da região Setuva três idades Rb/Sr convencionais ( $1925 \pm 251$ ,  $1930 \pm 290$  e  $1757 \pm 184$  m.a.), as quais forneceram a idade isocrônica Rb/Sr de  $1395 \pm 145$  m.a. com uma razão inicial de 0,705. F. Batolla Jr. *et alii*. (1977a e b) consideraram que nesta idade teria ocorrido intensa fase diastrófica das rochas Setuva, responsável pela gênese de algumas das citadas estruturas, fase essa suposta relacionada a um ciclo ainda desconhecido, mas correlacionável ao Ciclo Espinhaço. Interpretando os anteriores resultados de acordo com o contexto geotectônico regional em que se inserem as rochas do Grupo Setuva crê-se que a citada idade isocrônica Rb/Sr reflete uma idade mínima para as rochas gnáissicas e, por extensão, ectiníticas. Tal idade corresponderia a intenso retrabalhamento diaforético e, por consequência, termo-tectônico, das rochas Setuva, durante o Rifeano Inferior a Médio, ou seja, mais precisamente, o período inicial do Proterozóico Médio (1600-900 m.a.),



entre cerca de 1550 e 1250 m.a.

Este tectonismo rígrado também se refletiu nas rochas ectiníticas capeantes, embora mais suavemente, devido a sua menor competência. Por outro lado, tal tectonismo de idade rifeana predominante, ocorreu também noutras partes do Brasil (maciço do Guaxupé em São Paulo, Bahia, etc.), em África e noutros continentes, não refletindo, por tal razão, nenhum evento tecto-orogênico propriamente dito, embora possa tê-los precedido durante a gênese de bacias tectônicas precoces. Tal conclusão, de que a idade isocrônica Rb/Sr citada deve refletir a da diaftorese que afetou as rochas Setuva e, portanto, não a sua idade genética, é corroborada pelos sete resultados isotópicos Rb/Sr convencionais obtidos pelos trabalhos de detalhamento efetuados por este projeto, (volume VII), em filitos e mica-xistos existentes a noroeste do ribeirão do Perau, as quais mostram idades escalonadas entre  $1201 \pm 31$  e  $2146 \pm 92$  m.a. Estas rochas, ou parte delas, eram, até recentemente, interpretadas como do Grupo Açungui, correlato ao Ciclo Brasileiro. O aumento progressivo das idades obtidas verifica-se no sentido noroeste, em relação aos núcleos gnáissicos Setuva, o que, demonstra os efeitos homogeneizantes daquela diaftorese. A finalizar, tais resultados enquadram-se em duas isócronas de referência precárias, em vista da não cogeneticidade de tais rochas, computadas em cerca de 1170 ( $R_0 = 0,708$ ) e 1330 ( $R_0 = 0,716$ ) m.a., refletindo o mesmo valor obtido na isócrona dos gnaisses Setuva.

Deste modo, ao observar-se que as idades tornavam-se tanto maiores quanto mais afastadas dos gnaisses, quando era de esperar o contrário, concluiu-se pela impossibilidade do mapeamento preciso nas áreas contíguas às estruturas gnáissicas Setuva, Tirivas e Anta Gorda, tendo-se excluído, nesta região, todos os ectinitos do Grupo Setuva para integrá-los ao Grupo Açungui. Assim, o Grupo Açungui passará a englobar rochas de idades brasileira, pré-brasileira e, naturalmente, transamazônica, conforme destacar-se-á na oportunidade.

Do acima exposto poder-se-ã concluir que as rochas do Grupo Setuva representam sequências metavulcano-sedimentares geradas, no mínimo, no início do Proterozóico Médio e, mais provavelmente, no Proterozóico Inferior (Ciclo Transamazônico), conforme preconizado para a região da Serrinha por A.T.S.F. da Silva e N.A. Fernandes (*op. cit.*). Em seguida a sua gênese aquelas rochas foram submetidas a metamorfismo regional, que incluiu granitização e migmatitização diferenciais, tanto mais intensas quanto mais basais e profundas se encontravam tais rochas. É possível, ainda de acordo com E. Ebert (*op.cit.*), que as rochas gnáissicas Setuva basais incluam níveis do seu embasamento arqueano, envolvidas no mesmo processo de granitização, pois não há condições para a exclusão desta hipótese. Esta granitização, conforme observações de campo, foi-se diluindo superiormente, de modo que a transição dos paragnaisses às rochas ectiníticas superjacentes se processou gradualmente por perda progressiva da frequência de quartzo e feldspatos. Posteriormente, encontrando-se o Grupo Setuva já distribuído, da base para o topo, por granito-gnaisses ou ortognaisses, paragnaisses e ectinitos, onde os níveis metaultrabásicos-básicos e quartzíticos são tanto mais frequentes quanto menos granitizada se mostra a sequência, esta foi submetida a intenso processo diaforético diferencial durante o Rifeano Inferior (entre 1550 e 1250 m.a.). Este afetou mais intensamente as rochas basais, por serem mais competentes, transformando-as principalmente em milonito-gnaisses e blastomilonitos. As rochas ectiníticas pré-brasilianas e ou transamazônicas da região do ribeirão do Perau, capeantes dos gnaisses Setuva, exibem um dobramento mais cerrado superposto a outro mais amplo, de suposta idade transamazônica. Aquele pode ter sido contemporâneo daquela fase diaforética ou ulterior, durante o Ciclo Brasileiro (?), pois ainda é desconhecida sua idade. No final do Prê-Cambriano Superior, durante a fase sincinemática do Ciclo Brasileiro, as rochas Setuva foram, de novo, submetidas a metamorfismo regional de baixo grau. Este poderá ter sido responsável, conforme cita E.Ebert (*op.cit.*), pelo

retrometamorfismo dos gnaisses e pelo metamorfismo da facies xistos verdes dos ectinitos, a menos que o mesmo autor se refira ao metamorfismo diastrófico, nitidamente anterior ao Ciclo Brasileiro. Deste modo, através do metamorfismo detectado por aquele autor, progressivo, seguido de retrógrado, no conjunto gnáissico, e equivalente ao retrógrado no conjunto ectinítico, nada parece provar que sejam litologias originalmente distintas no tempo e, em parte, na natureza, tal como se tentou expor acima acerca da granitização diferencial de todo o pacote envolvido.

#### 4.4.3 - Sequência Turvo-Cajati

##### 4.4.3.1 - Considerações preliminares

A Sequência Turvo-Cajati é constituída por litologias predominantemente metassedimentares. Embora a presença local de rochas metaultramáficas-máficas tenha sido detectada, não foram individualizadas, no mapeamento executado, em virtude das suas dimensões pouco expressivas. De qualquer modo, este fato confere caráter vulcano-sedimentar, ainda que restrito, a esta sequência.

A designação de Turvo-Cajati para esta sequência é devida ao fato de que, segundo o vale do rio Turvo e a rodovia BR-116 (entre Cajati e o alto rio Jacupiranguinha), ocorrem as melhores e mais numerosas exposições de suas rochas. Assim, ali, são bem definidos excelentes perfis geológicos, elucidativos da tectônica e da relação entre suas diversas litologias. Por outro lado, optou-se pelo uso do termo Sequência em vez de Grupo, pelo mesmo motivo acima referido para a Sequência Cachoeira, precisamente por indefinição quanto a formações, quer basais quer superiores, apesar da sua subdivisão em associações faciológicas de certa predominância litológica.

A Sequência Turvo-Cajati foi, assim, pela primeira vez identificada, delimitada e designada como uma unidade litoestratigráfica, correlata ao Ciclo Transamazônico, dis

tinta da do Grupo Açungui, tradicionalmente interpretado como de idade brasileira. Para suas rochas, aflorantes na região de Pariquera-Açu, A.T.S.F. da Silva (1978) admitiu que poderiam tratar-se de rochas pré-brasileiras, devido, em grande parte, à sua estruturação. Anteriormente, porém, quase todas as suas rochas eram interpretadas como de idade brasileira, salvo para o caso dos migmatitos estromatíticos, gnaisses bandados da Barra do Azeite e alguns ectinitos como quartzitos e talvez mármore dolomíticos. Estes fariam parte do Complexo Cristalino ou Gnáissico-Migmatítico indiferenciado, correlacionável aos diversos ciclos orogênicos que afetaram a região, inclusive o Brasileiro (U.G. Cordani *et alii*, 1971; L.Q. Kaefer e J.P. Algarte, 1972; G.C. Melcher *et alii*, 1971 e 1973; A. Morgental *et alii*, 1975; I. Lopes Jr. *et alii*, 1977a; I.P. Paiva *et alii*, 1977; A.T.S.F. da Silva *et alii*, 1977a e 1978).

As rochas desta sequência distribuem-se por ampla região, localizada a leste do rio Pardo e a sul das falhas da Lancinha e da Ribeira, cujas exposições prosseguem até um pouco a leste de Pariquera-Açu, nordeste da área da folha Guaraqueçaba e nordeste-noroeste da ilha do Cardoso. Seus afloramentos predominam, no entanto, na região central da folha Eldorado Paulista. Embora se admita que as rochas presentes na serra da Bandeira (Caverna do Diabo), entre as falhas acima citadas, bem como sua continuidade em direção ao rio São Sebastião e ribeirão da Forquilha, também sejam correlatas a esta sequência ou ao Grupo Setuva, supostos contemporâneos, não se dispõem de dados suficientes para tal inclusão.

A caracterização litológica do Grupo Setuva mostra total ausência de rochas metacarbonáticas, enquanto a presença de gnaisses de composição granítica é constante. Porém, a Sequência Turvo-Cajati exhibe frequentes níveis de mármore dolomíticos alternantes, tanto em ectinitos quanto em migmatitos, gnaisses e diatexitos, sendo estes últimos geralmente de composição intermediária e muito raramente granítica.

#### 4.4.3.2 - Rochas metapsamíticas e semi-pelíticas (Sub-Sequência Turvo-Areado)

A associação litológica, correspondente à Sub-Sequência Turvo-Areado, exibe litotipos predominantemente metapsamíticos e subordinadamente meta-semi-pelíticos, com passagens transicionais, verticais e laterais, entre si.

As rochas em referência distribuem-se pela região entre a Barra do Turvo, Barra do Areado e Capela do Cedro. Sua passagem, para leste, à Sub-Sequência Cajati, processa-se transicionalmente, na região entre os cursos superiores dos rios Barreiro e Batatal.

As rochas metapsamíticas e, subordinadamente meta-semi-pelíticas, evidenciam intercalações metacarbonáticas que, quando expressivas e mapeáveis, são incluídas na Sub-Sequência Capela do Cedro, bem como raras intercalações meta-ultramáficas-máficas, que serão descritas na oportunidade.

Entre as litologias mais frequentes citam-se os quartzitos, metarcóseos e metarenitos, frequentemente individualizáveis dos quartzo-xistos e mica-quartzo-xistos, cujas manchas são bem mais extensas e numerosas. Quartzitos calcossilicáticos, gonditos, quartzitos feldspáticos, muscovita-quartzitos e muscovita-biotita-quartzitos são geralmente frequentes.

Aos frequentes níveis quartzíticos, quartzo-xistosos e metarcoseanos são comuns as passagens ou intercalações de mica-quartzo-xistos e, só mais raramente, de granada-biotita-xistos, turmalina-xistos, metabasitos, metassiltitos, metagrauvacas calcíferas, calco-xistos e calcossilicatadas.

Nesta sub-unidade os níveis mais mica-xistosos ou mica-quartzo-xistosos exibem, localmente, migmatitização e feldspatização, assim como injeção de veios quartzo-feldspáticos e ou aplíticos esparsos. Níveis quartzosos, dispostos concordantemente ao acamamento reliquiar, mostram-se dobrados e boudinados. Finos diques e ou veios, de natureza aplí

tica, quartzo-feldspática e quartzosa foram intrudidos, em tempos pós-dobramento, pelo que ficaram preservados de tal dobramento.

#### 4.4.3.3 - Rochas metapelíticas e semi-pelíticas (Sub-Sequência Cajati)

Esta sub-unidade, anteriormente designada Formação Guaraú, por G.R. Sadowski (com. pess., 1979), apenas junto ao rio Guaraú (sul de Cajati), é predominantemente metapelítica e subordinadamente meta-semi-pelítica.

A área, pela qual se distribuem as rochas em referência, localiza-se a leste dos cursos superiores dos rios Batatal e Barreiro, até as regiões de Pariquera-Açu, ilha do Cardoso e Taquari. Conforme referido, sua transição às rochas da Sub-Sequência Turvo-Areado é gradativa e relativamente subjetiva.

Estas litologias são geralmente mais finas e evidenciam caráter mais rítmico que as da sub-sequência anterior.

Os metapelitos predominantes alternam-se, ritmicamente, principalmente mais para leste, com frequentes níveis de metargilitos, metassiltitos, metarenitos finos, filitos, metagrauvacas e ardósias. Subordinadamente também ocorrem leptinolitos, quartzitos, metarenitos, metarcóseos, gonditos, gnaisses e mármore dolomíticos. Localmente afloram metaultrabasitas, metabasitas, talco-xistos e esteatitos que serão citados posteriormente. As anteriores rochas síltico-argilosas finas associam-se às mica-xistosas e mica-quartzo-xistosas com grande frequência, embora em níveis quase sempre pouco expressivos.

Entre os litotipos predominantes desta sub-sequência citam-se biotita-muscovita-xistos, biotita-sericita-clorita-xistos, muscovita-biotita-xistos, granada-biotita-sericita-clorita-xistos, muscovita-quartzo-xistos, biotita-quartzo-xistos, biotita-sericita-quartzo-xistos, biotita-serici-

ta-clorita-quartzo-xistos, granada-biotita-quartzo-xistos, granada-biotita-clorita-quartzo-xistos, granada-muscovita-biotita-clorita-quartzo-xistos e granada-clorita-muscovita-quartzo-xistos. Estas litologias exibem efeitos locais ou mais gerais de feldspatização e migmatização.

Granada-biotita-clorita-quartzo-xistos, presentes a norte de Jacupiranga, extremamente corrugados e crenulados, exibem a intrusão de paleodiques. Estes últimos mostram-se cortados por pequenos corpos granitoides, o que permite concluir que os citados mica-quartzo-xistos se originaram em tempos pré-brasilianos.

Entre as litologias subordinadas destacam-se os metassiltitos que são muito frequentes na região de Pariqueira-Açu.

#### 4.4.3.4 - Rochas metacarbonáticas (Sub-Sequência Capela do Cedro)

Estas rochas apresentam geralmente distribuição pouco expressiva, embora numerosas ocorrências ou pequenas manchas tenham sido detectadas e mapeadas. Intercalam-se predominantemente nas rochas da Sub-Sequência Turvo - Areado. Ocorrem desde a região de Capela do Cedro à serra da Dúvida, onde se intercalam em migmatitos estromatíticos, bem como segundo o vale do rio Turvo e seus principais afluentes e entre Barra do Turvo e Barra do Areado. Em menor frequência, suas rochas também exibem intercalações, geralmente mapeáveis, nos gnaisses bandados de Barra do Azeite nos epibolitos e diatexitos, das regiões de Capelina e de Forquilha, e nas rochas da Sub-Sequência Cajati, distribuídas pelas regiões de Forquilha e oeste de Pariqueira-Açu, entre outros locais.

Crê-se que muitas das ocorrências metacarbonáticas representam níveis repetidos do mesmo pacote, devido ao estilo de dobramento ser isoclinal inclinado e recumbente em algumas áreas.

As principais litologias distribuem-se por mármo

res dolomíticos e, mais raramente, calcíticos (epidoto-flogopita-mármore, diopsídio-tremolita-mármore, forsterita-tremolita-mármore e tremolita-mármore, entre outras variedades), além de metadolomitos. Alternam frequentemente e, às vezes ritmicamente, com tremolita-quartzo-xistos, calcosericita-clorita-xistos, quartzitos calcossilicáticos, calcossilicatadas, quartzo-xistos, quartzitos e sericita-biotita-clorita-quartzo-xistos. Estes últimos litotipos evidenciam certos níveis mais mica-xistosos relativamente feldspatizados. Metagrauvacas supostas calcíferas ocorrem localmente de modo subordinado.

#### 4.4.3.5 - Rochas metaultramáficas-máficas

São de expressão limitada e intercalam-se no meio das rochas metapsamíticas e metapelíticas antes descritas, bem como gnáissicas e migmatíticas descritas a seguir.

Metaultrabasitos e seus derivados, por retrometamorfismo e intemperismo, como esteatitos, talco-xistos, tremolita-xistos e calco-xistos, ocorrem, a sul de Cajati, no seio de migmatitos estromatíticos, bem próximo do rio Guaraú. Rochas semelhantes parecem aflorar em meio aos ectinitos Turvo-Areado a sudeste da serra da Dúvida. Metabasitos e anfibolitos ocorrem na região de Barreiro (vale do rio Turvo) e em Barra do Braço.

Metaultrabasitos, metabasitos e anfibolitos constituem ainda corpos de dimensões irrepresentáveis no meio dos gnaiesses bandados presentes a sul-sudoeste de Barra do Azeite e a sul de Capela do Cedro.

#### 4.4.3.6 - Rochas gnáissicas de Barra do Azeite

Estas rochas, exibindo perfeito bandamento, afloram expressivamente a sul-sudoeste de Barra do Azeite, com excelentes exposições na rodovia BR-116, no rio Jacupiranguinha e a sul da região de Capela do Cedro. Afloram, ainda, no meio de ectinitos, entre os rios Lavra e Bananal, de modo



bastante subordinado, associando-se a leptinolitos. O mesmo ocorre na região de Pariquera-Açu. Apresentam-se, ora alternando ora flanqueando, aparentemente pelo sul, os ectinitos antes descritos, em concordância estrutural.

Entre os diversos tipos de gnaisses presentes nestas rochas citam-se os piroxênio-biotita-anfibólio-gnaisses e os granada-biotita-anfibólio-gnaisses, entre outros. Estes exibem coloração cinza escura, perfeito bandamento e foliação gnáissica. De modo predominante os gnaisses ocorrendo a sul de Capela do Cedro evidenciam coloração mais escura e efeitos cataclásticos mais intensos do que aqueles ocorrendo a sul-sudoeste de Barra do Azeite. Na região de Pariquera-Açu, embora subordinadamente e irrepresentáveis, foram detectados granada-biotita-gnaisses e granada-hornblenda-plagioclásio-gnaisses.

Intercalados nestes gnaisses são frequentes os níveis e ou enclaves e xenólitos, por vezes boudinados, de mármore dolomíticos, calcossilicatadas, mica-quartzo-xistos, *metacherts*, quartzitos, metabasitos, metaultrabasitos e anfibolitos. Estes litotipos ficaram preservados da total remobilização, embora tivessem sido bem recristalizados e boudinados.

A foliação gnáissica destas rochas exhibe uniformidade retilínea impressionante, às vezes levemente ondulada, concordante como o seu bandamento litológico. A gênese destas rochas gnáissicas teria resultado após intensa recristalização granoblástica acompanhada de transposição durante o dobramento isoclinal. Este último fenômeno superpôs-se ao primitivo acamamento de uma sequência vulcano-sedimentar clástico-química e preservou as lineações e foliações das rochas originais, desenvolvendo-as ainda mais. A remobilização destes gnaisses por granitização e migmatitização, na proximidade da Barra do Azeite, foi tão intensa, que se originaram gnaisses migmatíticos de estrutura dobrada, isto é, verdadeiros migmatitos granitóides. A migmatitização, quer contemporânea quer posterior à sua gênese, é relativamente limitada

da, sendo evidenciadas duas gerações distintas de neossoma quartzo-feldspático, disposto segundo veios pouco espessos, enquanto a feldspatização ocorre segundo certas faixas acompanhando o bandamento metamórfico, gnáissico ou litológico. Esta feldspatização é bem mais desenvolvida e intensa a sul de Capela do Cedro. Aqueles veios neossomáticos são predominantes de modo concordante ao bandamento das rochas gnáissicas, enquanto discordantemente são menos frequentes. Diques pegmatíticos e graníticos representam o terceiro e último evento observado, embora magmático granítico, que considera-se correlato à fase pós-cinemática brasileira.

#### 4.4.3.7 - Rochas migmatíticas

Embora as rochas anteriormente citadas não deixem de ser igualmente migmatíticas como as que serão descritas a seguir, elas exibem, no entanto, características próprias. Apresentam, assim, maior homogeneidade dentro de cada bandamento litológico-metamórfico e fraca migmatitização ulterior, sendo aquela homogeneização consequência de intensa recristalização granoblástica diferencial e transposição, algo diferente de uma verdadeira granitização global.

Entre os migmatitos em apreço predominam os de estrutura estromatítica e paleossoma ectinítico do tipo mica-quartzo-xisto predominante. Outras estruturas como dia disítica, dictionítica, oftálmica e dobrada (K.R. Mehnert, *op. cit.*) ocorrem localmente.

Os epibolitos, tal como os migmatitos homogêneos, originaram-se por migmatitização, regra geral, pouco intensa a partir das rochas ectiníticas Turvo-Cajati, quase sempre preservando o seu acamamento e ou foliação primitivos. Deste modo a transição de uma litologia à outra é sempre gradativa, sendo o contato de precisão quase impossível.

Estes migmatitos estromatíticos distribuem-se por numerosas manchas localizadas nas regiões entre Capelinha-Forquilha e o rio Pardo, passando por Capela do Cedro, Ribeira

rão Grande e serra da Dúvida, a sul-sudoeste de Barreiro, entre a Barra do Areado e a intrusão alcalino-ultrabásica de Jacupiranga; a sul de Cajati em direção a Palmeiras, a norte de Jacupiranga (acima do rio Turvo), a noroeste e este-sudeste de Pariquera-Açu e sobre o Complexo Itapeúna, desde a região sul de Barra do Areado a Eldorado Paulista. Seu paleossoma mica-quartzo-xistoso predominante, conforme referido acima, é constituído por quartzo-feldspato-biotita-xistos para a região de Palmeiras e por muscovita-biotita-feldspato-quartzo-xistos para a região de Forquilha. Nesta última região, estes migmatitos, além de exibirem estrutura estromatítica, apresentam também estrutura *augen* ou oftálmica, em consequência da presença de porfiroblastos de granada, feldspato e agregados ovóides de quartzo e feldspato. Aqui, estes mesmos migmatitos incluem possante pacote com cerca de 10 m de espessura, de mármore dolomítico. Os epibolitos capeantes ou contíguos das rochas granitóides do Complexo Itapeúna passam gradualmente a suas rochas.

Além dos migmatitos heterogêneos já referidos, afloram também migmatitos homogêneos ou granitóides dos tipos diatexito homogêneo, anatexito, nebulito e epibolito homofânico. Estes migmatitos preservam, de modo subordinado, xenólitos ou grandes enclaves de mármore dolomíticos, anfibólitos, calcossilicatadas, metabasitos e metaultrabasitos, entre outras litologias. Sua área de distribuição é pequena, situando-se desde a região da Capelinha à fazenda Faxinal e a norte da Capela do Cedro na região do Ribeirão Grande.

Estes migmatitos granitóides mostram-se encaixados, quer nas litologias ectiníticas citadas acima quer contiguamente aos gnaisses de Barra do Azeite e aos migmatitos heterogêneos bem mais frequentes, aos quais passam gradualmente quase sempre. Sendo consequência de intensa migmatitização, granitização e metassomatismo, exibem dobras de fluxo, denotando nível estrutural profundo, e transposições frequentes. Nestas rochas as estruturas estromatítica, nebulítica, *schlieren* e localmente *schöllén* (K.R. Mehnert, *op.cit.*)

são habitualmente comuns.

Os diatexitos homogêneos, anatexitos e epibolitos homofânicos exibem perfeita foliação gnáissica, geralmente concordante com a das rochas encaixantes. Sua composição é variável entre tonalítica e granítica. Do ponto de vista macroscópico estes migmatitos e, em especial os epibolitos homofânicos, podem ser designados genericamente por hornblenda-biotita-gnaisses, embora totalmente distintos dos gnaisses bandados da Barra do Azeite, bem como dos do embasamento arqueano. A presença de fenoblastos de K-feldspato é relativamente grande.

#### 4.4.3.8 - Relações tectono-estruturais, geocronológicas e genéticas

As rochas Turvo-Cajati anteriormente descritas constituem uma sequência metamórfica de natureza vulcano-sedimentar, embora predominantemente clástico-química.

O contato das rochas da Sequência Turvo-Cajati com as encaixantes do embasamento arqueano, a sul e oeste-sudeste, com as do Grupo Setuva, a oeste, e com as do Grupo Açungui *sensu lato*, a norte-noroeste, é geralmente tectônico, através de numerosos falhamentos, muitos dos quais transcorrentes, ou, menos frequentemente, através de discordância estrutural. Esta, observa-se em toda a região sul e sudeste da folha Eldorado Paulista, sendo provavelmente de caráter tectônico por empurrão no alto rio Jacupiranguinha. Com os granitos Guaraú e Itapitanguí e o complexo alcalino-ultrabásico de Jacupiranga o contato é intrusivo discordante. Porém, em relação ao Complexo Itapeúna, o contato dos migmatitos é geralmente transicional.

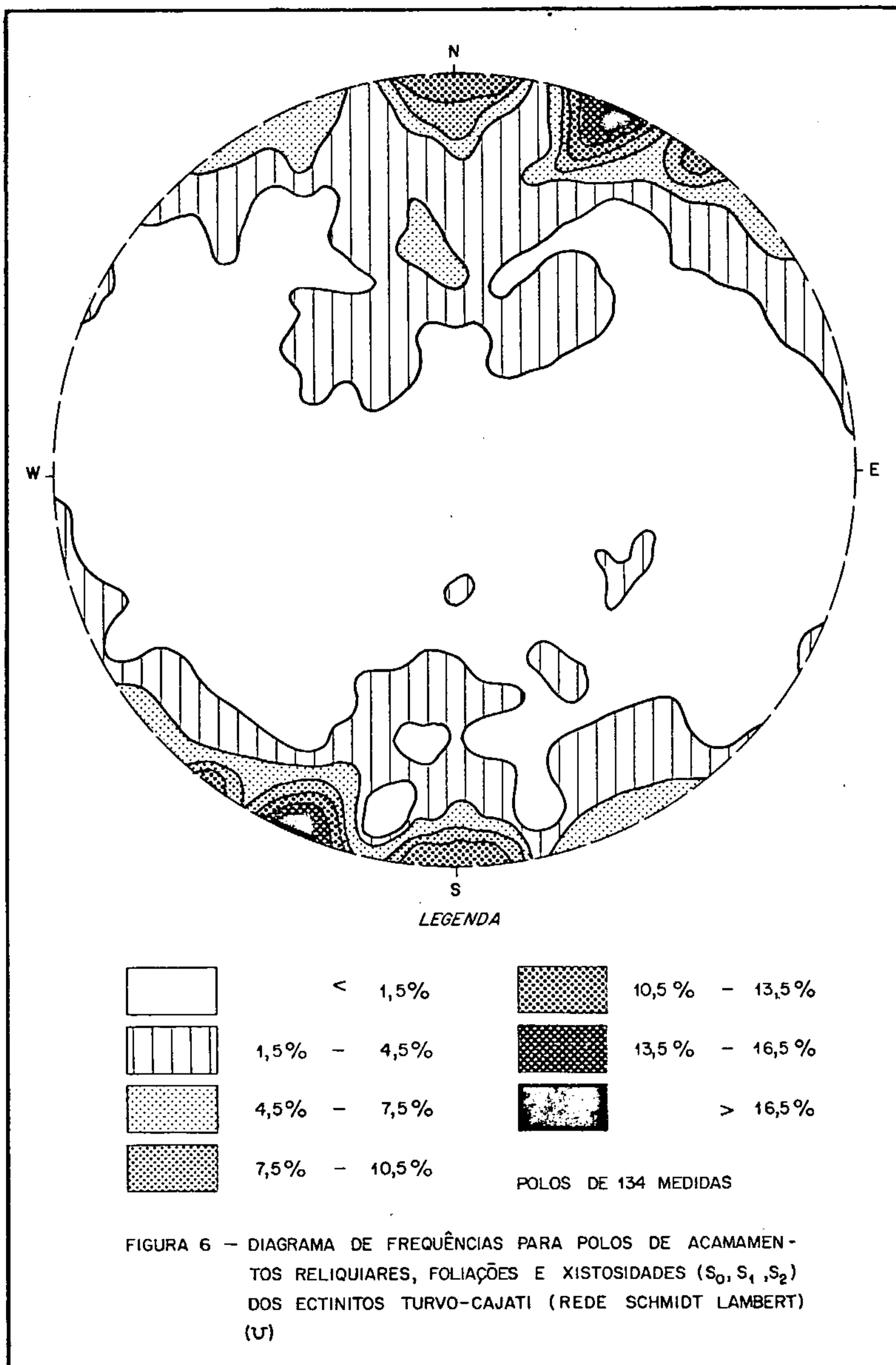
As rochas da Sequência Turvo-Cajati e do Grupo Setuva exibem estruturação bastante semelhante, embora predominantemente segundo E-W para aquela unidade. Apesar da região ocupada pelas rochas Turvo-Cajati, em particular, entre o rio Pardo e Barra do Azeite, estar altamente tectoniza

da, pelo que a sequência em apreço se encontra frequentemente perturbada por milonitização de suas rochas, tal fato não generalizou o processo. Assim, fora destas zonas cataclásticas, tornou-se possível verificar que, no caso dos ectinitos Turvo-Cajati, o acamamento reliquiar, foliação, xistosidade e ou bandamento metamórfico, em regra concordantes, exibem atitudes próximas de E-W, com mergulho variável ( $N70^{\circ}W$  a E-W e  $N60^{\circ}W$  a E-W), conforme se constata através do diagrama estereográfico da figura 6. A mesma atitude, quanto à foliação gnáissica, xistosidade ou bandamento metamórfico, é verificada para os migmatitos heterogêneos ou epibolitos, gnaisses bandados de Barra do Azeite, diatexitos homogêneos, anaxiticos e epibolitos homofânicos da mesma sequência, cujos diagramas de frequência, não apresentados aqui, exibem perfeita concordância. Aliás, outro fato não era de se esperar, pois todas as rochas Turvo-Cajati são supostas geradas num mesmo período pré-orogênico e submetidas ao mesmo estilo de dobramento e metamorfismo regional, ainda que diferenciais, quer em função do nível estrutural quer em função da natureza de suas rochas.

A xistosidade dos ectinitos e dos gnaisses mostra-se dobrada com o acamamento reliquiar, bandamento metamórfico ou foliação.

As lineações minerais e de estrias dos ectinitos, a sul de Barreiro, e dos gnaisses de Barra do Azeite com estruturas colunares (*mullions*), existentes na rodovia BR-116, exibem atitudes E-W,  $10^{\circ}E$  para os primeiros e  $N60^{\circ}-70^{\circ}W$ ,  $25^{\circ}-45^{\circ}SE$  a  $N75^{\circ}E$ ,  $35^{\circ}NE$  para os segundos. Porém, entre as regiões de Barreiro e de Barra do Turvo, os ectinitos exibem as mesmas lineações, embora com sentido do mergulho para oeste, isto é, E-W,  $25^{\circ}-30^{\circ}W$ .

O estilo de dobramento holomórfico apresentado pelas rochas Turvo-Cajati, parece ser simétrico entre Pariqueira-Açu, Barra do Azeite, Barra do Areado e Água Quente (entre Barreiro e Capela do Cedro), sendo a amplitude das dobras cada vez menor quanto mais se aproxima do extremo oes-



te-sudoeste. Seus eixos mergulham geralmente para leste. Porém, ao aproximar-se da região sul-sudoeste de Barra do Azeite, entre Capelinha-Forquilha, Capela do Cedro e serra da Dúvida, o dobramento holomórfico simétrico torna-se cada vez mais cerrado até se transformar em isoclinal. Aqui ocorrem numerosas dobras anticlinais e sinclinais de flancos invertidos, com eixos mergulhando para leste de acordo com as citadas lineações que são paralelas aos referidos traços axiais das dobras. Os planos axiais destas exibem atitudes próximas de E-W com mergulhos para sul da ordem de 30° a 60°. Na região de Forquilha-Capelinha, no alto rio Jacupiranguinha, os gnaisses evidenciam ocupar a zona periclinal de uma dobra cônica maior, dobrada isoclinalmente. Como estas rochas gnáissicas, bem como migmatíticas, mica-quartzo-xistosas e metacarbonáticas associadas, exibindo o mesmo estilo de dobramento isoclinal, ocorrem contiguamente ao embasamento arqueano, admite-se que teriam sofrido maior metamorfismo, granitização, migmatitização e soerguimento seguidos de cavalgamento, durante a gênese das estruturas dômicas dos gnaisses arqueanos do alto rio Turvo, anteriormente referidas. Também não se exclui que parte de alguns migmatitos granitóides ali presentes, tenha resultado, por retrabalhamento e remobilização, de rochas arqueanas pré-existentes. Deste modo o contato dos gnaisses de Barra do Azeite, epibólitos homofânicos e até quartzitos da Sequência Turvo-Cajati com os gnaisses dômicos a sul, discordantes estruturalmente entre si, deve ser, provavelmente, uma falha de empurrão.

Na região entre Barreiro e Barra do Turvo o estilo de dobramento dos ectinitos em apreço é suposto isoclinal de tendência recumbente, onde uma dobra anticlinal de flanco invertido e uma provável dobra anticlinal deitada exibem vergência para noroeste ou norte-noroeste. Os seus traços axiais mergulham 25°-30° para oeste, enquanto seus planos axiais são horizontais ou de mergulho suave para sul. A nordeste da mesma região, em direção à Caverna do Diabo e à Barra do Areado, o dobramento holomórfico parece ser simétrico.

Aquele sentido da vergência é idêntico ao das rochas dobradas isoclinalmente da região entre a serra da Dúvida e Forquilha, anteriormente referido. Deste modo pode-se concluir que, em tempos considerados transamazônicos, conforme tenta-se provar a seguir, a Sequência Turvo-Cajati teria tido por ante-país, margens continentais ou craton mais próximo a região localizada a noroeste, no sentido da Bacia do Paraná.

As rochas ectiníticas da serra da Bandeira (Caverna do Diabo), entre as falhas da Ribeira e da Lancinha, prolongando-se na direção do anticlinório Tirivas-Anta Gorda, devem ser, na sua maior parte, de idade Turvo-Cajati ou Setuva, isto é, transamazônica. Porém, devido a atual dificuldade de separação das rochas do Grupo Açungui, tido até recentemente como tradicionalmente brasileiro, apesar das referidas idades isotópicas Rb/Sr convencionais pré-brasileiras, faltam elementos de campo suficientes para sua individualização precisa. Por isso, tal como referido para o Grupo Setuva, estas rochas da Caverna do Diabo e congêneres a oeste-sudoeste manter-se-ão incluídas no Grupo Açungui *sensu lato* até sua redefinição oportuna.

De acordo com o exposto anteriormente, o embasamento arqueano contíguo a sul, exhibe, de modo subordinado, estruturação de algumas das suas rochas segundo E-W aproximadamente. Esta atitude foi interpretada como consequência de prováveis reorientações durante o Ciclo Transamazônico ou de rochas geradas neste ciclo, mas não individualizadas das rochas arqueanas. Mas a estruturação das rochas Turvo-Cajati é de idêntica orientação, embora distinta das do Grupo Açungui *sensu lato* que, no caso do extremo norte-noroeste da folha Eldorado Paulista, exibem acamamento reliquiar, xistossidade e ou foliação orientada para N55°E aproximadamente.

O metamorfismo regional que afetou as rochas Turvo-Cajati evidencia intensidade bastante diferenciada. Assim, desde os migmatitos homogêneos ou granitóides e gnaisse bandados, onde foi atingida a facies anfibolito superior,



até aos migmatitos heterogêneos e ectinitos passou por graus de intensidade bem diferenciados. Nestes ectinitos, quando envolvidos pela migmatitização e metassomatismo, o metamorfismo regional atingido foi o da transição da facies anfíbolito para a facies granulito, de pressão intermediária da série facial do tipo Barroviano (A. Myashiro, 1973), pois em alguns locais coexistem minerais como granada, biotita, muscovita, estauroлита, cianita e sillimanita, conforme constatado por G.C. Melcher *et alii* (1971 e 1973) e A. Morgental *et alii* (1975).

De qualquer modo os ectinitos exibem metamorfismo da facies xistos verdes (sub-facies quartzo-albita-epidoto-almandina) à facies anfíbolito (sub-facies-sillimanita-almandina-ortoclásio) da série facial do tipo Barroviano (A. Myashiro, *op.cit.*). Entre as rochas ectiníticas, somente as metacarbonáticas, metabásicas e metaultrabásicas exibem apenas metamorfismo regional nas facies xistos verdes ou xistos verdes inferior, quando retrometamorfizadas, como no caso dos talco-xistos e esteatitos.

Os dados isotópicos de idade, disponíveis para as rochas Turvo-Cajati, são apenas representados por uma idade radiométrica K/Ar. Esta idade aparente, obtida em anfíbólio dos gnaisses bandados de Barra do Azeite, forneceu o valor de  $1380 \pm 45$  m.a. (U.G. Cordani e I. Bittencourt, 1967). Apesar de ser um valor isolado e de as idades K/Ar serem geralmente mínimas por refletirem, mais ou menos intensamente, o último aquecimento homogeneizante, pode-se concluir que se trata de idade pré-brasiliana, afetada termicamente, quer pela tectonização rifeana ou uruaçuana quer pelo metamorfismo regional sin a tardi-cinemático brasileiro ou intrusão granítica pós-cinemática, igualmente brasileira, responsável pela gênese do granito Guaraú, entre outros. Embora tal idade se enquadre perfeitamente no valor da idade isocrônica Rb/Sr para os gnaisses Setuva (F. Batolla Jr. *et alii*, 1977b), o que reflete, em nossa opinião, o efeito diaforético do Rifeano Inferior e não o Ciclo Uruaçuano ou Espinhaço, por

falta de elementos geológicos suficientes, admite-se que as rochas gnáissicas e, inclusive, toda a Sequência Turvo-Cajati, originaram-se em tempos transamazônicos.

Pode-se concluir que, além da citada idade isolada, a presença de xistosidade dobrada com o acamamento reliquiar, crenulada e redobrada; da intensa transposição, da estruturação segundo E-W aproximadamente, da vergência para noroeste ou norte-noroeste e do metamorfismo regional, em regra diferentes das das rochas do Grupo Açungui, ocorrendo em certas bacias supostas brasileiras típicas com segurança, vem em defesa de uma idade pré-brasiliana e, provavelmente, transamazônica para a Sequência Turvo-Cajati.

#### 4.4.4 - Rochas granitóides transamazônicas

Estas rochas granitóides homogêneas, embora foliadas quase sempre intensamente, distribuem-se por diversas manchas nas folhas Antonina, Guaraqueçaba, Eldorado Paulista, Iguape, Registro e Pedro de Toledo, precisamente a sul da falha de Cubatão.

Apesar destas litologias serem consideradas do Pré-Cambriano Médio, não se exclui a hipótese de muitas delas serem, inclusive, de idade arqueana superior, devido à sua relação com o embasamento granito-gnáissico arqueano. Se houvesse análises modais ou químicas destas rochas granitóides poder-se-ia concluir melhor acerca da sua cronoestratigrafia. Quer dizer, saber-se-ia que muitos destes granitóides seriam arqueanos desde que evidenciassem uma razão  $K_2O/Na_2O$  sempre inferior à unidade, de acordo com o que tem sido constatado em tantos granitóides arqueanos de numerosos escudos. No entanto, por falta de dados geológico-estruturais, geocronológicos e litogeoquímicos e, porque foram rejuvenescidas no Ciclo Brasileiro, embora se duvide de sua gênese neste evento, serão descritas, sob certa reserva, neste ítem. Contudo, se fossem consideradas pós-transamazônicas, tal fato negaria frontalmente opinião anteriormente exposta.

De acordo com o que foi afirmado acerca da migmatitização e metassomatismo, predominantemente transamazônicos, quando da migmatitização e feldspatização das rochas gnaissóides arqueanas, crê-se também que os numerosos maciços e complexos granitóides embrechíticos da área estudada devem ser essencialmente de mesma idade. Mas, porque o Ciclo Brasileiro teria provocado certa rehomogeneização isotópica em suas rochas e, em especial, nos feldspatos, além da neoformação destes, não se tem, no momento, outra alternativa senão considerá-las brasileiras, embora com grandes reservas. Acredita-se, ainda, que a época das mais intensas e amplas feldspatização, migmatitização e granitização superpondo-se às rochas gnáissicas arqueanas teria sido a do Ciclo Transamazônico. Muitos estudos de campo, litogeoquímicos e geocronológicos deverão ser futuramente executados em todas as rochas granitóides metassomáticas ou de anatexia para se ter uma precisão, senão definitiva, pelo menos não tão subjetiva quanto a de que se dispõe atualmente.

Quase todos os grandes maciços e complexos granitóides exibem caráter polidiapírico. Mesmo grandes maciços polidiapíricos, predominantemente magmáticos, como o da Graciosa, exibem granitóides anatexíticos e tonalitos a granodioritos gnáissicos de nítida evolução pré-brasiliana. Estas litologias, mesmo tendo sido originalmente magmáticas, passaram por estágios tectono-metamórficos bem anteriores ao Ciclo Brasileiro. Apesar disso interpreta-se todo o maciço da Graciosa, entre outros, como magmático pós-cinemático brasileiro por exesso, consequência de mapeamento de pequena escala e, como tal, mais impreciso.

Entre as litologias granitóides mais frequentes citam-se granito-gnaisses, granitos anatéticos, diatexitos homogêneos, nebulitos, anatexitos e epibolitos homofânicos. Mais localmente foram detectados granada-granito-gnaisses ou leptinitos e biotita-anfibólio-tonalitos a granodioritos.

Um dos maiores maciços é o de Uru, mapeado na região centro-nordeste da folha Antonina. Exibe uma estrutura

ção próxima de N-S, entre a serra da Repartição e o rio Capivari, sendo cortado pela rodovia BR-116. Admite-se que suas rochas constituem uma braquiantiforme. Exibem, assim, um grande núcleo mais homogeneizado que transiciona gradualmente para rochas gnáissicas arqueanas e gnáissico-migmatíticas pouco migmatitizadas. No seu extremo sul-sudoeste, junto ao rio da Sorte, ocorre a intrusão de granito suposto pós-cinemático brasileiro, conferindo-lhe também caráter polidiapírico. Embora exibam frequentes fenoblastos de K-feldspato, suas rochas nunca se tornam embrechíticas, pelo que sua feldspatização não foi muito intensa. Predominam os epibolitos homofânicos, granito-gnaisses, diatexitos homogêneos, anatexitos e granitos anatéticos. Estes últimos evidenciam-se na parte central do maciço, onde praticamente desaparece a foliação, enquanto os primeiros predominam na periferia. Na direção desta as rochas exibem cada vez mais enclaves e xenólitos de rochas gnáissicas e metabásicas. Sua foliação mostra-se geralmente direcionada para N-S a N30°E, vertical, embora também ocorram frequentes atitudes próximas de E-W, vertical, sendo estas provavelmente impressas no Ciclo Transamazônico.

Na cidade de Antonina e contiguamente a sul (Colônia Saiva) afloram granito-gnaisses cinza claro bem foliados segundo N30°E, 80°SE. São muscovita-biotita-granito-gnaisses com granada que, no caso da Ponta da Pita, exibem evidente cataclase, podendo ser designados de milonito-gnaisses. Estes granito-gnaisses forneceram idade isotópica Rb/Sr convencional de  $581 \pm 14$  m.a. (Tabela da pg. 33), refletindo os efeitos termo-tectônicos brasileiros e naturalmente cataclásticos.

Na região de Itaqui, precisamente no flanco sudeste do morro Nhaporanga, foram detectadas rochas granitóides arroxeadas com evidente foliação, que foram designadas como biotita-anfibólio-tonalitos a granodioritos. São rochas ricas em anfibólio e biotita, além de, mais raramente, piroxênio. Rochas desta natureza costumam originar-se por magmatismo sin-orogênico dentro de cinturões móveis cujo metamorfis

mo regional teria sido bastante intenso. Daí a opção em posicioná-las nos tempos transamazônicos. Contiguamente, em todo o morro Nhaporanga, afloram apenas muscovita-granitos, bem homogêneos e equigranulares, que foram interpretados como sendo tardi a pós-cinemáticos brasileiros e totalmente diferentes daqueles.

A leste do extremo nordeste da serra Nhundiaquara, na folha Guaraqueçaba, ocorre pequena mancha de granada-granito-gnaisses ou leptinitos leucocráticos e foliados segundo N80°E, vertical. A estruturação incipientemente dobrada, a foliação gnáissica e a natureza destas rochas são idênticas às dos granada-granito-gnaisses ou leptinitos aflorantes nas regiões de Caraguatatuba e Ubatuba (A.T.S.F. da Silva *et alii*, 1977a), cuja idade mínima para sua gênese teria sido transamazônica. Admitiu-se também que poderiam ter sido granulitos ácidos, posteriormente retrometamorfizados, fato que foi tornado extensivo para as citadas rochas semelhantes de Nhundiaquara.

Na região de Faxina (Taquari), a norte do rio Taquari (folha Guaraqueçaba), tem-se uma mancha com pouca expressão areal de rochas granitóides que transicionam gradualmente às encaixantes gnáissico-migmatíticas do embasamento. Seus principais litotipos são diatexitos homogêneos, granitos anatéticos, anatexitos e epibolitos homofânicos de tendência embrechítica. Ainda são preservados biotita-hornblenda-gnaisses, mostrando-se como paleossoma dos migmatitos de estrutura *schöllén* locais. Outras estruturas como *schlieren*, dobrada e nebulítica são as mais frequentes. Na alguns anatexitos porfiroblásticos observa-se a transposição de dobras menores e ou de xistosidade.

