UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005733

ESBOÇO DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA
PRÉ-CAMBRIANA DA FOLHA PILAR DO SUL,
SP-SF. 23-Y-C-IV-4

Dirceu Pagotto Stein

Orientador: Prof. Dr. Yociteru Hasui

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome
Presidente:	<u>Dr. Y. Hasui</u>
Examinadores:	<u>Dr. R. Fuck</u>
	<u>Dr. J.M.V.Coutinho</u>

ass.

Hasui

[Signature]

[Signature]

São Paulo
1984

À
Antonia Maria
minha esposa
e
Daniel,
Cecilia e
Mariana
meus filhos

RESUMO

A área estudada compreende a Folha Pilar do Sul (SF.23-Y-C-IV-4), localizada a oeste da cidade de São Paulo, da qual dista aproximadamente 140 quilômetros. É delimitada pelos paralelos $23^{\circ}45'$ e $24^{\circ}00'$ de latitude sul e pelos meridianos $47^{\circ}30'$ e $47^{\circ}45'$ de longitude oeste, perfazendo cerca de 675 km^2 .

Os estudos foram realizados em nível compatível com a escala de 1:50 000 e objetivaram esboçar a evolução geológica pré-cambriana da área, concatenando-se os processos litogenéticos, deformacionais, metamórficos e magmáticos que foram caracterizados.

A reconstituição estratigráfica pode ser entendida através da ordenação de distintas associações de rochas. Desta forma, em direção ao topo, tem-se: metamorfitos do Complexo Prê-Açungui, metamorfitos do Grupo São Roque, rochas granitóides e cataclásticas, e coberturas sedimentares fanerozóicas e diques de diabásio.

O Complexo Prê-Açungui é admitido pré-Proterozóico Superior, tendo sido correlacionado a porções basais das supracrustais que se apresentam no sul paulista e leste paranaense. Tais porções são consideradas basais do Grupo Açungui *lato sensu* e denominadas também Formação, Grupo ou Complexo Setuva. Os metamorfitos da área estudada, provisoriamente designados Complexo Prê-Açungui, constituem-se na continuidade dessas seqüências identificadas no Vale do Ribeira.

O Complexo Prê-Açungui foi subdividido em três grandes unidades, que são, sumariamente, filitos, xistos, e xistos feldspatizados localmente migmatizados. As mesmas mostram passagens amplas e transicionais entre si e podem ser englobadas em duas grandes seqüências. A seqüência oriental tem caráter mais basal, englobando xistos, feldspatizados ou não, e migmatitos localizados. Nestas rochas se interpõem núcleos de paragnaisses e principalmente de ortognaisses, além de constantes e delgados corpos e *boudins* de anfibolitos. A seqüência ocidental é francamente filítica, com intercalações de quartzitos e de corpos de metabasitos espessos aparecendo em nível bem definido. Várias subseqüências se individualizam, merecendo destaque a subseqüência metavulcano-sedimentar, caracterizada pela presença de metabasi

tos e possíveis metatufos associados.

Esse conjunto de rochas sofreu três fases principais de de formação, sendo a primeira delas caracterizada principalmente pela forte transposição impostas às seqüências. As duas fa ses subseqüentes são relacionadas a intensos processos de cre nulação: Processos lineagênicos, responsáveis por grandes falhas transcorrentes e insignificantes falhas normais ligadas à Rea tivação Wealdeniana, completam o quadro deformacional.

O metamorfismo se apresenta em duas fases principais, a primeira progressiva e regional, alcançando o grau médio a for te. A segunda evidencia-se através de porfiroblastos, sendo ca racterizada como de grau fraco a médio e possivelmente também de caráter regional. Os processos subseqüentes correspondem a metamorfismo de contato e dinâmico, que se associam a intrusões granitóides e falhamentos, respectivamente, e a uma fase de me tamorfismo retrógrado.

Além do magmatismo pré-tectônico, caracterizado por metabasitos, metaultrabasitas e ortognaisses, duas fases principais de natureza ácida são registradas. Correspondem aos granitóides da Suíte Piedade e da Suíte Tapiraí, do final do Proterozóico, e da Suíte Pilar do Sul, posterior às suítes anteriores, do Eo-Paleozóico. Raros diques de diabásio mesozóicos registram a úl tima manifestação magmática.

Os metamorfitos do Grupo São Roque afloram em área extremamente restrita, não permitindo uma caracterização representa tiva deste grupo. Tais fatos levaram a considerá-lo à luz da bi bliografia, o que implica atribuí-lo ao Proterozóico Superior. Correlações entre o Grupo São Roque e o Complexo Pré-Açungui não são consideradas factíveis no momento.

As coberturas fanerozóicas são representadas pelo Grupo Tu barão (Formação Itararé), cujos sedimentos denotam condições con tinentais e ação de geleiras, e pelos sedimentos aluviais ceno zóicos presentes em terraços subatuais e planícies atuais.

ABSTRACT

The studied area corresponds to the Pilar do Sul Quadrangle (SF.23-Y-C-IV-4) at 1:50,000 scale. It is located 140 km to the west of São Paulo City, between the coordinates $23^{\circ}45'$, $24^{\circ}00'$ South, and $47^{\circ}30'$, $47^{\circ}45'$ West, and comprises about 675 square kilometers. The main target of this work was to outline the Precambrian geologic evolution of the area by means of the general data on lithogenetic, deformational, metamorphic and magmatic processes.

Stratigraphy was established through the ordering of different rock associations. Therefore, older rocks are metamorphic rocks of the Prê-Açungui Complex, followed by metamorphic rocks of granitoid and cataclastic rocks, dolerite dikes and a Phanerozoic sedimentary cover.

The Prê-Açungui Complex is believed to be older than the Upper Proterozoic. It is correlated to lower parts of supracrustals which are present in southern São Paulo State and eastern Paraná State.

The Prê-Açungui Complex was divided in the following three broad lithologic units: phyllites, schists and feldspathic schists locally migmatized. These units show wide transitional boundaries and may be grouped into two sequences. The lower eastern sequence comprises schists, feldspathized schists and locally migmatites, with nuclei of paragneiss and mainly orthogneiss, and also frequent and thin bodies and boudins of amphibolites. The upper western sequence is mainly constituted by phyllites, with intercalated quartzites and thick stratigraphically well defined bodies of metabasites. Many subsequences may be individualized; the most outstanding of them is the metavolcano-sedimentary sequence which is characterized by metabasites associated with rocks that are probably metatuffs.

Three main deformational phases affected the metamorphic rocks. The first one is characterized by intense transposition which affects the rock units. The other two younger phases are related to intense crenulation processes.

These main phases are followed by a lineagenic process which was responsible for large transcurrent displacements, and

by small normal faults believed to be related to the so-called Wealden Reactivation.

Two main metamorphic stages were defined. The early one is regional and progressive from medium to high degree. The second one is indicated by the presence of porphyroblasts and is characterized by a low to medium degree; it has probably a regional character. Thermal and cataclastic metamorphism associated respectively to granitoid intrusions and faulting, followed by diaphthoresis are the final processes.

Besides the pre-tectonic magmatism characterized by metabasites, metaultrabasites and ortogneiss, two magmatic phases of acid nature were recognized which correspond to Upper Proterozoic granitoid rocks of the Piedade and Tapiraí Suites, and the younger Eopaleozoic Pilar do Sul Suite. The last magmatic event is represented by Mesozoic dolerite dikes.

A better characterization of the São Roque Group in the area was not possible due to the restrict area of its outcropping. Previous data indicate its age to be Upper Proterozoic. Up to this moment there is not definitive data that allow to correlate it to Pré-Açungui Complex.

Phanerozoic covers are represented by tills of the Tubarão Group (Itararé Formation) and alluvial Cenozoic sediments in terraces and floodplains.

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho não seria possível sem o envolvimento de várias pessoas e instituições. À despretensão e sinceridade de todos os colaboradores quero agradecer desde agora.

Ao Prof. Dr. Yociteru Hasui o meu sincero agradecimento pelo permanente apoio e estímulo, pelas sugestões valiosas, enfim, por toda a discussão e orientação nas diferentes etapas deste estudo.

Os geólogos Ginaldo Ademar da Cruz Campanha e Luiz Alberto Fernandes foram os companheiros durante todos os trabalhos de campo e escritório e têm muito a ver com os resultados alcançados. A vocês devo muito. Obrigado.

Os colegas Waldir Lopes Ponçano e Carlos Alberto Bistrichi nunca me deixaram faltar o incentivo, bem como sempre se dispuseram a discussões enriquecedoras ao estudo. A ambos agradeço. Ao Bistrichi quero agradecer também pelas valiosas visitas à área. Ao geólogo Claudio Riccomini, meu obrigado pelas oportunas sugestões.

Aos geólogos Maria Heloisa Barros de Oliveira Frascã, Maria Cristina de Moraes, Miriam Cruxên Barros de Oliveira, Eleno de Paula Rodrigues e ao Prof. Dr. José Moacyr Vianna Coutinho, muito obrigado pelo tanto que me auxiliaram na descrição e interpretação de ensaios petrográficos e análises químicas.

Outros companheiros muito contribuíram com informações e discussões importantes. Aos geólogos Prof. Dr. Fernando Flávio Marques de Almeida, Marcos Alves de Almeida, Agamenon Sergio Lucas Dantas, Celso Dal Ré Carneiro, Antonio Luiz Teixeira e Antonio Gonçalves Pires Neto, reitero meus sinceros agradecimentos.

Aopessoal de apoio técnico do Agrupamento de Geologia Geral, os senhores Waldomiro de Oliveira, Julio Sinkus, Aírton Marambaia Santa, Otávio Martins e Luiz Celso Coutinho da Silva, quero agradecer pela ajuda emprestada na execução de inúmeras e indispensáveis tarefas.

O cuidado e dedicação que propiciaram a qualidade das ilustrações apresentadas são de responsabilidade das desenhistas Damaris Rodrigues Marins e Mirna Mangini Ferracini. A geógrafa

Maria do Carmo Soares R. dos Santos forneceu o necessário apoio administrativo. Às colegas meus agradecimentos.

Na correção de minutas e originais, bem como na revisão final do texto, muito ajudou minha esposa Antonia Maria, a quem agradeço também pelo incentivo constante.

Às secretárias Rosely Marques Gimenez e Maria Celes Moura, agradeço pelas inúmeras providências que possibilitaram o eficiente respaldo administrativo.

Às colegas Sonia Regina Di Madureira, Elisabete Nagata, Rosely Lopes Pagan e Aradi Jecira da Cruz, datilógrafas da Secretaria da DMGA, que com paciência transformaram tantos manuscritos neste texto final, pela dedicação e eficiência, meu muito obrigado.

A recuperação de grande parte da bibliografia utilizada e a normalização da listagem final de artigos consultados devo, e agradeço, à equipe de Documentação da DMGA, através das bibliotecárias Márcia Regina M. Saad e Maria Solange de O. Pereira e do auxiliar técnico Manoel R. Galvão.

Muitas outras pessoas participaram com seu trabalho no desenvolver deste estudo. Funcionários da DMGA e de outros setores do IPT, que forneceram o devido suporte administrativo, motoristas que tanto labutaram, e anônimos serventes que por drenagens e encostas nunca pouparam suas forças na abertura de intermináveis trilhas por meio da mata, a todos, silenciosos colaboradores, meus sinceros agradecimentos.

À Sra. Lourdes M. Mioto e equipe de publicações do IPT, agradeço pelas providências necessárias à impressão deste trabalho.

Agradeço à Direção do Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais - PRÓ-MINÉRIO, da Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia do Estado de São Paulo, pela liberação dos dados que possibilitaram a elaboração desta Dissertação de Mestrado.

Em especial, agradeço ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, através de sua Divisão de Minas e Geologia Aplicada, que viabilizaram, em todos os sentidos, a elaboração deste estudo.

SUMÁRIO

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	1
GENERALIDADES E OBJETIVOS	1
ÁREA ESTUDADA	1
MATERIAL UTILIZADO	4
ROTEIRO METODOLÓGICO	5
Abordagem Inicial	5
Mapeamento Geológico Sistemático	7
Estudos Finais	9
NOMENCLATURA UTILIZADA	10
CAPÍTULO II - CONTEXTO REGIONAL	12
CAPÍTULO III - GEOLOGIA LOCAL	17
TRABALHOS ANTERIORES	17
O QUADRO LITOESTRUTURAL	19
CAPÍTULO IV - LITOLOGIA	22
COMPLEXO PRÉ-AÇUNGUI	22
Gnaiss blastomilonítico feldspatizado - pPSGB	22
Metaultrabasito - pPSU	24
Paragnaisses - pPSGN	25
Mica xistos, quartzo-mica xistos e mica-quartzo xistos feldspatizados e localmente migmatizados - pPSXM	26
Quartzo-biotita xistos e biotita-quartzo xistos - pPSBX ..	29
Quartzo-moscovita xistos e moscovita xistos - pPSX	30
Quartzitos - pPSQ	32

Filitos sericíticos e quartzo filitos - pPSF	34
Anfibolitos - pPSA	37
Metabasitos - pPSB	38
Turmalinitos, quartzo turmalinitos; ortoquartzitos sacaroides; e gonditos - pPST	40
GRUPO SÃO ROQUE	44
Filitos sericíticos - PSsF	44
ROCHAS GRANITÓIDES	45
Suíte Granitóide Piedade	46
Maciço Granitóide Serra da Batéia - PS _{y_b}	46
Maciço Granitóide Sarapuã - PS _{y_s}	50
Suíte Granitóide Tapiraí	51
Maciço Granitóide Tapiraí - PS _{y_t}	52
Maciço Granitóide Córrego do Gázeo - PS _{y_g}	54
Suíte Granitóide Pilar do Sul	55
Maciço Granitóide Pilar do Sul - $\epsilon\sigma\gamma_p$	56
Maciço Granitóide Turvo $\epsilon\sigma\gamma_t$	59
ROCHAS CATACLÁSTICAS - ϵOM	59
COBERTURAS FANEROZÓICAS E DIQUES DE DIABÁSIO	60
Grupo Tubarão - Formação Itararé - CPi	60
Diques de Diabásio - JKB	64
Coberturas Aluviais Subatuais - Qt	65
Aluviões Atuais - Qa	66
ASSOCIAÇÕES LITOLÓGICAS	68

CAPÍTULO V - ESTRUTURAS	75
CONSIDERAÇÕES ANTERIORES	75
ESTRUTURAS OBSERVADAS	76
Estruturas Primárias	76
Estruturas Secundárias ou Tectônicas	78
<i>Foliações</i>	78
- Complexo Prê-Açungui	78
- Grupo São Roque	86
- Rochas Granitoides	87
- Rochas Cataclásticas	89
<i>Lineações</i>	89
<i>Dobras mesoscópicas</i>	92
- Fases de deformação e de dobramento	92
. Complexo Prê-Açungui	92
. Grupo São Roque	97
- Elementos geométricos das dobras	97
<i>Reconstituição das macrodobras</i>	100
<i>Falhas</i>	104
<i>Fraturas e Fotolineamentos</i>	106
ASSOCIAÇÕES ESTRUTURAIS	107
Complexo Prê-Açungui	107
Grupo São Roque	109

CAPÍTULO VI - METAMORFISMO	110
CONSIDERAÇÕES ANTERIORES	110
OBSERVAÇÕES REALIZADAS	111
CAPÍTULO VII - MAGMATISMO	119
CONSIDERAÇÕES ANTERIORES	119
OBSERVAÇÕES REALIZADAS	120
CAPÍTULO VIII - ESTRATIGRAFIA	124
CONSIDERAÇÕES ANTERIORES	124
Complexo Prê-Açungui	124
Grupo São Roque	133
CORRELAÇÕES ENTRE AS SEQUÊNCIAS SUPRACRUSTAIS PRÉ-CAMBRIANAS	136
DADOS GEOCRONOLÓGICOS	137
CAPÍTULO IX - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	141
BIBLIOGRAFIA	

ILUSTRAÇÕES

Este volume contém:

18 Figuras

5 Quadros

18 Fotografias

7 Fotomicrografias

2 Anexos:

Anexo 1 - Mapa de descrição de pontos do afloramento, com indicação de amostras analisadas em laboratório.

Anexo 2 - Mapa geológico da Folha Pilar do Sul

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

GENERALIDADES E OBJETIVOS

Os estudos de reconhecimento, desenvolvidos em terrenos pré-cambrianos do sudeste brasileiro, permitiram a elaboração de importantes sínteses, que culminaram com um esboço da complexa história evolutiva da região. As rochas que se expõem a sudoeste da capital paulista e adentram o Estado do Paraná, entre os limites da Bacia do Paraná e a linha de costa, podem ser entendidas, de modo simplista, como um conjunto formado por supracrustais assentadas sobre um embasamento que remonta até ao Arqueano, indistintamente afetado por atividades magmáticas.

Inúmeras incursões foram realizadas nas seqüências supracrustais e, mais especificamente nas duas últimas décadas, um grande esforço tem sido feito no sentido de deslindar suas características litoestruturais e evolutivas, bem como suas relações com o embasamento.

Na área de tais supracrustais foram desenvolvidos mapeamentos geológicos em escalas de reconhecimento e semidetalhe, com porções restritas já tendo merecido maior detalhe. No entanto, são necessários estudos mais detidos acerca de diferentes aspectos a fim de se conseguir uma melhor compreensão de seu desenvolvimento.

A partir desse quadro a Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia do Estado de São Paulo, por intermédio do Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais-PRÔ-MINÉRIO, incluiu em seu programa de mapeamento geológico básico a Folha Pilar do Sul (SF.23-Y-C-IV-4), que foi levantada em escala de 1:50 000 (Stein, Campanha & Fernandes, 1984).

Esse levantamento forneceu as bases gerais a partir das quais se procurou esboçar a evolução geológica do Pré-Cambriano, concatenando os processos litogenéticos, deformacionais, metamórficos e magmáticos que foram caracterizados na área. Incluem-se ainda aspectos relevantes da evolução fanerozóica.

ÁREA ESTUDADA

A área de estudo compreende a Folha Pilar do Sul (SF.23-Y-C-IV-4) que é delimitada pelos paralelos 23°45' e 24°00' de la

atitude sul e pelos meridianos $47^{\circ}30'$ e $47^{\circ}45'$ de longitude oeste, perfazendo cerca de 675 km^2 (Figura 1).

Localiza-se a oeste da cidade de São Paulo, da qual dista aproximadamente 140 quilômetros, podendo ser atingida através das rodovias Castelo Branco (SP-280) e Raposo Tavares (SP-270) até a cidade de Sorocaba e daí pela Rodovia SP-264, que alcança a cidade de Pilar do Sul a cerca de 40 quilômetros de distância.

Depois da cidade de Pilar do Sul, situada a noroeste, o segundo centro urbano da área é a cidade de Tapiraí, no extremo sudeste, que é ligada a Piedade pela Rodovia SP-79 e à primeira por esta rodovia e pela SP-250.

As demais vias de acesso presentes correspondem a estradas vicinais de leito não pavimentado, por vezes cascalhado, que apresentam possibilidade de tráfego razoável, porém extremamente dificultoso quando das épocas de chuvas. A porção sul, cerca de um quarto da área total, é praticamente toda coberta por mata natural e reflorestamento, sendo sempre muito custoso o trânsito pelas poucas vias que a serve. No restante da área a densidade da malha viária fornece muitas alternativas para o caminhamento necessário.

Toda a área é caracterizada por relevo de degradação em planaltos dissecados. No Planalto Atlântico as rochas granitoides sustentam sistema de relevo de Mar de Morros, emoldurado por Morros Paralelos desenvolvidos sobre xistos, filitos e, restritamente, granitoides. A Província Costeira apresenta sistemas de Morros com Serras Restritas e subordinadamente de Montanhas com Vales Profundos. Por fim, a Depressão Periférica mostra principalmente sistema de Colinas Amplas, com pequena porção de Morrotes Alongados e Espigões (Ponçano, *et alii*, 1981).

A grosso modo, essa diferenciação é observada na área, que pode ser subdividida em quatro compartimentos marcadamente distintos, embora suas características nem sempre se coadunem com as expressas pelos sistemas de relevo. Por outro lado, em largos traços, essa subdivisão obedece àquela esboçada pelos diferentes níveis de aplainamento observados na área, que por sua vez, podem ser correlacionados às várias superfícies de erosão cenozóicas reconhecidas no Planalto Atlântico e Depressão Periférica.

Fig.01 - LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A rede de drenagem da quase totalidade da área corresponde às bacias do Rio Turvo e, de modo restrito, do Rio Sarapuĩ, afluente do Paranapanema. A bacia do Rio Juquiã se apresenta por intermédio de seus tributários Verde e Juquiazinho, a sul da Serra de Paranapiacaba, o grande divisor d'águas da região.

De um modo geral, as condições dos afloramentos na área são distintas em rochas granitoides e metassedimentares. Nas primeiras, a grande predominância de solos pouco espessos permite a exposição de matacões e lajedos com bastante frequência, estes aflorando preferencialmente nos topos das elevações aplainadas. Nos domínios de metassedimentos os solos no geral são delgados, mas o manto de material intemperizado é mais espesso, fazendo com que aflore quase sempre rocha alterada. As observações destas rochas em estado de pouca alteração só foi possível em soleiras ao longo da rede de drenagem. A grande maioria das observações foi realizada em cortes de estradas. Esse fato, por si só, mostra as dificuldades encontradas na porção sul da área, visto a baixa densidade de vias de acesso e a cobertura generalizada de mata.

MATERIAL UTILIZADO

Para o desenvolvimento dos estudos foram utilizadas folhas topográficas e produtos de sensores remotos, convencionais ou não, em diferentes escalas de apresentação.

Os mapas-base foram redesenhados a partir da Folha Pilar do Sul - SF.23-Y-C-IV-4, na escala 1:50 000, elaborada pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística-IBGE, em 1970, e reproduzidos por processo fotográfico com retícula de 40%, em cronaflex.

Para os trabalhos de campo e para lançamento dos dados foi utilizada folha topográfica na escala 1:25 000, obtida através de redução fotográfica e montagem em cronaflex, a partir das folhas topográficas na escala 1:10 000 elaboradas em 1979 pela TERRAFOTO S.A. - Atividades de Aerolevantamentos, para o Instituto Geográfico e Cartográfico da Secretaria do Estado dos Negócios do Interior. A listagem a seguir corresponde às 24 folhas utilizadas:

SF.23-Y-C-IV-4-NO-A, SF.23-Y-C-IV-4-NO-B, SF.23-Y-C-IV-4-NE-A,
 SF.23-Y-C-IV-4-NE-B, SF.23-Y-C-IV-4-NO-C, SF.23-Y-C-IV-4-NO-D,
 SF.23-Y-C-IV-4-NE-C, SF.23-Y-C-IV-4-NE-D, SF.23-Y-C-IV-4-NO-E,
 SF.23-Y-C-IV-4-NO-F, SF.23-Y-C-IV-4-NE-E, SF.23-Y-C-IV-4-NE-F,
 SF.23-Y-C-IV-4-SO-A, SF.23-Y-C-IV-4-SO-B, SF.23-Y-C-IV-4-SE-A,
 SF.23-Y-C-IV-4-SE-B, SF.23-Y-C-IV-4-SO-C, SF.23-Y-C-IV-4-SO-D,
 SF.23-Y-C-IV-4-SE-C, SF.23-Y-C-IV-4-SE-D, SF.23-Y-C-IV-4-SO-E,
 SF.23-Y-C-IV-4-SO-F, SF.23-Y-C-IV-4-SE-E, SF.23-Y-C-IV-4-SE-F.

Foram utilizadas fotografias aéreas na escala aproximada de 1:60 000, tomadas em 1965 pelo USAF/FAB. Também foram aproveitadas as fotografias aéreas na escala aproximada de 1:25 000 obtidas pela TERRAFOTO S.A. - Atividades de Aerolevantamentos, para a Secretaria da Agricultura, em 1973.

A imagem 235/77 do satélite Landsat, nos canais 5 e 7, escala 1:250 000, processada pelo INPE-Instituto de Pesquisas Espaciais, e o fotomosaico semicontrolado de radar SF.23-Y-C na escala de 1:250 000, elaborado pelo RADAMBRASIL, também foram utilizados.

ROTEIRO METODOLÓGICO

A execução do presente estudo baseou-se em métodos e técnicas convencionais, buscando cobrir uniformemente a área com dados compatíveis com a escala 1:50 000. Este procedimento foi seguido durante as três etapas em que se dividiu o estudo: abordagem inicial, mapeamento geológico sistemático e estudos finais.

Abordagem Inicial

Nesta etapa foram coletados e integrados os dados pertinentes à área de estudo existentes na literatura geológica, executado reconhecimento expedito da mesma e efetuada fotointerpretação preliminar.

Os principais trabalhos existentes sobre a área foram analisados, permitindo a compilação de mapas geológicos a partir daqueles de maior escala (Figura 2).

A pesquisa bibliográfica foi executada nas diferentes etapas do projeto, de início para compor um primeiro quadro da geologia da área, e, depois, sempre que necessários esclarecimentos

Fig.02 - MAPEAMENTOS GEOLÓGICOS ANTERIORES
EM ESCALA MENOR OU IGUAL A 1:50000

complementares. Foi realizada de acordo com a sistemática usual, ou seja, a partir dos artigos mais recentes e/ou de maior interesse foram sendo recuperados os trabalhos mais antigos, procurando-se identificar a maioria deles.

Essa sistemática permitiu elaborar duas listagens de títulos, uma contendo aqueles de importância para o conhecimento geológico da área, e outra abarcando os trabalhos de relevância quanto a aspectos conceituais e metodológicos.

Para a execução da fotointerpretação preliminar foram utilizadas fotos aéreas na escala 1:60 000, elaborando-se mapa fotogeológico na escala 1:50 000, e fotos aéreas 1:25 000, sempre que detalhes importantes exigiram. Os critérios adotados não fogem aos convencionais para esse tipo de trabalho, dando-se ênfase à delimitação de unidades litológicas e estruturas de caráter tectônico, sempre considerando os dados coletados da literatura.

Concomitantemente aos trabalhos anteriores, efetuou-se um levantamento expedito da área, ao longo de perfis que atravessaram as diferentes unidades litológicas descritas na bibliografia, com o fim precípuo de reconhecimento.

A partir desses trabalhos foram elaborados mapas preliminares, bem como definidos os critérios para o mapeamento de litologias e estruturas.

Mapeamento Geológico Sistemático

O levantamento geológico foi programado em função dos objetivos propostos, da escala adotada e das informações obtidas na etapa anterior. Optou-se por executar o levantamento por sucessivas porções da área, e, sempre que a logística permitiu, foram utilizadas como unidades as folhas topográficas na escala 1:10 000. As observações foram realizadas segundo técnicas convencionais, consistindo de perfilagens detalhadas e transversais às estruturas e complementação por observações em trechos e pontos entre eles, originando malha compatível com a escala de 1:50 000 (Anexo 1).

De início foram selecionados caminhamentos que permitiram atravessar todas as unidades litológicas presentes, compondo-se um

perfil-base detalhado, que forneceu os elementos necessários ao estabelecimento das relações estruturais entre as unidades.

Seguindo o critério de mapear através de perfilagem em subáreas, foram percorridas as estradas principais e secundárias, sendo grande número de perfis executado ao longo de drenagens, trilhas e picadas, principalmente na porção sul da área. Em cada subárea com o levantamento concluído, os dados foram tratados e integrados com as áreas adjacentes. Esse procedimento - foi de grande utilidade, por permitir a integração das observações *pari passu* com o levantamento, propiciando a obtenção do mapa geológico e o estabelecimento das relações estruturais de cada unidade e entre as mesmas, já ao término dos trabalhos de campo.

Um dos obstáculos encontrados foi a falta de afloramentos contínuos por grandes extensões, o que cria dificuldades para o entendimento da geologia e principalmente para as correlações. No entanto, esses fatores não impediram uma adequada identificação das unidades litológicas e das relações estruturais na maior parte da área.

Os dados estruturais foram anotados sistematicamente, visando obter uma homogeneidade na coleta das informações. A abordagem básica utilizada foi a observação das estruturas e de suas inter-relações a nível de afloramento (escala mesoscópica), sendo associada, *pari passu*, com o estudo de microestruturas em seções delgadas. A reconstituição das macroestruturas baseou-se nas inferências obtidas com a observação mesoscópica.

Concomitantemente às observações foi efetuada medição sistemática de elementos planares e lineares para tratamento estatístico. Este, parcialmente foi sendo executado já ao tempo do final de trabalhos em cada subárea. Todos os dados obtidos nesta etapa foram lançados sobre folha topográfica na escala 1:25 000 e tratados.

Foram utilizadas fotografias aéreas na escala 1:25 000 e folhas topográficas em 1:10 000 para a localização dos pontos de observação. Na região de mata, vez ou outra utilizou-se de caminhamento a passo e bússola para efeitos de localização. Um total de 810 afloramentos de rocha e/ou solo de alteração de rocha foram descritos, e mais de um milhar de pontos de controle

foram anotados sem descrição pormenorizada. Aproximadamente em 70% dos afloramentos descritos foram coletadas amostras para exame meso e microscópico e para análises químicas, tanto de litologias típicas e frequentes, como de litologia de ocorrência restrita.

Estudos Finais

Esta etapa de estudos consistiu do tratamento de dados obtidos, da maioria das análises de amostras de rocha, e da interpretação dos resultados.

Executou-se a fotointerpretação final com o fim de se dirimir dúvidas ou pequenos detalhes herdados das etapas anteriores, com a obtenção do mapa geológico final (Anexo 2). A passagem de dados obtidos de fotos aéreas para o mapa base foi executada através do transferidor Zoom Transfer Scope, da Bausch & Lomb, e manualmente em locais onde inexitem feições para um correto ajuste de imagens no aparelho.

As análises de amostras de rocha foram efetuadas de modo convencional. As desagregações e ensaios de coloração seletiva de feldspatos foram executados com a finalidade de determinar tendências composicionais das unidades litológicas. A seção polida prestou-se para análise de rocha rica em minerais metálicos, e as seções delgadas buscaram as composições mineralógicas, as relações microestruturais e as feições metamórficas e deformacionais reliquias. Grande parte das seções delgadas foi executada durante os trabalhos de campo, visando elucidar dúvidas quanto à caracterização mineralógica, e de microestruturas e suas inter-relações. A seleção de amostras para análise química foi realizada com o intuito de buscar informações que possibilitassem caracterizar a natureza dos anfibolitos, frente a uma comparação com rochas já definidas como metabasitos.

Foram executadas 47 seções delgadas, 1 seção polida, 42 ensaios de coloração seletiva de feldspato, várias desagregações e exame de grãos ao microscópio e análises químicas em 4 amostras de anfibolitos e metabasitos. A localização dos pontos de observação e a identificação das amostras analisadas são apresentadas no Anexo 1.

A análise estrutural foi realizada qualitativamente, com tratamento parcial dos dados de locais relevantes, visando delinear a geometria das estruturas observadas e sua sucessão temporal, esta baseada essencialmente em critérios de sobreposição e interferência de estruturas.

O lançamento de dados em diagramas Schmidt-Lambert e a de dução de guirlandas e concentrações médias, foram executados por microcomputador Tektronix-4052 e *plotter* digitalizador Tektronix-4662, com programas desenvolvidos pelo Grupo de Geomatemática da Divisão de Minas e Geologia Aplicada do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo.

NOMENCLATURA UTILIZADA

A classificação petrográfica e nomenclatura de rochas metamórficas foram baseadas em Williams *et al.* (1970) e Winkler (1977). Algumas considerações devem ser feitas quanto a distinção entre tipos litológicos.

A diferenciação entre filitos e xistos extremamente finos torna-se subjetiva se não controlada por critérios bem definidos. Neste estudo foi adotado como parâmetro a granulação dos minerais micáceos. Assim, convencionou-se chamar de filito aquelas rochas com superfícies bem definidas e com brilho sedoso, dado por minerais micáceos não observáveis a vista desarmada. A partir do momento em que as plaquetas micáceas são visíveis, geralmente a rocha tem uma xistosidade mais desenvolvida, sendo então denominada xisto.

Entre anfibolitos e metabasitos a diferenciação foi baseada na composição mineralógica, granulação, estrutura, textura e coloração da rocha. Os anfibolitos são foliados ou lineados, com textura granonematoblástica, cor cinza escuro, tendendo ao amarelo quando alterados e constituídos basicamente por hornblenda e plagioclásio. Já os metabasitos apresentam aspecto compacto granular típico de rochas básicas, textura decussada, cor verde-acinzentado e composição essencial de actinolita e clinozoisita.

Quanto à diferenciação entre xistos e xistos migmatizados, utilizou-se como critério o primeiro aparecimento de feldspatos e neossomas. A denominação de migmatito foi usada quanto há pre

sença na rocha de 1/3 ou mais de materiais caracteristicamente atribuíveis ao neossoma.

Quanto às rochas cataclásticas, os critérios para nomenclatura e classificação foram baseados em Higgins (1971).

Para rochas granitóides, submetidas a ensaios de coloração seletiva de feldspatos, foi utilizada a classificação e nomenclatura de rochas plutônicas recomendada pela Subcomissão de Sistemática de Rochas Ígneas, da International Union of Geological Sciences-IUGS (Streckeisen, 1973).

Na classificação e nomenclatura das rochas sedimentares da Bacia do Paraná adotou-se as mesmas denominações usadas por Saad (1977).

A nomenclatura utilizada para foliações e dobras, assim como os conceitos pertinentes à análise estrutural, podem ser encontrados em Hobbs *et alii* (1976), podendo também ser citadas as obras de Turner & Weiss (1963), Ramsay (1967) e Ragan (1973).

CAPÍTULO II - CONTEXTO REGIONAL

Os estudos desenvolvidos por Ebert na região do sudoeste mineiro e leste paulista permitiram que ele elaborasse (1968, 1971 a) o primeiro modelo geotectônico para essa área. Nessa oportunidade o autor considerou um cinturão geossinclinal desenvolvido no Assíntico, composto pelas faixas Araxaídes e Paraibides separadas por exposições de rochas do Arqueano. Situa o Grupo Paraíba na zona interna do cinturão e ao longo do Vale do Paraíba posiciona uma zona de divergência estrutural, cuja continuidade para o sudoeste paulista foi admitida através do Grupo Açungui. Essa região foi englobada por Almeida (1967) na Faixa Tectônica Paraíba, que à luz de datações radiométricas foi considerada do Ciclo Brasileiro. Posteriormente, Almeida *et alii* (1973) denominaram-na Cinturão Paraíba do Sul, para definir unidade geotectônica transamazônica, e criaram o Cinturão Ribeira como representante da unidade brasileira sobreposta.

A estruturação até então esboçada evidenciou que as unidades proterozóicas, submetidas aos processos do Evento Brasileiro, se dispunham em faixas separadas entre si através de rochas mais antigas, as quais também foram afetadas por tais processos. Coube a Hasui *et alii* (1975), reconhecerem as diferentes unidades geotectônicas, apontando uma estruturação transversal ao Cinturão Ribeira, onde de noroeste para sudeste foram reconhecidos o Sistema Dobrado Apiaí, Maciço Mediano de Joinville, Sistema Dobrado Tijucas, Maciço Mediano de Pelotas e o Sistema Dobrado Uruguai Oriental. Ao primeiro sistema corresponde o Grupo Açungui, separado do Grupo São Roque pelo Falhamento de Taxaquara, este incluído na Zona de Transcorrência de São Paulo. Subentende-se do trabalho de Hasui *et alii* (1975) a definição da Faixa de Dobramentos São Roque, individualizada do Sistema Apiaí, e englobando o grupo homônimo. A esse conjunto de sistemas e maciços, Almeida *et alii* (1976) denominaram Região de Dobramentos Sudeste. Com a individualização da Faixa Dobrada Alto Rio Grande (Hasui e Oliveira, 1984) separada das faixas Apiaí e São Roque pelo Maciço de Guaxupé (Almeida *et alii*, 1976), compõe-se o quadro regional.

Hasui & Oliveira (1984) resumem o vasto domínio sujeito aos

processos do Evento Brasileiro na região da Província Estrutural da Mantiqueira (Almeida *et alii*, 1977), com o desenvolvimento de faixas marginais e distais que são submetidas aos processos termo-tectônicos, bem como são as áreas de embasamento que as separam. As faixas dobradas Apiaí e São Roque, colocadas entre os maciços de Guaxupé e Joinvile, são classificadas como distais (Figura 3).

Fig.03- ESBOÇO DA COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA

(Segundo Hasui & Oliveira, 1984 - modificado)

A Região de Dobramentos Sudeste foi compartimentada por importantes falhamentos transcorrentes, que mais recentemente Hasui *et alii* (1984) incluíram na Faixa de Cisalhamento São Paulo. Após as subdivisões pioneiras de Hennies *et alii* (1967 b), os estudos de Hasui (1973, 1975 a,b) e de Hasui & Sadowski (1976) permitiram considerar compartimentos maiores, que denominaram conjuntos, abrangendo vários blocos menores (Figura 4). A área de estudo, neste contexto, está contida quase que totalmente no Conjunto Paranapiacaba e pequena porção do norte situa-se no Conjunto São Roque.

gumas das sínteses que o esboçava estejam sendo divulgadas apenas neste ano.

