UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTUDO LITO - ESTRUTURAL DA REGIÃO DE
EMBU - GUAÇU — PARELHEIROS, SÃO PAULO.**

Silvia Regina Soares Silva Vieira

Orientador: Prof. Dr. José Moacyr Vianna Coutinho

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo
1989

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005897

A Zuleika e Rodney, meus pais

A Rafael, meu filho

AGRADECIMENTOS

Teria sido impossível concluir este estudo sem a a ajuda de muitas pessoas a quem quero, agora, expressar minha gratidão.

Ao Prof.Dr. José Moacyr Vianna Coutinho, agradeço a orientação dos trabalhos desta dissertação.

Ao professor e amigo Francisco Rubens Alves, mesmo sabendo que qualquer coisa que aqui se dissesse seria insuficiente para demonstrar meu reconhecimento, quero agradecer pela presença sempre constante em todas as etapas deste trabalho. A ele devo o acompanhamento de grande parte dos trabalhos de campo, o auxílio inestimável durante a petrografia e descrições de minerais em montagens com líquidos e as discussões frequentes e que em muito serviram para que a pesquisa evoluísse. Talvez mais que tudo isto, a ele devo o estímulo tão necessário.

Os trabalhos de campo contaram também com a ajuda dos colegas Flávio Gioto Gonzaga, René Sanchez e Caetano Juliani, a quem agradeço.

Ao amigo Gergely A.J. Szabó sou grata não só pelo auxílio em várias etapas de campo e estágios finais desta pesquisa, mas também pelo incentivo precioso.

Ao Prof.Dr. Celso Dal Ré Carneiro gostaria de agradecer pela leitura cuidadosa desta dissertação e pelas valiosas e substanciais sugestões que, incorporadas, em muito contribuíram para a melhoria tanto do texto quanto do mapa geológico apresentado.

Ao Prof.Dr. Vicente A.V.Girardi pelo apoio e pela boa vontade com que, em inúmeras vezes, interveio no sentido de prover os meios necessários para que a pesquisa se concretizasse, meus agradecimentos.

As amostras de sondagens rotativas, tão úteis a este trabalho, só puderam ser conseguidas graças ao empenho do Prof. Lindolfo Soares e à gentileza da CESP a quem, através do Engenheiro residente na barragem de Nova Avanhadava e seu pessoal de apoio, quero expressar meu agradecimento. Em especial ao Geólogo Antonio Marrano, agradeço pela atenção dispensada durante os trabalhos de separação dos testemunhos de sondagem.

Ao amigo Agenor P. Souza, devo a ajuda indispensável na interpretação das fotografias aéreas e confecção do mapa geológico final.

A transformação dos rascunhos dos mapas e das várias figuras apresentadas no texto em materiais de qualidade gráfica indiscutível deve-se ao trabalho paciente e cuidadoso dos desenhistas Belmiro A. Miranda e Gilson B. dos Santos.

Da mesma forma, textos inteligíveis transformaram-se em um trabalho de estética irrepreensível graças à eficiência da Sra. Claudete Salinas.

Ao Sr. Jaime de Souza Marcos devo o auxílio no tratamento do material fotográfico.

Ao Sr. Jaime Alves da Silva e aos funcionários da gráfica sou grata pela elaboração dos volumes desta dissertação.

À seção de laminação, na pessoa do Sr. Cláudio Hopp, agradeço pela transformação de material, muitas vezes inadequado em lâminas petrográficas de qualidade.

Aos funcionários da Biblioteca, sempre atenciosos, meu muito obrigada.

ÍNDICE

	Pg.
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
I. INTRODUÇÃO	1
II. OBJETIVOS	2
III. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	4
IV. MATERIAIS E MÉTODOS	5
V. TRABALHOS ANTERIORES	10
- Geologia Regional	10
- Geologia Local	17
. <i>Metamorfismo</i>	17
. <i>Estruturas</i>	19
. <i>Estratigrafia</i>	20
. <i>Geocronologia</i>	22
VI. GEOLOGIA DA REGIÃO EMBU-GUAÇU - PARELHEIROS	24
. <i>Unidade dos xistos rítmicos</i>	25
. <i>Unidade dos sericita xistos e filitos</i>	33
- Rochas Graníticas	36
. <i>Granito de Colônia</i>	36
. <i>Granito de Parelheiros</i>	39
. <i>Granito de Embu-Guaçu</i>	41
- Coberturas Terciárias	42
- Sedimentos Quaternários	42
VII. METAMORFISMO	44
- Metamorfismo Regional M ₁	45
- Metassomatismo M ₂	59

	Pg.
- Metamorfismo Retrôgrado M_3	66
- Metamorfismo Dinâmico M_4	72
VIII. AS ESTRUTURAS	73
- Análise Mesoscópica	73
. <i>Estruturas Primárias</i>	74
. <i>Estruturas Secundárias ou Tectônicas</i>	74
. <i>Fases de Deformação</i>	80
- Análise Microestrutural	83
- Análise Macroscópica	90
IX. GEOCRONOLOGIA	96
X. ESTRATIGRAFIA	100
XI. CONSIDERAÇÕES FINAIS	106
XII. BIBLIOGRAFIA	109

ANEXOS

MAPA DE AFLORAMENTOS

MAPA GEOLÓGICO

ÍNDICE DAS FIGURAS

	Pg.
Figuras 1a e 1b - Localização da área mapeada	4
Figura 2 - Divisão administrativa da área mapeada	4
Figura 3 - Diagrama Q-FA-P para o Granito de Colônia	38
Figuras 4 e 5 - Diagrama ACF evidenciando as paragêneses descritas nas rochas cálcio-silicáticas	46
Figura 6 - Diagrama AFM exibindo as paragêneses descritas nos xistos tipo Santa Rita	46
Figura 7 - Diagrama AKF exibindo paragêneses descritas nos xistos rítmicos	49
Figura 8 - Curva de equilíbrio para a geração de estauroli <u>ta</u> a partir de clorita e moscovita	50
Figura 9 - Diagrama O_2 -FeO- Al_2O_3 para paragênese descrita nos xistos tipo Santa Rita	50
Figura 10 - Diagrama AFM para paragênese descrita nos xistos rítmicos	50
Figura 11 - Diagrama AKF para paragênese descrita nos xistos rítmicos	51
Figura 12 - Curva de desintegração de estaurolita em presen <u>ça</u> de moscovita e quartzo	52
Figuras 13a-g - Diagramas ACF para paragêneses descritas em rochas cálcio-silicáticas	53
Figura 14 - Curvas de equilíbrio para as reações de desinte <u>gra</u> ção de zoisita e formação de diopsídio	55
Figura 15 - Curvas-limites para o intervalo de temperatura do metamorfismo regional M_1	56

Figura 16 - Curvas-limites para o intervalo de temperatura e pressão do metamorfismo regional M_1	58
Figura 17 - Curvas que representam as transformações e as condições de pressão e temperatura durante o <u>me</u> tamorfismo retrógrado M_3	71
Figura 18 - Mapa de domínios homogêneos (encarte)	
Figura 19 - Diagrama isocrônico Rb/Sr para os xistos tipo Santa Rita	97
Figura 20 - Diagrama isocrônico Rb/Sr, em rocha total, para o Granito de Embu-Guaçu	98
Figura 21 - Esboço da evolução geológica das rochas de Embu - Guaçu - Parelheiros	107

ÍNDICE DA TABELA

Tabela 1 - Composição modal para o Granito de Colônia	37
---	----

ÍNDICE DAS FOTOS

	Pg.
Foto 1 - Afloramento de xistos Santa Rita mostrando bandamen to rítmico	28
Foto 2 - Xisto rítmico injetado por pegmatitos	28
Foto 3 - Sequência tipo Santa Rita exibindo níveis anfibolí- ticos intercalados	30
Foto 4 - Argilas resultantes da alteração de meta-ultramafi - tos	32
Foto 5 - Afloramento de sericita xisto	34
Foto 6 - Afloramento de argilas correlatas às da Bacia de São Paulo	43
Foto 7 - Falha de pequeno porte	85

ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS

	Pg.
Fotomicrografia 1 - Anfibolito de Engenheiro Marsilac exibindo a textura granoblástica poligonal . . .	31
Fotomicrografia 2 - Vista geral da textura de meta-ultramafito	33
Fotomicrografia 3 - Sericita xisto porfiroblástico intensamente alterado	35
Fotomicrografia 4 - Aspectos texturais do Granito de Colônia	38
Fotomicrografia 5 - Cristais de turmalina e granada entre os constituintes do Granito de Parelheiros	40
Fotomicrografia 6a - Agulhas de fibrolita inclusas em porfiroblastos de moscovita	61
Fotomicrografia 6b - Agulhas de fibrolita cortando grãos de quartzo	61
Fotomicrografia 7 - Biotita parcialmente substituída por fibrolita	62
Fotomicrografia 8 - Cristais finos de aluminossilicatos dispostos em "kink bands" em moscovita . .	62
Fotomicrografia 9a e 9b - Sillimanita parcialmente substituída por sericita	67
Fotomicrografia 10 - Xisto exibindo cristais de biotita e granada parcialmente cloritizados	68
Fotomicrografia 11 - Substituição parcial de plagioclásio por epídoto em rocha cálcio-silicática . . .	68
Fotomicrografia 12 - Textura milonítica em ortogneisse . . .	72

	Pg.
Fotomicrografia 13 - Bandamento tectônico resultante da dife renciação da clivagem de crenulação S_2 .	85
Fotomicrografia 14 - Clivagem de crenulação S_2 transpondo a foliação anterior	87
Fotomicrografia 15 - Microdobra em sillimanita resultando na clivagem de crenulação S_2	87
Fotomicrografia 16 - Cristal de granada pré-cinemático à D_2 , com biotita crescida em zonas de sombra de pressão	89
Fotomicrografia 17 - Xisto exibindo três superfícies de foli ação	89
Fotomicrografia 18 - Agulhas de fibrolita pós-cinemáticas in clusas em moscovita	90

RESUMO

A área estudada abrange a porção sul da Grande São Paulo e arredores do município de Embu-Guaçu, correspondendo a um polígono de aproximadamente 480 km² inscrito nas folhas topográficas em 1:50.000 de Embu-Guaçu e Riacho Grande.

Foram aí caracterizadas duas unidades pré-cambrianas intrudidas pelos granitos de Embu-Guaçu, Parelheiros e Colônia, aqui redefinido, e parcialmente recobertas por sedimentos terciários correlatos aos da Bacia de São Paulo e aluviões quaternários.

As seqüências pré-cambrianas, atribuídas ao Complexo Pilar do Grupo Açungui, estão representadas por um conjunto, informalmente denominado Santa Rita, composto por micaxistos e quartzo xistos alternados ritmicamente e intercalados por veios pegmatíticos, rochas cálcio-silicáticas, meta-ultramáficas e anfibolíticas, e por uma unidade de sericita xistos e filitos mais homogêneos.

Sobre o acamamento sedimentar preservado tanto na unidade dos xistos rítmicos quanto nos sericita xistos e filitos, acham-se expressos sob a forma de dobras e foliações pelo menos três eventos de deformação dúctil (D_1 , D_2 , D_3) e um evento rúptil (D_4) materializado através de texturas miloníticas e cataclásticas.

Contemporaneamente a D_1 e em condições pré-cinemáticas a D_2 houve a atuação de um episódio de metamorfismo regional M_1 que atingiu seu ápice a pressões maiores que 5kb e temperatura entre 575°C e 700°C, compatíveis com as esperadas para o fácies anfibolito.

Associadas à colocação dos corpos graníticos processaram-se transformações metassomáticas de caráter regional e que resultaram na cristalização de moscovita, fibrolita e turmalina

sin-cinemáticas a tardias a D_3 . É provável, ainda, que este evento tenha sido responsável pela granitização do corpo de Colônia a través da introdução de uma solução ácida, rica em potássio sobre um substrato básico.

O resfriamento que se seguiu a este período promoveu a adaptação das assembléias minerais produzidas em M_1 a novas condições, caracterizando um episódio M_3 , de metamorfismo retrógrado.

Finalmente, relacionado à movimentação nas zonas de falha há um evento M_4 , de metamorfismo cataclástico, restrito.

Datações efetuadas através do método K/Ar sobre o Granito de Embu-Guaçu e sobre um pegmatito a ele associado apontam valores de 612 Ma e 550 Ma interpretadas como as idades de formação destas rochas.

Para os xistos rítmicos, determinações realizadas a partir do método Rb/Sr definiram uma isócrona com idade de 750 Ma e razão inicial igual a $0,7277 \pm 0,0009$.

ABSTRACT

The area considered by this study comprehends a polygon of approximately 480 km² in the Embu-Guaçu and Riacho Grande 1:50.000 topografic sheets, in the southern portion of the Grande São Paulo and roundabouts of Embu-Guaçu municipality.

Two Precambrian units, intruded by the Embu- Guaçu, Parelheiros and Colonia Granites (this last on redefined here) and partially covered by Tertiary sediments correlated to those of the São Paulo Basin and Quaternary alluvions were characterized in this area.

These Precambrian sequences ascribable to the Pilar Complex of the Açungui Group are represented by a suit informally called Santa Rita, made up of rythmically alternated mica schists and quartz schists with intercalated pegmatitic veins and silicatic, meta-ultramaphic and amphibolitic rocks, and a more homogeneous set of sericite schists and phyllites.

At least three ductile deformational events (D_1, D_2, D_3) are printed over the reliquiar sedimentary bedding both in the rythmic schists and in the sericite schists and phyllites through folds and foliations, as well as a fourth ruptile one (D_4) through mylonitic and cataclastic textures.

An episode of regional metamorphism M_1 , which attained its peak at pressures over 5 kbar and temperatures between 575°C and 700°C, compatible with amphibolite facies conditions, developed contemporaneously to D_1 and in conditions prekinematic to D_2 .

The cristallization of muscovite, fibrolite and turmaline, syn-kinematic to late with regard to D_3 , was due to metasomatic transformations on a regional scale which followed the emplacement of the granitic bodies. It is possible that this event was also responsible for the granitization of the Colonia body

through the introduction of a potash-rich acid solution in a basic substratum.

The cooling which followed this period promoted the adjustment of the mineralogical assemblies produced during M_1 to the new conditions, thus defining the M_3 retrometamorphic episode.

At last, there is a restricted M_4 event of cataclastic metamorphism, related to the movements along the fault zones.

Values of 612 my and 550 my were obtained in age determinations by the K/Ar method for the Embu-Guaçu Granite and a pegmatite associated to it, and are considered to represent the age of formation of these rocks.

For the rythmic schists, age determinations by the Rb/Sr method furnished a 750 m.y. isochrone with a $0,7277 \pm 0,0009$ initial ratio.

I. INTRODUÇÃO

Este trabalho reflete uma preocupação mais ampla com o conhecimento do Pré-Cambriano paulista, especialmente no que se refere a suas coberturas metassedimentares mais expressivas: Grupo Açungui e Grupo São Roque.

Embora definidas desde o começo do século, estas unidades ainda são objeto de controvérsia e muitos aspectos de suas estratigrafias e histórias evolutivas permanecem obscuros, embora vários trabalhos importantes tenham sido realizados nas últimas décadas.

As maiores dificuldades no estudo destes Grupos estão relacionadas à grande extensão de suas áreas de ocorrência, ao estágio avançado de intemperismo de suas rochas — que muitas vezes só permite a obtenção de informações fragmentárias — e à própria complexidade das seqüências pré-cambrianas, sobre as quais atuaram vários episódios metamórficos e deformacionais.

Hoje, pesquisadores trabalhando em áreas restritas ou a nível regional sobre o Açungui e São Roque, concordam sobre a similaridade litológica e metamórfica entre estes Grupos. No entanto, com relação a seus aspectos estruturais (número de fases de deformação e estilo) há, ainda, muita polêmica.

Visando esclarecer estes pontos, Hasui (1973), Bitrichi (1982), Carneiro (1983) e Santoro (1984), entre outros, estudaram em detalhe o Grupo São Roque e, neste contexto, o estudo aqui desenvolvido, tal como o de Carneiro (1977) e Stein (1984), pode ser entendido como uma contribuição ao conhecimento do Pré-Cambriano paulista, nos domínios do Grupo Açungui.

Para isto foi escolhida a região de Embu-Guaçu - Parrelheiros área de ocorrência da sinforma Cipó, definida por Hasui & Sadowski (1976) que representa uma transição entre as rochas dos Complexos Pilar e Embu, segundo estes autores, pertencentes ao Grupo Açungui.

II. OBJETIVOS

Enquanto nos últimos dez anos os estudos sobre o Grupo São Roque vêm evoluindo rapidamente, o conhecimento sobre a porção paulista do Grupo Açungui, à exceção de áreas do Vale do Ribeira, tem tido um desenvolvimento mais moroso havendo, inclusive, resistência a correlações com as subdivisões estratigráficas há muito adotadas no Paraná.

Uma das tentativas de compartimentação do Grupo em São Paulo deve-se a Hasui (1975a), que definiu os Complexos Embu e Pilar com base em critérios litológicos sem, contudo, qualquer conotação estratigráfica.

Mais tarde, Hasui & Sadowski (1976) descreveram aspectos lito-estruturais destes Complexos delineando, principalmente a partir de variações no grau metamórfico, mega-estruturas tais como o sinclinório Cipó, localizado a sul da cidade de São Paulo.

A bibliografia existente mostra que esta região, embora bastante próxima à cidade de São Paulo e a partir daí alcançada por inúmeras vias de acesso, é geologicamente pouco conhecida em detalhe, ainda que após a década de 70, alguns trabalhos importantes tenham sido ali realizados (Coutinho 1972, Sadowski 1974).

Tendo em vista estes aspectos, o estudo se propôs a executar o mapeamento em escala 1:50.000 da região de Embu-Guaçu - Parelheiros, de modo estabelecer a história deformacional e metamórfica de suas rochas, fornecendo, assim, alguns dos subsídios necessários para as comparações entre os Grupos Açungui e São Roque e para futuras correlações estratigráficas entre as rochas que afloram em São Paulo e no Paraná.

Ainda, como o mapeamento geológico em terrenos alterados reveste-se de características particulares, uma conse-

quência direta deste trabalho é o desenvolvimento e a retomada de técnicas e procedimentos que possibilitam o estudo de rochas intemperizadas.

III. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área estudada é geograficamente balizada pelos paralelos $23^{\circ}47'00''$ e $23^{\circ}57'00''$ e pelos meridianos $46^{\circ}41'00''$ e $46^{\circ}58'00''$, correspondendo a um polígono regular de aproximadamente 480 km^2 , inscrito nas folhas topográficas em 1:50.000 de Embu-Guaçu e Riacho Grande (IBGE 1984, fig. 1a e 1b).

É uma região de fácil acesso, densamente povoada, abrangendo a porção sul da Grande São Paulo e parte dos municípios de Itapeccerica da Serra, Embu-Guaçu e Juquitiba, onde destacam-se vários núcleos urbanos como Parelheiros, Cipó, Engenheiro Marsilac e Colônia (fig. 2).

LOCALIZAÇÃO DAS FOLHAS NO ESTADO

Fig. 1a

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

SÃO ROQUE MI-2792-2	OSASCO MI-2793-1	SÃO PAULO MI-2793-2	MAUÁ MI-2794-1
JUQUITIBA MI-2792-4	EMBU-GUAÇU MI-2793-3	RIACHO GRANDE MI-2794-4	SANTOS MI-2794-3
RIO SÃO LOURENÇINHO MI-2813-2	ITANHAÉM MI-2814-1	MONSAGUA MI-2814-2	

Fig. 1b

Figs. 1a e 1b - Localização da Área Mapeada

ÁREA MAPEADA

- 1 - ITAPECIRICA DA SERRA
- 2 - EMBU-GUAÇU
- 3 - SÃO PAULO
- 4 - JUQUITIBA

Fig. 2 - Divisão Administrativa da Área Mapeada

IV. MATERIAIS E MÉTODOS

A fim de atingir os objetivos propostos foram realizados trabalhos de campo e laboratório, utilizando-se sempre os materiais, métodos e técnicas que se mostrassem mais convenientes.

Para maior clareza na exposição, é possível dividir o trabalho em três fases que, entretanto, na prática, não foram totalmente independentes, havendo frequentes superposições. São elas: a) reconhecimento; b) obtenção sistemática dos dados; c) integração dos dados e interpretação dos resultados.

a) *Reconhecimento*: Durante a fase de reconhecimento foi feito levantamento bibliográfico detalhado visando dois grupos de trabalhos: aqueles sobre a geologia local e regional da área estudada e aqueles sobre temas indiretamente relacionados à pesquisa, tais como metamorfismo, análise estrutural, processos e produtos de alteração de minerais e rochas, métodos, etc.

Foi também realizado um reconhecimento fotogeológico preliminar que teve por finalidade dar subsídios aos trabalhos de campo através da delineação da rede de drenagem e vias de acesso, além da definição de lineamentos e zonas fotogeologicamente distintas. Para isto foram utilizadas fotografias aéreas em escala 1:60.000 (USAF 1965) e em escala 1:25.000 (IBC-GERCA 1972), interpretadas segundo o método proposto por Soares & Fiori (1976).

Encerrando esta fase, foram feitos trabalhos de campo objetivando o conhecimento da área e dos principais litotipos que afloram na região.

b) *Obtenção sistemática dos dados*: A obtenção sistemática dos dados envolveu mapeamento em detalhe, tratamento dos dados estruturais e estudos petrográficos.

A base para os trabalhos de campo foram as fotografi

fias aéreas em escala 1:25.000 e as folhas topográficas de Embu-Guaçu e Riacho Grande em 1:50.000. Foram cadastrados 650 pontos tendo em vista a apresentação do mapa geológico final em 1:50.000. Porém, dado o estado avançado de alteração do material, que promove a sua transformação em solos que recobrem, às vezes, grandes áreas e a partir dos quais nem sempre é possível obter informações seguras, a escala real de mapeamento está diretamente vinculada à presença ou não de afloramentos mais preservados. Assim, para minimizar este problema e tornar o trabalho mais confiável, foram também descritas exposições de rochas intemperizadas e horizontes C de solos autóctones, com amostragem na maior parte dos locais visitados.

Quando em rocha fresca ou alterada mas compacta, a amostragem processou-se de modo convencional. Já para tipos muito decompostos fez-se a coleta de material, mesmo desagregado, em vários pontos litologicamente homogêneos de um mesmo afloramento e em quantidades razoáveis (1 a 2kg) de modo a tornar a amostra representativa.

As amostras coletadas destinaram-se, a princípio, a dois tipos de estudos, determinados pelas características do material obtido: a) descrição da mineralogia residual em solos estruturados e/ou rochas muito alteradas, através de montagens com líquidos convenientes, e b) confecção de seções delgadas para estudos petrográficos e microestruturais.

Aqui, cabe ressaltar a importância fundamental que os métodos de preparação das amostras tiveram durante a execução deste trabalho, podendo-se até mesmo dizer que foi o desenvolvimento de novas técnicas e a retomada de outras, atualmente pouco utilizadas, que viabilizaram a pesquisa e permitiram que se chegasse aos resultados discutidos adiante.

No caso de amostras destinadas a estudos em montagens com líquidos, a preparação consistiu da desagregação da amostra, moagem em almofariz de porcelana e lavagem para a eliminação de argila. No início, este trabalho foi totalmente realizado

através dos métodos convencionais. Posteriormente no entanto, passou-se a fazer a lavagem em hidrociclone. A desagregação da amostra foi feita em liquidificador doméstico, para depois proceder -se à separação por densidade, resultando em uma fração fina e em uma fração grossa, composta por minerais mais densos.

Apesar dos resultados obtidos pelos dois processos serem os mesmos, o uso do hidrociclone mostrou-se mais interessante devido a seu rendimento.

