

GOVERNO DO ESTADO DE SÃO PAULO  
SECRETARIA DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO  
PROGRAMA DE DESENVOLVIMENTO DE RECURSOS MINERAIS - PRÓ-MINÉRIO  
CONTRATO SCTDE-CPRM

PROJETO SANTA ISABEL/MOGI DAS CRUZES/MAUÁ

RELATÓRIO FINAL

VOLUME I



PHL  
014415  
2007

Antonio Theodorovicz ✓  
Arlindo Akio Yamato ✓  
Armando Teruo Takahashi ✓  
Claudemir Severiano Vasconcelos ✓  
Paulo César Santarém ✓  
Vilmário Antunes da Silva

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE SÃO PAULO

OUTUBRO/90

PROJETO SANTA ISABEL/MOGI DAS CRUZES/MAUÁ

Chefe do Projeto: Geol. Antonio Theodorovicz

Equipe executora:

Geologia: Geol. Antonio Theodorovicz  
Geol. Arlindo Akio Yamato  
Geol. Armando Teruo Takahashi  
Geol. Claudemir Severiano Vasconcelos  
Geol. Paulo César Santarém  
Geol. Vilmário Antunes da Silva

Recursos Minerais: Geol. Angela Maria de G. Theodorovicz (mapa)  
Aux. Técnico Roylane Barbosa (cadastramento)

Geofísica: Geol. José de Ribamar Lopes Bezerra  
Topógrafo Julimar Araújo

Petrologia: Geól. Luiz Carlos Silva

Petrografia: Geól. Silvia Maria Moraes  
Geól. Monica Mazzini Perrotta

Consultoria: Geól. Yociteru Hasui (UNESP)

Participação especial: Geól. Mario Mota Câmara  
Geól. Antonio Carlos Artur (UNESP)



PROJETO SANTA ISABEL/MOGI DAS CRUZES/MAUÁ

RELATÓRIO FINAL

ÍNDICE DOS VOLUMES

VOLUME I:

TEXTO

- ANEXO I - CARTA GEOLÓGICA DA FOLHA SANTA ISABEL
- ANEXO II - CARTA GEOLÓGICA DA FOLHA MOGI DAS CRUZES
- ANEXO III - CARTA GEOLÓGICA DA FOLHA MAUÁ
- ANEXO IV - CARTA DE AFLORAMENTOS DESCRITOS DA FOLHA SANTA ISABEL
- ANEXO V - CARTA DE AFLORAMENTOS DESCRITOS DA FOLHA MOGI DAS CRUZES
- ANEXO VI - CARTA DE AFLORAMENTOS DESCRITOS DA FOLHA MAUÁ
- ANEXO VII - CARTA TECTONO-ESTRUTURAL
- ANEXO VIII - CARTA DO POTENCIAL MINERAL E DAS UNIDADES DE CONSERVAÇÃO AMBIENTAL

VOLUME II:

- ANEXO IX - FICHAS DE AFLORAMENTOS

VOLUME III:

- ANEXO X - FICHAS DE ANÁLISES PETROGRÁFICAS
- ANEXO XI - FICHAS DE ANÁLISES PETROGRÁFICAS DAS AMOSTRAS ANALISADAS POR TIPOLOGIA DO ZIRCÃO
- ANEXO XII - FICHAS DE CADASTRO DE OCORRÊNCIAS MINERAIS

## APRESENTAÇÃO

O Projeto Santa Isabel-Mogi das Cruzes-Mauá foi executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM, para a Secretaria de Estado da Ciência, Tecnologia e Desenvolvimento Econômico-SCTDE. Constatou-se o mapeamento geológico na escala 1:50.000, na área das folhas Santa Isabel (SF.23-Y-D-I-4), Mogi das Cruzes (SF.23-Y-D-IV-2) e Mauá (SF.23-Y-D-IV-1), com duração de um ano. Os dados são apresentados em três volumes. O volume I contém o texto do relatório, com figuras, ilustrações, quadros e tabelas, acompanhado ainda dos anexos de número I a VIII, referentes respectivamente a Carta geológica da folha Santa Isabel; Carta Geológica da folha Mogi das Cruzes; Carta Geológica da folha Mauá; Carta de afloramentos descritos da folha Santa Isabel; Carta de afloramentos descritos da folha Mogi das Cruzes; Carta de afloramentos descritos da folha Mauá; Carta Tectono-estrutural integrada, 1:100.000; Carta do Potencial Mineral e das Unidades de Conservação Ambiental, 1:100.000. O volume II contém como anexo IX, as fichas de afloramentos. O volume III contém os anexos X a XII, e são os seguintes: fichas de análises petrográficas; fichas de análises petrográficas das amostras analisadas por Tipologia do Zircão e fichas de cadastro de ocorrências minerais.