Entre os maciços granitóides o Complexo Itapeúna, ocorrendo entre as regiões central e nordeste da folha Eldorado Paulista, sudoeste da folha Registro e noroeste da folha Iguape, é o de maior área aflorante assim bem como o de maior diversidade litológica. Suas rochas, distribuem-se entre a região de Areado e a serra do Votupoca e exibem conta

tos tectônicos com o Grupo Açungui, a norte, através da falha de Cubatão, e, nalguns casos, com as rochas Turvo-Cajati. Contudo a maior parte dos contatos com as rochas ectiniticas e migmatíticas Turvo-Cajati, por toda a região, e gnáissico-migmatíticas do embasamento, na região da serra do Votupoca, é através de transição gradual com aparente concordância estrutural. Os migmatitos e ectinitos citados transicionam de tal modo aos granitóides Itapeúna que, por vezes, seu contato é indefinível ou aproximado. Frequentemente, o Complexo Itapeúna inclui rochas de migmatitos heterogêneos, quer do embasamento arqueano quer da Sequência Turvo-Cajati, por impossibilidade de sua individualização. Nalguns casos foi possível separar essas litologias migmatíticas capeantes, conforme sucede a sul de Itapeúna e Eldorado Paulista, onde constituem verdadeiros tetos. As rochas do Complexo Itapeúna em apreço distribuem-se por granitos de anatexia, granitos cataclásticos, granito-gnaisses, diatexitos homogêneos, epibolitos homofânicos, anatexitos e outras litologias menos homogêneas. Hornblenda-biotita-gnaisses e anfibolitos, entre outros litotipos, são frequentemente encontrados como seus principais xenólitos e enclaves. A feldspatização está sempre presente, embora de modo limitado. Sua foliação gnáissica segundo N80°E, 35°SE, a sul de Eldorado Paulista, isto é, próxima de E-W, bem como sua constante foliação cataclástica são também as suas principais características. Estas rochas granitóides exibem composição geralmente intermediária, entre tonalítica e granítica. Outras litologias graníticas mais recentes provavelmente ocorrem também no Complexo Itapeúna intrusivas nos tempos pós-cinemáticos brasiliaños. Tratam-se de granitos porfiróides calco-alcalinos, de coloração rosada, localizados junto à Barra do Braço, entre outros locais, e de granitos aplíticos alcalinos avermelhados, bastante frequentes no extremo nordeste, na serra do Votupoca. Este magmatismo superposto ao maciço granitóide autóctone do Complexo Itapeúna, embora reativado posteriormente, confere-lhe caráter nitidamente polidiapírico.

Entre as folhas Iguape e Registro, precisamente a leste da serra do Votupoca, e na folha de Registro, a norte da cidade homônima, em núcleo anticlinal, embora irrepresentável à escala utilizada, afloram migmatitos homogêneos do tipo diatexito homogêneo, anatexito e epibolito homofânico, bem como granito-gnaisses, granitos de anatexia e, menos frequentemente, agmatitos e epibolitos.

Desde o limite oriental da folha Registro, a sul da falha de Cubatão, até a cidade de Pedro de Toledo, na folha homônima contígua, bem como a sul desta, na região norte da ponta da Juréia, ocorrem numerosas manchas granitoides, geralmente encaixadas no embasamento gnáissico-migmatítico. Entre tais maciços granitoides destacam-se, pela sua maior área de ocorrência, os do bairro do Taquaruçu, a sul de Juquiã, e do rio Rangel, a sudoeste de Pedro de Toledo. Quer nestes maciços granitoides quer nos de menor expressão afloram sempre os mesmos tipos de rochas, distribuídos por granito-gnaisses, granitos de anatexia, diatexitos homogêneos, metatexitos, anatexitos e epibolitos homofânicos. Nelas ocorrem frequentemente xenólitos e enclaves dos migmatitos heterogêneos encaixantes, bem como de metabasitos, anfibolitos, tremolita-xistos, calcossilicatadas, mármorees dolomíticos e hornblenda-biotita-gnaisses. Entre as estruturas mais frequentes observam-se as do tipo nebulítico e *schlieren*, enquanto as do tipo *schöllén*, agmática e *augen* ou oftálmica são mais subordinadas. Estas rochas granitoides são geralmente foliadas, sendo sua foliação gnáissica ou bandamento metamórfico sensivelmente concordante com a do embasamento encaixante. A feldspatização, regra geral, não se encontra muito desenvolvida, salvo em certas porções do maciço do rio Rangel.

A rehomogeneização, no sentido granítico, das rochas granitoides anteriormente descritas, por granitização, migmatitização e metassomatismo superpostos às litologias do embasamento, foi sempre incompleta quanto à composição e à estruturação parcialmente preservada. Es-

tas rochas granitoides raramente atingem a composição granítica, ao mesmo tempo que preservam a estruturação das rochas encaixantes, bem como xenólitos e enclaves destas.

De acordo com as idéias já expostas sobre a gênese dos migmatitos e da feldspatização do embasamento arqueano pode-se concluir que a gênese das rochas granitoides ora descritas, além de muitas descritas como granitoides brasileiros, teria ocorrido principalmente no Ciclo Transamazônico, embora não haja condições de excluir a participação dos ciclos Jequié e Brasileiro em tal processo.

#### 4.5 - Proterozóico Inferior a Superior

##### 4.5.1 - Grupo Açungui

##### 4.5.1.1 - Considerações preliminares

As rochas metamórficas supracrustais (ectiníticas), distribuindo-se pela atual Faixa Dobrada Apiaí, especialmente ocorrendo no Primeiro Planalto Paranaense, foram incluídas, pela primeira vez, por O.A. Derby (1878), na designada "Série Assunguy".

Posteriormente, L.F. Gonzaga de Campos (1923), para rochas semelhantes ocorrendo no Estado de São Paulo, propôs a designação de "Série" São Roque, considerando-a de idade siluriana, no que foi acompanhado por E.P. de Oliveira (1927). L.F. de Moraes Rego (1933) continuou preservando aquela designação. No entanto, admitiu sua continuidade pelo vale do rio Ribeira de Iguape com a citada "Série" Açungui, pelo que foi apoiado por P.F. de Carvalho e E.A. Pinto (1937).

A.I. Oliveira e O.H. Leonardos (1943) sugeriram que se mantivesse a designação de São Roque no Estado de São Paulo e Açungui para o Estado do Paraná, ao mesmo tempo que correlacionaram esta unidade com a "Série" Minas.

Diversos autores consideraram as rochas do atual



Grupo Açungui como de idade algonquiana, a qual foi reforçada por F.F.M. de Almeida (1944) ao descobrir o fôssil *Collenia itapevensis*.

As rochas Açungui foram correlacionadas com as da "Série" Minas, bem como com as dos grupos Porongos e Brusque, entre outros, por R. Mack (1947), atribuindo-lhes idade eo-algonquiana.

J.J. Bigarella e R. Salamuni (1956b e 1958a,b), numa primeira tentativa, propuseram a subdivisão da "Série Açungui" nas formações Setuva, Capiuru e Votuverava.

Ao serem descobertos novos fôsseis por F.F.M. de Almeida (1956), este autor propôs a designação de Formação Itaiacoca para as rochas metacarbonáticas da região de Itararé, pertencentes à sequência em apreço. Tal unidade é equivalente à Formação Capiuru.

O.J. Marini *et alii* (1967), além de acrescentarem àquela subdivisão citada a Formação Água Clara, como sendo a unidade superior da sequência, propuseram, tal como W. T. Hennis *et alii* (1967), a designação de Grupo Açungui, em vez de "Série" Açungui, em virtude do Código de Nomenclatura Estratigráfica (1961) considerar esta última uma unidade cronoestratigráfica, enquanto aquela significa uma unidade litoestratigráfica, por se ignorar a idade correta da sua gênese.

U.G. Cordani (1971), ao analisar as numerosas idades radiométricas disponíveis relativas ao Pré-Cambriano da região costeira do Atlântico Meridional da América do Sul, onde se encontram as rochas do então Cinturão Orogênico Ribeira, e rochas representantes do Ciclo Transamazônico, concluiu ser de natureza siânica o substrato do geossinclínio Ribeira. No mesmo ano, com K. Kawashita, executou numerosas datações Rb/Sr nos maciços graníticos intrusivos nas rochas do Grupo Açungui.

E. Ebert (1971), ao estudar a região do anticlinal de Setuva, propôs, conforme referido anteriormente, a subdivi-

visão das rochas da Formação Setuva em ectinitos Setuva, integrados na base do Grupo Açungui (idade brasileira), e mais pré-Setuva, de idade entre a do Grupo Açungui e a do Complexo Cristalino. Também O.J. Marini (1970) e R.A. Fuck *et alii* (1971) colocaram a Formação Setuva fora do Grupo Açungui, como seu substrato, embora posicionando-a no Prê-Cambriano Superior e, portanto, mais moderna que o Complexo Cristalino.

Mais recentemente Y. Hasui *et alii* (1975) propuseram que se preservasse em separado os grupos Açungui e São Roque, este último localizado apenas no Estado de São Paulo, a norte da falha transcorrente dextral de Taxaquara. Ambas as unidades fariam parte do Sistema Dobrado Apiaí.

As rochas do Grupo Açungui constituem várias sequências dobradas, de natureza metavulcano-sedimentar, ainda não definidas no tempo, conforme exposto anteriormente. Suas rochas supracrustais, como é sabido, assentam-se sobre um embasamento de natureza nitidamente sílica (U.G. Cordani, *op.cit.*).

Recentemente, a partir de trabalhos de campo, secundados por algumas determinações isotópicas Rb/Sr de idades absolutas, executados por este projeto nas rochas do tradicional Grupo Açungui, entre outras, considerado, até o momento, de idade brasileira, pode-se concluir que a sua gênese teria ocorrido durante um intervalo de tempo bem mais amplo. Muitas das suas rochas, senão a maior parte, ainda não suficientemente individualizadas, devido a impossibilidades diversas, são sequências dobradas supracrustais de idade pré-brasiliana e ou transamazônica, tal como as atuais sequências Setuva e Turvo-Cajati descritas acima. Estão estas rochas supracrustais assentadas, conforme se supõe, diretamente sobre o embasamento arqueano, servindo de embasamento às supracrustais ectiníticas e migmatíticas (?) de idade brasileira. Estas rochas supracrustais ectiníticas dobradas Açungui ocupam ainda numerosas bacias, onde ficaram preservadas da sua total destruição por erosão.

Deste modo constata-se atualmente a presença dos níveis basais ou raízes das rochas dobradas supracrustais brasileiras do Grupo Açungui *sensu stricto* e, principalmente, da sua infraestrutura ectinítica e ou migmatítica dobrada pós-arqueana, com a qual se tem confundido. Embora algumas unidades, como a Sequência Turvo-Cajati, tivessem sido individualizadas tentativamente, pois deverão ser obtidos mais dados estruturais e geocronológicos, muito há para ser redefinido acerca do Grupo Açungui *sensu lato*, aqui apresentado, cuja idade se distribui pelo intervalo desde o Ciclo Transamazônico ao Ciclo Brasileiro.

As sequências metassedimentares e ou metavulcano-sedimentares do Grupo Açungui exibem, em numerosos locais, frequentes níveis ou camadas de metaconglomerados. Todavia, até ao momento, os numerosos geólogos que se têm dedicado ao estudo das suas rochas nunca se pronunciaram categoricamente quanto à existência de metatilitos. Na maior parte, senão totalidade, das metassequências do Proterozóico Superior (900-570 m.a.) do Hemisférico Sul, distribuídas pela Austrália, União Indiana, África Austral e mesmo no Brasil (Grupo Bambuí), a presença de metatilitos originados em duas épocas (c. 850-700 e 700-650 m.a.) é uma das suas características mais relevantes (R.P. Coats e W.V. Preiss, 1980). Tal não parece ser extensivo às rochas do Grupo Açungui, a menos que a sua idade seja pré-brasileira, conforme se reconheceu anteriormente para a maior parte das suas litologias.

Relativamente à sub-divisão do Grupo Açungui, excluída a citada Formação Setuva, efetuada por J.J. Bigarella e R. Salamuni (1956b e 1958a,b), F.F.M. de Almeida (1956) e O.J. Marini *et alii* (1967), em formações Capiru (Itaiacoca), Votuverava e Água Clara, definidas para a região do Primeiro Planalto Paranaense, torna-se impraticável quando extrapolada para toda a área do projeto. Tal sub-divisão tem assim, ao que parece, um interesse histórico mais local que regional. Tem-se dito que a Formação Votuverava superpõe-se à Formação Capiru, sendo a Formação Água Clara a mais jovem.

No entanto, mesmo na região onde foram definidas estas formações, persistem numerosos problemas por resolver. Foi assim que J.J. Bigarella e R. Salamuni. (1958b) admitiram ser provável que a Formação Votuverava poderia ser mais antiga que a Formação Capirú, em virtude das frequentes intercalações metabásicas e anfibolíticas que contém. Estas, conforme referiram, são habitualmente comuns nas porções basais do geossinclínio, evidenciando sua possível relação com derames ofiolíticos.

Devido a tal imprecisão, quanto à relação de idades das formações em que fora dividido o Grupo Açungui e, ainda, pela sua irrepresentabilidade e extrapolação, em escala regional, ao nível do mapa geológico, descrever-se-á em seguida a unidade em apreço segundo suas grandes associações litológicas, apenas tentativamente, da base para o topo.

#### 4.5.1.2 - Rochas gnáissicas, metaultramáficas-máficas e metapelíticas indiferenciadas

Estas rochas representam uma associação indiferenciada dos litotipos mais antigos do Grupo Açungui, nos quais estão incluídos os gnaisses considerados pré-Açungui. Sua área de distribuição ocorre nos extremos noroeste e nordeste das folhas Capão Bonito e Guapiara, respectivamente, onde constituem algumas manchas bem expressivas entre o bairro do Faxinal e o bairro do Capote, este último a nordeste de Ribeirão Branco, com passagem pelo bairro dos Proenças e Apiaí Mirim.

Não foi possível sua individualização devido ao elevado intemperismo, inexpressibilidade e efeitos cataclásticos que os afloramentos apresentam. Em seu extremo noroeste ocorrem capeadas pelas rochas do Supergrupo Tubarão. No entanto, a maior parte dos contatos com as encaixantes é aproximado ou transicional, como no caso dos metassedimentos Açungui e mesmo granitos, e intrusivo discordante relativamente aos granitos magmáticos pós-cinemáticos brasileiros.

Entre as diversas litologias, pelas quais se distribuem estas rochas, tem-se biotita-hornblenda-gnaisses do embasamento, milonito-gnaisses, biotita-hornblenda-granitos, metaultrabasitos, metabasitos, anfibolitos, mica-xistos e rochas de metamorfismo de contato do tipo hornfels. As rochas metabásicas e anfibolíticas são tanto de natureza ortometamórfica quanto parametamórfica. Algumas destas últimas litologias encontram-se encaixadas em rochas calco-xistosas e foram influenciadas termo-tectonicamente pela intrusão granítica contígua.

As rochas em apreço evidenciam corresponder à base da bacia Açungui, não importa sua idade, ou mesmo à sua periferia norte-noroeste. A existência das rochas do embasamento e o intenso tectono-magmatismo expresso por numerosas rochas cataclásticas, metaultrabásicas, metabásicas e, por fim, em tempos pós-cinemáticos brasileiros, granitos alcalinos magmáticos, comprovam tal hipótese, isto é, do magmatismo pré-orogênico.

#### 4.5.1.3 - Rochas metaultramáficas-máficas

Estas rochas, muito frequentes segundo as zonas central e periférica norte-noroeste da bacia Açungui, acompanham os metassedimentos Açungui, nos quais se encaixam geralmente. Foram individualizadas numerosas manchas. Sua distribuição, segundo a estruturação regional das rochas Açungui, ocorre de modo predominante nas regiões do rio Xiririca, ribeirão Itacolomi, bairro dos Cândidos, córrego dos Ferreiras (folha Capão Bonito), bairro Maria Rosa, córrego da Ponte Alta com prosseguimento em direção ao bairro do Banhado Grande, bairro de Santana-bairro da Monjolada, bairro dos Frias, entre Ribeirão Branco e bairro do Nicácio (folha Guapiara), entre o córrego do Piririca, os rios Pedro Cubas e Pilões (folha Eldorado Paulista) e Iporanga, entre Mato Preto, ribeirão da Forquilha, Barrinha e ribeirão do Perau, sul-sudeste de Apiaí, segundo a faixa central do sinclinal do Calabouço (folha Apiaí), entre o ribeirão do Perau

e Tunas, serra do Carumbê (folha Cerro Azul), oeste-sudoeste do Bairro do Veado de Cima (folhas Cerro Azul e Itararê), Abapã (folha Piraí do Sul), Chacrinha (folha Campo Largo) e segundo uma faixa NE entre a região de Tunas (folha Cerro Azul) e Santa Cruz (folha Curitiba).

As rochas citadas constituem corpos alongados de espessura relativamente pequena, enquanto se prolongam geralmente por quilômetros, intercalados de modo predominante em metassedimentos síltico-argilosos. Todas estas rochas representam um magmatismo ultrabásico-básico, bastante comum no início da evolução de um geossinclínio, embora aqui se saiba que tais sequências vulcano-sedimentares se distribuem desde o Ciclo Transamazônico ao Ciclo Brasileiro e, portanto, correlacionáveis a mais do que um geossinclínio. Algumas das rochas aqui referidas ocupam verdadeiros tetos dos granitóides dos complexos Três Córregos e Cunhaporanga, podendo serem de natureza paramamórfica.

Entre as litologias em apreço cita-se com bastante frequência a presença de metaultrabásitos, metabásitos, anfibólitos, anfibólio-xistos e clorita-anfibólio-xistos.

As rochas metabásicas de Apiaí ocupam o núcleo do sinclinal do Calabouço. Seu prolongamento para nordeste termina na folha Guapiara. Parece constituir um *sill* dobrado com a estrutura maior. Suas rochas exibem composição distribuído-se por metagabros, metabásitos, metadiabásios e metamonzonitos, entre outros litotipos. Anteriormente, este complexo metabásico foi designado de Gabro Apiaí de idade mesozóica. Porém, devido à sua estruturação concordante com a das rochas dobradas Açungui e à idade K/Ar obtida no plagioclásio de um metagabro ( $675 \pm 41$  m.a.), apesar de valor isolado, conclui-se por sua idade mínima brasileira.

As rochas metaultrabásicas-básicas ter-se-iam originado, na maior parte, como consequência de manifestações magmáticas pré-orogênicas alternando com a sedimentação nesse período inicial, relativo aos vários ciclos, durante os

quais foram geradas as rochas Açungui. Acredita-se que, são uma pequena parte de tais rochas, tenham resultado de intruções posteriores à sedimentação, embora de modo concordante à sua estratificação, após o que foram metamorfizadas. Daí o fato de muitos metabasitos serem verdadeiros epidiotabásios e epigabros resultantes de prováveis *sills* intrusivos nos metassedimentos. Aliás, a mancha metabásica a sul-sudeste de Apiaí, deve corresponder, certamente, a semelhante fenômeno intrusivo, ocorrido, de qualquer modo, antes dos últimos dobramento e metamorfismo regionais correlatos ao Ciclo Brasileiro.

#### 4.5.1.4 - Rochas metassedimentares e metaultramáficas-máficas-intermediárias indiferenciadas

Estas rochas distribuem-se por três áreas integrando os megassinclínios Ribeira e Guapiara, especialmente em suas porções sudeste. Tais litologias localizam-se, portanto, entre a região a norte de Rio Branco do Sul e a região de Água Clara (contígua ao maciço alcalino de Tunas), entre o rio das Canoas-ribeirão Grande e a serra da Andorinha (acompanhando de perto a falha da Ribeira) e finalmente entre a região de Iporanga e a serra do Jabaquara, principalmente nesta última, localizando-se entre as falhas da Figueira e dos Agudos Grandes.

A heterogeneidade das rochas em apreço é evidenciada pela ocorrência de frequentes níveis alternantes, quase sempre rítmicos, não individualizáveis, porque pouco persistentes. Quando os níveis metabásicos se tornam mais expressivos e seu mapeamento possível, a sua descrição relaciona-se ao item anterior.

As três grandes regiões pelas quais se dispersam as litologias em referência exibem características próprias e, provavelmente, gênese também em idades distintas. Por isso tais litologias serão descritas de modo independente, iniciando-se pelas que ocorrem no extremo sudoeste, locali

zando-se nas folhas Curitiba e Cerro Azul. Aqui, numa região alongada, estendendo-se deste a região de Madre à região de Água Clara, passando por Tigrinho e contiguamente à falha da Lancinha, ocorre uma sequência de rochas metassedimentares siltico-argilosas, semelhantes às da Formação Água Clara, com frequentes intercalações de lentes anfibolíticas e metabasíticas. Algumas destas últimas rochas, como se disse, foram individualizadas. Estes metassedimentos e rochas metabásicas integram a designada Formação Votuverava, podendo ser interpretada como a base do geossinclínio, devido aos representantes metamorfizados de derrames ofiolíticos.

No extremo nordeste do megassinclínório Ribeira, ocorrem metassedimentos, principalmente xistosos, intercalando rochas anfibolíticas e metabasíticas. Distribuem-se assim pelas regiões dos rios Caraça, Ressaca, Forquilha, Epitácio Pessoa e Creciúma e ribeirão da Serra. Trata-se de um conjunto extremamente heterogêneo, constituído por metassedimentos diversos, e possivelmente metavulcanitos, indiferenciados, incluindo filitos grafitosos, calcossilicatadas, mármore, epicalcários, quartzo-xistos, sericita-quartzo-xistos, xistos a biotita e ou muscovita, eventualmente à granada e estauroлита, anfibolitos, anfibólio-xistos, calco-anfibólio-xistos e magnetita-anfibólio-xistos. Grande parte destas litologias integram a designada sequência Perau, de natureza vulcano-sedimentar.

As litologias desta última região exibem metamorfismo geralmente da fácies anfibolito. Ocorrem entre as falhas da Ribeira e da Lancinha onde flanqueiam, pelo noroeste, as estruturas gnáissicas Setuva de modo concordante ou correspondem ao seu prosseguimento para nordeste. Em vista de tais características metamórficas e estruturais e, em função do referido anteriormente para as idades pré-brasilianas obtidas em xistos e filitos desta mesma faixa ou região, concluiu-se que as rochas citadas são pré-brasilianas, senão transamazônicas.

Na terceira região, cujas ocorrências se iniciam



na região de Iporanga com metatraquitos, só se apresentam mapeadas na serra do Jabaquara, contiguamente à falha dos Agudos Grandes. Tratam-se aqui de metassedimentos siltico-argilosos intercalando níveis frequentes de calcofilitos, metamargas, metabasitos, anfibolitos, metatufos e rochas metamorfizadas de composição intermediária a ácida. Esta região, onde predominam as citadas litologias, bem como os metassedimentos siltico-argilosos contíguos, presentes entre as falhas da Figueira e dos Agudos Grandes, desde Iporanga, parece constituir uma bacia mais moderna em relação às anteriores. Sua estruturação suave e baixo metamorfismo, aliado ao tipo de vulcanismo, de natureza intermediária, faz com que se admita uma sequência molássica sin a tardi-cinemática brasileira, em virtude de evidenciar ainda xistosidade e dobramento holomórfico simétrico suave.

#### 4.5.1.5 - Rochas metacarbonáticas e associadas

Estas rochas exibem numerosas manchas na área integrada, distribuindo-se por três faixas principais direcionadas para nordeste. A faixa mais noroeste ocupa as porções centrais do megassinclínório Bom Sucesso, entre os geanticlinais Cunhaporanga e Três Córregos. Suas ocorrências iniciam-se na região de Itaiacoca (folha Campo Largo) e prosseguem para nordeste até às regiões de Bom Sucesso (folha Itararé) e Campina do Veado-Branca (folha Guapiara), com passagem pelas regiões centro-sudeste da folha Piraí do Sul e nordeste da folha Cerro Azul. Aqui predominam as rochas metacarbonáticas dolomíticas e de coloração esbranquiçada. As rochas da faixa noroeste foram incluídas na Formação Itaiacoca, enquanto as da faixa sudeste representariam, na região de Curitiba, a Formação Capiru. As características das rochas metacarbonáticas desta formação são semelhantes à daquela, isto é, predominantemente dolomíticas e esbranquiçadas. Mármore com colorações cinza e esbranquiçada e de composição predominantemente dolomítica ocorrem, apesar disso, nas regiões do rio Larginho e na serra da Bandeira (Ca

verna do Diabo), correspondentes ao extremo nordeste da faixa sudeste. Esta inicia-se na região de Campo Largo (folha Campo Largo), passando por Rio Branco do Sul (folha Curitiba), sudeste da folha Cerro Azul, noroeste da folha Antonina, rio Larguinho (folha Apiaí), em regra contiguamente e a sul da falha da Lancinha, a exceção da serra da Bandeira (folhas Apiaí e Eldorado Paulista). Nesta última região (serra da Bandeira) são frequentes as encaixantes calco-xistosas e calcossilicatadas dos citados mármore calcíticos e ou dolomíticos. Esta faixa sudeste ocupa, portanto, a periferia sudeste do megassinclínio Ribeira.

As rochas metacarbonáticas bem como os calco-xistos, calcossilicatadas e metassedimentos indiferenciados, muito frequentes, distribuídas pela faixa central, exibem características distintas. As rochas metacalcárias desta faixa são geralmente de coloração cinza escura e predominantemente calcíticas, embora epicalcários magnesianos ou dolomíticos ocorram com frequência. Esta faixa metacarbonática localiza-se no flanco sudeste do geanticlinal Três Córregos, precisamente na periferia noroeste dos megassinclínios Ribeira e Guapiara que, por sua vez, se encontram limitados pelos geanticlinais Três Córregos e Setuva (gnaisses do Grupo Setuva) e Três Córregos e Agudos Grandes, respectivamente. Sua presença inicia-se na região de Chacrinha (folha Campo Largo) e termina a sul de Capão Bonito, nas regiões do bairro do Jabaquara e Ribeirão Grande, precisamente a noroeste da falha da Figueira (folha Capão Bonito). Suas exposições mostram-se também no extremo noroeste da folha Curitiba, onde foi definida a Formação Água Clara, e nas regiões sudoeste de Cerro Azul e do Ribeirão do Rocha (folha Cerro Azul), de Adrianópolis-Panelas de Brejaúva, Apiaí e serra do Lageado-Furnas, envolvendo o maciço granítico de Itaoca e contiguamente, a norte, das falhas da Ribeira e da Figueira (folha Apiaí) e entre o bairro do Espírito Santo e Guapiara (folha Guapiara).

Nesta faixa central frequentes exposições de rochas calco-xistosas capeiam superfícies extensas dos granitóides

do Complexo Três Córregos. Muitos destes litotipos sofreram os efeitos termo-tectônicos no contato com os granitóides e outros maciços graníticos a eles relacionados, originando calco-hornfels, tremolita-hornfels, escarnitos e tactitos.

Entre as numerosas litologias citadas, geralmente acompanhando ou intercalando os epicalcários, citam-se epicalcários calcíticos e dolomíticos com intercalações de mármore, calcários, *metacherts*, tactitos, mármore dolomítico e ou calcíticos com frequentes intercalações de epicalcários, epicalcários grafitosos, metadolomitos, calco-xistos com intercalações de epicalcários, filitos, quartzitos, metaconglomerados, metamargas, quartzo-mica-xistos, quartzo-tremolita-xistos, tremolita-hornfels, calco-hornfels, cornubianitos hornblêndicos e piroxênicos, escarnitos, quartzitos calcossilicáticos intercalados a mica-xistos, mármore e epicalcários, calcosilicatadas em geral e brechas intraformacionais.

Estas litologias exibem geralmente metamorfismo de baixo grau, isto é, da facies xistos verdes e ocorrem predominantemente intercaladas nos metassedimentos siltico-argilosos e pelíticos posteriormente descritos. Quando as rochas metacarbonáticas se intercalam indiferenciadamente àquelas últimas litologias, não sendo, portanto, tais litologias individualizáveis, são designadas de modo genérico como rochas calco-xistosas.

As estruturas estromatolíticas são, entre outras, as de maior relevância presentes nas rochas metacalcárias das faixas noroeste e sudeste, em especial em Itapeva e Rio Branco do Sul, onde foram identificados estromatólitos do tipo *Collenia*.

As rochas metacarbonáticas da faixa central não exibem estruturas estromatolíticas. Aqui os epicalcários mostram a presença de pequenas faixas dolomíticas, onde se encontraram lamelas de talco por entre os cristais de dolomita.

Nos epicalcários dolomíticos da faixa noroeste, às

regiões de Abapã, Socavão e Jaguaricatu, entre outras, ocorrem apreciáveis intercalações de corpos talcíferos que, há muito, vem sendo lavrados, achando-se geralmente associados a diques de diabásio ou metabasitos.

Os mármorees anteriormente citados para a região da Caverna do Diabo (serras André Lopes e Bandeira) são essencialmente dolomíticos, enquanto os dos rios Tanque e Larginho, também sendo dolomíticos, distribuem-se por finas intercalações no meio de metassedimentos finos.

#### 4.5.1.6 - Rochas metapelíticas

Estas rochas afloram em numerosas manchas distribuídas pelos megassinclínorios Bom Sucesso, Ribeira, Guapiara e extremo sudoeste do megassinclínório de Cipó. Exibem expressivas exposições acompanhando os restantes metassedimentos Açungui. Distribuem-se, assim, pelas regiões da Vargem Grande (folha Campo Largo), Lageado, sudoeste de Campina do Elias (folha Piraí do Sul), Vila Branca (folha Cerro Azul), Montaria, Ouro Verde, Lagoinha, Bom Sucesso (folha Itararé), bairro dos Boavas, bairro dos Prestes e bairro dos Carvalhos (folha Guapiara) dentro do megassinclínório Bom Sucesso, ribeirão do Rocha, entre Água Clara, contígua ao maciço alcalino de Tunas (folha Cerro Azul), e ribeirão do Perau e entre ribeirão da Forquilha, falhas da Ribeira e da Lancinha e a serra das Andorinhas (folha Apiaí) dentro do megassinclínório Ribeira, Apiaí (folha Apiaí), bairro da Cachimba, bairro do Espírito Santo, bairro da Araucária (folha Guapiara) e leste da Represa São José (folha Registro) dentro do megassinclínório Guapiara, serras das Andorinhas e Bandeira, Itapeúna, Eldorado Paulista (folha Eldorado Paulista), bairro do Aboboral, bairro Guapiruvu (folha Capão Bonito), noroeste de Sete Barras, bairro das Pacas, bairro do Ribeirão Fundo, este-nordeste de Juquiã (folha Registro) e junto ao médio e alto rio São Lourencinho, contiguamente à falha de Cubatão (folha Pedro de Toledo) dentro do megassinclínório Cipó.

As litologias em apreço fazem transição, ocorrendo quer intercaladas quer intercalando, aos restantes ectinitos Açungui, especialmente os metassedimentos siltico-argilosos, carbonáticos e calco-xistosos. Relativamente aos sedimentos paleozóicos seus contatos são por discordância erosiva, quando capeadas por estes últimos. Muitas das manchas metapelíticas capeiam ou contatam com os granitóides, entre os quais os complexos Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes ou Ibiúna, constituindo, frequentes vezes, verdadeiros tetos ainda preservados da erosão. Tais contatos podem ser tectônicos ou transicionais. Neste último caso os citados metassedimentos sofreram intenso metamorfismo regional ou de contato durante a gênese e posterior remobilização e feldspatização dos citados granitóides em tempos, quer brasileiros quer pré-brasileiros, inclusive transamazônicos. Em tais circunstâncias foram gerados metassedimentos de grau metamórfico mais elevado, migmatitos e vários litotipos termo-metamórficos (hornfels).

As rochas citadas incluem, quase exclusivamente, os mica-xistos e mica-quartzo-xistos, que intercalam frequentes níveis ou lentes inseparáveis de filitos, metagrauvacas, metargilitos, quartzitos e localmente metabasitos e anfibolitos, entre outras litologias. Os numerosos litotipos metapelíticos xistosos distribuem-se por sericita-biotita-clorita-xistos, clorita-sericita-quartzo-xistos, clorita-sericita-xistos, quartzo-biotita-xistos, quartzo-sericita-xistos, muscovita-sericita-quartzo-xistos, biotita-sericita-quartzo-xistos, muscovita-biotita-quartzo-xistos, biotita-quartzo-muscovita-xistos, quartzo-muscovita-xistos, biotita-muscovita-quartzo-xistos, granada-muscovita-biotita-xistos e clorita-anfibólio-xistos.

Estas rochas metapelíticas teriam-se gerado durante amplo intervalo de tempo, entre o Pré-Cambriano Médio e Superior, conforme tem-se admitido para outras litologias Açungui, descritas ou a descrever. Assim, acredita-se, que as rochas metapelíticas, pelo menos ocorrendo entre Tunas e

a serra de André Lopes, nos flancos norte e sul desta, bem como a ENE de Eldorado Paulista até ao rio São Lourencinho (folha Pedro de Toledo) são de idade pré-brasiliana e, mais provavelmente, transamazônica. Do mesmo modo podem também ser incluídas, embora com reservas, as rochas mica-quartzo-xistosas com frequentes lentes quartzíticas expostas a sudeste e principalmente a leste da serra da Bocaina, contiguamente ao rio Putunã (folha Antonina). Aqui os metassedimentos pelíticos exibem estrutura concordante com a dos gnaisses Setuva, estes mostrados em algumas "janelas" em seu seio, e metamorfismo mais elevado que o dos metassedimentos siltico-argilosos Açungui ocorrendo a oeste-sudoeste, supotos tipicamente brasileiros. Retornando à região a nordeste de Tunas, entre os ribeirões do Perau e do Rocha, no sentido do primeiro para o segundo, as rochas metapelíticas em apreço (xistos e filitos) forneceram idades isotópicas Rb/Sr convencionais cada vez mais elevadas quanto mais próximas se encontravam do centro da bacia Açungui tradicional. No entanto eram de se esperar idades menores quanto mais afastadas as rochas estivessem dos gnaisses Setuva, o que não ocorre. Assim, de idades convencionais uruaquanas chegou-se a idades transamazônicas. Tal fato, conforme explicado ao se descreverem as rochas Setuva, parece evidenciar que as rochas metassedimentares locais, capeantes das rochas gnáissicas, devem ter-se originado em tempos transamazônicos. Teriam, no entanto, sofrido efeitos diaforéticos diferenciais, tanto mais intensos quanto mais próximas dos gnaisses, durante o citado tempo uruaquano e ou espinhaço (Rifeano Inferior a Médio), pelo que se justificam as idades obtidas de  $1201 \pm 31$  a  $2146 \pm 92$  m.a., enquadradas pelas isócronas de referência computadas em cerca de 1170 m.a. ( $R_0 = 0,708$ ) e 1330 m.a. ( $R = 0,716$ ).

Grande parte destas litologias metapelíticas, localizadas a ENE de Eldorado Paulista, sofreram, geralmente, intensas migmatitização e feldspatização. Admite-se que este processo metamórfico, na sua maior parte, teria sido de ida

de pré-brasiliana e, mais provavelmente, transamazônica, sendo que tais rochas metapelíticas, assim como as que ocorrem na faixa em direção a Tunas e as capeantes dos complexos Cunhaporanga e Três Córregos constituem a infraestrutura supracrustal dobrada das rochas Açungui, realmente brasileiras.

#### 4.5.1.7 - Rochas metapsamíticas

Estas rochas, de natureza clástica, constituem numerosas ocorrências por toda a área mapeada. Exibem manchas relativamente alongadas, embora estreitas, de acordo com a estruturação regional das rochas Açungui. Afloram em todos os megassinclínios anteriormente referidos. Em geral constituem possantes pacotes intercalados às restantes litologias Açungui, com preferência para os metassedimentos siltyco-argilosos descritos posteriormente. São quase sempre rochas constituindo uma unidade intraformacional. Em casos raros, a seguir referenciados, poderão corresponder a posições estratigráficas basais ou superiores da ampla sequência Açungui.

As litologias em apreço distribuem-se por numerosos litotipos como metaconglomerados intraformacionais, quartzitos, metarenitos, metarcóseos, quartzo-filitos e quartzo-filitos ferruginosos. Casos ocorrem em que, por impossibilidade de individualização, foram mapeados indiferenciadamente quartzitos e metarenitos, alternando com níveis mica-quartzo-xistosos, nas serras do Carumbê e da Boa Vista e na região do rio Larguinho ao rio Pardo (folhas Cerro Azul e Apiaí) e serra do Cantagalo (folha Guapiara), entre outros locais.

A distribuição das rochas metapsamíticas predomina pelas regiões de Itaiacoca, entre Rancharia, Chacrinha e Varzedo (folha Campo Largo), Piraí do Sul, Amola-Faca, Campina do Elias (folha Piraí do Sul), Rio Branco do Sul, Tamandaré, entre Rio Branco do Sul e norte-noroeste da serra da Bocaina, serra Vuturuvu (folha Curitiba), Tunas, Água Clara,

serra do Carumbê, morro do Vinte e Sete, leste de Cerro Azul, Gramados (folha Cerro Azul), Montaria-Palmeirinha, sul-sudoeste, leste e nordeste de Bom Sucesso (folha Itararé), norte e sul da serra da Bocaina (folha Antonina), entre Sumidouro, Pacas, rio Larginho e Mato Preto, entre Sumidouro, ribeirão do Perau e Barrinha, Iporanga, Adrianópolis, serra da Boa Vista, Apiaí (folha Apiaí), serra da Vargem Grande, bairro do Pinhal, bairro da Araucária, bairro Correias de Cima, bairro da Palmeirinha, bairro do Prestes, bairro da Usina da Barra, bairro dos Carvalhos, serra do Cantagalo ao bairro do Capote (folha Guapiara), bairro Santana, entre o bairro das Campinas e a serra do Jabaquara, bairro dos Planos, bairro da Samambaia, entre rios Pedro Cubas e Taquari e ribeirão Xiririca (folha Capão Bonito), entre este último e rios Pedro Cubas e Taquari, oeste de Itapeúna (folha Eldorado Paulista) e entre o ribeirão Caepupú e o rio São Lourencinho (folha Pedro de Toledo).

Os metaconglomerados são sempre intraformacionais, sendo polimíticos e oligomíticos. Existem quatro regiões onde é melhor evidenciada a presença destes metaconglomerados intraformacionais. Estes ocorrem intercalados nos metassedimentos siltico-argilosos, não podendo definir a base da ampla Sequência Açungui *sensu lato*. Uma das principais regiões, onde afloram em estreitas faixas ou lentes, é a situada a sul-sudeste da serra do Vuturuvu, intercalados nos metassedimentos da designada Formação Votuverava (J.J. Bigarella e R. Salamuni, 1958b; J.J. Bigarella *et alii*, 1955). Do mesmo modo metaconglomerados ocorrendo na região do bairro do Pinhal (folha Guapiara) estão intercalados a metassedimentos calco-xistosos. Exibem rápidas variações granulométricas e perfeita estratificação. Quanto aos metaconglomerados associados a quartzitos, metarenitos e metarcóseos, ocorrendo a nordeste do bairro do Jabaquara, intercalados a metassedimentos siltico-argilosos, tal como os metarenitos e metarcóseos localizados na mesma região até a serra do Jabaquara (folha Capão Bonito), bem como os metaconglomerados a oes-



te-noroeste de Iporanga, entre as falhas dos Agudos Grandes e da Figueira, pertencem a uma sequência cuja gênese é nitidamente mais jovem. Acredita-se que estes litotipos, que não foram individualizados dos outros metapsamitos, no primeiro caso, e dos metassedimentos siltico-argilosos, no segundo caso, pertencem a uma bacia de caráter molassóide, sin a tardi-cinemática brasileira. A oeste-noroeste de Iporanga, onde parecem constituir a Sequência Iporanga-Betari (E. Daitx, inf. pess., 1980), tais litologias conglomeráticas e encaixantes exibem apenas anquimetamorfismo. Porém, a sudeste e leste de Iporanga (entre a falha dos Agudos Grandes e a falha da Ribeira) ocorrem diversas lentes metaconglomeráticas intraformacionais nos metassedimentos siltico-argilosos não individualizadas destes últimos, embora indicadas cartograficamente, mas cujas rochas são bem mais antigas e mais intensamente dobradas que aquelas. Metaconglomerados suavemente dobrados e sub-horizontais também ocorrem aflorando no vale do rio Betari, a oeste-noroeste da falha da Figueira, no meio dos metassedimentos siltico-argilosos, dos quais são inseparáveis.

Junto a Iporanga os metaconglomerados ali presentes são polimíticos e, segundo O.H. Leonardos (1934 e 1941), foram interpretados como sendo rochas basais da Série Ribeira conforme sua proposta. A oeste-noroeste de Iporanga, isto é, para além da falha da Figueira, ao rio Betari, os metaconglomerados são oligomíticos e representam depósitos cíclicos. Foram aqui individualizados 18 níveis por S. Petri e K. Suguio (1969). Ocorrem intercalados em metassedimentos pelíticos e psamíticos, em sequências gradativas, com passagens a metarenitos. Nos metaconglomerados polimíticos a variação do tamanho dos seixos é maior, chegando a dezenas de centímetros. Os seus seixos constituintes mais comuns são de filito, xisto, quartzo, granito e gnaisse, evidenciando proveniência de material, tanto do embasamento siálico quanto da estrutura supracrustal dobrada, ambos pré-existentes, durante retrabalhamento erosivo e deposicional.

Entre as falhas da Figueira e dos Agudos Grandes, desde a região sudoeste de Iporanga à região da serra do Jabaquara e de São Miguel Arcanjo (fora da área trabalhada), teria ocorrido sedimentação psamítica-pelítica e vulcanismo intermediário a básico em época tardia, conforme referido anteriormente, podendo caracterizar-se assim uma bacia provavelmente molássica brasileira como preconizada acima.

Os metaconglomerados intraformacionais da região da serra do Vutuvuru e, a sudeste desta, são também polimíticos e oligomíticos, sendo os primeiros constituídos por seixos de filito, quartzito, metassiltito, granito, aplito e gnaisse.

As rochas metapsamíticas, distribuídas por quartzitos, metarenitos e metarcóseos, representam a maior parte destas litologias, ocorrendo em amplas áreas quase sempre alongadas segundo a estruturação regional. São supostas constituírem quatro grandes gerações, correspondentes a quatro amplas sequências, dentro da Sequência Açungui *sensu lato*. Teriam sido originadas durante amplo intervalo de tempo que se processou, certamente, desde o Proterozóico Inferior ao início do Paleozóico Inferior. São rochas quase totalmente intraformacionais, cujas encaixantes predominantes são os metassedimentos siltico-argilosos e, menos frequentemente, as rochas metacarbonáticas. A este caráter intraformacional é possível fazer exceção no caso das ocorrências quartzíticas capeantes dos granitóides dos complexos Cunhaporanga e Três Córregos, em particular nas regiões da folha Piraí do Sul, onde constituem tetos preservados ainda da remobilização metamórfica por migmatitização e granitização e ulterior erosão, bem como os níveis quartzíticos que capeiam diretamente os gnaisses Setuva, entre as regiões de Água Clara e do ribeirão do Perau (folhas Cerro Azul e Apiaí). Naqueles a migmatitização está bem patente, não sendo difícil admitir que se tratem de quartzitos basais do Grupo Açungui. Porém, os que capeiam os gnaisses Setuva, sabe-se que são rochas de idade provável transamazônica, subjacentes aos ectinitos

pelíticos que forneceram idades isotópicas Rb/Sr convencionais pré-brasilianas. Embora crendo-se na sua relação com as rochas Setuva não puderam ser individualizadas das sequências mais modernas do Grupo Açungui por impossibilidade cartográfica, mesmo em escala de detalhe, pois não foi detectada uma separação racionalmente satisfatória. Por tal motivo estes quartzitos seriam os da geração mais antiga, base de uma das sequências, no momento, provisoriamente integrada na ampla sequência Açungui. Outras rochas metapsamíticas como metarenitos, quartzitos e quartzo-filitos, ocorrendo entre o ribeirão Caepupu e o rio São Lourencinho (folha Pedro de Toledo), podem ser das mais antigas, pois estes ecinitos e os migmatitos encaixantes ou contíguos exibem um dobramento e características semelhantes (C.D.R. Carneiro *et alii*, 1980) aos da Sequência Turvo-Cajati, cuja idade transamazônica foi preconizada.

A segunda geração ou sequência inclui os quartzitos e outras litologias metapsamíticas, distribuindo-se principalmente pelos metassedimentos siltico-argilosos dos megasinclínorios Ribeira e Guapiara. Nas regiões da serra do Vuturuvu, a sudeste desta e em Rio Branco do Sul (folha Curitiba) integram as formações Votuverava e Capiçu. Seu prosseguimento para nordeste dá origem aos relevos das serras do Carumbé, Boa Vista e Vargem Grande (folhas Cerro Azul, Apiaí e Guapiara), estendendo-se desde a região de Cerro Azul ao extremo sul-sudeste da folha Guapiara e prolongando-se ainda até Ribeirão Grande (folha Capão Bonito). Estes relevos, sustentados por tais quartzitos intercalam também metarenitos, metarcóseos e, não menos frequentemente, litotipos metapelíticos não individualizáveis. Constituem estas litologias os flancos sul-sudeste dos sinclinais ou sinclínorios do Ribeirão do Rocha e do Calabouço, sendo assim os níveis basais das possantes sequências destas bacias. Contudo, em relação aos anteriores quartzitos capeantes dos gnais Setuva, ocorrem entre ambos os pacotes metapsamíticos possantes níveis de metabásicas, mica-xistos e filitos pré-

-brasileiros, senão transamazônicos, já por diversas vezes referidos.