Mais recentemente, importante revisão foi iniciada sobre o Prê-Cambriano de São Paulo, sul de Minas Gerais e do Paraná (Hasui, 1983, 1984, Hasui *et alii*, 1983). No que diz respeito à área de interesse e seu entorno, grandes extensões das supracrustais da Região de Dobramentos Sudeste, antes incluídas em sequências brasileiras, estão sendo atribuídas a tempos mais antigos, mais precisamente, ao Arqueano. As supracrustais pré-Açungui ocupam a maior parte da área do anteriormente chamado Grupo Açungui e constituem quase toda a área aqui considerada, a sul do Falhamento de Taxaquara. A norte deste, apresenta-se o Grupo São Roque.

CAPÍTULO III - GEOLOGIA LOCAL

TRABALHOS ANTERIORES

Os trabalhos de maior detalhe executados na área compreendida pela Folha Pilar do Sul (SF.23-Y-C-IV-4) foram desenvolvidos por Hasui (1973) quando estudou a tectônica das folhas de Pilar do Sul e São Roque na escala 1:100 000. Nessa oportunidade, o autor esboçou a separação e procedeu à caracterização das principais unidades litoestratigráficas e estruturas presentes na área de interesse ao presente estudo, descrevendo uma "enorme estrutura sinclinal" desenhada pelos metamorfitos que se fletiam "conformando-se à borda do Maciço de Piedade" (Hasui, 1973, p.140). Reconheceu ainda a presença de três *stocks* graníticos pós-tectônicos que denominou Pilar do Sul, Serra dos Lopes e Turvo, além de precisar os limites da Bacia do Paraná.

Em trabalho elaborado posteriormente, Hasui discute a evolução polifásica do Pré-Cambriano a oeste da cidade de São Paulo, readmitindo o Grupo São Roque individualizado do Grupo Açungui e estendendo-se a norte do Falhamento de Taxaquara. Aponta-os com "evoluções estruturais diferentes, apesar das similaridades litológicas, geocronológica, metamórfica e magmática" (HASUI, 1975b, p.106).

Aos metamorfitos do Grupo Açungui, Hasui (1973, 1975b) atribuiu metamorfismo regional em fácies xisto verde a anfibolito, metamorfismo de contato relacionado com os granitóides e granitos, metamorfismo retrógrado cujo posicionamento no tempo é ainda impreciso e metamorfismo cataclástico desenvolvido essencialmente ao longo das zonas de falhas transcorrentes. As fases magmáticas que afetaram a unidade correspondem o magmatismo básico pré-tectônico e as fases ácidas sin-tectônica e pós-tectônica, responsáveis pelo batólito granitóide de Piedade e *stocks* graníticos anteriormente mencionados, respectivamente. Três fases de deformação foram apontadas afetando as rochas do Grupo Açungui. A fase inicial atribui-se contemporaneidade ao metamorfismo regional e à migmatização, além do desenvolvimento de dobras isoclinais ou cerradas recumbentes. Uma segunda fase, considerada generalizada e principal, originou dobras com planos axiais subverticais e seria coaxial à anterior. A esta fase superim

puseram-se novas ondulações devidas a processos de crenulação e transposição, e culminando, uma fase de intensa lineagênese responsável pelos falhamentos transcorrentes, desenvolvida durante amplo intervalo de tempo, que alcançou além do magmatismo ácido pós-tectônico. Falhas menores e quatro ou cinco sistemas de juntas, de difícil posicionamento no tempo, constituem as últimas estruturas disruptivas observadas (Hasui, 1975a).

Os metamorfitos do Grupo São Roque, inexpressivos em área na região estudada, apresentam uma evolução pouco mais simples. Hasui (1973, 1975b) atesta que a primeira fase de deformação que afetou o Grupo Açungui não atingiu o Grupo São Roque, o qual foi submetido, então, a apenas duas fases de dobramentos, sendo a primeira responsável por dobras com planos axiais empinados, à qual se impuseram processos de crenulação. Em trabalhos mais recentes (Bistrichi, 1982; Carneiro, 1983) foi constatada a presença de uma segunda fase de crenulação afetando as anteriormente admitidas. No Grupo São Roque não se apresenta o magmatismo ácido pós-tectônico, e o magmatismo tardi-tectônico diagnosticado por Hasui (1973, 1975b), foi classificado como sin-tectônico parautoctone por Hasui *et alii* (1978a). As fases de metamorfismo que atingiram as rochas deste grupo equivalem-se às do Açungui, estando ausente a fase de metamorfismo de contato, relacionada com o magmatismo pós-tectônico.

Alguns outros trabalhos abrangendo grandes áreas abarcam partes ou o total da região aqui enfocada, dentre eles os estudos desenvolvidos pela Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais - CPRM (Algarte *et alii*, 1974; Morgental *et alii*, 1975; Silva *et alii*, 1977).

Algarte *et alii* (1974) distinguem na área da Folha Pilar do Sul - 1:50 000: o Complexo Gnáissico-Migmatítico, que é representado por granitoides metassomáticos englobados no Complexo Ibiuna (Complexo Piedade de Hasui, 1973), e por migmatitos heterogêneos; o Grupo Açungui *stricto sensu*, incluindo rochas epimetamórficas que são intrudidas pelo corpo granítico Pilar do Sul; e coberturas fanerozóicas.

Ao Complexo Ibiuna atribuem ampla e contínua variação textural, com passagens gradacionais de termos migmatíticos embrechíticos, termos graníticos com orientação e termos isotropos.

Quanto aos migmatitos heterogêneos, consideram que os estromatíticos, como assinalados por Hasui (1973), podem pertencer ao Grupo Açungui, visto o paleossoma eminentemente metassedimentar. Porém, os termos oftalmíticos e os gnaisses blastomiloníticos (estes reportados apenas a ocorrências fora da área aqui estudada) sugerem correspondência ao embasamento do Açungui. Os metassedimentos presentes a norte do Falhamento de Taxaquara seriam também do Grupo Açungui. Aqueles autores não consideram justificável a separação Açungui/São Roque.

Morgental *et alii* (1975) mapearam a porção meridional da área, onde admitem a presença do Complexo Gnáissico-Migmatítico, com migmatitos heterogêneos e granitos metassomáticos e de anatexia. Este complexo incluiria possivelmente rochas do Grupo Açungui e do embasamento rejuvenescidas no Ciclo Brasileiro. Silva *et alii* (1977) reconhecem as mesmas unidades identificadas por Algarte *et alii* (1974) e Morgental *et alii* (1975).

O QUADRO LITOESTRUTURAL

Na área estudada foram definidas unidades litológicas e litoestratigráficas que podem ser englobadas em algumas associações de tipos distintos de rochas: Complexo Prê-Açungui, representado pelas supracrustais a sul do Falhamento de Taxaquara; Grupo São Roque; rochas granitóides; rochas cataclásticas; e coberturas fanerozóicas e diques de diabásio. Além disso, diferentes tipos de estruturas foram identificadas, tanto primárias, como tectônicas.

As supracrustais prê-Açungui foram subdivididas em três grandes unidades que representam, além da diferenciação litológica, apenas as diferenças quanto ao grau de metamorfismo e recristalização, apresentando passagens transicionais entre si, sem discordância. São representadas por filitos, xistos e xistos feldspatizados localmente migmatizados. Apresentam intercalações variadas, algumas delas afins apenas de uma das unidades. Gnaisses blastomiloníticos presentes nos xistos feldspatizados guardam intrínseca relação estrutural com os mesmos e sua atribuição à unidade é ainda pouco clara, não se podendo excluir a possibilidade de representarem exposições do embasamento, ou antigas intrusões.

Os metamorfitos presentes ao norte do Falhamento de Taxaquara, em razão de sua presença extremamente restrita na área, foram individualizados e atribuídos provisoriamente ao Grupo São Roque à luz da bibliografia, mas não apresentam diferenças significativas frente aos metamorfitos do Complexo Prê-Açungui a sul da cidade de Pilar do Sul.

As rochas granitoides foram englobadas em suítes constituídas por maciços: Suíte Granitóide Piedade, onde são individualizados os maciços Serra da Batéia e Sarapuí; a Suíte Granitóide Tapiraí, representada pelos maciços Tapiraí e Córrego do Gázeo; Suíte Granitóide Pilar do Sul, com o Maciço Pilar do Sul (que abarca os *stocks* Pilar do Sul e Serra dos Lopes, de Hasui, 1973) e o Maciço Turvo. Todas as suítes granitoides são admitidas como pós-tectônicas à última fase de deformação que afetou os metassedimentos. Posteriores aos granitoides mais jovens, falhas transcorrentes afetaram todos os conjuntos litológicos mencionados, desenvolvendo faixas de rochas cataclásticas.

As coberturas fanerozóicas observadas são representadas pelos sedimentos do Grupo Tubarão, atribuídos à Formação Itararé pelo seu caráter associado à glaciação permo-carbonífera, e pelos sedimentos cenozóicos em terraços aluviais subatuais, em depósitos aluviais associados a planícies e calhas atuais, além de extensa cobertura coluvionar não individualizada, onipresente por toda a área de estudo.

Por fim, dentre os registros encontrados, resta mencionar a presença de raros diques de diabásio associados à reativação de plataforma que se processou durante o Mesozóico.

Foram identificados diversos tipos de estruturas que possibilitaram sequenciar e caracterizar as fases de deformação que afetaram a área. Nos metamorfitos a sul do Falhamento de Taxaquara foram reconhecidas, em locais restritos, estruturas primárias representadas por acamamento reliquiar e estratificações cruzadas internas a pacotes litológicos. Uma primeira fase de deformação progressiva originou uma intensa transposição em boa parte da sequência sedimentar primária, e uma foliação definida por minerais micáceos, paralela a um bandamento composicional, cuja caracterização como acamamento reliquiar é problemática. São observadas dobras intrafoliais com foliação plano-axial

representada por xistosidade fina. Mais restritamente, raros pacotes poupados da transposição e que preservam as estruturas primárias, mostram xistosidade ou clivagem ardosiana paralelas ao plano-axial de dobras não intrafoliais.

Posteriormente, duas fases de crenulação afetaram as estruturas primárias e secundárias pré-existentes. Através de critérios de superposição e interferência de estruturas foram definidos os traços axiais das macrodobras referentes às duas últimas fases de deformação.

Os processos derradeiros de caráter tectônico correspondem à intensa lineagênese responsável pelas grandes estruturas transcorrentes, na área representadas mais proeminentemente pelos falhamentos de Taxaquara e do Belchior, e por insignificantes movimentações normais que afetam os sedimentos das bordas da Bacia do Paraná, atribuídas à Reativação Wealdeniana da plataforma.

A evolução das unidades presentes na área de estudo pode remontar ao Arqueano-Proterozóico Inferior, como expresso em divergentes opiniões obtidas na bibliografia. A maioria das citações reportam o intervalo do Proterozóico Inferior a Médio para a evolução de seqüências correlacionáveis com as do aqui chamado Complexo Pré-Açungui. Para o Grupo São Roque admite-se evolução no Proterozóico Superior, em concordância com o exposto na literatura geológica. Datações efetuadas em diferentes tipos granitóides, correlacionáveis com aqueles presentes na área de estudo, colocam na segunda metade do Proterozóico Superior e no Cambro-Ordoviciano a incidência dos processos finais que atingiram a região, os quais culminam com as grandes falhas transcorrentes.

A distribuição das principais estruturas e unidades litológicas é apresentada através de mapa e seções geológicas no Anexo 2, e a caracterização adequada das mesmas, bem como os dados referentes a metamorfismo, magmatismo e deformação, são apresentados nos capítulos afins.

CAPÍTULO IV - LITOLOGIAS

A descrição das diferentes litologias identificadas e representadas no mapa geológico é o objetivo deste capítulo. Procura-se fornecer, conjuntamente a possíveis interpretações genêticas, uma caracterização puramente descritiva dos diferentes tipos e associações de rochas.

As relações de contato entre as diferentes unidades litolôgicas são sempre apresentadas no subitem referente a cada uma delas. São frequentes as referências a locais específicos, que muito auxiliam na explanação, e que podem ser encontradas nos Anexos 1 e 2.

As unidades litológicas mapeadas são descritas em ordem de ocorrência estratigráfica e, nesse sentido, resumidamente - tem-se: metamorfitos do Complexo Prê-Açungui, metamorfitos do Grupo São Roque, rochas granitoides da Suíte Piedade, Suíte Tapirai e Suíte Pilar do Sul, rochas cataclásticas, sedimentos do Grupo Tubarão, diques de diabásio, e coberturas aluviais subatuais e atuais.

COMPLEXO PRÊ-AÇUNGUI

Gnaiss blastomilonítico feldspatizado - pPSGB

Este tipo litológico apresenta-se com dimensões mapeáveis através de dois corpos na porção setentrional da área e de outros dois na mesopotâmia do Rio Bonito e Córrego do Pandojo, um intercalado a xistos e outro a granitoides do Maciço Serra da Batêia.

A caracterização petrográfica desses corpos sugere uma possível natureza ígnea da rocha original, evidenciada principalmente no corpo maior a norte da área, que apresenta uma composição global granodiorítica. Esses gnaisses constituem-se essencialmente de plagioclásio (andesina e oligoclásio), quartzo, biotita, microclíneo predominantemente como megacristais, e epidoto comumente apresentando núcleos de alanita. Subordinados ocorrem minerais opacos não identificados, titanita, apatita, granada, zircão, clorita, moscovita, sericita e argilo-minerais o

riundos do plagioclásio. Pirita é muito comum dispersa em bandas definidas da rocha. Os gnaisses apresentam cor cinza-escuro.

A matriz da rocha é conspicuamente foliada, com os planos definidos por minerais placóides e grãos e agregados lenticulares principalmente, que envolvem com frequência cristais mais ou menos deformados de feldspato, originando termos gnáissicos, milonito-gnáissicos e blastomiloníticos. As biotitas apresentam-se sempre em plaquetas isorientadas e também podem, juntamente com acessórios, ocorrer em agregados granoblásticos finos constituídos por plagioclásio e quartzo. Estes agregados apresentam contatos interlobados e localmente textura *mortar* indicando cataclase.

O microclíneo ocorre na forma de megacristais poiquiloblásticos desde euédricos a subeuédricos até ocelares, apresentando-se em proporções variadas em cada local, mas quase sempre conferindo aspecto porfiróide à rocha (Foto 1). A predominância é de cristais centimétricos e orientados segundo a foliação da matriz.

Foto 1 - Aspecto mesoscópico do gnaisse blastomilonítico, destacando-se os megacristais de microclíneo orientados segundo a foliação da matriz (afloramento PS-422).

O gnaissé descrito em meio aos granitóides do Maciço Serra da Ba_{te}ia, aparentemente tem passagens transicionais para as rochas do maciço por meio de feldspatização e recristalização progressiva. Esse corpo gnáissico foi individualizado através de contato litológico, pois não se consegue precisar a natureza e os limites corretos do mesmo. As ocorrências da Serra dos Lopes e das margens do Rio Bonito mostram-se concordantes com a orientação dos xistos feldspatizados vizinhos, sendo pouco notáveis em fotos aéreas. O corpo maior na Serra dos Lopes não mostra a nível de campo os contatos a sul e oeste, o que levou a uma delimitação aproximada, utilizando-se a textura mais clara e lisa presente nas fotos. A leste faz contato brusco com os granitóides do Maciço Pilar do Sul e a norte seu contato com os filitos do Grupo São Roque é discordante estruturalmente através do Falhamento de Taxaquara. O pequeno corpo anotado em meio aos xistos, a norte da barra dos rios Turvo e Turvinho, mostra matacões métricos alinhados a NW-SE, mas não são observados contatos diretos com os xistos.

Metaultrabásito - pPSU

A única ocorrência de metaultrabásito observada está situada logo a nordeste da Represa das Paineiras e corresponde a corpo alongado com espessura métrica a decamétrica não representável na escala do trabalho, orientado a NW-SE. É constituído por talco-clorita xisto de estrutura xistosa, ou então compacta a fracamente orientada, textura decussada ou porfiroblástica, podendo apresentar ainda antofilita, serpentina e minerais opacos.

Associados aparecem dois tipos de rochas, um constituído por prismas milimétricos e submilimétricos de anfibólio (antofilita), parcialmente substituídos por clorita e/ou talco, dispersos numa massa talco-clorítica com raras serpentinas, e outro constituído basicamente por clorita, com porfiroblastos subordinados de anfibólio, provavelmente magnésiano e totalmente substituído por talco, e localmente clorita magnésiana. A clorita é fortemente orientada óptica e cristalograficamente, apresentando crenulação incipiente, cuja orientação é quase sempre acompanhada pelos porfiroblastos de anfibólio.

As relações de contato deste corpo são bruscas na escala de trabalho, ocorrendo pequenos afloramentos, blocos e matacões que se alinham em pequena crista saliente na topografia. Ao corpo, no entanto, associam-se paragnaisses e xistos, sem mostrar, aparentemente, qualquer discordância, principalmente com a orientação geral das estruturas no local.

Paragnaisses - pPSGN

São pequenas intercalações na sequência de xistos feldspatizados e migmatitos, com dimensões mapeáveis apenas em um local, a nordeste da Represa das Paineiras. Aparecem ainda várias ocorrências pontuais.

Sob essa denominação estão agrupados gnaisses graníticos e gnaisses quartzíticos, possivelmente metarcóseos e metasubarcóseos. Constituem-se de altas porcentagens de quartzo, plagioclásio e microclínio, este ausente nos quartzíticos, onde aumenta consideravelmente a quantidade de quartzo. Outro componente notável é a biotita. Subordinadamente aparece moscovita e como acessórios principais tem-se zircão, clorita, epidoto, granada, turmalina, minerais opacos e titanita. A estrutura é sempre bem orientada e a textura granolepidoblástica é predominante. O quartzo, no geral, forma agregados alongados, granoblásticos, finos, associados ou não a feldspatos, que podem apresentar-se envolvendo megacristais de feldspato, quando presentes. A biotita, associada ou não a feldspato e a acessórios, exibe sempre uma orientação preferencial, mesmo quando dispersa na matriz. Em bandas mais quartzosas e mesmo nas mais francamente feldspáticas, podem ser identificados cristais alongados, deformados, em franca associação com intensa foliação e lineações minerais conspícuas associadas a tais planos.

As ocorrências de paragnaisses anotadas apresentam contatos concordantes com a foliação das rochas vizinhas. Apenas em um local (PS-028) apresenta-se discordante da orientação dos xistos. Neste ponto, bandas de espessuras decimétricas do gnaiss quartzítico são fortemente deformadas por material quartzo-feldspático e se apresentam oblíquas à foliação. Nas outras ocorrências, sejam corpos mapeáveis ou pontuais, as bandas gnaissicas concordam com a foliação da rocha e mesmo com bandas neossomadas.

licas presentes. Quando observados, os contatos mostram-se bruscos e bem definidos paralelamente à orientação das estruturas locais.

Mica xistos, quartzo-mica xistos e mica-quartzo xistos feldspatizados e localmente migmatizados - pPSXM

As litologias englobadas nesta unidade ocupam considerável porção da área de estudo. Estão presentes a norte da área, na região da Serra dos Lopes e da Serra do Pinhal, a nordeste da Represa das Paineiras e em duas faixas alongadas segundo NE-SW intercaladas aos granitóides dos maciços Serra da Batêia e Tapiraí na região da Serra de Paranapiacaba. A sudoeste da área, na Serra dos Agudos Grandes, essas litologias ocorrem de forma restrita. Pequenas exposições são observadas ainda sobre as rochas granitóides, provavelmente como tetos pendentes. O relevo sustentado por tais rochas mostra variações parciais a norte e sul do Maciço Granítico Serra da Batêia. A norte dominam morros que apenas parcialmente têm suas formas condicionadas pelas estruturas. A sul, os morros também apenas parcialmente são controlados pelas estruturas, mas um caráter mais enérgico do relevo se faz sentir constantemente, em contraposição com o aplainamento observado a norte. Mostram, quase sempre, contrastes notáveis com os relevos sustentados por granitóides, formando frequentes alcantis.

Essa unidade caracteriza-se pela presença de bandas com espessura até métrica, no geral decimétrica a centimétrica, de mica xistos, quartzo-mica xistos, mica-quartzo xistos e mesmo quartzo xistos, alternados entre si. Essas litologias ainda podem se apresentar intercaladas por bandas de neossoma quartzo-feldspático, de anfibolitos no geral mais delgados, e mais restritamente com bandas de metarcóseos (Foto 2).

Os xistos são feldspatizados em graus variados, apresentando feldspatos disseminados por toda a rocha, ou então em vênulas delgadas. Localmente, a presença mais intensa de neossoma quartzo-feldspático confere caráter migmatítico à rocha, com estrutura estromatítica bem definida e passagens transicionais típicas.

Os xistos apresentam textura lepidoblástica e/ou granolepi

Foto 2 - Migmatito estromatítico de ocorrência restrita, com intercalação de *boudin* de anfibolito. Notar as bandas de neossoma quartzo-feldspático orientadas segundo a foliação do paleossoma xistoso (afloramento PS-651).

doblástica, granulação muito variada, desde fina até grossa, com tendência à predominância de granulação média e/ou fina a média. A estrutura foliada da rocha é sempre conspícua, mesmo quando obliterada parcialmente pela feldspatização. Foi reconhecida em muitos locais como uma foliação de transposição, definida por grãos e agregados minerais lenticularizados, que registram ainda uma notável lineação. Em vários locais, sempre onde as exposições apresentam melhor a rocha, nota-se a foliação de transposição crenulada, passando a ser esta a foliação principal, embora a orientação regional devida à anterior possa ser identificada através do bandamento composicional e ocasionalmente por *boudins* de anfibolito. No geral, os xistos apresentam moscovita e biotita, podendo localmente apresentar o predomínio de uma sobre a outra. É extremamente dificultoso estabelecer a maior porcentagem de uma das micas, em função do estado de alteração da rocha na maior parte dos afloramentos. As evidências sugerem uma predominância gradativa da biotita sobre a moscovita, no sentido de sudoeste para nordeste, na área de afloramentos a nordeste

da Represa das Paineiras. Nas demais áreas não se consegue estabelecer tal tendência.

Além dos constituintes essenciais podem ocorrer, ainda, em ordem de maior presença, granada, sillimanita, andaluzita, turmalina, minerais opacos e, mais restrita e localmente, grafita e estauroлита. Acessórios subordinados também ocorrem, merecendo destaque clorita, zircão e metálicos variados, principalmente pirita. Menção deve-se fazer à presença generalizada de plaquetas até milimétricas de moscovita, orientadas ou não segundo a xistosidade. Uma constante é a presença de agregados granoblásticos de quartzo, com formato lenticular, que podem estar envolvidos por micas. As seções delgadas evidenciam, ainda, biotita e/ou moscovita formando cordões que englobam esses agregados, que podem ser também sericíticos, e aos quais está associada a sillimanita. A forte estruturação da rocha é obedecida tanto pelos agregados, como pelos cordões micáceos. A andaluzita ocorre como porfiroblasto, podendo englobar alguns minerais e se associar a outros. Geralmente está alterada em sericita, parcial ou totalmente.

Veios de quartzo são extremamente comuns, no geral concordantes com a xistosidade. Não raro observam-se veios dobrados associados a outros não dobrados, evidenciando duas gerações, pelo menos, de formação dos mesmos.

Freqüentemente as intercalações de anfibolito apresentam-se em bandas lenticulares de espessura centimétrica a decimétrica. Raros corpos mais possantes são observados, apresentando espessura métrica. *Boudins* típicos ocorrem em vários locais.

No geral, as bandas quartzo-feldspáticas não apresentam grande continuidade. São lenticulares e invariavelmente mostram variações de espessura ao longo de uma mesma banda. Bolões ocorrem com freqüência, mostrando dimensões e formas variadas. De modo geral, a estruturação bandada é sempre marcante, com a alternância de bandas avermelhadas e amarelo-esbranquiçado característica dos afloramentos de rocha intemperizada. Apenas localmente (PS-028 e PS-620), observou-se estrutura agmatítica.

Na proximidade dos contatos com os granitóides do Maciço Tapiraí e mais conspicuamente com os granitóides dos maciços

Pilar do Sul e Turvo, observam-se seus efeitos sobre os xistos, através da obliteração das estruturas por materiais derivados dos maciços, e pelo rearranjo e maior crescimento de minerais placóides. As delgadas faixas que assim se formam pelo efeito das intrusões, representam restritos *hornfels* alumino-silicáticos.

Com os xistos não feldspatizados, os contatos são tipicamente transicionais, sendo anotado no mapa geológico o limite de início da ocorrência de feldspatização dos xistos. Com as rochas granitóides são bruscos e discordantes, o que é menos característico no contato sul do Maciço Serra da Batêia. Com o corpo gnáissico, a norte da área, existe concordância estrutural, mas os contatos são bruscos.

Quartzo-biotita xistos e biotita-quartzo xistos - pPSBX

Esta unidade é representada por um único corpo individualizado a sudoeste da área, na região dos córregos do Amaral e Terrível.

São xistos de granulação extremamente fina, com textura granolepidoblástica mais caracteristicamente, quartzo em porcentagens altas se alternando em predominância com micas, onde a biotita é mais abundante que a sericita. Apresentam, ainda, por ordem decrescente de ocorrência, granada, opacos, carbonato, clorita e turmalina. De um local para outro os minerais subordinados podem apresentar bruscas variações de porcentagem. Dentre os opacos, a magnetita está sempre presente. Localmente deve-se registrar a ocorrência de grafita.

A rocha é constituída basicamente por agregados granoblásticos finos de quartzo, com cristais de biotita e outros constituintes isorientados e dispersos. Merece destaque a granada, que aparece em cristais poiquiloblásticos dispersos, por vezes apresentando minerais micáceos os envolvendo. Chamam a atenção, embora sem implicações reconhecidas, a aparente maior densidade das rochas em relação às demais de natureza semelhante e o bandamento composicional menos desenvolvido, aparentemente.

Não existem evidências do contato dessas rochas com os filitos. A inexistência de acessos e afloramentos com boa distribuição impossibilita outras ilações, daí optar-se por individual

lizar a unidade através de contato litológico, com caráter in definido.

Quartzo-moscovita xistos e moscovita xistos - pPSX

A seqüência aqui englobada estende-se por delgada faixa a sudoeste da área, nas encostas de norte da Serra dos Agudos Gran des. Ocupa, de modo mais amplo, a porção central e norte da área na região das represas das Paineiras e Jorda Flor. Em pe quenas porções se expõe nas regiões dos ribeirões Três Barras e Água das Furnas. Estas rochas sustentam relevo mais enérgico nas proximidades com o Maciço Serra da Batéia, que gradativamente vai se atenuando para noroeste. Porções do relevo podem ser caracterizadas como de morros paralelos, controlados pelas es truturas, principalmente na região de inflexão regional das mes mas.

Além de quartzo-moscovita xistos e moscovita xistos, são extremamente freqüentes bandas de espessuras variadas de quart zo xistos e quartzitos micáceos. Subordinadamente, e com maior expressão na região limítrofe entre esta unidade e os filitos a oeste, ocorrem grafita xistos e intercalações de espessuras va riadas de filitos sericíticos geralmente associados a quartz i tos. Restritos à mesma porção apresentam-se raras intercalações de metabasitos. Daí para leste aparecem bandas de anfibolitos, que menos freqüentemente se repetem por toda a unidade. Raros destes corpos apresentam extensão considerável e no geral as es pessuras não são representáveis na escala adotada. Essa alter nância de bandas de litologias variadas é feição bastante carac terística da unidade.

Uma única ocorrência (PS-346) de mármore cálcio-silicático foi observada na área, estando intercalada aos xistos. É uma rocha bandada apresentando alternância de lâminas ora mais ri cas em carbonato, ora em quartzo, e ora em carbonato e biotita. O aspecto macroscópico também é bandado, mostrando essas alter nâncias.

Os xistos apresentam moscovita em ampla predominância so bre a biotita na maior parte da área de ocorrência, e esta po dendo, com freqüência, estar ausente. A textura é lepidoblástica e/ou granolepidoblástica, a granulação predominantemente fina,

com bandas restritas de granulação grossa a média. Além dos minerais essenciais podem apresentar, em ordem decrescente de ocorrência: granada, magnetita, opacos, turmalina, clorita, andaluzita e acessórios menos frequentes ainda, como rutilo e apatita. A presença de pirita e calcopirita é notável em alguns locais, principalmente no ponto PS-021, onde estão associadas a lâminas quartzosas de granulação mais grossa, com a pirita predominando sobre a calcopirita, que aparece inclusa na primeira, dispostas em vênulas submilimétricas paralelas à xistosidade.

Em alguns poucos locais pode-se observar a foliação da rocha originada por forte transposição, mas no geral denota-se apenas uma foliação conspícua, frequentemente crenulada, dada apenas por micas. Agregados granoblásticos lenticulares, predominantemente de quartzo, são observados vez ou outra emoldurados por cordões micáceos. Sericitas podem ocorrer com frequência nos agregados. O bandamento submilimétrico dado por alternância de lâminas enriquecidas em quartzo e micas é bastante notável, mesmo em amostras de mão. Em muitos locais esta feição foi admitida como um bandamento diferenciado associado a crenulação. No geral essa estrutura coloca-se paralela a subparalela ao bandamento composicional mais espesso e característico da unidade. Este, por sua vez, em raríssimos locais sugere um controle tectônico mais eficiente, dado por transposição. Embora as feições sejam parcialmente observadas, pela inexistência de afloramentos contínuos por grandes extensões, não se nota o bandamento com adelgaçamentos conspícuos, ou a presença comum de tipos litológicos rompidos. A feição mais nítida que pode sugerir transposição fica apenas por conta da foliação em algumas bandas, principalmente quartzíticas, onde o estiramento de minerais como grãos ou agregados é evidente, originando lineações proeminentes.

Generalizadamente observam-se veios de quartzo que podem estar concordantes, em sua maioria, ou discordantes com a xistosidade. A tais veios frequentemente se associam pseudomorfos limonitizados, possivelmente de pirita, com dimensões até centimétricas bastante comuns.

Nas proximidades dos granitóides, diferentes feições mostram sua influência sobre os xistos, destacando-se a presença de grande quantidade de veios de quartzo e de micas desorienta

das e maiores que no geral. Estas porções, restritas a delgada faixa sujeita ao metamorfismo de contato, representam *hornfels* alumino-silicáticos, que são mais proeminentes nas bordas do Maciço Pilar do Sul.

Os contatos desta unidade com a sequência de filitos são transicionais, com recorrência de tipos na região do contato e aumento gradativo no tamanho das micas no sentido dos filitos para os xistos. Também transicional e como descrito anteriormente, é o contato com os xistos feldspatizados a oeste. Com o Maciço Pilar do Sul e o Maciço Córrego do Gázeo os contatos são discordantes, bem como com os granitoides do Maciço Serra da Batêia, exceção feita às porções onde os xistos estão orientados segundo NE-SW. Em típica discordância angular se dá o contato com os sedimentos da Formação Itararé, que os sobrepõem.

Quartzitos - pPSQ

Ocorrem generalizadamente nos filitos, xistos e xistos feldspatizados, na forma de bandas intercaladas aos mesmos.

São quartzitos predominantemente sericiticos que restritamente apresentam micas mais grossas, quase sempre moscovita, as quais ocorrem mais comumente nas sequências xistosas. Apresentam textura granoblástica, estrutura no geral levemente orientada e granulação mais freqüentemente fina. A coloração esbranquiçada é típica. Por vezes e muito restritamente apresentam acamamento reliquiar, localmente estratificações cruzadas bem preservadas, principalmente quando associados aos filitos (Foto 3). Em muitas ocorrências em meio às diferentes litologias em que aparecem intercalados, é notável a intensa foliação de transposição que apresentam. Em bandas feldspáticas essa estrutura é bem mais conspícua, evidenciada por grãos de feldspatos e agregados minerais lenticularizados e/ou estirados que originam lineações. Essa foliação é bem mais notável que nas rochas pelíticas, principalmente devido a insignificante presença de crenulações superpostas. A foliação de transposição, quando presente, elimina todas as evidências de estruturas primárias que porventura existiram, bem como pode-se notar os contatos indubitavelmente tectônicos entre as bandas. Deve-se salientar que essas feições são características de uma razoável quantidade de inter

calações, mas não é generalizada. Na grande maioria das ban
das quartzíticas, nota-se apenas uma foliação definida por minera
is micáceos.

Foto 3 - Estruturas se
dimentares reliquias
(estratificação cruza
da) preservadas em in
tercalações de metare
nitos finos do Comple
xo Prê-Açungui (aflora
mento PS-183).

A maior parte dos minerais acessórios dos xistos e filitos
estão presentes também nos quartzitos. Em rochas mais frescas é
possível observar minerais metálicos, possivelmente piritas, com
bastante frequência.

Aos quartzitos invariavelmente se associam veios de quart
zo.

A área de maior concentração de quartzitos é na porção cen
tral da sequência de filitos, ocorrendo ainda notoriamente em
setores localizados na sequência de xistos moscovíticos. Geral
mente aparecem em bandas decimétricas a métricas, com formato
lenticular, sustentando pequenas cristas e rugosidades das en
costas dos morros. Generalizadamente ocorrem intercalados na
forma de bandas mais delgadas nas seqüências metassedimentares
já mencionadas.

Constituem contatos bruscos com filitos e xistos, mas sempre dispostos concordantemente com a orientação geral dessas rochas.

Filitos sericíticos e quartzo filitos - pPSF

Quase toda a porção oeste da área é tomada pelas rochas desta unidade, que no extremo noroeste desaparecem sotopostas aos sedimentos do Grupo Tubarão. Seus limites com os xistos de leste é basicamente definido pelo Ribeirão do Pilar. A área de domínio dos filitos apresenta relevo semelhante àquele dos xistos, com maior controle das estruturas sobre morros e morrotes na porção sudoeste da área. Em direção aos sedimentos do Grupo Tubarão os morros são mais extensos, notavelmente aplainados, predominantemente de perfis convexos e vales em "V" abertos. As intercalações quartzíticas com frequência registram cristas angulosas.

Constituem uma sequência bastante característica pelo bandamento e ritmicidade conferidos por bandamento composicional secundário e muito localmente por acamamento reliquiar. São filitos sericíticos e quartzo filitos predominantemente, com intercalações centimétricas a métricas bastante comuns de metassiltitos e metaarenitos, também sericíticos, de filitos grafitosos, além de bandas mais restritas de xistos finos, principalmente a leste da unidade (Foto 4). Corpos de metabasitos, espessos ou delgados, intercalam-se frequentemente.

As relações de contato entre as bandas de diferentes tipos litológicos nem sempre é clara. Principalmente a sudoeste da área, onde as estruturas associadas à unidade se colocam sempre a NE-SW, aparentemente os contatos se fazem tectonicamente devido a forte transposição associada. Por outro lado, áreas restritas entre o Ribeirão do Pilar e o Córrego do Balduino, logo a norte e nor-noroeste do Maciço Córrego do Gázeo, mostram o acamamento reliquiar preservado, com contatos possivelmente primários entre as bandas. Estas ocorrências entremeiam-se a outras onde não são observadas estruturas indubitavelmente primárias, mas que também não mostram as características descritas para o sudoeste da área. Nesses locais são frequentes as foliações desenvolvidas paralelamente ao bandamento composicional ,

mas feições claras de transposição s $\tilde{o}$ aparecem em foliações de algumas bandas. Também localmente, $\tilde{e}$ notável a continuidade das bandas de diferentes litologias que constituem esta unidade, nem sempre se observando feições associadas a transposição.

No geral os filitos apresentam granulação extremamente fina, texturas lepidoblástica e/ou granolepidoblástica.

Nas bandas xistosas e de metarenitos intercaladas a filitos, que ocasionalmente são feldspáticas, invariavelmente observa-se foliação intensa de transposição, tal qual descritas nas rochas quartzíticas. Nas bandas metapelíticas esta foliação nem sempre se evidencia com nitidez, além, de mais comumente, estarem submetidas aos processos de crenulação que mascaram as feições anteriores.

Os filitos são constituídos essencialmente por sericita e quartzo, comumente com ampla predominância de sericita. De uma parte para outra da seqüência observam-se variações nos constituintes minerais, que podem ser simples traços, como também representar importantes concentrações.