## SUMÁRIO

RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	3
CAPÍTULO 1: ASPECTOS GERAIS DA REGIÃO.....	4
1.1 - Localização e acessos.....	4
1.2 - Aspectos sócio-econômicos.....	4
1.3 - Aspectos fisiográficos.....	7
1.3.1 - Hidrografia.....	7
1.3.2 - Clima.....	8
1.3.3 - Geomorfologia.....	8
CAPÍTULO 2: METODOLOGIA.....	10
CAPÍTULO 3: ANÁLISE DO CONHECIMENTO ANTERIOR.....	12
3.1 - Considerações gerais.....	12
3.2 - Mapeamentos geológicos de interesse direto.....	13
3.3 - Unidades geológicas presentes nas folhas.....	26
3.3.1 - Complexo Costeiro.....	26
3.3.2 - Grupo Açungui (Complexo Embu).....	27
3.4 - Modelos geotectônicos propostos.....	28
3.4.1 - A porção extremo leste de São Paulo no contexto geotectônico regional.....	28
3.4.1.1 - A organização imposta pelas falhas transcorrentes.....	31
3.4.1.2 - A tectônica Mesozóica-Cenozóica.....	32
CAPÍTULO 4: ESTRATIGRAFIA.....	34
4.1 - Introdução.....	34
4.2 - Considerações gerais.....	34

4.3 - Descrição das unidades.....	36
4.3.1 - Complexo Granito-Gnáissico-"Migmatítico" do embasamento (Complexo Costeiro).....	36
4.3.1.1 - Considerações gerais.....	36
4.3.1.2 - Características gerais.....	37
4.3.2 - Complexo Granito-Gnáissico-"Migmatítico" envolvendo rochas de diferentes níveis crustais (Santa Isabel)	39
4.3.3 - Complexo Embu.....	41
4.3.3.1 - Considerações gerais.....	41
4.3.3.2 - Unidade vulcanossedimentar.....	42
4.3.3.3 - Unidade com características de ambientes plataformais.....	48
4.3.4 - Plutonismo granítico.....	53
4.3.4.1 - Considerações gerais.....	53
4.3.4.2 - Granitóides crustais "tipo S".....	54
4.3.4.2.1 - Granito Taiapuêba.....	55
4.3.4.2.2 - Granito Garrafão.....	56
4.3.4.2.3 - Granito Mogi das Cruzes.....	57
4.3.4.2.4 - Granito-gnaissé Iupeba.....	58
4.3.4.3 - Granitóides cálcio-alcalinos.....	59
4.3.4.3.1 - Granito Itapeti.....	60
4.3.4.3.2 - Granito Santa Catarina.....	61
4.3.4.3.3 - Granito Sabaúna.....	63
4.3.4.3.4 - Granito Mauá.....	64
4.3.4.4 - Ortognaisses cálcio-alcalinos.....	66
4.3.4.4.1 - Granito-gnaissé Itaquera.....	66
4.3.4.4.2 - Granito-gnaissé Rio Grande da Serra.....	67
4.3.4.5 - Granitóides subalcalinos e alcalinos "tipo A".....	68