No prolongamento para nordeste das regiões localizadas entre as grandes dorsais gnáissicas Setuva e Tirivas-Anta Gorda, segundo a falha da Lancinha, à região do rio Larginho, foram individualizadas numerosas manchas lenticulares de quartzitos no meio de ampla mancha de quartzitos alternando-se com metapelitos. Se estas litologias metapsamíticas e metapsamíticas-metapelíticas têm alguma relação cronológica, quanto à sua gênese, com as das serras do Carumbê e Boa Vista não se sabe ainda. No entanto, apesar de fazerem parte de outra bacia menor, é possível, paleogeograficamente, admitir-se tal contemporaneidade, embora sem provas concludentes.

A nordeste de Apiaí, em direção à mina do Espírito Santo, especialmente sobre o flanco sudeste dos granitoides do Complexo Três Córregos (folha Guapiara), ocorrem quartzitos, metarenitos e metarcóseos exibindo características cronoestratigráficas desconhecidas em relação aos anteriormente citados para a estrutura do Calabouço que se prolonga em direção à região da serra da Vargem Grande. Porém, no flanco noroeste do mesmo Complexo Três Córregos ocorrem rochas predominantemente metapsamíticas, supostas corresponderem aos níveis inferiores da Sequência Açungui. Predominam aqui os quartzo-xistos e níveis quartzíticos pouco espessos, bem como metassiltitos e filitos subordinados. Tais litologias são muito frequentes nas regiões do bairro do Capote, serra do Cantagalo e bairro Santana. Superiormente a esta metassequência psamítica ocorrem mais pacotes quartzíticos distribuídos por dois níveis, além doutras litologias metacarbonáticas e metapelíticas. Estes níveis quartzíticos mais basais superpõem-se a mica-xistos e associam-se, com frequência, a rochas metabásicas, conforme sucede em Ribeirão dos Prestes e no bairro dos Frias. Naquela região estão presentes metagabros, enquanto metabásicas, metaconglomerados e brechas vulcânicas com fragmentos graníticos afloram no bairro

dos Frias. Suas relações estratigráficas são desconhecidas. Quanto ao segundo nível quartzítico, aflorando na região da Brancal; exhibe níveis metapelíticos e calco-xistosos intercalados.

As relações cronoestratigráficas entre estes três últimos conjuntos quartzíticos e os anteriormente descritos, localizados a sul-sudeste das porções centrais do Complexo Três Córregos, são desconhecidas e é quase impossível de serem regionalizadas no estado atual de conhecimentos.

Os metarenitos, metarcóseos e, menos frequentemente, os quartzitos, quartzitos feldspáticos e os metaconglomerados, em geral intercalados a metassedimentos siltico-argilosos, presentes entre Iporanga e a serra do Jabaquara, especialmente nesta última região, constituem a sequência mais moderna destas rochas, conforme referido acima.

Alguns quartzitos são ferruginosos, enquanto outros evoluem para quartzo-filitos e sericita-quartzitos.

Quartzo-filitos, ferruginosos ou não, constituem algumas manchas alongadas que se intercalam nos metassedimentos siltico-argilosos. Por vezes encaixam manchas quartzíticas. Entre outros locais, predominam na região entre o rio Ribeira de Iguape e o extremo sudoeste do geanticlinal Agudos Grandes (folhas Eldorado Paulista e Capão Bonito). Localizam-se precisamente no extremo sudoeste do megassinclínio Cipó. A este pertencem também os quartzo-filitos, junto ao rio São Lourencinho, anteriormente referidos.

#### 4.5.1.8 - Rochas metapelíticas-psamíticas indiferenciadas

Estas rochas exibem ampla distribuição litológica, impossível de ser individualizada, devido ao seu frequente ritmismo e à inexpressividade de cada nível litológico. Representam, frequentemente, uma sedimentação cíclica, onde todos os litotipos, inclusive metavulcânicos, distribuídos por toda a sequência Açungui estão aqui representados.

Suas exposições são as de maior área de distribuição, entre todas as litologias Açungui. Suas rochas exibem passagens transicionais em relação aos restantes litotipos da sequência em discussão, quer encaixando-os quer sendo encaixadas.

Os metassedimentos siltico-argilosos, que é a associação litológica pela qual se designam as rochas em referência, distribuem-se principalmente pelas regiões de Itaiaoca (folha Campo Largo), Amola-Faca, Pinhalzinho (folha Pirai do Sul), Cerro do Varzeão, Gramados (folha Cerro Azul), entre Montaria e Bom Sucesso (folha Itararé), Campina do Veado, Santa Blandina, bairro da Usina da Barra (folha Guapiara), dentro do megassinclínio Bom Sucesso, entre Campo Largo, Chacrinha, Açunguizinho e São Pedro (folha Campo Largo), sudeste da folha Pirai do Sul, entre Capivara, serra do Vuturuvu, Votuverava e nordeste desta, entre Porungã, Tamarã, Bocaiuva do Sul e Passa Vinte (folha Curitiba), entre Tunas, Cerro Azul, ribeirão do Rocha e serra do Carumbé (folha Cerro Azul), norte e sul da serra da Bocaina, Serrinha (folha Antonina), entre Sumidouro, Pacas e o rio Larginho, Epitácio Pessoa, Adrianópolis, Painelas de Brejaúva, dentro do megassinclínio Ribeira, Iporanga, serras Sem Fim e da Biquinha (folha Apiaí), serra da Vargem Grande, bairro Maria Rosa, bairro Banhado Grande (folha Guapiara), bairro da Sambaia, bairro do Porto dos Pilões, serra do Jabaquara, bairro da Formiga, bairro do Cristal (folha Capão Bonito), represa São José (folha Registro), dentro do megassinclínio Guapiara, Pedras e rios Pedro Cubas e Xiririca (folhas Eldorado Paulista e Capão Bonito), dentro do extremo sudoeste do megassinclínio Cipó.

Estes metassedimentos siltico-argilosos incluem metarritmitos, metassiltitos, metagrauvacas, metargilitos, filitos grafitosos, sericita-filitos, clorita-filitos, quartzo-filitos, quartzo-filitos ferruginosos, calco-filitos carbonosos, ardósias, grafita-xistos, quartzo-sericita-xistose clorita-sericita-quartzo-xistos. Metarenitos, quartzitos,

itabiritos, metarcôseos, metaconglomerados, epicalcários e calco-xistos subordinados são encontrados frequentemente no meio dos metassedimentos em apreço.

Em Apiaí, Iporanga e Barra do Turvo são frequentes os pacotes rítmicos e cíclicos com metassiltitos e metapelitos, associando-se intimamente com metarenitos e quartzitos. Aqui, as exposições de filitos típicos são numerosas. Leucofilitos, embora menos frequentes, ocorrem nas regiões das folhas Itararé e Curitiba, entre outras. Filitos grafitosos estão expostos na estrada Apiaí-Ribeirão Branco, a 2 km da cidade de Apiaí, entre tantas regiões. Ardósias são também frequentíssimas a norte da serra André Lopes. Na região de Cerro Azul são inúmeras as ocorrências de filitos carbonosos. Os metarritmitos são frequentes na região da folha Curitiba e exibem uma sucessão rítmica principalmente de metassiltitos e metargilitos e, mais raramente, de metarenitos. Muitas vezes os metarritmitos evoluem para metassiltitos, metarenitos e filitos. Às vezes estes litotipos mostram-se impuros, ocorrendo, por exemplo, metapelitos sílticos silicificados e metapelitos arenosos. Na região entre Geada e Rasgado (folha Campo Largo) ocorrem itabiritos em intercalações subordinadas dos metassedimentos síltico-argilosos. Na região da folha Piraí do Sul parecem predominar os filitos, embora ocorram estreitas intercalações de metassiltitos e metargilitos, além de finas camadas de quartzitos.

Os metassedimentos síltico-argilosos que ocorrem na região de Votuverava (folha Curitiba) foram incluídos na citada Formação Votuverava, juntamente com outros litotipos individualizados, tais como quartzitos, metaconglomerados, metabasitos e epicalcários. Os localizados entre as falhas da Figueira e dos Agudos Grandes exibem, conforme referido, a idade mais moderna entre todos os ectinitos Açungui, podendo tratar-se de uma bacia molássica sin a tardi-cinemática brasileira. A oeste-noroeste de Iporanga foi designada Sequência Iporanga-Betari (E. Daitx, inf. pess., *op. cit.*), mostrando metaconglomerados, metarenitos, metassiltitos, etc., de baixíssimo metamorfismo.

Estes metassedimentos siltico-argilosos exibem contatos transicionais com os outros ectinitos Açungui. No entanto, como predominam entre todas estas litologias, comportam-se como encaixantes, salvo na região sudoeste e central do megassinclínório Bom Sucesso onde ocorrem encaixados pelos epicalcários dolomíticos. Seu contato com os complexos granitóides, nos quais, frequentemente, constituem os tetos, mostra-se, tanto tectônico, quanto discordante e transicional, evidenciado por um aumento progressivo do metamorfismo, quer seja regional quer seja térmico de contato. Muitos destes níveis, contíguos aos granitóides, podem corresponder às porções basais da ampla Sequência Açungui, pois encontram-se capeando diretamente o embasamento sílico de idade pré-cambriana média ou anterior, embora, posteriormente tivesse sido parcialmente retrabalhado por remobilização, rejuvenescimento, feldspatização e intrusões graníticas, em tempos brasilianos.

De modo geral, as rochas em apreço exibem metamorfismo desde incipiente (anquimetamorfismo) à facies xistos verdes. Nas facies xistos verdes superior e anfibolito estão litotipos mica-xistosos principalmente nas proximidades dos grandes complexos granitóides. Os seus caracteres típicos, sedimentares primários, ocorrem geralmente preservados por toda a parte, com incidência para os níveis menos metamorfizados.

Relativamente ao seu posicionamento cronoestratigráfico, aceita-se que, tal como referido para os litotipos Açungui anteriormente descritos, estas litologias geraram-se durante amplo intervalo de tempo. Assim, já foi citada para a região entre Iporanga e a serra do Jabaquara que a sedimentação local e, correspondente vulcanismo intermediário a ácido, teria ocorrido em fase tardia brasileira. Este fato pode ser generalizado a outras bacias, ainda não identificadas, da mesma Faixa Dobrada Ribeira. Embora suposta mais antiga, apesar de ainda tipicamente brasileira, cita-se a bacia sinclinal entre Bocaiúva do Sul, Passa Vinte e orio



Putunã como correspondendo ao prolongamento para nordeste da Formação Capiru. Esta bacia é predominantemente constituída por filitos, ardósias e metargilitos, intercalando localmente lentes quartzíticas e metacarbonáticas, entre outros litotipos. Seus filitos, localizados na proximidade de Passa Vinte, forneceram a idade isocrônica Rb/Sr de  $556 \pm 33$  m.a., a partir de rocha total de quatro amostras cogenéticas. Trata-se de uma isócrona de referência, de pontos fracamente alinhados, cuja razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  é igual a 0,7461. Este valor elevado reflete tratar-se de material supracrustal dobrado e de natureza sedimentar.

Quanto aos que ocorrem nas porções centrais ou sul-orientais do megassinclínório Ribeira e sudoeste dos megassinclínórios Guapiara e Cipó, poderão ser tanto brasileiros quanto pré-brasileiros e, mesmo, transamazônicos. Julga-se oportuno citar os metassedimentos síltico-argilosos mapeados entre o granito Itaoca e os extremos oeste-sudoeste das serras Sem Fim e da Biquinha (folha Apiaí), precisamente no extremo sudoeste do megassinclínório Guapiara, os quais exibem, fotogeologicamente, um estilo de dobramento distinto do daqueles que sustentam as citadas morfologias a este-nordeste. Estes últimos parecem capear discordantemente aqueles. Tais metassedimentos infracrustais aparentam mostrar mais de uma fase de dobramento em relação aos supracrustais. Crê-se, de acordo com o sugerido por G.R. Sadowski (inf. pess., 1979), que os citados metassedimentos subjacentes devem exibir redobramento e, portanto, serem mais antigos que os capeantes, cujo contato apresenta discordância estrutural fotogeológica.

Até o momento não foi possível individualizar os metassedimentos em apreço, embora de idades distintas, devido ao seu elevado intemperismo, aparente concordância estrutural entre si, falta de suficientes mapeamentos em escalas maiores e correspondentes apoios estruturais, petroquímicos e geocronológicos. Daí tais metassedimentos síltico-argilosos, gerados em épocas diversas, continuarem mapeados indi-

ferenciadamente na sequência do Grupo Açungui *sensu lato*.

#### 4.5.1.9 - Migmatitos

As rochas migmatíticas da região constituem numerosos tetos ainda preservados sobre os granitóides do Complexo Cunhaporanga nas regiões de São Sebastião (paleossoma siltico-argiloso), sul, sudeste e leste de Piraí do Sul (folha Piraí do Sul) e sul de Montaria (folha Itararé) e Três Córregos nas regiões de Canhadão (folha Piraí do Sul), Morro Agudo, sudeste e leste de Bom Sucesso (folha Itararé), córrego da Divisa (paleossoma mica-xistoso) e bairro do Saival (paleossoma calco-xistoso) (folha Guapiara) e ainda nas regiões entre Serrinha e o rio Putunã (folha Antonina), bairro Quatro Vergueiros, bairro Formoso (folha Capão Bonito), Sete Barras, bairro das Pacas, bairro do Ribeirãozinho, bairro da Água Doce, rio Verde (folha Registro), bairro Morro Grande, rio Juquiã Guaçu, bairro do Furadinho, bairro do Braço Grande e bairro do Ribeirão Grande (paleossoma mica-xistoso) (folha Pedro de Toledo).

Os migmatitos em apreço exibem estrutura predominantemente estromatítica. O seu neossoma, de natureza quartzo-feldspática, com ou sem fenoblastos de k-feldspato, foi penetrativo segundo a estratificação sedimentar original das rochas, embora, com menos frequência, também ocorra de modo discordante.

O paleossoma destes migmatitos, que é sempre predominante em relação ao neossoma, distribui-se principalmente pelas litologias metassedimentares mica-xistosas, calco-xistosas e siltico-argilosas.

Os migmatitos Açungui, presentes em toda a faixa do megassinclínório Cipõ, desde Eldorado Paulista ao rio São Lourencinho, ficam limitados pela falha de Cubatão e pelo geoanticlinal Agudos Grandes. Devem capear, em grande parte, um embasamento gnáissico arqueano, ulteriormente re-

trabalhado. Este fato é constatado na região do bairro do Furadinho, segundo os vales das principais drenagens da bacia hidrográfica do rio São Lourençinho, onde se observam frequentes "janelas" do embasamento gnáissico fracamente migmatitizado, cuja individualização em relação aos migmatitos Açungui não foi possível devido à escala dos trabalhos realizados. Nesta mesma região do alto rio São Lourençinho foi constatada a presença de rochas granulíticas relacionadas ao embasamento (G.R. Sadowski, inf. pess., 1980). Do mesmo modo o estilo de dobramento apresentado pelas rochas migmatíticas e ectiníticas subordinadas supracrustais Açungui (C.D.R. Carneiro *et alii*, *op.cit.*) parece ser semelhante ao exibido pelas rochas da Sequência Turvo-Cajati. Sendo assim, ao se considerar correta a cronoestratigrafia preconizada para esta última sequência, dificilmente poder-se-ia aceitar a idade brasileira para aqueles migmatitos e ectinitos subordinados.

Relativamente à região sul-sudeste da cidade de Pirai do Sul os migmatitos heterogêneos capeando o Complexo Cunhaporanga são igualmente estromatíticos ou epibolíticos. Correspondem às porções basais da Sequência Açungui migmatitizada. Desta migmatitização apenas resistiram os quartzitos que, apesar de algo injetados por aplitos e material quartzo-feldspático, ainda persistem na parte superior ou central capeante de um anticlinal reliquiar envolvido por tais migmatitos.

As rochas em epígrafe, anteriormente designadas imprecisamente migmatitos brasileiros ou unicíclicos (A.T. S.F. da Silva *et alii*, 1977a), correspondem aos níveis mais basais do Grupo Açungui, em geral capeando diretamente o embasamento siálico (granitóide ou gnáissico) retrabalhado, de idade pré-brasiliana, inclusive arqueana.

Estas litologias basais Açungui foram posteriormente migmatitizadas e feldspatizadas, logo a seguir à sua

sedimentação e diagênese, desde tempos transamazônicos a brasileiros, de acordo com o exposto anteriormente acerca da gênese das rochas migmatíticas no Proterozóico Inferior e da evolução das sequências Setuva e Turvo-Cajati. Acredita-se assim que, embora não se exclua a participação tectogenética e, em especial, da migmatitização e da feldspatização durante o Ciclo Brasileiro, a maior parte destas ações deve ser debitada ao Ciclo Transamazônico, mesmo considerando ainda o intenso termotectonismo brasileiro que permitiu o quase total rejuvenescimento das rochas envolvidas.

#### 4.5.1.10 - Considerações tectono-estruturais, cronoestratigráficas, geocronológicas e genéticas

As rochas do Grupo Açungui, anteriormente descritas, incluem várias sequências dobradas supracrustais superpostas a um embasamento de natureza siânica. Fazem parte da designada Faixa Dobrada Apiaí que, por sua vez, integra o Cinturão Móvel Costeiro de idade brasileira, anteriormente denominado Cinturão Orogênico Ribeira por U.G. Cordani (1971). Dir-se-á, antecipadamente, que muitas das rochas Açungui *sensu lato*, as mais basais e, portanto, geralmente as mais antigas, teriam sido envolvidas por metamorfismo regional também em tempos pré-brasileiros, senão transamazônicos. Seriam portanto polimetamórficas ou poliorogênicas.

Deste modo a Sequência Açungui *sensu lato*, assim distribuída por diversas sequências menores, exhibe os mais diversos tipos de contato com as encaixantes (subjacentes, superjacentes ou intrusivas), quer arqueanas quer proterozóicas e fanerozóicas. Na região sul da folha Curitiba os contatos das rochas Açungui com o embasamento gnáissico migmatitizado parece ser, em sua maior parte, por discordância tectônico-estrutural e metamórfica, configurada por presumíveis falhas inversas. Noutras regiões, por exemplo a nordeste da anterior, o contato com o mesmo embasamento e com as rochas das se-

quências Setuva e Turvo-Cajati é quase exclusivamente tectônico. Porém, nas regiões sul-oriental da folha Cerro Azul e sul-ocidental da folha Apiaí, tal contato com as rochas gnáissicas Setuva é, por um lado, tectônico e, por outro lado, devido apenas a discordância litológica (quartzito-gnaisses), embora aqui exibindo total concordância estrutural. Eis porque, neste caso, tornou-se impossível a separação entre os ectinitos pré-brasilianos, imediatamente superjacentes aos gnaisses Setuva, e os mais superiores, supostamente de idade brasileira provável, caracterizando semelhante associação litológica. Daí a total concordância litológico-estrutural entre as citadas sequências Açungui por um lado e concordância estrutural com os gnaisses Setuva por outro, embora ocorrendo diferenciação metamórfica entre si. A relação de contato entre as diversas sequências integrantes do Grupo Açungui é, na aparência, concordante, litológica, estrutural e metamórficamente. Aliás, o intenso intemperismo das rochas Açungui e a insuficiência de dados de campo, quer estruturais quer metamórficos e geocronológicos, entre os numerosos níveis basais e superiores do Grupo Açungui não permitem ainda nenhuma diferenciação conclusiva regionalmente, embora localmente tenham sido detectadas discordâncias estruturais e metamórficas. Relativamente às rochas granitóides, incluindo migmatitos, distribuídas por vários complexos e numerosos maciços isolados, as rochas Açungui apresentam contatos tectônicos, intrusivos discordantes e ou transicionais. Tais contatos são geralmente balizados por um aumento do metamorfismo regional dos metassedimentos em referência, levando mesmo à sua migmatitização, pela presença de diversos tipos de rochas termo-metamórficas de contato, do tipo hornfels, e por rochas cataclásticas. Quanto à relação das rochas Açungui com as rochas sedimentares da Bacia do Paraná, distribuídas pelas formações Ponta Grossa e Furnas e pelo Grupo Itararé, evidencia-se por capeamento destas últimas, através de discordância estrutural, litológica e erosiva. Por fim, as rochas originadas no Mesozóico, durante o magmatis

mo básico a intermediário e alcalino-ultrabásico, bem representado na região em discussão, foram intrusivas nas rochas Açungui.

Durante o metamorfismo regional das rochas Açungui, ocorrido, quer nos tempos brasileiros quer anteriores, inclusive transamazônicos, originou-se em tais litologias metamorfismo de grau bastante diferenciado. Assim, nas bacias mais preservadas deste metamorfismo ou nos níveis mais superiores e, portanto, geralmente mais modernos, as rochas exibem apenas anquimetamorfismo. Nestas condições, as estruturas primárias sedimentares ou organógenas das rochas em apreço, ficaram preservadas. É comum ocorrerem estromatólitos do tipo *Collenia* nos epicalcários da faixa noroeste, relacionada ao megassinclínório Bom Sucesso. Os metassedimentos síltico-argilosos das regiões das folhas Campo Largo e Curitiba, entre outras, exibem estratificações plano-paralela e cruzada, brechas intraformacionais e pisólitos. As rochas anquimetamórficas da Sequência Iporanga-Betari, a oeste de Iporanga, preservaram também algumas estruturas primárias, como o aleitamento gradacional (E. Daitx, inf. pess., *op. cit.*).

Nas rochas Açungui predomina o metamorfismo regional da facies xistos verdes, distribuído pelas sub-facies quartzo-albita-epidoto-biotita e quartzo-albita-muscovita-clorita. No entanto, metamorfismo mais elevado (facies anfibolito), das sub-facies granada-anfibolito e anfibolito superior, de pressão intermediária da série facial do tipo Barroviano (A. Myashiro, *op. cit.*), ocorre com frequência. Tal fato é observado segundo amplas faixas, entre Tunas e a serra das Andorinhas, Eldorado Paulista e o alto rio São Lourenço e em numerosos tetos e contatos dos granitóides constituintes dos geoanticlinais Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes ou Ibiúna, entre outros. Muitas destas rochas, senão a maioria, exibindo metamorfismo regional mais elevado, são pré-brasileanas e, inclusive, transamazônicas, sendo seu metamorfismo de grau médio, de provável idade trans-

amazônica, semelhante ao que ocorre nas rochas Setuva e Turvo-Cajati, aflorantes contiguamente a sul-sudeste.

A deformação plástica sofrida pelas rochas Açungui proporcionou um estilo de dobramento holomórfico geralmente direcionado para  $N40^{\circ}-60^{\circ}E$  de modo predominante, concordante com seu acamamento e xistosidade. Os esforços compressivos, responsáveis por tal dobramento, teriam tido direção segundo NW-SE aproximadamente. No entanto, nas rochas mais basais e, regra geral, mais altamente metamorfizadas, as dobras e lineações orientam-se para  $N60^{\circ}E$  a E-W, sendo, frequentemente, sua orientação próxima de E-W. Exceções às anteriores direções ocorrem na região da fazenda Montaria (folha Itararé) e a oeste-sudoeste de Cerro Azul, onde a orientação é observada para NW ou NNW.

O acamamento e a xistosidade das rochas Açungui embora exibam orientação  $N40^{\circ}-60^{\circ}E$ , muda nas sequências mais basais onde se aproxima de E-W. A xistosidade das rochas Açungui mais modernas, como a oeste de Iporanga e entre as falhas da Figueira e dos Agudos Grandes (folha Capão Bonito), entre outros locais, corta o acamamento. Porém, nos níveis mais basais, como na Sequência Perau (folhas Cerro Azul e Apiaí), e no alto rio São Lourencinho, entre outras regiões, a xistosidade é paralela ao acamamento reliquiar. Na Sequência Perau, imediatamente superjacente aos gnaisses Setuva, através de níveis quartzíticos, carbonáticos, mica-xistosos e anfibolíticos, configurando uma ampla sequência metavulcano-sedimentar, o acamamento reliquiar definido por esses níveis litológicos originou-se por transposição do primitivo acamamento, tal como ocorrera nas rochas da Sequência Turvo-Cajati e nas do alto rio São Lourencinho. Ainda na folha Apiaí, relativamente às regiões de Barra dos Mendes, Banhado e Colônia Marquês de Abrantes, ocorrem duas xistosidades nas rochas Açungui *sensu lato*. Uma, a mais antiga, paralela ao acamamento reliquiar, enquanto outra, a menos conspícua, corta, perpendicularmente, o acamamento reliquiar (I.P. Piva *et alii*, 1977). Na região do alto rio São Lourencinho

(folha Pedro de Toledo), contiguamente a norte da falha de Cubatão, extremamente afetada pela migmatização, as rochas Açungui exibem estratificação reliquiar (S<sub>0</sub>) não perceptível, salvo em pequenas lentes quartzíticas inseridas nos migmatitos. Tal estratificação reliquiar é paralela à xistosidade (S<sub>1</sub>), quer nos ectinitos quer nos migmatitos Açungui, mostrando-se ambas as superfícies dobradas em dobras de âpicos espessados, o que indica um redobramento a partir do desenvolvimento da xistosidade S<sub>1</sub>. Ali o bandamento (S<sub>2</sub>) dos biotita-gnaisses e migmatitos é paralelo à xistosidade (S<sub>1</sub>), tendo sofrido também os efeitos do redobramento (C.D.R. Carneiro *et alii*, *op. cit.*).

O dobramento holomórfico das rochas Açungui mostra-se geralmente constituído por dobras abertas ou cerradas e localmente isoclinais. Conforme referido anteriormente as rochas Açungui ocupam grandes faixas direcionadas para NE onde se designam os megassinclínórios Bom Sucesso, Ribeira, Guapiara e Cipão, os quais ocorrem localizados entre os geosinclinais Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes ou Ibiúna e a falha de Cubatão. Dentro das citadas faixas as dobras distribuem-se por sinclínórios, anticlinórios, sinformes, antiformes, sinclinais e anticlinais, muitas vezes de flancos invertidos. Seus traços axiais mostram-se direcionados principalmente para nordeste e menos frequentemente para E-W, N-S e NW. Estas orientações para NW e N-S predominam na região da fazenda Montaria (folha Itararé) e a oeste-sudoeste de Cerro Azul, entre outros locais.

As instruções e remobilizações das rochas graníticas perturbaram a estruturação das rochas Açungui, especialmente onde a espessura destas últimas é menos possante.

Na região de Campo Largo os metassedimentos Açungui exibem dobras assimétricas em anticlinal e sinclinal, de eixos sub-paralelos, além de dobras secundárias e dobras de arrasto, consequência do mesmo esforço compressivo (J.C. Rodrigues, 1977a). A. Muratori (inédito) caracterizou os sin-



cliniais das localidades de Retiro Grande e Campinas com eixos sub-paralelos de direção N30°-40°E, exibindo mergulhos para NE. Anticliniais ocorrem nas localidades do Cerne, do morro da Cal e de Rancharia, entre outros locais, cujos eixos são idênticos aos dos sinclinais, quanto à direção, mas mergulham para SW.

No extremo noroeste da folha Piraí do Sul ocorrem duas dobras em anticlinal e sinclinal, cujos traços axiais, orientados para NNE, mergulham neste sentido. Na região de Abapã, dentro do megassinclinório Bom Sucesso, ocorre uma estrutura em forma de "S" invertido, constituída por um sinclinal e um anticlinal conjugados, cujos eixos paralelos mergulham para NE. Mais para nordeste da anterior região prossegue a presença de anticliniais e de um sinclinal de flanco invertido, com eixos direcionados também para NE (I. Lopes Jr. *et alii*, 1977b). No mesmo megassinclinório, na região da fazenda Montaria (folha Itararé), ocorrem sinclinais e anticliniais, inclusive com flancos invertidos, cujos traços axiais evidenciam orientação, tanto para NW quanto para NE e N-S, sendo seus mergulhos para sudoeste, noroeste e desconhecidos. Na região de Bom Sucesso inúmeras estruturas sinclinais e anticliniais, algumas de flancos invertidos, exibem seus traços axiais direcionados para NE e localmente para E-W, com mergulhos de sentido para NE principalmente e, subordinadamente, para SW. Estruturas menores, ao nível de afloramento, exibem seus eixos mergulhando 20° a 30° para NE.

No prosseguimento para nordeste do megassinclinório Bom Sucesso, correspondente à região norte da folha Guapiara, predominam as sinclinais e anticliniais direcionadas para NNE a NE e ENE, cujos traços axiais mergulham para sudoeste ou, na maioria, incertamente. Estruturas menores, ao nível de afloramento, continuam a exibir seus eixos a mergulhar para cerca de 20° a 30°NE.

No extremo sudoeste do megassinclinório Ribeira, relativamente à região da folha Curitiba, as rochas Açungui

localizadas a sul da falha da Lancinha, correspondentes à Formação Capiru, evidenciam um dobramento caracterizado por dobras abertas e simétricas, cujos planos axiais direcionados para NE apresentam eixos que mergulham suavemente para NE. Destacam-se, assim, as anticlinais de Campo Santo Antônio e de Colombo e das sinclinais de Veados e de Retiro. Porém, a nordeste, precisamente a sul-sudeste e leste da serra da Bocaina, no prosseguimento para a região da folha Antonina, predominam as sinclinais de eixos direcionados para NE, cujos mergulhos se mostram orientados para sudoeste. Entre a serra da Bocaina e Serrinha (folha Antonina), contiguamente ao rio Putunã, ocorrem sinclinais e anticlinais conjugados, de eixos aproximadamente direcionados para E-W, cujas rochas poderão ser pré-Açungui, devido ao seu metamorfismo e estruturação concordante com a dos gnaisses Setuva. A norte da mesma serra da Bocaina, no prosseguimento para a região da folha Apiaí, ocorre uma dobra anticlinal de eixo mergulhando para SW. No entanto, na mesma faixa, a nordeste de Pacas e ainda a sul da falha da Lancinha, ocorre um sinclinal de flanco invertido e uma anticlinal, cujos eixos orientam-se e mergulham para NE. A norte da falha da Lancinha, na região da folha Curitiba, as rochas Açungui, enquadradas pela Formação Votuverava, exibem predominantemente dobras isoclinais de pequena amplitude com planos axiais orientados para NE e mergulhando para SE, isto é, evidenciando vergência para NW e não no sentido do atual embasamento exposto. Apesar disso, nesta região, a maior parte das rochas Açungui exhibe vergência para SE (O.J. Marini, 1970). Embora o estilo dominante do dobramento seja isoclinal, ocorrem também algumas anticlinais e sinclinais fechadas e mais frequentemente sinclinórios e anticlinórios. As dobras isoclinais podem evoluir para falhas (O.J. Marini, *op.cit.*). Entre as dobras mais abertas são típicos as sinclinais deitadas de Madre-Saivã e Vuturuvu-Canelão. No extremo noroeste da folha Curitiba, onde foi definida a Formação Água Clara, as dobras parecem ser do tipo isoclinal, sendo menos frequentes as dobras simétricas. Seus planos axiais orientam-se

para NE, cujo sentido de mergulho é o mesmo para os seus eixos. Contiguamente ao Complexo Três Córregos as estruturas das rochas Açungui, inclusive seu acamamento, mostram-se perturbados em vista dos efeitos termo-tectônicos daquele complexo granitóide (F. Batolla Jr. *et alii*, 1977a).

No prosseguimento do megassiclinório Ribeira para nordeste e início do de Guapiara, relativamente à região da folha Cerro Azul, citam-se, a nordeste de Tunas, as anticliniais de Anta Gorda - Tirivas, Água Clara e Ribeirão do Perau, de eixos direcionados para NE, cujo sentido de mergulho é para SW. A sudeste de Tunas ocorre anticlinório que se prolonga, quer para SW quer para NE, para as regiões contíguas de Curitiba e Apiaí, respectivamente. A norte do maciço alcalino de Tunas, incluindo a região do ribeirão do Perau, predominam as estruturas anticlinais e sinclinais, algumas de flancos invertidos, cujos traços axiais ocorrem direcionados para N-S e NE. O mergulho de seus eixos é variável, isto é, quer para sul e sudoeste quer para norte e nordeste, ou é desconhecido. Nas proximidades de Boi Perdido ocorre uma dobra reversa com caimento do eixo para SW. No entanto, a oeste-sudoeste da cidade de Cerro Azul, ocorre dobra anticlinal cujo traço axial orienta-se e mergulha para NW. Na região da folha Apiaí, entre as falhas da Lancinha e da Ribeira, as rochas enquadradas pelo Grupo Açungui exibem sinclinórios, sinformes, braquisinformes, anticlinais e sinclinais, cujos traços axiais se orientam para NE, N-S e E-W. O sentido do mergulho dos seus eixos tanto pode ocorrer para SW como para NE, N ou ignorar-se. No limite oriental da folha Apiaí, com prosseguimento pela folha Eldorado Paulista até Itapeúna, ocorre sinclinal, ou estrutura sinclinal para alguns autores, de flancos invertidos, na serra da Bandeira (Caverna do Diabo) e anticlinal nos quartzitos a leste do rio Batatal. Seus traços axiais evidenciam-se orientados para NE a ENE. Apenas o eixo da segunda estrutura mergulha para SW. A norte da falha da Ribeira, no início do megasinclinório Guapiara e contiguamente ao granito Itaoca, a

serra do Carumbê, em direção a Adrianópolis, constitui o flanco sul do sinclinório do Ribeirão do Rocha de eixo e respectivo mergulho direcionados para NE. O prosseguimento deste sinclinório para nordeste processa-se através do sinclinal assimétrico do Calabouço que atinge a região do bairro da Cachimba (folha Guapiara). O equivalente da serra do Carumbê no flanco sul-sudoeste desta última estrutura é a serra da Boa Vista, cujas litologias metapsamíticas são da mesma natureza. A sudeste da serra da Boa Vista, precisamente entre o granito Itaoca e o bairro do Espírito Santo (folha Guapiara), ocorre, em nível estrutural inferior ao sinclinal do Calabouço, uma sucessão de anticlinais e sinclinais conjugados, geralmente bem abertos, de traços axiais direcionados para nordeste e de planos axiais sub-verticais. Contiguamente ao granito Itaoca os metassedimentos siltico-argilosos parecem evidenciar duas estruturas anticlinais perturbadas e ou redobradas, das quais uma discordante das anteriores estruturas. Podem ser consequência dos efeitos termo-tectônicos daquele maciço granitóide ou, então, tratar-se de estruturas constituídas por rochas mais antigas, provavelmente polimetamórficas, conforme sugerido por G.R. Sadowski (inf. pess., *op. cit.*).

Entre Apiaí, Araçáiba e Guapiara, em metassedimentos mica-xistosos e calco-xistosos predominantes, observa-se a presença de numerosas estruturas sinclinais e anticlinais, às vezes de flancos invertidos, cujos eixos direcionados para NE a N-S exibem raramente mergulhos para SW. A norte do bairro da Cachimba ocorre estrutura anticlinorial de eixo direcionado para NNW e apresentando dobras de eixo paralelos orientados para NE com deformação provocada por esforços cisalhantes orientados também para NE.

Na região correspondente à folha Capão Bonito, localizada entre as falhas da Figueira e dos Agudos Grandes, ocorre provável sinclinório, suavemente dobrado, constituído por numerosas sinclinais e anticlinais de planos axiais sub-verticais e de eixos geralmente direcionados para NE,

enquanto o mergulho exibe sentido SW. Porém, a noroeste da falha da Figueira, devido a maior heterogeneidade litológica e a maior perturbação termo-tectônica dos granitos relacionados ao Complexo Três Córregos, o estilo de dobramento das rochas Açungui é mais complexo que na região anterior. Assim as frequentes sinclinais e anticlinais exibem traços axiais ondulados e geralmente direcionados para NE, E-W e NW, às vezes mergulhando para SW. A sul do Complexo Agudos Grandes ou Ibiúna, na região entre os rios Taquari e Pedro Cubas, em direção ao rio Ribeira de Iguape (folhas Capão Bonito e Eldorado Paulista), foram identificadas uma sinclinal e uma anticlinal de traços axiais direcionados para NE.

No extremo este-nordeste da folha Pedro de Toledo, no alto rio São Lourencinho, ocorrem algumas pequenas anticlinais e sinclinais de eixos direcionados para NE. As dobras observadas nos afloramentos desta região são da classe 1c de J.G. Ramsay (1967), exibindo, desde amplitudes centimétricas até algumas centenas de metros. Refere-se também que a ondulação dos eixos das dobras da fase de deformação F2 parece ser devida a um redobramento bem amplo, ainda por esclarecer totalmente (C.D.R. Carneiro *et alii*, *op. cit.*).

As rochas Açungui, após o advento das análises radiométricas de idades absolutas, iniciadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, em 1964, passaram a ser interpretadas como tendo sido geradas em tempos pré-orogênicos brasileiros, através de processos de datação nas rochas geralmente encaixadas ou encaixantes e contíguas. Daí as consequências conclusivas, na maior parte imprecisas, senão erradas, em relação às rochas do Grupo Açungui. Ao ser definido o Ciclo Brasileiro como de idade pré-cambriana superior a paleozóica inferior (650-450 m.a.), através dos efeitos da reativação tectono-termal brasileira, passou-se a dar uma conotação exclusivamente tecto-orogênica a tal evento do Pré-Cambriano Superior, extensiva a todas as rochas supracrustais dobradas (Grupo Açungui e outras) sem

os necessários estudos geológicos de campo e estruturais, secundados pelas respectivas coletas de rochas Açungui para datações. Se assim tivesse ocorrido não teriam surgido as conclusões prematuras de que, todas as rochas incluídas no tradicional Grupo Açungui, são de idade brasileira. Embora o evento Brasileiro continue sendo, para nós, um ciclo tectono-orogênico, os fatos parecem provar que se trata fundamentalmente, na região em apreço, de um evento de reativação tectono-termal que envolveu todas as rochas pré-existentes. Aliás, a intensa erosão sofrida pelas rochas Açungui brasileiras, desde os tempos paleozóicos, contribuiu para a exposição das raízes da orogênese Brasileira e, principalmente, das sequências supracrustais dobradas e granitóides subjacentes com as quais se têm confundido as rochas Açungui de idade brasileira.

As numerosas determinações radiométricas de idades absolutas obtidas, até recentemente, pelos métodos K/Ar e Rb/Sr, para as rochas da região do Vale do Ribeira, distribuídas, quase exclusivamente, pelo Complexo Cristalino, gnaisses Setuva e granitos pós-cinemáticos brasileiros, forneceram idades que, na sua maior parte, refletem os citados efeitos e homogeneização tectono-termais brasileiros (U.G. Cordani e I. Bittencourt, 1967; U.G. Cordani e V.A.V. Girardi, 1967; R. Salamuni e J.J. Bigarella, 1967; U.G. Cordani e K. Kawashita, 1971; H. Ebert, 1971; U.G. Cordani e P.C. Abrão, inédito, in O.A. Monaco *et alii*, 1974; F. Batolla Jr. *et alii*, 1977b). Apenas ocorre, nessas datações, uma exceção. Trata-se da datação K/Ar, em rocha total, de um filito do Grupo Açungui, que forneceu a idade aparente de  $560 \pm 20$  m.a. (U.G. Cordani e I. Bittencourt, *op. cit.*). Tal resultado isolado, só por si, não permite concluir se a rocha foi ou não gerada em tempos brasileiros.

Assim as dúvidas, anteriormente expostas, relativamente à idade brasileira tradicionalmente aceita para a gênese e metamorfismo de todas as rochas incluídas no Grupo Açungui, foram comprovadas através de trabalhos de campo du

rante os mapeamentos de integração regional e de detalhe deste projeto especialmente nas regiões de Eldorado Paulista e dos ribeirões do Perau e do Rocha, entre outros locais, secundados por algumas determinações isotópicas Rb/Sr. As idades radiométricas Rb/Sr, no caso da região de Passa Vinte (folha Curitiba), confirmaram também que algumas sequências metassedimentares foram geradas em tempos pré-orogênicos brasileiros. Por tal razão, sugere-se que sejam redefinidas todas as sequências do Grupo Açungui *sensu lato*, através de remapeamentos em maior escala, mais precisos ou cuidadosos, acompanhados de estudos estruturais e análises radiométricas de idades, suficientemente orientados.

Conforme citado anteriormente, dos trabalhos realizados resultou a definição da Sequência Turvo-Cajati, desligada da do Grupo Açungui, ainda ampla e indefinida no tempo, apesar de até há pouco ter sido interpretada de idade brasileira. Do mesmo modo o mapeamento de detalhe deste projeto nas regiões contíguas dos ribeirões do Perau e do Rocha (folhas Apiaí e Cerro Azul), secundados por sete idades convencionais Rb/Sr, em mica-xistos e filitos, chegaram às mesmas conclusões. Isto demonstra que os gnaisses Setuva da região do ribeirão do Perau encontram-se capeados, em concordância estrutural, pelos quartzitos basais da sequência metavulcano-sedimentar do Perau. Esta, no sentido noroeste, até ao núcleo sinclinal do ribeirão do Rocha, é capeada, da base para o topo, e também em concordância litológico-estrutural, pelas metassequências carbonática, básica e terrígena. As sete determinações radiométricas Rb/Sr, obtidas nos mica-xistos e filitos das metassequências vulcano-sedimentar (Perau) e carbonática citadas, exibem idades convencionais escalonadas entre  $1201 \pm 31$  a  $2146 \pm 92$  m.a. Estes valores, muito dispersos, não definem uma isôcrona, mesmo de referência, porque as rochas não são cogenéticas. Porém, distribuem-se, praticamente, por duas isôcronas de referência computadas em 1170 m.a. ( $R_o = 0,708$ ) e 1330 m.a. ( $R_o = 0,716$ ). Por outro lado, aqueles resultados isotópicos convencionais aumentam

gradualmente, à medida que as litologias analisadas ocorrem cada vez mais afastadas dos gnaisses Setuva, isto é, nos níveis superiores e, portanto, mais modernos, quando seria de esperar o contrário. Uma das explicações para este fato parece ser a de que os níveis mais inferiores, imediatamente superjacentes aos gnaisses Setuva, foram mais intensivamente afetados pelo diastrofismo durante o Rifeano Inferior, conforme expresso pela idade isocrônica Rb/Sr destes gnaisses ( $1395 \pm 145$  m.a.), obtida por F. Batolla Jr. *et alii* (1977b). Há, portanto, uma homogeneização das rochas ectiníticas, consequência do diastrofismo citado, tanto maior quanto mais próximas ocorrerem das rochas subjacentes mais competentes (gnaisses). Deste modo, em virtude da concordância litológico-estrutural das rochas capeantes, de natureza básica e terrígena, ocorrendo na parte central do sinclínório do Ribeirão do Rocha, conclue-se por sua gênese também em tempos pré-brasilianos e, provavelmente, transamazônios. Dir-se-á igualmente, por regionalização dos dados disponíveis, que a maior parte das rochas do Grupo Açungui *sensu lato* distribuídas desde a Caverna do Diabo (serras da Bandeira e André Lopes), ribeirão do Perau, Tunas a Rio Branco do Sul (folha Curitiba) e, talvez, grande parte das rochas pertencentes à Formação Votuverava, a noroeste daquela última cidade, ter-se-ia originado em tempos pré-brasilianos, senão transamazônicos. O mesmo poderá ser dito a norte da falha de Cubatão, entre a cidade de Eldorado Paulista e o alto rio São Lourencinho (folha Pedro de Toledo), onde a maior parte das rochas Açungui são representadas por migmatitos estromatíticos. Embora não se disponha de dados suficientes para excluir totalmente a gênese destes migmatitos durante o Ciclo Brasileiro crê-se, no entanto, pelos dados de campo, estruturais e isotópicos disponíveis, que a principal, senão total, migmatitização destas rochas teria ocorrido em tempos transamazônicos.

Relativamente à região da serra das Pedras, na folha Pirai do Sul, I. Lopes Jr. *et alii* (1977b) admitiram que os migmatitos e quartzitos lembravam rochas do embasamento,



enquanto E. Ebert *et alii* (1971) aventavam a possibilidade de as mesmas rochas representarem *lascas* do embasamento, imersas no conjunto metamórfico. Semelhantes considerações, se não mais convincentes, podem ser admitidas para a região nordeste e noroeste das folhas Guapiara e Capão Bonito, respectivamente, quanto à idade das manifestações básico-ultrabásicas associando-se indiferenciadamente a rochas mica-xistosas, cataclásticas e gnáissicas. Caracterizam litologias originadas em borda de bacia, do nível basal Açungui, cuja idade é, com toda a probabilidade, pré-brasiliana. Poderiam ser consideradas sequências metavulcano-sedimentares geradas numa bacia marginal dentro de um modelo tectono-magmático de colisão continental, em tempos pré-brasilianos, provavelmente transamazônicos, conforme melhor se expõe a seguir.

Atualmente não existem condições para excluir a hipótese da presença, no Grupo Açungui, de rochas geradas durante o Proterozóico Médio (1600-900 m.a.), em virtude da falta de dados a tal respeito.

O estilo de dobramento isoclinal da Formação Votuverava com vergência para NW, semelhante ao da Sequência Turvo-Cajati, também nos revela um fato importante. Durante a gênese e metamorfismo dessas rochas as margens continentais de tais bacias estariam a NW e não a SSE, onde se encontra atualmente exposto o embasamento cristalino de idade arqueana, ulteriormente retrabalhado. Aliás, tem-se admitido que, em tempos transamazônicos, as sequências Setuva, Turvo-Cajati e das rochas Açungui contemporâneas capeavam totalmente esse embasamento, ocorrendo, por isso, suas margens continentais mais próximas a NW ou NNW das citadas unidades.