Após a lavagem, as amostras foram secas em estufa e, em seguida peneiradas visando a obtenção de classes granulométricas compreendidas entre os intervalos 0,5 — 0,125; 0,25 — 0,062; < 0,062 milímetros. Desprezou-se a fração mais fina (< 0,062 mm) enquanto as outras foram separadas por densidade, com emprego de bromofórmio, resultando uma porção "leve" e outra "pesada" para cada uma das amostras.

No segundo caso, a preparação para laminação envolveu, em aproximadamente 90% das amostras, a impregnação do material com resinas tipo araldite ou verniz adequado.

A resina, embora produza bons resultados, apresenta algumas desvantagens de ordem técnica, como morosidade na impregnação e secagem, e de ordem econômica, dada a impossibilidade de seu reaproveitamento, implicando perdas significativas. Assim, visando contornar estes problemas, optou-se pela impregnação com o verniz ISO-1210 diluído em ISO-102, aplicando técnica desenvolvida e aprimorada no IGUSP por um grupo de pesquisadores brasileiros e franceses e pormenorizadamente explicada por Parisot *et al.* (1985).

Por ser mais rápida e barata, a impregnação com verniz, mostrou-se mais vantajosa que os métodos que empregam resina, ainda que algumas das lâminas tratadas com aquela substância adquiriram tom acastanhado que, no entanto, não prejudicou o trabalho de descrição petrográfica.

A petrografia interessou a caracterização das associações paragenéticas e, portanto, do metamorfismo, as relações entre as várias superfícies de foliação e entre elas e a mineralogia metamórfica e, finalmente, a identificação dos produtos de alteração dos minerais primários para, com apoio da bibliografia, reconstituir, pelo menos em parte, a rocha sã.

Os estudos em montagens com grãos, integrados aos dados de campo, forneceram subsídios para uma tentativa de definição dos tipos petrográficos originais e do metamorfismo através da presença de minerais índices.

Ainda nesta etapa, foram conseguidos junto à CESP e IPT testemunhos de sondagens rotativas realizadas com o intuito de investigar geotecnicamente o substrato de regiões próximas a Embu-Guaçu e Juquitiba, onde seriam implantadas barragens para o abastecimento de água da Grande São Paulo.

Embora restritas a pequenas áreas, as amostras de sondagens permitiram a obtenção de informações importantes e talvez impossíveis de serem conseguidas em superfície, dado o alto grau de intemperização das rochas. A partir delas foram feitas datações de xistos e pegmatitos e a determinação mais precisa do metamorfismo que atuou sobre a sequência.

As medidas referentes às foliações e às lineações foram agrupadas de acordo com suas características morfológicas e genéticas e tratadas em diagramas de Schmidt-Lambert. Como a área é relativamente grande e apresenta vários padrões estruturais, optou-se pelo tratamento dos dados em sub-áreas ou domínios homogêneos com relação à orientação das foliações, tal como proposto por Turner & Weiss (1963).

c) *Integração dos dados e interpretação dos resultados*: Consistiu na retomada dos trabalhos de campo, objetivando a resolução de problemas estruturais específicos, a definição mais precisa dos contatos entre os vários tipos de rochas ou conjuntos litológicos.

Nesta fase, os dados obtidos no campo e no laboratório, integrados com o auxílio de fotografias aéreas, resultaram no mapa geológico e perfis representativos (anexo).

Os resultados dos estudos petrográficos permitiram, com o apoio da literatura, caracterizar os eventos metamórficos e deformacionais impostos à sequência e assim elaborar um esboço da história evolutiva das unidades mapeadas.

5. TRABALHOS ANTERIORES

Geologia Regional

Remontam ao início do século as denominações "Sistema Brasileiro", "Complexo Fundamental", "Complexo Basal" e "Complexo Cristalino" para as rochas pré-cambrianas do sul-sudeste do Brasil, representadas no primeiro mapa geológico do Estado de São Paulo na escala de 1:2.000.000 (Florence & Pacheco 1929), como um conjunto indiviso, arqueano, embora já houvesse descrições de seqüências metamórficas mais jovens, destacando-se entre elas a localizada no vale do rio Açungui (Paraná), descrita por Derby (1878) e posteriormente definida como Série Assunguy por Oliveira (1927).

Os primeiros trabalhos de cartografia destas seqüências mais recentes, no entanto, só tiveram início em 1933 com os estudos de Moraes Rego sobre as rochas dos arredores de São Roque (São Paulo), então definidas como uma associação algonquiana ou cambriana, denominada Série de São Roque. Em 1937, Carvalho & Pinto admitiram a continuidade física entre as Séries Açungui e São Roque, mais tarde correlacionadas à Série Minas por Oliveira & Leonardos (1943).

Moraes (1944), trabalhando em Itapecerica da Serra (São Paulo), atribuiu os metamorfitos que afloram na região à Série São Roque ou Açungui, excluindo-os da seqüência arqueana da qual se diferenciam, essencialmente, pelo grau metamórfico. Knecht (1948), porém, afirmou que neste município encontram-se xistos cristalinos considerados como um termo do Arqueozóico superior do Complexo Cristalino Brasileiro.

Maack (1947) agrupou os gnaisses da Serra do Mar à Série Açungui, admitindo para o conjunto idade eo-algonquiana.

No mapa geológico do Estado de São Paulo ao milio

nésimo publicado pelo IGG em 1947, o Pré-Cambriano foi dividido em uma unidade arqueozóica sobreposta por micaxistos e pela Série de São Roque, por sua vez, coberta por rochas pré-devonianas não discriminadas.

Coutinho & Takeda (1955) descreveram no Município de São Paulo, uma seqüência sedimentar normal, metamorfizada em baixo grau, correlacionada à Série Açungui.

A edição de 1963 do mapa geológico do Estado de São Paulo ao milionésimo (IGG 1963), ainda apresenta o Pré-Cambriano dividido em duas unidades: uma relacionada ao Pré - Cambriano inferior, denominada Complexo Brasileiro e outra, do Pré-Cambriano superior, englobando as rochas de São Roque, já elevadas à categoria de Grupo.

Deve-se a Bigarella & Salamuni (1956, 1958a, b) a divisão da Série Açungui, no Paraná, em formações: Setuva, Capiru e Votuverava (de base para o topo). Posteriormente, Marini *et al.* (1967) definiram a Formação Água Clara nos níveis superiores do Açungui, então classificado como Grupo.

Melfi *et al.* (1965) admitiram a continuidade geográfica entre as rochas do sul do Estado de São Paulo e aquelas descritas no Paraná como Açungui; não adotaram, contudo, a estratigrafia proposta para a porção paranaense.

A partir do trabalho de Hennies *et al.* (1967), surgiram as primeiras idéias de compartimentação tectônica do Pré-Cambriano no Estado de São Paulo através de falhamentos transcorrentes, sendo definidos dois blocos crustais separados pelo falhamento de Taxaquara: Bloco Cotia e Bloco São Roque, aos quais, posteriormente, Hasui *et al.* (1969) associaram o Bloco Jundiáí, limitado com o Bloco São Roque a sul, pelo falhamento de Jundiuvira. Nesse mesmo trabalho foi questionada a continuidade física entre os metassedimentos que ocorrem a norte da cidade de São Paulo e as rochas tidas como Açungui no Paraná, optando-se, então, por sua inclusão no Grupo São Roque. Em 1971 em um trabalho de síntese

se sobre os conhecimentos referentes ao Pré-Cambriano superior do sul do Brasil, Coutinho (1971a) mostrou-se contrário a esta idéia e, admitindo a continuidade geográfica entre as seqüências paulista e paranaense, mas face à precariedade dos dados disponíveis, adotou a denominação Açungui-São Roque para o conjunto.

Neste mesmo ano Coutinho (1971b) definiu o Bloco Costeiro, individualizado do Bloco Cotia (Hennies *et al.* 1967) pelo falhamento de Cubatão caracterizado por Almeida (1953).

Mais tarde, Coutinho (1972) estudando o Pré-Cambriano de São Paulo e arredores reconheceu duas grandes unidades: o Complexo Cristalino e rochas metassedimentares que correlacionou à Formação Votuverava. No entanto, como Hasui *et al.* (1969), por achar não totalmente esclarecidas as relações entre as porções paulista e paranaense, preferiu atribuir as rochas que ocorrem em São Paulo a um conjunto Açungui-São Roque, metamorfizado sob condições de média pressão. Para os granitos intrusivos na seqüência foi suposta origem anatética, relacionada à fusão parcial nas zonas profundas de geossinclíneos, também responsável por parte do calor necessário ao metamorfismo regional.

Em 1973, Almeida *et al.* propuseram um modelo tectônico para o Pré-Cambriano paulista, definindo a Faixa de Dobramentos Ribeira, representada pelos Grupos Açungui e São Roque, e Hasui (1973) delimitou, através dos falhamentos de Taxaquara e Caucaia, o Bloco Itupararanga e o Bloco Juquitiba, situados a norte e a sul do Bloco Cotia. Hasui (op.cit.) concluiu, ainda, pela similaridade geocronológica entre os Grupos Açungui e São Roque, havendo entre eles somente diferenças estruturais, ou seja, quanto aos estilos de dobramento o que, de qualquer modo, não implica em unidades estratigráficas distintas. Assim, modificando sua proposição anterior (Hasui *et al.* 1969) estendeu o Grupo Açungui para São Paulo e, inclusive para os metassedimentos situados a norte do falhamento de Taxaquara, classicamente descritos como São Roque.

Por outro lado, Rideg (1974) mapeando a Serra do

Mar no extremo leste do Estado, reconheceu o Grupo São Roque e o Complexo Cristalino, que dividiu em Complexo Suzano (micaxistos e gnaisses) e Complexo Itatinga (gnaisses e migmatitos) dispostos, respectivamente, a norte e a sul da falha de Cubatão. Na verdade, tendo como base o que era proposto para o Pré-Cambriano, o Complexo Suzano corresponderia ao Grupo Açungui, enquanto que apenas o Complexo Itatinga seria parte do Complexo Cristalino. Ainda, seguindo o modelo de Hennies *et al.* (1967), Rideg (op.cit.) postula uma compartimentação tectônica através de falhamentos transcorrentes, caracterizando o Bloco Jurubatuba, domínio do Complexo Itatinga e o Bloco Suzano, correspondente ao Bloco Juquitiba, já descrito por Hasui (1973), domínio do Complexo Suzano.

Sadowski (1974) definiu na região da Serra de Cubatão os Blocos Juquitiba e Litorâneo, sendo este último correspondente ao Bloco Costeiro (Coutinho 1971b) onde dominam ectinitos e migmatitos pertencentes ao Grupo Açungui. Porções migmatíticas localizadas e que se diferenciam das outras rochas pela presença de uma fase a mais de deformação (quatro fases), foram tratadas como janelas expostas do embasamento pré-brasiliano.

O mapa geológico elaborado pelo IGG em 1974 não resolve a polêmica com respeito à denominação dos metassedimentos, apresentando o Pré-Cambriano dividido apenas em conjuntos litológicos, sem qualquer relação com os Grupos Açungui ou São Roque ou com o Complexo Cristalino.

No ano seguinte, Hasui (1975a) subdividiu o Conjunto São Roque nos Blocos Itupararanga, Pirapitingui, Moreiras e Juqueri identificando em suas rochas, duas fases de deformação, uma a menos que as definidas para as do Grupo Açungui (Hasui 1973) no Conjunto Parapiacaba, então dividido, com base em critérios litológicos, em um Complexo ectinítico Pilar e em um migmatítico, Embu. Nesta época, a constatação de um conjunto de deformações mais complexas no Grupo Açungui que no Grupo São Roque, fez com que Hasui (1975a) retomasse a idéia de separação destas duas unidades.

O Projeto Sudelpa (Morgental *et al.* 1975), porém, apresentou o Pré-Cambriano compartimentado em duas unidades indiferenciadas e representadas pelo Complexo Gnáissico-Migmatítico, correspondente ao Complexo Cristalino ou Brasileiro, e pelo Grupo Açungui.

Hasui & Sadowski (1976) estudando a região sudeste do Estado de São Paulo, propuseram uma estruturação em quatro blocos justapostos: Jundiaí, São Roque, Paranapiacaba e Costeiro, separados pelos falhamentos de Itu-Jundiuvira, Taxaquara e Cubatão, respectivamente. Litologicamente, no Conjunto São Roque encontrava-se o Grupo São Roque, no Conjunto Costeiro, o Complexo Piaçaguera e no Conjunto Paranapiacaba, os Complexos Pilar e Embu, do Grupo Açungui. Os conjuntos São Roque e Paranapiacaba foram vinculados ao ciclo Brasileiro, abrigando, no entanto, núcleos mais antigos denominados Zanzalã, Capivari, Pilões e Evangelista de Souza, interpretados por Sadowski (1974, 1977) como exposições do embasamento. A nível de estruturas, foram delineadas grandes antiformas e sinformas, entre as quais a de Cipó, descrita mais tarde (Hasui *et al.* 1980) como uma dobra definida, principalmente, com base na variação de grau metamórfico e de migmatização das rochas que a compõem.

Hasui *et al.* (1978) sintetizaram as informações sobre os granitóides da região de dobramentos sudeste e, utilizando critérios descritivos (fácies, relações estruturais) e interpretativos (tectônica e nível de alojamento), os classificaram.

Carneiro *et al.* (1980) observaram, próximo a São Lourenço da Serra, rochas do Grupo Açungui com três fases de deformação, metamorfizadas em condições capazes de gerar sillimanita, granada, andaluzita e cordierita.

O mapa geológico do Estado de São Paulo na escala de 1:500.000 (IPT 1981) representa um avanço no que se refere à cartografia do Pré-Cambriano paulista, sendo possível perceber uma subdivisão estratigráfica mais refinada. Aí, tanto o Grupo São Roque quanto o Açungui foram atribuídos ao Proterozóico superior,

sendo ainda individualizados neste último, os Complexos Pilar e Embu, a sul da capital.

Em 1983, quando da realização da "Primeira Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000", o Complexo Embu foi estendido para a folha de São Luiz do Paraitinga (Sobreiro Neto *et al.* 1983). Nas folhas de Natividade da Serra e Caraguatatuba (Chiodi Filho *et al.* 1983) também foram reconhecidas rochas semelhantes às deste Complexo e às do Complexo Pilar, mas julgando prematura a correlação, os autores preferiram designá-las como Complexo Paraibuna. Machado Filho *et al.* (1983), porém, estenderam o Complexo Embu até o sul do Estado do Rio de Janeiro, posicionando-o, preliminarmente, no fim do Proterozóico médio.

Hasui (1983) ao sintetizar os vários trabalhos apresentados durante este evento, propôs a anexação do Complexo Pilar ao Complexo Embu, assim redefinido como uma única sequência pertencente ao Grupo Açungui, onde são observados diferentes graus de migmatização. As unidades arqueanas (Complexos Varginha, Juiz de Fora, Paraíba do Sul, Costeiro, etc) foram reduzidas a suítes e reunidas em um Complexo Basal, sobre o qual se assentariam rochas brasileiras, representadas pelos Grupos Andrelândia, São Roque e Açungui. Estes últimos, embora lito-estruturalmente muito semelhantes, foram mantidos como entidades autônomas, já que o padrão de deposição sugere uma compartimentação regional em duas bacias aulacogênicas.

De qualquer forma, como a individualização ou não dos Grupos Açungui e São Roque depende, sobretudo, do conhecimento detalhado de suas histórias evolutivas a partir da década de 80, principalmente, vários trabalhos de cunho estrutural e lito-estratigráfico vêm sendo realizados. Assim, Carneiro (1983) e Carneiro *et al.* (1984a, 1984b) descreveram três fases de deformação para as rochas do Grupo São Roque, na região compreendida entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais.

Já Campos Neto (1983a, 1983b) e Campos Neto & Ba

sei 1983a, 1983b), definiram quatro fases de deformação tanto para o Grupo São Roque quanto para o Açungui o que, segundo os autores, tornaria inadequada a manutenção dos Sistemas de Dobramentos Apiaí e São Roque como faixas individualizadas. Em um esboço de estratigrafia do Pré-Cambriano do sul do Estado de São Paulo, destacam-se uma cobertura metassedimentar brasileira, constituída pelos Grupos São Roque e Açungui e duas unidades pré-brasileiras: a primeira, possivelmente uruaçuana, exibindo cinco fases de deformação e abrangendo o Complexo Embu, até então tido como brasileiro, o Grupo Itapira e unidades gnáissicas e xistosas superiores do Complexo Piracaia, e a segunda, com seis fases de deformação, materializada pelo Grupo Amparo, Complexos Santa Isabel e Paraíba do Sul e unidades gnáissicas dos Complexos Socorro e Piracaia. O Complexo Embu, originalmente definido como uma associação litológica do Grupo Açungui, passa a ser cronocorrelato à associação "Alto Jacupiranguinha" (Campos Neto 1983a) descrita no vale do Ribeira, e ao Grupo Setuva, do Paraná.

Em um perfil entre Apiaí e Barra do Turvo, Campos Neto (1983b) reconheceu sete unidades lito-estratigráficas para o Grupo Açungui, não correlacionadas às Formações já descritas no Paraná. No mesmo ano Campos Neto & Basei (1983b) dividiram o Pré-Cambriano paulista em Conjuntos que se subdividem em Blocos: foram mantidos nos domínios do Conjunto Paranapiacaba os Blocos Cotia e Juquitiba, tal como proposto por Hennies *et al.* (1967) e Hasui (1973), respectivamente, aos quais associou-se o Bloco Paraíba do Sul, enquanto que para o Conjunto São Roque foram definidos os Blocos Santana do Parnaíba, Guarulhos e Igaratá.

Hasui *et al.* (1984a), concordando parcialmente com Campos Neto & Basei (1983b), consideraram o Complexo Embu como unidade independente, correspondente aos níveis inferiores do Grupo Açungui, mas também pertencente ao Proterozóico superior. Ainda, Hasui (1984b) redefiniu o Grupo Açungui em São Paulo, dividindo-o, da base para o topo, em cinco Formações: Betari, Bairro da Serra, Água Suja, Furnas e Serra da Boa Vista. As Formações Capiaru e Itaiacoca, caracterizadas no Paraná, são elevadas à categoria de Grupo, constituindo, respectivamente, os cinturões dobra-

dos Rio Branco e Itapeva, permanecendo o Grupo Açungui, mais restrito, nos domínios do cinturão Apiaí.

Stein (1984) reconheceu na folha de Pilar do Sul (1:50.000) um Complexo pré-Açungui, correlacionável à Formação (ou Complexo ou Grupo) Setuva. Posteriormente, Stein *et al.* (1986) estenderam para esta mesma região a Formação Perau, tal como descrita no Paraná (Piekarz 1981), correlacionando-a à seqüência ocidental do Complexo pré-Açungui.

Recentemente, Campanha *et al.* (1986), em um trabalho de revisão e síntese, postularam para o sul do Estado de São Paulo uma subdivisão do Grupo Açungui em três unidades lito-estratigráficas: Subgrupo Lajeado, Formação Iporanga e Formação Perau, que em conjunto corresponderiam à continuidade física da Formação Votuverava. Em todas elas, foram identificadas somente três fases de deformação, o que contraria Campos Neto (1983a, 1983b) e Campos Neto & Basei (1983a, 1983b) e reforça as idéias de Hasui (1983).

Geologia Local

Metamorfismo

As rochas metamórficas da Grande São Paulo foram detalhadamente estudadas por Coutinho (1972) que, com base no método de isógradas (Barrow 1933 e Tilley 1925), caracterizou regionalmente zonas de ocorrência de biotita, almandina, estauroлита e sillimanita, além de ocorrências localizadas de andaluzita, relacionadas ao metamorfismo de contato gerado por intrusões graníticas.

A ausência de cianita, então só descrita em concentrados de minerais pesados provenientes de materiais intemperizados (Coutinho 1972 e Suguio *et al.* 1972), fez com que as condições de metamorfismo deste conjunto fossem comparadas às vigentes em New Hampshire, onde as pressões são inferiores às próprias das seqüências do tipo Barrowiano.

Do mesmo modo que Coutinho (1972), Hasui & Sadowski (1976) descreveram na região sudeste do Estado de São Paulo zonas da clorita, biotita e almandina, distribuídas em faixas sucessivas, de W para SE. Mais especificamente no Bloco Juquitiba, área de domínio do Grupo Açungui, Hasui (1973) e Hasui & Sadowski (1976) identificaram uma fase de metamorfismo regional em condições compatíveis com o fácies anfibolito e sincrônica à primeira fase de deformação, responsável por dobramentos recumbentes dos metassedimentos. Ainda, foram caracterizados eventos termais associados à colocação de corpos granitóides e eventos dinâmicos promovidos pela movimentação em zonas de transcorrência.

Rideg (1974), trabalhando na Serra do Mar, reforçou as idéias de Coutinho (1972) e Hasui (1973) definindo no Bloco Suzano paragêneses próprias do sub-fácies sillimanita-almandina-ortoclásio (fácies anfibolito).

Sadowski (1974), estudando a região do falhamento de Cubatão, também enquadró o metamorfismo no fácies anfibolito, mas não reconheceu a ocorrência regional de sillimanita, que foi atribuída a metamorfismo de contato.

Mais tarde, Stein (1984) e Stein *et al.* (1986), em contraposição às conclusões de Coutinho (1972), Hasui (1973) e Hasui & Sadowski (1976), postularam para as rochas da Folha de Pilar do Sul (escala 1:50.000) a existência de dois eventos regionais, sendo o primeiro de grau forte a médio, contemporâneo à primeira fase de deformação F_1 e o segundo, de grau médio a fraco, posterior à F_1 e anterior a concomitante à segunda fase de deformação F_2 e responsável pela gênese de porfiroblastos de andaluzita, clorita e biotita. No entanto, o mapa de pontos apresentado por Stein (1984) assinala a presença de andaluzita em apenas quatro amostras, todas elas vizinhas a corpos graníticos o que, a nosso ver, favorece a hipótese de geração destes porfiroblastos a partir de um fenômeno termal localizado, o que condiz com os modelos propostos anteriormente (Coutinho 1972, Hasui 1973, Rideg 1974, Sadowski 1974 e Hasui & Sadowski 1976).

Estruturas

Sob o ponto de vista tectônico a região de Embu-Guaçu - Parelheiros está confinada ao Bloco Juquitiba, definido por Hasui (1973) entre os falhamentos de Caucaia e Cubatão.

Foram, aí, reconhecidas por vários autores, três (Hasui 1975, Hasui & Sadowski 1976, Hasui *et al.* 1980, Carneiro *et al.* 1980 e Campanha *et al.* 1986) ou quatro (Sadowski 1974, 1977, Campos Neto 1983a e Campos Neto & Basei 1983a) fases de dobramentos, às quais superimpõe-se a lineagênese brasileira.

De modo geral, há concordância com relação às observações que apontam para uma xistosidade S_1 , paralela ao bandamento composicional S_b , que é a única estrutura reliquiar importante preservada e descrita (Sadowski 1974, Morgental *et al.* 1975, Hasui 1975a, 1975b; Hasui & Sadowski 1976, Carneiro *et al.* 1980 e Campos Neto 1983a).

Este bandamento está dobrado e suas dobras, visíveis em afloramento, são atribuídas a um evento D_2 (Sadowski 1974, Hasui 1975, Carneiro 1977 e Carneiro *et al.* 1980), responsável, também, pela geração da foliação S_2 , regionalmente a mais expressiva.

O paralelismo entre S_b , S_1 e S_2 verificado por Hasui (1975), Sadowski (1974), Hasui & Sadowski (1976), Campos Neto (1983a) e Campos Neto & Basei (1983a), foi interpretado por estes autores como indício de redobramento coaxial de uma dobra recumbente, cerrada ou isoclinal da fase D_1 , em um episódio D_2 .

A transposição do bandamento reliquiar S_b , atestada pela presença de dobras intrafoliais, foi tida como anterior (Carneiro *et al.* 1980), contemporânea (Campos Neto 1983a) ou posterior a D_2 , constituindo, então, um evento relacionado (Hasui 1975, Carneiro 1977, Hasui & Sadowski 1976) ou não (Sadowski 1977) à crenulação da foliação S_2 , pré-existente.