4.3.4.5.1 - Granito Cruz do Alto.....	69
4.3.4.5.2 - Granito Biritiba-Açu.....	70
4.3.4.5.3 - Granito Itapanhaú.....	71
4.3.5 - Pegmatitos.....	73
4.3.6 - Intrusivas básicas.....	74
4.3.7 - Coberturas terciárias e quaternárias.....	75
4.3.7.1 - Coberturas terciárias.....	75
4.3.7.1.1 - Considerações gerais.....	75
4.3.7.1.2 - Litofácies.....	77
4.3.7.1.3 - Ambiente de sedimentação.....	88
4.3.7.1.4 - Medidas de paleocorrentes.....	90
4.3.7.2 - Coberturas quaternárias.....	92
<b>CAPÍTULO 5: ESTUDOS PETROLÓGICOS, PETROQUÍMICOS E DADOS DA TIPOLOGIA DO ZIRCÃO.....</b>	<b>93</b>
5.1 - Caracterização petrográfica e microestrutural do Complexo Embu.....	93
5.1.1 - Introdução.....	93
5.1.2 - As relações entre formação mineral e deformação....	95
5.1.2.1 - O episódio sincinemático (M1/Sn-Sn').....	95
5.1.2.1.1 - Caracterização mineralógica.....	95
5.1.2.2 - O episódio metamórfico pós-D1 (pré-D2).....	98
5.1.2.3 - O episódio sincinemático M2/Dm.....	100
5.1.2.4 - O episódio pós-cinemático (pós Dm).....	100
5.1.2.5 - O episódio sincinemático Dn+1.....	105
5.1.3 - Os indicadores metamórficos.....	105
5.1.3.1 - O metamorfismo sincinemático M1.....	105
5.1.3.2 - O metamorfismo pós-cinemático.....	106
5.1.3.3 - O metamorfismo sintectônico M2.....	106

5.1.4 - Os indicadores cinemáticos.....	109
5.1.5 - A cinemática deformacional e a trajetória metamórfica.....	111
5.2 - Caracterização microestrutural, litogeoquímica e petrogenética dos granitóides.....	112
5.2.1 - Granitóides cálcio-alcálinos.....	113
5.2.1.1 - Granitóides cálcio-alcálinos de sintexia do Complexo Granito-Gnáissico-"Migmatítico" - PC $\gamma$ 0+2 (Santa Isabel).....	113
5.2.1.1.1 - Caracterização mineralógica.....	114
5.2.1.1.2 - Caracterização microestrutural.....	115
5.2.1.1.3 - O metamorfismo de médio grau.....	117
5.2.1.1.4 - O metamorfismo na transição xistos verdes/anfibólito.....	118
5.2.1.2 - Granitóides cálcio-alcálinos pré a sintangenciais do Complexo-Granito-Gnáissico-"Migmatítico" Ay0+1 (Complexo Costeiro).....	118
5.2.1.3 - Granitóides cálcio-alcálinos intrusivos no Complexo Embu.....	119
5.2.1.3.1 - Caracterização mineralógica.....	119
5.2.1.3.2 - Caracterização microestrutural.....	120
5.2.1.3.2 - Caracterização metamórfica.....	121
5.2.1.4 - Geoquímica de elementos Terras-Raras (ETR)....	121
5.2.1.4.1 - Os granitóides da série sintexia.....	121
5.2.1.4.1.1 - Interpretação.....	121
5.2.1.4.1.2 - Petrogênese.....	124
5.2.1.4.2 - Os granitóides cálcio-alcálinos do Complexo-Granito-Gnáissico-"Migmatítico" do embasamento (Complexo Costeiro).....	125
5.2.1.4.2.1 - Petrogênese e possíveis correlações...	125
5.2.1.4.3 - Os granitóides cálcio-alcálinos intrusivos no Complexo Embu.....	126
5.2.1.4.3.1 - O granito Santa Catarina 3.....	126