É interessante referir novamente o fato de, nas rochas do Grupo Açungui, não ter sido descoberta, até o momento, a presença de metatilitos. Estes encontram-se presentes em quase todas, senão mesmo todas, as metassequências do Pré-Cambriano Superior, dispersas pelo Gondwana, desde a Austrália à União Indiana, África Austral e América do Sul.

Originaram-se durante dois períodos glaciais maiores (850-700 e 700-650 m.a.), conforme referido por R.P. Coates e W.V. Preiss (1980) para as numerosas metassequências australianas do final do Pré-Cambriano, que correlacionaram com semelhantes períodos glaciais ocorridos na África, entre outras regiões. Apesar disso nem todas as rochas incluídas no Grupo Açungui são consideradas ou supostas pré-brasilianas e ou transamazônicas. Assim, entre as numerosas sequências ocupando, naturalmente, bacias mais restritas, ainda preservadas da erosão posterior, que foram consideradas tipicamente brasileiras, citam-se a de Bocaiúva do Sul-Passa Vinte e a de Iporanga-Betari. As rochas de baixo metamorfismo regional, ocupando o sinclinal de Bocaiúva do Sul-Passa Vinte, que parecem corresponder ao prolongamento para NE das da Formação Capiuru, constituem uma bacia limitada pelas rochas Setuva. Esta estende-se até às regiões noroeste da folha Antonina e sul-sudoeste da folha Apiaí. Seus filitos, localizados contiguamente a Passa Vinte, forneceram idade isocrônica Rb/Sr de  $556 \pm 33$  m.a. ( $R_0 = 0,7461$ ), através da análise da rocha total de quatro amostras cogenéticas (Tabela da pg.33). Este resultado isotópico, aliado aos dados de campo e metamórficos, permitem considerar estas rochas como tipicamente pré-orogênicas brasileiras. Embora não existam idades isotópicas para as rochas da Sequência Iporanga-Betari, não individualizada (E. Daitx, inf. pess., 1980), ocorrendo a oeste de Iporanga, entre as falhas dos Agudos Grandes e da Figueira, conclui-se por sua gênese também em tempos brasilianos. Tal unidade parece prolongar-se para nordeste de Iporanga até à serra do Jabaquara (folha Capão Bonito), onde exhibe também baixo metamorfismo, embora com xistosidade e dobramento simétrico, bem suave e aberto. Seu metamorfismo baixo a incipiente, estruturas sedimentares primárias preservadas e algum magmatismo ácido a intermediário conferem-lhe um caráter provavelmente molassóide brasileiro. Deste modo admite-se, para a sua gênese, uma idade mínima sin a tardi-cinemática brasileira.

As rochas reconhecidamente molássicas brasileiras, distribuídas pelas formações Camarinha e Guaratubinha e pelo Grupo Castro, serão descritas oportunamente como unidades independentes da do Grupo Açungui, após as rochas granitoides brasileiras.

A sudoeste da cidade de Apiaí ocorre o sinclinal assimétrico do Calabouço, cuja parte central está preenchida por um provável *sill* metabásico em aparente concordância estrutural com as rochas Açungui subjacentes. O plagioclásio de um dos seus metagabros forneceu a idade aparente, pelo método K/Ar, de  $675 \pm 41$  m.a., que, com reservas, por ser idade K/Ar isolada, confere-lhe, no mínimo, gênese em tempos pré-orogênicos brasileiros, pois a perda de argônio radiogênico parece não ter sido total durante o metamorfismo do Ciclo Brasileiro.

Pode-se dizer que as rochas da Sequência Açungui sofreram diversos e prolongados processos geotectônicos desde a sua gênese, incluindo metamorfismo regional, dobramento e migmatização, até finalizar o Ciclo Brasileiro.

As sequências basais do Grupo Açungui, de reconhecida idade transamazônica, exibem expressivos níveis metabásico-ultrabásicos. Por outro lado, estas sequências metavulcano-sedimentares acompanham de perto ou localizam-se entre as atuais falhas da Ribeira e da Lancinha. Sua deposição, natureza clástica predominante, ocorreu sobre um embasamento síalico de natureza granitóide, a partir da destruição deste nas regiões soerguidas, correspondentes às margens continentais das bacias deposicionais. Em vista destes fatos é possível admitir-se que sua gênese teria ocorrido segundo um modelo tectono-magmático do tipo colisão de placas microcontinentais. Assim, além da zona de subducção, balizada por tais sequências metavulcano-sedimentares e amplas faixas cataclásticas, em geral posteriormente reativadas, ocorreram manifestações vulcano-sedimentares em bacias marginais, conforme anteriormente referido. Estas bacias marginais estariam separadas daquela zona de subduc-

ção por crosta siânica, correspondente a um arco vulcânico, em parte exposta nesse período geotectônico e hoje supostamente representada pelo geoanticlinal Três Córregos, entre outros complexos granitóides. O embasamento subjacente pré-existente, de natureza siânica, foi, durante o metamorfismo regional, migmatização e granitização transamazônicos, intensamente retrabalhado, inclusive granitizado e feldspatizado.

Após o soerguimento das rochas transamazônicas e subjacentes, no final do Proterozóico Inferior, teria ocorrido sua erosão, além de intenso diastrofismo desde o Rifeano Inferior ao início do Rifeano Superior (1600-900 m.a.), com intensidade máxima entre cerca de 1550 e 1250 m.a. Como foi dito anteriormente é de se crer que durante este amplo intervalo de tempo, entre dois eventos tecto-orogênicos principais, tenha ocorrido a gênese de rochas sedimentares e vulcânicas ainda por identificar com precisão. Tal processo diaforético, do tipo tafrogênico, durante o período pré-orogênico brasileiro, após cerca de 900 m.a., teria originado a formação de bacias tectônicas. Estas, ao tornarem-se ainda mais complexas, ter-se-iam transformado, durante seu desenvolvimento, em aulacógenos que, por sua vez, teriam originado bacias intercratônicas ensiânicas do tipo geossinclinal, supostamente consideradas características dos tempos pré-orogênicos brasileiros. Este desenvolvimento geotectônico teria ocorrido durante a evolução de um modelo geodinâmico do tipo colisão de placas continentais de acordo com o que foi sugerido para a evolução do Cinturão Móvel Damara por H. Martin e H. Porada (1977) e para a evolução do Cinturão ou orogênese Damara/Ribeira por A.T.S.F. da Silva (1978) e H. Porada (1979). O caráter intercratônico da bacia ou bacias Açungui, neste caso de idade brasileira, já havia sido referido por O.J. Marini (1970).

A sedimentação brasileira superpôs-se, tanto sobre rochas supracrustais dobradas incluídas, quer nas sequências basais do Grupo Açungui quer nas sequências Setuva e Turvo-

-Cajati, quanto sobre o embasamento siálico constituído pelos gnaisses Setuva e rochas do designado Complexo Cristalino.

As condições ambientais de deposição das rochas Açungui foram as mais diversas através de amplo espaço de tempo, devido às variações tectônicas e tectono-magmáticas que proporcionaram sua gênese. Assim, foi evidente a presença de ambientes de deposição continental com provável clima úmido, mista continental/marinha, marinha nerítica rasa e marinha franca, não muito profunda, com possante deposição carbonática.

Durante os ciclos Transamazônico e Brasiliano a deformação plástica das rochas Açungui foi consequência dos esforços compressivos orogênicos respectivos, cujas orientações teriam tido sentidos próximos de N-S e NW-SE, respectivamente.

Enquanto a vergência das rochas Açungui, de idade pré-brasiliana, parece predominar para NW ou NNW, as de idade brasiliana, ou não evidenciam vergência ou exibem-na quer para NW quer para SE, conforme a maior proximidade do embasamento ou margens continentais. Por outro lado as sequências basais Açungui, pré-brasilianas, exibem acamamento reliquiar, devido a transposição do primitivo acamamento, e xistosidade concordantes, enquanto as sequências superiores Açungui, consideradas brasilianas, apresentam a xistosidade geralmente a cortar o acamamento.

Em seguida ao metamorfismo regional brasiliano, durante e após o soerguimento da cadeia brasiliana, ter-se-ia dado a destruição, por erosão, da maior parte das rochas Açungui de idade brasiliana e, inclusive, anteriores. Por tal razão, tornou-se assim possível a exposição dos amplos geoanticlinais granitoides e das sequências supracrustais dobradas pré-brasilianas. Emfim, as raízes da orogênese Brasiliana ficaram deste modo expostas, tendo sido reduzidas as rochas dobradas brasilianas à mínima expressão.

#### 4.6 - Proterozóico Superior a Paleozóico Inferior (Cambriano)

##### 4.6.1 - Rochas granitóides brasileiras

##### 4.6.1.1 - Granitóides anatexíticos e metassomáticos

Dentro da Faixa Dobrada Apiaí é bem patente o predomínio das rochas granitóides em referência. Constituem amplos geoanticlinais, além de maciços isolados, limitados ou separados pelas faixas metassedimentares Açungui. Do mesmo modo, tal frequência destes complexos granitóides é igualmente extensiva ao Complexo Cristalino, integrante do Maciço Mediano de Joinville.

Entre os granitóides em apreço predominam as litologias do tipo granito ou granitóide embrechítico ou porfiroblástico geralmente preservando certa orientação. Correspondem às rochas granitóides das facies migmatítica e Cantareira segundo Y. Hasui *et alii* (1978). Maciços granitóides desprovidos de microclinização porfiroblástica, em regra tardia, são relativamente pouco frequentes. Suas rochas ocupam normalmente grandes estruturas antiformais ou geoanticliniais onde seus retrabalhamento e remobilização, por granitização e feldspatização, se tornaram possíveis durante os envolvimentos orogênicos a que foram submetidas.

Relativamente à ampla distribuição, pela área estudada, dos granitóides em discussão, cita-se, principalmente, a presença dos Complexos Cunhaporanga e Três Córregos e os maciços graníticos de Piedade, Barra do Brumado, Morro Grande, Varginha, Espigão do Feiticeiro, Apiaí, Itaoca, Bannhado, Vargem Grande, Espírito Santo, serra Nhundiaquara, serra da Utinga-serra da Itapanhapima, rio Açungui-rio Guaraú, serra do Aboboral, serra do Paratiú, Iguape, Areado, Pedro Barros, Caepupu, Faú, Pilãozinho e Fazenda São Remo.....

O maciço granítico do Caepupu, localizado contiguamente a sul da falha de Cubatão e a noroeste de Peruíbe, é constituído predominantemente por rochas leucocráticas.

orientadas e equigranulares, apenas exibindo porções feldspatizadas em seu extremo sudoeste, em direção a Itariri.

A heterogeneidade litológica dos litotipos granitoides em apreço é constante em todos os maciços citados. No entanto, essa heterogeneidade e evidências de evolução mais longa, estão melhor expostas dentro dos complexos Cunhaporanga e Três Córregos. Estes complexos granitoides ocupam os dois grandes geoanticlinais, com a mesma designação, direcionados para NE, os quais se perdem, em seus extremos SW e NE, por baixo das sequências sedimentares da Bacia do Paraná.

As rochas granitoides expostas nos complexos Três Córregos e Cunhaporanga, entre outros, evidenciam variações texturais e composicionais, ao mesmo tempo que não é observado caráter intrusivo de batólito. Suas feições mostram tanto caráter intrusivo (circunscrito) tardi a pós-cinemático, quanto difuso e anatético, sincinemático. Suas texturas variam de equigranular a porfiróide ou porfiroblástica. As estruturas gnáissica, migmatítica e cataclástica são frequentes, o que aliado à heterogeneidade composicional lhe conferem a denominação de complexos. As rochas variam de granito a quartzo-monzonito, granodiorito e tonalito, além de gnais e migmatitos, os quais sofreram a microclinização em maior ou menor intensidade ou resistiram a tal metassomatose.

As rochas granitoides do Complexo Cunhaporanga, após trabalho realizado na região da folha Itaiacoca por E. Trein (inédito), foram consideradas, com todas as suas variações texturais e composicionais, de posição estratigráfica intermediária entre a do Grupo Açungui e a dos mica-xistos e quartzitos, inclusive os quartzitos da serra das Pedras, os quais ocorrem sob a forma de remanescentes ou *roof-pendants* poupados à migmatitização. Também, relativamente à caracterização e evolução do Complexo Cunhaporanga, ocorrendo na região de Pirai do Sul e que pode ser extensivo a todos os complexos granitoides em apreço, expõem-se as seguintes considerações de I. Lopes Jr. *et alii* (1977b): *Seu tamanho, sua forma, sua relativa heterogeneidade (variação de*

granito a quartzo-monzonito e a granodiorito, além da ocorrência de dioritos e quartzo-dioritos), suas passagens amigmatito, seus contatos, em extensas áreas, sem evidências de intrusão, enfim, uma série de circunstâncias fazem plausíveis várias outras conjecturas, incluindo a de F.F.M. de Almeida (1957), quando admitiu estar em presença do Complexo Cristalino, base do Grupo Açungui. Todas essas dúvidas são reforçadas e mesmo poderiam jogar por terra a idéia de um batólito intrusivo, quando se admite a existência de processos de granitização e orogenia associados a tectonismo, que teriam a competência de remobilizar e descaracterizar as rochas originais apresentando, inclusive, localmente, caráter intrusivo a uma rocha pré-existente não necessariamente intrusiva.

Sobre o Complexo Três Córregos L.Q. Kaefer e J.P. Algarte (1972) afirmaram que possui algumas feições de granito intrusivo e outras de granito anatêxico, tratando-se de uma unidade estrutural formada e localizada na época ou pouco posterior ao dobramento do Grupo Açungui.

Na região da folha Curitiba o Complexo Três Córregos exhibe, no contato com os calco-xistos Açungui, a presença de gnaisses, onde se constata acentuada metassomatose quartzo-feldspática representada por porfiroblastos de k-feldspato.

As rochas granitóides em referência são, em conclusão, intrusivas nas rochas Açungui, através de veios aplíticos e pegmatíticos e de apófises graníticas, bem como nas do Complexo Cristalino. Nas rochas Açungui, junto ao contato, são frequentes os efeitos termo-metamórficos, bem como remobilizações parciais e ou totais. Internamente os complexos granitóides exibem diversos processos de remobilização, por migmatização, granitização e metassomatose, que teriam ocorrido durante amplo lapso de tempo.

Como as sequências basais Açungui são pré-brasiliaanas e, muitas delas transamazônicas, é de se crer que, tais



remobilizações metassomáticas e termo-metamórficas, além de parcialmente brasileiras ou obliteradas durante o Ciclo Brasileiro, teriam sido anteriores, provavelmente transamazônicas. É a razão porque, apesar de tal rejuvenescimento isotópico e termal, confirmado radiometricamente, não se endossa a opinião de que sua principal feldspatização porfiroblástica, geralmente tardia, tenha ocorrido no referido Ciclo Brasileiro. Assim como se acredita que as mais importantes migmatização e granitização das rochas do embasamento teriam ocorrido em tempos transamazônicos, também sua microclinização teria sido contemporânea. Daí a designação, que se considera incorreta, ao incluir as rochas em apreço dentro das rochas granitóides brasileiras. Trata-se de situação altamente controversa devida à inexistência de suficientes estudos geoquímicos e geocronológicos a seu respeito e à intensa rehomogeneização isotópica e termal, além de outros processos metamórficos, ocorrida durante o Ciclo Brasileiro, que obliterou bastante a longa evolução geotectônica destes granitóides. Essa metassomatose, conforme suposta de idade transamazônica, pode ser também parcialmente corroborada através do que ocorreu na África sul-ocidental (Angola e Namíbia), onde se processaram, durante o Proterozóico, os mesmos eventos tectono-orogênicos que no Brasil sul-oriental, a qual a região comentada pertence. A separação definitiva de ambos os continentes ocorreu durante o Mesozóico, embora, há cerca de 900-800 m.a., tivesse surgido a abertura do proto-Oceano Atlântico Sul (A.T.S.F. da Silva, 1978; H. Porada, 1979), a qual foi, em seguida, encerrada durante a evolução dos cinturões móveis Damara e Ribeira (Costeiro). Assim, constata-se que, em toda a região centro-ocidental de Angola e, certamente, da Namíbia, as rochas granitóides cratonizadas no final do Proterozóico Inferior (1800-1700 m.a.) mostram grande proliferação de granitóides embrechíticos eburneanos (2000-1800 m.a.) (A.T.S.F. da Silva, 1977). Porém, durante o Proterozóico Superior, apesar de ter ocorrido o Ciclo Pan-Africano nas regiões NW, SW e ESE de Angola e centro-ocidental da Namíbia, os granitóides embrechíticos pan-

-africanos são, ou parecem ser, desconhecidos.

De acordo com os dados geológicos disponíveis os complexos Cunhaporanga e Três Córregos, entre outros de menor expressão, ao exibirem os citados processos metamórfico-metassomáticos, além de pronunciado magmatismo granítico, nem sempre individualizado, são indiscutivelmente polidiapíricos no sentido do O. Stephanson (1975), bem como polimetamórficos ou poliorogênicos. Anteriormente, para o maciço granítico ou Complexo Itaoca, em função da sua diversidade de tipos litológicos (P.M.B. Landim *et alii*, 1974), E. Wernick e F. Penalva (1976) propuseram explicá-la pelo citado modelo de O. Stephanson (*op.cit.*) de polidiapirismo, isto é, de diápiros penetrando em diãpiros. Sugeriram assim que fases sucessivas, de acordo com tal modelo, poderiam ter gerado tal heterogeneidade lito-petrográfica dos corpos.

As rochas granitóides em apreço exibindo, de modo predominante, a facies migmatítica, constituem, regra geral, maciços autóctones originados em nível estrutural catazonal. Quanto aos granitóides metassomáticos ou da facies Cantareira (com fenoblastos de k-feldspato), os mais frequentes e de maior área de distribuição, ocupam geralmente maciços para autóctones ou alóctones originados em nível estrutural meso-catazonal e, mais raramente, epizonal (Y. Hasui *et alii*, 1978). No entanto, os complexos Três Córregos e Cunhaporanga, entre outros, parecem ser autóctones em vez de para autóctones, apesar de intensamente feldspatizados. De qualquer modo a gênese dos granitóides em discussão teria sido sin a tardi-cinemática, embora durante mais do que um ciclo orogênico, isto é, são aqui interpretados como poliorogênicos.

As idades radiométricas disponíveis para estes granitóides são em número reduzido e, portanto, insuficientes para se concluir categoricamente por uma idade brasileira para a sua gênese primária, como tem ocorrido. Como alternativa sugere-se a aplicação de outros métodos isotópicos de idades, antecédidos por mais e melhores estudos de campo e

geoquímicos bem orientados, objetivando esclarecer as dúvidas a seu respeito, anteriormente expostas.

Apenas são disponíveis, para as rochas em apreço, as idades radiométricas Rb/Sr convencionais, em rocha total, de  $640 \pm 20$  m.a. (A.T.S.F. da Silva *et alii*, 1977a) e K/Ar aparentes, em biotitas, de  $510 \pm 15$ ,  $500 \pm 15$  m.a. (U.G. Cordani e I. Bittencourt, 1967) e  $604 \pm 14$  m.a. (R. Salamuni e J.J. Bigarella, 1967), obtidas no granito porfiroblástico, associado a gnaisses porfiroblásticos (Iguape) e nas rochas granitóides do Complexo Três Córregos, Itaoca e Complexo Três Córregos, respectivamente.

Através de outras idades radiométricas obtidas nas rochas graníticas, principalmente pós-cinemáticas brasilianas, e metamórficas, ocorrendo na região do Vale do Ribeira, U.G. Cordani e I. Bittencourt (1967) estabeleceram que os granitos sin-tectônicos se geraram entre 650 e 600 m.a., os granitos tardi-tectônicos entre 600 e 590 m.a. e os granitos pós-tectônicos entre 580 e 500 m.a.

#### 4.6.1.2 - Granitóides metassomáticos e magmáticos indiferenciados

Estas rochas, pela sua dificuldade de individualização, são incluídas no Complexo Ibiúna. Habitualmente, este também é designado maciço granítico dos Agudos Grandes. Constitue extenso geoanticlinal com esta última designação, separando os megassinclínorios Guapiara e Cipó. Sua área de distribuição estende-se desde o ribeirão Itacolomi, a este-nordeste de Iporanga, até às proximidades de São Paulo, a maior parte do qual fora da região estudada. Grande parte deste complexo granitóide é limitada na região em apreço pelas falhas dos Agudos Grandes e da Caucaia. Somente a este-sudeste da área ocupada por este complexo (folha Registro) a falha da Caucaia o divide em duas partes. Numa delas, a sub-sudeste da citada falha, ocorrem exclusivamente os granitóides embrechíticos ou porfiroblásticos, enquanto na ou

tra, a norte-noroeste do mesmo lineamento, predominam as litologias granitóides porfiróides plutônicas. Foi de acordo com esta distribuição que A. Morgental *et alii* (1975) separaram as rochas do Complexo Ibiúna. No entanto, em redor da falha da Caucaia e no extremo oeste-sudoeste de tal complexo granitóide (folha Capão Bonito), tal individualização e mapeamento dos granitóides metassomáticos e magmáticos é impraticável, salvo se melhores estudos de campo forem realizados.

Na região sul-sudeste do Complexo Ibiúna, ocorrendo na folha Registro, este apresenta-se constituído por dois tipos de granitóides embrechíticos, frequentemente orientados. Aquela que predomina mais a norte, em direção às litologias granitóides magmáticas, exhibe maior homogeneização, com acentuada perda de orientação, ao mesmo tempo que passa a conter fenoblastos de k-feldspato avermelhados em vez de acinzentados. São esses granitóides embrechíticos que se confundem com os originados plutonicamente.

Deste modo os caracteres litológicos do Complexo Ibiúna exibem variações texturais e estruturais, com passagens gradativas para migmatitos embrechíticos, onde a estrutura cristalofílica é, às vezes, preservada, ou para termos graníticos guardando certas características de alguma orientação até total isotropia conforme é observado no curso do rio Açungui.

Entre os tipos texturais das rochas em apreço foram identificados o porfiróide e ou porfiroblástico, que é dominante, e, de modo subordinado, o migmatítico. A textura porfiróide engloba as facies embrechítica, porfiróide média e pegmatóide. Esta última facies predomina nos granitóides magmáticos, enquanto aquelas são as que mais frequentemente se observam em todo o Complexo Ibiúna. De acordo com a nomenclatura proposta por Y. Hasui *et alii* (1978) este complexo granitóide mostra a presença das facies migmatítica, Cantareira e Itú, predominando, no entanto, a segunda.

As rochas granitóides magmáticas, de composição calco-alcalina, distribuem-se por granitos, quartzo-monzonitos, adamelitos e granodioritos geralmente porfiróides. Em certas áreas são também frequentes os litotipos equigranulares. Sua coloração é cinza-rosada. A sua matriz quartzo-feldspática predomina em relação aos fenocristais de feldspato.

A mesóstasis de alguns granitóides embrechíticos ou porfiroblásticos é cataclástica, especialmente na região do bairro das Corujas (folha Registro), enquanto seus fenoblastos de k-feldspato não foram afetados tectonicamente. Tal fato comprova que a microclinização foi posterior a essa cataclase, ou, no mínimo, contemporânea.

De modo predominante o Complexo Ibiúna é constituído por rochas de natureza granodiorítica-adamelítica, anteriormente sujeitas a um processo de feldspatização diferencial.

Este complexo granitóide seria igualmente um maciço polidiapírico, conforme anteriormente sugerido por A.T.S. F. da Silva *et alii* (1977a). Sua evolução sofreu processos geotectônicos semelhantes aos dos complexos Três Córregos e Cunhaporanga, anteriormente descritos.

Os granitóides embrechíticos do Complexo Ibiúna originaram-se em condições semelhantes às dos granitóides anatexíticos e metassomáticos do item anterior. Porém, os granitóides magmáticos geraram-se em tempos pós-cinemáticos brasileiros. Considerações geocronológicas e genéticas a respeito destes últimos granitóides serão expostas oportunamente no item seguinte.

#### 4.6.1.3 - Granitóides magmáticos

Os granitóides em referência, os mais recentemente gerados entre todos os granitóides expostos na região do Vale do Ribeira, distribuem-se principalmente pelo Maciço Mediano de Joinville. Porém, no extremo norte-nordeste do Complexo Três Córregos, contiguamente aos metassedimentos do

megassinclinório Bom Sucesso e aos sedimentos da Bacia do Paraná, numerosos maciços são também frequentes, podendo corresponder a locais de antigos arcos de ilhas brasileiras, junto a bacias marginais.

Nestes granitóides, quer constituindo maciços circunscritos e discordantes em relação às rochas encaixantes quer constituindo corpos filonianos, ocorrem as fácies Graciosa, Itú e granofírica, embora predominando a primeira, de acordo com a nomenclatura preconizada por Y. Hasui *et alii* (1978).

Embora estes granitóides incluam, com frequência, granitos alcalinos e ou alaskíticos e sub-alcalinos, e, localmente, plauenitos e alcali-sienitos, parecem predominar, no entanto, os granitos calco-alcalinos, quartzo-monzonitos, adamelitos e granodioritos. Entre as rochas da facies granofírica citam-se os granófiros, pegmatitos, granitos aplíticos, microgranitos, granito-pôrfiros, riolito-pôrfiros, quartzo-pôrfiros, riolitos e riodacitos. Estas últimas rochas apresentam geralmente textura porfirítica, enquanto aquelas exibem textura porfiróide predominante.

As melhores exposições da facies granofírica ocorrem na região localizada entre o rio Pardo, serra da Momuna, maciço granítico do Itapitanguí e rio Pequeno. (folhas Apiaí, Eldorado Paulista, Iguape e Antonina).

As rochas em apreço, constituindo maciços circunscritos dentro da Faixa de Dobramentos Apiaí, distribuem-se pelos designados granitos do Chacrinha, Cerne (folha Campo Largo), rio Abaixo (folha Curitiba), serra do Carambeí (folha Piraí do Sul), Epitácio Pessoa (folha Apiaí), Campina do Veado (folha Guapiara), Barreiro, Capuava, Freguesia Velha (folha Capão Bonito) e numerosos maciços individualizados, embora sem designação, ocorrendo nas regiões de Bom Sucesso (folha Itararé), Santa Blandina, bairro dos Antunes, bairro dos Sudários (folha Guapiara) e este-sudeste de Apiaí-Mirim ou norte do bairro Santana (folhas Guapiara e Capão Bonito),

estes últimos localizando-se no extremo norte-nordeste do Complexo Três Córregos. Quanto aos maciços graníticos intrusivos no embasamento exposto, integrante do Maciço Mediano de Joinville, que são os mais importantes, citam-se os granitos Anhangava, Marumbi, Graciosa, Alto Turvo, morro Nhaporanga, serra do Itaqui, Guaraú, Itapitanguí e Ilha do Cardoso. Estes últimos maciços graníticos, integrantes da serra do Mar, sustentam os maiores e mais elevados relevos da região estudada.

Os maciços graníticos Anhangava e Graciosa, entre outros, exibem grande variedade litológica. Embora predomine o granito porfiróide em toda a sua parte central, dotado frequentemente de anfibólios sódicos (riebeckita e arfvedsonita), em direção à periferia torna-se calco-alcalino e menos porfiróide, passando mesmo a equigranular. Ao mesmo tempo outras litologias, como anateixitos, diatexitos, tonalitos e granodioritos gnáissicos, granodioritos a granitos equigranulares e diques aplíticos e pegmatíticos intrusivos em suas rochas e nas encaixantes, foram detectadas, caracterizando estes maciços como verdadeiros complexos granitóides polidiapíricos.

Apesar do maciço granítico alcalino da ilha do Cardoso ter sido considerado pós-cinemático brasileiro, surgem dúvidas a tal respeito, já anteriormente expostas (A.T. S.F. da Silva *et alii*, 1977a). Durante o desenvolvimento do Projeto SUDELPA (A. Morgental *et alii*, 1975) foram analisadas, deste maciço, numerosas amostras de apenas plauenitose alcali-sienitos. Granitos alcalinos não foram detectados. Não se exclui, apesar disso, a existência destes no interior do corpo em apreço. Sua granulação é sempre grosseira e tende para porfirítica. A determinação radiométrica K/Ar, em anfibólios destas rochas, forneceu a idade de  $610 \pm 20$  m.a. (U.G. Cordani e I. Bittencourt, 1967). Tal valor torna a idade de sua gênese mais difícil de ser aceita como pós-cinemática brasileira. Por outro lado, bem perto, junto à cidade de Cananéia, houve uma intrusão alcalina durante o

Cretáceo. Assim o maciço da ilha do Cardoso poderia estar relacionado com tal magmatismo exposto em Cananéia. Melhores estudos de campo e geocronológicos poderão solucionar este problema.

As rochas de facies granofírica, à base de granófiros e granito-pôrfiros, constituem diques direcionados segundo E-W, muito frequentes nas regiões do rio Turvo (sul da Barra do Turvo) e do alto rio Jacupiranguinha (sul-sudoeste da Barra do Azeite). As mesmas rochas a sul-sudoeste do granito Alto Turvo preenchem fraturamentos direcionados para NE, embora segundo E-W também sejam ali observados alguns corpos filonianos. Na serra da Momuna, localizada a leste de Pariquera-Açu, ocorrem feixes de diques de granitos direcionados para N30°-40°W.

Os veios e diques aplíticos e pegmatíticos ocorrem por toda a região do Vale do Ribeira nas vizinhanças dos maciços graníticos. Aquelas litologias são frequentemente intrusivas nas rochas supracrustais dobradas proterozóicas. Os pegmatitos parecem predominar na folha Eldorado Paulista e no megassinclínório Cipó, onde intrudem os metassedimentos e migmatitos Turvo-Cajati e Açungui.

As rochas em referência originaram-se como consequência do magmatismo pós-cinemático, ou de modo mais amplo, tardi a pós-cinemático brasileiro. É, aliás, o que comprovam as numerosas determinações radiométricas Rb/Sr e K/Ar obtidas em tais rochas (U.G. Cordani e I. Bittencourt, 1967; U.G. Cordani e K. Kawashita, 1971; U.G. Cordani e P.C. Abrão, inédito, in O.A. Mônico *et alii*, 1974). Foram datadas amostras dos granitos Guaraú, Graciosa, Anhangava, Marumbi, Alto Turvo e Ilha do Cardoso. As idades isotópicas K/Ar e Rb/Sr obtidas nestes granitos escalonam-se entre 390±10 e 610±20 m.a. Isócrona Rb/Sr, em rocha total, obtida a partir de amostras dos quatro primeiros, forneceu a idade absoluta de 540±11 m.a. (U.G. Cordani e K. Kawashita, *op. cit.*). Este resultado é o que melhor se coaduna com a idade real do mag



matismo pós-cinemático brasileiro, responsável pela gênese das rochas em apreço.

#### 4.7 - Paleozóico

##### 4.7.1 - Cambro-Ordoviciano

##### 4.7.1.1 - Rochas cataclásticas

Estas rochas originaram-se como consequência de intenso tectonismo de natureza rígida, atuante durante amplo lapso de tempo, sobre as rochas pré-existentes. Sua diversidade litológica distribui-se por filonitos, milonitos, protomilonitos, blastomilonitos, milonito-gnaisses, milonito-xistos, cataclasitos, brechas, microbrechas e rochas cataclasadas. Estas litologias são muito frequentes em toda a região do Vale do Ribeira que faz parte da ampla zona rúptil do sul-sudeste do Brasil.

As manifestações tectônicas, de natureza rígida, ainda melhor preservadas, são as que ocorreram durante as intensas zonas de transcorrência contemporâneas e logo após o soerguimento da cadeia montanhosa brasileira em tempos cambro-ordovicianos predominantes. No entanto, estas grandes faixas transcorrentes nada mais são do que geossuturas reativadas em tal período. São, na maior parte, zonas de fraqueza, de idade pré-brasiliana, já dotadas de amplas litologias cataclásticas. Deste modo o posicionamento destas rochas nos tempos paleozóicos inferiores, conforme tradicionalmente adotado, é bastante rígido e impreciso, porque se crê que o maior período cataclástico da região em apreço ocorreu durante o Proterozóico Médio (1600-900 m.a.). Esta intensa tectonização pré-brasiliana é corroborada pelos gnaisses Setuva (cataclásticos, blastomiloníticos e miloníticos), cuja idade isocrônica Rb/Sr de 1395±145 m.a. (F. Batolla Jr. *et alii*, 1977b) reflete sua verdadeira idade. Ela teria sido igualmente acompanhada por deformação plástica (?) que redobrou as metas

sequências supracrustais proterozóicas, inclusive as sequências mais basais ou a maior parte das rochas ainda incluídas no amplo Grupo Açungui. Esta cataclase dos gnaisses Setuva, entre outras litologias, ainda evidencia perfeitamente sua idade pré-brasiliana, apesar de provavelmente já bastante obliterada pela recristalização brasiliana e pela reativação tectônica cambro-ordoviciano dos falhamentos transcorrentes. Às vezes encontram-se, na falha de Cubatão, entre outros, milonitos dobrados e seguidamente recristalizados, bem como migmatitos de paleossomas milonitizados (J.M.V. Coutinho, 1971; C.D.R. Carneiro *et alii*, 1980). Na falha de Itariri foram encontradas intrusões graníticas nas rochas miloníticas sem estarem afetadas tectonicamente, o que evidencia ser também uma zona de fraqueza anterior ao Ciclo Brasileiro e, logicamente, anterior aos tempos cambro-ordovicianos.

Nas rochas em referência são também incluídos todos os litotipos cataclásticos originados durante o tectonismo tafrogênico ou rifeano, de natureza tensional, ocorrido em tempos mesozóicos, quando da reativação Wealdeniana (F. F.M. de Almeida, 1966), bem como durante a gênese da serra do Mar, por soerguimento epirogenético, em tempos cenozóicos.

Apesar de tudo, as rochas em apreço, ocorrendo segundo amplas faixas cataclásticas, relacionam-se quase que exclusivamente às grandes zonas de transcorrência polirreativadas, consequência de intensos esforços compressivos tangenciais, quer brasileiros terminais quer anteriores.

Quanto maior a competência das rochas submetidas a tal tectonismo, de natureza rígida, tanto mais enérgica teria sido a cataclase, expressa por litotipos mais intensamente moídos e recristalizados. Porém, as rochas mais plásticas, correspondentes aos ectinitos das sequências supracrustais resistiram melhor a tal envolvimento cataclástico.

A maior parte dos falhamentos transcorrentes, senão todos, tiveram os mais diversos comportamentos através dos

tempos (compressivos, inversos e gravitacionais), consoante as condições ou regimes processados (pré-orogênicos, orogênicos, pós-orogênicos e epirogênicos).

Como as rochas cataclásticas já citadas se originaram durante o desenvolvimento ou reativação dos numerosos falhamentos expostos na região, em seguida serão apresentadas algumas considerações a seu respeito, incluindo a identificação das principais falhas.

Durante o tectonismo, de natureza rígida, consequência dos citados esforços compressivos tangenciais, originaram-se os falhamentos transcorrentes, dos quais, a maior parte, corresponde a importantes geossuturas polirreativadas. São os lineamentos predominantes e mais importantes da região do Vale do Ribeira. Sua orientação observa-se geralmente para NE, embora, em muitos dos seus traçados ocorram orientações para ENE e E-W, as quais proporcionam uma estruturação sigmoidal. Muitas vezes as zonas cataclásticas que acompanham estes lineamentos, em geral de elevado ângulo de mergulho, apresentam espessura até quilométrica.

Entre as falhas transcorrentes citam-se, como as mais importantes, as seguintes:

— a falha de Itariri, de comportamento sinistral, derivada da falha de Cubatão, a partir de Pedro Barros, em direção a Peruíbe, segundo orientação E-W. Separa rochas do embasamento arqueano retrabalhado, correspondentes aos blocos Costeiro e Itatins;

— a falha de Cubatão, geralmente direcionada para NE e com alguns traçados segundo ENE, prossegue para sudoeste da cidade de Eldorado Paulista com a designação de falha da Ribeira, onde, por vezes, se perde devido à plasticidade dos ectinitos Açungui. Seu comportamento transcorrente é dextral. Entre Caepupu (leste de Pedro Barros) e Itapeúna esta falha separa as rochas da Faixa Dobrada Apiaí das do embasamento cristalino incluídas no Maciço Mediano de Joinville;

— a falha da Caucaia, de comportamento sinistral, exibe direção, ora para NE ora para ENE e, localmente, E-W. É um lineamento bastante amplo que flanqueia, pelo sul, o Complexo Ibiúna, embora corte este em seu extremo sul-sudeste (folha Registro). Trata-se de um ramo da falha derivando da falha Ribeira, entre a Caverna do Diabo e Eldorado Paulista;

— a falha dos Agudos Grandes, de comportamento dextral, derivada da falha da Ribeira, a sudoeste da cidade de Iporanga, e limita, pelo noroeste, o Complexo Ibiúna, mostrando-se direcionada para NE e localmente ENE;

— a falha da Figueira, de comportamento sinistral e de direção NE, derivada também da falha da Ribeira, a sudoeste da cidade de Iporanga, perdendo-se, em seu extremo nordeste, sob os sedimentos paleozóicos da bacia do Paraná. Comporta-se como falha inversa a oeste daquela cidade, com sentido do movimento para sudeste, ao mesmo tempo que separa uma faixa de metassedimentos siltico-argilosos mais jovens, embora brasileiros, de outra, a noroeste, onde predominam epicalcários, desde o granito Itaoca a Espírito Santo (folha Guapiara) e Ribeirão Grande (folha Capão Bonito), contiguamente ao Complexo Três Córregos;

— a falha da Lancinha que, para noroeste de Tunas, era designada de Lineamento Itapeúna, sendo absorvida pela falha de Cubatão ou lineamento Ribeira junto à cidade de Itapeúna. Este lineamento, direcionado para NE, passa nas proximidades das cidades de Rio Branco do Sul e Campo Largo, para, pouco depois, no sentido SW, perder-se sob os sedimentos paleozóicos da bacia do Paraná. Seu comportamento é sinistral. Em grande parte limita as rochas da Faixa de Dobramentos Apiaí, em relação às rochas Turvo-Cajati e parcialmente às do Grupo Setuva e do Complexo Cristalino. Na região da cidade de Rio Branco do Sul a falha da Lancinha teve também comportamento inverso, além de transcorrente:

— a falha do Morro Agudo, direcionada para N10°E aproximadamente, que atuou fortemente sobre os granitóides do

Complexo Três Córregos, para em seguida, na direção norte, perder-se sob os sedimentos paleozóicos da bacia do Paraná;

— a falha Itapirapuã, numa extensão da ordem de 100 km, põe em contato os epicalcários dolomíticos e metasiltitos Açungui com a borda sudoeste do Complexo Três Córregos;

— a falha das Pimentas, absorvida em seu extremo nordeste pela falha da Lancinha, ocorre limitando parcialmente rochas gnáissicas e ectiníticas Setuva das rocha Açungui;

— a falha do Guaraú, de direção N-S, que afetou o Complexo Cristalino e o granito Guaraú;

— numerosas falhas, não menos importantes, ainda sem designação própria, ocorrendo no embasamento cristalino, onde mostram orientações gerais para NE, localizam-se segundo os rios Putunã, Capivari e São Sebastião, da Sorte e Nundiaquara, Guaraqueçaba e serra Negra, entre outras, exibindo comportamento, ora sinistral ora dextral. No extremo noroeste das rochas Açungui, precisamente na região da fazenda Montaria (folha Itararé) e entre Campina do Veado (folha Guapiara) e Ribeirão Grande (folha Capão Bonito), cita-se extensa zona cataclástica de orientação próxima de E-W; a qual parece relacionar-se a uma presumível bacia marginal antiga.

As falhas inversas ou de empurrão, ainda resultantes de esforços compressivos tangenciais, mas caracterizadas por mergulhos de baixo ângulo, ocorrem frequentemente nos metassedimentos Açungui, contiguamente aos maciços granitoides. Contudo, nas regiões da serra da Bocaina (folha Antonina) e ribeirão da Forquilha (folha Apiaí), são observadas as mais importantes falhas inversas, pondo em contato as rochas Açungui mais plásticas com as rochas Setuva mais competentes. As falhas inversas da região do ribeirão da Forquilha parecem relacionar-se, tectonicamente, com o comportamento sinistral da falha da Lancinha, fazendo deslocar pa

sudoeste, sobre os gnaisses Setuva, os ectinitos Açungui, ex tremamente mais plásticos.

Durante a reativação Wealdeniana (F.F.M. de Almeida, *op.cit.*) desenvolveram-se intensos esforços tensionais, consequência de um tectonismo tafrogênico, que, além dos falhamentos e fraturamentos normais, originaram o Arqueamento de Ponta Grossa (F.F.M. de Almeida, *op.cit.*) e o Fissuramento de Guapiara (J.P. Algarte, 1972), onde o soerguimento epirogênico da região estudada foi maior. Nestas condições desenvolveram-se numerosos falhamentos e fraturamentos, geralmente direcionados para N45°W, afetando todas as rochas estudadas. É nas regiões do Arqueamento de Ponta Grossa, do Fissuramento de Guapiara e oeste-sudoeste da folha Campo Largo e norte da folha Itararé, onde ocorre a maior tectonização gravitacional. No entanto, no Bloco Itatins, entre outros locais, os falhamentos e fraturamentos normais, gerados na mesma época, orientam-se para N30°E. Estes falhamentos e fraturamentos parecem estar relacionados com os falhamentos locais direcionados para E-W. Estes últimos constituiriam falhamentos escalonados que, até os tempos cenozóicos, teriam, contribuído para a gênese de um *graben* onde se instalaria a bacia tectônica do Ribeira, ao mesmo tempo que a serra dos Itatins sofria soerguimento; tornando-se um *horst* (J. Felicíssimo Jr., 1968).

Grande parte dos falhamentos e fraturamentos normais orientados para NW, com maior frequência segundo o Arqueamento de Ponta Grossa e o Fissuramento de Guapiara, foram obliterados por diques de rochas básicas, intermediárias e alcalino-básicas.

As numerosas intrusões alcalino-ultrabásicas e alcalinas distribuídas pela região do Vale do Ribeira ocorreram em função do citado tectonismo tafrogênico mesozóico em conjugação com zonas de fraqueza pré-existentes, incluindo as falhas transcorrentes.

As rochas cataclásticas ocorridas como consequên-

cia destes falhamentos normais mesozóicos, direcionados para N45°W, N30°E e E-W, são bem evidentes, embora sejam inexpressivas no contexto regional das rochas em referência.

#### 4.7.1.2 - Formação Camarinha

As rochas que constituem a Formação Camarinha, assim designada por A. Muratori (1966) e R.A. Fuck (1966) durante mapeamentos no município de Campo Largo, localizam-se nas regiões de Passo do Moreira, Varzeado e Felpudo, precisamente a noroeste da cidade de Campo Largo.

Suas rochas apresentam contatos normais ou tectônicos com os metassedimentos Açungui, por um lado, e inconformidade angular com as rochas da Formação Furnas, a oeste-sudoeste, por outro.

As rochas Camarinha mostram-se dobradas, formando estruturas em anticlinal e sinclinal com eixos mergulhantes para NE. A estratificação de suas rochas exhibe mergulhos próximos de 40°.

A espessura dos sedimentos da Formação Camarinha foi considerada superior a 1.000 m por A. Muratori (*op.cit.*) ou da ordem de 2.400 a 4.000 m por J.H. Popp (1972).

Dentro das litologias Camarinha predominam os sil-  
titos e os conglomerados polimíticos, enquanto os arcóseos e argilitos ocorrem mais raramente. Definem-se assim duas facies: siltica e conglomerática. Esta última ocupa o topo da Formação Camarinha. Apresenta a seguinte variação litológica: conglomerados, arcóseos conglomeráticos, arcóseos médios e grosseiros ritmicamente intercalados numa sucessão de mais de 2.000m de espessura. Formam lentes intercaladas na facies siltica. Estes conglomerados polimíticos não exibem recristalização, consequência de metamorfismo, e deformação em seus eixos. As estruturas primárias do tipo *graded bedding* estão bem preservadas. A imaturidade do material é elevada, denotando baixo grau de retrabalhamento, o que pres-

supõe fonte do material a pouca distância. Estas rochas congloméráticas exibem dobramento SW-NE, com mergulhos entre 40° e 80° para NW. A facies siltica é a que se estende pela maior parte da área ocupada pela Formação Camarinha. Constitui a unidade basal, distribuída, predominantemente, por siltitos castanho-avermelhados, com laminação paralela e outras estruturas primárias, e arcóseos finos ou médios. Localmente, ocorrem horizontes com estratificação cruzada de pequena amplitude (A. Muratori, *op.cit.*). Na localidade de Cerrados, J.H. Popp (*op.cit.*) detectou estruturas maciças, laminadas, de corrente (*scour marks*), convolutas (*convolute bedding*) e de escorregamento (*slump structure*) e marcas ondulares (*ripple marks*).

Para J.J. Bigarella e M.R. Mousinho (1965) a gênese destas rochas teria ocorrido por desagregação em condições de clima árido, sendo a área fonte desprovida de revestimento vegetal, por falta de fósseis ou vestígios orgânicos. A. Muratori *et alii* (1967) atribuíram a sedimentação das rochas Camarinha condições sub-aquáticas durante uma fase tardi-orogênica do Ciclo Brasileiro, com vigência de clima semi-árido, enquanto os depósitos se originaram por correntes de turbidez. R.A. Fuck *et alii* (1971) caracterizaram os sedimentos Camarinha como localizados em depressões formando bacias posicionadas em áreas parcialmente continentalizadas, tendo sido sua deposição rápida com correntes de turbidez. Finalmente J.H. Popp (*op.cit.*), ao interpretar as estruturas sedimentares primárias, aliadas aos caracteres granulométricos, concluiu que a deposição dos sedimentos da Formação Camarinha ocorreu em ambiente sub-aquático, não marinho, no qual vigoravam correntes turbulentas e calmas. Acrescentou que tais sedimentos constituem depósitos pós-orogênicos favorecidos por dobramentos e levantamentos das rochas Açungui ou por subsidência da bacia de sedimentação.