Numa faixa da seqüência, balizada aproximadamente a partir das ocorrências mais desenvolvidas de metabasitos para leste, até os contatos com os xistos (PS-003, 185, 228 e 319), a clorita é essencial ou acessório importante, localmente originando clorita filitos e clorita xistos. Nessa mesma área, a granada e a biotita também são acessórios importantes, bem como pseudomorfos limonitizados ou sericitizados, que ora ou outra podem ser identificados como clorita, granada, pirita ou andaluzita. A grafita destaca-se em muitas porções da seqüência, não s $\tilde{o}$ como mineral essencial, mas invariavelmente como acessório de destaque. A presença de grafita pode levar a intepretações duvidosas a nível de campo, quanto às suas porcentagens de ocorrência, visto que pequenas quantidades desse mineral (cerca de 4 a 5%) desenvolvem uma coloração típica para todo o pacote. Além disso, a diferenciação entre materiais carbonosos, grafitosos e não grafitosos, não é possível a esse nível de observação e pode implicar em avaliações inadequadas quanto à composição global da rocha. A turmalina é acessório presente por toda a área, bem como entre os opacos é muito freqüente a presença de magnetita. Ocasionalmente observam-se traços de acessórios subordinados, destacando-se a titanita. Hidróxido de ferro impregnando as rochas

Foto 4 - Exposição de filito bandado típico do Complexo Prê-Açungui. O bandamento observado é composicional (S_1), afetado por S_2 . Margem do Córrego Pombal (afloramento PS-201).

ao longo de sua estrutura é uma constante. Com pequena porcentagem de ocorrência aparecem bandas xistosas e de quartzitos que se apresentam feldspáticas.

O bandamento submilimétrico observado quase que geralmente nas bandas metapelíticas, corresponde a intercalações de lâminas quartzosas e micáceas com associações minerais variadas. Mais comumente são agregados granoblásticos de quartzo, envolvidos por outros minerais e agregados de sericita. A análise em seções delgadas de tal feição, invariavelmente permite classificá-la como em bandamento diferenciado associado a crenulação.

Veios de quartzo leitoso são extremamente frequentes, sendo que as deformações impostas à sequência permitem identificar pelo menos duas gerações distintas dos mesmos.

Não são observadas variações significativas e persistentes da sequência nas proximidades dos contatos com os granitói

des. Localmente, junto a esses contatos, pode ocorrer maior quantidade de veios de quartzo e mesmo algumas bandas de material quartzo-feldspático.

Os contatos são transicionais com os xistos a leste, e na faixa contígua, com recorrência de xistos em meios aos filitos. No geral, o que se nota é um aumento gradativo do tamanho das micas em direção aos xistos. Com os granitóides o contato é discordante, enquanto que com os sedimentos do Grupo Tubarão, o contato é por discordância angular.

Anfibolitos - pPSA

Ocorrem generalizadamente intercalados nas seqüências xistosas sob a forma de bandas, comumente de espessuras centimétricas a decimétricas, ou *boudins*, sempre concordantes com a orientação da xistosidade. Alguns corpos mais expressivos, com espessuras métrica a decamétrica, porém não representáveis na escala utilizada, mesmo assim foram plotados em mapa, como a norte do Maciço Pilar do Sul, a sul da Represa das Paineiras e nos xistos feldspatizados na porção sul da área (Foto 2). A maioria das ocorrências mostra a rocha intensamente alterada, com colorações amareladas a avermelhadas típicas.

Apresentam granulação fina, textura granonematoblástica, estrutura bem orientada, cor cinza-esverdeado-escuro e são constituídos essencialmente por hornblenda (clino-anfibólito) e plagioclásio, principalmente andesina e oligoclásio (Fotomicrografia 1). Subordinadamente apresentam opacos (frequentemente pirita e magnetita) e titanita como acessórios mais comuns. Ocorrem ainda quartzo, apatita e epidoto. O plagioclásio invariavelmente está alterado em sericita.

A natureza dos anfibolitos não pode ser determinada através do exame de seções delgadas e a situação das ocorrências a nível de afloramento não fornece indícios a respeito. Entretanto, análises químicas de apenas duas amostras de anfibolitos indicaram origem ígnea. Os resultados obtidos revelaram características geoquímicas que apontam essa origem de modo suficientemente convincente, quando plotados os valores de Niggli de *exma* no diagrama de Leake (1964, *apud* Coutinho *et alii*, 1982). As posições obtidas no gráfico são incompatíveis com misturas -

Fotomicrografia 1 - Anfibolito, com faixas de cristais de hornblenda isorientados, associados a cristais de plagioclásio; em agregado granonematoblástico (amostra PS-379A; aumento: 30 vezes; nicóis cruzados).

de origem dolomito-pelíticas. Análises químicas efetuadas em duas amostras, de antemão definidas como metabasitos através de suas características texturais, estruturais e mineralógicas, foram utilizadas como elementos de comparação, e os resultados obtidos são concordantes com aqueles observados para os anfibolitos (Stein, Campanha & Fernandes, 1984).

Estes dados apenas não permitem generalizar para todas as ocorrências a origem ígnea, mas é o único elemento que se dispõe. Em seqüências litológicas similares de outras áreas, a bibliografia faz menção a orto e para-anfibolitos.

Sua área de ocorrência é nitidamente demarcada, em relação aos metabasitos, a partir dos contatos entre filitos e xistos, só ocorrendo intercalado nestes últimos, e de forma concordante.

Metabasitos - pPSB

Os metabasitos ocorrem intercalados à seqüência de filitos na porção oeste da área, tanto como corpos mapeáveis, como em

ocorrências pontuais. Na região das cabeceiras do Rio Claro e existe uma maior concentração deles, que se estendem para sudoeste e norte concordantemente com a inflexão das estruturas.

São constituídos basicamente por actinolita e clinozoisita, com titanita, clorita, clinopiroxênio, plagioclásio, leucoxênio e opacós ocorrendo subordinadamente. As seções delgadas mostram o epídoto em agregados microcristalinos, provavelmente representando pseudomorfos de plagioclásio da rocha original, e a actinolita também em agregados substituindo parcial ou totalmente os cristais de augita. Os metabasitos apresentam estrutura compacta, cor cinza-esverdeado característica, textura decussada (Fotomicrografia 2), localmente blastofítica. Feições da natureza original ígnea são observadas, embora obliteradas pela recristalização e deformação. São, sem dúvida, corpos ígneos de natureza básica, com o que também corroboram análises químicas efetuadas em duas amostras dessa rocha.

Fotomicrografia 2 - Metabasito. Notar aspectos de textura decussada, caracterizada pela associação de cristais de actinolita com agregados microcristalinos de epidoto, em arranjo desordenado (amostra PS-005; aumento: 30 vezes; nicóis cruzados).

Existem corpos mapeáveis, com espessura decamétrica, con centrados num determinado nível, mas no geral as ocorrências são métricas a decimétricas. Os corpos podem ser seguidos parcial mente em fotos aéreas e no campo, porém suas reais dimensões longitudinais não puderam ser definidas. As colorações avermel hadas, amareladas e amarelo-esverdeadas, devidas ao intemperis mo, são típicas na maioria das exposições de metabasitos.

Apresentam-se sempre concordantemente com o bandamento composicional dos filitos, em contatos bruscos, aparentemente sem afetar as rochas adjacentes (Foto 5). Contudo, não se pode descartar a hipótese de que eventuais contatos discordantes te nham sido paralelizados pela primeira fase de deformação que a fetou as rochas. As evidências presentes garantem apenas a ori gem ígnea, mas não o modo de ocorrência, ficando em aberto se representam derrames, diques ou sills.

Raríssimas ocorrências de rocha extremamente alterada suge rem a presença de metatufos intercalados à sequência de filitos. Apresentam-se com aspecto semelhante ao dos metabasitos, eviden ciando uma composição aparentemente igual. Em apenas uma ocor rência observou-se estrutura fibro-radiada típica de amígdalas, que aparece juntamente com outros orifícios preenchidos por ma teriais argilosos de alteração. O conjunto sugere caráter vesi culo-amigdaloidal à rocha.

Turmalinitos, quartzo turmalinitos; ortoquartzitos sacaróides; e gonditos - pPST

Essas rochas, além de ocorrências pontuais dispersas pela área de domínio das seqüências xistosas, ocorrem como cristas mapeáveis na margem direita da Represa das Paineiras e na re gião do contato entre filitos e xistos, nas cabeceiras do Ri beirão do Pilar. Os gonditos ocorrem apenas neste último local. Encontram-se, geralmente, associados a xistos turmaliníferos (Fo to 6).

Os turmalinitos e quartzo turmalinitos são constituídos o ra basicamente por turmalina e ora com porcentagens equilibradas de turmalina e quartzo, quando melhor se define a estrutura ban dada de muitos dos turmalinitos observados, através de alternân

Foto 5 - Vista parcial de corpo de metabasito concordante com a orientação regional das estruturas. A superfície do afloramento é paralela à foliação dos filitos adjacentes. Pode-se notar o caráter maciço da rocha através da não liberação de planos paralelamente à superfície do afloramento (afloramento PS-005).

cia de bandas cinza-escuro e branca. Podem apresentar opacos e moscovita, geralmente formando agregados conjuntamente com o quartzo. Apresentam estrutura orientada e bandada no mais comum e localmente compacta. A textura predominante é granonematoblástica. A turmalina é tanto milimétrica, como submilimétrica.

Associados aos turmalinitos, na ocorrência a norte da Represa das Paineiras, aparecem quartzitos brancos, de granulação média a grossa, bastante puros (ortoquartzitos), com textura granoblástica e sacaróide. Ocorrem capeando toda a crista mapeada, principalmente na forma de blocos e matacões.

Os corpos desta unidade situados mais a sul mostram ortoquartzitos extremamente restritos. Nestes corpos ocorrem os gonditos (granada quartzitos), compactos ou bandados, de granulação fina a média, com textura granoblástica, de cor cinza-escuro, constituídos essencialmente por quartzo e granada (espessartita) e subordinadamente por opacos e por óxidos de manganês que substituem a granada. O quartzo ocorre como agregado grano

Foto 6 - Afloramento de xistos turmaliníferos com intercalações centimétricas de gondito, cortados por veios de quartzo, situado na região das cabeceiras do Ribeirão Pilar (afloramento PS-180).

blástico de granulação média, sobre o qual se encontram aglomerados de cristais submilimétricos de granada.

Os contatos desta unidade foram anotados como litológicos, visto que tais rochas fazem parte das seqüências onde se apresentam e suas relações não serem observadas a nível de afloramento. São contatos imprecisos delimitando cristas que são sustentadas em função das próprias litologias que as constituem.

A origem dos turmalinitos é duvidosa, mas algumas evidências microestruturais indicam serem eles originados por metamorfismo de um material sedimentar que possuiria a composição química necessária para a formação das turmalinas. Estas evidências são constituídas pelo bandamento composicional de turmalina e quartzo, e pela orientação dos prismas de turmalina, configurando uma xistosidade (provavelmente S_1). Por sua vez,

bandamento e xistosidade encontram-se crenulados e dobrados.

Estas características excluem origens ligadas a hidrotermalismo ou metassomatismo devido às rochas granitóides, pois estas são posteriores ao metamorfismo. Por outro lado, Slake (1982) discute a insignificância de processos metassomáticos regionais frente a composições primárias dos sedimentos, no tocante a formação de turmalinitos.

Slake (*op.cit.*) descreve ambientes de formação de turmalinas associados a processos hidrotermais, sendo que no caso dos turmalinitos presentes na área, a associação com ortoquartzitos e gonditos configuram um ambiente semelhante ao descrito pelo autor. Nestes ambientes, geralmente considerados proximais, o boro é evidentemente um importante constituinte do sistema hidrotermal, tendo sido liberado em fontes termais submarinas e depositado como precipitado químico.

Na área em apreço, além de ortoquartzitos sacaróides (que poderiam corresponder a "metacherts" ou a veios de quartzo sin-sedimentares) e manganês (gonditos) associados, os níveis de metabasitos representam atividades ígneas ou vulcânicas próximas, que poderiam fornecer o necessário fluxo térmico e soluções hidrotermais, o que configuraria o ambiente de formação dos exalitos.

A composição das turmalinas encontradas não corresponde à típica dos exalitos (deveriam ser dravitas), sendo que os ensaios ópticos sugerem que se tratam de "schorlitas", porém mais magnesianas que o usual, ou seja, um tipo quase intermediário com as dravitas, o que não invalida, portanto, a hipótese dos turmalinitos corresponderem a exalitos.

Veios de quartzo com espessuras no geral centimétricas a decimétricas são observados por toda a área de domínio dos metassedimentos.

Ocorrem veios deformados e outros não deformados que eventualmente cortam os primeiros, como também veios deformados distintos que se cruzam. Estas evidências sugerem a presença de duas grandes gerações responsáveis pela presença dos mesmos, uma associada aos eventos metamórficos e outra aos eventos magmáticos ácidos. Cada geração destas pode conter mais de uma fase de formação de veios, o que não se consegue distinguir a não

vel de campo.

Nesse contexto, veios não deformados obviamente são de fases posteriores aos eventos deformacionais, e assim possivelmente oriundos de soluções emanadas dos corpos granitoides. Já aqueles que se apresentam dobrados podem ter sua origem ligada a segregações metamórficas.

A ambas as gerações de veios estão associadas turmalinas. No caso dos veios gerados pelo metamorfismo, a presença de turmalinas poderia ser explicada pela remobilização de boro dos litotipos originais. Já nos veios associados aos granitoides, ela seria proveniente de soluções oriundas dos mesmos.

GRUPO SÃO ROQUE

Filitos sericíticos - PSsF

Estão presentes apenas no extremo norte da área, numa estreita faixa entre o Falhamento de Taxaquara e os sedimentos do Grupo Tubarão, em área de relevo suave composto por amplas colinas suavemente convexas.

São filitos de textura lepidoblástica e/ou granolepidoblástica, muito localmente granoblástica, com estrutura bandada conspícua, e granulação extremamente fina. São constituídos principalmente por sericita e pouco quartzo, apresentando subordinadamente minerais opacos, zircão e pseudomorfos sericitizados e/ou limonitizados, provavelmente de granada. As cores em tons de castanho mais ou menos amarelado ou esverdeado, ressaltadas pelas bandas alternadas ricas ora em quartzo, ora em sericita, são bastante características da unidade (Foto 7). A tenacidade da rocha e a untuosidade ao tato, em muitos locais também são características, bem como a constância com que se apresentam crenuladas.

Por vezes encontram-se quartzo filitos, que localmente podem ser miloníticos. Nestas rochas a porcentagem de quartzo geralmente supera a de sericita. As seções delgadas mostram, subordinadamente, clorita, pseudomorfos limonitizados, turmalina e zircão. Nas rochas miloníticas, que se associam ao Falhamento de Taxaquara, o quartzo e a sericita e/ou clorita formam agregados granolepidoblásticos finos, que envolvem agregados granoblásticos lenticulares.

Foto 7 - Aspecto típico de filito fortemente crenulado do Grupo São Roque. As bandas alternadas de composições diferentes são bem realçadas pelas variações de cores (afloramento PS-420).

Os contatos dos filitos com granitóides, gnaisses e xistos são bruscos através da falha, em franca discordância estrutural, e com os sedimentos da Formação Itararé, são em clara discordância angular e erosiva.

Na seqüência de filitos, duas ocorrências pontuais de metabasitos foram anotadas. Trata-se de rocha de natureza básica, metamorfizada, com textura blastofítica, compacta, cinza-esverdeado, granulação fina a média, constituída essencialmente por actinolita e clinozoizita, com clorita magnésiana, augita, albita e leucoxênio subordinados. A actinolita substitui parcial ou totalmente a augita e o epídoto possivelmente é produto de alteração da albita. Suas relações de contato não são observáveis, não permitindo qualquer ilação.

ROCHAS GRANITÓIDES

As rochas granitóides foram subdivididas em três suítes constituídas por maciços. As rochas foram analisadas a partir de ensaios de coloração seletiva de feldspatos, obtendo-se a classificação e nomenclatura das mesmas através da composição

global plotada em diagrama triangular quartzo/feldspato alcali no/plagioclásio (Streckeisen, 1973).

Os maciços granitóides sustentam os relevos mais conspícuos da área. De um modo geral pode-se individualizar as porções aplainadas dos topos onde se desenvolvem formas suaves, destacando-se um conjunto peculiar de morros em "meia laranja" com vales mais abertos. A tais porções contrapõem-se outras presentes nos limites dos maciços, onde o maior entalhe exercido por uma rede de drenagem mais densa e enérgica origina morros com topos subangulares e encostas de altas declividades que definem vales em "V" fechado. Uma feição típica e inerente a tais rochas é a presença de matacões em encostas e topos das formas. Não raro observam-se também lajeiros nos topos aplainados, que realçam a delgada capa de solos sobre os granitóides.

Suíte Granitóide Piedade

Sob esta designação estão englobados o Maciço Serra da Batéia e o Maciço Sarapuí. O primeiro estende-se de sudoeste para nordeste ocupando extensa faixa central da área, sustentando parte da Serra dos Agudos Grandes e a Serra da Batéia a nordeste. O Maciço Sarapuí localiza-se no extremo nordeste da área.

Maciço Granitóide Serra da Batéia-PSY_b

Este maciço apresenta rochas de composição global granítica e granodiorítica (Figura 6) caracterizadas por textura francamente porfiróide, e por se apresentarem predominantemente orientados, ora apenas os megacristais, ora apenas a matriz, ora ambos (Foto 8). Localmente, de modo muito restrito, são isótropos. A granulação é grossa na maior parte do corpo, tendendo para a média na porção mais a nordeste do mesmo, embora muito grosso na Serra da Batéia.

Os megacristais são poiquiloblásticos, de feldspato potássico e apresentam-se orientados planarmente, em concordância com a foliação da matriz. Nesse plano os megacristais não apresentam uma orientação definida. Distingue-se a grande maioria dos cristais orientados segundo a foliação, mas em meio a eles existem

Q quartzo
A feldspato alcalino
P plagioclasio

MACIÇO SERRA DA BATÉIA

Composição global: Granito (tipo b) a granodiorito

MACIÇO SARAPUÍ

Composição global: Granito (tipo b) tendendo a granodiorito

CONVENÇÕES

- Tipo característico da suíte
- Tipo de ocorrência restrita

Fig.06 - CLASSIFICAÇÃO DOS GRANITÓIDES DA SUÍTE PIEDADE
SEGUNDO O DIAGRAMA TRIANGULAR QUARTZO - FELDSPATO ALCALINO - PLAGIOCLÁSIO

Foto 8 - Aspecto típico dos granitóides porfiróides da Suíte Piedade (Maciço Serra da Batéia), mostrando megacristais centimétricos, idiomórficos a subidiomórficos, de feldspatos potássicos orientados (bloco próximo ao afloramento PS-025).

tem outros de crescimento tardio que não guardam obediência à mesma. Estes, no geral ocorrem em pequenas quantidades se comparados aos orientados, fato que só se modifica em termos inequigranulares foliados até isotropos, que se caracterizam como significativas variações texturais do maciço.

Os megacristais apresentam dimensões e porcentagens de ocorrência extremamente variadas. A quantidade, embora diversa, é sempre grande, e a cor rósea é predominante. A maior dimensão dos cristais varia de 0,7 a 9,0 cm, mas comumente mostram dimensões variando de 2,0 a 4,0 cm. São idiomórficos a subidiomórficos na maioria das vezes, mas existem porções restritas com megacristais fortemente deformados, mostrando desde cristais levemente achatados e de arestas arredondadas, até cristais totalmente lenticularizados e estirados. As porções do maciço em que tais feições ocorrem, caracterizam termos granitóides deformados, protomiloníticos, em alguns locais claramente associados a transcorrências posteriores, principalmente na região da Serra dos Agudos Grandes. Outras variações texturais, para termos deformados, ressaltam a presença restrita de termos gnáissicos originais, parcial ou totalmente afetados e modificados pela mani

festação granitóide. Podem ser reconhecidos tipos milonito-gnâis sicos e blastomiloníticos, que sempre guardam relações com os termos mais ou menos afetados pelos processos de granitização . (Foto 9).

A foliação da rocha é conspícua na maior parte do maciço, sem que a nível de campo tenha-se conseguido determinar as passagens para termos mais isótropos. A falta de exposições *in situ* obriga a se reconhecer a área de abrangência dos diferentes termos através do mapeamento de matacões esparsos, o que impossibilita a adequada delimitação de tais variações.

De modo geral, a coloração da rocha é cinzenta, podendo apresentar tons rosados. Variam de leuco a mesocráticos, sem uma predominância nítida. Isto se deve a variação da porcentagem de minerais máficos, onde a biotita é predominante. Em pontos restritos a quantidade de anfibólio é destacável. Além desses constituintes, feldspatos róseo e cinza são amplamente predominantes sobre o quartzo. Invariavelmente ocorrem metálicos, principalmente nas porções mais mesocráticas do corpo.

Foto 9 - Gnaiss porfiroblástico mostrando a matriz envolvendo ocelos de feldspato potássico. Notar o estiramento dos constituintes da matriz (afloramento PS-648).

No maciço como um todo são raríssimos veios e bolsões de aplito e pegmatito. No entanto, nos limites com o Maciço Turvo,

este o injeta sobremaneira, aparecendo principalmente veios e bolsões pegmatíticos e granitoides.

A presença de encraves de materiais ricos em máficos, com formatos os mais diversos e dimensões centimétricas a decimétricas, foi anotada em vários locais. Como mencionado, significativas variações texturais mostram a presença de rochas gnáissicas entremeadas aos granitoides, parcial ou totalmente poupadas da granitização. No ponto PS-601, *boudins* decimétricos de milonito gnaiss apresentam-se concordantemente com a foliação dos granitoides. Insignificantes porções de xistos são observadas sobre o maciço, principalmente em suas bordas, sem estarem englobados pelos granitoides, representando possíveis restos de tetos pendentes.

Os contatos do Maciço Serra da Batéia com os xistos e xistos feldspatizados mostram relações concordantes e discordantes estruturalmente, refletindo o caráter parautóctone do maciço. Todos os contatos a sul são concordantes com os xistos, enquanto que a norte do corpo, apenas em seu extremo sudoeste isto ocorre. Neste lado, na parte nordeste o maciço e xistos estão em franca discordância estrutural, denotando o caráter parcialmente circunscrito do maciço. Com o Maciço Turvo, no pequeno trecho em que se limitam, os contatos foram traçados por aproximação devido a presença constante do mais jovem injetando-o. Não se observam as relações de contato, mas estas características permitem supô-lo brusco, intrusivo.

Maciço Granitóide Sarapuã - PSY_S

Apresenta composição global granítica tendendo a granodiorítica (Figura 6), com textura porfiróide sempre constatada, e presença de diferentes tipos granitoides, aparentemente dominando termos típicos do Maciço Serra da Batéia, o que levou a incluí-lo na Suíte Piedade.

Esse maciço mostra-se com matriz e megacrístais orientados predominando sobre porções onde a isotropia se manifesta, porém mantendo o caráter porfiróide. A quantidade de megacrístais é variável, existindo com frequência porções mais equigranulares em meio a porções porfiróides dominantes. A granulação é média,

localmente podendo ser grossa. Quase sempre são leucocráticos, com coloração rosada e subordinadamente acinzentada. Os megacristais de maior comprimento variam entre 1,0 a 5,0 cm, euédricos a subeuédricos no geral, e mais comumente com dimensões entre 2,0 a 3,0 cm. São de feldspatos alcalinos róseos, e a matriz constitui-se essencialmente por feldspatos cinzentos e róseos, que são amplamente predominantes sobre quartzo e biotita. A matriz dos termos assemelhados aos do Maciço Serra da Batêia é francamente orientada, com os megacristais guardando concordância com seus planos.

A principal característica do Maciço Sarapuĩ é a presença dos diferentes tipos de granitóides presentes na área ocorrendo de modo caótico, quase sem realçar a predominância de um ou de outro tipo, embora sejam mais frequentes os porfiróides orientados e depois os isótropos. Também é notável a grande quantidade de veios e bolsões irregulares, com texturas aplíticas, pegmatíticas e graníticas, sempre isótropos e atribuídos a injeções do Maciço Pilar do Sul. Tais injeções propiciam a concentração de moscovitas de granulação grossa, associada a quartzo, em vários locais do Maciço Sarapuĩ próximos aos contatos com o maciço mais jovem. Essas feições todas descaracterizam o maciço, como um corpo homogêneo, em termos de associação mais direta com qualquer outro granitóide individualizado na área.

Os contatos do Maciço Sarapuĩ com os xistos feldspatizados e migmatitos são bruscos, discordantes, sugerindo-lhe caráter parautoctone. O subnívelamento da área no local, bem como a presença de apófises dos granitóides em meio aos xistos, dificulta a delimitação das unidades através de fotos aéreas. Com o Maciço Pilar do Sul, os contatos são aproximados devido à presença constante do mais jovem penetrando os granitóides, o que impossibilita separá-los com precisão.

Suíte Granitóide Tapiraĩ

Nesta suíte foram englobados os maciços Tapiraĩ e Córrego do Gãzeo. O primeiro ocorre ocupando a porção sudeste da área, com a cidade homônima em seus domínios, e o segundo presente na região de cabeceiras do Rio Claro, no quadrante sudoeste da área.

Maciço Granitóide Tapiraí - PS_{Yt}

Apresenta composição global granítica a quartzo monzonítica (Figura 7), textura essencialmente porfiróide, muito localmente equigranular. Esses granitóides caracterizam-se por serem predominantemente isótropos, com porções levemente orientadas restritas, principalmente ao norte da cidade de Tapiraí, em suas bordas. A granulação é média, com megacristais que atingem até 6,0 cm de maior dimensão, sendo mais comuns tamanhos de 1,0 a 2,0 cm. São na maioria de feldspato alcalino, róseo, subidiomórficos e idiomórficos. A matriz constitui-se essencialmente por feldspatos cinzentos e róseos, quartzo e máficos, onde a biotita se sobressai.

Invariavelmente ocorrem variações texturais que se repetem com constância em determinadas áreas do corpo. Uma variação importante é a presença de porções mais para equigranulares, de granulação no geral tendendo a grossa, relativamente mais rica em máficos, isótropas, que passam gradativamente para tipos porfiróides característicos do maciço. A norte da cidade de Tapiraí, nos cortes da rodovia asfaltada, esses tipos são comuns. Principalmente nessa mesma região, também são freqüentes rochas basicamente constituídas de minerais placóides, feldspato e pouco quartzo, que ocorrem em corpos disformes decimétricos, ou então em corpos tabulares de espessura decimétrica, cortando ou então representando encrave nas rochas granitóides (Foto 10). Pelo resto da área, ocasionalmente observam-se outros encraves, geralmente também ricos em minerais placóides e sempre extremamente alterados, bem como de gnaisses finos, observados apenas no ponto PS-038 e em suas imediações.

Uma das principais características deste maciço é a abundância de veios e bolsões de espessuras desde centimétricas até decamétricas, com formas variadas, constituídos por materiais granitóides (Foto 10). Podem ser de granitóides róseos equigranulares, finos e isótropos, bastante assemelhados às rochas do Maciço Turvo, podem ser aplitos e pegmatitos. Principalmente os dois últimos podem mostrar-se turmaliníferos localmente, bem como apresentar concentrações disformes de máficos. Nas proximidades

Q quartzo
A feldspato alcalino
P plagioclásio

MACIÇO TAPIRAÍ

Composição global: Granito (tipo b) a quartzo monzonito

MACIÇO CÓRREGO DO GÁZEO

Composição global: Granito (tipo b) tendendo a quartzo monzonito

CONVENÇÕES

- Tipo característico da suíte
- Tipo característico de veios intrusivos na suíte

Fig. 07 - CLASSIFICAÇÃO DOS GRANITÓIDES DA SUÍTE TAPIRAÍ
SEGUNDO O DIAGRAMA TRIANGULAR QUARTZO - FELDSPATO ALCALINO-PLAGIOCLÁSIO

Foto 10 - Bloco de rocha do Maciço Tapiraí onde se observam encrave e injeções granitóides e pegmatíticas. Notar a isotropia da rocha, característica do maciço (afloramento PS-038).

dades com o Maciço Turvo ocorrem inúmeros bolsões e veios destas rochas, o que torna imprecisa a definição dos contatos intrusivos entre ambos.

Com os xistos feldspatizados e migmatizados os contatos são bruscos, e as emanações de soluções do maciço, além de seus limites tipicamente circunscritos, mostram o caráter intrusivo dos mesmos.

Maciço Granitóide Córrego do Gázeo - PS_g

Os granitóides deste maciço possuem composição global granítica tendendo a quartzo-monzonítica (Figura 7). Apresentam granulação de média a grossa, são isotropos, de textura equigranular a porfiróide, com megacristais de feldspato róseo de tamanhos entre 0,5 e 3,5 cm, geralmente em pequenas quantidades, localmente até ausentes (Foto 11). A não orientação da matriz e

Foto 11 - Amostra de granitóide do Maciço Córrego do Gázeo. Nota a isotropia da rocha e a pequena quantidade de megacristais de feldspato potássico.

dos megacristais é uma constante por todo o maciço, sendo que com extrema raridade podem apresentar orientação, mesmo assim provavelmente associada a falhamentos posteriores. A coloração dominante é cinza, rosada ou não, e seus constituintes essenciais são feldspatos cinzentos e róseos em altas porcentagens, quartzo e biotita.

Apenas em um local observou-se veio aplítico cortando as rochas deste corpo.

Os contatos se fazem com filitos e xistos, discordantes e bruscamente, com notável variação de relevo entre as unidades. Embora não afetem de modo notável os metassedimentos, seus limites claramente circunscritos refletem sua natureza intrusiva.

Suíte Granitóide Pilar do Sul

A Suíte Pilar do Sul é representada pelos maciços Pilar do Sul e Turvo, situados, respectivamente, a norte da área, com pequena porção sem continuidade física com o corpo principal situada logo a sul do mesmo, e a norte da cidade de Tapiraí, na

localidade chamada Bairro do Turvo.

O Maciço Pilar do Sul corresponde aos *stocks* Pilar do Sul e Serra dos Lopes de Hasui (1973), que neste estudo mostraram possuir as mesmas características, além de continuidade física. Os corpos apresentam-se circunscritos, discordantes, e as rochas são no geral equigranulares, com textura hipidiomórfica-granular típica, isótropas, de granulação predominantemente - média, cores em tons cinzentos e rosados e tendência em direção às bordas a serem inequigranulares, porfiríticas e levemente orientadas. Ainda apresentam, restritamente, veios irregulares aplíticos e pegmatíticos, no mais comum róseos e de espessura centimétrica a decimétrica. Os maciços constituem-se basicamente por feldspatos róseos e cinzentos, em porcentagens equilibradas, quartzo, biotita e moscovita. Dentre os acessórios merecem destaque os metálicos, reconhecidos no campo como ilmenita, que ora ou outra se apresentam dispersos na rocha.

A presença de encraves ricos em máficos, com dimensões variadas, é restrita nos dois maciços, porém mais comum no de Pilar do Sul.

Maciço Granitóide Pilar do Sul - eoγ_p

Apresenta composição global granítica e granodiorítica (Figura 8) e além das características comuns mencionadas, pode-se salientar a constância com que apresenta porções porfiríticas e orientadas em suas bordas, cuja composição global é granodiorítica (Foto 12).

O pequeno corpo individualizado a sul do principal mostra granitóide bem foliado, mais tipicamente de porções de borda do maciço, embora sua composição global granítica seja diferenciada da predominante em outras porções de borda.

A norte, onde é limitado pelo Falhamento de Taxaquara, apresenta mais conspicuamente porções com forte orientação, de formadas por cataclase incipiente. Logo a norte dos limites da área, é totalmente fragmentado pela deformação associada à falha, originando até filonitos.

Matações de granitóides atribuídos à Suíte Piedade são ob

Q quartzo
A feldspato alcalino
P plagioclasio

MACIÇO PILAR DO SUL
Composição global: Granito (tipo b) a granodiorito

MACIÇO TURVO
Composição global: Granito (tipo b)

CONVENÇÕES

- Tipo característico do centro do maciço
- Tipo da borda do maciço
- Tipo não característico de borda ou centro
- Tipo característico de veios intrusivos no maciço

Fig.08-CLASSIFICAÇÃO DOS GRANITÓIDES DA SUÍTE PILAR DO SUL
SEGUNDO O DIAGRAMA TRIANGULAR QUARTZO-FELDSPATO ALCALINO-PLAGIOCLÁSIO

Foto 12 - Aspecto típico do Maciço Pilar do Sul, exibindo pequeno en crave (afloramento PS-459).

servados principalmente em suas bordas. As evidências não permitem concluir se representam xenólitos, ou então restos aflorantes daquela suíte, separados do maciço principal pela intrusão.

Cortando o Maciço Pilar do Sul em seus limites a sudoeste (PS-267) e os xistos nas suas proximidades, foram observados localmente veios de espessura decimétrica (possivelmente sejam mêtricos em locais de mã exposição) constituídos essencialmente - por moscovita e quartzo de granulação até centimétrica. Tais veios muito provavelmente constituem *greisens*.

Restos de xistos aparecem sobre o granito, tipicamente representando tetos pendentes. O pequeno corpo individualizado a sul do principal, no leste da área, bem como algumas outras evidências, sugerem um maciço maior ainda não exposto totalmente pela erosão.

Seus contatos com outros granitóides já foram discutidos e com xistos e filitos são francamente discordantes. Com os gnaísses são bruscos, segundo a orientação desta rocha.

Maciço Granitóide Turvo eoγ_t

O Maciço Turvo apresenta composição global tipicamente grnítica (Figura 8) e amostras de veios aplíticos presentes foram classificadas como quartzo monzonitos.

Uma característica importante deste maciço é a textura e qligranular orientada das rochas na borda do corpo, presente em todo o perímetro do mesmo. Distintamente do Maciço Pilar do Sul, estas rochas da borda não apresentam variação composicional em relação ao restante do maciço. Na porção central do mesmo ocorrem núcleos aplíticos com elevada porcentagem de biotita.

Seus contatos com os granitóides a sul já foram discutidos. Com os xistos feldspatizados e migmatitos os contatos são bruscos, em discordância, tipicamente intrusivos.

ROCHAS CATACLÁSTICAS-εOM

São representadas por protomilonitos, milonitos e filonitos que apresentam transições entre si.

Estes tipos litológicos estão restritos aos principais falhamentos que cortam as seqüências da área, e localmente associados a pequenas falhas que, eventualmente, mostram evidências morfológicas de sua presença.

O Falhamento de Taxaquara, a norte da área, afetou o Maciço Pilar do Sul e os filitos do Grupo São Roque. Nos granitos desenvolve-se toda uma seqüência progressiva de cominuição da rocha, desde protomilonitos até ultramilonitos. Nos primeiros percebe-se megacristais de feldspato ainda subeudéricos a euédricos envoltos por matriz tenuamente foliada. Na seqüência, os megacristais são progressivamente deformados, tornando-se elipsoidais, sendo suas dimensões e freqüência também progressivamente diminuídas. O resultado final é uma rocha fina, bandada, extremamente foliada, eventualmente com lentículas alongadas de quartzo recristalizado. O estágio extremo é alcançado com a formação de filonitos. O ponto PS-452, logo a norte do limite da área estudada, mostra toda essa seqüência de cominuição gradativa dos granitóides.

Nos filitos as evidências de feições miloníticas são muito tênues e raramente discerníveis a nível de afloramento. Seção

delgada de amostra de quartzo filito colhida em PS-420, mostra textura milonítica típica. O quartzo e a sericita e/ou clorita formam agregados granolepidoblásticos finos que envolvem agregados lenticulares mais grossos de quartzo, e localmente mesmo cristais de quartzo. Porém, tal rocha corresponde a uma intercalação decimétrica em filitos típicos.

No sul da área o Falhamento do Belchior afeta xistos feldspatizados. Lentes de quartzo estirado e grãos de feldspatos oclares são envoltos por matriz bem foliada. Nas unidades xistosas com a presença de neossomas, a cataclase é mais evidente nas bandas quartzo-feldspáticas.

No restante da área se apresentam evidências de caráter restrito, sem feição morfológica associada. Merecem destaque as ocorrências locais de protomilonitos nos granitóides do Maciço Serra da Batéia, mencionadas no item afim.

COBERTURAS FANEROZÓICAS E DIQUES DE DIABÁSIO

As unidades litoestratigráficas fanerozóicas são representadas pelos sedimentos do Grupo Tubarão, atribuídos à Formação Itararé, os diques de diabásio mesozóicos e as coberturas cenozóicas subatuais e atuais que constituem o último registro de rochas formadas na área.

Grupo Tubarão - Formação Itararé - CPi

Os sedimentos desta formação ocorrem na porção noroeste da área, na região da cidade de Pilar do Sul. Repousam sobre as rochas do embasamento em franca discordância erosiva e angular.