5.2.1.5 - Petrogênese, possível evolução magmática e correlações.....	128
5.2.2 - Granitóides alcalinos tipo "A".....	129
5.2.2.1 - Caracterização petrográfica.....	129
5.2.2.2 - Geoquímica dos elementos Terras Raras (ETR)...	129
5.2.2.3 - Petrogênese e correlações.....	132
5.2.3 - Granitóides crustais - "Tipo S" (Garrafão, Taiacubepa, Mogi das Cruzes e Iupeba).....	133
5.2.3.1 - Caracterização petrográfica.....	133
5.2.3.2 - Geoquímica de ETR.....	133
5.2.3.3 - Petrogênese.....	135
5.2.4 - Geoquímica de elementos maiores e traços.....	136
5.2.5 - Conclusões petrogenéticas.....	143
5.3 - Estudos da tipologia do zircão.....	149
5.3.1 - Considerações gerais.....	149
5.3.2 - Discussão dos resultados.....	149
CAPÍTULO 6: GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	154
6.1 - Introdução.....	154
6.2 - O registro deformacional.....	155
6.2.1 - Generalidades.....	155
6.2.2 - Foliações Sn e Sn'.....	155
6.2.3 - Foliações do cisalhamento transcorrente (Sm).....	158
6.2.3.1 - Generalidades.....	158
6.2.2.2 - ZCT Freires-Jurubatuba.....	159
6.2.2.3 - ZCT de Cubatão.....	159
6.2.2.4 - ZCT Taxaquara.....	160
6.2.2.5 - ZCT São José.....	161
6.2.2.6 - ZCT do Parateí.....	161



6.2.2.7 - ZCT Jaguari.....	162
6.2.4 - Foliação S <sub>n+1</sub> .....	162
6.2.5 - Análise setorial das deformações.....	163
6.2.5.1 - Delimitação dos setores e critérios utilizados.	163
6.2.5.2 - Setor A.....	164
6.2.5.3 - Setor B.....	165
6.2.5.4 - Setor C.....	166
6.2.5.5 - Setor D.....	166
6.2.6 - Conclusões.....	167
CAPÍTULO 7: GEOFÍSICA.....	169
7.1 - Reconhecimento magnetométrico.....	169
7.2 - Conclusões.....	171
CAPÍTULO 8: EVOLUÇÃO TECTÔNICA.....	172
CAPÍTULO 9: PANORAMA MINERAL.....	175
9.1 - Considerações gerais.....	175
9.2 - Recursos minerais.....	175
9.3 - Potencial mineral.....	176
9.3.1 - No contexto das rochas granito- gnáissico-"migmatíticas".....	176
9.3.2 - No contexto do Complexo Embu.....	176
9.3.3 - Relacionado ao plutonismo granítico.....	177
9.3.4 - Relacionado às zonas de cisalhamento.....	177
CAPÍTULO 10: CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	178
10.1 - Conclusões.....	178

10.2 - Recomendações..... 179

CAPÍTULO 11: REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... 181

ANEXOS





## ABREVIATURAS UTILIZADAS NO TEXTO E TABELAS

### Instituições

RFFSA	- Rede Ferroviária Federal S/A
IBGE	- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
RMSF	- Região Metropolitana de São Paulo
PRÓ-MINÉRIO	- Programa de Desenvolvimentos de Recursos Minerais
USAF	- United States Air Force
EMPLASA	- Empresa Metropolitana de Planejamento da Grande São Paulo S/A
IPT	- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo
DNPM	- Departamento Nacional de Produção Mineral
IGG	- Instituto Geográfico e Geológico

### Minerais

SL - sillimanita	TU - turmalina
ET - estauroлита	AD - andaluzita
CN - cianita	CD - cordierita
BT - biotita	PG - plagioclásio
GD - granada	FK - feldspato potássico
CL - clorita	FB - fibrolita
TR - tremolita	ZO - zoisita
TI - titanita	HB - hornblenda
EP - epidoto	AL - allanita
QZ - quartzo	AB - albita

### Outras

ZCT	- zona de cisalhamento transcorrente
QAP	- diagrama de Streckeisen (quartzo x alcalis x plagioclásio)
FAN	- fácies anfibolito
FAX	- fácies xisto verde
MF	- mica fish (mica pisciforme)
SP	- sombra de pressão
TET	- tendência de evolução tipológica
IA	- índice de alcalinidade
IT	- índice de temperatura
BIF	- <i>banded iron formation</i>
RBG	- revista brasileira de geociências
ETR	- Elementos terras raras
REE	- Rare earth elements
LILE	- <i>Large ion lithophile element</i>