A idade da gênese da Formação Camarinha é ainda incerta. Assim A. Muratori *et alii* (*op.cit.*) preconizaram sua formação entre dois limites posicionados entre 600 e 500-450 m.a.,



isto é, entre o final do Pré-Cambriano Superior a Eo-Cambriano e o Cambriano. Porém, J.H. Popp (*op.cit.*) posicionou a gênese das rochas Camarinha no Cambro-Ordoviciano, a qual também é adotada neste trabalho.

#### 4.7.1.3 - Formação Guaratubinha

Esta unidade litoestratigráfica fora definida e assim designada na região da Barragem do Vossoroca e do morro Redondo a sul-sudeste de São José dos Pinhais, como uma formação vulcano-sedimentar molássica brasileira, por R.A. Fuck *et alii* (1967b).

As rochas desta formação que, naquela região, ocorrem distribuídas por três sequências ou associações litológicas típicas (sedimentares, vulcânicas ácidas e vulcânicas intermediárias), culminaram por intrusões de diques de microgranitos, riolito-pôrfiros e félsicos.

No extremo sudeste da área da folha Curitiba apenas ocorre um dique de microgranito que tem sido correlacionado à formação em referência. É intrusivo nas rochas gnáissico-migmatíticas do embasamento e no granito Anhangava, segundo a orientação NE.

As rochas da Formação Guaratubinha, presentes na citada região de São José dos Pinhais, de acordo com os autores referidos, mostram-se perturbadas por intenso falhamento, o qual proporcionou a inclinação dos seus estratos com mergulhos da ordem de 25° a 40° SE, às vezes verticalizados.

Estas rochas, tal como as da anterior Formação Camarinha e do Grupo Castro, mais adiante descrito, correspondem aos eventos tectônicos de transição para a estabilização da orogênese Brasileira, tendo-se originado em fossas tectônicas intermontanas. Correspondem, portanto, à fase molássica brasileira ocorrida durante os tempos cambro-ordovicianos.

#### 4.7.1.4 - Grupo Castro

Desde O.A. Derby (1878) que muitos autores têm dedicado atenção às rochas desta sequência vulcano-sedimentar, ocorrendo na região de Castro (folhas Piraí do Sul e outras a oeste e noroeste, fora da área estudada). Porém, somente em 1967, E. Trein e R.A. Fuck propuseram a denominação de Grupo Castro para tais rochas.

As rochas do Grupo Castro distribuem-se, da base para o topo, de modo aproximado, por três sequências: sedimentar, vulcânica ácida (riolítica) e vulcânica intermediária (andesítica).

Aqueles autores correlacionaram as rochas do Grupo Castro com as das formações Camarinha e Guaratubinha, de idade pré-devoniana, bem como com as dos Grupos Itajaí (Santa Catarina), Camaquã (Rio Grande do Sul) e Lascano (Uruguai). Os mesmos geólogos interpretaram a gênese das rochas desta unidade como tendo ocorrido num estágio bem definido da fase terminal da orogênese, no caso Brasileira, tendo ocorrido entre as rochas do Grupo Açungui e os depósitos devonianos da Formação Furnas.

A distribuição das rochas do Grupo Castro ocorre limitada ao extremo noroeste da folha Piraí do Sul. Porém, para sudoeste, oeste e norte-noroeste desta região, as rochas Castro ocupam área bem mais expressiva, talvez quatro vezes maior.

A sequência sedimentar basal do Grupo Castro é constituída principalmente por arenitos arcoseanos, siltitos e argilitos, geralmente bem estratificados em níveis de espessura variável, milimétrica a métrica. A estratificação paralela é a estrutura mais frequente, embora ocorra também a laminar nos litotipos mais finos.

Superpondo-se às anteriores litologias ocorrem conglomerados, praticamente oligomíticos, constituídos por seixos e blocos de riolito e, em menor frequência, por seixos

de arcóseos, siltitos e quartzitos. A estratificação destes conglomerados é incipiente.

É sugerida uma certa contemporaneidade entre a se dimentação destes depósitos rudáceos e o vulcanismo ácido, devido à presença expressiva de riolitos naqueles (A. Muratori, *op. cit.*).

A segunda sequência (vulcânica ácida) é essencialmente constituída por lavas riolíticas (riolitos, riolitos fluidais e riolitos piroclásticos) de coloração vermelha (cor de tijolo) a castanha avermelhada. Estas rochas exibem textura fuidal, além de porfiróide e porfirítica. Estruturas amigdalóides preenchidas por sulfetos, calcedônia, quartzo, specularita e fluorita são frequentes. Associando-se aos riolitos ocorrem também tufos, brechas vulcânicas e aglomerados.

Finalmente a última sequência, também vulcânica, é de composição intermediária (andesítica). É apenas representada por um corpo andesítico, junto à cidade de Pirai do Sul, alongado segundo a direção NE.

A presença de dique de microgranito, direcionado para NW, ocorrendo entre a cidade de Pirai do Sul e o limite norte-noroeste da área em preço, intrusivo em todas as rochas do Grupo Castro, permite correlacioná-lo com o final destes eventos, tal como ocorreu no final da gênese da Formação Guaratubinha. Embora com reservas e por exclusão da sua gênese em tempos mesozóicos optou-se, neste trabalho, por incluir aquele dique de microgranito no mesmo Grupo Castro.

Os sedimentos desta unidade são imaturos, pressupondo transporte rápido a partir de fonte próxima. É admitido que em tal época o clima seria semi-árido na área fonte, por falta de alteração nos seixos dos riolitos contidos nos conglomerados. Conclui-se, portanto, por um transporte por solifluxão, em clima seco, embora apresentando enxurradas periódicas (E. Trein e R.A. Fuck, *op. cit.*). Estes autores

enquadram esta sequência no conceito de sedimentos do tipo molassa, subsequentes aos dobramentos principais de um ciclo orogênico.

L.Q. Kaefer e H.C. Cunha (1974) atribuem característica pós-tectônica à Sequência Castro, com deposição em área tectonicamente ativa e posterior aos dobramentos finais, numa plataforma relativamente estabilizada, embora ainda afetada por falhamentos relacionados ao vulcanismo final.

As rochas do Grupo Castro são pré-devonianas porque se encontram capeadas, por discordância angular, pela Formação Furnas, do Devoniano Inferior.

Determinações radiométricas de idades absolutas na rocha total de riolitos desta unidade forneceram uma isócrona Rb/Sr, computada em  $425 \pm 15$  m.a. (U.G. Cordani e K. Kawashita, *op.cit.*), o que leva a posicionar tais lavas nos finais do Ordoviciano, já em transição para o Siluriano. No entanto, o vulcanismo riolítico é suposto situar-se no final de tal evento, o que implicaria idade das rochas sedimentares relativamente mais antiga.

Numerosas considerações e correlações foram elaboradas entre o Grupo Castro e as formações Camarinha e Guaraubinha, entre outras, visando seu posicionamento cronoestratigráfico, por muitos geólogos. No entanto, persistem muitas dúvidas, em parte devido aos vários eventos vulcânicos que acompanharam a sedimentação e à falta de continuidade física entre aquelas três unidades. Crê-se, no entanto, conforme corroborado por todos, de que, sendo unidades molássicas brasileiras, se originaram durante um amplo lapso de tempo, provavelmente durante o Cambriano e Ordoviciano, tal como é admitido neste relatório.

#### 4.7.2 - Devoniano

##### 4.7.2.1 - Grupo Paraná

#### 4.7.2.1.1 - Formação Furnas

As rochas da Formação Furnas foram identificadas, pela primeira vez, por J.M. Clarke (1913), como arenito Furnas, ao mesmo tempo que também identificava o folhelho Ponta Grossa e o arenito Tibagi, todos incluídos no Grupo Campos Gerais.

Após numerosos estudiosos se dedicarem às rochas Furnas e Ponta Grossa, R.L. Schneider *et alii* (1974) adotaram a designação de Grupo Paraná para estas sequências devonianas, subdividindo-o em Formação Furnas e Formação Ponta Grossa, tal como fora feito por J.J. Bigarella *et alii* (1966).

As rochas da Formação Furnas distribuem-se por amplas áreas das regiões oeste-sudoeste da folha Campo Largo, centro-norte da folha Itararé e oeste-sudoeste de Campina do Veado (folha Guapiara). Localizam-se, portanto, entre os metassedimentos do Grupo Açungui, os sedimentos da Formação Camarinha e os granitóides dos complexos Três Córregos e Cunhaporanga, os quais são capeados por discordância angular e erosiva, e os sedimentos da Formação Ponta Grossa, quase inexistentes, e do Supergrupo Tubarão. Estes últimos sedimentos capeiam as rochas da Formação Furnas por discordância erosiva e disconformidade. Porém, o contato da Formação Ponta Grossa com a Formação Furnas é ainda objeto de ampla discussão por numerosos autores.

A espessura dos sedimentos da Formação Furnas é bastante variável, em vista de ter sofrido intensa dissecação, salvo quando capeada pela Formação Ponta Grossa. Deste modo é prognosticável uma espessura variando entre 150 e 300 m para a região estudada, conforme proposta para a região do Arqueamento de Ponta Grossa por A. Muratori (1966), E. Trein (inédito), A.J. Vieira e E. Maingué (1972) e J.J. Bigarella *et alii* (*op.cit.*). Estes últimos, baseados em dados da Petrobrás, até 1960, afirmaram que a espessura máxima é de pouco mais de 300 m.

A litologia da Formação Furnas é praticamente representada por arenitos com horizontes conglomeráticos e camadas siltico-argilosas de aspecto folhelhóide suborninados. A base da Formação Furnas é geralmente constituída por um arenito mais grosseiro, assumindo localmente aspecto conglomerático. As camadas areníticas são suavemente inclinadas de cerca de 1° para o quadrante SW. As estruturas primárias mais frequentes são as estratificações cruzada, plana, aca-nalada e plano-paralela horizontal.

Os testemunhos fósseis encontrados nesta formação são restritos, sendo representados por vestígios de vermes (tubos de *Arenicolite*) conforme salientado por E.P. Oliveira (1927).

A origem e ambiente de deposição dos arenitos Furnas refletem condições não eólicas. Sua gênese teria ocorrido em condições fluviais, deltaicas e de mar raso ou mar epicontinental com correntes vindas, uma de E e outra de NNE, onde os arenitos ter-se-iam localizado em *off-shore*, próximo à linha de costa, de acordo com o que preconizaram numerosos autores (V. Oppenheim, 1936; P.F. de Carvalho 1941; R. Maack, 1946; J.J. Bigarella *et alii*, 1966; R.L. Schneider *et alii*, 1974).

Em suas relações cronoestratigráficas com a Formação Ponta Grossa os estudiosos da Formação Furnas atribuem-lhe idade eo-devoniana, devido aos numerosos fósseis contidos na base da primeira.

#### 4.7.2.1.2 - Formação Ponta Grossa

Esta unidade litoestratigráfica aflora, de modo inexpressivo, na região contígua ao rio Guabiroba, a sudoeste da cidade de Itaiacoca (folha Campo Largo). Suas rochas assentam-se diretamente sobre a Formação Furnas, a sul daquele rio, e são envolvidas pelas do Grupo Itararé, a norte do mesmo rio.

A espessura dos sedimentos da Formação Ponta Grossa, na área estudada, segundo R. Maack (1946), é de cerca de 20 m. Esta unidade é constituída por folhelhos siltico-argilosos, muito fossilíferos fora da região estudada, às vezes com lentes de arenitos finos. Suas camadas mergulham suavemente cerca de 1º para SW. Sua estratificação típica é a plano-paralela, frequentemente em lâminas finas.

O ambiente de deposição das rochas Ponta Grossa teria sido marinho, distante do continente, sem correntes litorâneas que afetassem seus depósitos. Apesar disso, autores como R.L. Schneider *et alii* (1974), crêem que alguns dos sedimentos clásticos finos desta formação ter-se-iam depositado em ambiente de água rasa, e, em parte, em ambiente sob a influência de marés. O conteúdo fossilífero desta unidade indica, portanto, que seu ambiente de sedimentação foi marinho.

A datação dos sedimentos da Formação Ponta Grossa, realizada por F.W. Lange (1967) e R.F. Daemon *et alii* (1967), através de investigações micro-paleontológicas estabeleceu uma idade compreendida entre o início do Devoniano Inferior e o fim do Devoniano Superior.

#### 4.7.3 - Carbonífero - Permiano

##### 4.7.3.1 - Supergrupo Tubarão (Grupo Itararé)

A unidade litoestratigráfica em referência foi, pela primeira vez, designada Série Tubarão, por I.C. White (1908), para denominar o conjunto de rochas contendo leitos glaciais, bem como as camadas carboníferas com plantas fósseis, ocorrendo na região drenada pelo rio Tubarão, em Santa Catarina. Depois das diversas classificações e divisões desta série e sua adaptação à atual nomenclatura, propostas por numerosos autores desde aquela época, adotar-se-ã neste relatório a classificação apresentada por H. Muhlmann *et alii* (1974). A tal conjunto de rochas, estes últimos autores,

passaram a designar Supergrupo Tubarão, subdividindo-o nos grupos Itararé e Guatá. Na área estudada apenas ocorre o Grupo Itararé indiviso.

O Grupo Itararé indiviso compreende a sequência sedimentar de idade permo-carbonífera.

As rochas do Grupo Itararé distribuem-se pelas regiões sudoeste da folha Campo Largo, norte da folha Itararé, noroeste da folha Guapiara e extremos norte da folha Capão Bonito e noroeste da folha Registro.

A relação de contato destas rochas com as subjacentes, quer sedimentares quer metamórficas, processa-se através de uma discordância erosional.

A espessura das rochas Itararé é variável de local para local, podendo atingir uma ordem de 300 a 500 m, especialmente na região norte da folha Itararé, onde o pacote é mais espesso.

As litologias do Grupo Itararé encontradas na região estudada distribuem-se por quatro facies que são os depósitos rudáceos (tilitos, diamictitos e tilóides), arenitos, varvitos e folhelhos e arenitos síltico-conglomeráticos, os quais são indivisos ao nível dos mapas geológicos.

Os tilóides, heterogêneos e de granulação grosseira, com numerosos seixos e blocos envolvidos em uma matriz arenosa com feldspatos abundantes, parecem constituir a base do Grupo Itararé (R.A. Fuck, 1966). Estes litotipos intercalam-se a arenitos e arenitos síltico-conglomeráticos, nas proximidades de Palmeira (folha Campo Largo), entre outros locais. A ocorrência de tilitos, embora se faça sentir, é bastante rara. Sua passagem gradual, tanto lateral quanto vertical, a arenitos e arenitos síltico-conglomeráticos é observada frequentemente.

Os depósitos rudáceos anteriores evidenciam sempre alto teor de feldspatos. A sua matriz é predominantemente



siltico-arenosa. Estratificação incipiente é observada frequentes vezes. Estruturas aparentemente devidas a congelamento foram observadas no limite oeste da folha Campo Largo.

Os arenitos representam os litotipos de maior distribuição do Grupo Itararé, caracterizando o seu topo. Apresentam-se mal selecionados, com numerosos seixos de diversas litologias (granitos, gnaisses e quartzitos) e alto teor de feldspatos. São frequentes, em seu interior, os leitos conglomeráticos, tilíticos, folhelhosos e até mesmo leitos argilosos. Tais arenitos têm sido designados como arenitos Vila Velha (R. Maack, 1946). Sua estratificação é nítida, podendo ser paralela e cruzada. Esta última é relativamente irregular, em regra, de tipo acanalado.

Os varvitos e folhelhos constituem uma facies irregularmente distribuída na área da folha Campo Largo, ocorrendo intercalados tanto em arenitos do topo quanto nos arenitos siltico-conglomeráticos. Geralmente, em contato com os arenitos do topo, são-lhe sotopostos. Aqueles litotipos foram detectados principalmente na região da folha Campo Largo. Os varvitos ocorrem sob a forma lenticular, raramente atingindo expressão lateral apreciável. São constituídos por alternância de leitos de silte arenoso e argila e, mais raramente, de areia e silte. A estratificação é paralela, caracterizada por praticamente perfeita estrutura diadática ou *graded bedding*. Às vezes exibem micro-estratificação cruzada, sugerindo laminação por marcas ondulares ou *ripple marks*. Seixos pingados são comuns. Os folhelhos associam-se aos varvitos e intercalam-se também nos arenitos. São de constituição argilosa ou siltosa e, mais raramente, arenosa, apresentando aspecto várvido.

Os arenitos siltico-conglomeráticos são encontrados em muitos locais. Mal selecionados, contêm seixos de granito, gnaisse, quartzito, folhelho e arenito, entre outras litologias. Exibem ampla heterogeneidade, embora ocorra certa ritmicidade na granulometria, com o aparecimento de estratificação gradacional, repetindo-se em ciclos irregula

res. Estes arenitos distinguem-se dos tilitos e tilóides por apresentarem planos de estratificação relativamente bem desenvolvidos, com desagregação botroidal. Sua espessura não ultrapassa os 50 m.

As rochas do Grupo Itararé são mais grosseiras junto às rochas metamórficas e sedimentares da periferia sul-sudeste que no sentido do interior da Bacia do Paraná. Em vista dessa variação litológica, que se reflete na morfologia, foi possível identificar na região norte-noroeste da folha Itararé, a separação aproximada do Grupo Itararé em três associações lito-morfológicas, conforme constatado em seu mapa geológico.

Os fósseis encontrados nas rochas do Grupo Itararé, embora fora da área estudada, distribuem-se por Pelecípodos, Braquiópodos, Gastrópodos e outros (A.C. Rocha Campos, 1967).

Os sedimentos do Grupo Itararé ter-se-iam depositado durante a glaciação permo-carbonífera ocorrida na Bacia do Paraná. V. Leinz (1937) admitiu que a direção de movimento do gelo teria ocorrido segundo NE-SW e ENE-WSW. Porém, outros autores (J.C. Mendes, 1952; H. Martin, 1964) afirmaram que as geleiras teriam provindo do Escudo Sul-Riograndense ou de E a SE. De fato, durante o longo período glacial, ocorreu intemperismo, erosão e sedimentação, depositando-se os sedimentos em ambientes lacustres, fluviais, periglaciais e marinhos.

Datações do conteúdo fossilífero permitem atribuir a esta sub-unidade idade estendendo-se desde o Carbonífero Superior ao Permiano Médio (R.F. Daemon e L.P. Quadros, 1969). Porém, R.L. Schneider *et alii* (1974), atribuem intervalo menor ao período em que se geraram as rochas do Grupo Itararé, isto é, entre o Carbonífero Superior e o Permiano Inferior.

#### 4.8 - Mesozóico

##### 4.8.1 - Jurássico-Cretáceo

##### 4.8.1.1 - Rochas básicas, intermediárias e alcalino-básicas

Estas rochas são extremamente frequentes na área estudada. Constituem numerosos e extensos diques direcionados para N40°-60°W e exibem maior densidade segundo o Arqueamento de Ponta Grossa e o Fissuramento de Guapiara, onde os falhamentos e fraturamentos normais ou distensivos mesozóicos, consequência do tectonismo tafrogênico, foram mais pronunciados durante o soerguimento epirogenético. Porém, no extremo leste do Bloco Itatins, alguns diques diabásicos irrepresentáveis mostram-se direcionados segundo E-W, correspondendo a uma área de transição para nordeste da região estudada, onde a orientação de semelhantes diques é para N45°E aproximadamente (A.T.S.F. da Silva *et alii*, 1977a).

As litologias predominantes distribuem-se por diabásios seguidos de microdioritos, quartzo-microdioritos, quartzo-pórfiros, diorito-pórfiros, dioritos, tonalitos e granodioritos. Frequentes vezes os diabásios passam, lateral ou longitudinalmente, a microdioritos ou mesmo dioritos. Gabros sub-ofíticos, basaltos, basalto-pórfiros, monzonito-pórfiros, andesito-pórfiros e traquiandesitos são encontrados frequentemente.

Diques de rochas alcalino-básicas e ou alcalino-ultrabásicas, distribuídas por fonolitos traquitóides, basanitós e shonkinitos, são frequentes na região correspondente à folha Eldorado Paulista. Entre Itapeúna e a região a sul de Jacupiranga ocorrem alguns diques destas rochas fonolíticas traquitóides direcionados para noroeste, que parecem ter sido interrompidos pela grande intrusão alcalino-ultrabásica de Jacupiranga.

Os diorito-pórfiros diqueformes, muito frequentes entre Antonina e Piraí do Sul, são considerados as rochas fissurais mais antigas, logo seguidas pelos diabásios.

Os litotipos citados correspondem a uma ampla diferenciação do magma basáltico toleítico, tão bem representado pelos possantes derrames que ocorrem na Bacia do Paraná.

Este vulcanismo fissural mesozóico teria ocorrido predominantemente entre 147 e 117 m.a., com um clímax maior entre cerca de 130 e 120 m.a. (G.Amaral *et alii*, 1966), isto é, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior.

#### 4.8.1.2 - Rochas alcalino básicas-ultrabásicas

As rochas alcalino-ultrabásicas constituem numerosos maciços intrusivos nas litologias do embasamento arqueano-proterozóico, supracrustais e granitóides proterozóicas anteriormente descritas. Sua área de ocorrência se dá segundo uma faixa E-W aproximada incluída nas folhas Registro, Eldorado Paulista, Apiaí e Cerro Azul. Cada maciço ou complexo pode incluir apenas rochas alcalinas ou então alcalino-básicas ou alcalino-ultrabásicas.

Entre os principais corpos alcalino-ultrabásicos citam-se os maciços de Juquiá, Jacupiranga, José Fernandes, bairro da Cruz, Tunas, Itapirapuã, Banhadão, Mato Preto e outros de pequena dimensão nas proximidades destes últimos.

O maciço alcalino de Juquiá, ocorrendo a meia distância entre as cidades de Registro e Juquiá, é intrusivo no embasamento gnáissico arqueano posteriormente retrabalhado por migmatização e granitização. Sua descoberta aconteceu em 1927. Entre os numerosos autores que se dedicaram ao estudo de suas rochas citam-se G. Amaral *et alii* (1967) e H. Born *et alii* (1972) que obtiveram a idade K/Ar de cerca de 132 a 127 m.a. para a sua gênese e H. Born (1971) que executou o estudo petrológico pormenorizado de suas litologias. Este complexo alcalino-ultrabásico, de dimensão circular irregular, é constituído por litotipos plutônicos e hipoabis-

sais. Dos primeiros citam-se piroxenitos, sienitos, ijolitos e carbonatitos. Os segundos constituem diques alcalino-ultrabásicos intrusivos nas anteriores litologias. Este maciço, do ponto de vista econômico, fornece apatita, magnetita e pirocloro, os quais têm sido lavrados mais recentemente.

O maciço alcalino-ultrabásico de Jacupiranga representa a maior intrusão ocorrida na área estudada. Constitui um corpo intrusivo nos metassedimentos Turvo-Cajati e granitoides do Complexo Itapeúna, localizado a cerca de 10 km a oeste de Jacupiranga. Ocupa uma área de cerca de 65 km<sup>2</sup>, de forma elipsóide aproximada, orientada para N25°W, quase normal à estruturação daquelas rochas. H. Bauer (1877) foi quem primeiro visitou a área deste complexo alcalino-ultrabásico, enquanto O.A. Derby (1891) foi o primeiro a propor o termo de Jacupiranguito para os piroxenitos associados a esta intrusão. Entre os numerosos geólogos que mais tarde se dedicaram ao estudo das suas rochas referem-se G.C. Melcher (1954 e 1965) e G. Amaral (1972). Este último, através de datações K/Ar nos seus minerais e rochas, concluiu que sua gênese teria ocorrido no intervalo de 158-143 a 135-125 m.a., isto é, sua intrusão ou consolidação teria ocorrido entre o final do Jurássico e o início do Cretáceo. O primeiro autor dedicou-se a estudos petrológico e econômico, visando ao aproveitamento dos carbonatitos para fosfato e cimento. Suas rochas distribuem-se por litologias plutônicas e hipoabisais. Das primeiras predominam os piroxenitos e jacupiranguitos seguidos de peridotitos, melteigitos, malignitos, teralitos, ijolitos, nefelina-sienitos, sienitos, alcali-sienitos, essexitos, carbonatitos e fenitos. Quanto às rochas hipoabissais constituem diques alcalino-ultrabásicos intrusivos nas primeiras, sendo de representação cartográfica nula. Os fenitos, originados por metassomatose alcalina nas encaixantes, durante a intrusão, são extremamente frequentes.

O maciço alcalino-básico ou gábrico do bairro da Crus é intrusivo nas rochas Setuva e Açungui. Localizado em

tre os ribeirões da Forquilha e do Pinhal (folha Apiaí) constitui um corpo circular de cerca de 1 km<sup>2</sup> de área. Sua descoberta ocorreu durante os trabalhos de campo executados pelo Projeto Leste do Paraná (I.P. Paiva *et alii*, 1977). Litologicamente foram detectadas rochas do tipo fonolito e olivina-gabro. É um maciço com nítida diferenciação magmática variando desde litotipos básicos a alcalinos. Determinações radiométricas K/Ar em piroxênios e anfibólios das suas rochas forneceram a idade de 230±35 m.a. (M. Hama *et alii*, 1977; I.P. Paiva *et alii*, *op. cit.*). Trata-se de material pouco favorável, além de valor K/Ar isolado. Por tal razão, pode-se admitir, com reservas, que este maciço seria um dos representantes mais antigos do magmatismo mesozóico na área. É o que parece também confirmar o resultado isotópico obtido no designado complexo gábrico de José Fernandes a seguir apresentado.

O maciço alcalino-básico ou complexo gábrico de José Fernandes é representado por um pequeno corpo circular localizado a sul da cidade de Adrianópolis. É um maciço intrusivo nos metassedimentos Açungui. Sua litologia distribui-se por gabros, quartzo-gabros, gabros sub-ofíticos, diabásios, augita-diabásios, basaltos e essexito-basaltos. É atribuída a esta intrusão a idade de 183±9 m.a., sendo, portanto, considerada como a anterior, entre as primeiras manifestações do magmatismo mesozóico na região, conforme citação de J.A. Pierucetti (1973), após informação verbal de U. G. Cordani (1973).

O maciço alcalino-básico de Tunas, intrusivo nos metassedimentos Açungui segundo orientação NW, ocupa uma área de cerca de 23 km<sup>2</sup>, contiguamente à cidade de Tunas, e é constituído por quatro chaminés vulcânicas. Suas rochas de natureza sienítica constituem cerca de 90% da área do maciço e, entre elas, distinguem-se sienitos alcalinos e pulaskitos, predominando, no entanto, os primeiros. Foiaitos foram também detectados. Outras litologias não sieníticas distribuem-se por gabros alcalinos, sieno-dioritos, dioritos e

diques de micro-sienitos, traquitos e bostonitos. Brechas vulcânicas são também frequentemente encontradas. Determinações radiométricas K/Ar forneceram cerca de 110 m.a., o que posiciona sua gênese no Cretáceo Médio (U.G. Cordani e Y. Hassui, 1968).

O maciço alcalino de Itapirapuã, também denominado Ribeirão da Ilha, localiza-se entre os rios Cordinhas e Itapirapuã, nas proximidades do rio Ribeira de Iguape (folha Cerro Azul). Trata-se de um maciço alongado para NW, dotado de uma área de cerca de 4 km<sup>2</sup>. É totalmente intrusivo nas rochas granitóides do Complexo Três Córregos. Sua litologia predominante é o nefelina-sienito contendo granada titanífera (melanita), segundo C.B. Gomes e C.V. Dutra (1969). Há, porém, variações litológicas entre os nefelina-sienitos e alcali-sienitos, além de ocorrerem também biotita-melteigitos, melanita-malignitos, pequenos diques de tinguaítos cortando os sienitos e os granitóides encaixantes e duas zonas de brechas vulcânicas. Cita-se ainda a presença de pularitos e wollastonita-melanita-nefelina-sienitos. Determinações radiométricas K/Ar nestas rochas alcalinas forneceram idade de 104 m.a., o que as coloca no Cretáceo Superior (C. B. Gomes e U.G. Cordani, 1965).

O maciço alcalino do Banhadão, localizado a oeste do de Itapirapuã, é também intrusivo nas rochas granitóides do Complexo Três Córregos. De forma quase circular possui uma área com cerca de 11 km<sup>2</sup>. Sua descoberta ocorreu durante os trabalhos de campo executados pelo Projeto Sudeste do Estado de São Paulo (L.Q. Kaefer e J.P. Algarte, 1972). Os sienitos nefelínicos e fonolitos são as litologias predominantes. Entre os primeiros incluem-se as variedades foiaito, malignito, nefelina-sodalita-sienito, melanita-nefelina-sienito, mungionito, laurdalito-pórfiro e nefelina-sienito essexítico. Ijolitos e alcali-sienitos são menos frequentes. Os fonolitos ocorrem nas bordas do maciço alcalino, provavelmente constituindo diques. Determinações radiométricas K/Ar num malignito forneceu a idade aparente de 118±4 m.a., o que po

siciona sua gênese no Cretáceo Inferior a Médio (M. Hama *et alii*, *op.cit.*; J.C. Rodrigues *et alii*, 1977b).

Entre os corpos alcalinos intrusivos menores citam-se os de Mato Preto, Barra do Ponta Grossa, Barra do Teixeira e rio Sete Quedas, todos ocorrendo ainda na região central da folha Cerro Azul. As alcalinas de Mato Preto, intrusivas nos metassedimentos Açungui, variam entre fonolitos, tinguaiços e malignitos. A alcalina do maciço da Barra do Ponta Grossa é um tinguaiço. Finalmente a este-sudeste do maciço alcalino de Tunas foi detectado pequeno corpo de rocha sienítica aproximada, podendo tratar-se de uma apófise ou cone adventício daquele (J.C. Rodrigues *et alii*, 1977b). Fonolitos dos corpos da Barra do Teixeira e de Mato Preto forneceram as idades K/Ar aparentes, em rocha total, de cerca de 73 e 66 m.a., respectivamente (U.G. Cordani e Y. Hasui, *op.cit.*), o que posiciona sua gênese no Eo-Cenozóico (Paleogeno).

#### 4.9 - Cenozóico

##### 4.9.1 - Terciário-Quaternário

##### 4.9.1.1 - Formação Pariquera-Açu

Esta unidade sedimentar, de provável idade plio-pleistocênica, distribui-se pelos terraços antigos dos cursos inferiores a médios do rio Ribeira de Iguape e de seus principais afluentes (Juquiã, Jacupiranga e Pariquera-Açu). Sua presença ocorre desde a região de Iguape às proximidades do granito Itaoca. Distribui-se, assim, por áreas correspondentes às folhas Pedro de Toledo, Registro, Iguape, Eldorado Paulista, Capão Bonito e Apiaí. As suas exposições predominam, no entanto, na Bacia do Ribeira, originada por afundamento tectônico em tempos cenozóicos finais, entre Iguape e Registro, enquanto as serras do Bananal e dos Itatins, a leste, e do Guaraú e da Mandira, a oeste, sofriam soerguimento.



A designação em referência para esta unidade foi proposta por J.J. Bigarella e M.R. Mousinbo (1965) que passou a substituir a designação de Formação Jacupiranga proposta por F.F.M. de Almeida (1964). Seu estudo sedimentológico completo foi devido a E. Franzinelli (1970). Em 1971, a mesma autora, abordou a origem e proveniência dos sedimentos da mesma formação, considerando-os fluviais. Mais tarde S. Petri e K. Suguio (1973) e V.J. Fúlfaro e K. Suguio (1974), ao tecerem considerações a respeito do seu ambiente de deposição, correlacionaram-na estratigraficamente aos depósitos cenozóicos do planalto.

Os sedimentos da Formação Pariquera-Açu capeiam, por discordância erosiva, as rochas gnáissicas migmatizadas do embasamento, supracrustais dobradas Turvo-Cajati e Açungui e, mais raramente, granitóides. São, no entanto, capeadas lateralmente, em nível inferior, pelos sedimentos recentes.

A espessura dos sedimentos desta formação é da ordem de dezenas de metros nas exposições mais possantes.

Seus sedimentos constituem antigos terraços, atualmente a uma cota de 25-30 m acima do nível do rio Ribeira de Iguape.

Sua litologia distribui-se por sedimentos arenosos, sílticos e síltico-argilosos, intercalando níveis conglomeráticos. Frequentes vezes os conglomerados assentam-se diretamente sobre as rochas subjacentes de idade pré-cambriana. Os conglomerados são semi-consolidados, sendo os seus seixos constituídos principalmente por quartzo e quartzito, imersos numa matriz areno-síltico-argilosa. Não há estruturas primárias, do tipo estratificação, nas rochas desta formação.

O ambiente de deposição teria sido o fluvial (E. Franzinelli, 1971), tendo sido originados seus depósitos num rio anastomosado, enquanto o clima que prevalecia na época da deposição teria sido semi-árido (J.J. Bigarella e M.R. Mousinho, *op.cit.*).

#### 4.9.1.2 - Rochas carbonáticas de deposição secundária, terraços de rios e sedimentos coluviais geralmente lateritizados

As rochas carbonáticas de deposição secundária, principalmente representadas por pseudo-travertinos, ocorrem sempre nas imediações das rochas carbonáticas metamórficas, das quais derivam por dissolução química seguida de deposição por precipitação química. Estalactites e estalagmites também pertencem a este tipo de rochas. No entanto, exposições de pseudo-travertinos foram mapeadas apenas na influência das serras da Bandeira e André Lopes, principalmente a leste da Caverna do Diabo e a nordeste da Barra do Turvo.

Cascalheira de seixos de quartzo e quartzito não consolidados ocorrem em pequena exposição num terraço antigo do rio Taquaral, localizado no extremo nordeste da folha Capão Bonito, superpondo-se aos metassedimentos Açungui.

Os sedimentos coluviais, geralmente lateritizados, foram identificados segundo os cursos do rio Iapô e de seus principais afluentes, drenando a região da folha Pirai do Sul. Estes sedimentos ladeiam as aluviões dos citados cursos de água e estendem-se até aos granitóides expostos do Complexo Cunhaporanga.

#### 4.9.2 - Quaternário

##### 4.9.2.1 - Formação Alexandra

Esta unidade sedimentar foi assim designada por J.J. Bigarella *et alii* (1961), durante os trabalhos geológicos realizados na região de Alexandra, localidade situada a sul da cidade de Antonina, fora da área estudada.

Suas rochas distribuem-se por pequenas manchas pelas regiões de Mergulhão (terraços do rio Cachoeira), nordeste de Guaraqueçaba e Taquari (terraços dos rios Guaraqueçaba e Taquari). Estas últimas exposições, aflorantes na fo-

lha Guaraqueçaba, delimitadas por este projeto, foram interpretadas como pertencendo à Formação Alexandra em vez de Formação Pariqueira-Açu, em virtude da sua natureza arcoseana predominante, geralmente arenosa ou rudácea e, em regra, pouco conglomerática.

Segundo aqueles autores a possança da Formação Alexandra pode ser de 24 a 30 m, no mínimo, na citada região de Alexandra.

Os sedimentos fluviais da Formação Alexandra distribuem-se por arcóseos, de modo predominante, e ainda conglomerados, areias, siltitos e argilitos inconsolidados.

#### 4.9.2.2 - Formação Guabirota

A Formação Guabirota, representada pela maioria das exposições mais antigas, dos sedimentos recentes, presentes na Bacia de Curitiba, foi assim designada por J.J. Bigarella e R. Salamuni (1962). Trata-se de uma sequência clástica depositada numa bacia, originada tectonicamente nos finais dos tempos cenozóicos, tal como ocorrera no caso das bacias do Ribeira e de São Paulo.

Litologicamente esta unidade é constituída principalmente por argilas seguidas de arcóseos, cascalhos, areias e margas. Assentam-se em discordância angular sobre rochas gnáissicas, geralmente decompostas, do Complexo Cristalino. O argilito é, pois, o componente litológico principal, conforme referido. A estratificação dos sedimentos Guabirota é imperfeita e pouco desenvolvida ou até ausente. Paleocanais são frequentemente observados. Os arcóseos e areias arcoseanas formam camadas lenticulares, distribuindo-se irregularmente dentro dos argilitos. Os depósitos rudáceos ocorrem subordinadamente em relação aos argilitos e arcóseos.

A espessura desta unidade é muito variável, estimando-se que seja da ordem de 90 m para alguns pontos da bacia (R.A. Fuck, 1967).

J.J. Bigarella e R. Salamuni (*op.cit.*), concluem por um ambiente de sedimentação para a Formação Guabirotuba, em condições de clima semi-árido, durante a deposição geralmente torrencial da drenagem centrípeta local.

Embora muitos autores tenham considerado sua gênese em tempos plio-pleistocênicos crê-se, atualmente, que sua deposição teria ocorrido durante a glaciação Nebraska, que é de idade pleistocênica.

#### 4.9.2.3 - Formação Cananêia

A denominação desta formação foi proposta, pela primeira vez, por S. Petri e K. Suguio (1973), em relação às areias regressivas, localmente designadas piçarras que compõem a sequência superior dos sedimentos da região de Cananêia.

Sua área de distribuição, embora capeada por sedimentos arenosos praias mais modernos, pelo que não é mapeável, ocorre nas regiões de Iguape, Cananêia e ilha Comprida, isto é, no litoral da folha Iguape.

A Formação Cananêia assenta-se sobre os conglomerados da Formação Pariquera-Açu, enquanto é recoberta por sedimentos recentes, originados pelo retrabalhamento dos seus próprios sedimentos.

Sua litologia distribui-se por sedimentos argilo-siltosos na base, contendo diatomáceas e foraminíferos, seguidos de siltes arenosos contendo igualmente foraminíferos e areias finas e friáveis, podendo estas estar cimentadas por material ferruginoso.

Estratificações plano-paralela e cruzada, acamamento irregular e estruturas limoníticas e de escorregamento são observados. No nível superior são frequentes os tubos fósseis de *Callianassa*.

A espessura média desta formação foi estimada em 30 m.

S. Petri e K. Suguio (1971) concluíram que os sedimentos da Formação Cananéia se depositaram em ambientes de transição continental e marinho, de águas salobras. Estes sedimentos passaram à sequência tipicamente marinha litorânea, com caráter transgressivo na base e regressivo no topo. Tais características estão associadas às flutuações glácio-eustáticas do Quaternário. Uma fase de emergência, de condicionamento tectônico, teria resultado no soerguimento desta formação, com conseqüente exposição dos níveis superiores, que atualmente se posicionam em redor de 9 a 10 m acima do atual nível do mar.

L. Martin e K. Suguio (1976) atribuem aos sedimentos da Formação Cananéia idade pleistocênica.

#### 4.9.2.4 - Sedimentos aluviais, eluviais, coluviais ou talosos, praiiais, marinhos, mistos, de fundo de baía e de mangue

Tais sedimentos distribuem-se, de modo predominante, pelas baixadas litorâneas das folhas Pedro de Toledo, Iguape, Eldorado Paulista, Guaraqueçaba e Antonina. São igualmente frequentes nas várzeas drenadas pelos principais rios e no sopé dos principais relevos, muito numerosos na área estudada. É, portanto, na bacia tectônica do baixo Ribeira que ocorre a maior densidade de exposições dos sedimentos recentes.

Os sedimentos aluviais, de natureza areno-siltito-argilosa, ocorrem, predominantemente segundo as drenagens dos cursos superiores dos rios Iguaçu (folha Curitiba) e Iapô (folha Piraí do Sul) e segundo os cursos inferiores dos rios Nhundiaquara, Cachoeira, Faisqueira (folha Antonina), Tagaçaba (folhas Antonina e Guaraqueçaba), Serra Negra, Guaraqueçaba, Taquari (folha Guaraqueçaba), Jacupiranga (folhas Eldorado Paulista e Iguape), Ribeira de Iguape (folhas Apiaí, Eldorado Paulista, Capão Bonito, Registro e Iguape), Itimirim, Quilombo, Ipiranga, Juquiã, Açungui (folhas Regis

tro) e São Lourencinho, Uberabinha, Itinguaçu, Pedras, Una do Prelado e Guaraú (folha Pedro de Toledo).

Os sedimentos eluviais e coluviais ou talosos indivisos, correspondentes a depósitos detríticos grosseiros no sopê dos principais relevos escarpados, distribuem-se principalmente pelas regiões da fazenda Montaria e nordeste de Bom Sucesso (folha Itararé) e pelas bases das vertentes sul, leste ou sudeste das serras do Marumbi, Graciosa, Órgãos, Virgem Maria (folha Antonina), Serra Negra, Morato, Utinga (folha Guaraqueçaba), Cadeado, Boacica (folha Eldorado Paulista), Agudos Grandes (folhas Capão Bonito, Registro e Pedro de Toledo) e Itatins (folha Pedro de Toledo).

Os sedimentos praiiais estão extensamente representados no litoral das folhas Pedro de Toledo, Iguape, Guaraqueçaba e Antonina, em vista de as praias desta região estarem a sofrer emergência relativamente acentuada.

Os sedimentos marinhos distribuem-se pelas planícies costeiras, contiguamente às faixas ocupadas pelos sedimentos praiiais, anteriormente referidos. Estes sedimentos marinhos estão representados por cordões de restingas (cordões litorâneos frontais) e cordões litorâneos intermediários, formados por areia fina e terraços de construção marinha, constituídos por areia fina com contribuição siltico-argilosa. Sua área de distribuição observa-se no litoral da folha Pedro de Toledo, a sudeste do rio Una do Prelado, nas ilhas Comprida e de Cananéia e na região de Subaúma (folha Iguape), nas ilhas do Superagui, do Mel, das Peças e Rasa e na região de Piassaguera (folha Guaraqueçaba).

Os sedimentos indiferenciados, areno-siltico-argilosos, de deposição mista (flúvio-marinha-lacustre) e de fundo de baía, ocorrem contiguamente aos sedimentos marinhos, praiiais e aluviais, devido à interpenetração entre si. Apresentam, geralmente, frações argilosas, arenosas e siltosas, predominando, no entanto, as argilas em superfície com cobertura de solo argiloso com matéria orgânica. Não exibem

os antigos cordões litorâneos, o que facilita sua identificação em fotografia aérea.

Finalmente os sedimentos de mangue ocorrem ao longo das drenagens meandantes das planícies costeiras e ao longo dos canais marinhos. Compõem-se de lamas e lodos argilosos, ricos em matéria orgânica. A vegetação típica destes depósitos designa-se manguezal, cujas plantas exibem raízes adventícias e pneumatóforos. A localização destes sedimentos de mangue observa-se principalmente nos cursos terminais dos rios Guaraú, Una do Prelado (folha Pedro de Toledo), entre as ilhas Comprida e de Cananêia e o continente (folha Iguape), extremo sudeste da folha Eldorado Paulista, cursos terminais dos rios Ipiranga, Taquari, Guaraqueçaba, Serra Negra e Tagaçaba e todo o litoral entre eles (folha Guaraqueçaba) e cursos terminais dos rios Itaqui, Faisqueira, Cachoeira, Xaxim e Nhundiaquara (folha Antonina).

## 5 - GEOLOGIA HISTÓRICA

A área estudada, pelo Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira, é constituída, de modo predominante, por rochas de idade pré-cambriana. Durante este amplo lapso de tempo originaram-se numerosas litologias que podem ser distribuídas por dois grandes conjuntos litotectônicos. Um, exposto a sul das falhas da Lancinha da Ribeira e de Cubatão, e que constitui a infraestrutura arqueana polimetamórfica (poliorogênica), mais ou menos retrabalhada, onde ocorrem também frequentes exposições granitoides proterozóicas e intrusivas eo-paleozóicas e mesozóicas, bem como algumas sequências supracrustais dobradas proterozóicas (Grupo Setuva, Sequência Turvo-Cajati e Grupo Açungui) ultrapassando, para sul-sudeste, o limite daquele lineamento. O outro, exposto entre o anterior lineamento e a Bacia do Paraná é representado pelas sequências supracrustais dobradas proterozóicas (grupos Setuva e Açungui), sequências molássicas brasileiras (Formação Camarinha e Grupo Castro), exposições granitoides proterozóicas e intrusivas eo-paleozóicas e mesozóicas. Na bacia do Paraná, compreendida na área estudada, localizam-se apenas sedimentos de idade de devoniana a permiana.

Na porção litorânea da região do Vale do Ribeira predominam, portanto, as rochas arqueanas que, por insuficiência de estudos (geológicos de campo, litogeoquímicos, geocronológicos, estruturais e petrográficos), evidenciam ainda numerosos problemas por resolver, frequentemente conflitantes, quanto à sua gênese e evolução.

As rochas arqueanas e granitoides associadas mais modernas integram o designado Maciço Mediano de Joinville, limitado entre o litoral atlântico e aquele lineamento, conforme estruturação proposta para a Faixa de Dobramentos Ribeira por C.D.R. Carneiro *et alii* (1974) e Y. Hasui *et alii* (1975). Esta faixa de dobramentos, de idade brasileira, tem atualmente conotação regional mais ampla, pelo que é designada Cinturão Móvel Costeiro.