Campos Neto (1983b), identificou para as rochas do Grupo Açungui aflorantes no sul do Estado de São Paulo, uma quarta fase de dobramento que desenvolve uma superfície S_4 associada a estruturas milimétricas a quilométricas, não reconhecidas por Hasui (1975), Hasui & Sadowski (1976) e Carneiro (1977), que vincularam a quarta fase aos falhamentos brasileiros.

Especificamente nos arredores de Embu-Guaçu- Parelheiros, foram reconhecidas grandes estruturas antiformais e sinformais, entre as quais destacam-se a sinforma Cipó (Hasui 1975) e a antiforma de São Lourenço (Hasui & Sadowski 1976), talvez correspondente àquela descrita por Morgental *et al.* (1975), com eixo N40E, nas imediações de Santa Rita.

Estratigrafia

A primeira tentativa de correlação estratigráfica entre as rochas que ocorrem na região da Grande São Paulo e as sequências já definidas no Paraná, deve-se a Coutinho (1972) que, mapeando a área vizinha à capital paulista, atribuiu preliminarmente suas rochas à Formação Votuverava do Grupo Açungui. Porém, neste mesmo trabalho, por não considerar esclarecidas as relações entre os metamorfitos tidos como Açungui, no Paraná, e os aflorantes em São Paulo, preferiu manter para este último conjunto, a denominação São Roque, embora, por vezes, o termo Açungui-São Roque tenha sido empregado.

Sadowski (1974) trabalhando sobre o falhamento de Cubatão e Rideg (1974), na Serra do Mar, preferiram uma subdivisão informal e estritamente litológica delimitando, então, a "Faixa Cipó" e a unidade dos "Xistos Oropó", talvez correlatas.

Seguindo esta mesma tendência, Hasui (1975) dividiu o Grupo Açungui, a sudeste da cidade de São Paulo, em dois Complexos litológicos, Pilar e Embu, correspondentes, respectivamente, às associações ectiníticas e migmatíticas.

No Bloco Juquitiba, domínio do Complexo Embu, o Complexo Pilar foi descrito (Hasui & Sadowski 1976) em núcleos sinformais, sendo observadas entre ele e os migmatitos passagens transicionais, também reconhecidas por Melfi *et al.* (1965) e Carneiro *et al.* (1980).

Por correlação com a Sequência Turvo-Cajati, os migmatitos do Complexo Embu que ocorrem na região do alto curso do rio São Lourencinho, foram relacionados ao Transamazônico, admitindo-se, portanto, a geração de parte das sequências que compõem o Grupo Açungui já no Proterozóico inferior.

A Sequência Turvo-Cajati, tal como definida por Silva *et al.* (1981) constitui-se, em essência, de metassedimentos com contribuições locais de rochas meta-ultramáficas e metamáficas correlatos ao ciclo Transamazônico e, por isso, considerados independentes do Grupo Açungui, tradicionalmente brasileiro.

Campos Neto (1983a), por outro lado, propôs a formação desta Sequência no ciclo Brasileiro, correlacionando temporariamente o Complexo Embu à associação Alto Jacupiranguinha, pré-brasileira, constituída por orto-gnaisses intensamente migmatizados e com boudins de anfibolitos de dimensões variadas.

Recentemente, Stein *et al.* (1986) e Campanha *et al.* (1987) estenderam a Formação Perau, tal como definida por Piekarz (1981), para a folha de Pilar do Sul, correlacionando-a ao Complexo Pilar.

Segundo a concepção deste autor (Piekarz op.cit.) a Sequência Perau comporia a unidade basal do Grupo Açungui, sendo correspondente a uma faixa de quartzitos que se sobrepõem, transicionalmente, aos xistos do Complexo Setuva. Além dos quartzitos há uma grande variedade de litotipos, onde se destacam metassedimentos finos com intercalações de metabasitos que indicam um ambiente vulcano-sedimentar para a deposição da Sequência.

Geocronologia

Poucos estudos geocronológicos foram realizados em rochas do Grupo Açungui, especialmente no Estado de São Paulo e arredores da capital paulista e, entre eles, a maior parte refere-se a rochas graníticas que, resistindo melhor ao intemperismo, fornecem amostras mais adequadas para a datação.

Reconhecem-se, regionalmente, dois grandes eventos geológicos relacionados ao Proterozóico superior, sendo o primeiro próximo a 750 Ma, marcado pelo metamorfismo de sedimentos pelíticos e psamíticos e o segundo, entre 600 Ma e 400 Ma, materializado por granitogênese generalizada (Vandoros & Franco 1966, Cordani & Bittencourt 1967, Minioli 1971, Cordani & Kawashita 1971).

Localmente encontram-se idades mais antigas como 2500 Ma e 1500 Ma determinadas por Tassinari (1988) para, respectivamente, o paleossoma e o neossoma de migmatitos aflorantes em São José dos Campos e tratados como embasamento dos metassedimentos que ocorrem entre os falhamentos de Cubatão e Taxaquara, atribuídos ao Domínio Embu, ou como as determinadas por Coutinho (1972) e Kinoshita (1976) para um corpo diorítico situado próximo à Represa de Guarapiranga, na localidade de Penhinha, a sul da cidade de São Paulo. Através do método K/Ar, Coutinho (1972) obteve 1360 Ma em plagioclásio e 564 Ma em biotita, enquanto Kinoshita (1976), utilizando o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, uma modificação do K/Ar, determinou valores iguais a 1200 Ma em plagioclásio 545 Ma em anfibólio e 515 Ma em biotita, interpretados como a idade mínima da rocha e como as épocas superior e inferior do resfriamento regional da área afetada pelo ciclo Brasileiro.

Com base em um trabalho regional, Cordani & Bittencourt (1967) postulam idades anteriores a 650 Ma, mas ainda nos limites do Proterozóico superior para a sedimentação do Grupo Açungui sobre um embasamento formado em torno de 1400 Ma.

Os dados mais recentes para este Grupo e os únicos disponíveis para os xistos que ocorrem imediatamente a sul da Grande São Paulo foram obtidos como parte dos trabalhos desta dissertação, estando já publicados por Vieira & Tassinari (1988).

VI. GEOLOGIA DA REGIÃO DE EMBU-GUAÇU - PARELHEIROS

A área estudada está inserida nos domínios do Bloco Juquitiba sendo, do ponto de vista tectônico, parte do Sistema de Dobramentos Apiaí (Hasui *et al.* 1975), um dos componentes do Sistema de Dobramentos Sudeste (Almeida *et al.* 1976).

Suas rochas foram inicialmente atribuídas ao Grupo Açungui, subdividido por Hasui & Sadowski (1976) em dois conjuntos litológicos, denominados Embu e Pilar.

Com o passar do tempo, no entanto, o Complexo Embu descaracterizou-se e, distanciando-se de sua definição original, este termo vem sendo usado para designar tanto os migmatitos quanto os ectinitos (Hasui 1983), adquirindo, informalmente, o "status" de Grupo, ora tido como porção basal do Grupo Açungui (Hasui 1983), ora tido como seu embasamento (Campos Neto 1983a e 1983b, Campos Neto & Basei 1983a e 1983b).

Por acreditar que o Complexo Embu assim ampliado ainda necessita de uma caracterização mais precisa e impossibilitados de esclarecer - dada a pequena área aqui estudada - o grau de verdade desta generalização, preferiu-se retomar os conceitos originais e associar, pelo menos por enquanto, as rochas que afloram na região de Embu-Guaçu - Parelheiros ao Grupo Açungui.

A geologia local consiste em seqüências pré-cambrianas representadas por rochas metamorфizadas nos fácies xisto verde e anfíbolito e pelos granitos de Embu-Guaçu, Parelheiros e Colônia, parcialmente recobertos por sedimentos terciários, correlatos aos da Bacia de São Paulo, e aluviões quaternários.

Distinguem-se, em essência, dois conjuntos metasedimentares que compõem faixas com direção geral NE-SW e que se diferenciam, principalmente, com relação ao grau metamórfico e ao tipo de intercalações que apresentam. Assim, foram definidas duas unidades: unidade dos xistos rítmicos, informalmente denominada u

nidade dos xistos Santa Rita, que abriga rochas cálcio-silicáticas, anfibolitos e rochas meta-ultramáficas, e unidade dos sericita xistos e filitos.

Localmente, dada a interferência de fenômenos de metamorfismo de contato ou injeções pegmatíticas, estes metassedimentos adquirem feições particulares, insuficientes, contudo, para caracterizar unidades independentes.

Estas rochas foram afetadas por, pelo menos, três eventos deformacionais que originaram uma xistosidade regionalmente expressiva e paralela ao bandamento composicional observado nos xistos.

Embora não tenha sido possível definir, com segurança, a posição das unidades metassedimentares dada a complexidade da deformação e a ausência de estruturas sedimentares primárias que possibilitassem a determinação de topo e base das camadas, escolheu-se, para fins descritivos, uma sequência que não corresponde, necessariamente, ao empilhamento estratigráfico destas unidades. Assim, tem-se: unidade dos xistos rítmicos Santa Rita, inclusive as rochas metabásicas e meta-ultramáficas; unidade dos sericita xistos e filitos, ambas intrudidas pelos granitos de Embu-Guaçu, Parelheiros e Colônia; coberturas terciárias e aluviões quaternários.

Unidade dos xistos rítmicos: É o conjunto predominante na área, tendo suas maiores e mais características exposições na estrada que liga Santa Rita a Embu-Guaçu.

É uma sequência rítmica, também denominada unidade dos xistos Santa Rita, constituída por micaxistos e quartzo xistos alternados em estratos com espessura média de 30 cm. O intemperismo ressalta esta estruturação, na medida em que promove a erosão preferencial dos quartzo xistos, que adquirem tons amarelados a esbranquiçados e preserva os micaxistos que se tornam avermelhados, devido à liberação de ferro durante a alteração de biotita e granada (foto 1).

Amostras de micaxistos de sondagens rotativas realizadas entre Embu-Guaçu e Santa Rita foram descritas como moscovita-biotita-quartzo xistos médios, com cianita, estaurolita, granada, sillimanita e turmalina. Possuem estrutura xistosa, finamente laminada, onde faixas escuras, compostas por biotita, cianita, sillimanita, estaurolita, apatita e titanita, exibindo textura lepidoblástica, estão intercaladas a porções mais claras, essencialmente quartzosas, com textura granoblástica/poligonal. A segregação em bandas estreitas claras e escuras representa um estágio avançado da evolução de uma clivagem de crenulação (Cosgrove 1976), e que resulta, ao final, em alternância de estratos submilimétricos ricos em quartzo e mica.

Além da moscovita disposta paralelamente à foliação principal da rocha há, também, porfiroblastos de moscovita discordantes, atribuídos a um evento de cristalização tardio, já assinalado por Coutinho (1972) e Hasui (1973). Estes megacristais atingem, em média, 6mm e contêm freqüentes inclusões de opacos, biotita, cianita, sillimanita prismática e fibrolita que ocorre como ondas ou como fibras quebradas, sem orientação definida. A fibrolita, no entanto, não se restringe ao cristal hospedeiro, mas também é encontrada cortando grãos de quartzo, substituindo biotita e em zonas de "stress", como em "kink bands" em moscovita ou nas bordas de minerais deformados.

O episódio que promoveu a geração de cianita, estaurolita, granada e sillimanita, relaciona-se aos estágios finais da primeira fase de deformação da rocha, resultando, portanto, em minerais pré-tectônicos à segunda fase, responsável pela clivagem de crenulação diferenciada.

Turmalinas verdes, euédricas, posteriores à granada, estaurolita e sillimanita e contemporâneas à moscovita tardia e fibrolita, crescem orientadas no plano da foliação principal, originando uma lineação mineral, L_4 .

Em superfície, há um enriquecimento relativo em moscovita e quartzo conseguido, provavelmente, às custas da decom

posição de cianita, estaurolita e biotita.

Em seções delgadas destas rochas alteradas foram descritos, além de quartzo, moscovita, sillimanita, fibrolita, turmalina e biotita impregnada por óxidos e hidróxidos de ferro concentrados, preferencialmente, em seus planos de clivagem, titanita, parcialmente substituída por leucoxênio e porfiroblastos de granada pseudomorfizados ou com estrutura "box-work", típica de alteração intempérica.

Os quartzo xistos amostrados em profundidade são, estrutural e texturalmente, bastante semelhantes aos micaxistos, dos quais se diferenciam, basicamente, através da mineralogia, onde se destaca a grande quantidade de quartzo, a ausência de cianita, estaurolita e sillimanita e a presença de plagioclásio, ainda que pouco frequente. Subordinadamente, também ocorrem granada, biotita, moscovita, apatita, zircão, opacos e turmalina.

Intemperizados, os quartzo xistos transformam-se em um material siltoso, muito friável, composto, essencialmente, por quartzo.

A este conjunto intercalam-se pegmatitos, mais abundantes nas proximidades das intrusões graníticas. Afloram sob a forma de grandes corpos métricos a decamétricos ou como veios deformados cortando os xistos ora de modo discordante ora concordante, mas em geral, dando a estas rochas o aspecto de migmatitos (foto 2).

Os pegmatitos são constituídos por feldspatos, moscovita, quartzo e turmalina centimétricos como minerais principais e por quantidades menores de biotita e zircão. Sua intemperização concentra grandes placas de moscovita fornecendo também areia e caolim explorados economicamente.

Também relacionada às intrusões, há a formação de uma faixa de xistos turmalinizados e moscovitizados que, recristalizados em condições estáticas, tornam-se mais grossos e menos es

Foto 1 - Afloramento na estrada que liga Santa Rita a Embu- Guaçu exibindo micaxistos e quartzo xistos alternados, pertencentes à unidade dos xistos rítmicos.

Foto 2 - Veios de pegmatitos deformados, intercalados em metassedimentos da unidade dos xistos rítmicos, próximos ao Granito de Embu-Guaçu.

triturados.

Nos arredores de Santa Rita e Engenheiro Marsilac intercalam-se nesta unidade, além dos pegmatitos, rochas cálcio-silicáticas, anfibolitos e rochas meta-ultramáficas dispostas em camadas concordantes com a estratificação reliquiar, dobradas e boudinadas (foto 3).

Próximo à estação ferroviária de Engenheiro Marsilac, as rochas anfibolíticas atingem dimensões métricas, constituindo um corpo praticamente todo bauxitizado e cujos contatos com os xistos não foram observados.

Este corpo certamente faz parte de um conjunto de ocorrências de bauxita, localizadas desde Engenheiro Marsilac até Ribeirão Pires. As de Curucutu e Evangelista de Souza, estudadas por Felicíssimo Jr. & Franco (1956) e Gomes (1956), têm como rochas matrizes da mineralização olivina gabros e anfibolitos, respectivamente, sendo estes últimos bastante semelhantes aos de Engenheiro Marsilac.

Ao contrário do que acontece nestas outras localidades, na área mapeada dificilmente estas rochas são encontradas frescas. Nestes casos, têm coloração verde escura, estrutura isotropa e textura granoblástica/poligonal altamente recrystalizada, com arranjo de clino-piroxênio (diopsídio), hornblenda, andesina e opacos equidimensionais, euédricos e médios (fotomicrografia 1). Sua alteração produz bauxita e materiais argilosos, marrons ou ocre com manchas escuras.

O que resta da estrutura e textura originais bem como a mineralogia podem ser atribuídas a uma rocha diorítica.

A aproximadamente 4km nordeste de Santa Rita, afloram blocos decimétricos de meta-ultramafito e materiais verdes e azuis-arroxeados provenientes de sua alteração (foto 4).

Embora não seja possível definir sua geometria, da

Foto 3 - Sequência rítmica, tipo Santa Rita, exibindo além de micaxistos e quartzo xistos, camadas decimétricas de anfibólito (níveis mais escuros). Afloramento na estrada entre Santa Rita e Embu-Guaçu.

do o intenso intemperismo, certamente compõem um corpo de dimensões decamétricas.

Frescos, os meta-ultramafitos são verde-escuros, isotropos e levemente porfiríticos, com megacristais anédricos de anfibólio (cummingtonita), imersos em uma matriz equigranular fina, constituída por clorita magnesiânica, anfibólio e opacos esqueléticos como acessórios. Estão pouco recristalizados e raramente exibem uma foliação incipiente (fotomicrografia 2). Estes aspectos e a granulação fina são indicativos de um contexto metamórfico diferente, de condições de pressão e temperatura mais brandas que as verificadas durante o metamorfismo que operou sobre o anfibólito de Engenheiro Marsilac.

Embora as relações de campo, a estrutura e a textu

Fotomicrografia 1 - Anfibolito de Engenheiro Marsilac exibindo textura granoblástica/poligonal dada por arranjo de hornblenda, diopsídio e andesina. Polarizadores paralelos (aumento 40 vezes).

ra destas rochas não sejam diagnósticas, sugerem intrusões subvulcânicas sob a forma de sills, ainda que a hipótese de representarem parte de derrames deformados e transpostos não possa ser totalmente afastada.

As rochas cálcio-silicáticas que, em geral, associam-se aos anfibolitos e aos meta-ultramafitos, ocorrem como camadas decimétricas, deformadas e boudinadas, concordantes com o bandamento dos xistos.

A mineralogia essencial das rochas cálcio-silicáticas compreende quartzo, diopsídio, anfibólio (tremolita-actino

Foto 4 - Afloramento de materiais argilosos provenientes da alteração de meta-ultramafitos nos arredores de Santa Rita.

lita), epídoto, granada, plagioclásio (bytownita), titanita, calcita, zircão e apatita em grãos equidimensionais, finos, arranjados em uma estrutura isótropa e textura granoblástica, com tendência à poligonização.

A sul de Cipô, as intercalações de anfibolitos, meta-ultramafitos e cálcio-silicáticas dão lugar a quartzitos e metarenitos puros e impuros, que afloram como blocos decimétricos a métricos.

São rochas com granulação grossa a fina, sempre com predominância de quartzo anédrico, equidimensional, deformado, exibindo forte extinção ondulante e sinais de recuperação. A estrutura é isótropa e a textura granoblástica a poligonal nos ti

Fotomicrografia 2 - Rocha meta-ultramáfica constituída por megacristais de cummingtonita e cristais menores de clorita magnésiana e opacos. Polarizadores cruzados (aumento 40 vezes).

pos mais metamorfizados. Nos quartzitos mais puros, onde o quartzo perfaz 95% da rocha, encontram-se moscovita e turmalina como acessórios. Nos impuros, o quartzo representa 40 a 50% da rocha, sendo o restante correspondente a sericita, pelo menos em parte, gerada por processos intempéricos, moscovita fina, turmalina, zircão e titanita, substituída por leucoxênio.

Unidade dos sericita xistos e filitos: Esta unidade corta a área diagonalmente, como uma faixa com direção NE-SW, estando melhor caracterizada entre o rio Embu-Guaçu e o Granito de Parelheiros.

Dentre todas as rochas xistosas cartografadas esta é a que mais se diferencia, particularmente devido à sua granulação, muito fina - com exceção dos porfiroblastos, invisível a olho nu - e à homogeneidade do material, quase isento de intercalações. Ainda, a xistosidade, admitida como uma foliação definida por minerais visíveis à vista desarmada, desaparece, dando lugar à clivagem.

São sericita xistos e filitos arroxeados a rosados, com brilho sedoso muito característico e estruturados em lâminas estreitas. Às vezes, mostram bandamento milimétrico a centimétrico, evidenciado pela variação de cor entre as camadas e, com frequência, apresentam manchas escuras definidas por porfiroblastos alterados (foto 5).

Foto 5 - Sericita xisto mostrando foliação bem desenvolvida.

Mesmo com impregnação houve dificuldade na confecção de seções delgadas destas rochas, já que não foram conseguidas, no campo, amostras suficientemente compactas: o material, extremamente alterado, argiloso, siltoso, desagrega-se facilmente. A

lém disso, a granulação muito fina, impede a identificação de seus minerais em montagens com líquidos.

As poucas lâminas petrográficas dos sericita xistos e filitos mostram um material profundamente transformado por processos supérgenos. Nada resta da assembléia metamórfica primária, a não ser porfiroblastos totalmente substituídos por argilas e óxidos e hidróxidos de ferro que mascaram qualquer característica do mineral original, impossibilitando seu reconhecimento (fotomicrografia 3).

No entanto, há indícios de granada e o fato de não terem sido encontrados minerais resistentes ao intemperismo, tais como sillimanita, sugere sua ausência na rocha sã.

Fotomicrografia 3 - Sericita xisto porfiroblástico intensamente alterado. Polarizadores paralelos (aumento 40 vezes).

Rochas Graníticas

Granito de Colônia: A sul de Parelheiros, junto à depressão de Colônia, encontra-se um corpo granítico, circunscrito, pequeno e alongado segundo a direção ENE, a mesma das estruturas das rochas encaixantes. Embora no campo não tenham sido vistos os contatos deste corpo com os xistos, encobertos por espessa cobertura de solo, através de diferenças entre os padrões fotogeológicos foram inferidos como concordantes.

Este granito aflora como blocos esparsos de uma rocha cinzenta escura, mesocrática, de granulação fina, em meio a uma região onde o intemperismo foi intenso. Apresenta pequenos enclaves ou agregados máficos e exibe uma foliação definida pela orientação de biotita e anfibólio.

Dada a necessidade de uma caracterização mais precisa desta ocorrência, descrita por Coutinho (1980) como granodiorito e por Wernick (1984) como "Tonalito de Parelheiros", foram visitados vários afloramentos desta rocha sã ou alterada, dos quais quatro puderam ser amostrados e laminados.

Estas análises foram consideradas representativas, já que este granitóide tem pequena área aflorante, sendo sua ocorrência em superfície limitada pelo intemperismo e pela sedimentação sobre a depressão de Colônia que, possivelmente, encobriu parte de suas exposições.

Microscopicamente, são rochas levemente anisótropas, com textura granular hipidiomórfica e granulação seriada fina a média-grossa. Constituem-se, em essência, por quartzo, microclínio, biotita e hornblenda, além de titanita, zircão, apatita, allanita e epídoto em quantidades subordinadas.

A composição modal para este corpo, baseada na contagem de 2000 pontos, em média, por lâmina (tabela 1), permite

classificá-lo como um mela-granito do campo 3b do triângulo Q-FA-P (Streckeisen 1967 e 1976) (fig. 3).

No entanto, a quantidade de máficos, demasiadamente alta, denotando teores de CaO, MgO e FeO superiores aos encontrados em granitos normais, a presença de plagioclásio cálcico (An_{40}), zonado e com núcleo ainda mais enriquecido no componente anortita, indicam uma composição incomum para rochas graníticas "sensu strictu".

A isto acrescentam-se aspectos texturais que evidenciam o crescimento tardio de microclínio (poiquiloblástico) (foto micrografia 4) e quartzo que, em conjunto com as inferências de caráter químico, sugerem a evolução deste mela-granito a partir de um substrato básico (gábrico, diorítico ou anfibolítico) sobre o qual se superimpõe uma associação mais ácida, possivelmente por introdução de um fluido sílico-alcalino responsável pela cristalização de quartzo e microclínio em um processo, pelo menos em parte, metassomático.

À parte destas considerações de ordem genética, os dados petrográficos obtidos permitem redefinir este corpo como um granito "sensu strictu" e que, tendo por base sua localização geográfica, propõem-se, aqui, denominar "Granito de Colônia".

Suas relações com as encaixantes através de contatos concordantes, sua estrutura interna com orientação dos máficos e sua forma alongada segundo a direção regional, caracterizam-no como um granito de mesozona, sintectônico.

Amostras	Minerais					
	Qz	Plag.	Micr.	Hbl	Bio	Acess ^(*)
475A	18,4	23,8	21,2	16,0	19,0	2,4
101	24,4	18,2	25,0	12,8	19,8	1,8
244	32,8	20,2	21,2	10,0	12,8	3,0
477	43,0	13,3	17,5	4,6	15,3	5,9

(*) Acessórios: titanita, zircão, allanita e opacos

Tabela 1 - Composição Modal para o Granito de Colônia

Fig. 3 - Diagrama Q-FA-P para o Granito de Colônia.