## RESUMO

Na área abrangida pelas folhas Santa Isabel (SF.23-Y-D-I-4), Mogi das Cruzes (SF.23-Y-D-IV-2) e Mauá (SF.23-Y-D-IV-1), na escala de 1:50.000, afloram diversas unidades evoluídas em tempos e situações tectônicas distintas. As unidades mais antigas integram-se a um cinturão Pré-Cambriano sobre o qual incidiu intensa transposição relacionada a um cisalhamento dúctil tanto de baixo quanto de alto ângulo, migmatização e intensa granitogênese. A complexa estruturação hoje observada no contexto Pré-Cambriano reflete uma tectônica de transporte com desenvolvimento progressivo e heterogêneo, em caráter não-coaxial, com dois "momentos" deformacionais bastante característicos. O primeiro foi responsável pela geração de uma superfície  $S_n/S_n'$  (milonítica), com evidência de estiramento/transposição relacionada a um importante regime de cavalgamento de baixo-médio ângulo. Associou-se a este "momento" deformacional um metamorfismo regional (M1) sin-cinemático na fácies anfibolito, nas zonas da cianita e sillimanita-muscovita, chegando localmente a atingir condições de fusão parcial "in situ". O segundo "momento" foi responsável pela configuração das zonas de cisalhamento transcorrente, com movimentação de blocos lateral direito e impressão generalizada de uma segunda trama milonítica ( $S_m$ ) e um metamorfismo também sin-cinemático (M2) na fácies xisto verde médio a anfibolito. Entre estes dois "momentos" metamórficos ocorreu um metamorfismo sob condições estáticas, representado especialmente pelo crescimento de muscovita, além de cianita e estauroлита. Um retrometamorfismo (M3) na fácies xisto verde, refletido no desenvolvimento de uma clivagem de crenulação ( $S_{n+1}$ ) marca o último evento metamórfico reconhecido na área. Em relação às transformações por consequência dessa tectônica, tem-se como unidades mais antigas aquelas que exibem claras evidências de recristalização metamórfica sob influência da fase tangencial de baixo ângulo, e como mais novas, aquelas que foram somente afetadas pelo sistema transcorrente ou sem registro deformacional de ambos os pulsos. Encaixam-se no contexto das unidades mais antigas o Complexo Granito-Gnáissico-"Migmatítico" do embasamento, cuja idade presume-se ser arqueana; o Complexo Granito-Gnáissico-"Migmatítico" que envolve rochas de níveis crustais distintos, e as sequências vulcanossedimentares do Complexo Embu. Entre as unidades mais novas, tem-se os plutões graníticos, predominantemente cálcio-alcálico, seguido do subalcálico e alcálico tipo A, e mais restritamente aluminosos "tipo S". As características tectono-estruturais, aliadas à natureza dos granitóides, mostram evidências compatíveis com ambientes tectônicos colisionais, em certo momento da evolução do pré-Cambriano da área. A história mais recente tem representatividade através de restrita ocorrência de diques básicos mesozóicos, por meio das expressivas coberturas fanerozóicas relacionadas às bacias de São Paulo e Taubaté, respectivamente representadas pelas Formações Caçapava e São Paulo, ambas possuindo características de ambientes deposicionais do sistema fluvial meandrante e subordinadamente do sistema fluvial entrelaçado e de leque aluvial, e, ainda, por meio de amplos depósitos aluvionares do atual ciclo de erosão. As atividades de extração mineral estão restritas aos bens não metálicos, principalmente àqueles utilizados na construção civil, como areia, pedra britada, argilas vermelhas e

refratária, caulim, quartzito e pedra de revestimento. Além desses, foram constatadas ocorrências de muscovita, bauxita e água mineral, esta última intensivamente lavrada. Como bens metálicos, foram constatadas ocorrências de ferro, ouro, arsenopirita e (estanho-nióbio-tântalo-lítio). Importantes metalotectos foram detectados para bens minerais na área, como Mo-W-Cu-Au, Sn-Nb-Ta-Li, bauxita, Zr, terras raras e sulfetos.