Os complexos Itatins e Serra Negra, integrantes do Cinturão Granulítico Atlântico (W.S. Fyfe e O.H. Leonardos Jr., 1973; O.H. Leonardos Jr. e W.S. Fyfe, 1974), constituem, entre as rochas arqueanas mais antigas, as melhores preservadas de remobilizações posteriores. Sua gênese teria ocorrido em condições de ultrametamorfismo, acompanhado de granitização e de dobramento isoclinal cerrado, durante o Arqueano superior e ou anteriormente (3500 a 2800 m.a.), quando da colisão provável de duas placas microcontinentais, de natureza siânica, tal como ocorrera em Sri Lanka, conforme preconizado por T. Munasinghe e C.B. Dissanayake (1979 e 1980). As determinações radiométricas de idades pelos métodos isocrônico Rb/Sr em kinzigitos do Complexo Itatins ( $2540 \pm 440$  m.a.) e K/Ar em feldspatos dos enderbitos e ou opdalitos do Complexo Serra Negra ( $2713 \pm 15$  e  $2530 \pm 34$  m.a.; F. Batolla Jr. *et alii*, 1977b) refletem idade mínima arqueana superior para tal metamorfismo de alto grau. Este evento tectono-orogênico do mais alto grau (Ciclo Jequié), ocorrido durante o Arqueano Superior, teria, portanto, envolvido neste processo metamórfico e de granitização as rochas granito-gnáissicas (infracrustais e supracrustais) pré-existentes, algumas delas supostas já do mais alto grau metamórfico, geradas anteriormente em eventos semelhantes, bem como algumas das rochas supracrustais da Sequência Cachoeira. É admitido que estas últimas foram, inclusive gnaissificadas, durante tal processo. Pode-se concluir, então, que a gênese das rochas gnáissicas arqueanas teria ocorrido durante longo período, entre cerca de 3800 e 2800 m.a., consequência dos vários cinturões móveis que afetaram a região estudada, de acordo com o ocorrido em outras regiões do mundo como na Groenlândia-Labrador (Canadá), entre outras (A.Y. Glikson, 1977; E.M. Beech e B. Chadwick, 1980; K. Coe, 1980; etc.). Muitas das rochas gnáissicas arqueanas ainda preservadas originaram-se a partir da granitização de sequências vulcano-sedimentares constituindo, assim, os designados gnaisses supracrustais. Esta constatação é corroborada por muitos estudiosos dos escudos arqueanos (J. Sutton, 1967; J.W. Sheraton, 1970; S.M. Naqvi *et alii* 1978; etc).

Outras, porém, em grande parte infracrustais, originaram-se concomitantemente com as rochas granulíticas, por retrometamorfismo destas últimas ou por retrabalhamento de intrusivas granitóides, inclusive trondhjemíticas, originadas por magmatismo durante o Arqueano Inferior e Médio.

Os gnaisses arqueanos da região estudada são predominantemente de composição granodiorítica a tonalítica e, mais raramente, diorítica a anfibolítica. Apesar da perda dos elementos litófilos, as rochas granulíticas exibem composição granodiorítica a tonalítica predominante. Nos escudos arqueanos, em geral, estas últimas rochas exibem composição mais básica do que os gnaisses. No entanto, na região estudada, os dados disponíveis são apenas petrográficos, sendo insuficientes para qualquer conclusão.

Conclui-se, portanto, que os gnaisses arqueanos da região do Vale do Ribeira, tal como todos os gnaisses dos escudos arqueanos, originaram-se a partir do manto por processos similares àqueles agora operando nas margens continentais do tipo andino que produzem os batólitos cordilheiranos e vulcânicas associadas, conforme proposto por J. Tarney (in B.F. Windley, 1976).

A Sequência Cachoeira originou-se antes do último metamorfismo regional do mais alto grau que afetou a região em apreço, durante o Arqueano Superior, porque foi, pelo menos parcialmente, envolvida por tal processo. Esta unidade litoestratigráfica está atualmente representada pelas raízes de uma sequência metavulcano-sedimentar, de natureza ultramáfica-máfica-clástica-química, acompanhada de perto pelas rochas do Complexo Serra Negra ou ocorrendo encaixada nos gnaisses, retrabalhados ou não, aos quais grada. É provável que algumas das suas rochas sejam mais jovens ou mais antigas que a da idade preconizada para a Sequência Cachoeira, em virtude da insuficiência dos estudos anteriormente referidos.

As rochas da Sequência Cachoeira ter-se-iam originado segundo uma zona de fraqueza ou de instabilidade da in

fraestrutura crustal arqueana. Esta zona poderia ter-se instalado a partir de um tectonismo tafrogênico, por rifteamento, cujas geossuturas teriam facilitado a veiculação do magma komatiítico, bem como a sedimentação em bacias assim criadas. Porém, este modelo tectono-magmático parece ser descartado, pois não explicaria, segundo M.B. Katz (in B.F. Windley, *op.cit.*), a presença, nestes cinturões móveis, do metamorfismo de altas temperatura e pressão, onde granulitos acompanham as rochas verdes. Eis porque, o mesmo autor, sugere que estas zonas devem refletir cinturões móveis, de natureza essencialmente transformante, contemporâneos ou relacionados com as rochas verdes. Assim, as zonas da crosta oceânica (zonas transformantes móveis e rift-rochas verdes) de alto grau metamórfico teriam sido envolvidas ao mesmo tempo. Preconiza-se, então, para a sua gênese, um modelo tectono-magmático de colisão de placas microcontinentais (siálicas), conforme parece ser mais aceita para os numerosos terrenos *granite-greenstone* arqueanos e os quais foram analisados por B.F. Windley (in B.F. Windley, *op.cit.*), K. Burke *et alii* (in B.F. Windley, *op.cit.*), D.R. Hunter (1974), B.F. Gorman *et alii* (1978) e T. Munassinghe e C.B. Dissanayake (1979 e 1980), entre outros estudiosos do Arqueano. Em tal zona de subducção, assim criada, com os seus arcos de ilhas e bacias marginais, originou-se um cinturão móvel de elevado metamorfismo e granitização, onde foi destruído o material continental e envolvidas as rochas Cachoeira em seguida à sua gênese.

A Sequência Cachoeira corresponde, assim, aos restos basais ou raízes de uma bacia linear preenchida por metavulcânicas e metassedimentos, do tipo *greenstone belt*, possivelmente comparável com as bacias marginais ocorrendo entre os modernos arcos de ilhas, conforme sugerido por B.F. Windley e J.V. Smith (1976) para sequências supostas semelhantes ocorrendo nos escudos arqueanos. Aliás, a similaridade geoquímica entre vulcânicas dos arcos de ilhas e rochas verdes arqueanas é indiscutível (B.M. Jahn *et alii*, 1974; J.G. Arth e G.N. Hanson, 1975), sugerindo-se aqui semelhan

te modelo tectono-magmático para a gênese das rochas Cachoeira.

As poucas análises espectrográficas semi-quantitativas incompletas, por fluorescência de Raios X, obtidas em algumas rochas metaultramáficas-máficas Cachoeira sugerem um magmatismo de tendência basáltica oceânica e ou toleítica de baixo K, possivelmente originado em cadeias médio-oceânicas e ou arcos de ilhas, de acordo com os diagramas de J. A. Pearce e J.R. Canne (1973).

Atendendo à natureza das rochas metaultramáficas-máficas da Sequência Cachoeira (komatiitos peridotíticos e prováveis basaltos toleíticos a komatiíticos), a algumas exposições de suas rochas no meio dos gnaisses retrabalhados ou não e ao fato de todas as suas rochas pertencerem a um mesmo contexto lito-estrutural dos designados granito-gnaisses arqueanos de alto grau conclui-se por interpretá-las como pertencendo aos designados *greenstone* inferiores, gerados durante o Arqueano Inferior a Médio, conforme classificação preconizada por A.Y. Glikson (in B.F. Windley, *op. cit.*).

Apesar das determinações radiométricas K/Ar e Rb/Sr acima expostas, para as rochas Cachoeira, Itatins e Serra Negra, revelarem idade mínima proterozóica inferior a arqueana superior conclui-se, de acordo com A.Y. Glikson (in B.F. Windley, *op. cit.*) e o contexto geotectônico em que se encontram posicionadas, que a gênese das rochas da Sequência Cachoeira teria ocorrido há mais de 3.000 m.a. Esta sequência pode assim paralelizar-se com todos os cinturões de rochas verdes inferiores ou primários, como o do Supergrupo Suazilândia, no Craton do Kaapvaal (A. Anhaeusser *et alii*, 1969; D.R. Hunter, 1974), entre outros. Por outro lado, verifica-se que suas rochas, localizadas no Maciço Mediano de Joinville, se enquadram no mesmo contexto geotectônico das rochas metaultramáficas-máficas dos complexos Pien e Barra Velha. Ora, estas últimas forneceram idades K/Ar aparentes máximas da ordem de 3.400 m.a. (B. Minioli, 1972), pelo que se preconiza idade de cerca de 3.300 m.a. para a gênese das rochas da Sequência Cachoeira.

As rochas granito-gnâissicos do mais alto grau e da Sequência Cachoeira, anteriormente referidas, constituem os designados terrenos *granite-gneisse* e *granite-greenstone* arqueanos, assim designados em todos os escudos arqueanos.

No tectonismo de natureza plástica ocorrido durante os vários cinturões móveis originados em todos os escudos durante o Arqueano prevaleceu o estilo de dobramento isoclinal recumbente e em *nappes*, isto é, prevaleceu um processo geodinâmico horizontalista (K. Burke *et. alii*, in B.F. Windley, *op.cit.*). Na região estudada o estilo de dobramento arqueano que envolveu as rochas citadas foi também isoclinal cerrado, acompanhado de intensa transposição, e geralmente recumbente. Possíveis testemunhos de *nappes* parecem ter sido detectados na região de São Sebastião (folha Antonina). A vergência das dobras isoclinais recumbentes ou deitadas ocorre direcionada para WNW a NNW, significando que durante o Arqueano, pelo menos superior, as margens continentais mais próximas, ante-país ou craton, estariam na atual região central da Bacia do Paraná.

Os acamamentos reliquiares, foliações gnâissicas, bandamentos metamórficos ou xistosidades orientam-se, de modo predominante, para cerca de N20°E, nas rochas arqueanas a oeste-sudoeste da região Registro-Iguape. A leste desta região prevalecem as direções para NW e E-W, talvez devido a reorientações e ou perturbações tectônicas conforme expostas no item anterior. Menos frequentemente, nestas rochas arqueanas, as citadas estruturas planares podem exibir direção próxima de E-W, a oeste-sudoeste daquela região, o que parece significar reorientação provocada pelos eventos proterozóicos, especialmente do Ciclo Transamazônico, ou à presença de rochas proterozóicas inferiores não individualizadas das rochas arqueanas.

Redobramentos exibindo figuras de interferência com padrões dos tipos 1 e 3 de J.G. Ramsay (1967) parecem ocorrer nas regiões do alto rio Turvo e São Sebastião (A.T.S.F. da Silva e N.A. Fernandes, 1979), respectivamente. Na região

do alto rio Turvo as presentes estruturas dômicas, braquian<sub>ti</sub>formais ou em caixa de ovos, consequência de um processo de arqueamento e redobramento, poderiam ter levado até mais de 1000 m.a. desde a gênese de suas rochas, entre o Arqueano e o Proterozóico, de acordo com o que Y.V.Pavlovskiy (1971) preconizou para estruturas supostas semelhantes ocorrendo nos escudos báltico e ucraniano.

Ao dar-se início ao Proterozóico Inferior a região do Vale do Ribeira tornou-se parte de uma ampla zona de instabilidade tectônica, levando à gênese de novo cinturão móvel durante a orogênese Transamazônica (2000±200 m.a.). Criaram-se, assim, as condições para intenso vulcanismo e sedimentação durante provável colisão de duas placas microcontinentais (siálicas), cujas geossuturas maiores poderiam corresponder às atuais falhas da Ribeira, Cubatão e da Lancinha, mais tarde reativadas. Nessa zona de subducção e suas proximidades, estendendo-se a toda a área estudada, além da destruição do material siálico, teriam ocorrido, concomitantemente, amplas manifestações vulcânicas básicas e ultrabásicas e sedimentação clástica-química. Ter-se-iam originado, deste modo, as espessas sequências vulcano-sedimentares distribuídas pelo Grupo Setuva, pela Sequência Turvo-Cajati e pelos níveis basais a médios do Grupo Açungui, atualmente intensamente dissecadas. Crê-se que estas litologias capeavam totalmente o embasamento arqueano, atualmente exposto a sul-sudeste, cujo soerguimento acompanhado de erosão, contribuiu para expor os seus níveis catazonais e, logicamente, destruição das rochas supracrustais dobradas proterozóicas referidas.

Após o período pré-orogênico transamazônico processou-se o metamorfismo regional sincinemático acompanhando a inversão dos fenômenos subsidentes. Este metamorfismo regional foi acompanhado de deformações plástica e rígida e de intensa migmatização, anatexia, palingênese, metassomatose e granitização que envolveram o embasamento siálico subjacente e as citadas sequências. Nestas condições a deforma

ção plástica superpôs-se aos dobramentos arqueanos provocando redobramento ou reorientação de suas estruturas, ao mesmo tempo que dobrou as sequências proterozóicas. O estilo de dobramento foi holomórfico, muitas vezes isoclinal inclinado e recumbente com vergência para NNW ou aberto simétrico e assimétrico, às vezes com estrutura de flancos invertidos. A estruturação destes dobramentos, bem como do seu acamamento reliquiar, xistosidade ou bandamento metamórfico ocorre para E-W ou entre N60°E a E-W de modo predominante. Esta estruturação direcionada para E-W reflete-se aproximadamente no embasamento que, apesar disso, não obliterou completamente as estruturações arqueanas. Simultaneamente ocorreram migmatização, granitização e microclinização das rochas do embasamento e das porções mais basais das citadas sequências proterozóicas, as quais sofreram remobilizações parciais ou totais. Assim, segundo grandes estruturas antiformais ou anticlinoriais a rehomogeneização, no sentido granítico, teria sido mais perfeita, após o que fora acompanhada mais tardiamente pela microclinização porfiroblástica em numerosos locais. Estes maciços granitóides, assim criados, desprovidos de microclinização, no meio das rochas do embasamento arqueano retrabalhado, ao qual passam gradualmente, podem incluir ainda bastantes litologias arqueanas. Semelhante opinião poderá ser proferida acerca da gênese dos granitóides embrechíticos dos complexos Cunhaporanga, Três Córregos e Ibiúna, além dos numerosos maciços granitóides embrechíticos junto ao litoral, embora a metassomatose tivesse obliterado tal preservação de litotipos arqueanos. Os gnaisses granitóides Setuva podem conter em suas porções centrais granitóides arqueanos retomados durante a remobilização transamazônica, anteriormente à intensa cataclase sofrida no Proterozóico Médio.

A maior parte do embasamento arqueano retrabalhado em tempos transamazônicos é representado, de modo predominante, pelas rochas gnáissico-migmatíticas constituídas principalmente por migmatitos estromatíticos de paleossoma gnáissico dominante. A este embasamento, retrabalhado ou não,

foi designado Grupo Paraíba (H. Ebert, 1967), supostamente originado no Ciclo Transamazônico e tornando-se, assim, o embasamento da orogênese Brasileira, o que não é corroborado pelo exposto neste relatório. Dados geológicos de campo e geocronológicos comprovam que este embasamento gnáissico foi migmatizado, feldspatizado e granitizado em tempos transamazônicos e que, antes destes fenômenos, comportou-se, isto sim, como embasamento da orogênese Transamazônica.

Muitos dos sedimentos Setuva, Turvo-Cajati e Açungui foram igualmente migmatizados e granitizados, conforme já exposto, originando migmatitos estromatíticos de paleossoma ectinítico e gnaisses (granitóides ou não) em menor proporção.

As citadas rochas supracrustais dobradas, de idade de proterozóica inferior, tendo sido incluídas indiferencialmente com semelhantes litologias geradas durante o Proterozóico Superior, foram, na sua quase totalidade, integradas ao Grupo Açungui, de idade brasileira, até recentemente. Por isso, tais litologias fariam parte do Cinturão Orogênico Ribeira (G.C. Melcher *et alii*, 1973) ou Cinturão Dobrado Ribeira (Y. Hasui *et alii*, 1975), de idade proterozóica superior, integrando a Faixa Dobrada Apiaí. Isto é conflitante porque tais litologias constituem também o embasamento das rochas supracrustais dobradas brasileiras, dificilmente individualizáveis. Estas últimas representariam os níveis mais recentes ou superiores do atual Grupo Açungui *sensu lato*.

Pouco antes de findar o Proterozóico Inferior ocorreu o soerguimento e correspondentes resfriamento e cratonização da cadeia montanhosa transamazônica, ao mesmo tempo que se processou intensa deformação rígida ao findarem os fenômenos metamórficos regionais. Estes teriam, em tempos sin a tardi-cinemáticos transamazônicos, atingido desde a facies xistos verdes a anfibolito superior, senão mesmo granulítico. Teriam também provocado a retrometamorfização dos complexos granulíticos e rochas gnáissicas de alto grau pré-existentes, isto é, dos designados terrenos *granite-gneiss* arqueanos.



Durante o Proterozóico Médio (1.600-900 m.a.), correspondendo ao clássico Rifeano Inferior e Médio, ocorreu na região estudada, tal como em todos os atuais continentes, intensa deformação rígida, responsável pelo diastrofismo dos gnaisses Setuva, entre outras rochas, há  $1395 \pm 145$  m.a. (F. Batolla Jr. et alii, 1977b). Este tectonismo rifeano ou tafrogênico que reativou antigas zonas de fraqueza parece ter sido acompanhado de intensa deformação plástica das rochas supracrustais dobradas pré-existentes. Esta última deformação, que bem pode confundir-se com a da orogênese Brasileira superposta, provocou um dobramento cerrado superposto a um dobramento mais amplo e aberto, de idade transamazônica, que pré-existia em tais rochas supracrustais.

É admitido, porém, que durante o Proterozóico Médio poderia ter ocorrido a gênese de rochas sedimentares e vulcânicas nestas zonas altamente diaforéticas. Contudo, ainda não foram individualizadas e, se existirem, estarão incluídas no atual Grupo Açungui *sensu lato*.

Ao ocorrer a transição para o Proterozóico Superior ou Rifeano Superior o citado tectonismo desenvolveu amplas bacias tectônicas, cada vez mais complexas, do tipo aulacôgeno. Estas teriam proporcionado bacias intercratônicas ensiâlicas, supostamente ainda mais complexas, em tempos pré-orogênicos brasileiros, durante o desenvolvimento da orogênese Brasileira. Dã-se assim início ao desenvolvimento do Cinturão Móvel Costeiro. Este evento geotectônico, predominantemente termo-tectônico, ao criar-se nestas zonas rifeanas, afetou a região estudada e todas as faixas marginais sul-americanas dispostas na borda de áreas cratonizadas (F. F.M. de Almeida, 1966), proporcionando, desse modo, novas faixas de dobramento. Este desenvolvimento geotectônico teria ocorrido durante a evolução de um modelo geodinâmico suposto semelhante ao preconizado para o Cinturão Móvel Damara, em tempos pan-africanos (H. Martin e H. Porada, 1977), bem como para a evolução do Cinturão Damara-Ribeira, de acordo com A.T.S.F. da Silva (1978) e H. Porada (1979), quando

da abertura do proto-Oceano Atlântico Sul. Corresponderia assim a um modelo geodinâmico do tipo colisão de placas continentais entre as regiões Damara e Ribeira, onde a junção do ponto triplo ou autêntica ampla zona de subducção estaria situada a ocidente do atual litoral da Namíbia.

Nestas bacias intercratônicas brasileiras (S. Petri e K. Suguio, 1969; O.J. Marini, 1970) processou-se nova sedimentação clástica e química acompanhada de vulcanismo básico-ultrabásico. Essas rochas assim geradas, ao iniciar-se a inversão dos fenômenos subsidentes, sofreram metamorfismo regional de baixa intensidade. Este foi acompanhado de dobramento plástico, que envolveu as sequências dobradas subjacentes. A estruturação das rochas Açungui (acamamentos, xistosidades e ou foliações), tal como suas dobras maiores mostram orientação geral para NE, mostrando exceções locais que ocorrem com certa frequência. Embora não se excluam a migmatização, a granitização e a microclinização porfiroblástica ocorridas durante os tempos sin a tardi-cinemáticos brasileiros (650 - 580 m.a.), crê-se, que suas intensidade e frequência foram reduzidas, apesar de suficientes para obliterar, parcial ou totalmente, semelhantes processos ocorridos em tempos transamazônicos. Daí a rehomogeneização isotópica e intensos efeitos termo-tectônicos que afetaram os granitoides embrechíticos e as rochas do embasamento, respectivamente. Estes granitoides embrechíticos proterozóicos, têm sido considerados brasileiros até recentemente. Não se duvida da rehomogeneização isotópica do estrôncio nestas rochas durante o Ciclo Brasileiro, apesar da insuficiência de determinações radiométricas K/Ar e Rb/Sr de idades absolutas a seu respeito. Contudo, estes granitoides constituem grandes complexos, sugerindo longa evolução, testemunhada pela presença de enorme diversidade de litotipos gnáissicos, migmatíticos, anatexíticos e metassomáticos. Após o magmatismo granítico pós-cinemático brasileiro (540 $\pm$ 11 m.a.) (U.G. Cordani e K. Kawashita, *op. cit.*) que se fez sentir na região estudada, intrudiu muitos dos complexos granitoides embrechíticos,

conferindo-lhes caráter nitidamente polidiapírico, no sentido do O. Stephanson (*op.cit.*). São, pois, maciços ou complexos polidiapíricos, além de poliorogênicos, cuja principal gênese, crê-se, teria ocorrido em tempos transamazônicos, embora retomados no Ciclo Brasileiro.

Durante o magmatismo pós-cinemático brasileiro ou logo após, quando do soerguimento e correspondentes resfriamento e cratonização da cadeia montanhosa brasileira, ocorreu retrometamorfismo acompanhado de clivagem de crenulação nas rochas mais plásticas. Esta última também pode estar relacionada com os esforços compressivo-tangenciais que afetaram a região durante os citados soerguimento e resfriamento os quais são expressos por numerosas falhas transcorrentes e que correspondem a geossuturas polirreativadas. Esta deformação rígida ao afetar todas as rochas pré-existentes, especialmente as mais competentes, originou filonitos, protomilonitos, milonito-gnaisses, milonito-xistos e cataclasitos.

Acompanhando o soerguimento e a deformação rígida cambro-ordoviciano, antes citados, originaram-se as manifestações vulcano-sedimentares molássicas brasileiras, que preencheram bacias tectônicas intermontanas. Tais sequências estão representadas pelas formações Camarinha e Guaratubinha, esta praticamente fora da área estudada, e pelo Grupo Castro. Estes fenômenos do Ciclo Brasileiro terminaram em finais do Ordoviciano.

A partir do Siluriano Inferior a faixa orogênica brasileira encontra-se perfeitamente cratonizada na sua totalidade, originando-se assim uma *bem consolidada ortoplataforma* (F.F.M. de Almeida, *op.cit.*). Iniciou-se a oeste suave subsidência, levando à gênese da sinéclise do Paraná. Ao ocorrer a regressão do mar siluriano, desenvolveu-se intenso período erosivo precedendo o Devoniano, o qual teria contribuído para a destruição dos relevos do flanco oriental da bacia intracratônica brasileira. Desta, teria sido destruída grande parte, senão a maior parte, dos metassedimentos Açungui, de idade brasileira, bem como de outros metassedimentos gerados anteriormente.

A sinéclise do Paraná exibe sua configuração estabelecida como ambiente deposicional no Devoniano Inferior, *alcançando sua máxima individualização no Permiano* (A.A. Northfleet *et alii*, 1969).

Durante o Devoniano ocorreu no extremo oeste-noroeste da área estudada a deposição do Grupo Paraná, distribuído pelas formações Furnas e Ponta Grossa. Aquela sub-unidade gerou-se em condições de ambiente fluvial, deltaico e de mar raso ou epicontinental, enquanto a Formação Ponta Grossa ter-se-ia originado durante sedimentação marinha entre o Devoniano Inferior e o Devoniano Superior. Após esta transgressão ocorreu, ainda, no Devoniano, um período de erosão e posterior aplainamento da superfície, trazendo, em consequência, a evolução da fauna e da flora.

Os sedimentos do Grupo Itararé se depositaram desde o Carbonífero Superior ao Permiano Médio, consequência de uma transgressão marinha, de menor extensão que a ocorrida no Devoniano (glaciação e períodos interglaciais), contribuindo assim para o aparecimento de sedimentos de origem glacial e flúvio-glacial. Houve ingressões periódicas do mar, recobrando estes sedimentos. Daí poder-se concluir que, pelo menos, durante o Permiano Inferior ocorreu sedimentação continental, marinha e glacial, relacionada com as citadas ingressões.

Em seguida ao Permiano a região estudada é submetida a oscilações epirogênicas acompanhadas de sucessivos processos erosivos até ao Triássico e Jurássico (Ciclo Gondwana). Assim a região contribuiu como elemento fornecedor de material para os ambientes deposicionais das formações Seririnha (terminal), Pirambóia e Botucatu, presentes bem a oeste-noroeste da área mapeada.

No final do Jurássico, ou talvez um pouco antes, deu-se início ao tectonismo distensivo ou tafrogênico mesozóico que modificaria a superfície de aplainamento originada durante o Ciclo Gondwana. Desenvolveu-se, assim, até ao

Eoceno Inferior, este tectonismo de tipo germanótipo, que parece ter-se relacionado com a separação definitiva do Continente Gondwana (reativação Wealdeniana de F.F.M. de Almeida, *op. cit.*). Durante o desenvolvimento inicial da reativação Wealdeniana originou-se o Arqueamento de Ponta Grossa e o Fissuramento de Guapiara, provocando o fraturamento de direção NW, extensivo a toda a área estudada, embora de modo menos intenso.

As intrusões e derrames, estes fora da área em apreço, correspondentes às sequências toleítica, olivina-basáltica, lamprofírica e alcalino-ultrabásica, relacionam-se com tal tectonismo durante a reativação Wealdeniana. O magmatismo alcalino-ultrabásico foi a manifestação mais antiga acompanhando o magmatismo básico a intermediário fissural, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior. Porém, algumas das intrusões alcalino-básicas parecem ter sido as precursoras de tal magmatismo mesozóico, ao ocorrerem entre o Triássico e o Jurássico, conforme constatado nos maciços bairro da Cruz e José Fernandes (em se aceitando sem reservas, as idades radiométricas obtidas em suas rochas). O magmatismo exclusivamente alcalino, representado por numerosos maciços, especialmente na região da folha Cerro Azul, ocorreu já no Cretáceo Superior. Foi, porém, ultimado no início do Eoceno Inferior.

A reativação Wealdeniana parece ter tido sua maior intensidade há cerca de 110 m.a. (Cenomaniano). Tal fato originou falhas gravitacionais que deslocaram as camadas do Aptiano-Albiano como ocorreu na plataforma continental (bacia de Santos, fora da área). Estes mesmos falhamentos gravitacionais também contribuíram para o início da formação da serra do Mar e da bacia tectônica do Ribeira. Neste intervalo ocorreram também reativações locais de antigas rupturas, provocando o deslocamento de alguns diques básicos.

A recorrência tectônica do Terciário originou o aparecimento de falhas gravitacionais, aproveitando ou não os anteriores falhamentos, tendo sido responsável pelo modo

lo estrutural de blocos escalonados, cujo reflexo maior parece ser exibido pela bacia do Ribeira (*graben*) e serra dos Itatins (*horst*). Este tectonismo pode ter evoluído até o Quaternário Inferior e os falhamentos, assim criados, geraram uma situação estagnante na drenagem levando, na bacia tectônica do baixo Ribeira, à deposição fluvial sobre antiga planície aluvial (Formação Pariquera-Açu), do final do Terciário (Plioceno) ao início do Quaternário (Pleistoceno). Também nesta última época, consequência dos mesmos fenômenos tectônicos, ocorreu a deposição da Formação Guabirotuba, na bacia de Curitiba e da Formação Alexandra. A gênese da Formação Cananéia parece ultimar este processo geodinâmico cenozóico em tempos pleistocênicos, antes de ocorrer finalmente a sedimentação holocênica ou recente.

Os falhamentos terciários foram de grande importância no que se relaciona às modificações na extensa superfície de aplainamento do Ciclo Sul-Americano (superfície de Japi de F.F.M. de Almeida, 1964 e superfície das cristas médias de E. de Martonne, 1943/4), onde já se encontram implantados alguns maciços alcalinos. Este evento alterou totalmente as anteriores superfícies de aplainamento, contribuindo para a formação de um modelado bastante agressivo e compartimentado. Tal fato provocou a alteração da configuração da drenagem e do regime de sedimentação-erosão.

Durante o Holoceno originaram-se os sedimentos marinhos, bem como os restantes sedimentos das baixadas litorâneas, formados pela ação de transgressões e regressões marinhas. Simultaneamente, ou finalmente, processou-se a sedimentação aluvial segundo as drenagens principais da região estudada, além da deposição dos sedimentos praias e dos colúvios ou talus no sopé dos principais relevos.

Atualmente desenvolve-se um regime de sedimentação-erosão, enquanto a área litorânea está sofrendo um processo de emersão, pois faz parte de um conjunto basculante que, a nordeste de Santos, está ocorrendo imersão.

## 6 - RECURSOS MINERAIS

### 6.1 - Generalidades

A conformação geológica da região do Vale do Ribeira caracteriza-se por ampla distribuição de rochas supracrustais proterozóicas dobradas das sequências Setuva, Turvo-Cajati e Açungui, principalmente geradas no Ciclo Transamazônico, e do seu embasamento. Este, localizando-se a sudeste daquelas até o litoral, foi parcialmente retrabalhado durante os ciclos Transamazônico e Brasileiro. Ocorreram assim processos de migmatização, granitização e metasomatose, além de intensos efeitos térmicos e de rejuvenescimento. Estes não são, em geral, favoráveis à concentração de mineralizações de elementos metálicos, especialmente nas rochas granitóides e gnáissico-migmatíticas. No entanto, mesmo neste embasamento, pode ser considerada a existência de uma verdadeira província metalogenética, potencialmente importante quanto a mineralização de elementos metálicos, acompanhado as supracrustais arqueanas dobradas Cachoeira ainda preservadas ou seus possíveis enclaves gigantes no meio dos gnaisses. Sua caracterização necessita de melhores estudos, pois as perspectivas a elas ligadas quanto a mineralização em ferro, manganês, ouro, talco, já constatadas, cromo, níquel, platina, prata, cobalto, vanádio, cobre e amianto, entre outros elementos, são promissoras. Trata-se de uma província metalogenética arqueana orientada para NE, desde Barra Velha-Pien até o Complexo Itatins, passando por Antonina-Morretes e Serra Negra. Grande parte daquelas mineralizações pode estar relacionada a rochas komatiíticas peridotíticas.

Segundo a faixa das rochas supracrustais dobradas proterozóicas, pertencentes aos megassinclínios Ribeira, Guapiara e, em parte, Bom Sucesso, ocorre a designada Província Metalogenética Ribeira. Suas mineralizações são fundamentalmente em chumbo e zinco, acompanhados de prata, ouro e cobre. É uma província metalogenética importantíssima, de idade proterozóica, sendo difícil posicionar a época exata de suas mineralizações. Estas ocorrem em rochas metacar-

bonáticas e calcossilicatadas, relacionadas possivelmente a manifestações vulcânicas, representadas pela presença de níveis metabasíticos em suas proximidades.

Além da presença real ou potencial, de numerosas ocorrências de minérios de elementos metálicos, muitas das quais em exploração, a região estudada apresenta intensa exploração de bens minerais de elementos não metálicos, devido à proximidade de grandes centros urbanos. Nestes bens minerais incluem-se matérias primas diversas representadas por água mineral, argila, areia, arsênio, barita, calcário, calcita, cascalho, caulim, dolomito, feldspato, filito, fluorita, fosfato, grafita, granito industrial, mármore, mica, quartzito, quartzo, saibro, sericita-xisto, talco e vermiculita, empregadas na construção civil e indústria (cerâmica, abrasivos, fundição, vidraria, artigos refratários, etc.).

## 6.2 - Ocorrências de minérios de elementos metálicos

### 6.2.1 - Chumbo (zinco, prata, cobre, ouro e arsênio subordinados)

A mineralização em chumbo a que se associam, regra geral, os outros elementos citados é a mais predominantemente encontrada na Província Metalogenética Ribeira. Esta mineralização ocorre fundamentalmente sob a forma de sulfetos, embora carbonatos e óxidos estejam sempre presentes, e outros compostos. A prata e o zinco são os elementos metálicos subordinados, ocorrendo sob a forma de sulfetos, que mais frequentemente são detectados. O cobre e o ouro também ocorrem em vários jazimentos. Porém, os sulfetos de arsênio, apenas foram detectados na região do ribeirão do Piririca e a norte do rio Ribeira de Iguape, contiguamente ao granito dos Agudos Grandes, isto é, na mesma região da folha Eldorado Paulista e sul-sudoeste da folha Capão Bonito.

Estas mineralizações são encontradas em rochas metacarbonáticas e calcossilicáticas, de perto associadas a



metabasitos, de idade predominantemente pré-brasiliana, se não mesmo transamazônica. A idade precisa, responsável por este processo metalogenético, é ainda objeto de discussão, porque as rochas hospedeiras são pré-brasilianas, enquanto as idades isotópicas Pb/Pb, obtidas nalgumas galenas, forneceram resultados enquadrados entre 1200 e 1100, 750 e 600 e 500 e 400 m.a. (J. Cassedane e M. Lasserre, 1970; J. Cassedane *et alii*, 1972; E.C. Damasceno, 1966 e 1969).

As mineralizações no Vale do Ribeira distribuem-se pelos tipos estratiformes, *stratabound* e hidrotermal, os quais parecem, em alguns casos, associados.

Distribuem-se por toda a região mas é nos municípios de Adrianópolis, PR, de Iporanga, Apiaí e Ribeira, SP, onde se concentra a maior parte delas. Em muitas, associa-se o zinco e, em algumas, o cobre. A prata associa-se em quase todas.

As principais ocorrências de chumbo em exploração, abandonadas ou simplesmente detectadas, distribuem-se pelas regiões de Furnas - Lageado, Espírito Santo, Pannels de Brejaúva, ribeirão do Perau e ribeirão do Rocha, além de mineralizações isoladas como no ribeirão do Piririca, serra do Jabaquara, entre outras, recentemente descobertas pela CPRM.

Na região de Furnas - Lageado há pelo menos 37 ocorrências de chumbo. Entre elas citam-se as de Berta da Anta, Berta do Leão, Alto do Bento, Areias, Bugios, Cafezal, Casa Velha, Capoeira dos Pires, Capoeira Feia, Coqueiro, Esperança, Fazenda Vital, Fundão, Funil, Furnas, Furquim, Jaguatirica, Jardim, Lageado, Lagoa, Lourenço Velho, Macaquinho, Mamangava, Morro Preto, Porco do Mato, Porco do Mato Novo, Portão, Santana, Santana F 7, Santana Nova, Santana Velha, São Domingos, São Francisco, São Miguel, São Rafael, São Vicente, Sebastião, Gabriel, serra das Lavras, Sítio Novo, Boa ventura, Bairro da Serra, Berta Funda, Alto Bento ou Descanso, Sete Alqueires, Santa Bárbara, Maxixal, São Manoel, Gruta de Santana - Morro Preto, Água Suja ou Abismo do Córrego Seco.

Na região do Espírito Santo as ocorrências minerais são de menor importância econômica sendo que estas mineralizações localizam-se próximas da falha da Figueira. Entre as principais citam-se as de Água da Limeira, Braço da Pescaria, Caboclos, Espírito Santo, Figueira, Monjolinho de São Sebastião, Morro do Chumbo e Paciência.

Na região de Painéis de Brejaúva, onde se localizam as minas de Painéis da Plumbum S.A. e a mina da Barrinha, da Mineração São Brás, muitas outras mineralizações de interesse econômico são ainda observadas como as ocorrências de Barra Grande, Caraça, Crisciúma, Córrego Seco, Forquilha, Pinalzinho, Sete Barras e Laranjal.

A região do ribeirão do Rocha, representando cerca de 30% das mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira, exhibe ocorrências minerais que se distribuem por Afonso, Augusto Miguel, Barra Bonita, Bassetti I, II e III, Bom Ruque ou Quarenta Oitava, Cabriúva, Calisto, Diogo Lajes, Esperança II ou Egara, Esperança I, Fundão, Itapirapuã, Matão I, I Bis, II, II Bis, III e IV, Matões Novos, Mato Preto, Mina do Padre, Pachequinho, Ribeirão da Navalha, São Francisco II, Viúva Ferraz ou Passo Fundo, Pedra do Morcego e São Francisco IV. Na região do Paqueiro onde se localiza a mina paralizada do Paqueiro têm-se ainda as ocorrências de Onça I, Onça II, Buenos e Diogo Lopes.

Entre as ocorrências minerais dispersas citam-se as de Água Clara (Bocaiúva do Sul), Araçoeiro e Itimbé (Cação Bonito), Brisola, João Neri, Mina Cobrasil (Guapiara), Ribeira, Mineiros, Santo Antônio, Pinheiros, Sítio do Vieira e Taquaruçu (Apiaí), Pedreira Branca (Itapeva) e ribeirão do Piririca (Iporanga).

Embora numerosas ocorrências de sulfetos de chumbo e zinco tenham sido referidas para a região da folha Curitiba, apenas em Araçazeiro foi localizada galena alterada para cerusita em epicalcários provindo do contato com filitos.

A paragênese mineral encontrada em todas as ocorrências acima distribui-se por galena, blenda, tennantita, calcopirita, calcosina, cuprita, bornita, covelita, estibinita, mispíquel, esfalerita, pirita, pirrotita, cobre nativo e prata nativa. Dos minerais secundários citam-se limonita, goethita, calamina, hidrozincita, smithsonita, cerusita, anglesita, piromorfita, fosgenita, estroncianita, vanadinita, crisocola, malaquita, azurita, melanterita e óxidos de manganês e cobre. O quartzo e a calcita são os principais minerais da ganga, enquanto a fluorita aparece em algumas ocorrências.

A prata, bem como minerais de ferro, zinco e cobre, associam-se ao minério de chumbo na região de Pannels de Brejaúva.

A mina da Barrinha, localizada a 7 km a SW de Adrianópolis, exhibe a presença de galena, pirita e calcopirita, mostrando ser um jazimento do tipo estratiforme, pelo menos em parte. Encontram-se também cerusita, piromorfita e anglesita.

Na região do ribeirão do Perau, a mina do Perau exhibe a presença de chumbo e cobre. Suas mineralizações apresentam-se principalmente na região correspondente à folha Cerro Azul. Também é um jazimento predominantemente estratiforme. Óxidos de manganês e limonita acompanham as citadas mineralizações de chumbo e cobre. Prata e ouro também se associam às mineralizações em chumbo, quer no ribeirão do Perau quer no ribeirão do Rocha.

Mineral de zinco constitui apenas uma ocorrência em Água Clara (folha Cerro Azul), a nordeste de Tunas, onde se observa disseminação de blenda, galena, malaquita e pirita.

Conforme referido acima, foram descobertas recentemente, pela CPRM, importantes ocorrências de sulfetos de chumbo a que se associam outros sulfetos de zinco, cobre, prata, ouro e arsênio, na região do ribeirão do Piririca, a norte da serra da Bandeira (folha Eldorado Paulista). As ro

chas hospedeiras destas mineralizações, ocorrendo dentro dos metassedimentos siltico-argilosos do Grupo Açungui, distribuem-se por rochas metacarbonáticas, calcossilicáticas e metabásicas.

#### 6.2.2 - Cobre

Este elemento metálico, além de ocorrer associado a muitas das ocorrências mineralizadas a chumbo anteriormente citadas, também apresenta algumas ocorrências isoladas, quer nas rochas Açungui quer nas rochas gnáissicas arqueanas.

Uma das principais ocorrências observadas é a mina de Santa Blandina (folha Guapiara), onde o minério contém calcopirita, bornita, malaquita, azurita e crisocola.

Outras ocorrências de menor importância verificam-se em Mato Preto, Rio Bonsucesso, Ribeirão do Canha (calcopirita, pirita e óxidos hidratados de cobre), Barra do Açungui (crisocola, azurita e malaquita), Itaoca (malaquita, azurita, bornita e calcopirita), Pedra Branca (malaquita e calcopirita), Maringã (apenas índice de Cu associado a Pb), ribeirão Samambaia (teores de até 4% em Cu), fazenda Santa Clara (calcopirita e óxidos de cobre), Taquari-Mirim (indícios de mineralização de cobre em profundidade), Córregodas Moças (galena, calcopirita, azurita e malaquita), Capela do Alto a este-sudeste de Guapiara (calcopirita e bornita), São Sebastião à BR-116 (pirita e calcopirita) e fazenda Montaria a oeste-noroeste de Bom Sucesso.

#### 6.2.3 - Ferro

As ocorrências de ferro, presentes na região estudada, são frequentes, embora poucas sejam de interesse econômico suficiente para que motivem sua exploração.

A principal ocorrência, atualmente em lavra são os magnetita-quartzitos da região do Rio Seco, a NW de Antoni-

na, cujas reservas estão calculadas em cerca de 25.000.000 t com teores entre 46 e 67% de Fe. Além disso lavras intermitentes existem também no maciço alcalino de Itapirapuã.

Outras ocorrências de importância menor ou desprezível, economicamente, foram detectadas em Sítio do Barbosa, Rio Acima, fazenda Furquim (Apiaí), Ribeirão da Ilha (Ribeira), Rio das Pedras (Iporanga), rio Indaiatuba, Descampado, sítio Sapatu (Eldorado Paulista), morro do Serrote (Registro), morro da Mina ou maciço alcalino-ultrabásico de Jacupiranga, Braço da Água Morna, Braço do Ferro (Jacupiranga), entre Bocaina e Água Fria, rio das Mortes, rio Pilões (Capão Bonito), ribeirão do Burrinho, bairro dos Pina ao maciço alcalino do Banhadão, Olho d'Água, Tirivas (Cerro Azul), Cachoeira, rio da Sorte, Morretes (Antonina), rio São Pardiniho à BR-116 (Bocaiúva do Sul-Barra do Turvo) e a leste de Bom Sucesso, bem próximo da falha do Morro Agudo. Numerosas mineralizações em ferro ocorrem também, por toda área das rochas Açungui e Setuva, distribuídas pela folha Curitiba. Ali o ferro tem sido encontrado na forma de limonita, hematita, magnetita, goethita e itabirito, isto é, em formas minerais semelhantes às das ocorrências acima referidas, as quais incluem também crostas limoníticas.

Na região da folha Guaraqueçaba, a norte de Ariri, foram observadas numerosas ocorrências de sulfetos de ferro, sob a forma de pirita, desconhecendo-se seu interesse econômico. Pirita também ocorre na região de Pindaúva (folha Eldorado Paulista), segundo A. Morgental *et alii* (*op.cit.*).

#### 6.2.4 - Manganês

As ocorrências minerais, contendo o elemento em referência, presentes na região estudada, são geralmente de dimensões reduzidas e grande parte das quais sem interesse econômico. Estas mineralizações ter-se-iam originado principalmente por alteração de gonditos ou doutras rochas mineralizadas. O manganês ocorre geralmente sob a forma de pirolu

sita e psilomelano. A presença destas mineralizações ocorre nas regiões de Cachoeira, rio da Sorte, entre Morretes e Ca<sub>cat</sub>ú (Antonina), rio São Pardiniho à BR-116 (Bocaiúva do Sul-Barra do Turvo), Barra do Batatal correspondente à região entre os rios Indaiatuba e Pedro Cubas, bairro do Turvo, Ribeirão do Turvo, bairro do Aboboral (Eldorado Paulista), Lageado do Serrote (Registro), Lagoinha (Apiaí), Descalvado (Iporanga), Tanque (Adrianópolis), Pacas (Bocaiúva do Sul), Mato Preto (Cerro Azul) e Retiro Grande (Campo Largo). Junto ao Complexo Três Córregos, na região da folha Campo Largo, ocorrem itabiritos manganésíferos.

#### 6.2.5 - Níquel

As ocorrências minerais do elemento em referência apenas foram detectadas em garnierita ocorrendo na região da Areia Preta, às margens do ribeirão do Joelho (Jacupiranga), relacionando-se às rochas peridotíticas a olivina (dunito) do maciço alcalino-ultrabásico de Jacupiranga.

Na região entre a Serra Negra e Morretes não foram, até o momento, detectadas ocorrências minerais de níquel. No entanto é possível que venham a encontrar-se, bem como de elementos nobres (platina, prata e ouro), cromo, etc., devido à presença de numerosos testemunhos de rochas metaultramáficas-máficas arqueanas, quando suficientes estudos geológicos e geoquímicos forem concretizados.

#### 6.2.6 - Ouro

Este elemento ocorre com frequência no embasamento, bem como nas sequências supracrustais dobradas proterozóicas, em particular no Grupo Açungui. Nesta unidade, já foi anteriormente referida a mineralização subordinada a ouro em associação com as de chumbo, conforme constatado nas ocorrências do ribeirão do Piririca, Furnas-Lageado, Painéis de Brejaúva, ribeirão do Rocha e ribeirão do Perau, entre outras.

Entre as principais ocorrências de ouro citam-se as do morro do Ouro sob a forma de pirita aurífera e lamelas de ouro em filões quartzosos encaixados em quartzitos (Apiaí), Cavalo Magro na serra dos Agudos Grandes em veios de quartzo (Eldorado Paulista) e a sudoeste e a oeste de Curitiba em veios de quartzo encaixados nos migmatitos. Muitas mineralizações de ouro também têm sido encontradas nos placeres das aluviões do rio Iporanga, rio Pilões, rio das Mortes, córrego Itacolomi, rio Betari (Iporanga), rio Gorutuba, córrego Lavras (Apiaí), rio Catas Altas (Ribeira), rio Ribeira de Iguape, rio Batatal, rio Etã, rio Pedro Cubas, rio Quilombo, rio Taquari, rio Xiririca (Eldorado Paulista), rio Açungui ou das Minas (Cananéia) e rios da região de Votuverava (Rio Branco do Sul).