Fotomicrografia 4 - Detalhe do Granito de Colônia evidenciando microclínio poiquiloblástico com inclusão de plagioclásio zonado. Polarizadores cruzados. (au_{mento} 40 vezes).

Granito de Parelheiros: O granito de Parelheiros localiza-se na porção NE da área mapeada, ocorrendo como um stock alongado segundo NE-SW, encaixado nos xistos através de contatos concordantes a NW e por falha a SE, evidenciada pela presença de milonitos.

Apresenta bordas gnáissicas, não tendo sido observada migmatização intensa das encaixantes, nem fenômenos termais nas zonas próximas aos contatos.

Macroscopicamente, é um granito cinzento esverdeado, mesocrático, frequentemente porfirítico, com megacristais eudrícos de feldspato potássico, imersos em matriz de granulação média a grossa, com leve orientação que se torna mais pronunciada em suas zonas marginais. Localmente, a rocha é mais equigranular e leucocrática, tendo granada, moscovita e turmalina, bem desenvolvidas, como acessórios característicos.

Em geral, sua textura é granular hipidiomórfica, com granulação seriada fina a grossa. Contém quartzo, feldspato-K e plagioclásio, em proporções semelhantes como minerais essenciais e biotita, titanita, opacos, zircão, allanita, moscovita, turmalina e granada como acessórios que constituem 10% a 20% da rocha (fotomicrografia 5).

Nas zonas de borda, o granito passa a gnaiss com estrutura anisótropa, fortemente orientada e textura grano-lepidoblástica, com granulação variando desde muito fina a média. É bandado milimetricamente, com quartzo e oligoclásio saussuritizado, alternados com granada, moscovita e turmalina associadas a biotita poiquilítica parcialmente cloritizada, com inclusões de zircão.

Os teores de máficos e as quantidades relativas de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino desta rocha, são próprias dos granitos "sensu strictu", segundo a classificação da IUGS (Streckeisen 1967, 1976).

Fotomicrografia 5 - Cristais de turmalina e granada bem desenvolvidos em meio à matriz quartzo-feldspática do granito de Parelheiros. Polarizadores paralelos (aumento 40 vezes).

As relações de contato, estruturais e a mineralogia, que inclui granada, moscovita e turmalina caracterizam-no como um granito autóctone, sin a tarditectônico, gerado por anatexia de rochas aluminosas.

Hasui *et al.* (1978) o atribuiu ao fácies Cantareira, enquanto Wernick (1984), com base no método da tipologia do zircão, o classificou como um corpo híbrido, cálcio-alcalino, de média profundidade.

Granito de Embu-Guaçu: A NW da cidade de Embu-Guaçu afloram pequenos corpos graníticos, alongados e concordantes com a estruturação regional. São todos mineralógica e estruturalmente bastante semelhantes, devendo compor um corpo maior, parcialmente encoberto por xistos.

A topografia da região, localmente mais elevada, e o padrão fotogeológico, diferente do encontrado no restante da área, representam indícios de sua presença em subsuperfície, sendo os xistos encontrados nas zonas mais altas interpretados como coberturas preservadas mesmo após a colocação do granito em níveis mais rasos.

Estes xistos fazem parte da unidade dos xistos rítmicos tipo Santa Rita, mas pela ação de fenômenos de contato, provavelmente envolvendo metassomatismo, acham-se enriquecidos em moscovita, fibrolita e turmalina e apresentam granulação mais grossa. Estão, também, frequentemente injetados por veios pegmatíticos que lhes conferem feições típicas de migmatitos.

Macroscopicamente, o granito de Embu-Guaçu é cinzento, mesocrático, equigranular, médio e predominantemente isótropo. Contém encraves básicos com biotita e está cortado por pegmatitos delgados, compostos por quartzo e feldspato. Nas porções marginais do corpo, reconhece-se uma foliação definida pela orientação dos minerais máficos, que faz com que a rocha seja melhor caracterizada como um gnaiss.

Uma destas porções, situada logo a NW da cidade de Embu-Guaçu, foi mapeada por vários autores (Hasui & Sadowski 1976, Hasui *et al.* 1978b, Bistrichi 1981, Landim *et al.* 1984 e Morgental *et al.* 1975) como um corpo independente, então denominado Embu-Guaçu (Hasui & Sadowski 1976) ou Itapisserra (Morgental *et al.* 1975).

No entanto, sua assembléia mineral não é diferente daquela encontrada nas porções mais isótropas do corpo prejudicando a manutenção desta faixa como uma ocorrência individualizada,

parecendo mais correto admiti-la como representante da borda de uma intrusão maior.

A nível microscópico, o granito de Embu-Guaçu é i-sótropo, levemente orientado, com um arranjo granular hipidiomórfico de minerais finos a grossos. Seus constituintes principais são feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio, que ocorrem em proporções semelhantes, sendo encontrados como acessórios biotita, allanita, opacos, zircão, epídoto e, mais raramente, turmalina e granada, que em conjunto, representam 15% da rocha.

Segundo a classificação da IUGS (Streckeisen 1967, 1976) é um granito "sensu strictu", atribuído por Hasui *et al.* (1978) ao fácies Cantareira.

Sua forma concordante com as estruturas regionais sugere que o evento responsável por sua colocação foi contemporâneo a tardio ao que gerou a foliação principal dos xistos.

Coberturas Terciárias

As coberturas terciárias foram cuidadosamente mapeadas por Coutinho (1980), sendo representadas, na área, por argilas rosadas, amareladas ou brancas, correlatas à Bacia de São Paulo (foto 6).

Suas maiores exposições estão situadas a sul da estrada de ferro que liga Cipó a Engenheiro Marsilac e na estrada de Embu-Guaçu a Santa Rita.

Sedimentos Quaternários

São representantes do Quaternário, na região, os depósitos de areia que se distribuem junto aos maiores cursos d'água. Subordinadamente, ocorrem argilas que, como as areias, são exploradas economicamente.

Foto 6 - Argilas variegadas terciárias, correlatas à Bacia de São Paulo. Afloramento situado na estrada que liga Embu-Guaçu a Santa Rita.

VII. METAMORFISMO

Da região de Embu-Guaçu - Parelheiros foi estudado um grande número de seções delgadas (aproximadamente 190) obtidas a partir de testemunhos de sondagens rotativas e de rochas de superfície, bem como concentrados de minerais resultantes do intemperismo de metamorfitos, com o intuito de determinar as condições de pressão e temperatura vigentes durante o metamorfismo das seqüências mapeadas.

Em lâminas petrográficas procurou-se descrever não só as associações paragenéticas como também as relações temporais entre os eventos metamórficos e deformacionais, enquanto a partir dos concentrados procurou-se obter informações — ainda que bastante precárias na medida em que são analisados minerais em grãos isolados — que possibilitassem a avaliação do grau metamórfico de rochas em estágio avançado de alteração. Com estas finalidades foram amostradas rochas meta-ultramáficas, anfibolitos, rochas cálcio-silicáticas e, especialmente, xistos que, sensíveis às modificações de temperatura e pressão, exibem uma série de minerais importantes e cujos campos de estabilidade vêm sendo há muito pesquisados. Além disso, a presença de minerais placóides e prismáticos faz com que os vários episódios de deformação fiquem registrados facilitando, então, a cronologia dos eventos metamórficos com relação aos processos tectônicos.

Regionalmente, foram identificadas nos xistos, biotita, moscovita, almandina, sillimanita, além de cianita e estaurolita, estes em cristais muito pequenos, somente encontrados em amostras de subsuperfície, talvez devido à baixa resistência ao intemperismo. Nas rochas cálcio-silicáticas ocorrem quartzo, tremolita, diopsídio, plagioclásio rico em anortita e granada, enquanto nos anfibolitos há plagioclásio, hornblenda e diopsídio e, nas rochas meta-ultramáficas, cummingtonita e clorita magnesiânica.

Estas assembléias foram interpretadas como produzidas por um metamorfismo regional progressivo M_1 que atingiu tempe

raturas e pressões máximas compatíveis com as do fácies anfibolito (Winkler 1967) ou grau médio (Winkler 1977) e que se processou durante a primeira fase de deformação e antes da segunda, responsável pela foliação principal dos xistos.

Nos sericita xistos e filitos o avançado estágio de intemperização impediu um reconhecimento preciso de sua associação mineralógica e, portanto, uma caracterização do metamorfismo que atuou sobre esta unidade.

No entanto, conforme já foi dito anteriormente, a ausência de sillimanita, em geral resistente à alteração, pode indicar sua ausência também na rocha sã e, conseqüentemente apontar para os sericita xistos e filitos um grau metamórfico menor que o verificado para os xistos rítmicos.

Metamorfismo Regional M_1

O metamorfismo que atuou sobre as rochas de Embu-Guaçu - Parelheiros diminui de intensidade em direção ao centro da área, ou seja, em direção à unidade composta por sericita xistos e filitos. Embora não tenha sido possível sua caracterização petrográfica mais detalhada, dada a alteração profunda de suas rochas, a granulação fina, a presença de pseudomorfos de granada e a ausência de minerais resistentes ao intemperismo, como sillimanita, nos permite concluir que o grau metamórfico sobre os sericita xistos e filitos foi menor que o verificado para os metarrítmicos situados a NW e SE, onde foram identificadas associações minerais, nos xistos e nas rochas cálcio-silicáticas, condizentes com aquelas esperadas para o grau médio (Winkler 1977) ou para o fácies anfibolito (Winkler 1967). Entre estas, as mais significativas envolvem:

Diopsídio + Tremolita + Anortita (fig. 4)

Diopsídio + Tremolita + Granada (fig. 5) e

Estauroлита + Cianita + Sillimanita + Almandina + Quartzo (fig.6)

possíveis dentro do campo de estabilidade da estaurolita (Richardson 1968, Hoscheck 1969, Ganguly 1972).

Figs. 4 e 5 - Representação em diagrama ACF das paragéneses descritas nas rochas cálcio-silicáticas da região de Embu-Guaçu - Parelheiros.

Fig.6 - Representação em diagrama AFM das paragéneses descritas nos xistos rítmicos da região de Embu-Guaçu - Parelheiros.

Richardson (1968) estudando as reações:

Fe-Cloritóide + Sillimanita $\rightleftharpoons$ Fe-Estauroлита + Quartzo + H₂O (1) e

Fe-Estauroлита + Quartzo $\rightleftharpoons$ Almandina + Sillimanita + H₂O (2)

para a formação e desaparecimento da estauroлита, definiu um campo de estabilidade pouco dependente da pressão e restrito a um intervalo de temperatura entre 520°C e 680° para a estauroлита rica em ferro, podendo, portanto, ser algo diferente para assembléias naturais onde é freqüente a substituição isomórfica entre Fe e Mg na estrutura deste mineral. Ainda, conforme salientou Richardson

(1968), o limite superior de coexistência entre estaurolita e quartzo determinado experimentalmente deve ser o limite máximo para associações contendo moscovita, já que esta acelera a desintegração da estaurolita. Por outro lado, de acordo com Hoscheck (1969), a curva que marca seu aparecimento definida por Richardson (1968) deve ser incorreta, pois na síntese foi utilizada sillimanita, polimorfo de Al_2SiO_5 instável nas condições de pressão e temperatura deste equilíbrio.

Baseado no fato de que a estaurolita é mais comum em rochas de grau médio que o cloritóide em grau fraco e que, por tanto ela deve cristalizar-se, também, às expensas de outros minerais, Hoscheck (1969) propôs a reação:

Para sua desintegração foi postulada:

que ocorreria a pressões baixas ou intermediárias, dando lugar à reação (2), proposta por Richardson (1968) a pressões mais elevadas.

Assim, é estabelecido um campo de estabilidade para a assembléia "estaurolita + quartzo" em rochas com moscovita que, conforme o esperado, é mais restrito que o delimitado por Richardson (1968).

Ganguly (1972) demonstra, porém, que a conclusão de que a reação (4) seria característica de pressões menores que as necessárias para a reação (2) não tem validade geral, atribuindo estes resultados a problemas experimentais envolvendo equi líbrios meta-estáveis e, ao ajustar a curva de Hoscheck (1969) para o limite superior de estabilidade da estaurolita evidencia que a temperatura necessária para sua decomposição em presença de quartzo é sempre maior que a temperatura exigida quando mosco vita está presente entre os reagentes. Ainda, define experimen-

talmente as condições de equilíbrio para as reações:

(Richardson 1968), restringem o campo de estabilidade de "estauroлита + quartzo" a um polígono regular, com vértices em: 530°C a 1kb, 580°C a 20kb, 680°C a 4kb, 700°C a 8kb para a estauroлита pura, apresentando pequenas variações de volume devido a efeitos de solução sólida.

Estes resultados são, de modo geral, compatíveis com os de Richardson (1968) e Hoscheck (1969) que, em conjunto, permitem delimitar um campo de coexistência estável entre "estauroлита, quartzo e moscovita" dentro de um intervalo máximo de 200°C e pouco afetado pela pressão, o que faz com que a estauroлита possa ser utilizada como indicadora de temperatura do evento metamórfico que a originou.

Na região de Embu-Guaçu - Parelheiros paragéneses como:

Estauroлита + Biotita + Opacos

Estauroлита + Biotita + Moscovita (fig. 7)

descritas nos xistos próximos a Santa Rita, favorecem a adoção da reação:

(Hoscheck 1968) como a que melhor representa o processo de geração da estauroлита.

Fig. 7 - Representação em diagrama AKF da paragenese "estaurolita+biotita + moscovita", descrita nos xistos rítmicos tipo Santa Rita

Além das características texturais, a ausência de cloritóide em áreas próximas à região mapeada e a constatação de Hoscheck (1968 in Winkler 1977) de que a composição química de 2/3 dos sedimentos pelíticos não permite a formação de estaurolita em grau médio, enquanto que mais de 3/4 é inadequada para o cloritóide, torna mais provável a ocorrência da reação (3), entre clorita e moscovita para a formação de estaurolita, que qualquer outra onde há a participação do cloritóide.

As condições de equilíbrio para a reação (3):

estabelecem-se a $540 \pm 15^\circ\text{C}$ a 4 kb e $565 \pm 15^\circ\text{C}$ a 7 kb, definindo uma curva que é admitida por Winkler (1977 p. 57) como a que marca a transição entre os fácies xisto verde e anfibolito, ou entre os graus fraco e médio (fig. 8).

A coexistência estável entre:

Estaurolita + Cianita + Sillimanita + Quartzo (fig. 9)

Estaurolita + Biotita + Sillimanita (fig. 10)

Estaurolita + Biotita + Cianita + Opacos (fig. 10) e

Estaurolita + Biotita + Moscovita (fig. 11),

podem ser indicativas ou de condições de pressão e temperatura

Fig. 8 - Curva de equilíbrio para a reação (3) de geração de estauroлита a partir de clorita e moscovita, equivalente ao limite entre os fácies xisto verde e anfibolito (Hoschek 1969).

Fig. 9 - Representação em diagrama O_2 - $FeO-Al_2O_3$ da associação "estauroлита + cianita/sillimanita+quartz", descrita nos xistos rítmicos tipo Santa Rita.

Fig.10 - Representação em diagrama AFM da associação "estauroлита + biotita + cianita/sillimanita" descrita nos xistos rítmicos.

Fig. 11 - Representação em diagrama AKF da paragênese "estaurolita + moscovita + biotita", descrita nos xistos rítmicos.

ainda compreendidas no campo de estabilidade da associação "estaurolita + moscovita + quartzo", que engloba o ponto triplo do sistema Al_2SiO_5 e, portanto, permite a presença em equilíbrio de qualquer um dos polimorfos com esta assembléia, ou podem ser indicativas de condições idênticas às da reação de quebra da estaurolita. Richardson (1968) e Ganguly (1972) identificaram como produto desta desintegração, granada e um aluminossilicato (reações 2 e 5). No entanto, embora as rochas de Embu-Guaçu tenham almandina como mineral freqüente, não existem evidências texturais que reforcem esta idéia, sendo mais razoável explicar as paragêneses acima descritas (figs. 9,10,11), a partir da reação (4):

proposta por Hoscheck (1969) e que tem seu equilíbrio representado pela curva dada por $575 \pm 15^\circ C$ a 2kb e $675 \pm 15^\circ C$ a 5,5kb (fig. 12).

As assembléias observadas nas rochas cálcio-silicáticas intercaladas aos xistos reforçam estas conclusões. Foram identificadas paragêneses com:

Fig. 12.- Curva de desintegração da estaurolita em presença de moscovita e quartzo (Hoscheck 1969).

Tremolita + Anortita + Epídoto (fig. 13a)

Tremolita + Epídoto + Granada (fig. 13b)

Granada + Anortita + Epídoto (fig. 13c)

Granada + Diopsídio + Epídoto (fig. 13d)

Diopsídio + Anortita + Epídoto (fig. 13e)

Diopsídio + Calcita + Epídoto + Anortita

Diopsídio + Tremolita + Anortita (fig. 13f)

Tremolita + Granada + Anortita (fig. 13g)

que também são possíveis dentro do campo de estabilidade da estaurolita.

Fig. 13a

Fig. 13b

Fig. 13c

Fig. 13d

Fig. 13e

Fig. 13f

Fig. 13g

Fig. 13 - Representação em diagrama ACF das paragéneses descritas nas rochas cálcio-silicáticas intercaladas nos xistos rítmicos tipo Santa Rita.

Duas equações podem ser utilizadas para expressar as associações acima descritas:

A primeira foi investigada experimentalmente por Boettcher (1970) e seus resultados, para a anortita pura, acham-se reproduzidos na figura 14. A redução do teor de anortita, no entanto, deve provocar o deslocamento da curva para a esquerda, em direção a temperaturas mais baixas (Winkler 1977 p. 185, Müller & Saxena 1977 p. 193). Embora este efeito seja pequeno, deve ser considerado na interpretação das condições de pressão e temperatura do metamorfismo que atuou sobre as rochas de Embu-Guaçu - Parelheiros, já que o plagioclásio encontrado nas rochas cálcio-silicáticas é bytownita.

A segunda, mais complexa e envolvendo sistemas de variantes foi estudada por Metz (1970) e Metz & Puhon (1970, 1971) através de procedimentos a pressão constante e com variação da temperatura e fração molar de CO_2 . A partir destes trabalhos verificou-se que a reação de formação de diopsídio às expensas de tremolita, calcita e quartzito ocorre em um pequeno intervalo de temperatura, mesmo com grande variação da fração molar de CO_2 , o que permite tratá-la, aproximadamente, como um sistema univariante, pouco dependente da pressão parcial de fluidos. A curva média para este equilíbrio acha-se, também, representada na figura 14, sendo praticamente coincidente com a de decomposição de estauroлита em presença de quartzito e moscovita (reação 4).

Através da integração destas curvas com a de formação da estauroлита a partir de clorita e moscovita (Hoscheck 1969), é possível admitir, para o pico do metamorfismo regional progressivo M_1 , temperatura situada dentro do intervalo máximo entre 575°C e 700°C , correspondendo, provavelmente, a valores mais próximos do limite superior (fig. 15).

A existência de cianita estável entre os minerais

Fig. 14 - Curvas de equilíbrio para as reações (8) e (9) de desintegração de zoisita em presença de quartzo e de forma-
ção de diopsídio a partir de tremolita, calcita e quart-
zo (Müeller & Saxena 1977 e Winkler 1977).

descritos nos xistos provenientes de sondagens rotativas realiza-
das nos arredores de Santa Rita, pode indicar os valores mínimos
da pressão vigente durante o evento M_1 .

Embora muitos experimentos tenham sido realizados com o objetivo de determinar o ponto de coexistência entre andalu-
zita, cianita e sillimanita, sua localização permanece incerta. Is-
to se deve, em parte, a dificuldades com relação à calibração cor-
reta dos equipamentos responsáveis pela pressão, à sua heteroge-
neidade na câmara de reação, à presença de água na estrutura dos
aluminossilicatos sintéticos e variações composicionais dadas pe-
la substituição de parte do alumínio por ferro e manganês na es-
trutura destes minerais (Zen 1969, Holdaway 1971). Além disso, a
lentidão das reações entre os polimorfos (Deer *et al.* 1982) e o
fato de serem refratários (Chinner 1966) dificulta a nucleação

Fig. 15 - Curvas que definem o intervalo máximo para a temperatura vigente durante o evento de metamorfismo regional M_1 que atuou sobre as rochas da região de Embu-Guaçu - Parelheiros.

e a transformação, possibilitando a persistência meta-estável das espécies de Al_2SiO_5 fora de seus campos de estabilidade.

De qualquer forma, de acordo com Schuiling (1962 in Althaus 1967) e Winkler (1965 in Althaus 1967), o ponto triplo deve situar-se fora do campo de estabilidade da pirofilita, já que somente andaluzita ou cianita resultam de sua quebra que ocorre em um intervalo entre $400^{\circ}C$ e $500^{\circ}C$ a pressões que variam desde 1kb até 10kb. Assim, valores de temperatura para o ponto triplo menores que $400^{\circ}C$ ou $500^{\circ}C$, tais como os determinados por Clark *et al.* (1957), Myashiro (1961), Bell (1963), Khitarov *et al.* (1963), Weill (1966) e Holm & Kleppa (1966) estão em desacordo com as observações petrográficas.

Também o cloritóide coexiste frequentemente com an

andaluzita e cianita sendo rara, porém, sua associação com sillimanita, até agora somente descrita por Ganguly (1969). Embora este autor tenha considerado a associação cloritóide/andaluzita estável, reconheceu o fato de que sua ocorrência em terrenos polimeta-mórficos dificulta o entendimento das relações entre estes dois minerais. Tendo por base estas considerações, pode-se concluir que o ponto invariante no sistema Al_2SiO_5 está localizado fora do campo de estabilidade do cloritóide, embora seja admissível pequena superposição. Aceitando valores entre 3 e 10 kb para a pressão e $600^{\circ}C$ para a temperatura determinados por Hoscheck (1969) para o equilíbrio da reação que marca o limite superior de estabilidade para o cloritóide, pontos triplos como os de Fyfe & Turner (1966) e Holdaway (1971) tornam-se inválidos.

A curva de Richardson *et al.* (1968) para a interface sillimanita/andaluzita intercepta a curva de anatexia para o sistema granítico, contrariando a evidência de andaluzita instável em áreas migmatíticas. No entanto, segundo Holdaway (1971), os valores obtidos por Richardson *et al.* (op.cit.) devem estar deslocados em mais de $100^{\circ}C$, em direção a temperaturas mais elevadas, devido à utilização nos experimentos de amostras com fibrolita que, altamente reativa, promove o crescimento de andaluzita no campo de estabilidade da sillimanita. O mesmo ocorre com a determinação de Althaus (1967).

Porém, mesmo com estas restrições, mas com base nas associações paragenéticas naturais, é possível, considerar o valor de $600^{\circ}C$ a 5,5kb, médio entre o de Richardson *et al.* (1968) e de Althaus (1967), como o que mais se aproxima do valor real para o ponto triplo.

A presença de cianita estável nos xistos de Embu-Guaçu indica que durante o metamorfismo regional progressivo M_1 houve uma elevação de pressão que deve ter atingido, no mínimo, 5,5kb podendo, posteriormente, ter permanecido constante ou ter sofrido pequeno decréscimo na época de geração da sillimanita, de modo a permitir associações estáveis ou meta-estáveis envolvendo os dois aluminossilicatos.

Assim, da integração das curvas que marcam os limites inferior e superior de estabilidade da estauroлита e que coincidem com os limites para o intervalo máximo de temperatura admitida para o evento M_1 , com a curva de estabilidade da cianita no sistema Al_2SiO_5 , equivalente às pressões mínimas para este mesmo episódio (fig. 16), tem-se que as condições de pressão e temperatura para o metamorfismo regional progressivo que atuou sobre os xistos de Embu-Guaçu - Parelheiros situaram-se entre 575°C e 700°C a, aproximadamente, 5,5kb.