Nos domínios das rochas sedimentares os relevos são constituídos por colinas amplas, suaves, de topos achatados e extensos, com perfis retilíneos a suavemente convexos que definem vales abertos com planícies aluviais desenvolvidas. No nordeste da área, a ocorrência mais pronunciada de folhelhos resistentes, com forte estruturação plano-paralela, origina relevo de morrotes tabulares e freqüentes cornijas, com vales mais fechados e constituídos de planícies aluviais.

A superfície de deposição é extremamente irregular, como pode-se observar em vários cortes da Rodovia SP-264, nas proxi

midades da cidade de Pilar do Sul. Corresponde à Superfície de Itaguã (Almeida, 1964), reconhecida nos limites orientais da Bacia do Paranã, no Estado de São Paulo, que foi reentalhada e posteriormente sofreu a ação de geleiras. Formam-se, assim, calhas estreitas e profundas de até dezenas de metros, individualizadas por altos de extensões variadas com perfis ora irregulares, ora bem aplainados. Superfícies estriadas associadas a tais calhas evidenciam a ação das geleiras na modelagem das rochas pré-cambrianas que servem de substrato aos sedimentos (Foto 13), ocorrendo em sulcos aparentemente extensos e de profundidade centimétrica.

Na proximidade com o embasamento os depósitos encontrados logo na base da seqüência apresentam freqüentes bancos e camadas conglomeráticas. São caracterizados por matriz arenosa em porcentagens variadas, com seixos e até matacões decimétricos de rochas do embasamento. São freqüentes clastos de xistos variados granitos, quartzitos, filitos, quartzo, gnaiss e turmalinitos, com formatos tabular ou ovalar, refletindo em suas formas as estruturas das litologias.

Deve-se dizer, antes de mais nada, que a presença de conglomerados basais, embora bastante comum, não é uma constância no

Foto 13 -- Corte exibindo o contato entre xistos finos e filitos do Complexo Pré-Açungui (embasamento) e sedimentos finos do Grupo Tubarão. Na superfície de contato, localmente se observam estrias de atrito atribuídas a deslocamento de geleiras (afloramento PS-003).

contato dos sedimentos com o embasamento.

Geralmente, nas proximidades desse contato ocorrem bancos arenosos arcoseanos a subarcoseanos, extremamente imaturos, com espessuras métricas, que muitas vezes transicionam a partir dos conglomerados basais, e são muito assemelhados à matriz destes (Figura 9).

Frequentemente observam-se horizontes constituídos essencialmente de clastos alinhados, no geral seixos e blocos, em meio a esses bancos arenosos, bem como conglomerados intraformacionais que comumente se apresentam como lentes de espessuras decimétricas.

As irregularidades da superfície de deposição propiciam o aparecimento de estratos muito inclinados na base do pacote, que vão se horizontalizando em direção ao topo em função da colmatação dessas irregularidades (Foto 13). Próximo ao embasamento ocorrem ainda arenitos mais finos, siltitos e folhelhos, em bancos e camadas de espessuras decimétrica e métrica, com estratificações plano-paralelas. Ritmitos, argilitos e diamictitos ocorrem mais restritamente.

A medida em que se afasta dos limites da bacia, a ocorrência mais persistente é de arenitos, siltitos, folhelhos e ora ou outra argilitos, diamictitos e muito raramente ritmitos. Esses tipos litológicos podem ocorrer isoladamente ou intercalados em estratos de outras litologias, sendo, neste caso, geralmente dispostos em lentes mais delgadas. Cunhas e/ou lentes de conglomerados são observadas ocasionalmente em meio a arenitos e siltitos. Ocasionalmente aparecem argilitos, mais propriamente lamitos, constituídos quase que exclusivamente por argila avermelhada.

Siltitos, folhelhos e ritmitos são encontrados mais comumente distantes dos contatos com o embasamento. Os primeiros apresentam fragmentação em pastilhas característica desses termos. Aos siltitos mais frequentemente se associam níveis de diamictitos, que se evidenciam também por alinhamento horizontal de clastos, muito provavelmente devido a ação de geleiras. Os conglomerados mais do interior da bacia, além de polimíticos tal qual aqueles da borda, apresentam frequentes seixos das próprias unidades sedimentares.

Fig.09-CORTE ESQUEMÁTICO DOS AFLORAMENTOS PS 695 E PS 696
DA FORMAÇÃO ITARARÉ NAS PROXIMIDADES DO
CONTATO COM AS ROCHAS PRÉ-CAMBRIANAS. RODOVIA SP-264

As mais diversas estruturas sedimentares estão presentes nas diferentes unidades litológicas que constituem os estratos. Estes, predominantemente dispõem-se plano-paralelamente, geralmente em contatos bruscos, porém concordantes entre si, através de variação granulométrica. Raros locais mostram passagens gradativas de um tipo litológico para outro.

Os estratos arenosos apresentam-se com a mais diversas estruturas sedimentares, podendo ser maciços, estratificados plano-paralelamente, ou apresentarem estratificações cruzadas de portes variados. Ritmitos, siltitos e folhelhos são sempre estratificados plano-paralelamente. Conglomerados apresentam-se maciços, bem como os lamitos e diamictitos.

As colorações mais típicas dos arenitos, siltitos, diamictitos e alguns argilitos, tendem a bege, amarelo avermelhado e tons claros de cinza, invariavelmente esverdeado. Outros argilitos e lamitos mostram colorações avermelhadas. Conglomerados apresentam-se com a matriz amarelada a bege, mosqueada sempre que arcoseana.

Na região a norte da cidade de Pilar do Sul, na Rodovia SP-264, aparecem camadas de arenitos, siltitos, conglomerados e diamictitos extremamente deformados (Figura 9). O aspecto é de dobras convolutas, originadas sem influência tectônica. Não mantêm um padrão definido, apresentando seus planos-axiais e eixos nas mais diferentes orientações. Seguramente são atectônicas e podem ser consideradas simplesmente como deformações hidroplásticas (Foto 14).

As características dos sedimentos além de sugerirem a interação de geleiras à época da deposição, fornecem indícios mais prontamente associáveis à sedimentação em condições continentais, numa interação de ambientes fluviais.

Diques de Diabásio - JK8

São raras as ocorrências observadas na área. Em apenas um local, a norte de Tapiraí, as exposições permitiram representar o corpo, que mostra direção NW-SE. Mais três ocorrências anotadas puntualmente foram verificadas.

Foto 14 - Corte em arenitos, siltitos e conglomerados do Grupo Tubarão (Fm. Itararé), exibindo grandes estruturas hidroplásticas (afloramento PS-696).

A rocha é tipicamente um diabásio, compacto, fino, textura intergranular e subofítica, constituído por plagioclásio e augita, além de opacos e argilo-minerais com vidro devitrificado subordinados. A magnetita é o opaco mais importante.

Seus contatos com as encaixantes são bruscos, discordantes.

Coberturas Aluviais Subatuais - Qt

Apresentam-se mais desenvolvidas a noroeste de Pilar do Sul sobre os sedimentos do Grupo Tubarão. Puntualmente foram anotados em vários locais da área as ocorrências mais desenvolvidas.

São depósitos aluviais dispostos em terraços elevados em relação ao nível de base atual, onde predominam camadas e bancos com espessuras decimétricas a métricas, predominantemente de arenitos com granulações variadas, por vezes conglomeráticos, freqüentemente subarcoseanos e arcoseanos. Subordinadamente ocorrem intercalações de camadas e lentes, dispostas plano-parallelamente, de argilitos, siltosos ou não, níveis conglomeráticos e níveis delgados e descontínuos de canga limonítica.

Os arenitos são quase sempre maciços e freqüentemente mostram estratificação gradacional e estratificações cruzadas tangenciais de pequeno até médio porte. Muito raramente exibem tênue estratificação plano-paralela.

Logo a noroeste de Pilar do Sul (PS-761), em cava para extração de areia, tem-se a melhor exposição dessa unidade (Figura 10).

Dispersos pela área ocorrem depósitos com dimensões não mapeáveis, constituídos por seqüências arenosas imaturas textural e mineralogicamente, semelhantes às descritas anteriormente. Outras ocorrências são representadas por depósitos de cascalho geralmente pobres em matriz arenosa, com seixos centimétricos, raramente maiores que 10 cm, constituídos por litologias diversas. Apresentam espessuras observadas de alguns metros, no geral não excedendo a 2 metros.

Na região onde melhor se expõe, essa cobertura está associada a pedimento com altitude a cerca de 20 m acima do atual nível da planície aluvial do Rio Turvo, e embutida em superfície que nivela a 750 m de altitude as colinas sedimentares da Formação Itararé. Esta superfície é correlacionada a níveis de desenvolvidos posteriormente à elaboração da Depressão Periférica.

Essas relações sugerem idade pleistocênica para a cobertura em apreço, muito provavelmente associada às últimas fases glaciais do Pleistoceno no Hemisférico Norte.

Os contatos observados desses depósitos, tanto sobre as rochas pré-cambrianas, como sobre os sedimentos permo-carboníferos, são por discordância erosiva e bruscos.

Aluviões Atuais - Qa

Ocorrem generalizadamente, mais desenvolvidos ao longo da calha do Rio Turvo, principalmente quando este adentra os domínios da Formação Itararé, e nos seus principais afluentes.

São depósitos atuais, inconsolidados, dispostos em calhas e/ou baixos terraços, constituídos principalmente por areias de granulometria muito variada, ora com contribuição de seixos e grânulos, ora com porcentagens diversas de silte e argila.

Fig.10 - SEÇÃO ESQUEMÁTICA DOS TERRAÇOS ALUVIAIS PLEISTOCÊNICOS (PS-761)

A planície de inundação do Rio Turvo apresenta as melhores exposições, com camadas e lentes dispostas plano-parallelamente, e uma variada gama de estruturas hidrodinâmicas. Suas cores predominantes são bege e cinza, sempre em tons claros. Constituem-se essencialmente de quartzo, com porcentagens variadas de feldspatos, micas e opacos diversos.

Em toda a área destacam-se alvéolos restritos condicionados por soleiras locais. São colmatados por aluviões predominantemente arenosos. A sul da área, principalmente na região de mata e mais conspicuamente nos domínios dos granitoides, são freqüentes esses alvéolos preenchidos por argila orgânica negra a cinza-escuro, bem como por camadas de detritos mais grossos.

Apenas localmente é notória a contribuição das litologias adjacentes para os depósitos aluviais. Dentre estes, destacam-se alguns depósitos a sul da área, onde a porcentagem de argila caulinitica é notável, e outros próximos aos granitoides com grande contribuição de clastos mais grossos.

Associados talvez à última fase glacial do Pleistoceno, e basicamente associados aos alvéolos mais desenvolvidos, encontram-se depósitos aluviais pré-atuais. Sua representatividade em área é, no geral, muito restrita, não permitindo sua individualização dos alúvios atuais. São, sem dúvida, posteriores às coberturas aluviais descritas no subitem anterior.

ASSOCIAÇÕES LITOLÓGICAS

As diversas unidades litológicas e litoestratigráficas abordadas neste capítulo podem ser entendidas através de associações distintas de tipos de rochas, as quais refletem a ordenação estratigráfica. Nesse sentido, como mencionado anteriormente, tem-se: Complexo Pré-Açungui; Grupo São Roque; rochas granitoides; rochas cataclásticas; e coberturas fanerozóicas e diques de diabásio.

Sem dúvida, o estudo dos metamorfitos do Complexo Pré-Açungui engendra as maiores dificuldades no tocante à identificação de unidades estratigráficas distintas, quer pelo complicado pa

drão estrutural devido a deformações superpostas, quer pela obli-
teração de feições reliquias de topo e base de camadas, quer
pela ausência de níveis litológicos mais contrastantes e contí-
nuos. Assim sendo, procurou-se distinguir unidades litológicas
que pelas próprias composições distintas implicassem em ambien-
tes diferenciados para se constituírem. Não podem ser considera-
das unidades estratigráficas formais, pois não se dispõe de evi-
dências comprobatórias de que se tratam de seqüências empilha-
das, ou de variações faciológicas laterais.

As três grandes unidades litológicas em que é subdividido
o Complexo Prê-Açungui, filitos, xistos, e xistos feldspatiza-
dos localmente migmatizados (Anexo 2), representam, na verdade,
apenas a diferenciação quanto ao grau de metamorfismo e recrís-
talização, mostrando passagens amplas e transicionais entre si.
Não foram observadas superfícies de discordância, ou mesmo dife-
renças no padrão estrutural entre as mesmas.

Com base em associações litológicas, nessas três grandes
unidades mencionadas podem ser distinguidas duas amplas seqüên-
cias, uma a oeste e outra a leste da área, a grosso modo com
limites na região da Represa das Paineiras (Figura 11). A se-
qüência oriental abarca a parte restante dos xistos e os xistos
feldspatizados localmente migmatizados. Essas seqüências, de modo
geral, podem ser correlacionadas com os complexos ectinítico e
migmatítico definidos por Hasui (1975a) na mesma área. A seqüên-
cia ocidental corresponderia a parte dos ectinitos do chamado
Complexo Pilar e a seqüência oriental guardaria pequena porção
dos migmatitos do Complexo Embu.

A seqüência ocidental caracteriza-se pela ritmicidade de
bandas pelíticas, grafitosas ou não, com freqüentes intercala-
ções decimétricas a métricas de metarenitos e metassiltitos, além
da ocorrência de níveis maiores, com espessura de métrica a de-
camétrica, de metabasitos ocasionalmente com metatufos associa-
dos.

A seqüência oriental, por sua vez, caracteriza-se pela al-
ternância centimétrica a decimétrica de xistos variados (metape-
litos), com intercalações de anfibolitos (metamargas ou metavul-

- 1 Complexo Pré-Açungui-Sequência oriental
 1a Complexo Pré-Açungui-Ocorrências de gnaiss e blastomilonítico
 1b Complexo Pré-Açungui-Faixas de xistos na maior parte equivalentes à sequência oriental
 2 Complexo Pré-Açungui-Sequência ocidental
 2a Complexo Pré-Açungui - Subsequência com grande número de intercalações arenosas
 2b Complexo Pré-Açungui - Subsequência de biotita xistos finos
 2c Complexo Pré-Açungui - Subsequência de níveis principais de metabasitos
 3 Grupo São Roque

- Suíte Granitóide Piedade
 4a Maciço Serra da Batéia
 4b Maciço Sarapuí
 Suíte Granitóide Tapiraí
 5a Maciço Tapiraí
 5b Maciço Córrego do Gázeo
 Suíte Granitóide Pilar do Sul
 6a Maciço Pilar do Sul
 6b Maciço Turvo
 7 Grupo Tubarão, Formação Itararé
 — Falha

0 1 2 3 4 km

des.: Damaris

Fig. 11-DISTRIBUIÇÃO ESQUEMÁTICA DAS PRINCIPAIS SEQUÊNCIAS

canitos básicos), com níveis eventuais de paragnaisses (possivelmente metarcôseos) que em um só local está associado a metaultrabasito, e relativa raridade, comparada com a sequência ocidental, de horizontes grafitosos, arenosos e silticos. Atribuiu-se-lhe, também, as duas faixas de xistos feldspatizados e migmatizados presentes a sul do Maciço Serra da Batéia, bem como o corpo principal de ortogneisse a norte da área.

Uma primeira discussão cabe envolvendo esta ocorrência gnaissica e os xistos da sequência oriental, nos quais se intercala. Se por um lado a associação e as características de cada um sugerem embasamento e cobertura, por outro, a própria natureza distinta de cada tipo litológico e a concordância estrutural e metamórfica entre os mesmos, podem sugerir que sejam estratigraficamente compatíveis. Ou seja, os gnaisses podem representar intrusões na sequência de xistos. Frente a tais fatos, optou-se por considerar a ambos como representantes de uma só unidade estratigráfica, o que se julgou a interpretação mais adequada no momento. Embora assim admitido, não se pode descartar a hipótese de os gnaisses representarem lascas de embasamento aflorantes, o que se torna mais difícil sustentar, visto a compatibilidade metamórfico-estrutural com os xistos, fato pouco comum em janelas de embasamento em meio a supracrustais.

A associação litológica mostrada pela sequência oriental, seja pela presença de orto e paragnaisses e metaultrabasitos, seja por apresentar até migmatitos, sugere-lhe caráter mais profundo em relação à sequência ocidental.

Algumas subsequências podem ser individualizadas na sequência ocidental do Complexo Prê-Açungui. Pode-se distinguir uma subsequência com mais intercalações arenosas e outra mais francamente pelítica, além de uma com biotita xistos finos na porção sudoeste da área. Há uma certa tendência das faixas com mais intercalações arenosas associarem-se a sinformas da segunda fase de deformação que as afetou. Por outro lado, a associação de pelitos carbonosos com níveis espessos e extensos de metabasitos, e prováveis metatufos associados, além de turmalinitos restritos que teriam sua formação associada a ambientes onde manifestações magmáticas se fazem presentes, é sugestiva de uma sequência metavulcano-sedimentar.

Os biotita xistos finos a sudoeste da área, com estrutura e composição contrastantes em relação aos filitos circundantes, constituem uma subsequência da qual não se dispõem de elementos que permitam posicioná-la estratigraficamente em relação aos filitos.

Os filitos e metabasitos presentes a norte do Falhamento de Taxaquara, e considerados pertencentes ao Grupo São Roque, que em concordância com a bibliografia seriam separados tectonicamente dos metamorfitos aqui admitidos pré-Açungui, por essa razão constituem uma sequência à parte, embora não se tenha observado diferenças significativas quanto ao padrão estrutural, metamórfico e litológico entre ambas as unidades.

As rochas granitóides foram englobadas em três suítes, todas consideradas pós-tectônicas à última fase de deformação (F_3) que afetou os metamorfitos pré-Açungui. A Suíte Piedade evidencia franco caráter parautóctone, enquanto a Suíte Tapiraí e a Suíte Pilar do Sul são tipicamente circunscritas, intrusivas, com a última penetrando os maciços das primeiras.

A Suíte Piedade mostra uma história evolutiva mais longa que as demais suítes, como atestam por exemplo os termos blastomiloníticos em meio aos granitóides, refletindo uma granitização parcial já da rocha original gnaissificada. A deformação evidenciada em porfiroblastos dos gnaisses identifica uma primeira feldspatização sincrônica aos processos de transposição, podendo ter-se estendido posteriormente a eles, o que, no entanto, apenas pode-se supor. Uma outra feição, se ligada a este tempo, ou a transformações seguintes, no momento não se pode precisar, é o crescimento zonado de megacristais de microclíneo, com máficos delimitando até dois processos posteriores à formação dos núcleos. Estes no geral são lenticulares, envolvidos ou não por matriz com máficos, que podem estar associados a quartzo e plagioclásio.

Embasando-se em datações radiométricas de rochas de outros maciços considerados similares aos da Suíte Piedade, é no Evento Brasileiro onde se manifestam os processos magmáticos finais que originaram os granitóides em suas dimensões atuais. A foliação dos mesmos, observada tanto no Maciço Sarapuí, como principalmente no Maciço Serra da Batéia, é aqui admitida como desenvol

vida quando da transposição que originou os termos gnáissicos, e, portanto, correspondente à primeira fase de deformação (F_1) que afetou a área. O magmatismo (i_2) brasileiro, responsável ainda pelos maciços da Suíte Tapiraí, teria propiciado o desenvolvimento de processos metassomáticos, e mesmo de anatexia localmente, e a feldspatização teria obedecido aos planos preexistentes dos gnaisses.

Assim considerado, pode-se desassociar a Suíte Piedade de um caráter sin a tardi-tectônico em relação a uma fase de dobramento, como admitido para maciços similares na literatura geológica. No entanto, a classificação dos maciços Serra da Batêia e Sarapuí como pós-tectônicos, deve-se também ao fato de os granitoides truncarem as estruturas deformadas pela última fase de dobramentos (D_3) que afetou a área.

Observando-se a disposição das estruturas frente aos maciços granitoides (Anexo 2) fica evidente a impossibilidade das mesmas desenvolverem-se após ou concomitantemente à colocação dos maciços sem que os tenha afetado. A desorganização das estruturas no extremo nordeste da área, entre os corpos granitoides, bem como a intercepção das estruturas imposta pelos maciços de todas as suítes presentes, formam um conjunto de feições que implicam no posicionamento pós-tectônico de todos os corpos granitoides individualizados.

Deve-se considerar que o caráter parautoctone dos maciços da Suíte Piedade pode levar a feições de truncamento como as observadas. Porém, tal fato por si só não exclui a classificação pós-tectônica dos maciços, devendo-se destacar a longa evolução dos mesmos, bem como a granitização presumida mais significativa estar ligada ao magmatismo pós-tectônico i_2 .

A Suíte Tapiraí apresenta os maciços Tapiraí e Córrego do Gázeo, não guardando relações estruturais com os granitoides Piedade. São maciços circunscritos que afetam os metassedimentos ao seu redor. A manifestação magmática responsável pelos maciços da Suíte Tapiraí, corresponde à mesma fase que originou os corpos da Suíte Piedade. Esta colocação encontra respaldo apenas nas datações radiométricas mencionadas na literatura, onde tipos similares de maciços, com granitoides descritos à semelhança dos observados nas duas suítes em apreço, são assim con-

siderados. As datações e a equiparação entre granitóides não permitem essas considerações de modo conclusivo, mas são os únicos elementos de que se dispõe no momento para a correlação. A discussão a respeito encontrada na bibliografia permite aventar essa hipótese, mas é reconhecida sua precária sustentação.

A Suíte Pilar do Sul, com os maciços Pilar do Sul e Turvo, constitui-se na última manifestação ácida que afetou a área, colocando-se posteriormente aos maciços granitóides das duas outras suítes, aos quais penetra. Seus maciços são tipicamente intrusivos e circunscritos.

As ocorrências pontuais de matações de granitóides das diversas suítes, principalmente da Suíte Piedade, em meio a outras litologias e também sobre os sedimentos da Bacia do Paraná, onde a associação dos mesmos com o transporte por geleiras não é clara, foram anotados indiscriminadamente em relação aos maciços. Podem tratar-se de partes ainda parcialmente sotopostas dos mesmos sob tais litologias. Quanto às ocorrências nas bordas dos maciços granitóides mais jovens, pode-se aventar a hipótese de representarem encraves, ou então de constituírem porções dos corpos mapeados que ficaram isoladas fisicamente devido às intrusões.

As coberturas fanerozóicas correspondem aos sedimentos paleozóicos do Grupo Tubarão (Formação Itararé) e aos depósitos cenozóicos subatuais e atuais. Interpostos estratigraficamente às coberturas apresentam-se os raros diques de diabásio, associados à reativação mesozóica da plataforma.

CAPÍTULO V - ESTRUTURAS

CONSIDERAÇÕES ANTERIORES

A bibliografia mais recente aborda as estruturas em um nível mais rico de detalhes, embora mostre apenas os considerados finais. O reconhecimento de estruturas reliquias e secundárias sempre que possível é enunciado, e, de um modo geral, existe muito pouca concordância quanto às fases de deformação observadas por autor nas diferentes áreas investigadas, tanto em número como em processos e estilos de dobramentos. A deformação imposta à seqüência pré-Açungui, na área e em sua extensão para sul, constitui-se na principal divergência encontrada na bibliografia, refletindo a falta de concordância entre os autores quanto ao estabelecimento dessa seqüência. Isto implica, diretamente, também no reconhecimento adequado das estruturas presentes.

Na seqüência da região de Pilar do Sul foi reconhecido por Hasui (1973, 1975b) o Sinclinório de Pilar, cujos flancos são complicados por dobras decamétricas a microscópicas, desenhadas pela estratificação reliquiar, pela xistosidade e pelo bandamento dos migmatitos. Já a fase anterior, que se admite tenha produzido dobras isoclinais ou cerradas recumbentes, estas mostram em seus flancos a xistosidade guardando paralelismo com a estratificação reliquiar. A não detecção de ápices da primeira fase sugere coaxilidade entre ela e a subsequente. Arqueamentos e crenulações se superimpuseram às fases anteriores, ligadas a fenômenos de cisalhamento puro.

Carneiro *et alii* (1980) mapearam em detalhe os xistos e migmatitos do vale do Rio São Lourencinho, e apontam uma primeira deformação que gerou uma xistosidade (S_1) paralela a estratificação reliquiar (S_0), quando observada. Uma segunda fase afeta essas estruturas e agora também o bandamento dos migmatitos. Por fim, crenulações afetam as estruturas desenvolvidas nas fases anteriores.

Fritzsons *et alii* (1982) apontam quatro fases de deformação, enquanto Batolla Jr *et alii* (1981), Silva *et alii* (1982), Pontes (1982) e Chiodi Filho *et alii* (1983), entre outros, também discutem a complicada estruturação da seqüência pré-Açungui.

ESTRUTURAS OBSERVADAS

Na área de estudo foram observadas estruturas primárias e secundárias, as primeiras bastante subordinadas em relação às últimas, visto a obliteração imposta ao longo de sucessivas fases de deformação e metamorfismo.

Os trabalhos para a reconstituição das estruturas tectônicas macroscópicas, bem como para o reconhecimento e entendimento das estruturas reliquias ou tectônicas de menor grandeza, seguiram os procedimentos usuais de análise estrutural.

Estruturas Primárias

A restrita área de domínio das rochas do Grupo São Roque não fornece elementos para considerações a respeito de possíveis estruturas originais. Estudos em outras áreas de ocorrência do grupo, no entanto, citam acamamentos reliquias e uma série de estruturas sedimentares internas aos estratos, bem como a presença de estromatólitos (Bistrichi, 1982) e *pillow lavas* em metabasitos de Pirapora (Figueiredo *et alii*, 1982).

As estruturas sedimentares originais que se apresentam no Complexo Prê-Açungui são observadas com maior segurança apenas nos domínios dos filitos e apenas em pequenas áreas. Fatores diversos impedem o reconhecimento indubitável dessas estruturas por áreas mais amplas, e a extrapolação de observações locais é seguramente um passo sujeito a erros grosseiros que podem levar a interpretações que não condizem com a realidade. Tendo-se estas preocupações, optou-se por considerar apenas as feições primárias comprovadas, e nunca as supostas.

Embora bastante restrito, quando observado o acamamento sedimentar reliquiar (S_0) é evidenciado pela alternância litológica de pacotes com espessuras desde milimétricas até decimétricas. São camadas de filitos variados, metassiltitos e metarenitos, no mais comum, que foram poupadas ou então realçadas pelo metamorfismo. A estruturação que se observa é exclusivamente plano-paralela, que além da composição de cada estrato, destaca-se por diferentes colorações inerentes à natureza do material. O acamamento reliquiar aparece preservado em duas pequenas porções da área, uma logo a sudeste da cidade de Pilar do Sule e outra logo a norte da barra do Córrego do Balduino.

A estratificação reliquiar pode ser diagnosticada desde a escala mesoscópica até a microscópica, neste caso ressaltada pela alternância de leitos delgados com textura e composição distintas, podendo ser confundida com bandamento diferenciado devido à crenulação. Este, no entanto, mostra uma regularidade na espessura dos leitos, enquanto a estratificação reliquiar, no geral, alterna leitos mais e menos delgados que apresentam limites difusos.

Em raríssimos locais suspeitou-se de estruturas gradacionais em camadas metapsamíticas. No entanto, as exposições não permitem uma adequada caracterização de tais estruturas, o que levou a desconsiderá-las.

Estratificações cruzadas foram anotadas em apenas três locais, embutidas em camadas metapsamíticas (PS-008, 183, 185). Constituem-se no único tipo de estrutura original diagnosticado internamente às camadas. Apresentam porte centimétrico e muito raramente decimétrico (Foto 3). Ocorrem essencialmente na sequência de filitos, em intercalações metapsamíticas, e invariavelmente são realçadas pela impregnação de soluções ricas em ferro.

Além da deformação e metamorfismo imposto aos sedimentos originais, o intemperismo é outro fator determinante na não preservação das estruturas primárias.

A notável estruturação rítmica no domínio dos filitos sugere realmente a estratificação com xistosidade paralela aos pacotes. No entanto, tal foliação em intercalações quartzíticas ou xistosas, e ocasionalmente feldspáticas, é muitas vezes caracterizada por forte estiramento dos constituintes minerais, desenvolvendo conspícua lineação. Estas feições sugerem sobretudo transposição, o que implicaria em pacotes alternados constituindo um possível bandamento tectônico, onde a estruturação primária dificilmente é reconhecida. Em razão desse fato, apenas local e restritamente pode-se considerar o bandamento rítmico como uma estratificação reliquiar, sendo então genericamente classificado apenas como bandamento composicional, onde a estruturação tectônica é largamente predominante sobre a original.

Esses fatores associados impossibilitam a coleta sistemática dos dados necessários à reconstituição da sequência dobrada e da estratigrafia da área, para o que são necessários apontamentos referentes à ordem estratigráfica.

Estruturas Secundárias ou Tectônicas

Dentre as diferentes estruturas tectônicas observadas, sem dúvida destacam-se as foliações e dobras associadas. Além dos diversos tipos destas estruturas foram anotadas lineações minerais, de crenulação e de intersecção de planos, falhas e fraturas.

A análise destas estruturas levou à caracterização do padrão geral de deformação e ao estabelecimento da seqüência dos eventos.

Foliações

Sob esta designação genérica de foliação estão aqui relacionadas diferentes feições planares: clivagem ardosiana, xistosidade, superfície de transposição, bandamento composicional, clivagem de crenulação e bandamento diferenciado associado, clivagem de fratura, foliação milonítica, foliação fluidal e foliação em granitóides.

As foliações presentes no Complexo Prê-Açungui, no Grupo São Roque e nas rochas granitóides e cataclásticas, serão descritas separadamente.

- Complexo Prê-Açungui

As rochas ectiníticas e migmatíticas apresentam foliações generalizadas, as quais foram reconhecidas como superfície de transposição, xistosidade, bandamento composicional e clivagem ardosiana. Essas estruturas são genericamente agrupadas como superfícies S_1 e nos pacotes transpostos são quase sempre coincidentes entre si. Situações particulares de ocorrência permitem individualizá-las, sendo que clivagem ardosiana ou xistosidade, em posição plano-axial, se apresentam apenas nos pacotes onde a estruturação não mostra evidências de transposição.

Apenas em dobras intrafoliais são suspeitadas, ora a superfície de transposição e o bandamento composicional, dobrados e mostrando a xistosidade em posição plano-axial, ora a superfície de transposição, o bandamento e a xistosidade, dobrados e sem foliação plano-axial.

Muito localmente, na verdade em dois únicos pontos próximos (PS-183 e 185), são reconhecidas dobras do acamamento reliquiar (S_0) com clivagem ardosiana ou xistosidade (S_1) em posição plano-axial. Essas dobras podem até representar uma fase de

dobramento mais antiga, porém não existem mais dados para poder defini-la. Também, é perfeitamente viável o desenvolvimento das mesmas associadas ao evento de deformação progressiva que desenvolveu as superfícies S_1 .

Clivagens de crenulação representando duas fases deformacionais posteriores, colocadas com orientações entrecruzadas e claramente diagnosticadas pela perturbação imposta à clivagem mais antiga (S_2) pela mais jovem (S_3), são reconhecidas. A clivagem de crenulação S_2 mais comumente se associa um bandamento diferenciado fino. A outra clivagem (S_3) também o desenvolve, porém de modo mais restrito. Além disso, esta apresenta-se geralmente mais espaçada que a anterior.

Associada a ambas as crenulações, clivagens de fraturas se desenvolvem nas litologias mais competentes.

A clivagem ardosiana e a xistosidade associadas a dobramentos do acamamento reliquiar têm ocorrência e distribuição restrita. A primeira é caracterizada pela orientação penetrativa, na escala mesoscópica, de minerais placóides, preferencialmente os micáceos muito finos, ocorrendo basicamente nos metapelitos (Foto 15; Fotomicrografia 3). Além de se apresentar apenas em raros locais, é efetivamente reconhecida somente quando forma ângulos mais elevados com o acamamento reliquiar. Nas posições de subparalelismo dessas estruturas, torna-se difícil o seu reconhecimento.

A xistosidade transiciona a partir da clivagem ardosiana pelo aumento da granulação, principalmente dos minerais micáceos. Minerais prismáticos, e mesmo granulares inequidimensionais, podem contribuir para a formação dessa trama planar.

A distinção entre clivagem ardosiana e xistosidade estabelecida neste estudo é arbitrária, correspondendo ao tamanho dos cristais, que na xistosidade já podem ser identificados a vista desarmada. Este critério guarda uma certa relação com o limite sugerido por Hobbs *et alii* (1976), que o situa nos filitos, um termo intermediário entre xistos e ardósias.

Quando a xistosidade não está associada a dobras do acamamento reliquiar, e assim também não à clivagem ardosiana, ela está ligada ao bandamento composicional, o qual pode ser ou não claramente definido como tectônico. Nesse caso, que é constante nos xistos e em muitas intercalações na sequência de filitos, a xistosidade foi interpretada como uma feição liga

Foto 15 - Dobra da fase de deformação F₁, onde se observa nítida foliação plano-axial (S₁), em filitos bandados do Complexo Prê-Açungui (afloramento PS-185).

Fotomicrografia 3 - Ápice de dobra da fase de deformação F₁, com clivagem ardósiana (S₁) plano axial, em "clorita" filito (amostra PS-185D; aumento: 45 vezes; nicóis paralelos).

Apenas com a observação microscópica de seções delgadas se consegue distinguir xistosidade de crenulação muito fina, fato este que se repete constantemente pela área de estudo. Nos xistos, onde a recristalização e o estado de alteração das rochas sempre se constituem em fatores limitantes à observação de estruturas menores, em vários locais a foliação principal foi reconhecida como um bandamento diferenciado associado a clivagem de crenulação. No entanto, na maioria dos afloramentos de xistos, a foliação principal é realmente uma superfície S_1 . Seções delgadas confirmaram a presença de ambos os casos, e mais comumente foi observado este último.

As superfícies de transposição constituem-se em foliações penetrativas à escala mesoscópica e são reconhecidas mais facilmente em termos quartzíticos e nos xistosos quando feldspáticos. Nas rochas metapelíticas são de reconhecimento sempre mais difícil, pois além de serem menos notáveis e se confundirem com a xistosidade, que nessas rochas aparentemente se constituem na foliação predominante, os metapelitos são no geral mais susceptíveis a processos de crenulação, o que leva a obliteração e descaracterização de feições anteriores.

As características mais notáveis das superfícies de transposição correspondem à foliação intensa dada pela orientação planar dos minerais, recristalizados ou não, e pelo alongamento e achatamento dos grãos e agregados minerais, que originam linhas proeminentes.

A intensidade do processo provoca a destruição de toda e qualquer estrutura anteriormente desenvolvida, originando bandamento composicional. Esta feição caracteriza a foliação de transposição em muitas bandas de rocha filítica (Fotos 4 e 16).

O bandamento composicional é quase generalizadamente coincidente com a xistosidade e principalmente com as superfícies de transposição. Sua definição se prende à alternância de bandas de composições diversas que se originaram por transposição de estratos primários. É justamente este o fator determinante para o não reconhecimento e atribuição de caráter primário a estruturas aparentemente originais.

Em alguns locais a seqüência de filitos admite dúvidas quanto à natureza primária ou tectônica da alternância de litos

Foto 16 - Detalhe do corte visto na foto 4, mostrando o filito bandado com bandamento composicional paralelo à xistosidade (S_1), afetado por dobras da fase D_2 , com clivagem de crenulação e bandamento diferenciado S_2 em posição plano-axial. Notar que S_2 , por sua vez, encontra-se dobrado pela fase D_3 (afloramento PS 201). Ao lado, esquema ilustrativo das estruturas mostradas pela foto.

logias. A recristalização incipiente e a foliação pouco proeminente não sugerem transposição efetiva, poupando ou afetando em menor escala o pacote. Nessas áreas, quando acompanhado de estruturas internas aos estratos, foi reconhecido o acamamento reliquiar. Quando apenas a alternância litológica se apresenta, torna-se difícil atribuí-la à estruturação original. Nestes casos, mais possivelmente tem-se os processos de transposição menos atuantes, parcialmente poupando os pacotes litológicos, pois, caso contrário, supõe-se que deveriam ser observadas ao menos evidências de estruturas primárias de pequeno porte.

Clivagens de fratura foram reconhecidas em alguns poucos locais, associadas sempre a metapsamitos. Dois casos se apresentaram, um quando clivagem ardosiana ou xistosidade, reconhecidas nos filitos, passam para clivagem de fratura em metarenitos, sendo classificada, então, também como uma superfície S_1 . Deve-se esclarecer que tal situação é extremamente rara, e praticamente restrita a alguns poucos locais na área de filitos. O outro caso refere-se a clivagens de fratura que se apresentam tal qual as anteriores porém associadas a clivagens de crenulação, que na área de estudo correspondem às superfícies S_2 e S_3 . No ponto PS-201 existem porções de metarenitos onde tais estruturas são conspícuas, podendo desenvolver minerais micáceos ao longo de seus planos. Pelo que se observou, constituem estruturas quase sempre não-penetrativas na escala mesoscópica, porém relacionadas a dobramentos (Foto 17). As clivagens de fratura associadas a crenulações são bem mais frequentes que as primeiras, bem como se associam mais a S_3 que a S_2 , quando no geral apresentam um espaçamento centimétrico até decimétrico.