A região localizada entre as serras do Cadeado e do Itapitangi e a cidade de Morretes, onde são frequentes as exposições de rochas arqueanas, inclusive metaultramáficas-máficas, poderá ser potencialmente rica em ouro, conforme referido anteriormente para o caso do níquel.

#### 6.2.7 - Titânio

Este elemento ocorre na região estudada sob a forma de ilmenita. As concentrações deste mineral ocorrem ao longo da orla litorânea. A ilmenita encontra-se associada a monazita, zirconita, rutilo e magnetita. Sua gênese resultou da desagregação das rochas do embasamento, ocorrendo a pouca distância, após o que é concentrada nos sedimentos marinhos e reconcentrada nos sedimentos praiiais (placeres praiiais).

As concentrações de ilmenita, de que A. Morgental *et alii* (1975) apresentaram numerosos resultados analíticos, ocorrendo na ilha do Cardoso e na praia da Juréia, situam-se fora da área mapeada, embora nas vizinhanças. Apenas no litoral da folha Guaraqueçaba ocorrem diversas concentrações de ilmenita, em especial, a sul do Saco do Tambarutaca, a norte da ilha do Mel, a sul da ilha das Peças e a sul-sudoeste da

ilha do Superagui, sendo que em alguns destes locais a C.R. Almeida já realizou pesquisas.

### 6.3 - Ocorrências de minerais não metálicos

#### 6.3.1 - Água mineral

As surgências de água, presentes na região estudada, das quais muitas não são consideradas de água mineral, ocorrem principalmente nas áreas correspondentes às folhas Registro, Cerro Azul e Curitiba.

As nascentes de água ocorrendo no bairro Arapongal, próximo de Registro, que já foram exploradas, brotam do aquífero da Formação Pariquera-Açu em contato com o embasamento gnáissico-migmatítico. Estas surgências não são consideradas de água mineral.

Surgência de água mineral observa-se na região de Varzeão ou Vila Branca a qual brota de epicalcários dolomíticos. Ali ocorrem cerca de 14 fontes de água mineral de composição alcalino-terrosa e calco-magnésiana.

Na folha Curitiba as surgências de águas minerais são frequentes em diversos locais ocupados pelos epicalcários dolomíticos da faixa SE das rochas metacarbonáticas. Estas surgências concentram-se nas regiões de Ouro Fino, Tranqueira, Itaperussu e Toquinhas. Estas águas minerais são classificadas como alcalino-terrosas, contendo cálcio e magnésio em quantidades equivalentes.

Quanto às águas subterrâneas citam-se as relacionadas com o aquífero da Formação Guabirotuba em redor da cidade de Curitiba. O Grupo Açungui também oferece algumas possibilidades para água subterrânea, em especial em seus mármores calcíticos e dolomíticos, metaconglomerados e quartzitos.



### 6.3.2 - Amianto

A única ocorrência de amianto existente na área estudada situa-se na região de Paciência, nas proximidades do Espírito Santo. O amianto ocorre numa faixa fraturada, bem próximo de epicalcários e diabásios, associado a dolomitos.

### 6.3.3 - Areia, argila, cascalho e saibro

Estes bens minerais são geralmente explorados segundo as várzeas e os leitos dos principais rios drenando a região estudada, além doutros locais, como em excelentes terraços antigos de rio e ao longo do litoral, em sedimentos praias ou marinhos e ou mistos.

Na região da folha Campo Largo os principais depósitos de argila concentram-se nas planícies aluvionares dos rios Tortuoso, Itaqui, Cambui, etc.

Nas várzeas dos rios Verde, Passaúna, Barigui e dos que formam o rio Iguazu, dentro da Bacia de Curitiba, afloram numerosas ocorrências de lentes de argila, areia e cascalho, muito exploradas pelos mineradores para fazer face às necessidades da construção civil. Nas aluviões são frequentes os depósitos de argila. Os depósitos conglomeráticos da Formação Guabirotuba são excelentes para revestimento de estradas.

Na região da folha Cerro Azul os depósitos de areia estão principalmente concentrados nas aluviões do rio Ribeira de Iguape, sendo explorados junto à cidade de Ribeira, entre outros locais. Cascalho ocorre também no meio dos sedimentos aluviais do mesmo rio, sendo empregado na conservação de estradas.

Dentro da folha Apiaí há ocorrências de areia, resultantes da deposição fluvial, em plena exploração, localizando-se no rio Ribeira de Iguape. Os cascalhos para conservação de estradas tanto provêm dos terraços da Formação Pa

riquera-Açu quanto das aluviões do citado rio. Nesta região o saibro, que é um produto da alteração de rochas bastante feldspáticas, é utilizado para revestimento e conservação de estradas. Estas ocorrências de saibro encontram-se no granito Itaoca, na proximidade de Pannels de Brejaúva.

Na região correspondente à folha Antonina são numerosas as ocorrências de areia e cascalho nas margens dos principais rios, atualmente em exploração. Entre elas citam-se as dos rios Capivari, Nhundiaquara, Xaxim, Nunes e Cachoeira. O saibro, produto residual da alteração das rochas granitoides, gnáissicas e migmatíticas, também é frequentemente encontrado e como tal explorado para a conservação das estradas. A argila, embora desconhecida a sua exploração na região de Antonina, deve ocorrer com grandes reservas nos leitos dos cursos inferiores dos principais rios da baixada litorânea.

Na região oriental da área estudada, na influência da bacia hidrográfica do baixo rio Ribeira de Iguape, foram cadastradas numerosas ocorrências de argila nos municípios de Iguape, Cananéia, Pariquera-Açu, Registro, Sete Barras e Juquiã. Do mesmo modo, ocorrências de areia em exploração foram cadastradas nas regiões de Eldorado Paulista, Pariquera-Açu, Pedro de Toledo, Miracatu e Juquiã, segundo os vales dos mesmos rios ou em depósitos quaternários marinhos no litoral dos municípios de Iguape, Pariquera-Açu e Cananéia. Ainda nesta mesma região a exploração de cascalho para revestimento e conservação de estradas relaciona-se principalmente a ocorrências nos terraços da Formação Pariquera-Açu distribuídos pelos municípios de Iguape, Eldorado Paulista, Jacupiranga, Pariquera-Açu, Registro e Sete Barras (A. Morgental *et alii*, *op.cit.*).

#### 6.3.4 - Arsênio

Este elemento encontra-se em sulfetos associados às mineralizações sulfetadas em chumbo, cobre e zinco, que

incluem prata e ouro, anteriormente referidas para a região do ribeirão do Piririca, a norte da serra da Bandeira (folha Eldorado Paulista). Seu modo de ocorrência é em rochas metacarbonáticas, calcossilicáticas e metabásicas integrantes da faixa de metassedimentos siltico-argilosos do Grupo Açungui. Também a este-nordeste da anterior região, entre os rios Ribeira de Iguape e Pedro Cubas, foi detectado, recentemente, arsênio, através de processos geoquímicos. Este elemento, tal como no caso do ribeirão do Piririca, deverá ocorrer também associado a semelhantes mineralizações contendo chumbo, zinco, cobre, prata e ouro.

#### 6.3.5 - Barita

À barita (sulfato de bário) associa-se, de modo subordinado, a viterita (carbonato de bário).

Suas principais ocorrências relacionam-se a veios encaixados nas rochas granitoides do Complexo Três Córregos. Entre estas ocorrências minerais citam-se as do bairro das Cordinhas, Corda Grande e sítio do Augusto, entre outras, no município de Ribeira e ribeirão João Gordo e Sete Quedas, no município de Cerro Azul. No morro do Serrote, a sudoeste de Juquiã, a mineralização em barita associa-se à intrusão alcalino-ultrabásica local. Embora, de modo subordinado, também ocorre barita na intrusão alcalino-ultrabásica de Jacupiranga. Nas rochas do Grupo Açungui são também encontradas mineralizações a barita nas regiões de Água Clara (Bocaiúva do Sul), mina do Perau, riacho São Bento (Adrianópolis), bairro do Elias (mina da Minerca), a 6 km de Guapiara, Roseira, Campo Chato e Araçazeiro. Estas últimas ocorrências de barita distribuem-se pela região da folha Curitiba.

#### 6.3.6 - Calcário, dolomito e mármore

As rochas metamórficas em referência exibem o maior número de ocorrências em exploração entre todos os bens mi-

nerais distribuídos pela região estudada. Destinam-se aos mais diversos fins industriais: cimento, cal, corretivo de solo, construção civil, fundição, etc.

Os calcários metamórficos e, menos frequentemente, os mármore calcíticos e ou dolomíticos do Grupo Açungui são explorados intensivamente em numerosas pedreiras distribuídas pelas três faixas metacarbonáticas da região do Vale do Ribeira, relacionadas aos megassinclínórios Bom Sucesso, Ribeira e Guapiara. Rochas metacarbonáticas consideradas mármore de baixo grau, pertencentes ao Grupo Açungui, ocorrem segundo as duas faixas (NW e SE) dos epicalcários dolomíticos. Destes mármore citam-se as explorações das regiões de Ouro Fino, Bocaiúva do Sul, Varzeão, Cerro Azul e Caverna do Diabo entre as mais importantes.

Rochas carbonáticas dolomíticas marmorizadas e ou metadolomíticas, em regra exploradas nas regiões do vale do rio Turvo, Capelinha, Forquilha, Barra do Braço e no bairro XV de Novembro (Pariquera-Açu), ocorrem encaixadas nas rochas da Sequência Turvo-Cajati.

Os metadolomitos ou mármore dolomíticos das regiões de Juquiã e Miracatu, parte dos quais em exploração, constituem várias ocorrências encaixadas em gnaisses mais ou menos retrabalhados e granitóides geralmente foliados.

#### 6.3.7 - Calcita e travertino

A calcita ocorre em concentrações relativamente frequentes na região estudada que, embora de dimensões reduzidas, encontram-se, na sua maior parte, em exploração. Entre as principais ocorrências de calcita citam-se as do ribeirão do Rocha, Paqueiro, Buenos e Pinhalzinho (Adrianópolis), Três Barras, rio Palmeiras afluente do rio Catas Altas, Engenho Velho (Ribeira), Guaratuba de Cima, rio Água Quente (Apiaí) e Gruta Santana (Iporanga).

Depósitos secundários de calcita, dos tipos estalactita e estalagmita, são muito frequentes nos municípios

de Iporanga, Apiaí, Barra do Turvo e Eldorado Paulista, especialmente na Caverna do Diabo e na Gruta Santana.

Os travertinos ou pseudo-travertinos, consequência da deposição química secundária após dissolução dos mármores e ou epicalcários, são frequentes na região do Vale do Ribeira. No entanto, mostram algum interesse econômico, apenas as ocorrências de Sítio Sapatu (Eldorado Paulista) e do ribeirão dos Frias (Barra do Turvo), precisamente na influência dos mármores da serra André Lopes.

#### 6.3.8 - Carbonatito

Esta litologia ocorre no maciço alcalino do Mato Preto (Cerro Azul) e nos maciços alcalino-ultrabásicos de Jacupiranga e Juquiã. Trata-se de um bem mineral de grande interesse econômico, pois é utilizado como matéria prima na produção de cimento, como em Cajati. Da separação dos seus acessórios apatita e magnetita, entre outros minerais como pirocloro e badeleita, resultam a fabricação de insumos agrícolas fosfatados e aço, respectivamente.

#### 6.3.9 - Caulim

O caulim, produto de caulinização dos feldspatos dos pegmatitos e dos granitóides ricos em microclina, encontra-se, de modo predominante, na região leste da área estudada (Foz do Assungui, Jurupará, rio São Lourencinho, sudoeste do município de Juquitiba e Miracatu).

Também na região correspondente à folha Campo Largo encontram-se as ocorrências de Bugre e Guabiroba, em veios pegmatíticos encaixados nos filitos Açungui, e as da Fazenda São Carlos, Ilha do Meio e Boqueirão, no meio das rochas gnáissico-migmatíticas do embasamento.

Caulim também é encontrado em veios pegmatíticos intrusivos nos xistos magnesianos e migmatitos da região sudoeste de Curitiba, cujas ocorrências são as de Roça Velha, Ferraria e Morro da Esperança. Além disso caulim sedimentar

é encontrado também nos sedimentos siltico-argilosos do Grupo Itararé nas proximidades de Campo Largo e nos sedimentos da Formação Pariquera-Açu (?), a sul-sudeste de Registro.

#### 6.3.10 - Feldspato, quartzo, muscovita e vermiculita

A presença destes bens minerais relaciona-se geralmente a veios pegmatíticos que, na maior parte dos casos, se torna inexistente devido ao seu alto grau de alteração por intemperismo.

Feldspato é explorado na localidade de Bugre (Campo Largo). Este bem mineral é muito frequente na região da folha Campo Largo, associado às rochas granitóides do Complexo Três Córregos.

O quartzo, geralmente acompanhando o feldspato, ocorre em veios pegmatíticos quase sempre intrusivos nos migmatitos e nos granitóides. Entre suas principais ocorrências citam-se as da fazenda Rio Branco (Iguape), estrada Biguã-Iguape (Miracatu), Cascalheira de Juquiã (Juquiã), Capiranga, Taquarucu (Registro) e Cachoeira da Pedra Branca (Cananéia), estando esta última ocorrência na folha Guaraqueçaba.

A muscovita, tal como a vermiculita, entre outras micas, ocorre em pegmatitos intrusivos nas rochas migmatíticas, granitóides e ectiníticas. Ocorrências de muscovita localizam-se em Cedrão (Miracatu) e rio Etá (Eldorado Paulista), entre outros locais, enquanto ocorrência de vermiculita refere-se a de Feital do Itapirapã (Cerro Azul). A sudoeste de Curitiba, nos veios pegmatíticos intrusivos nos xistos magnesianos e migmatitos, também está presente a vermiculita, além do quartzo, feldspato e principalmente caulim, anteriormente referidos. Embora de modo subordinado, vermiculita ocorre como acessório nos carbonatitos dos maciços alcalino-ultrabásicos de Jacupiranga e Juquiã.

### 6.3.11 - Filito e sericita-xisto

Estas rochas são exploradas como bens minerais utilizados, de modo frequente, nas indústrias de cimento, cerâmica, inseticida, sabões, borracha e, até de talco, quando muito finas e isentas de partículas de quartzo.

As litologias em referência são frequentíssimas no meio dos metassedimentos siltico-argilosos do Grupo Açungui. Sua granulação é sempre bastante fina e, quando leucocráticas, são designadas leucofilitos.

Entre as principais ocorrências de sericita-xistos em exploração citam-se as da região da folha Curitiba localizadas na Barra do Capivari, Colombo e Poço Negro.

Relativamente às ocorrências dos filitos ou leucofilitos cita-se somente a de Apiaí.

### 6.3.12 - Fluorita

Este bem mineral ocorre, com certa frequência, na região da folha Cerro Azul sob a forma de veios maciços e irregulares encaixados nos granitos, de disseminação em epicalcários ocorrendo junto com galena, esfalerita, marcassita e pirita, em veios encaixados em epicalcários, possantes de 10 a 40 cm, e ainda relacionando-se com os carbonatitos da intrusão alcalina de Mato Preto. As principais concentrações deste mineral estão presentes nas localidades de Caçador (Adrianópolis) e bairro do Pinheirinho (Cerro Azul).

Recentemente foi descoberta uma ocorrência de fluorita nas proximidades do ribeirão São Sebastião, a sul-sudoeste de Sete Barras, na folha Apiaí. Esta ocorrência encontra-se nos metassedimentos do Grupo Açungui, não muito distante do contato com o granito Itaoca e, ao mesmo tempo, contiguamente a falha da Ribeira. Esta mineralização é suposta singenética em tais metassedimentos.

### 6.3.13 - Fosfato

As ocorrências de fosfato na região estudada são exclusivamente representadas pela apatita, presente nos carbonatitos dos maciços alcalino-ultrabásicos de Jacupiranga e Juquiã. Neste último maciço, ocorrendo no morro do Serrote, a mineralização é cortada por veios de barita, magnetita e uma variedade de vermiculita. No maciço alcalino-ultrabásico de Jacupiranga a apatita é lavrada juntamente com o carbonatito nas regiões da Areia Preta e do morro da Mina. Após feita a separação o carbonatito é utilizado para a fabricação de cimento, enquanto a apatita e a magnetita são aproveitadas para a fabricação de super-fosfato e de aço, respectivamente. Do ataque da apatita pelo ácido sulfúrico é produzido, em grandes quantidades, o gesso como rejeito.

### 6.3.14 - Grafita

Diversas ocorrências deste bem mineral distribuem-se pela região oriental da área estudada, em geral, associadas à rochas metapelíticas-semi-pelíticas Açungui, isto é, constituindo os designados xistos grafitosos. Entre suas principais ocorrências minerais citam-se as do ribeirão do Turvo, córrego das Lavras no bairro Primeira Ilha (Eldorado Paulista), Dois Irmãos, rio Quilombo (Sete Barras), Juquiã e Miracatu. Estas últimas ocorrências localizam-se nos xistos grafitosos segundo a faixa Açungui acompanhando a zona cataclástica que, a norte de Sete Barras, se estende até Pedro Barros, onde se junta à falha de Cubatão.

### 6.3.15 - Granito industrial (diabásio, gnaisse, granito, granulito, migmatito, milonito-gnaisse, quartzo, riolito, sienito, etc.)

Este bem mineral, englobando numerosas litologias bem diferenciadas, é de larga aplicação na construção civil, sendo empregado na forma de chapas, blocos e brita, quer como material de revestimento quer como agregado de



concreto, entre outras aplicações.

Entre as litologias mais exploradas, para fazer face às necessidades da indústria de construção civil, referem-se os migmatitos, os granitos *sensu lato* e os quartzitos. Suas frentes de exploração ou pedreiras ocorrem distribuídas por toda a região, embora predominem na proximidade dos grandes centros urbanos, grandes consumidores desses materiais, bem como junto a rodovias em construção.

Na região das folhas Curitiba e Antonina, influenciada pela presença da cidade de Curitiba, os migmatitos e granitos são explorados em pedreiras nas regiões do morro Anhangava, Ilha do Sapo, leste de Piraquara, bairro das Mercês, Atuba, Graciosa e Capivari.

Os diabásios, na região incluída pelas folhas Curitiba e Campo Largo, são igualmente aproveitados como pedra de revestimento, paralelepípedos e brita.

Quanto aos quartzitos da mesma região de Curitiba, nos quais se incluem os metarenitos, são explorados para a construção civil, cerâmica, refratários, louça, saponáceos em pó e sapólios. As principais ocorrências em exploração localizam-se nas regiões de Bocaiúva do Sul, Colombo, Rio Branco do Sul e Almirante Tamandaré.

Na região da folha Campo Largo granitos e migmatitos são explorados em Boqueirão, Alto da Glória e Conceição dos Morais. Nesta mesma área quartzitos são explorados em Guabiroba e Morro da Cal.

Quanto à região da folha Piraí do Sul ocorrências de riolito são exploradas em Tijuco Preto, na proximidade da cidade de Piraí do Sul. Quartzitos, localizados a este-sudeste da mesma cidade, são explorados na serra das Pedras. Na região da serra do Carambeí granito é explorado numa pedreira.

Dentro da região correspondente à folha Cerro Azul existem ocorrências de granito e sienito em exploração nas

localidades do bairro Catas Altas, Usina da Pasta (Ribeira), Tuneiras (Bocaiúva do Sul) e Lageado (Cerro Azul). Ainda na folha Cerro Azul os quartzitos, embora frequentes, mostram apenas uma ocorrência em exploração em Anta Gorda (Bocaiúva do Sul).

Relativamente à região da folha Apiaí ocorrem de pedreiras de granito observam-se no maciço granítico do Alto Turvo, contiguamente à rodovia BR-116, atualmente paralizada, e na Areia Branca, próxima de Apiaí. Ocorrências de quartzitos observam-se nas regiões de Invernada Grande e ribeirão do Veado.

No extremo nordeste da folha Guapiara e noroeste da folha Capão Bonito, bem como a sul desta última cidade, encontram-se várias ocorrências de granitos explorados em pedreiras locais.

No extremo leste e este-sudeste da região em apreço encontram-se as ocorrências de granulitos nas imediações de Peruíbe, milonito-gnaisses de Jaraçatiã, granitos da Fazenda São Remo (Miracatu), Caiacanga (Registro), bairro do Aleixo, Esteio do Morro (Cananéia), Engenho (Iguape), Braço do Azeite, Pedreira do Guaraú (Jacupiranga) e serra do Lageado (Eldorado Paulista). Na mesma região ocorrência de quartzito é apenas explorada como material de revestimento na Barra do Batatal (Eldorado Paulista).

#### 6.3.16 - Talco

Este bem mineral é bastante frequente em toda a região estudada. Originou-se a partir de rochas metaultramáficas, por transformação e retrometamorfismo, dispersas em faixas ou lentes pelo embasamento arqueano, em especial pela Sequência Cachoeira, e pelas unidades supracrustais proterozóicas (Grupo Setuva, Sequência Turvo-Cajati e Grupo Açungui), bem como a partir de rochas metacarbonáticas dolomíticas, geralmente associadas a rochas metabásicas, do Grupo Açungui.

As principais ocorrências minerais de talco, atualmente em exploração, paralizadas ou simplesmente identifica

das, localizam-se nas regiões do bairro dos Frias (Itapeva), da Fazenda Limeira, Fazenda dos Japoneses (Juquiã), Salmoura, Sítio Sipriano, Guaraú, Itapitanguí, Sítio José Batista, rio do Azeite (Jacupiranga), Fazenda Pindaúva, Pindaúva, serra Rio Branco (Cananéia), Espreado, Peropava, Vamiranga (Iguape), córrego do Engenho (Eldorado Paulista), serra Cavoca (Antonina), Palmeirinha ao rio Putunã (Bocaiúva do Sul), Ribeirão Branco (Guapiara), bairro das Almas (Itararé), Abapã-Socavão (Castro), São José, Anta Moura, Quilombo, Pociño, Antunes, Antunes do Meio, Ribeirãozinho, Boa Vistinha, Ribeirão da Cruz e Biscaia (Ponta Grossa). Estas últimas ocorrências de talco, originadas a partir da transformação dos epicalcários dolomíticos da faixa noroeste, formam bolsões no meio da faixa dolomítica alterada, sendo sua principal região de ocorrência a de Itaiacoca.

#### 6.3.17 - Outros bens minerais

Entre os bens minerais não descritos anteriormente fazem-se referência a vestígios de antigos garimpos de diamante, atualmente abandonados, no leito do rio dos Papagaios (folha Campo Largo).

Na faixa noroeste dos metassedimentos Açungui, contiguamente a noroeste do Complexo Três Córregos, na região norte da folha Guapiara, em direção à cidade de Capão Bonito, foram detectadas anomalias geoquímicas em cobalto, além de cobre, zinco, níquel e prata. Possibilidades em mineralizações de cobalto associadas a zinco e níquel também ocorrem na Palmeirinha (folha Itararé), em vista de terem sido detectadas anomalias naqueles elementos.

Grandes potencialidades em mineralizações a talco, amianto, crômo, cobalto, platina, ouro e prata, entre outros, poderão ocorrer nas rochas metaultramáficas-máficas Cachoeira, bem como nas metapsamíticas associadas, presentes na região litorânea das folhas Antonina e Guaraqueçaba, quando suficientes pesquisas geoquímicas e geológicas forem última

das entre Morretes e a serra do Cadeado.

Possibilidades em mineralizações a estanho são susceptíveis de ocorrer nas regiões contiguas aos maciços graníticos alcalinos do Marumbi, Anhangava, Graciosa, Alto Turvo e Guaraú, apesar do seu nível de erosão ser já bastante profundo.

Referências a ocorrências de ouro são citadas para a região da serra do Itaqui, na fronteira entre as folhas Guaraqueçaba e Antonina, ainda não confirmadas segundo I. Lopes Jr. *et alii* (1977a).

## 7 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A região do Vale do Ribeira, objeto de estudo do Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira, é caracterizada por uma morfologia geralmente agressiva, em regra de difícil acesso, consequência de uma longa evolução geotectônica bastante diferenciada.

A área estudada distribui-se por três grandes conjuntos lito-estruturais bem distintos, de idades arqueana, proterozóica e paleozóica, além da presença de manifestações magmáticas básicas e alcalino-ultrabásicas mesozóicas e dos depósitos sedimentares cenozóicos. A associação lito-estrutural arqueana pertence o designado Complexo Cristalino ou Complexo Gnáissico-Migmatítico, embora retrabalhado, parcial ou totalmente, em tempos proterozóicos. Representa o embasamento das sequências supracrustais dobradas proterozóicas Setuva, Turvo-Cajati e Açungui. Estas unidades litoestratigráficas, constituindo parcialmente a Faixa Dobrada Apiaí, definem o segundo grande conjunto lito-estrutural. A este se associam também os geoanticlinais granitoides.

A exposição do citado embasamento, localizado a sul-sudeste das falhas da Lancinha, da Ribeira e Cubatão, onde ocorrem numerosos maciços granitoides, constitui o designado Maciço Mediano de Joinville como faixa integrante do atualmente definido Cinturão Móvel Costeiro, de idade brasileira.

O terceiro conjunto lito-estrutural, menos expressivo, localizando-se na fronteira oeste-noroeste da região estudada, é constituído pelos sedimentos paleozóicos, ocorrendo na periferia da Bacia do Paraná.

Durante a execução do presente projeto definiram-se, ou redefiniram-se, novas unidades litoestratigráficas, ao mesmo tempo que foi ampliado o intervalo cronológico da evolução geológica para algumas das unidades e, inclusive, para toda a região estudada. Pode-se concluir, portanto, que ao lado de algumas contribuições positivas numerosos outros

problemas de natureza a mais diversa permanecem por resolver como se observa a seguir:

1) Os complexos Itatins e Serra Negra, de natureza granulítica predominante, sofreram retrabalhamento ulterior a granulitização de modo parcial (migmatização e retrometamorfismo), principalmente no Proterozóico Inferior. Mostram terem-se gerado, no mínimo, no Arqueano Superior (c. 2.800 m.a.). Não se exclui a hipótese de muitas das suas rochas de alto grau terem sido originadas desde cerca de 3.500 m.a., ainda que retomadas naquela época por metamorfismo de facies granulito. Embora se admita sua gênese por meio de um modelo geotectônico do tipo colisão de placas microcontinentais, entre o final do Arqueano Inferior e o Arqueano Superior, sugere-se a execução de numerosas análises litogeoquímicas e geocronológicas (Rb/Sr, U/Pb e Pb/Pb, em rocha total e zircão) para melhor caracterizar tal modelo tectono-magmático e correspondente idade. Sugere-se, ainda, a utilização de tais análises litogeoquímicas completas, incluindo os seus elementos traços como terras raras leves e pesadas (LREE e HREE) que, comparadas com as das rochas gnáissicas presentes em seus complexos ou encaixantes, a seguir referidas, poderão permitir que se conclua concretamente por sua cogeneticidade. Recomendam-se, ainda, estudos geológicos detalhados de campo que, aliados às análises anteriormente sugeridas, poderão melhor caracterizar a sua evolução geotectônica e a natureza, infracrustal ou supracrustal, das rochas destes complexos, além de suas potencialidades metalogenéticas;

2) As rochas gnáissicas arqueanas, conforme aqui interpretadas quase totalmente preservadas da migmatização, granitização e metassomatose posteriores, são consideradas entre as rochas arqueanas mais antigas. Ter-se-iam gerado durante amplo lapso de tempo, provavelmente entre cerca de 3.800 e 2.800 m.a., quando da evolução dos vários cinturões móveis que afetaram a região estudada. Suas rochas incluem, certamente, várias gerações de gnaisses infracrus-

tais e supracrustais ainda não individualizadas. A associação destes gnaisses, especialmente infracrustais, e das rochas granulíticas anteriores é habitual designar-se terrenos *granite-gnaisse* arqueanos do mais alto grau metamórfico. Recomendam-se os indispensáveis estudos litogeoquímicos completos e geocronológicos em suas rochas, fundamentais para a caracterização do modelo tectono-magmático responsável por sua gênese, suposta ocorrida em condições de margens continentais, bem como para identificar a relação genética com as rochas da Sequência Cachoeira e dos complexos Itatins e Serra Negra. Antes, porém, sugere-se a execução de muito mais trabalhos geológico-estruturais, em maior escala, visando delimitar as citadas gerações de gnaisses supracrustais, bem como individualizá-las em relação às dos gnaisses infracrustais. Aquelles gnaisses supracrustais, gerados de sequências vulcano-sedimentares de natureza básica a intermediária, por granitização acompanhada de intensa transposição, podem representar grande potencial metalogenético, se melhor prospectados geoquímica e geologicamente, conforme se sugere para a região do rio Capivari, a leste do extremo NNE da serra do Capivari (granito da Graciosa). Crê-se que a área exposta pelas rochas gnáissicas citadas deve ser maior que a atualmente mapeada, necessitando, portanto, de mais e melhores estudos geológicos de campo. Simultaneamente sugere-se a caracterização do estilo de dobramento que prevaleceu nestes gnaisses e em todas as rochas arqueanas da região estudada. Embora durante o Arqueano, em todos os escudos, prevalecesse uma tectônica plástica de dobramento isoclinal recumbente e em *nappes*, consequência de esforços compressivos horizontais predominantes, os dados disponíveis para a região litorânea do Vale do Ribeira são ainda escassos para uma conclusão. Apesar de se saber que o estilo de dobramento é do tipo isoclinal, geralmente cerrado e recumbente em vários locais, com redobramentos bem evidentes, recomendam-se estudos estruturais aprofundados para a perfeita caracterização do estilo de deformação plástica sofrida pelas rochas gnáissicas arqueanas e das suas encaixantes in-

cluídas no mesmo contexto geotectônico. A litogeoquímica e a geoquímica de solos e de sedimentos de corrente aplicadas nas regiões onde prevalecem os gnaisses supracrustais, parcial ou totalmente individualizados, serão indispensáveis para caracterizar a potencialidade metalogenética destas rochas;

3) A Sequência Cachoeira foi definida provisoriamente como a única unidade litoestratigráfica, mapeada na região estudada, dobrada supracrustal arqueana e ainda preservada de totais destruição e remobilização. Suas rochas representam atualmente as raízes de uma sequência metavulcano-sedimentar. A natureza ultramáfica-máfica de algumas das suas rochas (komatiitos peridotíticos), entre outros caracteres e ou parâmetros, definem-na como representando os testemunhos de uma unidade do tipo *greenstone belt* inferior ou primário. Sua gênese teria ocorrido provavelmente entre cerca de 3.500 e 3.000 m.a. (c. 3.300 m.a.), de acordo com o contexto geotectônico regional em que se insere. Tal gênese poderia ter ocorrido durante a fase inicial da evolução de um cinturão móvel, consequência de uma colisão de placas microcontinentais, presumivelmente segundo uma bacia linear do tipo bacia marginal ou entre arcos de ilhas. Sua associação com as rochas gnáissicas e granulíticas referidas acima constitui os designados terrenos *granite-gneisse e granite-greenstone* arqueanos. Recomendam-se melhores estudos geológicos de campo e litogeoquímicos para melhor caracterização desta unidade, pois é possível que algumas das suas rochas, agora mapeadas como Cachoeira, nem sequer sejam arqueanas, bem como precisar o modelo tectono-magmático responsável por sua gênese. Sugere-se também que sejam aplicados nesta unidade os métodos radiométricos Rb/Sr, U/Pb e Pb/Pb, de modo que as idades radiométricas, até o momento obtidas, se aproximem, tanto quanto possível, da idade real da sua gênese. Além disso deverão ser estudadas as relações de contato entre as rochas Cachoeira, em particular as rochas metaultramáficas, os magnetita-quartzitos, os gonditos e os fuchcita-quartzitos, ocorrendo entre Morretes e Serra Negra, e as rochas do Complexo Serra Negra. Objetiva-se, assim, esclarecer o grau de envol-



vimento ultrametamórfico daquelas litologias durante a gênese deste último complexo. Para isso estudos geológicos de campo mais pormenorizados secundados por análises litogeoquímicas, bem como estudos estruturais devem ser desenvolvidos. Recomenda-se também que se defina litoestratigraficamente a Sequência Cachoeira, ainda não caracterizada geologicamente em sua estratificação sequencial, por falta de suficientes estudos de campo, entre outros. Aproveitando-se as análises litogeoquímicas completas, conforme sugeridas para as rochas Cachoeira, gnáissicas e granulíticas acima referidas, recomenda-se verificar qual o grau de cogeneticidade entre algumas das suas rochas e ou sequências. As metaultramáficas-máficas Cachoeira, de natureza komatiítica peridotítica e basáltica toleítica, entre outras litologias, são potencialmente promissoras quanto a mineralizações em crômo, platina, ouro, cobalto, cobre, talco, amianto, etc. Por isso sugere-se pesquisas geoquímicas e geológicas a tal respeito, pois é sabido que rochas semelhantes, ocorrendo em numerosos *greenstone belts* arqueanos, mostram a presença de jazidas daqueles elementos, de grande interesse econômico;

4) As rochas migmatíticas de paleossoma gnáissico predominante ou gnáissico-migmatíticas originaram-se por migmatização, principalmente durante o Proterozóico Inferior. Estes migmatitos, de idade arqueana-proterozóica, apresentam, aparentemente, a maior área de distribuição, entre todas as litologias do embasamento cristalino. Necessitam de melhores estudos para caracterizar quais as porções das rochas gnáissicas realmente migmatizadas ou não. Pretende-se, assim, integrar as rochas preservadas da migmatização no conjunto das citadas rochas gnáissicas arqueanas, desligando-as da unidade retrabalhada. Embora estes migmatitos sejam aqui desvinculados dos gnaisses arqueanos, verifica-se, no entanto, que os estudiosos dos terrenos arqueanos os referem, porém, incluindo-os nos designados *granite-gneisse* arqueanos. Sugerem-se para seu paleossoma os mesmos estudos estruturais, litogeoquímicos e geoquímicos de solos e sedimentos de

corrente, conforme recomendados para as anteriores unidades arqueanas, pois enquadram-se no mesmo contexto geotectônico;

5) Os granitóides, em geral foliados e heterogêneos, presentes no embasamento cristalino, distribuem-se por granitos de anatexia, anatexitos, diatexitos, granito-gnaisses, granada-granito-gnaisses, leptitos e epibolitos homofânicos. A microclinização que sofreram é geralmente incipiente ou pouco pronunciada. Passam transicionalmente às encaixantes gnáissicas e gnáissico-migmatíticas referidas anteriormente. Sua gênese teria ocorrido por granitização atuando preferencialmente segundo estruturas antiformais, durante o Proterozóico Inferior (Ciclo Transamazônico), superpondo-se a rochas arqueanas pré-existentes. Estes granitóides devem, portanto, incluir litotipos arqueanos mais ou menos retrabalhados. Não se exclui, inclusive, sua granitização em tempos Jequiê ( $2.700 \pm 100$  m.a.). Do mesmo modo a participação, nestas rochas, dos eventos ocorridos durante o Proterozóico Médio e Superior, poderá ter sido mais de caráter térmico e de deformação rígida. Em vista dos numerosos problemas insolúveis, quanto à sua gênese e evolução, recomenda-se a execução de mais e melhores estudos litogeoquímicos, petrográficos, estruturais e geocronológicos. Sua estruturação é, em regra, concordante com a do embasamento arqueano. A razão  $K_2O/Na_2O$ , se obtida em suas rochas, poderia indicar sua gênese em tempos arqueanos, quando menor que a unidade. Do mesmo modo algumas das rochas gnáissicas Setuva poderão corresponder a núcleos granitóides arqueanos fortemente retrabalhados no Ciclo Transamazônico ( $2.000 \pm 200$  m.a.) e depois deformados rigidamente há  $1.395 \pm 145$  m.a. (F. Batolla Jr. *et alii*, 1977b);

6) O Grupo Setuva representa uma das principais seqüências supracrustais dobradas originadas durante o Proterozóico Inferior (período pré-orogênico do Ciclo Transamazônico). É uma unidade litoestratigráfica, de natureza vulcano-sedimentar, que, durante os tempos sincinemáticos transamazônicos, foi submetida a metamorfismo regional acompanhado

de deformação plástica, migmatização e granitização das suas rochas. Esta sequência constitui-se de rochas gnáissicas, intercalando, com mais ou menos frequência, rochas ectiníticas, e de rochas ectiníticas geralmente capeando as primeiras. Não se exclui, conforme citado, que alguns gnaisses posicionados nos núcleos das principais antiformes, sejam rochas granitóides arqueanas retrabalhadas. Mais tarde, durante o Proterozóico Médio (1.395 $\pm$ 145 m.a.), todas as rochas Setuva sofreram intensa diaforese acompanhada, supostamente, por deformação plástica que se manifestou nas rochas ectiníticas, as mais plásticas, enquanto as mais competentes (gnaiesses) foram, em regra, milonitizadas. Em vista da dúvida, quanto à idade correta da deformação plástica citada, sugere-se maior número de estudos geológicos de campo secundados por estudos estruturais e geocronológicos visando caracterizar regionalmente essa deformação, bem como sua idade, e verificar qual a influência ou superposição dos dobramentos brasileiros sobre aqueles, ou se os mesmos foram apenas brasileiros superpostos aos dobramentos transamazônicos. Atualmente é impossível a separação das rochas ectiníticas Setuva e ectiníticas basais do Grupo Açungui *sensu lato*, em especial na região das anticlinais Anta Gorda, Água Clara e ribeirão do Perau, porque exibem semelhanças litológicas, estruturais e geocronológicas. São, pois, de idade pré-brasileira e ou transamazônica. Sugere-se a execução de numerosos mapeamentos de escala maior em locais selecionados, secundados por estudos estruturais, geoquímicos e geocronológicos desde a região de Votuverava (folha Curitiba) à Caverna do Diabo (folha Eldorado Paulista). Estes estudos devem ser estendidos à região leste do granito Itaoca com prosseguimento até à região drenada pelo alto rio São Lourencinho. Seu objetivo é caracterizar suas relações cronológica e estrutural, isto é, genética e evolutiva com as rochas do referido Grupo Setuva. Se confirmada sua contemporaneidade com esta unidade tais rochas seriam desvinculadas de uma das sequências, no caso do atual Grupo Açungui *sensu lato*. Na direção este-nordeste, em relação ao ribeirão do Perau, as ro

chas ali presentes poderiam merecer a execução de prospecção geoquímica pelo interesse econômico que apresentam devido à frequência de litologias metavulcânicas básicas transformadas;

7) A Sequência Turvo-Cajati, individualizada durante a execução dos trabalhos de campo deste projeto, localiza-se a sul das falhas da Lancinha e da Ribeira. Esta unidade é considerada correlata com as rochas do Grupo Setuva e com as das sequências basais e médias do Grupo Açungui *sensu lato*, isto é, de idade pré-brasiliana ou transamazônica. Esta sequência metavulcano-sedimentar, frequentemente migmatizada e mostrando-se gnaissificada em sua porção sul-sudoeste, caracteriza uma associação lito-estrutural relativamente distinta da dos grupos Setuva e Açungui *sensu lato*. Sugere-se a execução de estudos estruturais e geocronológicos, entre outros, nesta unidade litoestratigráfica, para confirmar quando ocorreu sua migmatização, aqui considerada de idade transamazônica. É igualmente sugerido que se estude a relação lito-estrutural desta sequência com a do Grupo Setuva e com as sequências basais e médias do Grupo Açungui, supostas contemporâneas, de modo a uniformizarem-se as três designações relativas a um mesmo grande conjunto de rochas supracrustais dobradas e geradas no Proterozóico Inferior;

8) O Grupo Açungui é a sequência supracrustal dobrada proterozóica, até recentemente considerada de idade proterozóica superior, que exhibe maior área de distribuição. Atualmente, após a execução deste projeto, ficou reconhecido que grande parte, senão a maior parte, das rochas Açungui são de idade pré-brasiliana e, mesmo, transamazônica. Embora sejam reconhecidas algumas bacias sedimentares e vulcano-sedimentares de idade brasiliana, desconhece-se a total identificação das rochas geradas e dobradas no Ciclo Brasileiro. Por tal razão, sugere-se estudos geológicos de campo em maior escala, distribuídos por numerosos locais previamente selecionados, para tornar possível cartografar e relacionar todas as rochas Açungui *sensu lato*. Estudos estrutu-

rais, geocronológicos e geoquímicos secundariam aqueles. Assim, seriam caracterizadas quais as litologias brasilia-  
nas, pré-brasilianas e, entre estas, as transamazônicas. Sa-  
bendo-se que a designação Açungui, correspondente à região  
drenada pelo rio Açungui, foi, pela primeira vez, dada à *Sé-  
rie Assunguy* que, depois, deu origem ao Grupo Açungui, su-  
gere-se que se executem estudos geológicos, geocronológicos  
e estruturais nas rochas dessa região para definir qual a  
idade de sua gênese e dobramento. Se a idade obtida for  
pré-brasiliana, ou mesmo, transamazônica, para tais rochas,  
sugere-se a preservação de Grupo Açungui ou de Supergrupo  
Açungui para as rochas pré-brasilianas e outransamazônicas,  
atualmente incluídas nos Grupos Açungui e Setuva e na Se-  
quência Turvo-Cajati. Se aquela idade, pelo contrário, for  
brasiliana, preservar-se-ia a designação de Grupo Açungui ape-  
nas para as rochas brasilianas, desvinculando todas as res-  
tantes litologias pré-brasilianas ainda nele incluídas;

9) Os migmatitos, de paleossoma ectinítico, vincu-  
lados ao Grupo Açungui, por falta de suficientes estudos geo-  
cronológicos, entre outros, revelam importantes problemas,  
de caráter cronoestratigráfico, a serem resolvidos. Duvi-  
da-se, em grande parte, desta tão intensa migmatização bra-  
siliansa, responsável por sua gênese, pois, contiguamente, no  
embasamento cristalino a mesma não foi identificada, quer  
geológica quer isotopicamente. Os dados atualmente disponí-  
veis a respeito são ainda insuficientes para uma conclusão  
precisa e definitiva. Sugere-se estudos nestes migmatitos,  
desde o rio Etã e Sete Barras ao alto rio São Lourencinho,  
bem como nos numerosos tetos migmatíticos dos complexos Três  
Córregos e Cunhaporanga. Pretende-se saber qual sua relação  
com os migmatitos da Sequência Turvo-Cajati, entre outros,  
vinculados às rochas proterozóicas, para se poder concluir  
pela verdadeira idade dessa migmatização;

10) A intensa deformação rígida que afetou a região  
do Vale do Ribeira, em especial as rochas gnáissicas Setuva  
e ectiníticas, suas capeantes, pode ter sido acompanhada de

deformação plástica, levando a um dobramento mais cerrado superposto a outro de maior amplitude, supostamente de idade transamazônica. Estas deformações, especialmente a de natureza rígida, ocorrida há  $1.395 \pm 145$  m.a., poderão caracterizar o evento tectono-orogênico Uruaçuano ou Espinhaço. Sugere-se, deste modo, que seja definida a verdadeira idade da última deformação plástica, isto é, se tem algo a ver com o Ciclo Brasileiro ou se é realmente contemporânea daquela deformação rígida. Recomenda-se, também, a execução de estudos geológicos, estruturais e geocronológicos na região entre Cerro Azul e o rio Pardo, objetivando detectar se houve a gênese de rochas metavulcano-sedimentares entre o surgimento da cadeia transamazônica, há cerca de 1.800-1.700 m.a., e a citada idade da deformação rígida. Se tal se confirmasse permitiria caracterizar o evento tectono-orogênico Uruaçuano ou Espinhaço na região estudada. Se existir este evento, além de gerador de rochas, também teria sido o responsável pelo metamorfismo expresso por aquelas deformações rígida e plástica, caso se confirmassem estas últimas como contemporâneas;

11) As mineralizações sulfetadas a chumbo, entre outros elementos, da região do Vale do Ribeira, ocorrem nas rochas supracrustais dobradas proterozóicas, de idade geralmente pré-brasiliana, ou mesmo transamazônica. As idades isotópicas Pb/Pb obtidas em galenas destas mineralizações forneceram resultados enquadrados pelos valores 1.200-1.100, 750-600 e 500-400 m.a. Embora seja reconhecida que a idade de tais mineralizações é, em regra, proterozóica, desconhece-se em que época ou épocas precisas foram ultimados tais processos metalogenéticos. Recomendam-se melhores estudos a seu respeito para tentar dirimir as atuais dúvidas. Sugere-se, também, pesquisas geológica e geoquímica, entre outras, para a região contígua ao Complexo Três Córregos, nas rochas Açungui ocorrendo pelas regiões de Palmeirinha, fazenda Montaria, Bom Sucesso, Santa Blandina, norte de Guapiara e oeste-sudoeste de Capão Bonito. Pretende-se precisar

o potencial metalogenético de tais regiões em vista de ocorrerem ali, com frequência, anomalias geoquímicas de cobalto, níquel, zinco e cobre;