Fig. 16 - Curvas-limites para o intervalo de temperatura e para a pressão vigentes durante o metamorfismo regional progressivo M_1 que atuou sobre as rochas da região de Embu-Guaçu - Parelheiros. A área assinalada representa as condições prováveis de T e P para o pico deste evento.

Metassomatismo M_2

O evento metassomático M_2 é expresso pela geração do Granito de Colônia e de moscovita, fibrolita e turmalina relacionadas à ação de fluidos residuais da atividade magmática sobre os xistos encaixantes. Estes minerais se superimpõem à assembléia M_1 , composta por biotita, cianita, estaurolita, granada, sillimanita e moscovita, crescendo discordantemente da foliação principal da rocha.

A moscovita é porfiroblástica e, com frequência, contém inclusões de cianita, sillimanita prismática e fibrolita que ocorre como agulhas deformadas, formando meandros nas folhas da mica e não obedecendo a um padrão textural definido. Esta, porém, não se restringe aos megacristais de moscovita, sendo encontrada também, como inclusões em quartzo, intimamente intercrescida com biotita e em locais de pressão relativamente elevada, como na interface entre minerais ou em "kink bands". Turmalina, bem cristalizada, cresce preferencialmente em zonas de baixa pressão, como nas linhas de charneira de microdobras da foliação principal da rocha, caracterizando uma lineação mineral.

Embora haja descrição de andaluzita em áreas próximas à mapeada (Coutinho 1972, Carneiro *et al.* 1980, Stein 1984, Stein *et al.* 1986) este mineral não foi, aqui, encontrado. Isto pode ser atribuído ao intemperismo intenso que, na maior parte da região, pouco preservou da mineralogia metamórfica original, já que a composição química inicial dos sedimentos mostrou-se favorável à cristalização de cianita e sillimanita. De fato, conforme Kwak (1971), existe alteração preferencial de andaluzita com relação à sillimanita.

A existência de duas gerações distintas de moscovitas, uma paralela à foliação principal dos xistos e contemporânea à associação mineral produzida em M_1 e outra, discordante e posterior, relacionada a metassomatismo potássico, já havia sido diagnosticada por Coutinho (1972), Hasui (1973) e Rideg (1974) em

áreas adjacentes à cidade de São Paulo.

Sadowski (1974) descreveu sillimanita junto a corpos graníticos, atribuindo-a a metamorfismo de contato. Pelo que foi visto nas rochas de Embu-Guaçu - Parelheiros é provável que este mineral seja, na verdade, fibrolita que, muitas vezes tratada como uma variedade fibrosa de sillimanita, é a rigor, um inter crescimento de sillimanita e quartzo, caracterizado por Bell & Nord (1974) com o auxílio de microscopia eletrônica.

Como na área estudada existem tanto fibrolita quanto sillimanita prismática, a primeira questão que surge refere-se à contemporaneidade ou não entre estes minerais e às suas épocas de formação. Vernon & Flood (1977) propuseram critérios micro-estruturais que possibilitam a distinção entre dois tipos de fibrolita: aquela que está em equilíbrio com os outros minerais da rocha e aquela que parece ter crescido sem modificação evidente dos contatos entre os grãos preexistentes, sendo portanto, interpretada como tardia. Aplicados aos xistos de Embu-Guaçu, permitiram concluir que a fibrolita é posterior à assembléia gerada em M_1 , incluindo quartzo, moscovita, estaurolita, cianita e sillimanita e cogenética à associação formada em M_2 , composta por moscovita, turmalina e quartzo. Entre as características diagnósticas podemos citar:

a) A ocorrência de fibrolita como inclusão em grãos de moscovita e quartzo e/ou passando de um mineral para outro sem deflexão da direção das fibras (fotomicrografia 6a e 6b);

b) A presença de crescimento de fibrolita em biotita, obedecendo sua direção de clivagem (fotomicrografia 7);

c) A concentração de fibrolita nos contatos entre minerais ou em zonas de "stress" como, por exemplo, em zonas de "kink bands" (fotomicrografia 8) e

d) A ocorrência de fibras irradiadas a partir de um feixe em direção a outros minerais (fotomicrografia 7).

Fotomicrografia 6a - Agulhas de fibrolita inclusas em porfiroblastos de moscovita. Polarizadores cruzados. (aumento 40 vezes)

Fotomicrografia 6b - Agulhas de fibrolita cortando vários grãos de quartzo, sem mudança na direção das fibras. Polarizadores cruzados. (aumento 40 vezes)

Fotomicrografia 7 - Feição que mostra substituição de biotita por fibrolita controlada pela clivagem do filossilicato. Após a substituição parcial, as agulhas de fibrolita irradiam-se em direção à moscovita. Polarizadores paralelos (aumento 40 vezes).

Fotomicrografia 8 - Cristais finos de aluminossilicatos (cianita e/ou sillimanita) dispostos em "kink bands" em porfiróblasto de moscovita. Polarizadores cruzados. (aumento 40 vezes).

Texturas como as descritas nos itens c e d foram tratadas como próprias de fibrolitas desarmônicas, ou seja, formadas posteriormente aos minerais a que estão associadas. Feições como a do item b poderiam resultar de uma nucleação epitaxial (Chinner 1961) ou, como as do item a, poderiam ser produzidas através de crescimento simultâneo a partir de uma assembléia quimicamente compatível.

Nos xistos de Embu-Guaçu os intercrescimentos de biotita e sillimanita devem resultar da substituição da mica pelo aluminossilicato, promovida pela entrada de íons H^+ no sistema, conforme a reação:

postulada por Vernon (1979). O excesso de $(\text{Mg, Fe})^{++}$ está, provavelmente, cristalizado sob a forma de minerais opacos, frequentemente distribuídos na interface entre biotita e fibrolita intercrescidas.

O cátion K^+ liberado deve, por sua vez, reagir com cianita e quartzo dando origem aos porfiroblastos de moscovita com inclusões de fibrolita, anteriormente descritos, segundo a equação:

proposta por Carmichael (1969) com base em observações texturais.

Kwak (1971), porém, atribuiu estas mesmas texturas à substituição seletiva de cianita por moscovita, em condições do campo de estabilidade da sillimanita, de acordo com a reação.

Segundo o autor, a fibrolita seria anterior à cris

talização da moscovita, sendo produto do mesmo evento responsável pela geração de cianita, que teria permanecido como fase meta-estável devido à substituição de alumínio por ferro em sua estrutura, o que amplia a reta de coexistência entre os polimorfos, trans formando-a em uma faixa.

Esta reação não explica satisfatoriamente a presença de fibrolita inclusa em moscovita, provavelmente resultante de cristalização simultânea nos moldes de Carmichael (1969), mas poderia ser responsável pela geração da textura descrita no item c (supradescrito). Estudos de Wintsh (1975) mostraram que um aumento de pressão desloca o equilíbrio:

no sentido da geração de Al_2SiO_5 às expensas de moscovita. Assim, uma concentração local de pressão, como a existente em zonas de "kink bands" de moscovita, promove sua dissolução e a nucleação de Al_2SiO_5 .

Estas reações metassomáticas com relação a uma á-rea muito restrita, atuando ao mesmo tempo em uma zona relativamente mais abrangente, fecham um sistema onde íons são liberados e consumidos, independente de um agente exterior.

A presença de turmalina nestas rochas poderia ser devida à participação de um fluido rico em boro no processo de cristalização ou à remobilização deste mesmo elemento retido no sedimento original. Se esta última hipótese fosse correta, seria de se esperar sua formação já durante o evento M_1 , em condições pré-cinemáticas à deformação regional D_2 .

Porém, como isto não acontece, e como há concentração de turmalina nos veios pegmatíticos, é mais viável supor uma relação genética entre estes veios e a turmalinização. Assim, é provável que tenha havido um aporte externo de íons, em um dado momento da evolução metamórfica dos xistos de Embu-Guaçu - Pare-

lheiros, promovido pela atividade ígnea. Esta idéia é reforçada por estudos de Ahmad & Wilson (1982) que verificaram um aumento nos teores de U e B em uma assembléia interpretada como metassomática, contendo fibrolita, com relação à anterior, produto de metamorfismo regional progressivo, onde ocorre sillimanita, e por estudos de Shmakin (1983) que detectou anomalias positivas para boro em auréolas de moscovitização geradas no contato entre corpos pegmatíticos e a encaixante. Ainda, de acordo com Michel-Lévy (1950 in Pitcher & Read 1963), o boro atuaria como catalizador na síntese de fibrolita, o que explicaria, também, a abundância deste mineral nos xistos de Embu-Guaçu - Parelheiros.

Vários autores, como Chinner (1973), Vernon (1979), Carmichael (1969), Wintsch (1975), Vrāna (1973) e Ahmad & Wilson (1982), apontam o metassomatismo como gerador de aluminossilicatos e moscovita tardios, associados ou não a turmalina e, em geral, relacionado à atuação de soluções aquosas residuais em eventos magmáticos e de migmatização. Em termos químicos, este processo é semelhante à alteração hidrotermal (Hemley & Jones 1964), sendo seu caráter determinado pelo álcalis e voláteis, que podem ser K^+ (Carmichael 1969, Chinner 1973, Vernon 1979), H^+ (Wintsch 1975, Vernon 1979) ou Al^{+++} (Vrāna 1973, Ahmad & Wilson 1982).

O metassomatismo aluminoso não é aceito por Carmichael (1969) que, apoiado em critérios texturais, postula a imobilidade do alumínio. Estudos mais recentes de Kuyunko (1983), porém, mostram que em soluções hidrotermais o alumínio tem mobilidade considerável, enquanto que Zugorsky & Makagon (1980) registraram um aumento em seu teor em rochas turmalinizadas nas vizinhanças de corpos pegmatíticos.

Seja qual for o cátion, os parâmetros que controlam o processo são pressão, temperatura e composição da fase fluida, que pode ser expressa em termos de atividade ou concentração termodinâmica de íons. O sentido da reação é dado pela razão entre a atividade do cátion produzido e do cátion consumido.

Deste modo, a_{K^+}/a_{H^+} elevada fará com que a reação:

opere no sentido da geração de moscovita + sillimanita, ou seja, no sentido do consumo de íons em excesso.

Assim, é provável que a geração de fibrolita, moscovita e turmalina em M_2 tenha sido propiciada pela ação de uma solução aquosa ácida, rica em boro, em condições de pressão e temperatura compatíveis com as de estabilidade da sillimanita.

Ainda, aspectos texturais do Granito de Colônia, como a presença de microclínio poiquiloblástico e de plagioclásio cálcico zonado com bordas enriquecidas no componente Ab, sugerem a geração destas feições através da introdução de um fluido alcalino, potássico, sobre um substrato básico.

Metamorfismo Retrôgrado M_3

O episódio de metamorfismo retrôgrado M_3 representa a adaptação das assembléias de alta pressão e temperatura, geradas durante o evento regional progressivo M_1 , a condições mais brandas. Está caracterizado, na área, pela saussuritização dos plagioclásios e feldspatos das rochas graníticas, pela sericitização da sillimanita observada nos xistos (fotomicrografias 9a e b) e pela cloritização das biotitas tanto dos xistos quanto dos granitóides (fotomicrografia 10).

No entanto, é nas rochas cálcio-silicáticas que este episódio torna-se mais evidente através das substituições de diopsídio, plagioclásio, tremolita e granada por epídoto e de diopsídio por tremolita (fotomicrografia 11).

O caráter retrogressivo do metamorfismo pôde ser

Fotomicrografia 9a

Fotomicrografia 9b

Fotomicrografias 9a e 9b - Cristais de sillimanita prismática, subédricos em processo de substituição parcial por sericita. Polarizadores paralelos e cruzados, respectivamente (aumento 150 vezes).

Fotomicrografia 10 - Cristais de granada e biotita cloritizados em xisto. Polarizadores paralelos (aumento 40 vezes).

Fotomicrografia 11 - Rocha cálcio-silicática exibindo substituição parcial de plagioclásio por epídoto. Polarizadores cruzados (aumento 100 vezes).

deduzido pelas feições texturais e por parâmetros químicos, como o enriquecimento relativo do plagioclásio (bytownita) no componente albita.

As reações que expressam M_3 nas rochas cálcio-silicáticas, já discutidas no item referente ao metamorfismo regional progressivo M_1 são:

As transformações observadas nas rochas cálcio-silicáticas apontam em direção a temperaturas inferiores às dadas pela curva que define o equilíbrio "diopsídio + calcita + tremolita + quartzo" (fig. 14), sendo que a maior parte delas representa condições ainda mais brandas, ou seja, equivalentes às que permitem a coexistência estável de zoisita e quartzo.

A substituição de sillimanita por sericita foi estudada por Kwak (1971) e Chinner (1973), entre outros que, com base em padrões texturais, apontam a reação:

como a responsável pela transformação.

Conforme já mencionado no item sobre o metamorfismo de contato M_2 , este processo poderia ser produzido a partir da entrada de íons potássio no sistema através da atuação de um agente externo, ou poderia ocorrer devido a trocas locais, nos moldes de Carmichael (1969). De qualquer forma, como salientou Kwak (1971), a quebra iônica somente acontece abaixo da instabilidade termal dos minerais envolvidos na reação, o que, neste caso, sugere temperaturas inferiores às necessárias para a estabilidade da silli-

manita.

Nas seções observadas não há evidências que permitam atribuir a cloritização parcial da biotita a uma reação específica. No entanto, esta transformação só deve ter se processado quando a pressão e temperatura atingiram valores que possibilitaram a estabilização da clorita às expensas da biotita, o que corresponde, a grosso modo, à interface entre as zonas da biotita e clorita.

Segundo Winkler (1977 p. 180) este limite pode ser representado pelo grau de isorreação:

"(estilplomelano + moscovita) instável/(biotita + moscovita) estável"

que é um equilíbrio pouco dependente da pressão e que ocorre em um intervalo de temperatura entre 400°C e 450°C.

Estes resultados são concordantes com os inferidos através das associações descritas nas rochas cálcio-silicáticas.

Assim, é provável que as condições durante o metamorfismo retrogressivo M_3 tenham sido semelhantes às do campo de estabilidade da andaluzita, que compreende os equilíbrios acima discutidos e que também explicaria a alteração da cianita nas rochas de Embu-Guaçu - Parelheiros.

A presença de epídoto como mineral estável nestas assembléias indica que a temperatura mínima para este evento deve ter sido próxima a 300°C, independente da pressão, que são as condições exigidas para o equilíbrio da reação:

Pumpellyita + Clorita + Quartzo $\rightleftharpoons$ Zoisita + Actinolita (14) (fig. 17)

que marca o limite entre os graus incipiente e fraco, já que temperaturas inferiores a esta implicariam sua desintegração.

Portanto, a partir dos dados petrográficos é possível restringir o metamorfismo retrógrado M_3 a um intervalo máximo de temperatura entre 300°C e 600°C e pressões menores que 5,5kb (fig. 17).

Fig. 17 - Curvas que representam as transformações e as condições de pressão e temperatura do metamorfismo retrógrado M_3 que atuou sobre as rochas da região de Embu-Guaçu - Parrelheiros. A área delimitada representa as condições prováveis de P e T vigentes durante este episódio.

Metamorfismo Dinâmico M_4

O metamorfismo dinâmico M_4 é bastante restrito e, pelas próprias características das rochas da região, melhor reconhecido nos granitos e gnaisses.

As modificações promovidas por este evento foram pouco intensas e correspondem, basicamente, à quebra de grãos de quartzo e feldspato e a uma foliação dada pelo estiramento destes minerais segundo a direção principal do esforço (fotomicrografia 12), provocadas pela movimentação ao longo de falhamentos de pouca expressão na área mapeada.

Fotomicrografia 12 - Textura milonítica em ortogneisse, com grãos estirados de feldspato potássico e plagioclásio destacados em uma matriz submilimétrica dada por quartzo quebrado, localmente recristalizado. Polarizadores cruzados (aumento 40 vezes).

VIII. AS ESTRUTURAS

O estudo das estruturas e dos processos que as originaram foi conduzido, em três níveis: mesoscópico, microscópico e macroscópico.

À análise mesoscópica interessou o estudo das estruturas visíveis em afloramento, entre as quais destacam-se a estratificação reliquiar, superfícies de foliação, lineações minerais e de intersecção, dobras, além de fraturas generalizadas e falhas de ocorrência limitada.

Os estudos microscópicos baseados na observação de mais de 160 seções delgadas visaram a caracterização mais precisa tanto de morfologia quanto da gênese das diversas foliações e o estabelecimento das relações temporais relativas entre os episódios de metamorfismo e deformação.

Finalmente, o tratamento dos dados assim acumulados foi objeto de análise macroscópica realizada com base no método proposto e descrito em detalhe por Turner & Weiss (1963) e que consiste, em essência, no estudo das diversas feições planares encontradas em sub-áreas delimitadas com base na homogeneidade de uma dada superfície, ou seja, para a qual uma determinada foliação apresenta direção estatisticamente uniforme.

Este procedimento objetivou o entendimento dos resultados obtidos nas fases anteriores e a caracterização de grandes estruturas que, dadas as suas dimensões, não puderam ser reconhecidas em afloramento.

Análise Mesoscópica

A descrição de mais de 600 afloramentos de rochas sãs e alteradas revelou a existência de uma estratificação reliquiar, correspondente à estrutura primária dos metassedimentos, e

várias estruturas tectônicas representadas por superfícies de foliação, lineações, dobras e falhas.

Estruturas Primárias

A única estrutura primária preservada após sucessivos dobramentos e intenso intemperismo é a estratificação reliquiar, visível tanto nos xistos rítmicos quanto nos sericita xistos e filitos.

Na unidade dos xistos Santa Rita S_0 é dada pela alternância rítmica entre micaxistos e quartzo xistos em estratos com espessura aproximada de 30 cm. Localmente, como a sul de Engenheiro Marsilac e arredores de Santa Rita, ocorrem, concordantemente, níveis mais estreitos de anfibolitos, rochas meta-ultramáficas e cálcio-silicáticas.

A alteração ressalta a estrutura na medida em que destaca a variação de cor entre os diferentes níveis e promove a remoção preferencial de parte do material proveniente da decomposição dos quartzo xistos com relação aos micaxistos (foto 1, p. 28).

Nos sericita xistos e filitos a estratificação reliquiar é definida pela alternância centimétrica de níveis plano-paralelos de diferentes colorações e que, provavelmente, refletem variações na composição mineral.

Estruturas Secundárias ou Tectônicas

Foliações: entre as foliações descritas nas rochas que afloram na área mapeada destacam-se uma superfície de clivagem ardosiânica e duas superfícies de clivagem de crenulação, ocorrendo ainda, de modo restrito, foliações miloníticas.

Clivagem Ardosiana S_1 : o termo "clivagem ardosiana" é aqui utilizado no sentido de Hobbs *et al.* (1976), ou seja, para designar um arranjo planar de minerais regularmente orientados ou em domínios, sendo, deste modo, equivalente à clivagem clivagem contínua de Powell (1979).

Nas rochas de Embu-Guaçu-Parelheiros a clivagem ardosiana é dada pela orientação de moscovita, biotita e sillimanita prismática, geradas durante o metamorfismo regional progressivo M_1 .

A foliação S_1 é visível tanto nos xistos rítmicos, quanto nos sericita xistos e filitos, especialmente a nível microscópico, desenhando microdobras de pequeno comprimento de onda, às vezes fechadas (fotomicrografias 14 e 15, p.87; 17, p.89).

Clivagem de Crenulação S_2 : a clivagem de crenulação S_2 corresponde à foliação de maior expressão na área mapeada, ocorrendo nos xistos tipo Santa Rita e nos sericita xistos.

A nível microscópico configura dobras de crenulação altamente evoluídas; é frequentemente diferenciada em níveis estreitos ricos em quartzo e micas alternados, originando um bandamento tectônico submilimétrico.

À vista desarmada S_2 confunde-se com uma xistosida de definida por uma sucessão de planos subparalelos, entre os quais, eventualmente, é possível identificar as microdobras que a caracterizam.

É uma foliação plano-axial a dobras D_2 e, em geral, dispõe-se paralela ou subparalelamente à estratificação reliquiar S_0 .

Embora não houvessem identificado a superfície de foliação principal dos metassedimentos como uma clivagem de crenulação, o paralelismo entre S_2 e a estratificação reliquiar foi também verificado por Sadowski (1974), Hasui (1975), Hasui & Sado

wski (1976), Campos Neto (1983) e Campos Neto & Basei (1983) e interpretado como resultado de um redobramento coaxial de dobras D_1 , recumbentes, cerradas ou isoclinais durante um episódio D_2 .

Clivagem de Crenulação S_3 : a clivagem de crenulação S_3 resulta do microdobramento da superfície S_2 , sendo materializada por "kinks" abertos, com comprimento de onda de até 0,5 cm. É a foliação plano-axial das dobras D_3 , desenhadas pela clivagem de crenulação S_2 e pela estratificação reliquiar S_0 .

Ao contrário da clivagem de crenulação S_2 , esta tem expressão mais local, sendo observada principalmente nos xistos rítmicos a NW de Santa Rita onde, de modo geral, se dispõe subparallelamente a S_0 e S_2 .

A foliação S_3 foi também caracterizada nos sericitos e filitos a W de Parelheiros, ocorrendo associada a dobras em "chevron" centimétricas, com charneiras subhorizontais.

Foliação Milonítica S_4 : a foliação milonítica é aqui considerada como uma superfície definida pelo estiramento de rochas e minerais sujeitos à movimentação em zonas de falha.

É restrita na área mapeada, sendo somente identificada nos granitos e gnaisses.

Lineações: serão tratadas sob a designação de "lineação" as superfícies lineares determinadas pela intersecção de dois planos de foliação distintos ou pelo alinhamento planar e paralelo de minerais prismáticos.

Na área estudada, não foram observadas lineações de intersecção entre S_1 e S_0 , o que faz com que todas as superfícies lineares aqui descritas - à exceção das lineações minerais - sejam equivalentes a lineações de crenulação. Estas correspondem às linhas de charneira de dobras de crenulação, dispostas sobre a superfície afetada por esta deformação.

Tanto nos xistos rítmicos quanto nos sericita xistos e filitos as lineações de crenulação mais proeminentes são lineações L_3 (S_3/S_2), formadas pela crenulação de S_2 . Apresentam-se, em geral, como corrugações espaçadas milimetricamente, com caimento subhorizontal.

Também expressiva é a lineação dada por prismas de turmalina alinhados paralelamente e dispostos sobre os planos da foliação S_2 . Quando S_2 está crenulada, os cristais de turmalina desenvolvem-se preferencialmente ao longo do eixo das microdobras evidenciando um crescimento orientado mimeticamente.

Dobras: entre os vários critérios passíveis de utilização para a classificação das dobras, os mais interessantes são aqueles baseados no conjunto de feições morfológicas da estrutura, ou seja, no estilo.

Para efeito de descrição das dobras deve ser observado o tipo de superfície dobrada, o tipo de superfície plano-axial ao dobramento e a geometria das estruturas. Já para a caracterização das fases de dobramentos interessam os padrões de superposição produzidos pela interferência de estruturas de diferentes gerações.

Uma relação direta entre grupos de estilo e fase de dobramentos pode, conforme salientado por Bistrichi (1982) e Carneiro (1983), levar a conclusões errôneas, já que uma mesma fase de deformação pode dar origem a estruturas de estilos diferentes, do mesmo modo que dobras de mesmo estilo podem pertencer a gerações distintas.

Na região de Embu-Guaçu-Parelheiros a ausência de bons afloramentos, a dificuldade no estabelecimento da polaridade estrutural da sequência mapeada e a provável diferença de escala das dobras superpostas, foram fatores que dificultaram a análise.