Clivagens de crenulação são bastante persistentes, ocorrendo generalizadamente pela área de domínios dos metassedimentos, sendo melhor observadas nos filitos e xistos finos, e com mais dificuldade nos xistos mais grossos.

Foram observadas duas clivagens de crenulação (S_2 e S_3) que ocorrem intercruzadas em muitos locais e afetam todas as estruturas preexistentes. Constituem estruturas quase sempre penetrativas na escala mesoscópica, e dispostas paralelamente ao plano-axial de dobras centimétricas a métricas.

A primeira clivagem de crenulação (S_2) em geral é fina, ou

FOTO 17 - Filitos do Complexo Prê-Açungui, mostrando dobras da fase D_3 , com foliação de crenulação e clivagem de fraturas (S_3) em posição plano-axial (afloramento PS-201).

seja, se mostra como um conjunto de planos muito próximos entre si. Com o auxílio de lupa, ou mesmo a vista desarmada, observa-se que essa estrutura desenvolve um bandamento diferenciado, quando então seus planos coincidem com o flanco das microscópicas dobras de crenulação (Foto 16, Fotomicrografia 4).

Os filitos são as rochas que mais freqüentemente mostram a clivagem de crenulação S_2 e por se constituírem em litologias amplamente distribuídas, permitem o reconhecimento dessa estrutura por grandes extensões. As melhores exposições da superfície S_2 estão na região em que as estruturas regionais infletem-se de NE-SW para NW-SE, em pleno domínio dos metapelitos. A característica associação da clivagem com um bandamento diferenciado, fato bastante conspícuo pela área, também auxilia na sua distinção, prestando-se como mais um critério distintivo, embora neste caso não absoluto.

Uma segunda clivagem de crenulação (S_3) superimposta à primeira (S_2) em grande número de locais, em geral é mais espaçada que a anterior e raramente desenvolve bandamento diferenciado. Por vezes está associada à clivagens de fratura (Foto 17, Foto micrografia 5).

Fotomicrografia 4 - Aspectos do bandamento diferenciado (S_2) em quartzo-muscovita xisto, onde se alternam bandas micáceas e quartzosas. Notar que nas faixas micáceas os minerais orientam-se segundo a clivagem de crenulação, enquanto que nas faixas quartzosas tendem a manter a orientação pretérita (amostra PS-15A; aumento de 45 vezes; nicóis paralelos).

Fotomicrografia 5 - Mesma amostra da Fotomicrografia 4, em outro corte: bandamento diferenciado (S_2), dobrado por D_3 , em quartzo-muscovita xisto (Amostra PS-15A; nicóis paralelos).

Essa clivagem de crenulação (S_3) desenvolve dobras de porte centimétrico a métrico, apresentando-se paralelamente a seus plano-axiais. Ocasionalmente mostram desvios de poucos graus em sua atitude quando passam de um tipo litológico para outro. As pequenas dobras de crenulação podem ser vistas até mesmo sem auxílio de lupa. Tal qual as anteriores, manifestam-se mais conspicuamente nos metapelitos e xistos finos, o que propicia o seu reconhecimento também por grandes extensões da área de domínio dessas rochas.

Além do critério de superposição, o espaçamento entre seus planos podem auxiliar na distinção da superfície S_3 , que no geral é milimétrico, tendendo a centimétrico em muitos locais. Apresenta também um caráter menos afeito ao desenvolvimento de bandamento diferenciado. Outra característica marcante é a orientação destacadamente ENE-WSW desta clivagem, em franca discordância com as demais estruturas na região de inflexão maior das mesmas. É subparalelizada a paralelizada no flanco desta grande dobra, como pode ser observado na porção sudoeste da área (Anexo 2). Este último caso origina, inclusive, sérias dificuldades no reconhecimento das diferentes estruturas, visto a forte tendência de todas elas ao paralelismo a uma só direção (NE-SW).

Os bandamentos diferenciados, desenvolvidos principalmente pela clivagem de crenulação S_2 , são constituídos por alternâncias submilimétricas bastante regulares de bandas micáceas e bandas mais ricas em quartzo. Nas bandas micáceas os minerais em geral estão alinhados com a clivagem de crenulação, enquanto nas bandas quartzosas as micas mantêm orientação oblíqua à nova clivagem, ou seja, tendem a manter a orientação pretêrita (Foto micrografias 4 e 5).

Como mencionado, a identificação do bandamento diferenciado pode ser feita até mesmo com o auxílio de lupa, mas no geral é necessário recorrer-se à observação microscópica.

- Grupo São Roque

As observações estruturais nas rochas deste grupo são bastante prejudicadas em função da reduzida área em que o mesmo se expõe, bem como por estar afetado pelos processos relaciona

dos ao Falhamento de Taxaquara e a duas fases de intensa crenulação. Em razão desses fatores, o bandamento composicional observado não pode ser de modo incontinenti caracterizado como um acamamento reliquiar (S_0), em concordância com o descrito na bibliografia referente a estudos em outras áreas do Grupo São Roque.

Por outro lado, os dados coletados sugerem bastante semelhança de rochas e suas deformações, com o observado nos ectinitos do Complexo Prê-Açungui a sul da cidade de Pilar do Sul. Porém, este fato não implica em contemporaneidade entre as unidades, sendo que para desvendar qualquer ilação nesse sentido seria necessária uma área de exposição mais ampla das rochas do Grupo São Roque, bem como uma região não afetada, como é a estudada, por processos intensos de transcorrência.

Ao Grupo São Roque na área de estudo pode ser admitido um bandamento composicional de natureza por ora não esclarecida, que por sua vez está associado paralelamente a uma foliação de finida pelo arranjo de minerais muito finos. Essas estruturas são afetadas por duas clivagens de crenulação entrecruzadas (Foto 7), que guardam estreitas relações, no tocante a estruturas associadas e orientação da última, com aquelas descritas no Complexo Prê-Açungui.

- Rochas Granitoides

As foliações em granitoides podem ser discutidas em termos de dois tipos distintos: a foliação de granitoides da Suíte Piedade e a foliação fluidal nos maciços das suítes Pilar do Sul e Tapiraí.

A foliação fluidal é bem desenvolvida nas porções marginais do Maciço Turvo e do Maciço Pilar do Sul, e de modo menos notável e bastante restrito apresenta-se nos maciços Tapiraí e Córrego do Gázeo. Caracteriza-se pela orientação da matriz, realçada principalmente por placas de biotita e por um aparente bandamento tênue, onde se observam variações composicionais.

O Maciço Turvo apresenta essa estrutura de modo muito mais conspícuo e intenso, bastante afeita à forma alongada do corpo. A presença mais constante de matações, e não de lajeiros, impossibilita melhores observações acerca da foliação fluidal.

As rochas granitoides de grande parte da Suíte Piedade apre

sentam uma notável foliação definida pela matriz e por megacristais de feldspato potássico orientados planarmente. São no geral megacristais idiomórficos a subidiomórficos que são envolvidos pela matriz fortemente orientada, com recristalização evidente de seus constituintes em muitos locais. Não existe uma orientação linear dos megacristais, sendo, por sinal, bastante desorientados no plano.

Em porções gnáissicas preservadas em meio aos granitóides do Maciço Serra da Batéia, termos mais feldspatizados mostram os megacristais não deformados obedecendo à foliação da rocha original, cuja estrutura é típica de milonito gnaisses e blastomilonitos. Um tipo distinto de foliação é encontrado nessas porções gnáissicas, onde localmente se observa a mesma caracterizada pela deformação e estiramento dos megacristais e de grãos da matriz, porém sem destruir totalmente a textura original da rocha, porfiróide no caso (Foto 9).

A bibliografia menciona o caráter sin-tectônico de granitóides, entre os quais os da Suíte Piedade. No entanto na área esse sin-tectonismo deveria ser admitido em relação à última fase de deformação que afetou os metamorfitos. Existe, por sinal, uma notável concordância entre foliações dos granitóides e foliações plano-axiais às dobras desenvolvidas nesta fase. Porém, é esta a única associação possível entre tais estruturas.

Por outro lado, a Suíte Tapiraí é considerada pós-tectônica e as feições que assim a definem são claras. Neste trabalho, atribui-se contemporaneamente entre o magmatismo responsável pelas suítes Piedade e Tapiraí, o que leva a se considerar a primeira também pós-tectônica, em concordância com o seu posicionamento frente às estruturas dobradas por F_3 , as quais interrompe.

Tais fatos levaram a que se considerasse a foliação dos granitóides da Suíte Piedade como resultado da obediência da feldspatização brasileira aos planos preexistentes. De fato, a matriz dos granitóides quando orientada realça feições gnáissicas e, como mencionado, não raro observam-se megacristais de feldspato deformados. Nesse sentido, admitindo-se a feldspatização final obedecendo às estruturas preexistentes, os termos isotrópos presentes seriam porções do maciço não controladas por tais estruturas, muitas delas representando pequenas intrusões.

- Rochas Cataclásticas

A foliação milonítica é observada comumente em zonas de intensa deformação, associadas aos falhamentos transcorrentes, dentre os quais se destacam na área o de Taxaquara e do Belchior. Essa foliação desenvolve-se mais conspicuamente sobre as rochas granitóides do Maciço Pilar do Sul, onde a moinha alcançou os graus mais elevados.

Nas rochas xistosas e nos filitos é muito raro o reconhecimento dos efeitos de processos cataclásticos. Muito localmente, e diagnosticada com segurança maior apenas através de análise microscópica de seções delgadas, são observadas foliações em milonito xistos e em filonitos que se apresentam associados aos filitos. Ao longo do Falhamento do Belchior, as evidências do mesmo e a distinção dessa foliação só é feita nas bandas quartzo-feldspáticas intercaladas aos xistos.

Nos granitóides da Suíte Piedade, a presença de movimentações transcorrentes menos intensas desenvolve protomilonitos. A caracterização dos mesmos é dada por megacristais parcialmente deformados a lenticularizados, com moagem e arredondamento de suas bordas, e pela matriz orientada, com seus constituintes tenuamente pulverizados envolvendo os megacristais.

Lineações

As lineações aqui consideradas referem-se apenas àquelas relacionadas com estruturas secundárias derivadas da deformação. Esta restrição implica na abordagem somente das lineações minerais e de intersecção, que se constituem nos elementos lineares da trama de origem tectônica.

Nos metassedimentos do Complexo Prê-Açungui as lineações minerais (L_1), contidas nas superfícies de transposição (S_1), apresentam-se de modo bastante conspícuo nas rochas mais competentes intercaladas aos filitos, bem como em bandas xistosas feldspáticas. São caracterizadas pelo alongamento e achatamento de grãos e agregados minerais, que em perfil mostram-se lenticulados. Feldspatos e agregados quartzo-feldspáticos com micas associadas representam bem essa feição, além de evidenciarem melhor a recrystalização.

As lineações minerais mais notáveis são aquelas caracterizadas por agregados granoblásticos de quartzo, frequentemente com feldspatos e micas associadas. A recrystalização e neocrystalização são evidentes em lâminas petrográficas. Na escala microscópica são sem dúvida penetrativas e no mais comum, também na escala mesoscópica. Dentre as rochas que as apresentam com mais persistência tem-se quartzitos, xistos feldspatizados ou não, paragneisses e na matriz de milonito gnaisses.

Em turmalinitos observa-se tênue orientação de cristais microscópicos, que a esta escala de observação foram identificados como microcristais de turmalina. Alguns anfibolitos fortemente orientados mostram lineações formadas por cristais de hornblenda.

Embora nem sempre existam evidências conclusivas, muitas dessas lineações estão associadas a recrystalização ou neocrystalização que acompanham os processos de transposição.

Aparentemente relacionadas a dobras, apresentam-se outras lineações minerais com orientações muito discrepantes e variadas. Possivelmente não sejam penetrativas à escala mesoscópica. Esses fatores levaram a não se considerar tais lineações como elementos de importância para a análise estrutural.

Devem ser destacadas as lineações minerais L_1 associadas a foliações de transposição nos milonito gnaisses e blastomilonitos, principalmente nas ocorrências entremeadas aos granitóides do Maciço Serra da Batéia. A feição da lineação mineral na matriz não foge ao descrito nas rochas do Complexo Prê-Açungui, porém, a lineação de megacristais ocelares de microclínio é notória. Os megacristais apresentam-se alinhados no plano e o alongamento é claro na foliação, enquanto cortes em perfil mostram a lenticularidade característica (Foto 9). Grãos da matriz também mantêm essa feição.

As lineações de intersecção ocorrem quando duas foliações se cruzam, ou então uma foliação corta o bandamento composicional. No geral são estruturas penetrativas a escala meso e microscópica. O paralelismo dessas lineações ao eixo da dobra, que tem uma das superfícies que se cruzam como plano-axial, é de bastante utilidade na análise estrutural. Principalmente nos filitos e xistos finos, são comuns lineações de intersecção entre

clivagens de crenulação, entre uma destas e o bandamento composicional e mais raramente entre clivagem ardosiana ou xistosidade e o acamamento reliquiar. Essas lineações são anotadas pela letra "L" seguida por indicação das superfícies que a originaram (por exemplo: L_{S3}^1).

Lineações de crenulação são representadas por linhas de charneira de dobras de crenulação. Esta feição é bastante comum em seqüência de filitos e xistos grafitosos e em alguns filitos sericíticos que se apresentam pouco alterados, como se observa na Foto 18. Nesta foto pode-se observar uma feição comum das lineações de crenulação, que é o aspecto corrugado e de retilidade restrita, sugerindo um caráter anastomosante, quando as orientações se modificam.

Foto 18 - Filito serítico com lineações de intersecção representadas por linhas de charneira de dobras de crenulação (S_3) afetando foliações de crenulação e bandamento diferenciado (S_2).

O Grupo São Roque, como já mencionado com restrita área de exposição, não permite observações a contento. Lineações de crenulação, no entanto, são conspícuas e podem ser ditas como semelhantes às descritas no Complexo Prê-Açungui. Realçadas em algumas raras ocorrências favoráveis à observação, aparecem lineações relacionadas a movimentações transcorrentes, embora não sejam exclusivas do Grupo São Roque, ocorrendo sempre associadas

aos falhamentos assinalados, mais proeminentes nos de Taxaquara e Belchior.

As zonas afetadas por tais falhamentos apresentam planos com estriamento horizontal, aos quais se associam lineações geralmente de grãos e agregados lenticularizados de quartzo e mais restritamente de feldspato. Quanto mais aguda a cominuição, mais salientes as lineações são.

Dobras mesoscópicas

- Fases de deformação e de dobramento

As dobras observáveis em escala de afloramento foram descritas sistematicamente em termos de ângulo interflancos, atitude do eixo, atitude do plano-axial, simetria, foliação dobrada e foliação plano-axial.

Particular atenção foi dada à relação entre o tipo de foliação dobrada e o tipo de foliação plano-axial, assim como a feições de sobreposição de dobramentos (figuras de interferência).

. Complexo Prê-Açungui

Neste complexo foram observadas dobras associadas a dois tipos diferenciados de processos: o primeiro e inicial foi de transposição, e corresponde à fase de deformação F_1 , e o segundo, correspondendo às fases de deformação F_2 e F_3 , é representado por dois eventos de crenulação entrecruzados, ambos generalizados.

O processo de transposição observado pode estar associado a intensos dobramentos isoclinais ou cerrados recumbentes, como há muito admitido na literatura geológica (Hasui, 1973), ou então a cisalhamento simples como mais recentemente vem sendo discutido (Hasui, 1983 e 1984, no prelo).

No primeiro caso, a bibliografia referente à área traz a noção de um acamamento reliquiar com xistosidade ou clivagem ardosiana paralela aos estratos em função de dobramentos muito apertados, e que apenas ápices de dobras iniciais mostrariam situações de obliquidade entre acamamento e foliação plano-axial.

Por sinal, é reconhecida com frequência em seqüências baixas das supracrustais prê-Açungui uma forte transposição que provoca o desmantelamento de possíveis estruturas primárias, ao

mesmo tempo em que origina uma nova estruturação do pacote.

Se a foliação de transposição, como definida por vários autores, é tipicamente relacionada a dobramentos isoclinais, onde então o acamamento reliquiar (como no caso da área, considerando-se a primeira fase de deformação) é levado ao paralelismo com a foliação plano-axial e frequentemente rompido, na área em apreço esse processo teria sido intenso e generalizado. Eventualmente tal fato pode ter ocorrido, por exemplo, através de empurções com deslocamentos profundos das supracrustais em direção a uma zona estável cratônica.

Isto explicaria o paralelismo entre acamamento reliquiar e foliações, mas, no entanto, é admitido um modelo de dobramentos holomórficos, que então deveria mostrar alternâncias de ápices antiformais e sinformais, bem como repetições de camadas, o que não se constata. Além disso, dobras intrafoliais são extremamente raras, e para explicar o paralelismo acamamento/xistosidade, seria necessário um componente vertical de achatamento, o que também não se coaduna com dobramentos lineares.

Por outro lado, as feições de transposição e as dobras intrafoliais também podem se enquadrar no contexto de deformação progressiva por cisalhamento simples (Hasui, 1983). Com este enfoque, as raras dobras intrafoliais não representariam camadas originais deformadas, mas sim foliações precoces desenvolvidas por transposição (bandamento composicional, xistosidade, superfície de transposição), que foram dobradas na continuidade do processo, tendo essas mesmas foliações como plano-axial.

Quanto às demais feições observadas, também não realçam discordância com este processo. Em alguns poucos locais observados, as lineações L_1 colocam-se no sentido de maior estiramento e as foliações S_1 definem planos perpendicularmente ao achatamento máximo. Além disso, recristalização e neocristalização acompanhando os processos, principalmente nos materiais mais competentes, são regularmente notadas.

A observação sistemática ressalta que os processos de transposição não se apresentam de modo generalizadamente intensos, poupando porções restritas de sua ação mais eficaz, e mesmo variando em intensidade ao longo das seqüências. Estes fatores, associados à recristalização, a qual oblitera sobremaneira

feições texturais, implicam em características variadas das rochas.

As dobras D_1 , associadas à fase F_1 , podem se apresentar como intrafoliais ou ondulações assimétricas, ambas envolvendo foliação de transposição, xistosidade e bandamento composicional. São sempre de dimensões centimétricas, a no máximo com poucos decímetros.

As dobras intrafoliais D_1 podem ser desenhadas pela foliação de transposição e bandamento composicional, tendo a xistosidade como plano axial. Podem, também, se apresentar com a foliação de transposição, o bandamento composicional e a xistosidade desenhando-a, neste caso destituídas de foliação plano-axial.

Dobras desses tipos são extremamente raras e não puderam ser reconhecidas com segurança na área. As foliações, quando dobradas, mais facilmente reconhecíveis, são o bandamento composicional e a xistosidade, sem que se consiga definir uma foliação plano-axial. Principalmente nas faixas de xistos feldspatizados, foram observadas algumas dobras que muito insatisfatoriamente poderiam ser atribuídas a esse tipo de intrafolial.

As possíveis dobras, onde as foliações dobradas exibem uma xistosidade em posição plano-axial, são mais comuns, mas como sempre muito raras, e onde se suspeitou de sua presença também não se conseguiu defini-las categoricamente.

As ondulações assimétricas com bandamento composicional, superfície de transposição e xistosidade associadas, foram reconhecidas na área em apenas um local (PS-651) representada por delgada camada de quartzito, estirada e rompida. Embora suspeitadas em ondulações métricas de bandas em outros pontos, tais ondulações a grosso modo podem também ser associadas a clivagens de crenulação presentes no local, não sendo possível apontar a real causa das mesmas.

Outras dobras da fase F_1 são desenhadas pelo acamamento relictual (S_0) com clivagem ardosiana ou xistosidade (S_1) em posição plano-axial (Foto 15; Fotomicrografia 3). Estas dobras podem ser formadas pela fase F_1 , mas não se descarta a possibilidade de terem se originado em fase anterior. São extremamente

raras, pelo que é difícil uma interpretação. Não existem elementos observados que possam mais que sugerir essa hipótese.

A raridade dos diferentes tipos de dobras da fase F_1 , aliada às fases de crenulação presentes, e ainda à alteração das rochas, sempre dificultaram a observação por obliterarem sobremaneira feições por si sô já de difícil diagnóstico.

As dobras associadas a processos de crenulação possuem como foliação plano-axial uma clivagem de crenulação. Devem ser consideradas como representantes de fases posteriores de dobramentos (D_2 e D_3) já que as clivagens de crenulação afetam todas as estruturas S_1 desenvolvidas na fase de deformação F_1 .

O número de fases de dobramento presentes na área foi deduzido pelas relações de sobreposição entre dobras, tal como observadas nos melhores afloramentos. Posteriormente estas fases puderam ser extrapoladas para o restante da área, através de critérios tais como o estilo de dobramento (principalmente relação entre foliação dobrada e foliação plano-axial) e orientação das dobras.

Um afloramento que pode ser tomado como modelo para o estudo das deformações que sofreram os metassedimentos da área é o PS-201. Outros afloramentos que mostram relações similares são PS-012, 014, 098, 200, 203, 218, 219, 220, 232, 234, 253, 259, 306 e 319.

O ponto PS-201 é constituído por diversos afloramentos às margens do Córrego do Pombal ou da Cachoeirinha, numa extensão de centenas de metros com excelentes exposições de filitos semi-alterados a frescos.

Nesses afloramentos observa-se a presença de um bandamento composicional (S_1), em geral centimétrico (Fotos 4 e 16). Em seção delgada observa-se a presença de xistosidade fina (S_1), paralela ao bandamento composicional. Cortando obliquamente o bandamento composicional e a xistosidade, nota-se a presença quase que constante de um bandamento composicional submilimétrico regular. Ainda em seção delgada, observa-se que este corresponde a um bandamento diferenciado associado a uma clivagem de crenulação (S_2) microscópica (Fotomicrografias 4 e 5).

Tanto S_1 como S_2 estão afetados por uma segunda clivagem de crenulação (S_3), em geral mais espaçada que S_2 e por vezes

associada a clivagem de fratura (Foto 17), que também desenvolve, embora restrita e localmente, um bandamento diferenciado.

Tanto a primeira clivagem de crenulação (S_2), como a segunda (S_3), estão associadas a dobras de porte centimétrico até métrico, correspondendo estas clivagens às suas foliações plano-axiais. Configuram, portanto, as fases de deformação F_2 e F_3 e de dobras D_2 e D_3 , respectivamente. As exposições do afloramento PS-201 não permitem a definição de dobras D_1 .

É importante notar que a fase F_3 (com S_3 plano-axial), configura dobras diferentes conforme a superfície dobrada seja S_2 ou S_1 (Figura 12). Embora a superfície axial tenha a mesma orientação, a forma das dobras, a posição da charneira, a simetria e a atitude do eixo de dobra (mais precisamente, da linha de charneira) são diferentes.

Fig. 12-DOBRAS D_3 AFETANDO S_1 E S_2 . NOTAR A FORMA E A POSIÇÃO DIFERENTES DAS CHARNEIRAS EM CADA CASO (AFLORAMENTO PS201)

Grupo São Roque

A pequena área de exposição do Grupo São Roque não permite uma identificação das diversas fases de dobramento mencionadas na literatura. Por outro lado, a intensa crenulação associada a duas fases de deformação (F_2 e F_3) obliteram qualquer estrutura pretérita. Os poucos afloramentos desse grupo, presentes na área, mostram sempre duas fases de deformação entrecruzadas (dobras D_2 e D_3) com clivagens de crenulação plano-axiais (Foto 7).

A clivagem de crenulação S_3 é bem mais desenvolvida que a anterior (S_2), descaracterizando-a. Aquela, forma dobras de portes centimétrico a métrico, afetando o bandamento composicional, a fina foliação a ele paralela e a clivagem de crenulação S_2 , em situações semelhantes às observadas no Complexo Prê-Açungui. A superfície S_3 só muito localmente evidenciou bandamento diferenciado associado. Em clivagens de fratura que se lhe relacionam, observa-se a recristalização de micas.

A crenulação da fase F_2 desenvolve dobras centimétricas a decimétricas no geral. São mais características originando apenas suaves ondulações nas superfícies S_1 .

Apenas o ponto PS-420 apresenta mais claramente as relações entre as estruturas do Grupo São Roque na área, o que impossibilita maiores considerações.

- Elementos geométricos das dobras

Foram tratados apenas os dados coletados no Complexo Prê-Açungui. A Figura 13 (a, b, c) mostra diagramas de igual área (Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) com os dados estruturais plotados referentes ao ponto PS-201. A Figura 13a mostra os pólos dos planos de S_3 medidos. Nota-se a concentração unimodal em torno da orientação média 155/75 (N65E; 75 SE). A Figura 13b mostra os planos de S_2 medidos, onde se nota que os pólos configuram uma guirlanda bem definida, com eixo π a 167/74 (S13E; 74 SE), coincidente com as lineações e eixo de dobras D_2 medidos.

Já a Figura 13c mostra os pólos de S_1 medidos, com uma distribuição também unimodal, com concentração média em torno de 125/78 (N35E; 78SE), atitude um pouco diferente da concentração média de S_3 .

Fig. 13a - DIAGRAMA DE POLOS. Superfície S_3 (59 medidas). Afloramento PS-201.

Fig. 13b - DIAGRAMA DE POLOS. Superfície S_2 (•-59 medidas);
Eixos $B_{S_2}^{S_3}$ (○-20 medidas);
Lineações de intersecção $L_{S_2}^{S_3}$
(x-5 medidas); α - eixo Π
 αM - Concentração média de polos
 S_2 . Afloramento PS-201.

Fig. 13c - DIAGRAMA DE POLOS. Superfície S_1 (•-26 medidas);
Eixos $B_{S_1}^{S_2}$ (x-1 medida);
Lineações de intersecção $L_{S_1}^{S_2}$
(○-3 medidas)
Afloramento PS-201.

Fig. 13 - DIAGRAMA DE POLOS
(PROJEÇÕES EM DIAGRAMA SCHMIDT-LAMBERT/HEMISFÉRIO INFERIOR)

De um modo geral, nos diversos afloramentos que compõem o ponto PS-201, as relações angulares entre as superfícies S_1 e S_3 variam pouco e entre S_2 e S_3 , atitudes e relações angulares são mais variáveis.

A definição de uma guirlanda por polos de S_2 , enquanto S_1 não o faz, deve-se principalmente ao restrito número de medidas desta superfície, além de conseguidas em pequena porção de um afloramento. Outro fator que se apresenta é o pequeno ângulo formado no local entre as superfícies S_3 e S_1 , fazendo com que esta seja pouco dobrada, em contraposição ao observado nas relações entre S_3 e S_2 , que propiciam um forte dobramento da última e por conseguinte uma grande dispersão de seus polos.

Na Figura 13b foram plotadas as lineações $L_{S_2}^{S_3}$ e eixos de dobras $B_{S_2}^{S_3}$ e na Figura 13c foram lançados eixos de dobras $B_{S_1}^{S_2}$ e lineações $L_{S_1}^{S_2}$, podendo-se observar que tais feições lineares tendem ao centro do diagrama, evidenciando coaxialidade entre as fases F_2 e F_3 , e configurando dobras D_2 e D_3 reclinadas a verticais, ou seja, ambas com forte tendência a dobras neutras.

Estas relações de orientação das dobras D_2 e D_3 , mantêm-se nos afloramentos próximos de PS-201, na região da grande inflexão das estruturas, porém não no restante da área, principalmente a sudoeste, onde o paralelismo entre as superfícies S_1 , S_2 e S_3 é notório e inclusive um fator limitante à análise. As dobras D_3 podem ser reclinadas, verticais, ou mesmo inclinadas ou normais, porém sempre com forte caimento de eixo. As dobras D_2 , por sua vez, podem assumir qualquer atitude.

No Quadro 1 é apresentada uma síntese das características de cada fase de deformação, com dobramentos e foliações associadas, no Complexo Pré-Açungui.

	FASE DE DEFORMAÇÃO		
	F_1	F_2	F_3
Foliação gerada	S_1 - superfície de transposição, xistosidade e bandamento composicional. Clivagem ardosiária restritamente.	S_2 - clivagem de crenulação em geral fina e com bandamento diferenciado, com qualquer orientação. Clivagem de fratura em rochas mais competentes.	S_3 - clivagem de crenulação em geral mais espaçada e menos comumente com bandamento diferenciado; orientação em torno de ENE, com mergulhos fortes em geral para SE. Clivagem de fratura em rochas mais competentes.
Foliação deformada	S_0	S_0 e S_1	S_0 , S_1 e S_2
Característica da deformação	Transposição praticamente generalizada, raras dobras intrafoliais ou não, com ou sem xistosidade plano axial.	Dobras abertas a fechadas com qualquer orientação; S_2 plano-axial.	Dobras abertas a fechadas, com forte caimento de eixo, e plano-axial em torno de ENE; S_3 plano-axial.

Quadro 01-SUMÁRIO DAS FEIÇÕES OBSERVÁVEIS DE CADA FASE DE DEFORMAÇÃO NAS SEQUÊNCIAS DO COMPLEXO PRÉ-AÇUNGUI

Reconstituição das macrodobras

A descontinuidade natural entre os afloramentos faz com que as macroestruturas tenham que ser reconstruídas por inferências a partir das relações observadas em afloramento (escala mesoscópica).

O pressuposto básico adotado na interpretação das macrodobras é que a primeira clivagem de crenulação (S_2) e a segunda clivagem (S_3), sejam plano-axiais respectivamente à dobras D_2 e D_3 .

Para a determinação dos traços axiais das macrodobras foi utilizado o método da análise da vergência de dobras menores em afloramento (Figura 14) e da vergência de clivagem (Figura 15) (Bell, 1981; Weijermars, 1982). Para esta análise foram consideradas as relações entre as superfícies de S_2 e S_3 para a dedução de dobras D_3 e entre as superfícies de S_2 e S_1 para a dedução de dobras D_2 .

Fig. 14- DEFINIÇÃO DE VERGÊNCIA DE DOBRA COMO UM RUMO HORIZONTAL
(BELL, 1981, FIG. 2)

Não se analisou as dobras D_1 , em razão das mesmas serem extremamente raras e localizadas. As poucas ocorrências não permitem a análise das mesmas, impedindo considerações de maior importância, mesmo especulativas.

Fig. 15 — (a) DEFINIÇÃO DE VERGÊNCIA DE CLIVAGEM. S_A - SUPERFÍCIE DOBRADA, S_B - SUPERFÍCIE PLANO-AXIAL. (b) CONSTRUÇÃO DA NORMAL À SUPERFÍCIE DOBRADA. (c) VERGÊNCIA DE CLIVAGEM NEUTRA. (d) VERGÊNCIA INDEFINIDA. (e) VERGÊNCIA SINISTRAL. (f) VERGÊNCIA DESTRA. (BELL, 1981, FIG. 5)

Para a análise de vergências das dobras D_2 e D_3 foram considerados inicialmente os afloramentos em que se pode definir com certeza as relações entre as superfícies S_2 e S_3 , através de critérios de superposição de estruturas. Nesses afloramentos notou-se que todas as atitudes medidas de S_3 têm direção em torno de ENE-WSW, dentro do campo definido na Figura 13a, para o ponto PS-201. Por outro lado, S_2 apresenta atitudes e relações angulares bastante variáveis com S_3 .

Nos demais afloramentos, onde não se observa superposição, quando possível as clivagens de crenulação foram classificadas como S_2 ou S_3 pelos critérios de orientação e morfologia da estrutura (presença ou não de bandamento diferenciado, espaçamento).

Os traços axiais das dobras foram locados nas regiões de vergência e/ou de inversão da vergência. Em alguns casos, quando não se dispunha de dados de vergência, posicionou-se os traços axiais nas regiões de inversão ou de mudança da atitude do mergulho da superfície dobrada, embora reconheça-se que este critério não é geometricamente exato.

Deve-se notar que com relação às dobras D_3 , foram posicionados em mapa (Anexo 2) os traços axiais considerando-se S_2 como superfície dobrada. Estes traços são diferentes dos traços axiais das mesmas dobras D_3 , quando se considera como superfície dobrada S_1 (Figura 12). Outra ressalva que se deve fazer é de que se o corte realizado não for exatamente o perfil da dobra (perpendicular ao eixo), o traço axial real poderá não coincidir com o traço axial aparente (Ragan, 1973, pág. 84 e 86, Schryver, 1966). Isto pode acontecer com a representação em mapa de dobras inclinadas com caimento.

O símbolo utilizado para a representação do traço axial no Anexo 2, indica o tipo de dobra quanto à sua orientação (Figura 16). Não foi possível caracterizar os sinclinais ou os anticlinais, visto que não se dispõe de dados conclusivos e suficientes de polaridade estratigráfica (topo e base de camadas).

Aplicando-se os procedimentos mencionados aos dados obtidos, pode-se construir o modelo apresentado no mapa e perfil geológico do Anexo 2 para a área de domínio de filitos e xistos. Tal modelo consiste numa série de dobras com traços axiais para

Fig.16 - SÍMBOLOS PROPOSTOS PARA REPRESENTAÇÃO DE DOBRAS EM MAPAS. OS BLOCO-DIAGRAMAS ILUSTRAM TODAS AS ATITUDES POSSÍVEIS, COM BASE NO DIAGRAMA TRIANGULAR DE RICKARD (1971). ADAPTADO DA FIGURA 7.10 DE RAGAN (1973). (apud CARNEIRO, 1983).

lelos da fase F_2 , afetando S_1 , e todo esse conjunto sendo do
brado pela fase F_3 . A reconstituição das dobras D_2 foi possível
principalmente na região de charneira da grande dobra originada

na fase F_3 , já que no flanco sul da mesma o paralelismo entre as estruturas dificulta a análise, podendo induzir a interpretações errôneas.

A grande dobra que se configura com a inflexão das estruturas na porção centro-oeste da área, atribuída à fase de formação F_3 , tem associadas a ela outras dobras de menor ordem. Essa estrutura é desenhada pelas dobras D_2 , cujos traços axiais são parcialmente paralelizados às superfícies S_1 , e tem a clivagem de crenulação S_3 paralelamente disposta ao seu plano axial.

Esse grande arco estrutural foi interpretado por Hasui (1975b) como um grande sinclinal. De fato, existe a inflexão regional das estruturas e, além disso, há uma distribuição de as sociações litológicas ectiníticas a migmatíticas que configuram com coerência porções mais jovens internas à estrutura. No entanto, face às características da fase de deformação F_1 , que não permitem a reconstituição estratigráfica, optou-se por considerar a grande estrutura como uma sinforma da fase F_3 e não um sinclinal, ainda que de tipo com eixo e plano axial de altos mergulhos, conforme caracterizadas anteriormente as dobras D_3 .

Falhas

As faixas miloníticas presentes na área de estudo correspondem aos falhamentos transcorrentes de Taxaquara e Belchior, além de outros de pequeno porte não denominados. Nenhum desses falhamentos desenvolve faixas com espessuras representáveis na escala adotada. Todas as faixas observadas apresentam estruturação simples, com foliação milonítica planar e paralelizada, com fortes mergulhos e direção em torno de ENE-WSW e NE-SW, no mais comum.

A principal faixa está associada com o Falhamento de Taxaquara, a norte da área. Limita xistos, gnaisses e granitóides a sul, dos filitos do Grupo São Roque a norte. A extremidade sudoeste dessa falha é recoberta pelos sedimentos do Grupo Tubarão.

Quando este falhamento corta os granitóides do Maciço Pilar do Sul, desenvolve faixa milonítica com espessuras de algumas dezenas de metros, podendo localmente atingir algumas poucas centenas de metros, como no ponto PS-452. Entretanto, quan

do separa filitos de xistos, torna-se praticamente imperceptível a nível de campo, sendo diagnosticado apenas pela brusca mudança de atitude de foliação das rochas, o que torna seu traço pouco nítido em fotografias aéreas.

Parte do contato erosional das rochas do Grupo Tubarão com o embasamento, tal como visto no mapa do Anexo 2, é aproximadamente paralelo ao Falhamento de Taxaquara. No entanto, não foram observadas evidências dessa estrutura sobre os sedimentos, fazendo supor que o controle notado é aparente e resultante de paleorelevo originado por movimentações antigas da zona de falha, ou simplesmente devido à erosão diferencial parcialmente controlada pelas descontinuidades relacionadas à estrutura.