12) Os granitóides, geralmente embrechíticos e considerados provisoriamente brasileiros com grandes reservas, distribuem-se por numerosos maciços e complexos. Exibem comportamento intrusivo, quer nas rochas do embasamento cristalino quer nas sequências dobradas Setuva, Turvo-Cajati e Açungui. Muitos dos seus corpos mostram caráter polidiapírico, além de poliorogênico. Entre os mais importantes complexos granitóides embrechíticos citam-se os de Cunhaporanga, Três Córregos e Ibiúna e os vários maciços dispersos pelas folhas Guaraqueçaba, Iguape, Pedro de Toledo e Antonina, entre outras. Sugerem-se estudos detalhados no Complexo Ibiúna visando separar os granitóides metassomáticos e magmáticos que continuam mapeados indiferenciadamente. A metassomatose, responsável por sua microclinização, acompanhada ou precedida de migmatitização e granitização das rochas pré-existentes, reflete alguns problemas importantes a serem resolvidos. Embora estas rochas granitóides tenham sido envolvidas pelos fenômenos termo-tectônicos do Ciclo Brasileiro, o que é confirmado por algumas idades radiométricas K/Ar e Rb/Sr nelas obtidas, duvida-se que tal evento tenha sido responsável por sua feldspatização, geralmente tardia. Crê-se que o maior responsável por tal metassomatose teria sido o Ciclo Transamazônico. Porém, para resolver estas dúvidas, sugere-se suficientes estudos geológicos de campo e geocronológicos nas regiões envolvendo os granitóides embrechíticos e, pelo menos, suas encaixantes supracrustais dobradas proterozóicas que, em muitos casos, deverão ser de idade proterozóica inferior. Atualmente, nos contatos entre ambas as litologias, há frequentes efeitos termo-metamórficos que, acredita-se, estejam mascarados pelo rejuvenescimento e retrabalhamento por semelhantes fenômenos do Ciclo Brasileiro. A metassomatose dos granitóides em apreço deve corresponder e, portanto, refletir o mesmo processo de intensas migmatização e granitização que se preconiza vincula

do ao Ciclo Transamazônico, o qual envolveu também o embasamento arqueano. Daí a sugestão anterior de ampliar grandemente os estudos geocronológicos em tais rochas e encaixantes;

13) O magmatismo granitóide pós-cinemático brasileira (550-500 m.a.) manifestou-se por toda a região do Vale do Ribeira, com particular frequência e intensidade pelas regiões sul-sudeste, junto ao litoral, e norte-nordeste, aqui vinculado às porções norte a nordeste dos complexos Três Córregos e Ibiúna. Este magmatismo precedeu e acompanhou parcialmente o soerguimento da cadeia brasileira. Estes granitóides distribuem-se por granitos calco-alcalinos e alcalinos, quartzo-monzonitos, adamelitos, granodioritos, granito-pôrfiros, microgranitos, granófiros, riódacitos, riolitos e riolito-pôrfiros, intrusivos em todas as unidades litotratigráficas anteriormente referidas. Sugere-se melhores pesquisas de campo e geocronológicas acerca da idade real dos plauenitos e alcali-sienitos da ilha do Cardoso, ainda considerados diferenciados de granitos alcalinos de idade pós-cinemática brasileira. Sugere-se, ainda, pesquisas de prospecção geoquímica e aluvionares em redor dos principais maços graníticos alcalinos da região estudada visando saber se ocorrem mineralizações em estanho em alguns dos seus corpos menos erodidos;

14) As manifestações vulcano-sedimentares molássicas brasileiras, ocorridas em tempos cambro-ordovicianos, originaram-se durante o soerguimento e correspondentes resfriamento e cratonização definitivos da cadeia dobrada brasileira. Ao mesmo tempo que se criavam essas bacias tectônicas intermontanas brasileiras dava-se o seu preenchimento por sedimentos e vulcânicas de composição ácida a intermediária. Estas sequências vulcano-sedimentares molássicas brasileiras, assim criadas, estão representadas no extremo ocidental da região estudada pelo Grupo Castro e Formação Camarinha. A Formação Guaratubinha, bem representada a sul da folha Curitiba, na região da folha São José dos Pinhais, fora da área,



naquela apenas exhibe a exposição de um dique de microgranito no seu extremo sudeste, o qual é intrusivo no embasamento e no granito Anhangava;

15) Durante o soerguimento da cadeia montanhosa brasileira até sua completa estabilização ou cratonização desenvolveram-se intensas compressões tangenciais. Estas proporcionaram a criação de numerosas falhas e a reativação de amplas geossuturas, muitas das quais consideradas polirreativadas. Foram assim originados ou desenvolvidas numerosas falhas transcorrentes, de caráter dextral e sinistral, das quais se referem, entre as mais importantes, as do Morro Agudo, Taboa, Ribeira-Cubatão, Figueira, Agudos Grandes, Caucaia, Itariri e Lancinha. Mostram-se geralmente direcionadas para NE ou ENE e, raramente para N-S, mostrando, em conjunto, disposição fusiforme ou sigmoidal. O comportamento direcional predominante destes falhamentos também evidencia, frequentes vezes, comportamentos inversos e normais, conforme as condições em que se processaram ou foram reativados;

16) Após cratonizada ou estabilizada a Plataforma Brasileira no final do Ciclo Brasileiro iniciou-se, a partir do Siluriano Inferior, um processo isostático de caráter epirogenético. Este proporcionou a criação da Bacia do Paraná a oeste-noroeste da região estudada. Ao mesmo tempo grande parte da região (centro-sudeste) passou a ser a fornecedora de sedimentos para aquela bacia, assim sucessivamente entulhada até os tempos mesozóicos. Deste modo, apenas nos extremos oeste e norte-noroeste da região em apreço foram depositadas as formações Furnas e Ponta Grossa, de idade devoniana, incluídas no Grupo Paraná, e o Grupo Itararé, integrante do Supergrupo Tubarão, este originado durante o Carbonífero Superior e o Permiano Inferior. Durante esta última época houve intensa glaciação por períodos alternantes que marcaram muitas das litologias Itararé;

17) Depois do longo período erosivo sofrido pela região estudada, desde o Permiano ao Jurássico, processou-se

na região, como em todo o continente sul-americano, a reativação Wealdeniana da Plataforma Brasileira, responsável por um tectonismo distensivo ou tafrogênico do tipo germanótipo. Foram assim criados numerosos fraturamentos e falhamentos normais, em regra direcionados para  $N40^{\circ}-60^{\circ}W$ . Desenvolveram-se, nesta época, o Arqueamento de Ponta Grossa e o Fissuramento de Guapiara, consequência de uma epirogênese mais intensa, onde a densidade de falhamentos e fraturamentos se tornou mais elevada. Em seguida ou acompanhando este tectonismo ocorreu o preenchimento destas fissuras pelo magma toleítico de natureza básica a intermediária, e, mesmo, alcalino-básica. Simultânea e posteriormente, desde o Jurássico Superior ao Cretáceo Superior e mesmo Eoceno Inferior, ocorreram numerosas intrusões alcalino-ultrabásicas, ultimadas por intrusões exclusivamente alcalinas. Entre os seus maciços mais importantes citam-se os de Juquiã, Jacupiranga, Tunas, Banhadão, Mato Preto e Itapirapuã. Os complexos José Fernandes e Bairro da Cruz, localizados na região da folha Apiaí, de natureza alcalino-básica, evidenciam idades mais antigas, que permitem posicionar sua intrusão entre o Triássico e o Jurássico. Se suas datações isotópicas de idade absoluta estiverem corretas significará que suas intrusões teriam sido as precursoras do magmatismo mesozóico na região estudada. Sugerem-se, por tal motivo, mais determinações radiométricas de idade nas rochas desses complexos para precisar melhor a idade real de sua gênese. O habitualmente designado Gabro de Apiaí, considerado, com certas reservas e até o momento, de idade mesozóica, mostrou ser de idade mínima brasileira, pois forneceu  $675 \pm 41$  m.a. (método K/Ar em plagioclásio de um dos seus metagabros). Apesar da sua concordância estrutural com as rochas Açungui do sinclinal do Calabouço, onde parece constituir um *sill* em seu núcleo, sugerem-se mais determinações radiométricas de idade absoluta para que desapareçam, de vez, as dúvidas a respeito da sua gênese em tempos proterozóicos. Na região de Bariquerã-Açu foi detectada importante anomalia aerogeofísica, a qual poderá corresponder a uma intrusão alcalina, pela semelhança

mostrada com idênticas anomalias provocadas pelas alcalinas de Juquiã e Jacupiranga. Tal intrusão alcalina, capeada pelos sedimentos da bacia do Ribeira, parece encontrar-se a pouca profundidade, o que, com algumas sondagens testando sua presença, poderia ser localizada, além de fornecerem dados a respeito do interesse econômico de suas rochas;

18) Durante o Cenozóico, após a reativação Wealdiana, prosseguiu ou desenvolveu-se, na região em apreço, um tectonismo gravitacional. Este proporcionou o desenvolvimento de uma tectônica em blocos escalonados. Originou-se, assim, a formação da serra do Mar, bem como as bacias de Curitiba e do Ribeira. Esta última, presente no baixo curso do rio Ribeira de Iguape, corresponde a um *graben*. Simultaneamente, a leste, soergueu-se o Bloco Itatins, gerando um verdadeiro *horst*. Aceleraram-se, deste modo, os processos erosivos, bem como a concomitante sedimentação fluvial e marinha, em finais do Cenozóico. Estes sedimentos, assim gerados, passaram a preencher as bacias citadas e as baixadas drenadas pelos cursos inferiores dos principais rios da região estudada. Nos sedimentos fluviais assim gerados, principalmente no extremo sul-sudoeste do granito Agudos Grandes, onde pesquisas aluvionares para ouro têm vindo a ser executadas, bem como em todas as aluviões dos rios do flanco sul da serra do Mar, entre os extremos sudeste da folha Eldorado Paulista e sudoeste da folha Antonina, sugere-se a execução de pesquisas aluvionares, visando detectar o ouro e outros elementos ou minerais de grande interesse econômico.

8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALGARTE, J.P. - A influência dos arqueamentos cratônicos no condicionamento das intrusões alcalinas nos estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., 1: 65-69, 1972.

ALGARTE, J.P. *et alii* - Projeto Sudeste do Estado de São Paulo. Relatório geológico integrado, DNPM-CPRM, São Paulo, 4, 205 p., 1974, (il.). (inédito).

ALMEIDA, F.F.M. de - *Collenia itapevensis* sp.n., um fóssil Pré-Cambriano do Estado do Paraná. *B. Fac. Fil. Ci. Let. Univ. São Paulo*, São Paulo, 45: 29-106, 1944, (il.). (Geologia, 1).

\_\_\_\_\_ - Novas ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano brasileiro. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 28 (4): 44-45, 1956. (Resumo das comunicações).

\_\_\_\_\_ - Novas ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano brasileiro. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 29 (1): 63-72, 1957.

\_\_\_\_\_ - Fundamentos geológicos do relevo paulista. *B. Inst. Geogr. Geol.*, São Paulo, 41: 169-273, 1964, (il.).

\_\_\_\_\_ - *Origem e evolução da plataforma brasileira*. SEDEGEO nº 2, CAEG, Porto Alegre, 45-67, 1966.

AMARAL, G. - *Edades Potasio-argon en el Distrito Alcalino de Jacupiranga, Estado de San Pablo, Brasil*. In: SIMPOSIO SOBRE LOS RESULTADOS DE INVESTIGACIONES DEL MANTO SUPERIOR COM ENFASIS EM AMERICA LATINA, Buenos Aires, 1970. Comitê Argentino del Manto Superior, 1972, 2: 333-334.

- AMARAL, G. *et alii* - Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta*, Northern Ireland, 30: 159-189, 1966.
- \_\_\_\_\_ - Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta*, Northern Ireland, 31: 117-142, 1967.
- ANHAEUSSER, C.R. - Archaean Metallogeny in Southern Africa. *Econ. Geol.*, 71: 16-43, 1976.
- ANHAEUSSER, C.R. *et alii* - A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 2175-2200, 1969.
- ARNDT, N.T. *et alii* - Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. *Journal of Petrology*, London, 18 (2): 319-369, 1977.
- ARTH, J.G. & HANSON, G.N. - Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 30: 325-362, 1975.
- BASUMALICK, S. *et alii* - Preliminary note on the charnockite occurrence around Serra Negra, State of Paraná. *B. Paran. Geol.*, Curitiba, 27: 105-110, 1969.
- BATOLLA JR, F. *et alii* - Projeto Leste do Paraná. Folha Curitiba - SG.22-X-D-I. Relatório Final - Geologia, DNPM-BADEP-IGUFP-CPRM, São Paulo, 1, 250 p., 1977a, (il.). (inédito).
- \_\_\_\_\_ - Idades radiométricas Rb/Sr e K/Ar em rochas cristalinas pré-brasileiras da região leste do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, São Paulo, Atas do ..., Soc. Bras. Geol., 1: 324-337, 1977b.
- BAUER, H.E. - As minas de ferro de Jacupiranga. 1877, reed. in: *R. OI. G.G.*, São Paulo, 8 (314): 246-248, jan./dez., 1951.

BEECH, E.M. & CHADWICK, B. - The Malena supracrustal gneisses of northwest Buksefjorden: Their origin and significance in the Archaean crustal evolution of Southern West Greenland. *Precambrian Research*, Amsterdam, 11: 329-355, 1980.

BIGARELLA, J.J. - Estudos preliminares na Série Açungui. I - Brecha calcária de Toquinhas. *Arq. Biol. Pesq. Tecnol.*, IBPT, Curitiba, 2: 41-61, 1947.

\_\_\_\_\_ - Estudos preliminares na Série Açungui. II - Rochas calcárias. *Arq. Biol. Pesq. Tecnol.*, IBPT, Curitiba, 3: 201-354, 1948.

\_\_\_\_\_ - Estudos preliminares na Série Açungui. III - Rochas calcárias da faixa central e sua classificação. *Arq. Biol. Pesq. Tecnol.*, IBPT, Curitiba, 8:473-502, 1953.

BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. - Contribuição ao estudo da Formação Pariquera-Açu, Estado de São Paulo. *B. Paran. Geogr.*, Curitiba, 16/17 (2): 15-41, 1965, (il).

BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. - Estudos preliminares na Série Açungui. V - Estruturas organôgenas nos dolomitos da Formação Capiuru (Estado do Paraná). *Dusenía*, Curitiba 7: 317-323, 1956a.

\_\_\_\_\_ & \_\_\_\_\_ - Estudos preliminares da Série Açungui. VII - Algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiuru. *Arq. Biol. Pesq. Tecnol.*, IBPT, Curitiba, 11: 197-205, 1956b.

\_\_\_\_\_ & \_\_\_\_\_ - Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui (Estado do Paraná). *B. Paul. Geogr.*, São Paulo, 29: 1-9, 1958a.

\_\_\_\_\_ & \_\_\_\_\_ - Estudos preliminares na Série Açungui. VIII - A Formação Votuverava. *B. Inst. Hist. Nat.*, Curitiba, 2, 6 p., 1958b.

- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. - Caracteres texturais dos sedimentos da bacia de Curitiba. *B. Univ. Fed. Paraná, Inst. Geol.*, 1<sup>a</sup> parte, Curitiba, set. 1962 (Geologia, 7).
- BIGARELLA, J.J. *et alii* - Estudos preliminares na Série Açunqui. VI - Conglomerado do Cerne. *Arq. Biol. Pesq. Tecnol.*, IBPT, Curitiba, 10: 245-251, 1955.
- \_\_\_\_\_ - Ocorrência de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná (Formação Alexandra). *Inst. Biol. Pesq. Tecnol., Notas Prelim. Est.*, Curitiba, 1, 1959; *B. Geogr.*, Rio de Janeiro, 19 (165): 812-816, 1961.
- \_\_\_\_\_ - Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica. *B. Univ. Fed. Paraná, Inst. Geoc.*, Curitiba, 18, 114 p., 1966. (il).
- BORN, H. - *O Complexo Alcalino de Juquiã*. (Tese Dout., Inst. Geoc. Univ. S. Paulo), São Paulo, 1971, 176 p. (mapa).
- BORN, H. *et alii* - Geocronologia do Complexo Alcalino de Juquiã. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., 1972. (B. esp., 1) p. 20.
- BROOKS, C. & HART, S.R. - On the significance of komatiite, *Geology*, Boulder, 2(2): 107-110, 1974.
- BURKE, K. *et alii* - Dominance of Horizontal Movements, Arc and Microcontinental Collisions during the later Permian regime. In: WINDLEY, B.F. - *The Early History of the Earth*, London, p. 113-129, 1976.
- CARNEIRO, C.D.R. *et alii* - Esboço da diferenciação tectônica do Prê-Cambriano superior no Sul-Sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., 1974, (B. espec., 1), p. 698-700.
- \_\_\_\_\_ - Geologia da região do alto curso do rio São Lourençinho, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., 5: 2864-2878, 1980.

- CARVALHO, P.F. de - O Devoniano do Paraná. DNPM, DGM, B., Rio de Janeiro, 109: 9-27, 1941, (il.).
- CARVALHO, P.F. de & PINTO, E.A. - Reconhecimento geológico da Série Assunguy. Brasil. SGM, B., Rio de Janeiro, 71, 29 p., 1937 (Perfil Geológico estrada Curitiba-Capela da Ribeira-Apiá).
- CASSEDANE, J. & LASSERRE, M. - Análise isotópica pelo método de chumbo de uma 2ª série de galenas brasileiras. Descrição do método utilizado. *Min. Metal.*, Rio de Janeiro, 51 (301): 31-40, 1970.
- CASSEDANE, J. *et alii* - Análise isotópica pelo método de chumbo de uma terceira série de galenas brasileiras. *Min. Metal.*, Rio de Janeiro, 335: 12-19, nov. 1972.
- CLARKE, J.M. - Fósseis Devonianos do Paraná, Brasil. SGM, *Monografia 1*, Rio de Janeiro, 1913.
- COATS, R.P. & PREISS, W.V. - Stratigraphic and Geochronological reinterpretation of late Proterozoic Glaciogenic sequences in the Kimberley region, Western Australia. *Precambrian Research*, Amsterdam, 13: 181-208, 1980.
- COE, K. - Nûk gneisses of the Buksefjorden region, Southern West Greenland, and their enclaves. *Precambrian Research*, Amsterdam, 11: 357-371, 1980.
- CORDANI, U.G. - Síntese da geocronologia pré-cambriana da região costeira atlântica meridional da América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., São Paulo, (B. espec., 1), p. 179-180, 1971.
- \_\_\_\_\_ - *Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas folhas Assunção e Curitiba.* In: MÓNACO, O.A. *et alii* - CARTA GEOLÓGICA DO BRASIL AO MILIONÉSIMO, Dep. Nac. Prod. Min., Brasília, p. 58-67, 1974.



- CORDANI, U.G. & BITTENCOURT, I. - Determinações de idades potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., p. 218-233, 1967.
- CORDANI, U.G. & GIRARDI, V.A.V. - Geologia da folha de Morretes. *Bol. Univ. Fed. Paraná*, Geologia, Curitiba, 26: 1-40, 1967.
- CORDANI, U.G. & HASUI, Y. - Idades K-Ar de rochas alcalinas do primeiro planalto do estado do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, Belo Horizonte, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., (Resumo das Comunicações), p. 3-4, 1968.
- CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. - Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., p. 105-109, 1971.
- CORDANI, U.G. *et alii* - Geologia da folha de Eldorado Paulista, S.P. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., (B. espec. 1), p. 183, 1971.
- COUTINHO, J.M.V. - O falhamento de Cubatão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., (B. espec., 1), p. 130-131, 1971.
- DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. de - *Bioestratigrafia e paleontologia do Paleozóico superior da bacia do Paraná*. BRASIL. PETROBRÁS. DESUL, 1969, (Relatório, 384).
- DAMASCENO, E.C. - Nota sobre a composição isotópica de chumbo em galenas de jazidas do Vale do rio Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 20, Vitória, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., 1: 39-40 (resumo), 1966.
- DAMASCENO, E.C. - Determinação de idades Pb-Pb de galenas do Vale do Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Salvador, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., (B. espec., 1), p. 82, 1969.

DERBY, O.A. - Geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil. *Arq. Mus. Nac.*, Rio de Janeiro, 3: 89-96, 1878.

\_\_\_\_\_ - On the magnetite ore districts of Jacupiranga and Ipanema. *Amer. Sci. Serv.*, New Haven, 41: 311-321, 1891.

EBERT, E. - A estrutura Prê-Cambriana do sudeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., p. 42-45, 1967.

\_\_\_\_\_ - Observações sobre a litologia e subdivisão do "Grupo Setuva" no Estado do Paraná; com sugestões à tectônica geral do "Geossinclínio Açungui". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., 1: 131-146, 1971, (il.).

\_\_\_\_\_ - *Charnockitos brasileiros*. Resumo de comunicação feita na seção de 11 de setembro de 1973 (inédito).

EBERT, E. *et alii* - Observações sobre os gnaisses da Formação Setuva, Estado do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., (B. espec., 1), p. 185-186, 1971.

FELICÍSSIMO JR, J. - Distritos ultrabásicos-alcalinos da bacia tectônica do Baixo Ribeira e seus aspectos econômicos. Estado de São Paulo. In: SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS, 4, Ouro Preto, MG, Soc. Interc. Cult. Est. Geol., 1968 (Publicação 6), p. 90-134.

FRANZINELLI, E. - *Estudo Sedimentalógico da Formação Paríquera-Açu, Estado de São Paulo*. (Tese mest. stratigr. sedimentol., Inst. Geoc. Astron, Univ. São Paulo), São Paulo, 1970, 56 p. (il.).

FRANZINELLI, E. - Origem e proveniência dos sedimentos da Formação Pariquera-Açu, Estado de São Paulo, *pelo trend surface analysis* das suas características. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., (B. esp., 1), p. 14, 1971.

FUCK, R.A. - Nota explicativa da folha geológica de Quero-Quero. *B. Univ. Fed. Paraná*, Curitiba, 19, 21 p., nov. 1966, (il.).

\_\_\_\_\_ - Geologia da folha de Abapã. *B. Univ. Fed. Paraná*, Curitiba, geologia nº 25, 34 p., jun. 1967, (il.).

\_\_\_\_\_ - *Notas preliminares sobre a geologia das folhas de Jaguaricatu e Socavão*. Comissão da Carta Geológica do Paraná, Curitiba, 11 p., (inédito).

FUCK, R.A. *et alii* - Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. In: BIGARELLA, J.J. *et alii* - *Geologia do pré-Devoniano e intrusivas sub-sequentes da porção oriental do estado do Paraná*. *Bol. Paran. Geoc.*, Curitiba, 23/25: 5-41, 1967a, (il.).

\_\_\_\_\_ - A Formação Guaratubinha. In: BIGARELLA, J.J. *et alii* - *Geologia do pré-Devoniano e intrusivas sub-sequentes da porção oriental do estado do Paraná*. *Bol. Paran. Geoc.*, Curitiba, 23/25: 237-255, 1967b, (il.).

\_\_\_\_\_ - Mapa geológico preliminar do litoral da Serra do Mar e parte do Primeiro Planalto no Estado do Paraná. *Bol. Paran. Geoc.*, Curitiba, 27 (6): 123-152, 1969, (il.).

\_\_\_\_\_ - Geologia do leste Paranaense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., p. 121-130, 1971, (il.).

FUGIMORI, S. - Granulitos e charnockitos de Salvador, Bahia, *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, 40 (2): 181-202, 1968.

FULFARO, V.J. & SUGUIO, K. - O Cenozóico paulista: gênese e idade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., 3: 91-101, 1974.

FYFE, W.S. & LEONARDOS JR, O.H. - Ancient metamorphic migmatite belts of the Brazilian-African coast, *Nature*, 244: 501-502, 1973.

GIRARDI, V.A.V. - *Petrologia das rochas metamórficas da região Morretes-Antonina, PR.* (Tese Dout., Fac. Fil. Ciênc. Let. Univ. São Paulo), São Paulo, 131 p., 1969.

\_\_\_\_\_ - Os anfibolitos da região Morretes-Antonina, PR. *Rev. Bras. Geoc.*, Soc. Bras. Geoc., São Paulo, 1 (1): 43-65, 1971.

\_\_\_\_\_ - Petrologia do Complexo Básico - Ultrabásico de Pien, PR. Tese (Livre Docência, Dep. Min. Petr. do IGG da USP), São Paulo, s. ed., 146 p., 1974, (il.).

GIRARDI, V.A.V. & SANTINI, P. - The magnesian schists from the Morretes-Antonina área, Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, Soc. Bras. Geol., São Paulo, 3(3): 181-191, 1973.

GIRARDI, V.A.V. *et alii* - Granadas em gnaisses de Peruíbe, S.P. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., 1: 235-239, 1971.

\_\_\_\_\_ - Geocronologia do Complexo Básico-Ultrabásico de Pien, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., 6: 245-252, 1974.

GLIKSON, A.Y. - Stratigraphy and evolution of Primary and Secondary Greenstones: significance of data from shields of the Southern Hemisphere. In: WINDLEY, B.F. - *The Early History of the Earth*, London, p. 257-277, 1976.

\_\_\_\_\_ - On the Origin of Early Archaean Gneisses. *Contrib. Miner. Petrol.*, 62: 171-178, 1977.

- GOMES, C.B. & CORDANI, U.G. - Geocronologia do maciço alcalino de Itapirapuã, S.P. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, 37 (314): 497-501, 1965, (il.).
- GONZAGA DE CAMPOS, L.F. - *Pesquisas de Petróleo*. Rel. An. Dir., 1921. BRASIL. DNPM-SGM, Rio de Janeiro, p. 90-93, 1923.
- GORMAN, B.E. *et alii* - On the structure of Archaean Greens tone Belts. *Precambrian Research*, Amsterdam, 6: 23-41, 1978.
- GUIMARÃES, D. - A origem dos charnockitos. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, 10 (2): 5-38, nov. 1961. (fot.).
- HAMA, M. *et alii* - Idades K-Ar do maciço alcalino do Banha-dão e do Complexo Bairro da Cruz. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, São Paulo, *Atas do ...*, Soc. Bras. Geol., 1: 170-178, 1977.
- HARTMANN, L.A. *et alii* - Complexo granulítico de Santa Catarina: Descrição e implicações genéticas. *Acta Geológica Leopoldensia*, UNISINOS, 3 (6): 93-112, 1979.
- HASUI, Y. *et alii* - The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, Soc. Bras. Geol., São Paulo, 5 (4): 257-266, dez. 1975. (mapa).
- \_\_\_\_\_ - Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste nos estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., 6: 2594-2608, 1978.
- HENNIES, W.T. *et alii* - O falhamento transcorrente de Taxaquara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., p. 159-168, 1967. (il.).
- HUNTER, D.R. - Crustal Development in the Kaapvaal Craton, I. The Archaean. *Precambrian Research*, Amsterdam, 1: 259-294, 1974.

- JAHN, B.M. *et alii* - Trace element geochemistry of Archaean volcanic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38: 611-627, 1974.
- KAEFER, L.Q. & ALGARTE, J.P. - *Projeto Sudeste do Estado de São Paulo. Folha Itararé. SG. 22-X-B. Geologia Preliminar. BRASIL. DNPM-CPRM, Relatório inédito, São Paulo, 1, 202p., 1972, Anexos.*
- KAEFER, L.Q. & CUNHA, H.C. da S. - *Projeto Sudeste do Estado de São Paulo. Relatório Geológico Final. Folha de Castro - Parcial SF.22-X-A. DNPM-CPRM, Relatório inédito, São Paulo, 3, 149 p., 1974, Anexos.*
- KATZ, M.B. - Early Precambrian Granulites - Greenstones, Transform Mobile Belts and Ridge - rifts on Early Crust? In: WINDLEY, B.F. - *The Early History of the Earth*, London, p. 147-155, 1976.
- KAUL, P.F.T. *et alii* - Probabilidade de estrutura arqueana na região de Pien-Antonina-Serra Negra, folha SG.22 - Curitiba. *Min. Metal*, Rio de Janeiro, 43 (410): 34-43, 1978.
- LANDIM, P.M.B. *et alii* - Análise de agrupamentos aplicada ao estudo geoquímico do Granito Itaoca. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., (B. espec., 1), p. 269-270, 1974.
- LANGE, F.W. - Biostratigraphic subdivision and correlation of the Devonian in the Paraná Basin. *Bol. Paran. Geoc.*, Curitiba, 21/22: 63-58, 1967.
- LEINZ, V. - Estudos sobre a glaciação permo-carbonífera do sul do Brasil. BRASIL. DNPM. SFPM. B. 21, Rio de Janeiro, 49 p., 1937, (il.).
- \_\_\_\_\_ - Einseverz - verkommen in Paraná, Brasilien. *Zeitschrift für praktische geologie*, 46, Jahrgang, Heft 1, 1938.

LEINZ, V. - Eine gondit - séries aus Paraná, Brasilien. *Zentralblatt für Min. etc. Jahrgang, abt. A., 2: 42-48, 1939.*

LEONARDOS, O.H. - Nota sobre a geologia do distrito de Iporanga, São Paulo - MME, DNPM, 5 p., Rel. inédito, nº 564, 1934.

\_\_\_\_\_ - Ferro do Paraná. DNPM, SFPM, Bol. nº 25, Rio de Janeiro, 1938.

\_\_\_\_\_ - Notas petrográficas sobre a Série Ribeira, do sul do estado de São Paulo. *Fac. Fil. Ci. Let. Univ. S. Paulo, São Paulo, 21 (Mineral. 4): 7-13, abr. 1941. (il.).*

LEONARDOS JR, O.H. - *The origin and alteration of granitic in Brazil, a study of metamorphism, anatexis, weathering and soil fertiling within granitic terrain in eastern Brazil. (Ph. D. Thesis, Univ. Manhester) Manchester, 183p., 1973, (il., map., fot.).*

LEONARDOS JR, O.H. & FYFE, W.S. - Ultrametamorphism and melting of a continental margin: the Rio de Janeiro region, Brazil. *Contrib. Miner. Petrol.*, 46: 201-214, 1974.

LOPES, J.A.U. - Nota explicativa da folha geológica de Curitiba. *Bol. Univ. Fed. Paraná, Curitiba, (Geologia 20), 20 p., 1966, (il.).*

LOPES JR, I. *et alii* - Projeto Leste do Paraná. Folha Guaraqueçaba - SG.22-X-D-III. BRASIL. DNPM-BADEP-IGUFP-CPRM, Relatório inédito, São Paulo, 81 p., 1977a, Anexos.

\_\_\_\_\_ - Projeto Leste do Paraná. Folha Pirai do Sul - SG.22-X-A-VI. BRASIL. DNPM-BADEP-IGUFP-CPRM, Relatório inédito, São Paulo, 199 p., 1977b. (mapas).

MAACK, R. - Geologia e Geografia da região de Vila Velha, Estado do Paraná e considerações sobre a glaciação carbonífera no Brasil. *Arq. Mus. Paranaense*, Curitiba, 5, 305 p., 1946, (il.).

\_\_\_\_\_ - Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Inst. Biol. Pesq. Tecnol.*, Curitiba, 2: 63-154, 1947, (il.).

\_\_\_\_\_ - Mapa geológico do Estado do Paraná. *Arq. Biol. Pesq., Tecnol.*, Curitiba, esc. 1: 750.000, 1953.

MARINI, O.J. - *Geologia da folha de Rio Branco do Sul (PR)*. (Tese Dout., Fac. Fil. Ciênc. Let., Rio Claro) São Paulo (s. ed.), 190 p., 1970, (il.).

MARINI, O.J. *et alii* - O Grupo Açungui no estado do Paraná. In: BIGARELLA, J.J. - *Geologia do pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do estado do Paraná*. *Bol. Paran. Geoc.*, Curitiba, 23/25: 43-103, 1967, (il.).

MARTIN, H. - The Directions of flow of the Itararé ice sheets in the Paraná basin. Brazil. *Bol. Paran. Geogr.*, Curitiba, 10/15: 25-78, maio 1964.

MARTIN, H. & PORADA, H. - The intracratonic branch of the Damara orogen in South West Africa. I. Discussion of geodynamic models. *Precambrian Research*, Amsterdam, 5: 311-338, 1977.

MARTIN, L. & SUGUIO, K. - O quaternário marinho do litoral do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., 1976.

MARTONNE, E. de - Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. *Rev. Bras. Geogr.*, Rio de Janeiro, 5 (4): 523-550, 6 (2): 155-178, 1943/44.



- MASCARENHAS, J. de F. - Estruturas do tipo "greenstone belt" no leste da Bahia. In. INDA, H.A.V. - *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia*, Textos Básicos, Secr. Min. Energ., Cood. Prod. Min., Salvador, 2: 25-53, 1979.
- MASON, R. - The Limpopo Mobile Belt - Southern Africa. *Phil. Trans. R. Soc. London*, London, A. 273: 463-485, 1973.
- MCGREGOR, V.R. - The early Precambrian gneisses of the Godthaab district, West Greenland. *Phil. Trans. R. Soc. London*, London, A. 273: 343-358, 1973.
- MEHNERT, K.R. - *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 393 p.
- MELCHER, G.C. - Nota sobre o Distrito alcalino de Jacupiranga, Estado de São Paulo. DNPM-DGM, Rio de Janeiro, *Notas Prelim. Estudos*, 84, 20 p., 1954, (mapa).
- \_\_\_\_\_ - O Carbonatito de Jacupiranga. *Bol. Fac. Fil. Ciênc. Let. Univ. São Paulo*, São Paulo, Geologia, 282(21), 73 p., 1965, (il. mapa geológico).
- MELCHER, G.C. *et alii* - Geologia das rochas pré-cambrianas do vale do Ribeira de Iguape. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, Soc. Bras. Geol., (B. espec., 1), p. 193-194, 1971.
- \_\_\_\_\_ - Geologia e petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do vale do rio Ribeira de Iguape. *Rev. Bras. Geoc.*, Soc. Bras. Geol., São Paulo, 3 (2): 97-123, jun. 1973. (mapas).
- MENDES, J.C. - A Formação Corumbataí na região do rio Corumbataí; estratigrafia e descrição dos lamelibrânquios. *Bol. Fac. Fil. Ciênc. Let. Univ. São Paulo*, São Paulo, 145, 114 p., 1952 (Geologia, 8).
- MINIOLI, B. - Aspectos geológicos da região litorânea Piçarras-Barra Velha, SC. (Tese Dout., Inst. Geoc. Univ. São Paulo), São Paulo.

- MORAES REGO, L.F. de - *Contribuição ao estudo das formações pré-devonianas de São Paulo*. Inst. Astr. Geogr., São Paulo, 43 p., 1933, (il.).
- MORGENTAL, A. *et alii* - *Projeto SUDELPA. Relatório Final - Geologia*. BRASIL. SUDELPA/CPRM, Relatório inédito, São Paulo, 1, 707 p., 1975.
- MUHLMANN, H. *et alii* - Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, Soc. Bras. Geol., (B. espec., 1), p. 813-815, 1974.
- MUNASINGHE, T. & DISSANAYAKE, C.B. - Is the Highland - Eastern Vijayan boundary in Sri Lanka a possible mineralized belt? *Econ. Geol.*, 74: 1495-1496, 1979.
- \_\_\_\_\_ & \_\_\_\_\_ - Are charnockites metamorphosed archaean volcanic rocks? - A case study from Sri Lanka. *Precambrian Research*, Amsterdam, 12: 459-470, 1980.
- MURATORI, A. - Nota explicativa da folha geológica de Campo Largo. *Bol. Univ. Fed. Paraná*, Curitiba, 21, 29 p., 1966.
- \_\_\_\_\_ - *Geologia da folha de Piraí do Sul*. Comissão da Carta Geológica do Paraná, Curitiba, 38 p. (inédito).
- MURATORI, A. *et alii* - Contribuição ao estudo da Formação Camarinha. In: BIGARELLA, J.J. *et alii* - *Geologia do pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná*. Bol. Paran. Geoc., Curitiba, 23/25: 221-234, 1967, (il.).
- MYASHIRO, A. - *Metamorphism and metamorphic belts*. London George Allen and Unwin, London, 492 p., 1973.
- NAQVI, S.M. *et alii* - The primitive crust: Evidence from the Indian Shield. *Precambrian Research*, Amsterdam, 6: 323-345, 1978.

- NORTHFLEET, A.A. *et alii* - Reavaliação dos dados geológicos da bacia do Paraná. *Bol. Técn. Petrobrás*, Rio de Janeiro, 12 (3): 291-346, jul./set., 1969, (il.).
- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. - *Geologia do Brasil*. BRASIL. Min. Agr., Rio de Janeiro, 2: 206-228, 1943.
- OLIVEIRA, E.P. de - *Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná*. BRASIL. DNPM-SGM, Monografia, Rio de Janeiro, 6, 178 p., 1927, (il.).
- OPPEENHEIM, V. - Geology of devonian area of Paraná Basin in Brazil, Uruguay and Paraguay. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, 20 (9): 1208-1236, 1936.
- PAIVA, I.P. *et alii* - *Projeto Leste do Paraná. Folha Apiaí - SG.22-X-B-V*. BRASIL. DNPM-BADEP-IGUFP-CPRM, Relatório inédito, São Paulo, 227 p., 1977.
- PAVLOVSKIY, Y.V. - *Early stages in development of the Earth's crust*. In: *INTERN. GEOL. REV.*, New York, 13 (3):318-331, 1971.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, 19:290-300, 1973.
- PETRI, S. & SUGUIO, K. - Sobre os metassedimentos do Grupo Açungui no extremo sul do Estado de São Paulo. *Convênio DAEE-USP*, São Paulo, 98 p., 1969. (il.).
- \_\_\_\_\_ & \_\_\_\_\_ - Some Aspects of Neocenozoic sedimentation in the Cananêia-Iguape lagoonal region, São Paulo. Brazil. *Estudos sedimentológicos*, Natal, Univ. Fed. R.G. do Norte, 1 (1): 25-33, 1971.

- PETRI, S. & SUGUIO, K. - Stratigraphy of the Iguape-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State - Brazil; Part II: heavy minerals studies, micro-organisms inventories and stratigraphical interpretations. *Inst. Geoc., B.*, São Paulo, Univ. São Paulo, (4): 71-85, 1973.
- PIERUCETI, J.A. - *A intrusão Básica de José Fernandes*, PR. (Tese mestrado Inst. Geoc. Univ. São Paulo) São Paulo, 65 p., 1973.
- POPP, J.H. - Contribuição a estratigrafia e sedimentologia da Formação Camarinha. *Bol. Paran. Geoc.*, Curitiba, 30: 7-71, 1972, (il.).
- POPP, J.H. *et alii* - "Geologia" In: BIGARELLA, J.J. *et alii* - *Recursos naturais, folha Ouro Fino*, COMEC, 22/26, Curitiba, 1979.
- PORADA, H. - The Damara-Ribeira Orogen of the Pan-African-Brasiliano Cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, Amsterdam, 57: 237-265, 1979.
- PROSPEC - *Levantamentos fotogeológicos BRASIL*. DNPM-DFPM, folhas: 4, 5, 6, 11, 12 e 13, escala 1:25.000, 1954.
- PROTEC - *Projeto Ribeira - folha nº 1 - Itararé*. Edição Provisória. PROTEC-DNPM, São Paulo, 19 p., Relatório inédito).
- RANSAY, J.G. - *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Company, New York, 568 p., 1967.
- ROCHA CAMPOS, A.C. - The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: BIGARELLA, J. *et alii* - *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, Curitiba, p. 27-102, 1967, (il.).
- RODRIGUES, J.C. *et alii* - *Projeto Leste do Paraná*. *Folha Campo Largo - SG.22-X-C-III*. BRASIL. DNPM-BADEP-IGUFP-CPRM, Relatório inédito, São Paulo, 200 p., 1977a, (mapa).

- RODRIGUES, J.C. *et alii* - *Projeto Leste do Paraná. Folha Cerro Azul - SG.22-X-V-IV*. BRASIL. DNPM-BADEP-IGUFP-CPRM, Relatório inédito, São Paulo, 154 p., 1977b, (mapa).
- SADOWSKI, G.R. - Tectônica do complexo migmatítico da Serra do Cubatão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, Soc. Bras. Geol., (B. esp., 1), p. 557-561, 1974.
- SALAMUNI, R. & BIGARELLA, J.J. - Contribuição à geologia do Grupo Açungui. *Bol. Univ. Fed. Paraná, Inst. Geol., Curitiba*, 23, 28 p., 1967, (il.).
- SALOP, L.J. - *Precambrian of the Northern Hemisphere and General Features of Early Geological Evolution*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 378 p., 1977.
- SCHNEIDER, R.L. *et alii* - Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., 1: 41-65, 1974.
- SCHÖLL, W.U. *et alii* - Geologia do Prê-Cambriano da região do anticlinal do Setuva (município de Bocaiúva do Sul e Rio Branco do Sul, PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., 5: 3003-3012, 1980.
- SHERATON, J.W. - The origin of the lewisian gneisses of Northwest Scotland, with particular reference to the Drumbeg area, Sutherland. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, 8: 301-310, 1970.
- SIGHINOLFI, G.P. - Investigations into the deep levels of the continental petrology and chemistry of the granulite facies terrains of Bahia (Brazil). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. (Pisa)*, Mem. Ser. A: 237-341, 1971.

SILVA, A.T.S.F. da - As orogêneses assinaladas na região do Cariango (Angola) e considerações acerca do Sistema do Oen<sub>d</sub>olongo e da Série do Sansíqua (Sistema do Congo Ociden<sub>t</sub>al). *Garcia de Orta, Junt. Invest. Cient. Ultram., Lisboa, 2 (1): 45-64, 1977.*

---

- A evolução geotectônica do sudeste do Brasil, Angola e Namíbia (Sudoeste Africano). *II<sup>o</sup> Cent. Acad. Ciênc. Lisboa, Lisboa, p. 301-324, 1978.*

SILVA, A.T.S.F. da & FERNANDES, N.A. - Considerações sobre a gênese e evolução das sequências metavulcano-sedimentares da região do rio Capivari, Paranã. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro, *Atas do ...*, Soc. Bras. Geol., 1: 17-30, 1979.

SILVA, A.T.S.F. da *et alii* - Projeto Santos-Iguape. BRASIL. DNPM-CPRM, Relatório inédito, São Paulo, 1, 640 p. 1977a, (il., mapas).

---

- O Complexo Bairro do Marisco, Caraguatatuba, S.P., In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, São Paulo, *Atas do ...*, Soc. Bras. Geol., 1: 74-90, 1977b.

---

- Geologia integrada das folhas Iguape e Cananéia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., 1: 208-221, 1978.

STEPHANSON, O. - Polydiapirism of granitic rocks in the Sveco-fennian of central Sweden. *Precambrian Research*, Amsterdam, 2 (2): 189-214, 1975.

STRECKEISEN, A. - How should charnockitic rocks be named? In: BELLIÈRE, J. & DUCHESNE, J.C. - *Géologie des domaines cristallins*, Cent. Soc. Geol. Belgique, Liège, p. 349-360, 1974.

SUTTON, J. - The extension of the geological record into the Pre-Cambrian. *Proc. Geol. Assoc.*, 78, p. 493, 1970.

- TARNEY, J. - Geochemistry of Archaean high-grade gneisses, with implications as to the origin and evolution of the Precambrian crust. In: WINDLEY, B.F. - *The Early History of the Earth*, London, p. 405-417, 1976.
- TREIN, E. - *Geologia da folha de Itaiacoca*. Comissão da Carta Geológica do Paraná, Curitiba, 54 p., (inédito).
- TREIN, E. & FUCK, R.A. - O Grupo Castro. In: BIGARELLA J.J. *et alii* - *Geologia do pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná*. Bol. Paran. Geoc., Curitiba, 23/25: 257-305, 1967, (il.).
- VIEIRA, A.J. & MAINGUÊ, E. - *Geologia de semi-detálhe do Centro e Nordeste do Paraná e Centro Sul de São Paulo*. BRASIL. PETROBRÁS. DESUL, 49 p., 1972, (Relatório, 425).
- VILJOEN, M.J. & VILJOEN, R.P. - Geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. *Geol. Soc. S. Africa Spec. Publ.*, 2: 55-85, 1969.
- WALKER, K.R. *et alii* - Metamorphic and metassomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the precambrian of North-Western Queensland. *J. Geol. Soc. Australia*, 6, p. 149, 1960.
- WERNICK, E. - Arqueano no Brasil: Tentativa de uma síntese. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, 51 (2): 287-310, 1979.
- WERNICK, E. & ALMEIDA, F.F.M. de - The geotectonic environments of early Precambrian granulites in Brasil. *Precambrian Research*, Amsterdam, 8: 1-17, 1979.

WERNICK, E. & PENALVA, F. - Migmatização e feldspatização de charnockitos e granulitos no leste paulista e sul de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, *Anais do ...*, Soc. Bras. Geol., 5: 155-160, 1974.

\_\_\_\_\_ & \_\_\_\_\_ - Contribuição ao conhecimento das rochas granitoides do sul do Brasil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 2, México, *Anais do ...*, 1976.

WHITE, I.C. - *Relatório final da comissão das minas de carvão de pedra do Brasil*. Imprensa Nacional, Rio de Janeiro, 617 p., 1908.

WILLIAMS, H.R. - The Archaean Geology of Sierra Leone. *Pre-cambrian Research*, Amsterdam, 6: 251-268, 1978.

WINDLEY, B.F. - New Tectonic Models for the Evolucion of Archaean Continentes and Oceans. In: WINDLEY, B.F. - *The Early History of the Earth*, London, p. 105-111, 1976.

WINDLEY, B.F. & SMITH, J.V. - Archaean high grade complexes and modern continental margins. *Nature*, 260: 671-675, 1976.



9 - ANEXOS

Este relatório contém os anexos seguintes:

Anexo I - (Volume II) - Mapas geológicos das folhas Itararé, Guapiara, Capão Bonito, Registro, Pedro de Toledo, Pirai do Sul, Cerro Azul, Apiaí, Eldorado Paulista, Iguape, Campo Largo, Curitiba, Antonina e Guaraqueçaba, acompanhados de nota explicativa e na escala 1:100.000

Anexo II - (Volume III) - Mapas de caminhamentos das mesmas folhas e na mesma escala

Anexo III - (Volume IV) - Fichas de afloramento

Anexo IV - (Volume V) - Resultados de análises