Neste sentido, os estudos meso e microscópicos embasados na observação das relações entre as foliações plano-a-

xiais foram os mais esclarecedores, já que mesmo em rochas extremamente alteradas estas superfícies são, com frequência, preservadas.

Dobras D_1 : não foram identificadas dobras D_1 , ou seja, definidas pela estratificação reliquiar dobrada e tendo a clivagem ardosiana S_1 como foliação plano-axial.

Entretanto, conforme já mencionado, o paralelismo entre a foliação S_2 e a estratificação reliquiar S_0 fez com que vários pesquisadores (Sadowski 1974, Hasui 1975, Hasui & Sadowski 1976, Campos Neto 1983 e Campos Neto & Basei 1983) atribuíssem às dobras D_1 um padrão isoclinal, recumbente.

Dobras D_2 : as dobras D_2 são desenhadas pela estratificação reliquiar e pela foliação S_1 , tendo a clivagem de crenulação S_2 como superfície plano-axial.

No ponto 202, situado próximo a Santa Rita, na estrada que liga esta localidade a Embu-Guaçu, foi descrita nos xistos rítmicos uma dobra D_2 aberta, inclinada, isópaca e com ápice arredondado. Esta é uma das raras exposições de dobras D_2 a nível mesoscópico. No entanto, estas estruturas puderam ser identificadas, a nível macroscópico, através do padrão dos fotolineamentos. A partir deles são configuradas estruturas amplas, de dimensões decamétricas a quilométricas, abertas.

As relações entre a foliação plano-axial S_2 e a estratificação reliquiar S_0 dobrada evidenciam uma grande estrutura sinformal, melhor definida em mapa e perfis regionais do que em escala de afloramento.

Esta estrutura com eixo aproximadamente N40E já havia sido reconhecida por Hasui & Sadowski (1976) com base na variação de grau metamórfico das rochas que a compõem.

Realmente, através do estudo do metamorfismo que

atuou sobre estas seqüências, foi possível constatar uma diminuição de temperatura e pressão vigentes durante o metamorfismo regional M_1 em direção à unidade dos sericita xistos e filitos que compõem o núcleo da mega-estrutura.

Dentro dos limites da área mapeada não foi observado seu fechamento, provavelmente localizado mais a SW.

Dobras D_3 : as dobras D_3 definidas pelo dobramento da estratificação reliquiar e da foliação S_2 representam quase a totalidade das estruturas descritas na área.

Mesmo sendo as mais expressivas, não são frequentes suas exposições, de modo que sua caracterização nem sempre é fácil.

Nos sericita xistos e filitos a WNW de Parelheiros (ponto 337) e nos xistos rítmicos que afloram na estrada que liga Santa Rita à BR-116 (ponto 599, 617, 632) estas dobras têm perfis em chevron, com ápices angulosos e comprimentos de onda decimétricos. Seus eixos são subhorizontais e a clivagem de crenulação S_3 , plano-axial, é subvertical.

A relação entre a clivagem de crenulação S_3 e a foliação dobrada, S_2 , indica, localmente, a presença de dobras com flancos inversos. Esta situação, observada especialmente na porção SW da área, e a posição da foliação S_3 , em geral com caimento para NW, são sugestivas de dobras inclinadas, com vergência para SE.

Falhas: as falhas são estruturas de ocorrência restrita na área mapeada, só diagnosticadas com certeza através de texturas miloníticas e cataclásticas identificadas, principalmente, nas rochas graníticas e gnáissicas.

Em escala macroscópica as falhas definem grandes traços NE e, com exceção daquela situada imediatamente a NW de Em

bu-Guaçu, não foi possível identificar a natureza ou o sentido da movimentação.

No mapa apresentado optou-se por traçar apenas as falhas de existência comprovada, embora fotolineamentos importantes e feições geomorfológicas sejam sugestivas da existência de outros falhamentos. Destacam-se entre estes indícios os fotolineamentos NS, correspondentes à calha do rio Embu-Guaçu e o EW, correspondente ao rio Vermelho, situado a sul de Engenheiro Marsilac.

Fases de Deformação

A caracterização das clivagens presentes nas rochas mapeadas e a observação dos padrões de superposição destas superfícies visíveis, em essência, a nível microscópico, permitem distinguir três gerações sucessivas de foliações: a primeira, materializada pela clivagem ardosiana S_1 , e as duas últimas correspondentes às clivagens de crenulação S_2 e S_3 .

Da mesma forma, a presença de dobras desenhadas pelo acamento S_0 e pela foliação S_2 , indicam a atuação de, pelo menos, três fases de dobramento.

Não foram, no entanto, reconhecidas figuras de interferência entre estas dobras, o que pode ser decorrente, em parte, da pobreza de exposições.

Por outro lado, é possível também que a ausência de padrões de superposição esteja relacionada à diferença de escala das texturas envolvidas. Conforme Roberts (1977 in Bistrichi 1982 e Carneiro 1983) a imposição de dobras menores sobre dobras maiores e mais antigas não deve provocar mudança significativa da configuração anterior ao dobramento superposto, nem produzir feições de interferência expressivas.

1.^a Fase de Deformação D_1 : a melhor evidência da primeira fase de deformação constitui-se em uma clivagem ardosiana S_1 , visível, principalmente, a nível microscópico.

Esta foliação S_1 , plano-axial a dobras D_1 é definida pela orientação de micas e sillimanita geradas pelo metamorfismo regional M_1 e está intensamente crenulada por um evento posterior que, na maior parte dos casos, provocou sua total transposição.

2.^a Fase de Deformação D_2 : o segundo episódio de deformação D_2 , foi o responsável pela formação da xistosidade S_2 , regionalmente mais expressiva, ocorrendo tanto nos sericita xistos e filitos quanto nos xistos rítmicos. Corresponde a uma clivagem de crenulação, frequentemente diferenciada em camadas estreitas de quartzo e micas alternadas, definindo um bandamento tectônico submilimétrico (fotomicrografia 13).

Esta xistosidade S_2 desenvolve-se quase sempre paralela ou sub-paralela ao bandamento composicional S_0 o que, pode sugerir sua formação em posição plano-axial a dobras D_2 , geradas a partir do redobramento coaxial de uma dobra anterior D_1 recumbente, cerrada ou isoclinal.

As dobras D_2 observadas são inclinadas isópacas e fechadas a abertas.

3.^a Fase de Deformação D_3 : o episódio D_3 provocou a deformação da foliação S_2 e da estratificação reliquiar S_0 , originando as dobras mesoscópicas que ocorrem na região de Embu-Guaçu - Parelheiros.

Nos sericita xistos e filitos desenvolvem-se dobras D_3 decimétricas, em chevron, com planos axiais essencialmente verticais, fechadas e abertas, enquanto nos xistos rítmicos são desenhadas estruturas com padrões variados mas, frequentemente isópacas, inclinadas ou verticais, abertas ou fechadas às quais associam-se, localmente, dobras parasitas em S ou Z.

Em posição plano-axial a este dobramento D_3 há uma clivagem de crenulação dada por "kinks" abertos, com comprimento de onda de até 0,5 cm.

O paralelismo entre as foliações S_2 e S_3 , como verificado na região entre Santa Rita e a rodovia BR-116 poderia indicar posição de flanco de dobras cerradas ou a atuação de um processo de transposição relacionado à evolução do dobramento ou à movimentação em zonas de transcorrência.

Embora a primeira hipótese não possa ser descartada, os perfis das dobras da fase D_3 , mostrando estruturas abertas e a presença de dobras intrafoliais desta mesma fase descritas nos pontos 49 e 643 induzem à aceitação da última como mais provável.

4.^a Fase de Deformação D_4 : a suposição da existência de um quarto evento de deformação dúctil D_4 , sugerido a nível macroscópico pela configuração dos contatos entre as sequências xistosas e pelos padrões de dispersão da foliação S_3 e da lineação L_3 (S_3/S_2), não encontrou respaldo nas observações realizadas a nível mesoscópico, não tendo sido reconhecidas estruturas ou superfícies atribuíveis a esta fase.

5.^a Fase de Deformação D_5 : a última fase de deformação sobre as rochas da região de Embu-Guaçu - Parelheiros constitui-se em um evento rúptil, associado a falhamentos.

As evidências deste episódio são as estruturas cataclásticas e miloníticas descritas principalmente nas rochas granitóides e gnáissicas (pontos 11, 14, 21, 70, 73, 76, 79, 115, 117, 121, 291, 306, 414, 473, 474, 486, 549, 550, 621) que caracterizariam falhamentos extensos, além de pequenos deslocamentos observados em afloramentos (pontos 41, 200, 204, 205) situados na estrada que liga Santa Rita a Embu-Guaçu (foto 7).

Análise Microestrutural

A análise microestrutural apoiou-se na observação de mais de 160 seções de rochas sãs e alteradas da região de Embu - Guaçu - Parelheiros, tendo sido estudados, preferencialmente, os xistos que, dada sua composição química original, sensível à modificações nas condições de pressão e temperatura, guardam, em seus minerais e estruturas, os registros dos vários eventos de recristalização e deformação a que foram submetidos.

Nem sempre, porém, as relações entre metamorfismo e deformação puderam ser caracterizadas, porque, com frequência, porfiroblastos encontram-se de tal forma alterados que já não é mais possível identificá-los com precisão.

O intemperismo foi, também, um fator de restrição importante à utilização dos sericita xistos e filitos na análise pois, embora exibam feições microestruturais bastante diagnósticas, seu avançado grau de alteração impede a caracterização de seu metamorfismo, na medida em que sua assembléia mineralógica está totalmente substituída por sericita, argilas, óxidos e hidróxidos supérgenos.

A despeito destas dificuldades, foram confirmadas tanto nos sericita xistos e filitos quanto nos xistos rítmicos, a existência das superfícies S_2 e S_3 , identificadas a nível mesoscópico, bem como da superfície S_1 , essencialmente microscópica e correspondente a uma clivagem ardósiana definida pela orientação de minerais placóides, como biotita e moscovita, e prismáticos, como sillimanita, gerados durante o metamorfismo regional M_1 .

A fase de deformação D_2 foi responsável pela corrosão desta xistosidade, resultando no aparecimento de microdobras fechadas e cerradas e em uma nova superfície, materializada por uma clivagem de crenulação S_2 .

A intensidade e evolução deste processo de crenula

ção provocou a transposição de S_1 , às vezes preservada como relicto, compondo microdobras intrafoliais, e a diferenciação de S_2 através da dissolução de minerais, como quartzo, em zonas de maior "stress", como nos flancos das microestruturas e sua precipitação em zonas de pressão relativamente menor, como em seus ápices (Cosrove 1976), originando um bandamento tectônico submilimétrico, da do pela segregação de micas e quartzo em camadas alternadas (fotomicrografias 13, p. 85 e 14, p. 87).

Nestas condições esta foliação confunde-se com uma clivagem ardosiana, distinguindo-se desta, basicamente, pela laminação milimétrica e regular, por sua continuidade e pela existência de ondulações suaves ou microdobras nos sucessivos microli tons.

A suposição de que o metamorfismo regional M_1 foi progressivo, processando-se sempre no sentido de pressões e temperaturas crescentes, tendo minerais como cianita e sillimanita como representantes de suas condições máximas e a presença de cristais de sillimanita dobrados junto com a foliação S_1 , pelo evento D_2 (fotomicrografia 15), sugerem que o processo metamórfico regional M_1 foi sincrônico ou posterior à formação da superfície S_1 e anterior à clivagem S_2 .

Isto é também confirmado por porfiroblastos de granada levemente alongados, provocando a deflexão da xistosidade S_2 e permitindo a recrystalização de quartzo em zonas de sombra de pressão, o que comprova sua presença como um corpo rígido durante a deformação D_2 (fotomicrografia 16).

Outros minerais cuja cristalização é atribuída a M_1 , como cianita e estaurolita, só foram encontrados preservados em amostras de sondagens rotativas, onde as relações entre sua formação e a das foliações não estão muito claras. Em superfície há indícios de suas ocorrências em sericita xistos muito alterados, sob a forma de porfiroblastos totalmente substituídos e que poderiam ser tanto de um como de outro destes minerais.

Fotomicrografia 13 - Bandamento tectônico submilimétrico resultante da diferenciação da clivagem de crenulação S_2 . Polarizadores paralelos (aumento 40 vezes).

Foto 7 - Falha de pequeno porte localizada na estrada entre Santa Rita e Embu-Guaçu.

No entanto, independente de uma identificação precisa, estes pseudomorfos são, certamente, anteriores à foliação S_2 , defletida em seu redor, reforçando a hipótese de uma gênese sin-cinemática a D_1 e anterior a D_2 .

Aparentemente, não houve a geração de minerais durante o episódio D_2 , embora não se possa descartar, a princípio a idéia de uma relação entre esta fase e o metamorfismo retrógrado M_3 .

Porém, como as melhores evidências deste evento retrogressivo encontram-se nas rochas cálcio-silicáticas, extremamente pobres em informações sobre os episódios de deformação, estas associações não puderam ser comprovadas.

Além disso, a presença de intrusões pós-tectônicas sugere um soerguimento da região e, conseqüentemente, um decréscimo de pressão e temperatura até valores mínimos estimados para o metamorfismo retrogressivo, somente após a atuação de todo o conjunto de deformação.

A ausência de minerais cristalizados em D_2 poderia, então, sugerir que não houve variação significativa das condições de temperatura e pressão entre as fases D_1 e D_2 , interpretadas como estágios de uma mesma deformação contínua.

Superimposta a D_1 e D_2 há uma fase de dobramento D_3 que promoveu a crenulação da foliação S_2 e o aparecimento de "microkinks" simétricos, que definem uma nova clivagem de crenulação, S_3 , encontrada apenas localmente (fotomicrografia 17).

Pós-cinematicamente à formação de S_3 houve a cristalização de moscovitas de segunda geração, fibrolitas e turmalinas relacionadas ao metamorfismo M_2 .

O caráter tardio do metassomatismo M_2 é atestado

Fotomicrografia 14 - Clivagem de crenulação S_2 transpondo a foliação anterior S_1 , visível em charneiras de microdobras preservadas. Polarizadores paralelos (aumento 40 vezes).

Fotomicrografia 15 - Clivagem de crenulação S_2 onde é visível o dobramento de sillimanita prismática, previamente cristalizada. Polarizadores paralelos (aumento 40 vezes).

pela ausência de orientação preferencial das fibrolitas, que se distribuem caoticamente, como meandros em porfiroblastos de moscovita ou em relações de clara substituição mimética a partir da biotita, e pelo crescimento de moscovitas discordantes da xistosidade (fotomicrografias 6a, p. 61; 7, p. 62; 18, p. 90).

As turmalinas, ao contrário, estão orientadas, dispostas preferencialmente ao longo das linhas de charneira das microdobras D_3 , definindo uma lineação mineral. Este crescimento orientado, mas pós-cinemático que tem sido freqüentemente interpretado como mimético, também poderia ter sido controlado por um alívio local de pressão nos ápices das microestruturas.

Um possível evento D_4 sugerido a nível macroscópico por uma ondulação regional dos contatos entre as unidades, não foi caracterizado através da análise microestrutural. Não foram identificadas superfícies correlacionáveis a esta deformação, nem há evidências seguras de recristalização ou neoformação de minerais nesta fase.

Finalmente, o episódio D_5 vinculado à atuação de falhamentos e contemporâneo ao metamorfismo cataclástico M_4 , está melhor caracterizado nas rochas graníticas, gnáissicas e quartzíticas.

Nos granitos e gnaisses as texturas observadas são tipicamente cataclásticas, com feldspatos quebrados, quartzo com extinção ondulante e textura em subgrãos e com a presença de material microgranular em torno de minerais mais resistentes.

Nos quartzitos as feições exibidas são, principalmente, grãos de quartzo quebrados, com extinção ondulante e contornos lobados, tendendo a poligonização, evidenciando um início de recuperação

Fotomicrografia 16 - Cristal euédrico de granada alongado segundo a direção da foliação S_2 da rocha, evidenciando sua gênese pré-cinemática a D_2 e sin-cinemática a D_1 . Polarizadores paralelos (aumento 40 vezes).

Fotomicrografia 17 - Xisto micáceo exibindo três superfícies de foliação S_1 , S_2 , S_3 . Polarizadores paralelos (aumento 40 vezes).

Fotomicrografia 18 - Agulhas de fibrolita geradas em condições pós-cinemáticas atestadas por sua distribuição caótica em um porfiroblasto de moscovita. Polarizadores cruzados (aumento de 40 vezes).

Análise Macroscópica

Com base nos procedimentos propostos por Turner & Weiss (1963), a área estudada foi dividida em domínios homogêneos. Inicialmente, foram delimitados 11 sub-áreas, posteriormente redu-

zidas a 6 (fig. 18) dadas as semelhanças das configurações obtidas após o tratamento de seus dados em estereogramas.

As atitudes referentes às principais foliações e lineações foram plotadas em diagramas de Schmidt (hemisfério inferior) e, quando o número de medidas excedeu a 30, foram contadas com o auxílio da rede de Kalsbeek. Foram, desta forma, tratados os dados referentes à clivagem de crenulação S_3 , à lineação de intersecção L_3 (S_3/S_2) e à xistosidade S_2 , cujos resultados, de modo geral, são também representativos para o bandamento S_0 já que, frequentemente, ambos mostram-se paralelizados.

A ausência de tratamento estatístico da foliação S_1 e da lineação L_2 (S_2/S_1) prende-se ao fato de não terem sido conseguidas medidas representativas de suas orientações, o que é explicado pela superposição de vários episódios de redobramento e pela transposição associada a D_3 .

Domínio I: situa-se a leste de Embu-Guaçu e Cipó, englobando os xistos rítmicos e os sericitos xistos e filitos que ocorrem nos arredores de Parelheiros, Colônia e Engenheiro Marsilac (fig. 18).

Neste domínio tanto a xistosidade principal S_2 quanto o bandamento S_0 a ela paralelo mostram-se bastante dispersos, sendo possível, no entanto, ajustar os pólos de seus planos ao círculo máximo com atitude N35W 80NE, evidenciando seu dobramento cilíndrico em torno do eixo N54E 10SW em um evento D_3 .

As poucas medidas de atitudes da foliação S_3 , plano-axial ao dobramento D_3 e sua grande dispersão impossibilitaram quaisquer conclusões. No entanto, a lineação de intersecção L_3 (S_3/S_2), disposta segundo o círculo máximo N6W 28SW sugere sua formação sobre superfícies sem atitude constante ou sua dispersão devida a um dobramento cilíndrico posterior D_4 , com eixo N84E 62NE.

Domínio II: o domínio II abrange os xistos rítmicos

situados próximos a Embu-Guaçu (fig. 18).

Os dados referentes à foliação S_2 e à lineação L_3 (S_3/S_2) tratados para esta sub-área exibem padrões muito semelhantes àqueles já descritos para o domínio I.

A foliação S_2 apresenta dispersão em torno do círculo máximo N38W 86NE devido a seu dobramento cilíndrico por D_3 segundo o eixo N53E 16SW. Sua distribuição com concentrações máximas situadas no quadrante SE sugere para esta dobra D_3 um padrão isoclinal, com plano axial inclinado.

As poucas medidas de S_3 e a dispersão verificada para a lineação L_3 (S_3/S_2) inviabilizaram interpretações seguras embora, pelo diagrama (fig. 18), seja possível constatar a predominância de mergulhos médios e altos, com sentido NW, para esta foliação.

Domínio III: neste domínio estão representadas as feições estruturais dos sericita xistos e filitos da região de Cipó e dos xistos rítmicos com intercalações quartzíticas situados a sul desta localidade (fig. 18).

Como nas sub-áreas anteriormente descritas, a foliação S_2 e o bandamento S_0 , paralelos, definem, com pequena dispersão, uma guirlanda correspondente ao círculo máximo N24W 86NE, caracterizando sua deformação por um dobramento cilíndrico D_3 , posterior e com eixo N77E 14SW.

As atitudes para a foliação S_3 e para a lineação L_3 (S_3/S_2) foram consideradas insuficientes para qualquer inferência.

Domínio IV: o domínio IV congrega os sericita xistos e filitos e os xistos rítmicos localizados a oeste de Embu-Guaçu e Cipó.

Aí, os pólos da foliação S_2 exibem uma forte con

centração em torno de N45E 45SE, que poderia ser representativa de dobras isoclinais, com planos axiais inclinados.

A despeito desta concentração é possível considerar estes pólos como correspondentes ao círculo máximo N8W 60NE, evidenciando, também neste domínio, um episódio D_3 , de caráter cilíndrico, com dobras geradas segundo N82E 30SW.

Embora possam ser ajustadas a um círculo máximo, sugerindo um dobramento D_4 , as poucas medidas obtidas para L_3 (S_3/S_2) não permitem interpretações seguras. O mesmo ocorre com S_3 , cujas escassas medidas configuram concentrações diametralmente opostas de planos com altos mergulhos.

Domínio V: neste domínio estão representados os metarritmitos da região de Santa Rita (fig. 18).

Para esta área foi registrada uma dispersão em guirlanda para o pólos de S_2 , ajustada ao círculo máximo N36W 56SW, caracterizando um dobramento cilíndrico D_3 com eixo N54E 34NE.

A direção das dobras D_3 , para este domínio, é compatível com a verificada para os demais. Porém, seu mergulho apresenta sentido oposto, demonstrando uma mudança no caimento desta fase.

Como no domínio IV, as poucas medidas da foliação S_3 concentram-se em torno da direção NE, com mergulhos fortes, quase verticais para SE, enquanto que o conjunto de lineações L_3 (S_3/S_2) pode ser ajustado ao círculo máximo N66E vert, sugerindo a atuação de um dobramento cilíndrico D_4 .

Domínio VI: o domínio VI compreende os sericitaxistos e filitos e ritmitos, a noroeste de Santa Rita, tendo sido tratados, basicamente, os dados obtidos no perfil entre esta localidade e a rodovia BR-116.

Nesta região é marcante o paralelismo entre o ban

damento S_0 e a foliação principal S_2 . Ambos acham-se dobrados cilíndricamente por D_3 , segundo o eixo N54E 56SW, conforme é atestado por sua disposição em guirlanda coincidente com o círculo máximo N36W 34NE.

As medidas da clivagem de crenulação S_3 , mais expressiva neste domínio que em qualquer outro, exibem padrão de distribuição semelhante, ajustando-se ao círculo máximo N48W 30NE, sugerindo um dobramento D_4 superimposto, cilíndrico e com eixo N42E 30SW.

Por outro lado, as lineações L_3 (S_3/S_2) estão fortemente concentradas em torno de N52E 42SW, com leve dispersão segundo N30W 40SW, insuficiente para a caracterização de D_4 .

A partir da integração das informações obtidas para cada domínio, é possível tecer algumas considerações sobre o conjunto de deformações que afetaram as seqüências que afloram na região de Embu-Guaçu - Parelheiros.

Em todas as sub-áreas está caracterizada a atuação de um episódio de dobramento D_3 que promoveu a deformação da xistosidade S_2 e do bandamento S_0 a ela paralelo, resultando em dobras cilíndricas, em geral, invertidas e assimétricas (domínios II, III, IV e VI).

O plano axial do dobramento D_3 tem, em todas as sub-áreas, direção NE, havendo, no entanto no domínio V, uma mudança no sentido do caimento de SW para NE.

Finalmente, grandes lineamentos fotogeológicos observáveis tanto nas escalas de 1:25.000 como 1:60.000 são representativos das estruturas rúpteis associadas ao episódio de deformação D_5 conforme foi constatado pelos estudos a nível meso e microscópico.

Outras feições fotogeológicas e topográficas indicativas da presença de grandes fraturas ou falhas não puderam ser

comprovadas durante os trabalhos de campo ou petrográficos. Entre elas, destacam-se os alinhamentos N-S do rio Embu-Guaçu e E-W do rio Vermelho, situado a sul do Cipó e Engenheiro Marsilac.