## ABSTRACT

The geological mapping on Santa Isabel (SF.23-Y-D-I-4), Mogi das Cruzes (SF.23-Y-D-IV-2) and Mauá (SF.23-Y-D-IV-1) sheets at scale 1:50.000, shows a diversity of lithological units involved both in distinctive time and tectonic situation. The present complex framework observed reflects a progressive and non-coaxial tectonism, with two deformational pulses enough representatives. The first was responsible for the generation of  $S_n/S_n'$  foliations, with stretching/transposition related to an important low-middle dip thrust context. Associated with this, occurs a regional synkinematics metamorphism  $M_1$  in amphibolite facies (kyanite and sillimanite-muscovite zones) locally with "in situ" partial melting. The second pulse originates the major transcurrent shear zones (dextral movements predominates) with a generation of mylonitic surface ( $S_m$ ), also a synkinematics metamorphism  $M_2$  in middle green-schist/amphibolite facies. Between these pulse there was been a "static" metamorphism  $M_1'$ , with overgrowth of muscovite, yonder kyanite and staurolite. A  $M_3$  retro-metamorphism in lower green-schist facies, which associates a crenulation cleavage  $S_{n+1}$ , signs the last recognizable metamorphism in this area. The effects of low dip tangential fase allowed distinguish the older units from those younger ones, where only occurs the effects of transcurrent shear. As older units are presented the Complexo Granito-Gnáissico-"Migmatítico" which involve rocks of different crustal levels, and the "Complexo Embu" volcanic-sedimentary sequences. Among the younger units, granitic plutonism is distinguished, with predominance of calc-alkaline types, followed by sub-alkaline and alkaline A-type and more restricted, aluminous S-type. The tectono-structural features, combined with granitoid nature, shows consistent evidences of collisional tectonic environment in certain evolution moment in the Precambrian of this area. The more recent history is recorded through restricted occurrence of Mesozoic basic dikes, by means of Phanerozoic covers related to "Bacia de São Paulo" and "Bacia de Taubaté", represented through "Formação Caçapava" and "Formação São Paulo" respectively, both with characteristics of meandering system and subordinately braided fluvial system and alluvial fan, and, thus, by means of wide actual erosion cycle alluvium deposits. Non metallic minerals are the most important resources in the area and are more used as building than industrial materials. These materials are represented by sands, clays, crushed and ornamental stones and kaolin. Metallic mineral deposits are represented by little Fe, As, Au and Sn-Nb-Ta-Li occurrences. Besides of this, were detected important metallotects for Sn, Nb-Ta, Li, Mo-W-Cu-Au, Zr, REE, bauxites and sulphide deposits.