A outra zona milonítica de importância é representada pelo Falhamento do Belchior no sul da área. Apresenta faixa milonítica com espessuras observadas de metros a poucas dezenas de metros, cortando rochas xistosas e granitóides. Nos xistos migmatizados, é no neossoma quartzo-feldspático que a presença do falhamento é identificada a nível de campo. No domínio dos granitóides este falhamento não se evidencia com clareza, existindo, porém, vários lineamentos que se ressaltam em fotografias aéreas mas não mostram feições associadas em afloramentos.

O falhamento sobre o qual se instalou pequeno trecho do Rio Bonito e que depois de cortar o Córrego do Pandojo adentra o Maciço Turvo, mostra-se distinguível apenas em bandas de neossoma quartzo-feldspático intercaladas aos xistos. Nos granitóides não se manifestam feições a ele atribuíveis. No extremo sudoeste do Maciço Turvo, faz o contato dos xistos com gnaisses e granitóides.

Localmente foram observados filonitos e milonito xistos, diagnosticados principalmente por exame ao microscópio de seções delgadas. Os principais pontos alinham-se aos traços de lineamentos fotogeológicos que balizam a sul o Maciço Granitóide Pilar do Sul. Todavia, nos locais dessas ocorrências, na região das cabeceiras do Córrego do Grotão, não se observam feições morfológicas que possam ser associadas, ou mesmo evidências de perturbação nos metassedimentos devidas a falha.

Poucos quilômetros a sul da área é mapeado o Falhamento de Caucaia, uma outra importante faixa milonítica. Logo a sul da

cidade de Tapiraí, no extremo sudeste da área, observa-se um de seus ramos secundários.

Falhamentos de caráter normal são extremamente raros, sendo encontrados apenas nos limites dos sedimentos do Grupo Tubarão, afetando-os juntamente com o embasamento contíguo (pontos PS-002 e 003). Os rejeitos observados não excedem a metro e no mais comum são decimétricos.

Fraturas e Fotolineamentos

Sistemas de juntas ocorrem por toda a área, inclusive sobre os granitos e sedimentos do Grupo Tubarão. Apenas as coberturas cenozóicas não as apresentam. Nos trabalhos de campo constatou-se que as juntas não afetam estruturas primárias ou tectônicas, e também não controlam qualquer tipo de elemento litológico ou estrutural.

O reflexo maior de sistemas de juntas está no controle que podem exercer na evolução morfológica dos locais onde se apresentam mais densos.

Foram observados também sistemas de fotolineamentos, os quais devem manter relações com os sistemas de juntas, de falhas menores e com a foliação do embasamento. Configuram-se duas direções principais, uma a ENE/WSW e outra NW/SE. Um terceiro menos conspícuo coloca-se a WNW/ESE.

A nível de campo não se observam feições que caracterizem tais lineamentos, merecendo destaque dois feixes deles. O primeiro, que da região da cidade de Tapiraí alcança a Represa das Paineiras com direção NW/SE, mostra diques de diabásio associados, uma das ocorrências mapeáveis de turmalitos a ele alinhada e, sintomaticamente, é em seus domínios que o Rio Turvo e afluentes conseguem romper o granitóide do Maciço da Serra da Batéia rumo a noroeste. É notório, ainda, que ao longo de sua continuidade o Maciço Pilar do Sul, que tende a se orientar a NE-SW, apresenta duas porções alinhadas a NW/SE.

O segundo feixe de lineamento está a ENE/WSW bordejando a sul o Maciço Pilar do Sul. Apresenta-se paralelizado ao Falhamento de Taxaquara, aparentemente controlando parcialmente o contato do maciço com os xistos. Ao longo de sua continuidade aparecem algumas evidências, embora extremamente tênues, de

rochas milonitizadas, como comentado no subitem relativo a fa lhas.

Os lineamentos orientados a WNW/ESE expressam-se através de t $\hat{e}$ nues feixes, um a sudoeste da $\bar{a}$ rea mais not $\hat{a}$ vel sobre os gr anit $\hat{o}$ ides do Maciço C $\acute{o}$ rrego do G $\bar{a}$ zeo, e outro no extremo nord es te do Maciço Serra da Bat $\hat{e}$ ia. Ambos n $\hat{a}$ o denotam evidente cont ro le sobre as rochas que cortam.

No limite norte do Maciço Serra da Bat $\hat{e}$ ia, embora n $\hat{a}$ o se manifeste de modo consp $\acute{i}$ cuo e cont $\acute{i}$ n $\acute{u}$ o, pequena falha de natureza transcorrente e outros lineamentos tendem a configurar uma zona de descontinuidade cuja caracteriza $\tilde{c}$ o n $\hat{a}$ o foi alcan $\tilde{c}$ ada nos trabalhos realizados. A coloca $\tilde{c}$ o do pr $\acute{o}$ prio granit $\hat{o}$ ide pa rece a ela se relacionar, bem como pode ser a causa da oblitera $\tilde{c}$ o das fei $\tilde{c}$ o $\tilde{e}$ s que porventura existiram.

ASSOCIA $\tilde{C}$ OES ESTRUTURAIS

As estruturas observadas podem ser sumariamente apresentadas pelas suas tend $\hat{e}$ ncias de disposi $\tilde{c}$ o espacial e sequ $\tilde{e}$ nciamento temporal, para isto sendo individualizadas a sul e norte do Falhamento de Taxaquara, respectivamente dom $\acute{i}$ nios do Complexo Pr $\acute{e}$ -A $\acute{c}$ ungui e Grupo S $\bar{a}$ o Roque. A restrita observa $\tilde{c}$ o sobre as rochas deste grupo e a presen $\tilde{c}$ a do falhamento, impedem qualquer considera $\tilde{c}$ o quanto $\tilde{a}$ s deforma $\tilde{c}$ o $\tilde{e}$ s sofridas em cada unidade, em termos de associa $\tilde{c}$ o.

Complexo Pr $\acute{e}$ -A $\acute{c}$ ungui

As folia $\tilde{c}$ o $\tilde{e}$ s S_1 , relacionadas com a primeira fase de deforma $\tilde{c}$ o (F_1) que afetou os metamorfitos, configura um grande arco estrutural. A tend $\hat{e}$ ncia geral das superf $\acute{i}$ cies mostra, a sul, uma dire $\tilde{c}$ o NE/SW que se inflete na por $\tilde{c}$ o central da $\bar{a}$ rea para NW/SE at $\acute{e}$ alcan $\tilde{c}$ ar o Falhamento de Taxaquara a norte, onde s $\bar{a}$ o truncadas. Essas superf $\acute{i}$ cies apresentam caimentos muito variados, visto os intensos processos de crenula $\tilde{c}$ o superimpostos.

A clivagem de crenula $\tilde{c}$ o S_2 origina dobras que podem assumir qualquer orienta $\tilde{c}$ o, de portes variados, afetando as superf $\acute{i}$ cies S_1 e mesmo, nos raros locais onde se apresenta, o acamamento reliquiar (S_0). Seus tra $\tilde{c}$ os axiais concordam com a tend $\hat{e}$ n

cia regional das superfícies S_1 , deixando transparecer que controlam parcialmente as atitudes gerais das mesmas.

As superfícies S_3 são orientadas conspicuamente a ENE/WSW e relacionadas a clivagens de crenulação que afetam todas as estruturas anteriores, sendo responsáveis pela variação no espaço das mesmas. Seus planos, tendendo à verticalidade, originam dobras com mais frequência de planos axiais inclinados e sempre com forte caimento dos eixos. Essa clivagem é a responsável pelo grande arco estrutural desenhado pelas superfícies S_1 e traços axiais de D_2 , classificado como uma sinforma da fase F_3 , com eixo e plano axial de altos mergulhos.

O seqüenciamento no tempo entre as falhas transcorrentes e sistemas de lineamento traz algumas questões à tona. Por exemplo, o sistema alinhado a NW/SE mostra significativas feições associadas, que se realmente a ela devidas, remonta sua atuação a tempos no mínimo anteriores à intrusão do Maciço Pilar do Sul, estendendo-se até o Cenozóico, antes influenciando na colocação de diques mesozóicos.

O outro sistema de lineamentos paraleliza-se a NE/SW com a orientação do Falhamento de Taxaquara. Em imagens de satélite são notados possíveis deslocamentos deste sistema pelo anterior NW-SE.

Ambos os sistemas de lineamento não mostram influência reconhecida, a nível mesoscópico, sobre outras estruturas ou sobre litologias.

As feições observadas ao longo do limite norte do Maciço Serra da Batêia configuram um feixe de lineamentos descontínuos. Não existem reflexos salientes nas rochas que permitam definir a natureza de tal feixe, mas algumas feições estruturais aparentemente refletem um comportamento diferenciado das seqüências quanto às deformações sofridas a sul e norte do mesmo. Nesse sentido, embora submetidos às mesmas fases deformacionais, os metamorfitos a norte mostram os efeitos da fase F_3 através da grande sinforma da área, o que não se configura nos metamorfitos a sul, que sempre se orientam a NE-SW, mesmo tendo sido afetados pela fase F_3 .

Além disso, é ao longo do limite norte do Maciço Serra da Batêia que se constata seu caráter parautoctone, evidenciado

por contatos paralelos às estruturas dos metamorfitos desde sudoeste até a altura do Córrego da Cachoeirinha, a partir de onde as relações de contato são francamente discordantes, típicamente de corpo circunscrito.

Tais fatos sugerem a existência de um acidente tectônico importante na estruturação da área, não tendo sido possível caracterizá-lo nesta oportunidade.

Os falhamentos transcorrentes principais, Taxaquara e Belchior, colocam-se a ENE/WSW, com superfícies de movimentação a altos ângulos. Destroem a graus variados as litologias e estruturas anteriores. Outras evidências de transcorrências não apresentam o mesmo porte das mencionadas e obedecem, a grosso modo, as suas orientações. Apenas a pequena falha observada entre os macços granitoides do Córrego do Gázeo e Serra da Batéia apresenta uma orientação mais para NE/SW, associando-se a um tênue feixe de lineamentos que obedece à orientação do limite norte do Maciço Serra da Batéia.

Grupo São Roque

A tendência geral das estruturas nos domínios do Grupo São Roque é para ENE/WSW.

Dentre as duas clivagens de crenulação que se manifestam, a primeira é totalmente descaracterizada pela posterior, que se alinha a ENE/WSW. Ambas afetam um bandamento composicional de natureza por ora não caracterizada, cuja tendência regional de orientação não pode ser reconhecida na pequena área investigada.

Superimposto ao bandamento é crenulação, tem-se os processos relacionados ao Falhamento de Taxaquara, que se impõem sobre maneira, marcando sua orientação de modo conspícuo.

CAPÍTULO VI - METAMORFISMO

CONSIDERAÇÕES ANTERIORES

Os estudos desenvolvidos por vários pesquisadores no Vale do Ribeira, e sintetizados por Melcher *et alii* (1973), mostram uma abordagem em termos regionais dos eventos metamórficos que afetaram as rochas do Complexo Prê-Açungui. Esses autores expressam a natureza epizonal do metamorfismo regional da fácies xisto verde, bem como a presença de fácies anfibolito em metabasitos e o aumento do gradiente metamórfico de noroeste para sudeste, até alcançar a fácies anfibolito em gnaisses. Registraram, ainda, metamorfismo de contato superimposto ao regional, associado às intrusões granitóides, como também evento de retrometamorfismo confinado a zonas de movimentações posteriores.

A síntese elaborada por Hasui (1975b) mostra cinco eventos metamórficos atuantes sobre a seqüência Prê-Açungui. O primeiro deles foi de caráter regional, atingindo fácies xisto verde a anfibolito. Associado às primeiras intrusões granitóides tem-se metamorfismo de contato que se repete associado à segunda fase de intrusões. Uma fase de retrometamorfismo se evidencia principalmente nas rochas de fácies anfibolito, cuja datação é imprecisa. O autor admite apenas que tenha sucedido ao metamorfismo regional. Finalizando, tem-se metamorfismo cataclástico associado aos falhamentos transcorrentes. A migmatização se processou durante ou logo após o metamorfismo regional, mas de qualquer forma sob regime de pressões dirigidas. Com exceção do segundo evento de metamorfismo de contato e da fase de migmatização, o Grupo São Roque mostra características semelhantes aos ectinitos do Complexo Prê-Açungui.

Batolla Jr *et alii* (1981) mencionam enorme diferenciação metamórfica nas rochas do Grupo Açungui como por eles entendido, admitindo fácies anfibolito e xisto verde para as seqüências basais e superiores, respectivamente. Nos contatos com corpos granitóides apontam metamorfismo termal, que acreditam possa ser prê-Brasiliano, com rejuvenescimento em tempos brasileiros. Manifestam a presença de intensos processos de retrometamorfismo responsável por re-homogeneização isotópica que

afetou os ectinitos há 1395 ± 145 Ma.

Pontes (1982) estudando a Formação Água Clara admite uma fase inicial de metamorfismo regional na parte superior do grau fraco de Winkler (1977) e localmente na parte inferior do grau médio, sugerindo ser ela contemporânea à primeira fase de deformação. Um evento de retrometamorfismo é sugerido a seguir, que chegou a alcançar a parte inferior do grau fraco. O autor considera ainda metamorfismo termal associado a intrusão de granitóides, que teria obliterado sobremaneira as fases anteriores. Fritzens Jr. *et alii* (1982) apresentam história metamórfica semelhante para seqüências afins do nordeste paranaense.

OBSERVAÇÕES REALIZADAS

Na área de estudo procurou-se interpretar as evidências das condições metamórficas em que evoluíram as rochas conjuntamente com as evidências microestruturais e o modelo de evolução deformacional deduzido para a área. Para a análise do metamorfismo adotaram-se os conceitos de grau metamórfico de Winkler (1977).

O número de seções delgadas é relativamente pequeno, em relação às dimensões da área, para a elucidação das variações metamórficas, e assim, procurou-se concentrar as seções delgadas num perfil perpendicular às estruturas. Além disso, foram executadas lâminas em pontos distribuídos pelas principais unidades e tipos litológicos presentes. Os resultados a seguir expostos foram obtidos pelo geólogo Ginaldo A.C. Campanha e geólogos do Agrupamento de Petrologia do IPT (*apud* Stein, Campanha & Fernandes, 1984), aqui apresentados parcialmente e com modificações.

Os dados obtidos mostram que os metassedimentos e metabasitos associados sofreram uma evolução polimetamórfica. Foram distinguidos dois eventos metamórficos principais, designados M_1 e M_2 , além de fases de metamorfismo retrógrado, de contato, e dinâmico.

O primeiro evento metamórfico (M_1) foi de caráter regional, associado à primeira fase de deformação (F_1). Este metamorfismo aumenta de oeste para leste, nordeste e sudeste, passando de grau fraco a médio/forte. O aumento do grau metamórfico nos sentidos mencionados deve-se à interferência dos dobramentos das fases F_2 e F_3 que afetam a geometria das isógradas. Não se tem evidência nas lâminas estudadas de evento metamórfico anterior, cujos registros pudessem ter sido desfeitos por M_1 . A existência desse evento não pode ser descartada de momento, fazendo-se necessárias investigações mais detidas.

O segundo evento metamórfico (M_2) é posterior à fase de de formação F_1 e anterior a sincrônico à segunda fase de de formação F_2 , sendo caracterizado como de baixa pressão, e de grau fraco a médio. Possivelmente também é de caráter regional, embora não se possa ainda afastar a hipótese de que esteja associada a auréolas de metamorfismo de contato dos corpos granitoides. No entanto, sua ampla distribuição não corrobora com esta hipótese.

Analisar-se-á agora o primeiro evento metamórfico (M_1), tomando-se como referência as figuras 17 e 18.

Na porção a oeste da área, em geral ocorrem filitos com sericita e quartzo (pontos PS-203, 201, 225, 185). Esta associação em si não é diagnóstica, porém, considerando-se a granulação e cristalinidade do material, assim como as associações que se lhe seguem, deve configurar-se uma situação de grau fraco, com temperaturas baixas.

Mais a leste dos pontos mencionados, encontra-se um nível de metabasitos (pontos PS-005 e 146) com associação actinolita + clinozoisita, indicando uma posição dentro do grau fraco para essas rochas (Figura 18, à direita da reação 2). Já os filitos dos pontos PS-003 e 319, e o xisto fino do ponto PS-077, mostram o primeiro aparecimento da biotita, demarcando aproximadamente a isógrada desse mineral (Figura 18, reação 4). As granadas observadas nos pontos PS-228 e 319 encontram-se bastante sericitizadas, não sendo claro a que evento metamórfico pertencem.

Pouco mais a leste, os pontos PS-014, 015 e 402 mostram a associação moscovita + quartzo, e o PS-021, moscovita + biotita. Estas associações em si não são diagnósticas, porém as rochas (xistos) já mostram uma granulação e cristalinidade bem desenvolvidas. Nessa mesma faixa ocorre um mármore cálcio-silicatito (ponto PS-346), com associação calcita + clinozoisita/zoisita + andesiana + quartzo, que deve corresponder à reação 10 da Figura 18. Esta reação ocorre desde a parte superior do grau fraco, a baixas pressões, até o grau forte, a pressões médias a fortes. Esta situação é melhor definida pela associação mineralógica do anfibolito do ponto PS-325. A associação encontrada foi actinolita + hornblenda + andesina + opacos + biotita (traços), sendo que a hornblenda, em geral, apresenta núcleos de actinoli

OBS.: MINERAIS GRIFADOS PERTENCEM AO SEGUNDO EVENTO METAMÓRFICO (Na)

0 1 2 3 4 5 km

des.: Damaris

Fig 17-MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DOS PRINCIPAIS MINERAIS METAMÓRFICOS

Fig. 18 - (A) REPRODUÇÃO DA FIGURA 15.2 DE WINKLER (1977) PARA O GRAU FRACO E (B) REPRODUÇÃO DA FIGURA 15.3 DO MESMO AUTOR, PARA OS GRAUS MÉDIO E FORTE. O LIMITE ENTRE OS GRAUS MÉDIO E FORTE É DADO PELA REAÇÃO (13) E PELA ANATEXIA (ISTO É, O COMEÇO DE ANATEXIA EM GNAISSES). O LIMITE ENTRE OS GRAUS FRACO E MÉDIO PODE SER DEFINIDO PELA REAÇÃO (6). PG - PELITOS E GRAUVACAS; UM - ULTRAMÁFICAS; BA - BASALTOS E ANDESITOS; DOL - CALCÁRIOS DOLOMÍTICOS E SILICOSOS.

ta. Portanto, provavelmente teríamos a reação actinolita + clinozoisita + clorita + quartzo = hornblenda (reação não numerada, Figura 18A). Esta reação corresponde aproximadamente à reação equivalente da isógrada da granada, e se realiza no intervalo de temperatura mais elevado do grau fraco, a aproximadamente 500°C (Winkler, 1977, pág. 182).

Ainda mais a este/nordeste, no ponto PS-350, a presença de sillimanita fina (fibrolita) em litologias metapelíticas, bem como o início da migmatização, sugerem a passagem para o grau forte. Esta situação se mantém mais para este/nordeste, com sillimanitas bem desenvolvidas no ponto PS-558. Por outro lado, num ponto próximo (PS-573), a ocorrência de uma paragênese particular (cordierita + granada + sillimanita + quartzo + biotita + moscovita + plagioclásio) indica uma zona de temperatura mais alta ainda dentro do grau médio (Winkler, 1977, pág. 171). A ocorrência generalizada de moscovita nas rochas dessa região mostra também que não se alcançou definitivamente o grau forte, já que a transição para este é marcada pela desintegração da moscovita em presença de quartzo e plagioclásio (Winkler, 1977, pág. 61).

Os anfibolitos que ocorrem nessa faixa (PS-350 e 279) apresentam associação hornblenda + plagioclásio, a qual ocorre a partir da parte de temperatura mais elevada do grau fraco (à direita da reação não numerada da Figura 18A).

Das faixas de xistos ocorrentes na porção centro-sudeste da área, foram laminadas duas amostras, uma de anfibolito (PS-744), com associação hornblenda + plagioclásio, e uma de xisto (PS-660), com associação moscovita + biotita + estauroлита + sillimanita. Particularmente esta última associação indica uma situação de temperatura mais elevada dentro do grau médio. Tal paragênese seria provavelmente explicada pela reação estauroлита + moscovita + quartzo = sillimanita + biotita + H₂O (Figura 18, reação 11).

Na porção sudoeste da área, em meio à zona da sericita, ocorre um corpo de xistos finos (PS-080 e 106) com associação quartzo + biotita + carbonato + granada + clorita, indicando condições metamórficas talvez um pouco mais elevadas que as dos fili

tos sericíticos ao seu redor. Não se pode, entretanto, afirmar categoricamente o fato, dada a insegurança de interpretação em seqüências litológicas possivelmente não pelíticas ou com minerais de composição variável, no momento desconhecidas (carbonatos, granadas).

Ao norte do Falhamento de Taxaquara nos domínios do Grupo São Roque, ocorrem filitos com associação quartzo + sericita + clorita (PS-420) e metabasito com actinolita + clinozoisita/zoisita + albita + clorita (PS-431), indicando grau fraco de metamorfismo. Estas associações contrastam com as de grau médio a forte das rochas imediatamente a sul do falhamento.

Os corpos gnáissicos que ocorre ao norte da área não apresentaram paragéneses diagnósticas que possam ser comparadas com as dos xistos ao seu redor.

O segundo evento metamórfico (M₂) é evidenciado principalmente pela ocorrência de porfiroblastos, em geral euédricos a subeuédricos que cresceram englobando a xistosidade (S₁), e eventualmente o princípio da clivagem de crenulação S₂ (Fotomicrografias 6 e 7). Ocorrem esparsamente sobre toda a área, tendo sido até agora observados: andaluzita (PS-203, 402, 350 e 660), clorita (PS-021) e biotita (PS-014 e 346). De modo geral, estes porfiroblastos apresentam-se sem qualquer orientação.

Eventos de metamorfismo de contato aparecem associados às manifestações ácidas presentes na área. São dois eventos separados no tempo, mas com efeitos bastante semelhantes. Seus indícios não se apresentam por toda a área de modo claro. Nas proximidades dos limites dos maciços granitoides das suítes Tapiraí e Pilar do Sul são observados afloramentos, principalmente de xistos, onde as micas atingem dimensões milimétricas a até pouco mais que centímetro, distribuídas caoticamente, mascarando as foliações anteriores. Também notória é a presença de turmalinas milimétricas crescidas desordenadamente. Nas encaixantes são reconhecidos ainda efeitos pneumatolíticos e hidrotermais. Nos locais observados o metamorfismo de contato atinge restritas faixas, no máximo poucas dezenas de metros, constituindo *hornfels* alumino-silicáticos. Nos maciços circunscritos das suítes mencionadas, os efeitos do metamorfismo de contato são mais sensíveis localmente, desenvolvendo faixas que podem atingir até mais

Fotomicrografia 6 - Filito com porfiroblasto de andaluzita (sericitizado) crescido sobre S1 e o princípio de S2 (pós fase de deformação F1 e pré a sin fase F2). Notar a foliação S1 ligeiramente ondulada preservada no cristal. Duas clivagens de crenulação podem ser observadas no filito (amostra PS-203C; aumento: 45 vezes; ni cõis paralelos).

Fotomicrografia 7 - Porfiroblasto de andaluzita, de cristalização pós S1 englobando plaquetas de biotita. A rocha é uma sillimanita-andaluzita-moscovita-biotita xisto (amostra PS-350D; aumento: 45 vezes, com nicõis cruzados)..

que centenas de metros.

Aos eventos metamórficos progressivos anteriormente descritos seguiu-se um evento de retrometamorfismo que atuou em intervalo de tempo não precisado. Este evento se evidencia pela transformação de diversos minerais, podendo-se destacar, em xistos e filitos, a sericitização de andaluzita e sillimanita, a passagem de granadas para sericita e/ou clorita e a cloritização de biotitas.

Superimposto às fases anteriores, tem-se metamorfismo dinâmico relacionado ao desenvolvimento de faixas miloníticas. Os efeitos deste evento são mais nítidos apenas quando afetam rochas granitóides (ver itens afins nos capítulos IV e V).

Durante a fase de deformação F_2 , desenvolveu-se bandamento diferenciado com alternância de bandas micáceas e quartzosas segundo os planos das clivagens de crenulação, que evidencia condições de neocristalização ou recristalização. Também a fase F_3 associa-se bandamento diferenciado, embora desenvolvido com menor frequência.

O Quadro 2 mostra as relações entre as fases principais de metamorfismo com as de deformação e magmatismo.

	PRÉ-PROTÉROZÓICO SUPERIOR	PROTEROZÓICO SUPERIOR	CAMBRO- -ORDOVICIANO	JURO- -CRETÁCEO
DEFORMAÇÃO	F_1 F_2 F_3		F_4	F_5
MAGMATISMO	i_1	i_2	i_3	i_4
METAMORFISMO	M_1 M_2	METAMORFISMO RETRÓGRADO	METAMORFISMO DINÂMICO DE CONTATO	

Quadro 2 - RELAÇÕES ENTRE AS PRINCIPAIS FASES DE METAMORFISMO, DEFORMAÇÃO E MAGMATISMO NO COMPLEXO PRÉ-AÇUNGUI

CAPÍTULO VII - MAGMATISMO

CONSIDERAÇÕES ANTERIORES

O Grupo Açungui e o Grupo São Roque foram afetados por diversas fases de magmatismo. Hasui (1975b) admite uma primeira fase de natureza básica que se originou anteriormente ao metamorfismo sin-tectônico, designando-a pré-tectônica. Fritzens Jr. *et alii* (1982) mencionam metavulcânicas e metavulcanoclásticas de natureza ácida e básica e metabasitos nas seqüências que Batolla Jr. *et alii* (1981) apontam como basais de um Grupo Açungui *lato sensu*, onde constata apenas metaultramáficas e metamáficas intercaladas a metamorfitos que consideram transamazônicos.

Duas fases subseqüentes registram as manifestações magmáticas mais expressivas, representadas pela colocação de inúmeros corpos genericamente englobados sob a denominação de rochas granitóides. Vários pesquisadores dedicaram estudos às ocorrências do sudeste brasileiro, porém mais a nível de reconhecimento (Wernick & Penalva, 1978; Hasui *et alii*, 1978a; Wernick, 1979 a, b; Wernick, 1982). Tais corpos apresentam-se principalmente na forma de diques, *stocks* e batólitos e no mais comum associam-se aos pacotes supracrustais.

Hasui *et alii* (1978a) propuseram uma classificação essencialmente descritiva, englobando os corpos granitóides em suítes definidas através de seus caracteres petrográficos, estruturais, químicos e geocronológicos, entre outros. À Suíte Sin-tectônica correspondem as fácies Migmatítica e Cantareira e à Suíte Pós-Tectônica são atribuídas as fácies Graciosa, Itu e Granofírica.

Os granitóides mais comuns são os sin-tectônicos, que no geral são foliados e porfiróides, apresentando formas alongadas segundo as estruturas das encaixantes e contatos difusos e/ou bruscos. Os corpos pós-tectônicos constituem tipos granitóides mais homogêneos que os anteriores, no geral formando *stocks* de dimensões pequenas.

Em uma proximidade maior à área de interesse deste estudo, Hasui (1973) menciona o Complexo Granitóide Piedade (Agudos

Grandes de Melcher *et alii* 1973, ou Ibiúna de Algarte *et alii*, 1974) e os maciços graníticos de Pilar do Sul, Serra dos Lopes e Turvo.

Os granitóides do Complexo Piedade, caracteristicamente da Fácies Cantareira (Hasui *et alii*, 1978a), são atribuídos ao Evento Brasileiro, embora vários autores considerem a possibilidade de existirem porções mais antigas:

Batolla Júnior *et alii* (1981) admitem um intervalo de tempo amplo para a formação dos mesmos, que remonta aos tempos transamazônicos, considerando-os polimetamórficos e, em muitos casos, como polidiapíricos; Hasui *et alii* (1981) mencionam que aparecem em núcleos de geanticlinóides e anticlinórios gerados no Evento Brasileiro, em sua segunda fase de dobramentos, e corroboram com outros autores quanto ao caráter alóctone e parautoctone dos corpos. Associações de tipos texturais e de composições são mencionadas, bem como a presença ostensiva de megacrístais de microclíneo.

Os maciços graníticos de Pilar do Sul, Serra dos Lopes e Turvo são caracteristicamente da Fácies Itu (Hasui *et alii*, 1978a), relacionados ao magmatismo ácido pós-tectônico do Evento Brasileiro. São corpos epizonais circunscritos e com franco caráter intrusivo discordante (Hasui *et alii*, 1981). Batolla Júnior *et alii* (1981) consideram que esse magmatismo ocorreu durante o soerguimento da cadeia brasileira, anteriormente à sua total consolidação. Esta terceira fase magmática manifesta-se apenas no Complexo Prê-Açungui.

As últimas manifestações ácidas referidas ao Evento Brasileiro se apresentam no sudoeste paulista e Paraná, através de pequenos diques e *stocks*.

A última e bem mais recente manifestação magmática que afetou as seqüências dos grupos considerados, é representada pelo magmatismo básico mesozóico relacionado à Reativação Wealdenia na da Plataforma Sul-Americana (Almeida, 1967).

OBSERVAÇÕES REALIZADAS

Na área a sul do Falhamento de Taxaquara foram reconhecidas quatro fases principais de magmatismo: i_1 - magmatismo ácido e básico a ultrabásico pré-tectônico; i_2 - magmatismo ácido

pós-tectônico das suítes porfiróides proterozóicas; i_3 - magmatismo ácido pós-tectônico da suíte eopaleozóica; i_4 - magmatismo básico mesozóico.

No Grupo São Roque observa-se uma única fase de magmatismo na área estudada, representada por duas ocorrências pontuais de metabasitos pré-tectônicos. Estes concordam, em termos de posicionamento no tempo e natureza, com fase discutida na bibliografia concernente ao grupo.

A seguir serão discutidas as fases magmáticas caracterizadas no Complexo Prê-Açungui.

O magmatismo ácido e básico a ultrabásico pré-tectônico (i_1) é representado pelos corpos gnáissicos de composição granodiorítica, por metabasitos e talvez anfibolitos intercalados aos metassedimentos, dos quais não se tem certeza quanto à origem. Também o único e pequeno corpo de metaultrabasito associado a paragneisses é admitido desta fase.

O conjunto de litologias atribuído à fase de magmatismo i_1 é admitido pré-tectônico por se apresentar submetido às fases iniciais de deformação (F_1) e metamorfismo (M_1) que afetam os metassedimentos nos quais se intercala.

Os termos gnáissicos de composição global granodiorítica apresentam evidências que levaram a se lhes atribuir origem ígnea. Porém, as mesmas não são de todo conclusivas (ver item afim no Capítulo IV). Por outro lado, existe a possibilidade de representarem lascas expostas do embasamento da sequência de metamorfitos, e então anteriores ao magmatismo pré-tectônico ao qual foram vinculados. Esta hipótese, no entanto, encontra menos suporte, visto a perfeita concordância estrutural e metamórfica com os demais metamorfitos, fato pouco corriqueiro em situações de exposição do embasamento.

A origem ígnea e a natureza básica dos metabasitos é indicada por feições reliquiais de textura e composição mineralógica parcialmente preservadas. Mesmo a vista desarmada são reconhecidas as características ígneas originais de muitas ocorrências, que se apresentam intercaladas aos filitos, em corpos mapeáveis ou não. Análises químicas executadas forneceram resultados que atestam também essa origem. Na região de cabeceiras do Rio Claro constituem um importante nível mapeável, que se estende concordantemente com a inflexão das estruturas (Anexo 2).

Seus contatos são concordantes com as superfícies S_1 e não se tem dados conclusivos para se decidir a respeito da origem como *sills*, derrames, ou mesmo localmente, diques. Possivelmente se tem a origem dos turmalinitos associada ao fluxo térmico e hidrotermalismo desta fase.

As ocorrências de anfibolito são sugeridas, pelo menos parcialmente, como pertencentes a esta fase magmática. As feições mostradas através do exame de seções delgadas e afloramento não permitiram estabelecer sua natureza. No entanto, análises químicas de apenas duas amostras dessa rocha indicaram origem ígnea (orto-anfibolitos).

Os metaultrabasitas foram incluídos nesta fase pela similaridade de relações de contato e estruturais observadas, ou seja, concordante com a xistosidade e demais intercalações litológicas adjacentes. Não deve ser afastada, no entanto, a hipótese de que representem parte de uma seqüência mais antiga. O grau de alteração apresentado pelas rochas deste corpo e a situação de afloramento, não permitiram uma análise razoável de sua forma de ocorrência. Apenas suas características texturais e composicionais, obtidas pela análise de seções delgadas, permitiram definir sua origem ígnea.

A segunda fase presente (i_2) corresponde ao magmatismo ácido pós-tectônico das suítes porfiróides Piedade e Tapiraí, representadas respectivamente pelos maciços Serra da Batéia e Sarapuí e pelos maciços Tapiraí e Córrego do Gázeo.

Os granitóides da Suíte Piedade mostram caráter parautóctone evidente, e englobam porções gnáissicas que aparentemente já se apresentavam parcialmente granitizadas quando da manifestação brasileira. A evolução das rochas desta suíte, particularmente notáveis no Maciço Serra da Batéia, possivelmente é mais complexa e prolongada que a evolução das rochas da Suíte Tapiraí, às quais aquelas foram admitidas contemporâneas e associadas ao Evento Brasileiro.

Os maciços da Suíte Tapiraí apresentam-se com caráter mais francamente intrusivo, circunscrito, o que se evidencia por seus contatos e a presença relativamente comum de xenólitos. Seus granitóides mostram composição global granítica a quartzo-monzonítica, enquanto os da Suíte Piedade registram granítica a

granodiorítica. O caráter porfiróide e demais características dos maciços dessas suítes, permitem correlacioná-las à Fácies Cantareira de Hasui *et alii* (1978a).

O magmatismo ácido pós-tectônico eopaleozóico (i_3) constituiu-se na manifestação final do Evento Brasilião na área, sendo representado pela Suíte Granitóide Pilar do Sul, que reúne os maciços Pilar do Sul e Turvo. São corpos tipicamente intrusivos que afetam os metamorfitos e também os granitóides das demais suítes. Apresentam composição global basicamente granítica, com tendências a granodiorítica no Maciço Turvo. As características dos maciços permitem correlacioná-los diretamente com a Fácies Itu de Hasui *et alii* (1978a).

Quatro pequenos corpos de diabásio, apenas um representável na escala do trabalho, registram o último evento magmático (i_4) reconhecido na área. Este evento, exclusivamente de natureza básica, está associado à primeira fase da Reativação Wealdeniana (Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior Pré-Aptiano) da Plataforma Sul Americana (Almeida 1967, 1983).

Registros de atividades ígneas de natureza alcalina e ultrabásica relacionados com esta reativação não foram encontrados na área mapeada. Entretanto, duas ocorrências são mencionadas em regiões próximas, uma de rochas alcalinas de idade do Cretáceo Inferior situada a sul da cidade de Piedade, no vale do Rio Sarapuí (Hasui, 1973), e a outra, um corpo de rochas ultrabásicas aflorante próximo à cidade de Salto de Pirapora (Coutinho & Coimbra, s.d.) que os autores consideram associado ao mesmo evento que gerou as rochas da primeira ocorrência citada.

No Quadro 3 são apresentadas as relações entre as fases principais de magmatismo com as de deformação.

	PRÉ-PROTEROZÓICO SUPERIOR	PROTEROZÓICO SUPERIOR	CAMBRO- -ORDOVICIANO	JURO- -CRETÁCEO
DEFORMAÇÃO	F_1 F_2 F_3		F_4	F_5
MAGMATISMO	i_1	i_2	i_3	i_4

Quadro 3 - RELAÇÕES ENTRE AS PRINCIPAIS FASES DE MAGMATISMO E DEFORMAÇÃO NO COMPLEXO PRÉ-AÇUNGUI

CAPÍTULO VIII - ESTRATIGRAFIA

CONSIDERAÇÕES ANTERIORES

As rochas supracrustais admitidas proterozóicas foram objeto de numerosas abordagens estratigráficas ao longo de sua vasta região de ocorrência, estendida que foi através de seguidas sínteses regionais desde o Estado do Paraná até o Espírito Santo e o sul mineiro.

A bibliografia concernente às unidades que se lhe correspondem, deixa evidente um maior esforço no reconhecimento de áreas restritas com interesse econômico. Alguns trabalhos de maior abrangência foram executados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM, na década passada, e mais recentemente programas dos governos estaduais de São Paulo, Paraná e Rio de Janeiro têm permitido um paulatino reconhecimento em escalas de semidetalhe da faixa de supracrustais.

A regionalização de resultados obtidos em áreas parciais constitui-se em um dos problemas para o entendimento da estratigrafia das supracrustais açambarcadas numa ampla unidade, o Grupo Açungui, ou então subdividida em unidades estratigráficas menores, mas mesmo assim abrangentes, designadas Grupo Açungui *stricto sensu*, Grupo, Formação ou Complexo Setuva e Grupo São Roque. Além disso, tem-se um embasamento com limites confusos e inúmeras denominações locais.