LEGENDA

— Lineação $L_3(S_3/S_2)$

+ Pólos da Foliação S_2

1,0 4,0 8,0 10,0%
Foliação S_2

Obs. Geologia simplificada a partir do "Mapa Geológico da região de Embu-Guaçu-Parelheiros, SP" (anexo).

FIGURA 18 MAPA DE DOMÍNIOS HOMOGÊNEOS

IX. GEOCRONOLOGIA

Os dados geocronológicos apresentados neste trabalho foram obtidos a partir do estudo de amostras de testemunhos de sondagens rotativas, realizadas pelo IPT para o convênio DAEE-CESP-SABESP, na região de Embu-Guaçu.

Foram analisadas, através do método Rb-Sr em rocha total, seis amostras (Scp 2, 3, 10, 25, 31, 81), pertencentes à unidade dos xistos rítmicos. Representam moscovita-quartzo xistos com sillimanita + granada + cianita + estauroлита com estrutura anisótropa, com bandamento dado pela alternância entre camadas estreitas quartzosas e outras mais micáceas. Nas porções máficas a textura é lepidonematoblástica, enquanto que nas fêlsicas é granoblástica/poligonal, com grãos de quartzo quase equidimensionais ou como bastonetes alongados, dispostos paralelamente à foliação principal. A granulação é seriada, variando desde muito fina a grossa e a rocha compõe-se, essencialmente, de moscovita, biotita e quartzo, tendo ainda cianita, granada, estauroлита, sillimanita e turmalina como minerais frequentes.

Tratadas em diagrama isocrônico, definiram uma reta com razão inicial de $0,7277 \pm 0,0009$ e idade igual a 750 ± 20 Ma, interpretada como a época do evento D_1 , sincrônico ao metamorfismo regional M_1 (figura 19).

A amostra Scp 3, situada abaixo da isócrona deve possuir razão inicial diferente, já que a determinação de sua idade utilizando-se a mesma razão inicial obtida para o conjunto datado, resultou em valores sem significado geológico. Admitindo-se $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ igual a 0,710, a rocha fornece idade próxima a 500 Ma (Vieira & Tassinari 1988). Esta idade discordante pode ser devida ao fato da amostra ser rica em moscovita metassomática que, então, condicionaria o comportamento isotópico do sistema Rb/Sr. A razão Rb/Sr elevada, foi considerada por Vieira & Tassinari (1988) e Tassinari (1988) como normal para metassedimentos constituídos por materiais que já possuíam vida crustal significativa.

Fig. 19 - Diagrama isocrônico Rb/Sr para os xistos rítmicos tipo Santa Rita.

Além das amostras de xistos, foram também analisadas amostras do granito de Embu-Guaçu, provenientes da pedreira de Itapisserra, situada a NW da cidade de Embu-Guaçu. São amostras representativas de um corpo homogêneo, com estrutura isótropa, levemente bandada, textura granítica e granulação seriada de fina a grossa. Possui quartzo, feldspato-K e plagioclásio como minerais essenciais, biotita, epídoto, zircão e opacos como acessórios além de sericita e clorita como produtos de retrometamorfismo.

Com base na razão Rb/Sr foram selecionadas e datadas quatro amostras que definiram, em diagrama isocrônico, razão inicial de $0,707 \pm 0,007$ e idade de 612 ± 83 Ma, interpretada como a época de colocação deste corpo nos níveis superiores da crosta. (fig. 20)

Um concentrado de moscovitas de um pegmatito associado ao granito de Embu-Guaçu, datado através do método K/Ar, re

Fig. 20 - Diagrama isocrônico Rb/Sr, em rocha total para o granito de Embu-Guaçu.

velou idade de 552 ± 15 Ma, interpretada como a idade próxima à de formação da rocha.

O conjunto de dados geocronológicos reunidos para os metassedimentos, granito e pegmatito desta região permite determinar os períodos de ocorrência dos episódios metamórficos mais importantes que afetaram as seqüências de Embu-Guaçu - Parelheiros.

O metamorfismo regional M_1 , responsável pela geração da assembléia principal dos xistos e associado ao primeiro episódio de deformação D_1 , deve ter idade aproximadamente igual a 750 Ma, embora, a princípio, não se possa descartar a hipótese deste valor representar um rejuvenescimento de unidades mais antigas, já que o padrão de deformação determinado nesta área é, de modo geral, mais complexo que o verificado em outras associações comprovadamente brasileiras.

O evento metassomático M_2 que provocou o aparecimento de moscovita, fibrolita e turmalina parece relacionar-se ao intervalo de tempo compreendido entre 620 Ma e 550 Ma, ou seja, entre a colocação do granito de Embu-Guaçu e a cristalização do

pegmatito.

De acordo com Tassinari (1988) a região pertencente ao Domínio Embu, que inclui a área aqui estudada, teve um período de resfriamento regional a partir de 650 - 600 Ma, tendo atingido temperaturas inferiores a 250°C em torno de 450 Ma, Kinoshita (1976), porém, postula para o mesmo processo idades entre 545 e 515 Ma.

Admitindo-se corretos os valores inferidos para a temperatura mínima para o metamorfismo retrógrado M_3 e levando-se em conta que a colocação do granito de Embu-Guaçu deve ter mantido a região aquecida até, pelo menos 600 ou 550 Ma, podemos concluir que o evento retrogressivo pode ter operado entre 550 e 450 Ma.

10. ESTRATIGRAFIA

As dificuldades em se estabelecer uma coluna estratigráfica para o Grupo Açungui no Estado de São Paulo foram reconhecidas por vários pesquisadores (Ebert 1971, Hasui 1975). Faltam camadas-guias e as deformações sucessivas envolvem, inclusive, cavalgamentos que provavelmente destruíram qualquer arranjo original das unidades.

Além disso, a grande distância e a presença de falhamentos importantes com rejeitos da ordem de quilômetros a separar as seqüências proterozóicas paulista e paranaense são fatores que têm impedido a aceitação, em São Paulo, da subdivisão estratigráfica proposta para o Pré-Cambriano do Paraná.

Ainda, com relação a Embu-Guaçu - Parelheiros, acrescenta-se a isto a pequena área aqui estudada e o fato de estar a região situada em uma área isolada, em torno da qual poucos trabalhos de detalhe foram realizados.

No entanto, mesmo tendo em vista estas limitações, os resultados obtidos a partir do mapeamento em escala 1:50.000 e de análises petrográfica e estrutural, permitem fazer algumas considerações sobre a ordenação das associações caracterizadas na região de Embu-Guaçu - Parelheiros frente a outras unidades pré-cambrianas que afloram no sul do Estado de São Paulo e no Paraná, e para as quais tem-se voltado o interesse de muitos pesquisadores nos últimos dez anos.

De acordo com Hasui & Sadowski (1976) as rochas que afloram em Embu-Guaçu - Parelheiros seriam parte do Complexo Embu, litológico e composto pelos migmatitos do Grupo Açungui.

Porém, os trabalhos de campo revelaram que, na verdade, os litotipos interpretados como migmatitos são melhor caracterizados como xistos injetados por veios de pegmatitos relacionados à atividade granítica brasileira. Também as paragêneses, com

moscovita estável em presença de quartzo, descritas com frequência nestas rochas, demonstram que, definitivamente, não foram atingidas as condições de metamorfismo de grau forte, necessárias para anatexia de pelitos.

Assim, com base no exposto, torna-se mais correto atribuir tanto os metarritmitos da unidade dos xistos tipo Santa Rita quanto os sericita xistos e filitos ao Complexo litológico Pilar.

Em direção a sul, no Vale do Ribeira e norte do Paraná, estes ectnitos encontram, em continuidade física, a Formação Perau, a Subsequência Cajati, muitas vezes tida como correspondente à Sequência clástica basal da Formação Setuva (Campanha *et al.* 1987) e a Formação Iporanga, por sua vez equivalente à parte superior da Formação Votuverava clássica definida no Paraná por Bigarella & Salamuni (1956, 1958b) (Campanha *et al.* 1987).

As rochas que ocorrem nos arredores da cidade de São Paulo, imediatamente a norte da área aqui mapeada, foram preliminarmente correlacionadas por Coutinho (1972) à Formação Votuverava, de idade presumível brasileira. Porém, através da literatura existente sobre esta unidade e, mais especificamente, sobre a Formação Iporanga, é possível ver que, realmente, há uma grande semelhança litológica entre estas rochas e as do Complexo Pilar na região de Embu-Guaçu - Parelheiros, embora aqui faltem os termos mais grossos e que consistem em intercalações frequentes de metaconglomerados e metabrechas na sequência paranaense.

As condições do metamorfismo que atuou sobre suas rochas são supostas mais brandas que as definidas neste trabalho para a unidade dos xistos rítmicos, atingindo somente o grau baixo (Batolla Jr. *et al.* 1981). Em geral, ainda é reconhecido o aca^amamento sedimentar S_p como estrutura primária preservada, mas dobrado por dois eventos de deformação sucessivos e que resultaram em duas superfícies de foliação distintas (Batolla Jr. *et al.* 1981, Campos Neto 1983a), o que corresponde a um padrão mais simples que o verificado para as rochas de Embu-Guaçu - Parelheiros.

A Subseqüência Cajati da Seqüência Turvo - Areado, provavelmente brasileira (Silva *et al.* 1981), é, também, muito se melhante em termos litológicos aos xistos Santa Rita mas, como a Formação Iporanga, foi afetada por dois episódios de dobramentos, um a menos que os registrados para o Complexo Pilar, o que pode indicar sua posição superior na coluna estratigráfica.

A Formação Perau (Takahashi *et al.* 1981) é, entre todas, a que mais se assemelha às rochas descritas em Embu-Guaçu — Parelheiros, tendo sido estendida por Stein *et al.* (1986) e Campanha *et al.* (1987) para representar os metamorfitos que ocorrem na Folha de Pilar do Sul.

Estes metamorfitos até então atribuídos ao Complexo Pilar, compõem seqüências descritas em detalhe por Stein (1984), muito parecidas com as aqui caracterizadas. Ambas são seqüências rítmicas, constituídas por metapelitos nos quais intercalam-se ro chas metamáficas e meta-ultramáficas metamorfizadas em condições dos fácies xisto verde e anfibolito e afetadas por, pelo menos, três episódios de deformação que imprimiram às suas rochas três superfícies de foliação distintas.

Embora litologicamente a Formação Perau (Piekarz 1981, Takahashi *et al.* 1981) seja semelhante ao Complexo Pilar dos arredores de Pilar do Sul e Embu-Guaçu-Parelheiros, faltam, aqui, as rochas carbonáticas e quartzíticas, além das mineralizações de sulfetos, barita e magnetita, típicas para a seqüência paranaense.

Através do trabalho de Piekarz (1981) percebe-se para esta Formação um conjunto de deformações mais simples, onde o acamamento sedimentar acha-se paralelizado a uma superfície S_1 , ambos afetados por um dobramento D_2 , suave e do qual não há descrição da foliação plano-axial.

Também, ao contrário do que acontece em Embu-Guaçu -Parelheiros, onde são atingidas condições de metamorfismo de grau médio ou fácies anfibolito, o metamorfismo sobre as rochas da For

mação Perau processou-se, essencialmente, no fácies xisto verde, só localmente alcançando o fácies anfibolito (Veiga & Salomão 1980).

As idades encontradas para a Formação Perau e para os xistos Santa Rita também são discordantes.

Os dados disponíveis para a Formação Perau apontam idades Pb/Pb de 1400 e 1430 Ma para galenas sin-sedimentares (MMAJ/JICA 1982) e 1170 e 1330 Ma, que correspondem a isócronas de referência definidas a partir do método Rb/Sr (Batolla Jr *et al* 1981). Já para os xistos Santa Rita, o mesmo método Rb/Sr, forneceu uma isócrona com valor igual a 740 Ma, interpretada como a idade do evento metamórfico regional M_1 .

Embora, à primeira vista, estes valores sejam totalmente incompatíveis, cabe ressaltar que o padrão de deformação e o grau metamórfico das rochas de Embu-Guaçu-Parelheiros são mais intensos que aqueles verificados em unidades tipicamente brasileiras, o que pode indicar, na verdade, idades mais antigas para sua sedimentação e, provavelmente, próximas às aquelas obtidas para a Formação Perau.

Assim, fica evidente que tanto a Subseqüência Cajati quanto as Formações Iporanga e Perau apresentam semelhanças com as seqüências descritas neste trabalho.

No entanto, existem diferenças litológicas, metamórficas, estruturais e geocronológicas, que fazem com que qualquer correlação seja, por hora, temerária.

Além disso, a relação de qualquer uma destas unidades - Formação Perau, Subseqüência Cajati e Formação Iporanga - quer com o Grupo Açungui (Piekarz 1981; Campos Neto 1983a, 1983b; Campanha *et al.* 1986) quer com o Complexo ou Formação ou Grupo Setuva (Chiodi F^o 1984; Campanha *et al.* 1986) é ainda polêmica, havendo, mesmo, a necessidade de uma redefinição precisa destes Grupos antes de qualquer tentativa de subdivisão estratigráfica.

Fora dos limites do Grupo Açungui, os metamorfitos descritos na região de Embu-Guaçu-Parelheiros vão encontrar unidades similares entre as rochas do Grupo São Roque.

De modo geral, reconhecem-se neste Grupo metassedimentos detríticos e químicos intercalados por rochas metabásicas metamorfizadas em um único evento regional e afetadas por três fases de dobramentos. A segunda fase de deformação é tida como a mais expressiva e responsável pela configuração de mega-estruturas, como o Sinclinório de Pirapora (Bistrichi 1982). O metamorfismo regional foi pré-cinemático a esta fase e sincrônico à primeira e operou em condições dos fácies xisto verde e anfibolito.

A evolução metamórfica e estrutural postulada para o Grupo São Roque normalmente expressa também a sucessão de eventos identificada no Grupo Açungui. O mesmo conjunto de eventos atuando sobre substratos litológicos similares resultou em duas unidades equivalentes.

É especialmente notável a semelhança entre as sequências aqui caracterizadas e aquelas pormenorizadamente descritas por Bistrichi (1982), Carneiro (1983) e Santoro (1984) nas regiões de Pirapora do Bom Jesus, entre o Pico do Jaraguá e Serra dos Cristais e Cabreúva, respectivamente.

Nestas localidades foram identificadas sequências rítmicas constituídas por micaxistos finos e filitos alternados com metassiltitos e que, exceto pelo grau metamórfico localmente mais baixo que o verificado para os xistos Santa Rita, muito se assemelham aos metarritmitos que afloram em Embu-Guaçu-Parelheiros.

No entanto, embora as similaridades entre os grupos São Roque e Açungui tenham sido verificadas por vários autores (Coutinho 1971a; 1972; Hasui 1973; Rideg 1974; Hasui 1983) a manutenção destes dois Grupos como unidades distintas é defendida.

O mais importante argumento a favor desta idéia é de Hasui (1983) que postula a separação com base na constatação de que a sedimentação do material que compõe estes Grupos ocorreu em duas Bacias distintas.

A pequena área aqui estudada e seu isolamento provocado pela ausência de estudos de detalhe a seu redor não permitem extrapolações e correlações seguras.

Desta forma, até que sejam realizados trabalhos que possibilitem compor um quadro mais definido sobre a geologia pré-cambriana da região em torno da Grande São Paulo, optamos aqui pela associação dos metamorfitos que afloram em Embu-Guaçu-Parrelheiros ao Complexo litológico Pilar, integrante do Grupo Açungui e subdividido preliminarmente em uma sequência rítmica, informalmente denominada Santa Rita e em uma unidade constituída por sericita xistos e filitos.

XI. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados petrográficos, estruturais e geocronológicos obtidos permitem esboçar a evolução metamórfica e deformacional das rochas da região de Embu-Guaçu - Parelheiros (fig. 21).

O primeiro evento de metamorfismo, de caráter regional e progressivo, atingiu condições máximas de temperatura entre 575°C e 700°C e pressões maiores que 5kb, tendo sido responsável pela cristalização de granada, estaurolita, cianita e sillimanita prismática.

As texturas envolvendo estes minerais atestam seu crescimento sincrônico à primeira fase de deformação, materializada por uma clivagem ardosiana que crenulada em um episódio D_2 , originou a foliação S_2 , regionalmente mais expressiva. A ausência de minerais cristalizados em D_2 , pode ser indicativa de uma deformação progressiva e que atuou durante a vigência do metamorfismo regional M_1 .

As datações feitas nos xistos rítmicos tipo Santa Rita apontam para o metamorfismo regional progressivo M_1 e para a primeira fase de deformação D_1 , idade próxima a 750 Ma mais recente que aquelas obtidas em seqüências lito-estruturalmente semelhantes, estudadas em detalhe no Paraná e para as quais um maior número de datações indicam valores transamazônicos.

É possível, tendo em vista o padrão de deformação complexo das rochas de Embu-Guaçu - Parelheiros, que a idade de 750 Ma represente um rejuvenescimento destas unidades no Brasiliano.

Sobre a assembléia produzida em M_1 superimpõem-se moscovita, fibrolita e turmalina discordantes da foliação S_2 , geradas a partir de um processo metassomático relacionado às intrusões dos granitos de Embu-Guaçu e Parelheiros. Este evento metassomático é tido também, como responsável pela gênese do granito

de Colônia, através da introdução de fluidos sílico-alcalinos sobre um substrato básico.

Embora não haja evidências conclusivas, a cristalização preferencial de turmalinas em charneiras de microdobras da foliação S_2 produzidas por D_3 , sugere a contemporaneidade entre este dobramento e o metamorfismo de contato (M_2) que deve ter operado entre 612 Ma e 550 Ma, idades do granito de Embu-Guaçu e de um pegmatito a ele associado.

A foliação S_3 vinculada à terceira fase de deformação D_3 não tem expressão regional, constituindo-se em uma clivagem de crenulação espaçada e plano-axial às dobras visíveis em afloramento.

O resfriamento regional posterior à colocação dos granitóides promoveu transformações minerais, no sentido da adaptação de assembléias de altas pressões e temperaturas a condições mais brandas, caracterizando o evento M_3 de metamorfismo retrógrado.

A ondulação dos contatos entre as unidades dos metarritmitos e dos sericitaxistos e filitos sugere a atuação de um evento de dobramento D_4 , de grande amplitude, mas cuja existência não pôde ser comprovada.

(+) básico/ultramáfico

(++) G_1 - Granitos de Embu-Guaçu e Parelheiros

G_2 - Granitização do corpo de Colônia

Fig. 21 - Esboço da evolução geológica das rochas de Embu-Guaçu - Parelheiros.

Embora existam semelhanças importantes com as sequências Perau, Cajati e Iporanga, descritas pormenorizadamente no Paraná, a grande distância entre a região de Embu-Guaçu e as rochas paranaenses, a presença de falhamentos transcorrentes importantes, com rejeitos da ordem de centenas de quilômetros e a ausência de estudos de detalhe e semi-detalhe das unidades vizinhas às aqui caracterizadas, tornam qualquer tentativa de correlação prematura.

Da mesma forma, são notáveis de similaridades entre os metamorfitos da região de Embu-Guaçu - Parelheiros e aqueles descritos em áreas do Grupo São Roque. No entanto aqui, também, a correlação é desaconselhável, já que, conforme Hasui(1983) os padrões de sedimentação dos Grupos Açungui e São Roque sugerem suas acumulações em duas bacias distintas.

No entanto, a constatação de que se tratam de unidades essencialmente ectiníticas, leva à atribuição destas rochas, antes pertencentes ao Complexo Embu, ao Complexo Pilar, do Grupo Açungui, preliminarmente subdividido em uma associação compreendendo quartzo xistos e micaxistos bandados, com intercalações de meta-ultramáficas, anfibolitos, rochas cálcio-silicáticas e pegmatitos, informalmente denominada Santa Rita, e, em uma unidade composta por sericita xistos e filitos.

XII. BIBLIOGRAFIA

- AHMAD, R. & WILSON, C.J.L. - 1982 - Microestructural relations of sillimanite and "fibrolite" of Broken Hill, Australia. *Lithos*, 15:49-58.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1953 - Considerações sobre a geomorfogênese da Serra de Cubatão. *Bol. Paul. Geogr.*, São Paulo (15):3-17.
- ALMEIDA, F.F.M. de; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. - 1973 - The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazon River. In: *The Ocean Basin and Margins*, vol.1, Nairn e Stelli, Eds. Plenum, Nova York. p. 411 - 446.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de - 1976 - Upper Precambrian of South America. *Bol. IG.* 7:45-80. (Inst. Geoc. USP).
- ALTHAUS, E. - 1967 - The triple point Andalusite-Sillimanite-Kyanite. An experimental and petrologic study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 16:29-44.
- BARROW, G. - 1893 - On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in Southern Highlands of Scotland. *Q.J. Geol. Soc. London*, 49.
- BATOLLA Jr, F.; SILVA, A.T.S.F. da; ALGARTE, J.P. - 1981 - O Pré-Cambriano da região sul-sudeste do Estado de São Paulo e este-nordeste do Estado do Paraná. In: *Simp. Reg. Geol.*, 3º, Curitiba, 1981. *Atas...* Curitiba, SBG. v. 1, p. 94-108.
- BELL, P.M. - 1963 - Aluminium silicate system: Experimental determination of the triple point. *Science*, 139:1055-1056.
- BELL, P.M. & NORD, G. - 1974 - Microscopic and electron diffraction study of fibrolitic sillimanite. Carnegie Inst. Washington, *Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab.*, 74:444-448.

- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. - 1956 - Estudos preliminares na Série Açungui - V- Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiçu (Estado do Paraná). *Dusenía*, VII (6): 317-323.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. - 1958a - Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui (Estado do Paraná). *Bol. Paul. Geogr.*, 26:1-14.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. - 1958b - Estudos preliminares na Série Açungui VIII. A Formação Votuverava. Curitiba. *Bol. Inst. Hist. Nat. Geol.*, 2.
- BISTRICHI, C.A. - 1982 - *Geologia do Sinclínório de Pirapora, SP.* Inst. Geoc. USP, São Paulo. (Dissert. Mestr.).
- BOETTCHER, A.L. - 1970 - The system $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ at high pressures and temperatures. *Journ. Petrol.*, 11(2):337-379.
- CAMPANHA, G.A. da C.; GIMENEZ Fº, A.; CAETANO, S.L.V.; PIRES, F.A.; DANTAS, A.S.L.; TEIXEIRA, A.L.; DEHIRA, L.K. - 1986 - *Geologia e estratigrafia da região das Folhas de Iporanga e Gruta do Diabo, Vale do Ribeira, São Paulo.* In: Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG, v.2, p.452-464.
- CAMPANHA, G.A. da C.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. - 1987 - *Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da faixa de dobramentos Apiaí.* In: Simp. Sul- Bras. Geol., 3º, Curitiba, SBG, 1987. *Atas ...* v.2, p.725-742.
- CAMPOS NETO, M.C. - 1983a - Os gnaisses do Alto Rio Jacupiranguinha e os Xistos Cajati: Relações estruturais e estratigráficas. In: Simp. Reg. Geol., 4º, São Paulo, 1983. *Atas...* São Paulo, SBG, p.91-102.
- CAMPOS NETO, M.C. - 1983b - Contribuição à litoestratigrafia e estrutura do Grupo Açungui no sudeste do Estado de São Paulo. In: Simp. Reg. Geol., 4º, São Paulo, 1983. *Atas...* São Pau

lo, SBG., p. 103-112.

CAMPOS NETO, M.C. & BASEI, M.A.S. - 1983a - Evolução estrutural brasileira do Nordeste de São Paulo: Dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: Simp.Reg.Geol., 4º, São Paulo, 1983, *Atas...* São Paulo, SBG, p. 61-78.

CAMPOS NETO, M.C. & BASEI, M.A.S. - 1983b - A importância dos falhamentos transcorrentes na configuração do Pré-Cambriano entre São José dos Campos e Amparo (SP). In: Simp.Reg.Geol., 4º, São Paulo, 1983, *Atas...* São Paulo, SBG, p. 79-90.

CARMICHAEL, D.M. - 1969 - On the mechanism of prograde metamorphic reactions in Quartz-bearing pelitic rocks. *Contrib.Mineral. and Petrol.*, 20:244-267.

CARNEIRO, C.D.R. - 1977 - Evolução geológica da região de São José dos Campos, SP. In: Simp.Reg.Geol., 1º, São Paulo, 1977, *Atas...* São Paulo, SBG, p. 91-111.

CARNEIRO, C.D.R. - 1983 - *Análise estrutural do Grupo São Roque na faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, SP.* Inst.Geoc.USP, São Paulo. (Tese Dout.).

CARNEIRO, C.D.R.; IYOMASA, W.S.; TAVEIRA, L.S.; CORREA, W.A.G.; RODRIGUES, E.P. & SUEMITSU, A. - 1980 - Geologia da região do Alto curso do Rio São Lourençinho. In: Congr.Bras.Geol., 31, Camboriú, 1980, *Anais...* Camboriú, SBG, v.5, p.2864-2878.

CARNEIRO, C.D.R.; COUTINHO, J.M.V.; SUEMITSU, A.; RODRIGUES, E.P. 1984 - Relações geométricas e temporais de eventos magmáticos no Grupo São Roque a partir da descoberta de rochas metavulcânicas e da aplicabilidade de critérios estruturais. In: Congr. Bras.Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. VII, p.3196-3211.

CARNEIRO, C.D.R.; HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L. - 1984a - Contribuição ao estudo da litoestratigrafia do Grupo São Roque na Fai-

- xa Jaraguá-Cristais. In: Congr.Bras.Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.VII, p.3212-3226.
- CARVALHO, P.F. & PINTO, F.A. - 1937 - *Reconhecimento geológico na Série Assunguy*. Serv.Geol. e Mineral., Rio de Janeiro, p. 1-26. (Boletim 71).
- CHINNER, G.A. - 1961 - The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus. *Journ. of Petrol.*, 2(3):312-323.
- CHINNER, G.A. - 1966 - The significance of aluminium silicates in metamorphism. *Earth Sci.Rev.*, 2:111-126.
- CHINNER, G.A. - 1973 - The selective replacement of the aluminium silicates by white mica: A comment. *Contr.Mineral.Petrol.*, 41: 83-87.
- CHIODI Fº, C.; CHIEREGATI, L.A.; THEODOROVICZ, A.M.G.; THEODOROVICZ, A. - 1983 - Geologia e recursos minerais das Folhas de Natividade da Serra e Caraguatatuba. In: 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50000. São Paulo, 1983. *Anais...* São Paulo, Promocet, p. 8-30.
- CHIODI Fº, C. - 1984 - Contribuição à geologia das regiões Sul Paulista e Leste Paranaense - Grupos Açungui e Setuva. In: Congr.Bras.Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.5, p.2394-2406.
- CLARK, S.P.; ROBERTSON, E.C.; BIRCH, F. - 1957 - Experimental determination of Kyanite-Sillimanite equilibrium relations at high temperature and pressures. *Am.Journ. of Sci.*, 255:628-640.
- CORDANI, U.G. & BITTENCOURT, J. - 1967 - Estudo geocronológico no Grupo Açungui. *Bol. Paranaense de Geoc.*, 26:58-59.
- CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. - 1971 - Estudo geocronológico pelo método Rb/Sr de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. In: Congr.Bras.Geol., 25, São Paulo, 1971. *Anais...*, São

Paulo, SBG, v.1, p.105-110.

COSGROVE, J.W. - 1976 - The formation of crenulation cleavage. *Journ. of Geol.Soc.London*, 132: 155-178.

COUTINHO, J.M.V. - 1971a - Estado atual de conhecimentos do Pré-Cambriano Superior Sul brasileiro: Uma síntese. In: Congr. Bras.Geol., 25, São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo, SBG, v. 1, p.83-91.

COUTINHO, J.M.V. - 1971b - O falhamento do Cubatão. In: Congr. Bras.Geol., 25, São Paulo, 1971. *Resumos...* São Paulo, SBG, Bol. 1, p. 130-131.

COUTINHO, J.M.V. - 1972 - Petrologia do Pré-Cambriano de São Paulo e arredores. *Bol.IG.*, 3:5-99 (Inst.Geoc.USP).

COUTINHO, J.M.V. - 1980 - *Carta geológica da região metropolitana da Grande São Paulo em 1:100.000* Emplasa. Sec.Negócios Metropolitanos, Governo do Estado de São Paulo.

COUTINHO, J.M.V. & TAKEDA, F.K. - 1955 - Metaconglomerado e rochas associadas no município de São Paulo. *Bol.Fac.Fil., Ciências e Letras*, 186:5-56 (Mineralogia, 13).

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. - 1982 - *Rock-forming minerals*. v.1A (Orthosilicates). 2a.ed., Longman, London and New York.

DERBY, O.A. - 1878 - *Geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil*. Rio de Janeiro. *Arq.Mus.Nac.*, 3:89-96.

EBERT, H. - 1971 - 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.

- FELICÍSSIMO JR, J. & FRANCO, R.R. - 1956 - Bauxito no altiplano da Serra do Cubatão, Estado de São Paulo. *Bol.Soc.Bras.Geol.*, 5(2):35-49.
- FLORENCE, G. & PACHECO, J. - 1929 - *Carta geológica do Estado de São Paulo, Brasil, escala 1:2000.000*. São Paulo, Comissão Geográfica Geológica.
- FYFE, W.S. & TURNER, F.J. - 1966 - Reappraisal of the metamorphic facies concept. *Contrib.Mineral. and Petrol.* 12:354-364.
- GANGULY, J. - 1969 - Chloritoid stability and related paragenesis: Theory, experiments and applications. *Am. Journ.of Sci.*, 267:910-944.
- GANGULY, J. - 1972 - Staurolite stability and related parageneses, theory, experiments and applications. *Journ. Petrol.* 13(2):335-365.
- GOMES, J.C.F. - 1956 - Jazida de bauxita de Curucutu - Estado de São Paulo. Ouro Preto. *Rev.Escola de Minas*, 20(2):7-16.
- HASUI, Y. - 1973 - *Tectônica da área das Folhas de São Roque e Pilar do Sul*. Inst.Geoc.USP, São Paulo. (Tese Dout.).
- HASUI, Y. - 1975 - Geologia da Folha de São Roque. *Bol.IG.* 6:157-183 (Inst.Geoc.USP).
- HASUI, Y. - 1975a - Evolução polifásica do Pré-Cambriano Oeste da capital Paulista. *Bol.IG.*, 6:95-107 (Inst.Geoc.USP).
- HASUI, Y. - 1983 - Aspectos geológicos essenciais da secção Cacon de - Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do Leste Paulista. In: 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000, 1, São Paulo, 1983. *Anais...* São Paulo, Promocet,p. 227-252.

- HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R. - 1976 - Evolução geológica do Pré-Cambriano na região Sudeste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, 6(3):180-200.
- HASUI, Y.; PENALVA, F.; HENNIES, W.T. - 1969 - Geologia do Grupo São Roque. In: Congr.Bras.Geol., 23, Salvador, 1969. *Anais...* Salvador, SBG, p. 101.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. - 1975 - The Ribeira folded belt. *Rev.Bras.Geoc.*, 5(4):257-266.
- HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R.; CARNEIRO, C.D.R. - 1976 - Considerações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano na região de São Paulo. *Bol.IG.*, 7:107-112 (Inst.Geoc.USP).
- HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R.; CARNEIRO, C.D.R. - 1978 - A zona marginal do Cráton São Francisco. *Soc.Bras.Geol.*; Núcleo da Bahia. p. 205-224. (Publ.Esp. 3).
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. - 1978a - Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. In: Congr.Bras.Geol., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v.6, p.2594-2606.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. - 1980 - Estruturas e tectônica do Pré-Cambriano de São Paulo e Paraná. *An. Acad. Bras.Cienc.*, 52:61-76.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.de; MARTINI, S.L.; MARTINS, F.A.G. - 1983 - O modelo de evolução geológica do Pré-Cambriano paulista e suas implicações metalogenéticas. In: Simp.Reg.Geol., 4º, São Paulo, 1983, Resumos...São Paulo, SBG, p. 1-2.
- HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G.; RAMALHO, R. - 1984 - Região 6. In: SCHOBENHAUS FILHO, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H. E. - *Texto explicativo do mapa geológico do Brasil, escala 1:2.5000.000*. Brasília, DNPM, cap. 7, p. 307-328.

- HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN, H. - 1984a - Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porção adjacente do Paraná. In: Congr.Bras.Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.7, p.3297-3306.
- HEMLEY, J.J. & JONES, W.R. - 1964 - Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metassomatism. *Economic Geology*, 59:538-569.
- HENNIES, W.T.; HASUI, Y.; PENALVA, F. - 1967 - O falhamento transcorrente de Taxaquara. In: Congr.Bras.Geol., 21, Curitiba, 1967. *Anais...* Curitiba, SBG, p. 158-168.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. - 1976 - *An outline of structural geology*. New York, John Wiley, 517p.
- HOLDAWAY, M.J. - 1971 - Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Am.Journ.Scienc.*, 271:97-131.
- HOLM, J.L. & KLEPPA, O.J. - 1966 - The thermodynamic properties of the aluminium silicates. *Am.Mineral.*, 51:1608-1622.
- HOSCHECK, G. - 1969 - The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib.Mineral.and Petrol.*, 22:208-232.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO (IGG) - 1947 - *Carta geológica do Estado de São Paulo; escala 1:1.000.000*. São Paulo.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO (IGG) - 1963 - *Mapa geológico do Estado de São Paulo: 1:1.000.000*. São Paulo.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO (IGG) - 1974 - *Mapa geológico do Estado de São Paulo, 1:1.000.000*. São Paulo.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (IPT) - 1981 - *Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000*. vol. 1 e 2.

- KHITAROV, N.I.; PUGIN, V.A.; CHAO, P.; SLUTSKY, A.B. - 1963 - Relations between andalusite, kyanite and sillimanite at moderate temperatures and pressures. *Geochemistry*, 3(1):235-244.
- KINOSHITA, H. - 1976 - *Aplicabilidade do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em rochas policíclicas*. Inst.Geoc.USP, São Paulo (Dissert.Mestr.).
- KUYUNKO, N.S.; MALININ, S.D.; KHODAKOVSKIY, I.L. - 1983 - An experimental study of aluminium in hidrolisis at 150, 200 and 250 °C. *Geochemistry International*, 20(2):76-86.
- KWAK, T.A.P. - 1971 - The seletive replacement of the aluminium silicates by white mica. *Contrib.Mineral.and Petrol.*, 32:193-210.
- LANDIM, P.M.B. - 1984 - *Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:250.000*. Sec.Obras e Meio Ambiente; DAEE; UNESP- Inst. Geoc.Cienc.Exatas, Campus Rio Claro.
- MAACK, R. (1947) - *Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina*. Arq.Biol.Pesq.Tecnol., Curitiba, 5/6:197-230.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A.dos; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, J.de L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F.de - 1983 - *Geologia*. In: Brasil. DNPM. Projeto Radambrasil. Folhas SF.23 Rio de Janeiro e SF.24 Vitória. (Levantamento de recursos naturais, 32).
- MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. - 1967 - O Grupo Açungui no Estado do Paraná, Curitiba. *Bol.Paran.Geoc.*, 23/25:43-103.
- MELFI, A.J.; BITTENCOURT, I.; CORDANI, U.G. - 1965 - Reconhecimen to fotogeológico de parte do Grupo Açungui. *Bragantia*, 24(34): 447-474.
- METZ, P. - 1970 - Experimentelle untersuchung der metamorphose von kieselig dolomitschen sedimenten. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 28:

221-250.

METZ, P. & PUHAN, D. - 1970 - Experimentelle untersuchung der metamorphose von kieselig dolomitischen sedimenten. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 26:302-314.

METZ, P. & PUHAN, D. - 1971 - Korrektur zur arbeit, experimentelle untersuchung der metamorphose von kieselig dolomitischen sedimenten. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 31:169-170.

MINIOLI, B. - 1971 - Determinação Potássio-Argônio em rochas localizadas no litoral norte do Estado de São Paulo. *An. Acad. Bras.Ciênc.*, 43(2):443-448.

MIYASHIRO, A. - 1961 - Evolution of metamorphic belts. *Journ. Petrol.*, 2:277-311.

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.

MORAES REGO, L.F. - 1933 - *Contribuição ao estudo das formações predevonianas de São Paulo*. Inst.Astron.Geoc.de São Paulo.

MORAES, L.J. de - 1944 - Uma nova ocorrência de berilo no Estado de São Paulo. *Bol.Fac.Fil.Ciênc.Letr.*, São Paulo, 45:3-14, Geologia.

MORGENTAL, A.; BATOLLA JR., F.; PINTO, G.G.; PAIVA, I.P.; DRUMOND, J.B.V. - 1975 - *Projeto Sudelpa*. Relatório Final-Geologia. Convênio Sudelpa-CPRM, vol.1.

MUELLER, R.F. & SAXENA, K.S. - 1977 - *Chemical Petrology*. New York, Springer-Verlag. 394p.

OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. - 1943 - *A geologia do Brasil*. 2.^a ed. Rio de Janeiro. Serv.Inf.Agrícola (Série didática).

- OLIVEIRA, E.P. - 1927 - *Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná*. Rio de Janeiro, Serv.Geol.de Mineralogia, 172p. (Monografia, 6).
- PARISOT, J.; BONNAL, L.; SÍGOLO, J.B. - 1985 - Um método de endurecimento de amostras friáveis com emprego de verniz. Comparação com outros métodos. *Bol.IG.* 16:11-14 (Inst.Geoc.USP) (Série Científica).
- PIEKARZ, G.F. - 1981 - Reconhecimento de unidades correlacionáveis à sequência mineralizada do Perau, Estado do Paraná. In: Simp.Reg.Geol., 3, Curitiba, 1981. *Atas...* Curitiba, SBG, v. 1, p. 148-154.
- PITCHER, W.S. & READ, H.H. - 1963 - Contact metamorphism in relation to manner of emplacement of granites of Donegal, Ireland. *The Journ.of Geol.*, 71(3):261-296.
- POWELL, C.M.C.A. - 1979 - A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, 58:21-34.
- RICHARDSON, S.W. - 1968 - Staurolite stability in part of the system Fe-Al-Si-O-H. *Journ.of Petrol.*, 9(3):467-488.
- RICHARDSON, S.W.; BELL, P.M.; GILBERT, M.C. - 1968 - Kyanite-sillimanite equilibrium between 700°C and 1500°C. *Am. Journ. of Science*, 266:513-541.
- RIDEG, P. - 1974 - *Geology and structure of a portion of the Serra do Mar in Eastern São Paulo, Brazil*. State University of New York at Binghamton. New York (Tese Dout.).
- SADOWSKI, G.R. - 1974 - *Tectônica da Serra de Cubatão*, SP. Inst. Geoc.USP, São Paulo (Tese Dout.).
- SADOWSKI, G.R. - 1977 - Reativação do embasamento da faixa de Dobramento Ribeira na região da Serra do Cubatão. *Bol.IG.* 8:67-76 (Inst.Geoc.USP).

- SANTORO, E. - 1984 - *Geologia da Folha Cabreúba, SP*. Inst. Geoc. USP, São Paulo (Dissert. Mestr.).
- SHMAKIN, B.M. - 1983 - Geochemistry and origin of pegmatites. *Geochemistry International*, 20(6)1-8.
- SILVA, A.T.S.F.; FRANCISCONI, O.; GODOY, A.M.; BATOLLA JR, F. - 1981 - *Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira*. Relatório Final. São Paulo, DNPM-CPRM, v.1.
- SOARES, P.C. & FIORI, A.P. - 1976 - Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Campinas. Not. Geomorf.*, 16(32):71-104.
- SOBREIRO NETO, A.F.; PAIVA Fº, A.; MORTATI, J.L.; BITAR, O.Y. - 1983 - Geologia da Folha São Luiz do Paraitinga (SP). In: 1ª Jornada sobre a carta geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000, 1, São Paulo, 1983. *Anais...* São Paulo, Promocet, p. 31-54.
- STEIN, D.P. - 1984 - *Esboço da evolução geológica Pré-e da Folha Pilar do Sul, SP-SF.23 - Y-C-IV-4*. Inst.Geoc. USP, São Paulo. (Dissert. Mestr.).
- STEIN, D.P.; CAMPANHA, G.A.; FERNANDES, L.A. - 1986 - A Formação Perau na região de Pilar do Sul, SP. In: Congr.Bras.Geol.,34, Goiânia, 1986. *Anais...*Goiânia, SBG, v.2, p.919-930.
- STRECKEISEN, A.L. - 1967 - Classification and nomenclature of igneous rocks. *N.Jb.Mineral.Abh.*, 107:144-240.
- STRECKEISEN, A.L. - 1976 - To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci.Rev.*, 12:1-33.
- SUGUIO, K.; COIMBRA, A.M. & CATTO, A.J. - 1972 - Estudo comparativo dos sedimentos e rochas cristalinas circundantes da Bacia de São Paulo (Granulometria e minerais pesados). In: Congr. Bras.Geol., 26, Belém, 1972. *Anais...*Belém, SBG, p.141-153.

- TAKAHASHI, A.T.; CHIODI F^o, C.C.; SILVA, C.R.; BATOLLA JR, F. - 1981 - *Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira; Área Ribeirão do Perau*. São Paulo, CPRM/DNPM, vol. VII (Relatório Final).
- TASSINARI, C.C.G. - 1988 - *As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal*. Inst.Geoc.USP, São Paulo (Tese Dout.).
- TILLEY, C.E. - 1925 - Metamorphic zones in Southern Highlands of Scotland. *Q.J.Geol.Soc.London*, 81:100-112.
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. - 1963 - *Structural analysis of metamorphic tectonites*. Ed. New York, McGraw-Hill, 545p.
- VANDOROS, P. & FRANCO, R.R. - 1966 - Determinação de idades de granitos da região de Mogi das Cruzes, São Paulo, pelos métodos Potássio-Argônio e Rubídio-Estrôncio. *An.Acad.Bras.Ciênc.*, 38(2):289-292.
- VEIGA, A.T.C. & SALOMÃO, E.P. - 1980 - A Formação São Sebastião e sua importância econômica. In: Congr.Bras.Geol., 31, Camboriú, 1980. *Anais...Camboriú*, SBG, v.2, p.826-832.
- VERNON, R.H. - 1979 - Formation of late sillimanite by hydrogen metassomatism (Base-leaching) in some high-grade Gneisses. *Lithos* 12:143-152.
- VERNON, R.H. & FLOOD, R.H. - 1977 - Interpretation of metamorphic assemblages containing fibrolitic sillimanite. *Contrib. Mineral.Petrol.*, 59:227-235.
- VIEIRA, S.R.S.S. & TASSINARI, C.C.G. - 1988 - Estudo petrológico e geocronológico das rochas da região de Embu-Guaçu, Estado de São Paulo. In: Congr.Bras.Geol., 35, Belém, 1988, *Anais...Belém*, SBG, v.3, p.1391-1399.
- VRÁNA, S. - 1973 - A model of aluminium silicates accretion in

metamorphic rocks. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 41:73-82.

WEILL, D.F. - 1966 - Stability relations in the Al_2O_3 - SiO_2 system calculated from solubilities in the Al_2O_3 - SiO_2 - $NaAlF$ system. *Geochimica et Cosmoch. Acta*, 30:223-237.

WERNICK, E. - 1984 - Caracterização genética de alguns granitóides brasileiros dos Estados de São Paulo e Minas Gerais e implicações geotectônicas preliminares. In: Congr.Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.6, p.2902-2918.

WINKLER, H.G.F. - 1967 - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 2^a ed, New York-Berlin, Springer-Verlag, 220p.

WINKLER, H.G.F. - 1977 - *Petrogênese das rochas metamórficas*. 4a. ed., Porto Alegre. Ed. Edgard Blücher/URGS, 254p.

WINTSCH, R.P. - 1975 - Solid - fluid equilibria in the system $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - Al_2SiO_5 - SiO_2 - H_2O - HCl . *Journ. of Petrol.*, 16(1):57-79.

ZEN, E. - 1969 - The stability relations of the polymorphs of aluminum silicate: A survey and some comments. *Am.Journ.Sci.* 267:297-309.

ZUGORSKIY, V.Y. & MAKAGON, V.M. - 1980 - Petrochemical features of metassomatism in the exocontacts of rare-metal pegmatites. *Geochimistry International*, 17(4):73-79.

LEGENDA

- Afloramentos descritos
- Amostras provenientes de sondagens rotativas
- Estrada pavimentada
- Estrada não pavimentada
- ++++ Estrada de ferro
- ~~~~ Cursos d'água

LOCALIZAÇÃO DAS FOLHAS NO ESTADO

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

SÃO ROQUE	OSASCO	SÃO PAULO	MAUÁ
MI-2792-2	MI-2793-3	MI-2793-2	MI-2794-1
JUQUITIBA	EMBU-GUAÇU	RIACHO GRANDE	SANTOS
MI-2792-4	MI-2793-1	MI-2793-4	MI-2794-3
MI-2792-3	MI-2793-5	MI-2793-5	MI-2794-2

ÁREA MAPEADA

- 1- ITAIPICIRICA DA SERRA
- 2- EMBU-GUAÇU
- 3- SÃO PAULO
- 4- JUQUITIBA

0 2,5 Km
ESCALA 1:50.000

Autor Sílvia Regina Soares Silva Vieira Ano 1989

MAPA DE AFLORAMENTOS DA
REGIÃO DE EMBU - GUAÇU
PARELHEIROS, SP

LEGENDA

QUATERNÁRIO

Qa Aluviões

TERCIÁRIO

Ta Sedimentos da Bacia de São Paulo (argilas e areias)

PROTEROZOICO SUPERIOR

PSyp Granito Parelheiros (granito cinza claro com granada e turmalina)
PSye Granito Embu-Guaçu
PSyc Granito Colônia (hornblenda granito cinza claro, foliado)

Grupo Açungui

PExf (sericito xistos e filitos)

PExr PExrq PExrc PExra (mica xistos e quartzo xistos bandados, com lentes e veios pegmatíticos)
PExa (anfilitos) PExu (ultramafitos - clorita tremolita xistos e fels)

PExr - Domínio com intercalações de pegmatita
PExrq - Domínio com intercalações de quartzo
PExrc - Domínio com intercalações de colúna-silicáticas
PExra - Domínio com intercalações de anfilitos e cálcio-silicáticos

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

CONTATOS

Definido
Suposto
Gradacional
Limite aproximado de domínios definidos por intercalações de litotipos variados

TRAÇOS ESTRUTURAIS

Falhas indiferenciadas
Falha encoberta
Sinforma - traço axial
Antiforma - traço axial

ESTRADAS

Pavimentada
Não pavimentada
De ferro
Cursos d'água

FOLIAÇÕES E LINEAÇÕES

Bondamento (S₀) - vertical e inclinado
Foliação principal (S₂) - vertical e inclinado
Foliação de crenulação (S₃) - vertical e inclinado
Lineação de intersecção (S₃/S₂)

FOTOLINEAMENTOS

Correspondentes à foliação S₂
Correspondentes à foliação S₃

LOCALIZAÇÃO DAS FOLHAS NO ESTADO

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

SÃO PAULO	OSASCO	SÃO PAULO	MAGÉ
1	2	3	4
JUQUITIBA	EMBU-GUAÇU	PARLHEIROS	SANTOS
N.º SÃO LOURENÇO	ITANHÉM	MONSABÁ	

ÁREA MAPEADA

0 0.5 1.0 1.5 2.0 km
ESC. 1:50,000

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE EMBU-GUAÇU-PARELHEIROS, S.P.

Des. Belmiro

SILVIA REGINA SOARES SILVA VIEIRA

PERFIL A-B

PERFIL C-D

PERFIL E-F

ESCALA: VERTICAL 1:20,000
HORIZONTAL 1:50,000