Neste capítulo será revista a evolução das considerações estratigráficas para o Grupo São Roque e para o aqui-denominado Complexo Prê-Açungui. As demais unidades litoestratigráficas presentes na área foram objeto de considerações quando descritas em outros capítulos.

Complexo Prê-Açungui

Desde quando Derby em 1878 se referiu à seqüência de metassedimentos presentes na região do Rio Açungui, no leste paraense, muito se tem estudado a respeito. Hasui (1973) comenta a introdução da designação "Série Assunguy" por Oliveira, em 1927, que separou metassedimentos de seu embasamento.

As primeiras tentativas de subdivisão da então "Série As

sunguy" no Estado do Paraná, são apresentadas em diversos trabalhos de Bigarella & Salamuni (1956; 1958a, b) quando consideram essa série constituída pelas formações Setuva, Capiçu e Votuverava, da base para o topo. Reconhecem que as seqüências superiores jazem em discordância angular sobre as rochas da Formação Setuva, mas não observam discordância entre esta e os paragneisses do embasamento.

Almeida (1956, 1957) notifica a Formação Itaiacoca com a presença de litologias muito semelhantes às da Formação Capiçu, simultaneamente definida por Bigarella & Salamuni (1956) e nas quais ocorrem estruturas originadas por algas. Considera-a pertencente à Série Açungui, algonquiana, e assentada diretamente sobre rochas submetidas a condições de metamorfismo mais energéticas que o autor acredita pertencerem ao Complexo Cristalino Brasileiro.

Marini *et alii* (1967) em estudos na região a norte de Curitiba, elevam o Açungui à categoria de grupo e, à subdivisão anterior de Bigarella & Salamuni (1956, 1958 a, b), acrescentam a Formação Água Clara como unidade superior da seqüência "para designar um pacote de rochas calcárias impuras que repousa, em aparente discordância (?) sobre a Formação Votuverava" (Marini *et alii*, 1967, p. 81). Estes autores concordam com a Formação Setuva constituída por ectinitos e gnaisses ocupando núcleos de anticlinais, e como aventado por Bigarella & Salamuni (1958a), admitem que os migmatitos e gnaisses do embasamento possam ser apenas uma continuação da formação mais antiga, a Setuva, visto a natureza metassedimentar dos gnaisses do Complexo Cristalino, o aumento progressivo do grau metamórfico, e a concordância estrutural das rochas do suposto embasamento com as do Açungui.

Petri & Suguio (1969) estudaram os metassedimentos do Grupo Açungui no sul do Estado de São Paulo, enfocando os ambientes de sedimentação. Reconhecem as várias unidades do grupo como subdividido no Estado do Paraná, considerando as formações Capiçu e Votuverava como fácies heterópicas penecontemporâneas pelo menos parcialmente. A caracterização das seqüências observadas permitiu aos autores definir ambientes de sedimentação próximos à linha de costa, em águas pouco profundas de uma bacia

marinha cujas bordas se situariam a noroeste e oeste da área por eles estudada, onde caracterizam ambientes continentais. Em suma, admitem um aumento progressivo da profundidade dos mares no sentido de noroeste para sudeste.

Marini (1970) reconsidera a estratigrafia do Grupo Açungui no leste paranaense e baseado em hiato metamórfico-estrutural no Anticlinal do Setuva, sugere a separação da Formação Setuva do grupo, considerando-a mais antiga, e mantendo as demais formações como anteriormente reconhecidas.

Ebert (1971b) em suas investigações a norte de Curitiba, propõe manter a Formação Setuva no Grupo Açungui, correspondendo a sua porção basal, porém restrita a xistos e quartzitos associados que passam transicionalmente para os xistos da Formação Capiuru na região de Bocaiuva do Sul. Tanto orto como paragnaisses são considerados o verdadeiro embasamento do Grupo Açungui, com "caráter eugeossinclinal, enquanto o Açungui, incluindo a Setuva, possui caráter de sedimentação miogeossinclinal" (Ebert, 1971b, p. 143). O autor admite que o "Geossinclinal Açungui" muito provavelmente evoluiu através de uma tectônica de *nappes*, sendo que a sobreposição atual das formações Capiuru, Votuverava e Água Clara, não é necessariamente estratigráfica.

A partir dos levantamentos executados no Vale do Ribeira, Melcher *et alii* (1973) discutem a inviabilidade de se subdividir o Grupo Açungui na região por eles estudada. Contudo, correlacionam algumas seqüências observadas com aquelas definidas no Estado do Paraná. Reconhecem passagens gradacionais dos *ectinitos* do Grupo Açungui para *gnais*ses e *migmatitos* de seu embasamento, o Complexo Cristalino, tal qual admitido por Moraes Rego (1930), para a região a oeste da cidade de São Paulo. Entre as formações Setuva e Capiuru reconhecem discordância angular, sendo tectônicos os demais contatos.

Discutindo o conhecimento, Hasui (1973) aventa que na região de Pilar do Sul os metapelitos e metapsamitos poderiam ser atribuídos à Formação Votuverava e os xistos mais a leste poderiam ser correlacionados com a Formação Setuva, como entendida na época. A nordeste dessa área sugere a Formação Capiuru nos domínios a norte do Falhamento de Taxaquara. Embora constate dife

renças deformacionais entre as seqüências a sul e norte do Falhamento de Taxaquara, Hasui (1973) considera todo o pacote de metassedimentos pertencente ao Grupo Açungui. Reavaliando suas observações de 1973, este autor (1975a) separa através do Falhamento de Taxaquara o Conjunto São Roque e o Conjunto Paranapiacaba, respectivamente constituídos pelo Grupo São Roque e pelo Grupo Açungui aliado ao Complexo Migmatítico da região de Embu-Juquitiba. Este complexo é atribuído ao Açungui pelo autor, que os considera diferenciados apenas quanto a migmatização. Admite passagens transicionais dos migmatitos para os ectinitos, como já observado por outros. Ao Grupo Açungui é sugerida uma separação em unidades litológicas, e não estratigráficas, indivdualizando-se o Complexo Ectinítico Pilar e o Complexo Migmatítico Embu.

Hasui & Sadowski (1976) sustentam a subdivisão do Grupo Açungui em Complexo Pilar, representado por ectinitos, e Complexo Embu, constituído de migmatitos e abrigando núcleos de embasamento mais antigo. Cavalcanti & Kaefer, 1974; Algarte *et alii*, 1974; Silva *et alii*, 1977, 1978a, b (*apud* Hasui *et alii*, 1981) apontam dificuldades em separar os migmatitos de seu embasamento e preferem agrupá-los sob a denominação de Complexo Gnáissi-co-Migmatítico.

Hasui *et al.* (1978b) estendem o Grupo Açungui para quase to da porção leste paulista, considerando-o como caracterizado por Hasui & Sadowski (*op. cit.*), adentrando a região definida anteriormente por Ebert (1968, *apud* Hasui *et alii*, 1981) como de do mínio do Grupo Paraíba. Com tal conotação o Grupo Açungui adentra o Estado do Rio de Janeiro, o que foi aceito por Fonseca *et alii* (1979, *apud* Schobbenhaus Filho, 1981) que estendem a unidade até o Estado do Espírito Santo. Bistrichi *et alii* (1981) no Mapa Geológico do Estado de São Paulo e Almeida *et alii* (1981) em sua Nota Explicativa, utilizam essa mesma conotação.

Na região do Anticlinal do Setuva, Schöhl *et alii* (1980) admitem uma subdivisão do Pré-Cambriano em três unidades: Complexo Pré-Setuva, Formação Setuva e Grupo Açungui. Não consideram a denominação de Grupo Setuva proposta por Popp *et alii* (1979, *apud* Schöhl *et alii*, 1980) constituído por paragneisses, xistos e quartzitos, visto os paragneisses e a Formação Setuva se

rem separados por hiato metamórfico e estrutural. Admitem o Grupo Açungui, na região estudada, constituído apenas pelas formações Capiçu e Votuverava, com esta sobreposta a primeira, como também observam passagens laterais de uma para outra, o que os levou a considerá-las, pelo menos parcialmente, como depositadas contemporaneamente.

Schölli (1981) estuda a região de domínio das formações Votuverava e Água Clara, e admite que o quadro litoestratigráfico proposto por vários pesquisadores é passível de alteração. Salienta que importantes sistemas de falhas transcorrentes compartmentam as diversas unidades litoestratigráficas, como também são importantes divisores de fácies sedimentares. Sugere uma redefinição das formações em apreço, reconsiderando o posicionamento estratigráfico da última, admitindo-a basal do Grupo Açungui. Esta colocação é endossada por Pontes (1982) quando redefina a Formação Água Clara, considerando-a "perfeitamente individualizada, conforme preconizado por Marini *et alii*, 1967" (*apud* Pontes, *op. cit.*, p. 1003). Admite que a simples visualização de sua distribuição sugere a posição basal da formação, bem como apresenta nítido contraste metamórfico e estrutural quando comparada com as formações Votuverava, Capiçu e Itaiacoca. Limitações de diversas naturezas impedem a exclusão da Formação Água Clara do Grupo Açungui. No entanto, o autor salienta a possibilidade de seu desenvolvimento em ciclo geotectônico anterior ao Grupo Açungui, provavelmente no Proterozóico Médio.

Batolla Jr *et alii* (1981) apresentam resultados de remapeamento e integração geológica da região do Vale do Ribeira. Consideram as rochas arqueanas e as rochas gnáissico-migmatíticas e migmatíticas remobilizadas no Ciclo Transamazônico, como embasamento das seqüências supracrustais dobradas do Proterozóico. Admitem o Grupo Setuva como definido por Popp *et alii* (1979 *apud* Batolla Jr *et alii*, *op. cit.*) composto pelas formações Meia Lua (basal) e Betara (sobreposta), respectivamente constituídas por rochas gnáissicas e ectiníticas, e o definem como uma seqüência vulcano-sedimentar, incluindo, então, os paragnaisses que apresentam constantes metaultramáficas/máficas alternando com metasedimentos. Ressaltam as dificuldades em separar ectinitos basais do Açungui daqueles do Setuva, visto a contemporaneidade

entre ambos, como admitem. Isto levou a que considerassem, em algumas áreas, como Setuva apenas os gnaisses, deixando no Açungui *lato sensu* os ectinitos. Acreditam que a granitização em tempos transamazônicos seja responsável pela maioria dos gnaisses do Setuva. Os autores admitem a Seqüência Turvo-Cajati de Silva e Algarte (1981a, b), considerada transamazônica e correlata ao Grupo Setuva. Desvinculam-na do Açungui por ser pré-brasiliana, embora aceitem a presença de rochas mais antigas neste grupo. Essa seqüência foi considerada "uma unidade complexa constituída por três associações litológicas típicas, embora frequentemente transicionais, vertical e horizontalmente, interpenetrativas entre si e geralmente rítmicas" (Silva & Algarte, 1981a, p. 110) que ocupa área a sul dos lineamentos Itapeúna-Ribeira, do múnio do Maciço Mediano de Joinville. Constitui-se por rochas ec tiníticas, gnáissicas e migmatíticas.

O Grupo Açungui *lato sensu* foi considerado indiviso, constituído por rochas geradas do Proterozóico Inferior ao Superior, sendo que as unidades definidas no leste paranaense, conforme atestam, não podem ser estendidas regionalmente para todo o Vale do Ribeira. Admitem que as porções supostamente transamazônicas ainda não são passíveis de reconhecimento e individualização. As relações de contato Açungui/Setuva são tidas como sempre concordantes litoestruturalmente, e com o embasamento pré-transamazônico, tectônicas ou discordantes. Aos migmatitos atribuem as porções mais basais do Grupo Açungui, que por semelhanças de deformação e evolução geotectônica com a Seqüência Turvo-Cajati, são considerados de idade provável transamazônica.

Na região dos municípios de Bocaiuva do Sul e Rio Branco do Sul, alguns aspectos observados em estreita faixa de direção nordeste, levaram Piekarz (1981) a propor a Seqüência Perau, uma unidade com característica vulcano-sedimentar, composta por quartzitos, rochas carbonáticas, xistos clásticos e ortoanfibolitos, que se constituiria na base do Grupo Açungui e assentada sobre a Formação Setuva, restrita a gnaisses e xistos associados, que representaria o seu embasamento. Essa seqüência corresponde à área de domínio de rochas anteriormente atribuídas às formações Setuva e Votuverava, englobando as encaixantes da Mina do Perau, admitidas como Setuva por Marini *et alii* (1967, *apud*

Piekarz, *op. cit.*). Sua idade é suposta do Proterozóico Médio a Superior. A seqüência em apreço englobaria ainda as rochas da Formação São Sebastião, tida como vulcano-sedimentar. Esta formação foi definida no vale do rio homônimo por Veiga & Salomão (1980) que a propuseram como intermediária entre a Formação Setuva e o Grupo Açungui, com os quais apresenta contatos por falhamentos. Admitem-na com uma evolução tectônica e metamórfica complexa.

Lopes (1981) apresentou uma compartimentação paleogeográfica, faciológica e estratigráfica do Grupo Açungui a norte de Curitiba. A paleogeografia é resumida em três fases maiores que representam a compartimentação dos ambientes do mar epicontinental Açungui, onde tiveram grande influência os principais lineamentos atualmente observados, e com desenvolvimento já desde a sedimentação.

Hasui *et alii* (1980) ressaltam a importância dos grandes falhamentos presentes na Faixa de Dobramentos Apiaí, que pelas evidências mostradas remontam sua atuação a tempos sin e pré-sedimentares. Vários outros autores citam a interferência de movimentos à época de deposição da seqüência supracrustal proterozóica, inclusive controlando a implantação da bacia de deposição Açungui, através da formação de prováveis *rifts* ou aulacógenos (Hasui *et alii*, 1980 e R.B. da Silva *et alii*, 1982, *apud* Chiodi Filho *et alii*, 1983).

A partir de 1982, as iniciativas de redifinição das unidades estratigráficas, presentes na região do leste paranaense e sudoeste paulista, ganham contornos mais nítidos com os trabalhos de Schöhl *et alii* (1982), Silva & Schöhl (1982), Fritzson Jr. *et alii* (1982), Hasui *et alii* (1984) e Hasui & Oliveira (1984).

Schöhl *et alii* (1982) reavaliam a Formação Setuva, considerando-a o conjunto litológico aflorante nos grandes anticlinais do norte de Curitiba e na extensão destes até o Rio São Sebastião. Admitem-na subjacente a rochas da Formação Capiru e porções clásticas superiores da Formação Votuverava, considerando hiato metamórfico-estrutural entre as duas seqüências. Ressalam a validade de tal proposição para os blocos tectônicos a sul da Falha da Lancinha, e entre esta e a Falha do Morro Agudo,

151

e que nesse contexto não se enquadraria a Formação Água Clara, apesar de sua equiparação regional com a Formação Setuva, em termos de idade. Desse modo, restringem o Grupo Açungui à Formação Capiuru e à parte clástica superior da Formação Votuverava, admitidas anteriormente contemporâneas. À Formação Setuva atribuem quatro unidades litoestratigráficas, constituindo seu embasamento um complexo de *augen*-gnaisses, migmatitos e granitos de anatexia, que sofreram metamorfismo de grau forte em escala regional. Da base para o topo tem-se as seguintes unidades que compõem a Formação Setuva: seqüência clástica e clástica-carbonatada inferior; seqüência química inferior; seqüência química superior e clasto-química; e seqüência vulcano-sedimentar. Nos anticlinais de Ribeirão da Barra e Anta Gorda, Silva & Schöhl (1982) descrevem empilhamento de seqüências que denominaram Unidades Setuva e equivalentes, correspondentes à Formação Setuva de Schöhl *et alii* (1982). A porção sobreposta aos meta-*cherts* mostra empilhamento de seqüências que guardam muita similaridade, nas associações litológicas, com aquelas observadas na área de estudo.

Fritzsens Jr. *et alii* (1982) sugerem nova organização para as unidades do leste paranaense, com o Grupo Setuva constituído pelas Formações Perau e Água Clara e o Grupo Açungui pelas Formações Votuverava e Capiuru. O primeiro seria do Proterozóico Médio e o último do Proterozóico Superior. Ressaltam que o Grupo Setuva seria composto por rochas que sofreram duas fases diastróficas de importância e se coloca sobreposto ao Complexo Pré-Setuva de Schöhl *et alii* (1980), que é constituído por grande variedade de rochas geradas no Proterozóico Inferior a Médio, e possivelmente no Arqueano.

Em contrapartida, trabalhos de Silva *et alii* (1982) e da Metal Mining Agency of Japan-Japan International Cooperation Agency-MMAJ/JICA (1981, 1982, 1983), mantêm o Grupo Açungui com um período de evolução bastante ampla.

Silva *et alii* (1982) estudando a área do Ribeirão do Perau e das Minas do Perau e Água Clara, definem a Seqüência Perau que representa a porção basal do Grupo Açungui na região. Consideram o Grupo Setuva constituído por gnaisses e xistos, com uma faixa de transição xistosa, que não se sabe se pertencente a um estágio de cataclase dos milonito-gnaisses da base, ou então correspondente a metassedimentos que evoluem transicionalmente para os quartzitos superiores, que representam a base do Grupo Açungui. A este grupo, que consideram indiviso, admitem uma evolução em tempos que se estendem do Proterozóico Médio ao Superior, com porções mais antigas, como a Seqüência Perau, correspondendo a estágios precoces de desenvolvimento do período depo

sicional maior, como também podem representar sub-bacias isoladas que os autores acreditam terem existido.

Os estudos desenvolvidos pela MMAJ/JICA (1982) na região limítrofe dos estudos de São Paulo e Paran, levaram a que considerassem uma subdiviso do Grupo Aungui nas seqncias I, II e III, no sentido da base para o topo. As seqncias inferiores corresponderiam ao Grupo Setuva como proposto por Fritzsons Jr *et alii* (1982). A subdiviso em trs formaes, tais quais a da MMAJ/JICA (1982) foram adotadas por Chiodi Filho *et alii* (1983) para a regio a sul de Capo Bonito.

Em trabalho de abrangncia regional, Hasui *et alii* (1983) admitem um intrincado substrato fundamental arqueano que viria a sofrer retrabalhamentos dcteis, e aps estes eventos se constituiria no stio para implantao de processos litogenticos e termo-tectnicos entre 1500 a 500 Ma, cabendo segunda metade do Proterozico Mdio as regeneraes responsveis pelo desenvolvimento da seqncia Aungui e ao fim do Pr-Cambriano / Cambro-Ordoviciano os efeitos termo-tectnicos. Nesse contexto, admitem um embasamento Arqueano constitudo por gnaisses, correlacionvel ao Pr-Setuva de Ebert (1971b) com franca discordncia metamrfico-estrutural frente s seqncias sobrepostas, que atribuem ao Aungui *lato sensu*.

Em recentes trabalhos de sntese, Hasui *et alii* (1984) e Hasui & Oliveira (1984) utilizando-se da sistemtica e taxionmia da sntese coordenada por Schobbenhaus Filho e apresentadas nos trabalhos de Mnaco *et alii* (1974) e Fonseca *et alii* (1979) e tendo em vista a problemtica individualizao entre as seqncias, optaram por considerar duas unidades litoestratigrficas distintas, o Complexo Setuva e o Grupo Aungui. Ao Complexo Setuva so atribudas principalmente as seqncias basais presentem em ncleos de anticlinais do leste paranaense, a Seqncia Turvo-Cajati e os gnaisses da regio de Barra do Azeite, unidades consideradas do Proterozico Mdio e mesmo do Proterozico Inferior. O Grupo Aungui, como entendido pelos autores, estende-se desde o divisor dos rios Ribeira de Iguape e Iguau at o oeste do Estado do Rio de Janeiro, aamarcando principalmente as seqncias superiores descritas no Paran e sudoeste paulista, bem como os migmatitos do Complexo Embu, no conside

derando a porção deles estendida por Fonseca *et alii* (1979) até o Espírito Santo e sul de Minas Gerais.

Estes últimos artigos de síntese mencionados (Hasui *et alii*, 1983; Hasui & Oliveira, 1984; Hasui *et alii*, 1984) os últimos dados de 1984, porém consubstanciando a conceituação de 1982, quando elaborados, foram revistos por Hasui (1984), onde o Complexo Setuva foi estendido de modo a abarcar também grandes extensões de Formação Votuverava.

Desse retrospecto, patenteia-se a tendência em se reconhecer um Grupo Açungui bastante limitado em relação à área originalmente admitida, ao mesmo tempo em que a seqüência mais antiga, pré-Açungui, adquire uma extensão bastante abrangente.

Como foi visto, as designações propostas para a seqüência pré-Açungui são Formação, Grupo ou Complexo Setuva, além da própria designação Grupo Açungui, onde corresponderia às suas porções basais. Neste caso seria representada pelas unidades Açungui I e II como entendida pela MMAJ/JICA (1982) e a porção inferior do Grupo Açungui *lato sensu*, de Batolla Jr *et alii* (1981) e Silva *et alii* (1982).

São as seqüências de tais unidades que se estendem do vale do Ribeira para a área em apreço. Aqui se adotou a designação Complexo Pré-Açungui, em caráter provisório, até que melhor se ja caracterizada em âmbito macrorregional.

Grupo São Roque

Nas proximidades da capital paulista, Moraes Rego (1930) distinguiu rochas epimetamórficas que chamou São Roque, denominação esta que, segundo ele, foi proposta em 1923 por Gonzaga Campos. Foi ainda Moraes Rego (1933) quem procurou separar os epimetamorfitos de gnaisses e migmatitos que atribuiu ao Complexo Cristalino, realizando uma primeira caracterização litológica e estrutural das unidades.

A denominação Série São Roque foi utilizada por muitos investigadores durante as décadas de 40 a 60, alguns por considerarem pouco claras as relações estratigráficas dessa unidade com a Série Açungui (*v.g.* Cordani *et alii*, 1961). Outros, no entanto, preferiram adotar a designação Série Açungui para as

rochas epimetamórficas presentes na faixa entre os estados de São Paulo e Paraná (v.g. Coutinho & Takeda, 1955, *apud* Carneiro, 1983). Paoliello (1964) na Nota Explicativa do Mapa Geológico do Estado de São Paulo elaborado pelo Instituto Geográfico e Geológico (IGG), em 1963, descreve as unidades do Pré-Cambriano Superior referindo-as ao São Roque e categorizando-o como grupo.

Os trabalhos de Hennies *et alii* (1967a) definindo o Falhamento de Taxaquara, levaram Hasui *et alii* (1969) à redefinição do Grupo São Roque, designação que então passou a indicar apenas os metassedimentos situados entre os falhamentos de Taxaquara e Jundiuvira. Foram estes os autores que primeiro descreveram mais amide as características das litologias, metamorfismo, magmatismo e estruturas do grupo.

Ao abordar a tectônica das folhas de São Roque e Pilar do Sul, Hasui (1973) utiliza-se do nome Grupo Açungui para todo o pacote de metassedimentos presentes em sua área de estudo, admitindo, contudo, uma história deformacional diferenciada entre as rochas anteriormente atribuídas aos grupos São Roque e Açungui. Essa consideração foi revista pelo autor em 1975 (a,b), quando embasado na disposição das unidades, em blocos justapostos individualizados por importantes falhamentos transcorrentes (Hasui, *et alii*, 1969; Hasui, 1973), e nas diferenças de deformação entre ambas as unidades, retoma a separação dos grupos a sul e norte do Falhamento de Taxaquara. Nos trabalhos de 1975, o autor propõe o Conjunto São Roque, constituído por rochas do grupo homônimo, e o Conjunto Paranapiacaba, onde se apresentam as rochas atribuídas ao Grupo Açungui.

O Grupo São Roque foi tentativamente subdividido por Hasui *et alii* (1976), que reconheceram a presença de uma unidade inferior psamo-pelítica, com intercalações de rochas vulcânicas na base e rochas carbonáticas mais para o topo, que denominaram Formação Boturuna; e uma unidade superior, onde a predominância é de filitos rítmicos e associações rítmicas, com alternância de quartzitos e filitos, à qual chamaram Formação Piragibu.

Tomando por base os trabalhos da CPRM, Silva *et alii* (1977) mantêm a designação Grupo Açungui para toda a seqüência epimetamórfica de São Paulo e reafirmam a continuidade entre esse grupo e o São Roque. Por outro lado, Hasui *et alii* (1980) sugerem

que apenas a Formação Itaiacoca (Almeida, 1956, 1957) e metamorfitos associados, possam constituir a continuidade do Grupo São Roque para o sul.

Mais recentemente Bistrichi *et al.* (1981) e Almeida *et alii*, (1981) no Mapa Geológico do Estado de São Paulo e em sua Nota Explicativa, respectivamente, consideram o Grupo São Roque individualizado, balizado a sul pelos falhamentos de Taxaquara e Monteiro Lobato e a norte pelo Falhamento de Jundiuvira.

Bistrichi (1982) estudando a área do Sinclínorio de Pirapora e Carneiro (1983) em suas investigações ao longo da faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, trazem importantes contribuições para o conhecimento do Grupo São Roque e para sua comparação com o Grupo Açungui. Ambos os autores registram diferenças na história deformacional até então admitida para o São Roque, como também consideram inoportuno estabelecer uma estratigrafia à luz dos conhecimentos atuais que tenha validade regional. Carneiro (*op. cit.*) consegue estabelecer, para a sua área de estudo, uma coluna estratigráfica bastante semelhante à apresentada por Hasui *et alii* (1976) referente à região do Sinclínorio de Pirapora. Menciona, ainda, a semelhança entre os grupos São Roque e Açungui, quando confrontados os dados bibliográficos referentes ao segundo com os resultados por ele alcançados no São Roque. Por sua vez, Hasui (1983) aponta esses grupos como refletindo duas bacias distintas, embora ressaltando que aspectos variados de cada um sejam bastante semelhantes.

Estudos ainda em andamento têm mostrado que no Grupo São Roque foram incluídas rochas metassedimentares mais antigas, pelo menos a norte da capital paulista (C.A.Bistrichi; Y.Hasui; M.A.Almeida; A.S.L.Dantas; e L.A.Teixeira, informação verbal). As evidências descritas por esses geólogos correspondem a gnaisses, migmatitos e ectinitos com fortes feições de transposição, à semelhança do observado na região de Pilar do Sul nas rochas do Complexo Pré-Açungui. Com tal enfoque, a tendência é considerar um Grupo São Roque restrito, apresentando uma história deformacional mais simples. Na área da Folha Pilar do Sul, apenas pequena porção do Grupo São Roque se faz presente, não permitindo contribuir nesse sentido. À luz da bibliografia, na região estudada a área de ocorrência de metamorfitos a norte da

Falha de Taxaquara foi considerada como pertencente ao Grupo São Roque, embora sua semelhança com aqueles do Complexo Prê-Açungui, a sul de Pilar do Sul, como já mencionado.

CORRELAÇÕES ENTRE AS SEQUÊNCIAS SUPRACRUSTAIS PRÉ-CAMBRIANAS

A análise da bibliografia ressalta a dificuldade para se regionalizar as relações entre seqüências observadas localmente. Além disso, um complexo quadro é considerado para explicar a evolução das supracrustais, introduzindo uma série de elementos que tornam quase impraticável a correlação de suas unidades.

Segundo alguns autores, provavelmente a sedimentação ocorreu em sub-bacias num primeiro instante, e posteriormente em bacias mais amplas. A possibilidade de movimentações de blocos, através de grandes linhas de falhas atuantes já a esse tempo, originaria um substrato com grandes irregularidades para a deposição, com posições distais e próximas de difícil discernimento. As variações nos ambientes deposicionais seriam complicadas, em sua interpretação, em função de tais possibilidades.

Diferentes fases de deformação, metamorfismo e magmatismo afetaram as seqüências sedimentares desde a época de sua deposição, obliterando sobremaneira o reconhecimento das feições originais, e dificultando a dedução do seu empilhamento. Esses eventos, principalmente deformação e metamorfismo, podem atuar de modos diferenciados em porções distintas das seqüências, o que na falta de exposições adequadas das mesmas, tornam difícil estabelecer a própria sucessão dos eventos para áreas maiores que as observadas.

Nesse contexto, é extremamente problemática a correlação de seqüências sem continuidade física. No entanto, algumas áreas estudadas no Paraná e sul de São Paulo mostram possibilidades de correlação com as seqüências da Folha Pilar do Sul, utilizando-se como critérios principalmente as semelhanças litológicas e estruturais, além de dados de metamorfismo e magmatismo.

A área estudada, como se depreende da literatura geológica, corresponde à continuidade de seqüências basais das supracrustais observadas no Vale do Ribeira, categorizadas de diferentes formas e designadas Setuva, principalmente nos trabalhos mais recentes.

A seqüência da Folha Pilar do Sul corresponde à extensão do Açungui I e II da MMAJ/JICA (1982). Seria, ainda, correlacionável com duas seqüências imediatamente superiores àquela de *meta-cherts* descritas por Silva & Schöhl (1982) e admitidas também por Schöhl *et alii* (1982) como pertencentes à Formação Setuva. A primeira dessas seqüências é admitida pelos autores com equivalência lateral em âmbito regional e a descrição de seus litotipos denota uma grande similaridade com a seqüência oriental definida na área de Pilar do Sul. A segunda, sobre a anterior, mostra caráter vulcano-sedimentar, guardando extrema semelhança com a seqüência ocidental da área estudada. Outras correlações levando em consideração as similaridades litológicas são possíveis, como se depreende do item inicial deste capítulo.

Estruturalmente, Fritzens Jr *et alii* (1982) mencionam uma evolução mais complexa para as formações Perau e Água Clara, do Grupo Setuva, e, mais recentemente, Hasui (1984, no prelo) aponta uma forte transposição nas rochas definidas como Setuva pelos primeiros, o que não ocorre nas porções atualmente atribuídas ao Grupo Açungui sobreposto.

É nesse entender que se supõe uma correlação mais pertinente da seqüência estudada.

DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Especificamente sobre as rochas da área estudada não existe nenhuma determinação radiométrica efetuada. Poucas datações em rochas atribuídas às seqüências São Roque, pré-Açungui e granitóides associados são encontradas na bibliografia. Trabalhos pioneiros como os de Cordani & Bittencourt (1967), Cordani & Kawashita (1971) e Hasui & Hama (1972) são até hoje os únicos a fornecer dados de alguns locais. Mais recentemente a CPRM executou uma série de datações em metamorfitos do Vale do Ribeira.

Além do número pequeno de determinações, o que já restringe o alcance interpretativo desses dados, deve-se considerar com ressalvas os resultados obtidos. Tal cuidado vem em função de que as seqüências datadas apresentam complicações devidas a eventos deformacionais e metamórficos, os quais se impõem às

mesmas através de vários episódios. A datação de rochas tão intricadas exige uma interpretação à luz de tais evidências geológicas. Nesse sentido, as determinações radiométricas coletadas na literatura, pouco podem contribuir de modo efetivo para a atribuição de idades absolutas. Por outro lado, a única datação através de critérios paleontológicos corresponde a sequência não correlacionável à da área estudada, posicionando-se estratigraficamente acima destas, conforme a bibliografia consultada mostra.

Na região entre Água Clara (Tunas) e Ribeirão do Perau, em sequência metavulcano-sedimentar e na sobrejacente, metacarbonática, Batolla Jr *et alii* (1981, pág. 102) obtiveram em micaxistos e filitos "idades Rb/Sr convencionais escalonadas entre 1201 ± 31 e 2146 ± 92 Ma" que se enquadram em "duas isócronas de referência (1170 Ma com $R_o=0,708$; 1330 Ma com $R_o=0,716$ "). Essas rochas são admitidas como pertencentes ao Grupo Açungui *latu sensu*, representando suas porções basais, e capeiam gnaisses que os autores atribuem ao Grupo Setuva. Todo esse pacote de rochas representa o hoje considerado Complexo Setuva por Hasui (1984, *nô prelo*).

Em plagioclássio do denominado Gabro de Apiaí, Silva *et alii* (1981) determinaram idade K/Ar de 675 ± 41 Ma. Essas rochas, segundo Batolla Jr *et alii* (1981), constituem as possantes ocorrências de metabasitos que associados a metassedimentos capeiam os gnaisses da região do Ribeirão do Perau.

Na região da Mina de Perau a MMAJ/JICA (1982) subdividiu a sequência metassedimentar sobrejacente a gnaisses em Açungui I, II e III, da base para o topo. Em galenas admitidas como sin-sedimentares, presentes no Açungui I, na Mina do Perau, foram realizadas datações Pb/Pb que forneceram idades de 1400 e 1430 Ma. Em galenas que se apresentam preenchendo fraturas em mármore da sequência Açungui III, na Mina da Rocha, foram obtidos valores de 1120 e 1070 Ma. Datações de Damasceno (1966, *apud* MMAJ/JICA, 1982) fornecem valores semelhantes nas galenas das minas do Rocha, Paqueiro e Pannels, escalados de 1050 a 1210 Ma, em oito determinações.

Informações verbais de F.F.M. de Almeida e Y. Hasui, colocam dúvidas na origem primária das galenas observadas na Mina

do Perau, que estariam recristalizadas no interior de lentes totalmente transpostas. Afora tal controvérsia, essa seqüência mineralizada coloca-se nas porções basais das supracrustais, registrando eventos posteriores à sedimentação, há pelo menos 1400 Ma, o que corrobora com processos de re-homogeneização isotópica a esse tempo, diagnosticada pela CPRM em seqüências afins. Por outro lado, as determinações das demais minas correspondem a galenas presentes na seqüência Açungui *stricto sensu*, sobreposta ao denominado Grupo Setuva na Mina do Perau.

As únicas datações paleontológicas efetuadas em seqüências admitidas Açungui são apresentadas por Fairchild (1977). Duas formas de estromatólitos estão presentes em calcários da Formação Itaiacoca próximo à Itapeva (SP), na área onde Almeida (1944, *apud* Fairchild, *op. cit.*) os descreveu pela primeira vez. O tipo reconhecido é o *Conophyton garganicum* e juntamente com outro, não identificado, são distintos daqueles observados na Formação Capiiru próximo a Curitiba, formação esta correlacionada por diversos autores com a Formação Itaiacoca. Fairchild (*op. cit.*) admite idade entre 1700 e 850 Ma para tais estromatólitos, o que corresponde ao intervalo para a sedimentação da formação, hoje considerada do Grupo Açungui *stricto sensu* que se sobrepõe ao Setuva.

Cabe mencionar as datações efetuadas por Hasui e Hama (*op. cit.*) em metabasitos de Pirapora, do Grupo São Roque, que forneceram idades K/Ar de 710 Ma, à qual admitem a idade mínima para o metamorfismo regional e para o magmatismo pré-tectônico. Os granitóides presentes nesse grupo fornecem resultados semelhantes aos descritos anteriormente.

A cronologia das rochas granitóides é comentada em vários artigos. Datações efetuadas em granitóides da Fácies Cantareira fornecem isócronas de 640 a 650 Ma (Hasui *et alii*, 1981), portanto da segunda metade do Proterozóico Superior. Para os maciços da Fácies Itu, as isócronas obtidas indicam intervalo de 540-560 Ma (Hasui *et alii*, 1981) e 500-550 Ma (Batolla Jr *et alii*, 1981) correspondendo ao início do Paleozóico. Para Wernick (1982) as rochas porfiróides abrangeriam um intervalo de tempo entre 600 e 550 Ma, e os granitóides inequigranulares, que considera "granitos magmáticos típicos" teriam idades variáveis en

tre 550 e 450 Ma.

Cordani & Bittencourt (1967) mencionam idades K/Ar de 540 Ma para granitos da região de Piedade e Salto de Pirapora, possivelmente representando maciços atribuíveis à Suíte Pilar do Sul. Outras determinações em rochas correlacionáveis às suítes Piedade e Tapiraí, fornecem idades pouco acima de 600 Ma. Análises efetuadas pelo método Rb/Sr, por Cordani & Kawashita (1971), confirmaram os resultados anteriores de Cordani & Bittencourt (*op. cit.*) e de Hasui & Hama (1972), a partir dos quais atribuem uma fase tardi-tectônica há 610 Ma e uma outra pós-tectônica há 540 Ma.

Do exposto percebe-se que se tem tentado estabelecer uma ordenação temporal relativa de diferentes eventos termo-tectônicos e épocas de sedimentação, mas a necessidade de se recorrer a associações entre unidades supostamente correlacionáveis, não permite mais que supor tal ordenação.

CAPÍTULO IX - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Os resultados apresentados nos capítulos anteriores possibilitam esboçar a evolução da área, onde é enfatizado o intervalo de tempo Pré-Cambriano. A evolução do Fanerozóico é considerada sumariamente.

A restrita presença do Grupo São Roque na área de estudo não permite delinear sequer tentativamente sua evolução. Por esta razão, este grupo foi admitido tal como sobre ele se expressam os autores que o estudaram, implicando considerá-lo com evolução restrita ao Evento Brasilião, no Proterozóico Superior. Embora mais recentemente alguns pesquisadores estejam sugerindo seu desenvolvimento em tempos anteriores, não existem ainda resultados que possam ser aqui utilizados.

Frente a esses fatos, a evolução do Complexo Pré-Açungui deve ser considerada à parte do Grupo São Roque, não sendo plausível estabelecer correlações entre os diferentes eventos observados em cada unidade. Desse modo, as informações acerca da evolução do Grupo São Roque são um sumário bibliográfico, enquanto o Complexo Pré-Açungui é discutido à luz dos resultados alcançados na área e na literatura geológica concernente. Sua evolução é admitida através de tempos anteriores ao Proterozóico Superior, cujo alcance carece de elementos para ser definido. A bibliografia menciona idades que se estendem do Arqueano ao Proterozóico Médio.

A evolução do Complexo Pré-Açungui é apresentada resumidamente no Quadro 4 e como se segue:

- 1) Deposição de sedimentos predominantemente pelíticos, com intercalações psamíticas, e, muito localmente, sedimentos químicos. Magmatismo ácido, básico e restritamente ultrabásico (i_1).

A sedimentação processou-se em extensa calha, até então admitida na bibliografia como um sulco geossinclinal. Mais recentemente foram apresentados modelos tectônicos onde são consideradas calhas aulacogênicas, com desenvolvimento de *rifts*.

As características da sedimentação sugerem deposição em ambiente marinho, aparentemente com aumento progressivo da pro

	PRÉ-PROTEROZÓICO SUPERIOR	PROTEROZÓICO SUPERIOR	CAMBRO- -ORDOVICIANO	PERMO- -CARBONIFERO	JURO- -CRETÁCEO	CENOZÓICO
UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	COMPLEXO PRÉ-ACUNGUI		ROCHAS CATACLÁSTICAS ROCHAS GRANITOÍDES	GRUPO TUBARÃO	DIQUES DE DIABÁSIO	COBERTURAS DETRÍTICAS
DEFORMAÇÃO	F ₁ F ₂ F ₃		F ₄		F ₅	
MAGMATISMO	i ₁	i ₂	i ₃		i ₄	
METAMORFISMO	M ₁ M ₂	METAMORFISMO RETRÓGRADO	METAMORFISMO DINÂMICO METAMORFISMO DE CONTATO			

Quadro 4 - SUMÁRIO DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA, EXCLUINDO O GRUPO SÃO ROQUE

	PRÉ-PROTEROZÓICO SUPERIOR	PROTEROZÓICO SUPERIOR	CAMBRO- -ORDOVICIANO
UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS		GRUPO SÃO ROQUE ROCHAS GRANITOÍDES	ROCHAS CATACLÁSTICAS
DEFORMAÇÃO		F ₁ F ₂ F ₃	F ₄
MAGMATISMO		i ₁ i ₂	
METAMORFISMO		M ₁ M ₂ METAMORFISMO DE CONTATO METAMORFISMO RETRÓGRADO	METAMORFISMO DINÂMICO

Quadro 5 - SUMÁRIO DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO GRUPO SÃO ROQUE
(Baseado em Hasui, 1975b; Bistrichi, 1982; Carneiro, 1983)

fundidade de noroeste para sudeste. As seqüências predominantemente pelíticas (seqüência ocidental) são mais prontamente ligadas a ambientes neríticos com zonas litorâneas e sub-litorâneas. Níveis mais proeminentes de concentração de psamitos sugerem períodos regressivos aparentemente curtos. A diferenciação para seqüências mais francamente pelíticas, com ocasionais intercalações delgadas de psamitos (seqüência oriental) é clara, indicando através de passagem progressiva, ambientes mais profundos e calmos. Restrita deposição de calcário apresenta-se aproximadamente nos limites entre tais ambientes.

O magmatismo associado à sedimentação manifesta-se com naturezas ácida, básica e ultrabásica (i_1) e é considerado contemporâneo ou imediatamente posterior à deposição, pois apresenta seus produtos afetados pela primeira fase de deformação e pelo metamorfismo a ela ligado. As rochas básicas e ultrabásicas não mais apresentam feições que possibilitem identificar se foram *sills*, diques ou derrames. A atividade magmática, com possíveis fumarolas associadas, fornecem um necessário fluxo térmico e soluções hidrotermais para a configuração do ambiente de formação dos exalitos. O magmatismo ácido, representado por ortognaisses, aparentemente colocou corpos na seqüência sedimentar. Existe também a possibilidade de seus representantes constituírem porções de embasamento aflorantes, o que não se configurou como a hipótese mais viável. Conquanto essa caracterização do quadro de constituição das rochas possa ser feita, cabe realçar seu caráter preliminar. A deformação posterior introduziu modificações substanciais na geometria original, impondo dificuldades na reconstituição da história prévia.

2) Intensos processos diastróficos, compreendendo:

2.1) Primeira fase de deformação (F_1) com forte transposição quase generalizada, atribuída, como advém da bibliografia, a fase de dobramentos fechados a cerrados recumbentes, ou então a evento de cisalhamento simples. Associa-se à fase principal de metamorfismo regional (M_1) de caráter progressivo, variando de grau fraco até médio a

forte. A deformação originou raríssimas dobras, intrafoliais ou não (D_1), com ou sem xistosidade plano-axial. As evidências coletadas não sugerem prontamente uma fase de deformação holomórfica, podendo-se admitir também um evento de cisalhamento simples. Pequenas e raras lentes dos sedimentos originais foram poupadas da transposição, onde são observadas estruturas reliquias como o acamamento sedimentar (S_0) e estratificações cruzadas de pequeno porte. A foliação S_1 , desenvolvida pela deformação, expressa-se por superfícies de transposição, bandamento composicional e xistosidade. Clivagem ardosiana apresenta-se nos pacotes que foram poupados pela transposição. O metamorfismo mostra um aumento progressivo, cuja variação em leque de oeste para sudeste, leste e noroeste, deve-se às deformações posteriores que modificaram a geometria das isógradas. A migmatização de xistos e o crescimento de megacrístais de feldspatos potássicos nas rochas gnáissicas, associam-se aos graus mais fortes de metamorfismo, a leste e sul da área. A migmatização possivelmente estendeu-se até após a deformação.

- 2.2) Segunda fase de metamorfismo (M_2), de baixa pressão e grau fraco a médio, de caráter regional, posterior à fase de deformação F_1 e anterior a sincrônica à fase de deformação F_2 .

Suposições que colocam tal evento metamórfico associado a auréolas de contato dos maciços granitóides, não explicam sua ampla distribuição. Este evento é caracterizado principalmente pela ocorrência de porfiroblastos de diferentes minerais, os quais guardam restos da foliação anterior, permitindo reconhecer suas modificações a diversos estágios, o que tornou possível associar esta fase de metamorfismo à segunda fase de deformação.

- 2.3) Segunda fase de deformação (F_2), associada a processos de intensa crenulação, originando dobras abertas e fechadas (D_2), com qualquer orientação. As clivagens de crenulação S_2 constituem as superfícies axiais dessas

dobras e no mais comum são finamente espaçadas e desenvolvem bandamento diferenciado. Este é praticamente onipresente nas rochas afetadas pela crenulação. Em rochas mais competentes aparecem clivagens de fratura. Esta fase de deformação afeta indistintamente as superfícies S_0 e S_1 sendo bastante evoluída, e mais facilmente diagnosticada na seqüência ocidental.

2.4) Terceira fase de deformação (F_3), também associada a processos generalizados de crenulação, originando dobras abertas e fechadas (D_3), com forte caimento de eixos, e planos axiais verticais a subverticais orientados a ENE/WSW, definidos por clivagens de crenulação (S_3) que são mais espaçadas que as anteriores e menos comumente desenvolvem bandamento diferenciado. Clivagens de fratura também ocorrem em rochas mais competentes. Esta fase de deformação é responsável pela grande feição estrutural em arco da área, a Sinforma de Pilar do Sul. Esta estrutura é desenhada pelo dobramento das superfícies S_0 , S_1 e S_2 , sendo seu caráter sinformal dado pela distribuição de associações litológicas ectiníticas a migmatíticas, que indicam porções mais jovens internas à estrutura.

2.5) Segunda fase magmática (i_2) de natureza ácida, responsável pelas intrusões granitóides de caráter pós-tectônico em relação à fase de deformação F_3 , com metamorfismo de contato associado. É atribuída à segunda metade do Proterozóico Superior, sendo representada pelos maciços da Suíte Piedade (Maciço Serra da Batéia e Maciço Sarapuĩ) e da Suíte Tapiraĩ (Maciço Tapiraĩ e Maciço Córrego do Gázeo).

A primeira suíte apresenta uma evolução mais longa, registrada através de porções gnáissicas originalmente já granitóides, que foram feldspatizadas durante e possivelmente ainda após a deformação F_1 . Durante o Evento Brasileiro seus maciços ganham as características e dimensões atuais, com o magmatismo possibilitando o desenvolvimento de metassomatose e mesmo anatexia localmente,

com a feldspatização se aproveitando ou não de planos pré-existent. Os maciços da Suíte Piedade apresentam caráter parautóctone e foliação quase sempre notória evidenciada pela matriz e por megacristais orientados planarmente.

A Suíte Tapiraí mostra maciços com rochas porfiróides e isotropas, sendo francamente intrusivos e circunscritos, obliterando e afetando os metamorfitos adjacentes. São os maciços desta suíte que desenvolvem metamorfismo de contato, originando delgadas faixas de *hornfels* alumino-silicáticos.

2.6) Terceira fase magmática (i_3) de natureza ácida, representada por intrusões granitóides de caráter pós-tectônico à fase de deformação F_3 e posteriores aos maciços das demais suítes, nos quais se introduz. Associa-se a metamorfismo de contato mais proeminente que o apresentado na fase magmática anterior, sendo atribuída ao Cambro-Ordoviciano. Corresponde a Suíte Pilar do Sul, cujos maciços Pilar do Sul e Turvo apresentam rochas inequigranulares e isotropas, sendo também francamente intrusivos e circunscritos, igualmente obliterando e afetando os metamorfitos adjacentes, nos quais origina faixas com até centenas de metros de *hornfels* alumino-silicáticos.

2.7) Quarta fase de deformação (F_4) representada por intensa lineagênese, com metamorfismo dinâmico associado. É responsável por zonas de transcorrências, na área representadas principalmente pelas falhas de Taxaquara e do Belchior. Desenvolvem faixas miloníticas de espessuras variadas, com intensa cominuição dos constituintes minerais, e recristalização e neocristalização associadas. Admite-se a possibilidade de um amplo intervalo de tempo para a atuação de tais estruturas, porém só se consegue comprovar seu período final, admitido Cambro-Ordoviciano.

Vários feixes de lineamentos fotointerpretados e sistemas de juntas que configuram zonas de descontinuidades foram anotados, alguns aparentemente associados, pelos

menos parcialmente, a esta fase de deformação. Destacam-se as feições observadas ao longo da borda norte do Maciço Serra da Batêia, as quais configuram uma zona de descontinuidade, que evidencia um comportamento diferenciado dos metamorfitos a sul e norte da mesma, frente aos processos da fase de deformação F_3 , bem como é ao longo dessa zona que se caracteriza melhor as feições parautoctones daquele maciço. Tais fatos fazem supor a existência de um acidente tectônico importante na estruturação da área, que, no entanto, não pode ser precisado nesta oportunidade.

- 3) Período de maior estabilidade tectônica e erosão, sem registros sedimentares, com elaboração de superfícies de aplainamento (Superfície Itaguã), do Cambrio-Ordoviciano ao Carbonífero.
- 4) Deposição de sedimentos do Grupo Tubarão (Formação Itararé) parcialmente em ambientes continental e glacial, durante o Permo-Carbonífero.
- 5) Processos relacionados à Reativação Wealdeniana da plataforma, com o desenvolvimento da quinta fase de deformação (F_5) e fase magmática (i_4) associada, durante o Juro-Cretáceo. A deformação foi responsável por insignificantes falhas normais que afetam os sedimentos do Grupo Tubarão. O magmatismo foi de natureza básica, representado na área por raríssimos diques de diabásio.
- 6) Período de estabilidade tectônica e erosão, sem registros sedimentares, com a elaboração de extensas superfícies erosivas, do Paleogeno ao Pleistoceno.
- 7) Período de estabilidade tectônica e erosão, com depósitos sedimentares associados, do Pleistoceno ao Holoceno. Os depósitos originados correspondem a terraços aluviais subatuais, provavelmente da segunda metade do Pleistoceno, e planícies aluviais atuais, holocênicas.

É problemática a atribuição de idades ou intervalos de tempo às seqüências do Complexo Prê-Açungui. Como se comentou no

oitavo capítulo, tentativamente procura-se estabelecer uma ordenação temporal relativa para os diferentes eventos termo-tectônicos e épocas de sedimentação.

Afora discussões sobre os resultados obtidos por determinações radiométricas, as isócronas elaboradas foram interpretadas como indicativas de idades do Proterozóico Médio para as seqüências basais das supracrustais, e destacando importante evento há cerca de 1400 Ma, onde recaem muitos dos valores obtidos. Já as idades Rb/Sr convencionais, mostram valores escalonados do Proterozóico Inferior até o Proterozóico Superior. Entretanto, como já discutido, tais resultados carecem de melhor interpretação à luz das evidências geológicas. Mais recentemente, é nesse sentido que Hasui (1983 e 1984, no prelo), entre outros, efetuaram correlações das seqüências relacionadas ao Complexo Prê-Açungui a tempos arqueanos ou do início do Proterozóico.

O QUADRO 5 mostra, sumariamente, a evolução geológica do Grupo São Roque, tendo sido elaborado a partir dos trabalhos de Hasui (1975b), Bistrichi (1982) e Carneiro (1983).

O Grupo São Roque tem seu desenvolvimento relacionado ao Evento Brasileiro, conforme indica a bibliografia. Uma evolução restrita a esse intervalo de tempo não permite correlações com o Complexo Prê-Açungui, porém, se consideradas menções a rochas mais antigas, até então incluídas no grupo, pode-se fazer a seguinte ponderação. A sedimentação do Grupo São Roque *lato sensu* não se limitaria ao Proterozóico Superior, o que implica dele dissociar as rochas basais, de evolução mais complicada, da unidade que lhe é sobreposta, cuja história geológica é mais simples. Qualquer outro ensaio de correlação, de fases deformacionais, metamórficas e magmáticas, desse conjunto com o Complexo Prê-Açungui, não é factível no momento.

BIBLIOGRAFIA

- ALGARTE, J.P. *et alii* - 1974 - Projeto Sudeste do Estado de São Paulo; relatório final. São Paulo, DNPM/CPRM.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1944 - Collenia itapevensis sp. n.: um fóssil Pré-Cambriano no Estado de São Paulo. Bol.Fac.Fil.Ciênc. Letr., Univ. São Paulo, 45:89-106 (Geologia nº 1).
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1956 - Novas ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano brasileiro. An.Acad.Bras.Ci., São Paulo, 28(4):54-55.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1957 - Novas ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano brasileiro. An.Acad.Bras.Ciênc., São Paulo, 29(1):63-72.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1964 - Fundamentos geológicos do relevo paulista. Bol.Inst.Geogr. e Geol., São Paulo, (41):169-263.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 36p. (Boletim 241).
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1983 - Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. Rev.Bras.Geoc., São Paulo, 13(3):139-158, set.
- ALMEIDA, F.F.M. de *et alii* - 1973 - The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazon River. In: NAIRN, E.M. & STEHLI, F.G. The ocean basins and margins. New York, Plenum. v.1, cap. 11, p.411-446.
- ALMEIDA, F.F.M. de *et alii* - 1976 - The Upper Precambrian of South America. Bol. IG USP, São Paulo, 7:45-80.
- ALMEIDA, F.F.M. de *et alii* - 1977 - Províncias estruturais brasileiras. In: SIMP.GEOL.NORD., 8, Campina Grande, 1977. Atas... Campina Grande, SBG. p.363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. de *et alii* - 1981 - Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 1:500 000. São Paulo, IPT. v.1. (IPT, Monografia 6, Publicação 1184).

BATOLLA JR, F. *et alii*, 1981.- O Prê-Cambriano da região sul-sudeste do Estado de São Paulo e este-nordeste do Estado do Paraná. In: SIMP.REG.GEOL., 3, Curitiba. 1981. Atas... São Paulo, SBG. v.1, p.94-108.

BELL, A.M. - 1981 - Vergence: an evaluation. Jour.Struc.Geol. 3(3):197-202.

BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. - 1956 - Estudos preliminares na Série Açungui. V; estruturas organôgenas nos dolomitos da Formação Capiçu, Estado de São Paulo. Dusenä, Curitiba, 7 (6):317-323.

BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. - 1958a - Contribuição à Geologia da Região Sul da Série Açungui; Estado do Paraná. Bol. Paul.Geogr., São Paulo, (26):1-14.

BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. - 1958b - Estudos preliminares na Série Açungui - VIII; a Formação Votuverava. Bol.Inst.Hist. Nat.Geol., Curitiba, (2).

BISTRICHI, C.A. - 1982 - Geologia do Sinclínório de Pirapora, SP. São Paulo. (Tese de Mestrado, IGUSP) (Inédito).

BISTRICHI, C.A. *et alii* - 1981 - Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500 000. São Paulo, IPT. v.2 (IPT, Monografia, 6, Publicação 1184).

CARNEIRO, C.D.R.-1983.- Análise estrutural do Grupo São Roque na faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, SP. São Paulo. (Tese de Doutorado, IGUSP) (Inédito).

CARNEIRO, C.D.R. *et alii* - 1980 - Geologia da região do alto curso do Rio São Lourencinho-SP. In: CONGR.BRAS.GEOL., 31, Camboriú. Anais... Camboriú, SBG. v.5, p.2864-2878.

CAVALCANTE, J.C. & KAEFER, L.Q. - 1974 - Geologia da Folha de Santos, parcial. In: CONGR.BRAS.GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, SBG. v.4, p.227-246.

CHIODI FILHO, C. *et alii* - 1983 - Projeto Capão Bonito; relatório final. São Paulo, CPRM. 2v.

CORDANI, U.G. & BITTENCOURT, I. - 1967 - Determinações de ida des potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. In: CONGR. BRAS.GEOL., 21, Curitiba, 1967. Anais... São Paulo, SBG. p. 159-165.

CORDANI, V.G. & KAWASHITA, K. - 1971 - Estudo geocronológico pe lo método Rb/Sr de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açun gui. In: CONGR.BRAS.GEOL., 25, São Paulo, 1971. Anais... São Paulo, SBG. v.1, p.105-110.

CORDANI, U.G. *et alii* - 1961 - Geologia da região do Jaraguá, SP. Bol.Soc.Bras.Geol., São Paulo, 10: 72-91.

COUTINHO, J.M.S. & TAKEDA, F.K. - 1955 - Metaconglomerado e ro chas associadas no Município de São Paulo. Bol.Fac.Ciênc.Let., USP, São Paulo(186): 5-47. (Mineralogia, 13).

COUTINHO, J.M.V. & COIMBRA, A.M. - 1983. Brecha em Salto de Pi- rapora (Estado de São Paulo), um diatrema?. In: SIMP.REG.GEOL. GEOL., 4, São Paulo, 1983. Resumos... São Paulo, SBG.

COUTINHO, J.M.V. *et alii* - 1982 - Geologia e petrologia de se qüência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque na Serra de de Itaberaba-SP. In: CONGR.BRAS.GEOL., 32, Salvador, Anais... Salvador, SBG. v.2, p.624-640.

DAMASCENO, E.C. - 1966 - Nota sobre a composição isotópica de chumbo em galenas de jazidas do Vale do Rio Ribeira. In: CONGR. BRAS.GEOL., 20, São Paulo, 1966. Resumos.

DERBY, O.A. - 1878 - Geologia da região diamantífera da Provín cia do Paranã no Brasil. Arq.Mus.Nac., Rio de Janeiro, (3): 89-96.

EBERT, H. - 1968 - Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura oro gênica: hipótese sobre sua origem. An.Acad.Bras.Ciênc., Rio de Janeiro, 40 (supl.):215-229.

EBERT, H. - 1971a - Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo e a bifurcação entre Paraibides

e Araxaídes. In: CONGR.BRAS.GEOL., 25, São Paulo - 1971 - Resumo das Comunicações... São Paulo, SBG. p.177-178 (Boletim especial, 1).

EBERT, H. - 1971b - Observações sobre a litologia e subdivisão do "Grupo Setuva" no Estado do Paraná, com sugestões à tectônica geral do "Geossinclíneo Açungui". In: CONGR.BRAS.GEOL., 25, São Paulo, 1971. Anais... São Paulo, SBG. v.1, p.131-146.

FAIRCHILD, T.R. - Conophyton and other columnar stromatolites from the Upper Precambrian Açungui Group near Itapeva, SP, Brazil. In: SIMP.GEOL.REG.; 1, São Paulo. Atas... São Paulo, SBG, v.1, p.179-198.

FIGUEIREDO, M.C.H. *et alii* - 1982 - Ocorrência de "pillow lavas" no Grupo São Roque, Estado de São Paulo. Rev.Ciênc.da Terra, SBG, (2):6-7, jan/fev.

FONSECA, M.J.G. *et alii* - 1979 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; folhas Rio de Janeiro (SF.-23), Vitória (SF.-24) e Iguape (SG.-23). Brasília, DNPM.

FRITZSONS Jr, O. *et alii* - 1982 - Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: CONGR.BRAS.GEOL., 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG. v.3, p.987-1001.

GONZAGA CAMPOS, L.F. - 1923 - Relatório sobre o Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil apresentado ao Snr. Ministro da Agricultura, Indústria e Comércio. Empresa de Mineração no município de Apiahy (São Paulo) sob a firma Rezende Elliot & Cia.

HASUI, Y. - 1973 - Tectônica da área das folhas de São Roque e Pilar do Sul. São Paulo. São Paulo. (Tese Livre Docência. IGUSP (inédito).

HASUI, Y. - 1975a - Geologia da Folha de São Roque. Bol.IGUSP - 6:157-183.

HASUI, Y. - 1975b - Evolução polifásica do Pré-Cambriano a oeste de São Paulo. Bol.IGUSP. 6:95-108.

HASUI, Y. - 1983 - Aspectos geológicos essenciais da seção Ca conde - Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do leste paulista. In: JORN. sobre a CARTA GEOLÓG. EST. SP. em 1:50 000, 1, São Paulo, 1983. Anais... São Paulo, PROMOCET. p.227-252.

HASUI, Y. - 1984 - Evolução geológica do Pré-Cambriano do Estado de São Paulo e regiões adjacentes (a sair)

HASUI, Y. & HAMA, M. - 1972 - Geocronologia do Grupo São Roque pelo método do Potássio-Argônio. Rev.Bras.Geoc., São Paulo 2(1):18-24.

HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. de - 1984 - A Província Mantiqueira, Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (coord.) O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Ed. Blucher. cap. 7, p. 308-339.

HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R. - 1976 - Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. Rev.Bras. Geoc., São Paulo, 6(3):180-200.

HASUI, Y. *et alii* - 1969 - Geologia do Grupo São Roque. In: CONGR.BRAS.GEOL., 23, Salvador, 1969. Anais... Salvador, SBG. p.101-134.

HASUI, Y. *et alii* - 1975 - The Ribeira Folded Belt. Rev.Bras. Geoc., São Paulo, 5(4):257-266.

HASUI, Y. *et alii* - 1976 - Considerações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano na região de São Paulo. Bol.IGUSP, São Paulo, 9:107-113.

HASUI, Y. *et alii* - 1978a - Os granitos e granitóides da Região de Dobramento Sudeste nos estados de São Paulo e Paraná. In: CONG.BRAS.GEOL., 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. v.6, p. 2594-2608.

HASUI, Y. *et al.* - 1978b - Geologia da Região Administrativa 3, Vale do Paraíba e parte da Região Administrativa 2 do Estado de São Paulo. São Paulo, IPT (IPT,

HASUI, Y. *et alii* - 1980 - Estruturas e tectônica do Prê-Cambriano de São Paulo e Paraná. An.Acad.Bras.Ciênc., Rio de Janeiro, 52:61-76.

HASUI, Y. *et alii* - 1981 - O embasamento Prê-Cambriano e Eopaleozóico em São Paulo. In: ALMEIDA *et alii*, 1981 - Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500 000. São Paulo. v.1, p.12-45 (IPT, Monografia 6, Publicação 1184).

HASUI, Y. *et alii* - 1983 - O modelo de evolução geológica do Prê-Cambriano paulista e suas implicações metalogenéticas. In: SIMP.REG.GEOL., 4, São Paulo, 1983. Resumos... São Paulo, SBG.

HASUI, Y. *et alii* - 1984 - Região 6. In: SCHOBENHAUS FILHO, C. *et alii*. (coord.) Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2 500 000. Brasília, DNPM. cap. 7.

HENNIES, W.T. *et alii* - 1967a - O falhamento transcorrente de Taxaquara. In: CONGR.BRAS.GEOL., 21, Curitiba, 1967. Anais... Curitiba, SBG. p.159-168.

HENNIES, W.T. *et alii* - 1967b - Geologia do Prê-Cambriano a noroeste da capital paulista. Bol.Paran.Geoc., Curitiba, (26): 17-18 (Res.Com. do Congr.Bras.de Geol.).

HIGGINS, M.W. - 1971 - Cataclastic rocks. Washington, USGS. 97p. (Professional Paper, 687).

HOBBS, B.E. *et alii* - 1976 - An outline of structural geology. New York, John Willey.

LEAKE, B.E. - 1964 - The chemical distinction between ortho and para-amphibolites. Jour.Petr., 5(2):238-254.

LOPES, O.F. - 1981 - Compartimentação paleogeográfica, faciológica e estratigráfica em terrenos do Grupo Açungui da região Tigre/Colônia Marquês de Abrantes, município de Cerro Azul e Bocaiúva do Sul - PR. In: SIMP.REG.GEOL., 3, Curitiba. Atas... Curitiba, SBG. v.1, p.155-169.

MARINI, O.J. *et alii* - 1967 - O Grupo Açungui no Estado do Paraná. Bol.Paran.Geoc., Curitiba, (23/25):43-104

MARINI, O.J. - 1970 - Geologia da Folha Rio Branco do Sul, PR. Rio Claro-SP (Tese, Fac.Fil.Ciênc.Letr., UNESP).

MELCHER, G.C. *et alii* - 1973 - Geologia e petrografia das rochas metamórficas e graníticas associadas do Vale do Rio Ribeira de Iguape, SP e PR. Rev.Bras.Geoc., São Paulo, 3(2): 97-123.

METAL MINING AGENCY OF JAPAN. Japan International Cooperation Agency - 1981 - Report on geological survey of Anta Gorda, phase 1. Acordo de cooperação técnica BRASIL-DNPM-CPRM/JAPAN-MMAJ-JICA.

METAL MINING AGENCY OF JAPAN. Japan International Cooperation Agency - 1982 - Report on Geological survey of Anta Gorda, Phase 2. Acordo de cooperação técnica BRASIL-DNPM-CPRM/JAPAN-MMAJ-JICA.

METAL MINING AGENCY OF JAPAN. Japan International Cooperation Agency - 1983. Report on geological survey of Anta Gorda, phase 3. Acordo de cooperação técnica BRASIL-DNPM-CPRM/JAPAN-MMAJ-JICA.

MÔNACO, O.A. *et alii* - 1974 - Carta geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Assunção (SG.21) e Folha Curitiba (SG.22). Brasília, DNPM.

MORAES REGO, L.F. de - 1930 - A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico. 110 p. (Boletim 46).

- MORAES REGO, L.F. de - 1933 - Contribuição ao estudo das formações pré-devonianas de São Paulo. São Paulo. Instituto Agrônômico e Geofísico.
- MORGENTAL, A. *et alii* - 1975 - Projeto Sudelpa. São Paulo, CPRM. v.1.
- OLIVEIRA, E.P. - 1927 - Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. Rio de Janeiro, Serviço Geológico de Mineralogia. 172p (Monografia, 6).
- PAOLIELLO, P.C. - 1964 - Pré-Cambriano Superior. In: Instituto Geográfico e Geológico. Geologia do Estado de São Paulo. São Paulo. p.37-44 (Boletim 41).
- PETRI, S. & SUGUIO, K. - 1969 - Sobre os metassedimentos no extremo sul do Estado de São Paulo. São Paulo, Convênio USP/DAEE. (Publicação especial) 98p.
- PIEKARZ, G.F. - 1981 - Reconhecimento de unidades correlacionáveis a seqüência mineralizada do Perau, Estado do Paraná. In: SIMP.REG.GEOL., 3, Curitiba, 1981. Atas... Curitiba, SBG. v.1, p.148-154.
- PONÇANO, W.L. *et alii* - 1981 - Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo, escala 1:1000 000. São Paulo, v.1. (IPT, Monografia 5, Publicação 1183).
- PONTES, J.B. - 1982 - Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara (PR). In: CONGR.BRAS.GEOL., 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG. v.3, p.1002-1016.
- POPP, J.H. *et alii* - 1979 - Geologia. In: BIGARELLA, J.J. *et alii*. Recursos naturais, Folha Ouro Fino, Comec., Curitiba. p.22-26.
- RAGAN, D.M. - 1973 - Structural geology; an introduction to geometrical techniques. 2 ed. New York, John Willey. 208 p.
- RAMSAY, J.G. - 1967 - Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw-Hill. 568p.

SAAD, A.R. - 1977 - Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo. São Paulo (Tese, IGUSP).

SCHOBENHAUS FILHO, C. *et alii* (coord.)-1981 - Carta geológica do Brasil, 1:2 500 000. Brasília, DNPM .

SCHÖLL, W.V. - 1981 - Geologia do Grupo Açungui na região a no roeste de Rio Branco do Sul, Paraná. In: SIMP.REG.GEOL., 3, Curitiba, 1981. Atas... São Paulo, SBG. v.1, p.170-184.

SCHÖLL, W.V. *et alii* - 1980 - Geologia do Prê-Cambriano da re gião do Anticlinal do Setuva (município de Bocaiúva do Sul e Rio Branco do Sul, PR). In: CONGR.BRAS.GEOL., 31, Camboriu, 1980. Anais... Camboriu, SBG. v.5, p.3003-3012.

SCHÖLL, W.V. *et alii* - 1982 - A Formação Setuva do Prê-Cambria no no Estado do Paraná - uma revisão crítica. In: CONGR.BRAS.GEOL., 32, Salvador. Anais... Salvador, SBG. v.1, p.55-63.

SCHRYVER, K. - 1966 - On the measurement of the orientation of axial plane of minor folds. Jour.Geol. 74:83-84.

SILVA, A.C.G.A. & SCHÖLL, W.V. - 1982 - Metalogênese da barita de Água Clara no âmbito da evolução da Formação Setuva. In: CONGR.BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG. v.3. p.1017-1023.

SILVA, A.T.S.F. & ALGARTE, J.P. - 1981a - Contribuição a geolo gia da Seqüência Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Pariquera-Açu, Estado de São Paulo. 1 - litologia e petrografia. In: SIMP.REG.GEOL., 3, Curitiba, 1981 - Atas... São Paulo, SBG. v.1, p.109-120.

SILVA, A.T.S.F. & ALGARTE, J.P. - 1981b. - Contribuição a geolo gia da Seqüência Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Pariquera-Açu, Estado de São Paulo. 2. Estrutura, metamorfismo e evolu ção tectônica. In: SIMP.REG.GEOL., 3, Curitiba, 1981. Atas... São Paulo, SBG. v.1, p.121-132.

SILVA, A.T.S.F. *et alii*- 1977 - Projeto Santos-Iguape, relatô rio final - geologia. São Paulo, DNPM/CPRM. v.1.

- SILVA, A.T.S.F. *et alii* - 1978a - Geologia integrada das fo_lhas Iguape e Cananéia. In: CONGR.BRAS.GEOL., 30, Recife, 1978. Anais... Recife. SBG. v.1., p.208-221.
- SILVA, A.T.S.F. *et alii* - 1978b - Geologia integrada das folhas Santos e Barra de Santos. In: CONGR.BRAS.GEOL., 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG, v.1, p.222-235.
- SILVA, A.T.S.F. *et alii* - 1981 - Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira; relatório final - Integração geológica. São Paulo, DNPM/CPRM. v.1.
- SILVA, C.R. *et alii* - 1982 - Geologia e mineralizações da região Perau - Água Clara, Vale do Ribeira, PR. In: CONGR.BRAS.GEOL., 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG. v.3, p.1024-1036.
- SILVA, R.B. da *et alii* - 1982 - Considerações sobre as mineralizações de chumbo, zinco e prata do Grupo Açungui no Estado de São Paulo. In: CONGR.BRAS.GEOL., 32, Salvador. Anais... Salvador, SBG. v.3. p.972-986.
- SLAKE, J.F. - 1982 - Tourmaline in Appalachian-Caledonia massive sulphide deposits and its exploration significance. Trans. Inst.Min.Metall. 91:81-89. section B, (Applied Earth Science).
- STEIN, D.P.; CAMPANHA, G.A. da C.; FERNANDES, L.A. - 1984 - Geologia da Folha Pilar do Sul (SF.23-Y-C-IV-4) Estado de São Paulo. São Paulo, IPT. 3v. (Relatório IPT nº 19427).
- STRECKEISEN, A.L.(chairman) - 1973 - Plutonic Rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS. Geotimes 18(10): 26-30.
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. - 1963 - Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, McGraw-Hill. 545p.
- VEIGA, A.T.C. & SALOMÃO, E.P. - 1980 - A Formação São Sebastião e sua importância econômica. In: CONGR.BRAS.GEOL., 31, Camboriú. Anais... Camboriú, SBG. v.2, p.826-831.

WEIJERMARS, R. - 1982 - Vergence boundaries: an extension of the vergence concept. Jour.Struct.Geol., 4(4):407-409.

WERNICK, E. - 1979a - Aspectos petrológicos dos granitóides da Província Ribeira. In: SIMP.REG.GEOL., 2, Rio Claro, 1979. Atas... São Paulo, SBG. v.1, p.101-117.

WERNICK, E. - 1979b.- O magmatismo granitóide das Regiões de Dobramento Nordeste e Sudeste do Brasil. Rev.Bras.Geoc., 9(2): 122-139, jun.

WERNICK, E. - 1982 - Contribuição à caracterização das linhas de granitóides brasileiros do sul do Brasil. In: CONGR. BRAS.GEOL., 32, Salvador. Anais... Salvador, SBG. v.2, p.490-499.

WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1978 - Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do sul do Brasil. Rev.Bras.Geoc., São Paulo, 8(2): 113-133, jun.

WILLIAMS, H. *et alii* - 1970 - Petrografia: uma introdução ao estudo das rochas em seções delgadas. São Paulo, Polígono/EDUSP. 424p.

WINKLER, H.G.F. - 1977 - Petrogênese das rochas metamórficas; trad. 4 ed. Porto Alegre, Edgard Blucher/URGS. 254p.

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE PONTOS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTO,
COM INDICAÇÃO DE AMOSTRAS ANALISADAS EM LABORATÓRIO

LEGENDA

- 201 Ponto de descrição de afloramento
- Caminhos percorridos
- Caminhos percorridos (aproximado)
- Ensaios de laboratório
- Seção delgada
- Seção polida
- Ensaios de coloração seletiva de feldspatos
- Análise química de rocha

CONVENÇÕES PLANI-ALTIMÉTRICAS

- Curvas de nível
- Cota altimétrica
- Rios
- Barragem
- Rodovia pavimentada
- Rodovia não pavimentada, caminho ou picada
- Área urbanizada

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA 1970

BASE PLANI-ALTIMÉTRICA: Folha Pilar do Sul,
1:50 000, do IBGE (1970), simplificada e modificada

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA NO ESTADO

ESCALA 1:50 000

ESCALA 1:50 000

ESCALA 1:50 000

ESCALA 1:50 000

ESCALA 1:50 000

ESCALA 1:50 000

ESCALA 1:50 000

ESCALA 1:50 000

ESCALA 1:50 000

ESCALA 1:50 000

ESCALA 1:50 000

ESCALA 1:50 000

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

SARAPUI	SALTO DE PIRAPORA	SOROCABA
SÃO MIGUEL	PILAR DO SUL	JURUPARÁ
SÃO JOSÉ	FOZ DE IGUAÇU	PEDRO BARROS

NOTA: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE PONTOS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTO, com indicação de amostras analisadas em laboratório (SF 23-Y-C-IV-4) modificado daquele elaborado para o PROGRAMA DE DESENVOLVIMENTO DE RECURSOS MINERAIS PRO-MINÉRIO no âmbito do projeto da Carta Geológica do Estado de São Paulo em escala 1:50 000 (Stein, Campanha & Fernandes, 1984)