## CAPITULO 1 - ASPECTOS GERAIS DA REGIÃO

### 1.1 - LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

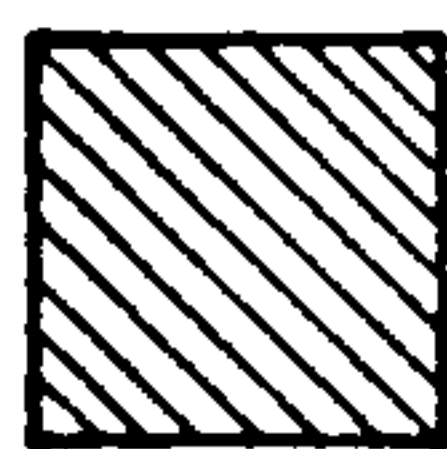
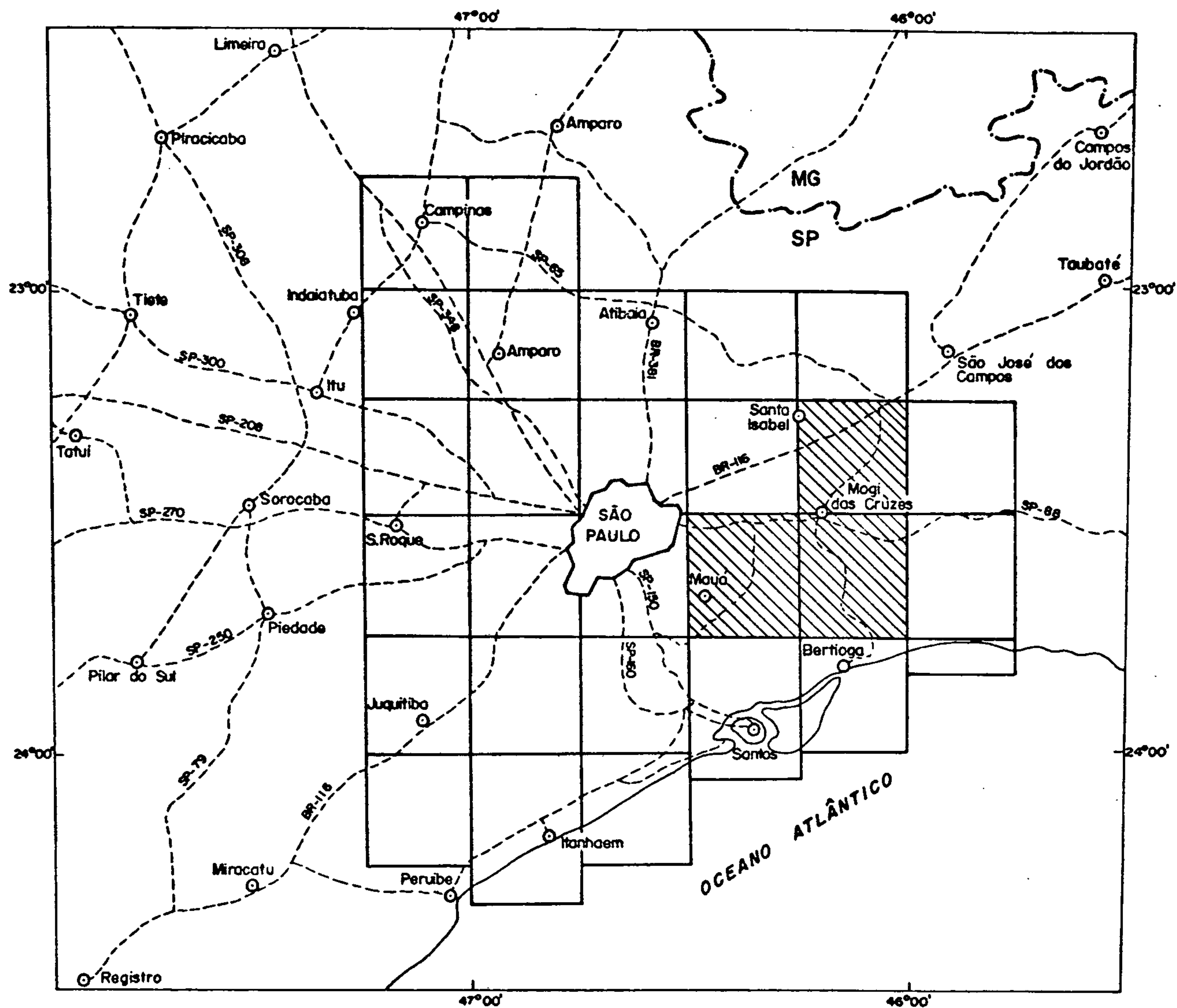
Os terrenos abrangidos pelas folhas Santa Isabel (SF.23-Y-D-I-4), Mogi das Cruzes (SF.23-Y-D-IV-2) e Mauá (SF.23-Y-D-IV-1) definem um polígono com área total de aproximadamente 2.120 km<sup>2</sup>, inserido na porção leste da Região Metropolitana de São Paulo. Os vértices que delimitam esta área apresentam as seguintes coordenadas geográficas: 46o30'/23o30' GR, 46o30'/23o45' GR, 46o00'/23o45' GR, 46o00'/23o15' GR, 46o15'/23o15' GR e 46o15'/23o30' GR (fig. 1.1).

Dada a sua peculiar situação, abrangendo expressivos centros populacionais, a área, de um modo geral, dispõe de uma excelente infraestrutura no que tange às vias de acesso e penetração. Sua malha viária, sobretudo a rodoviária, permite que se atinja quaisquer de seus setores, à exceção da porção sul-sudeste da quadrícula de Mogi das Cruzes, enquadrada como reserva florestal, de difícil trânsito. Contudo, as rodovias Presidente Dutra (BR-116) e a dos Trabalhadores (SP-070), vias de saída da capital paulista para o vale do Paraíba e Rio de Janeiro, constituem os meios mais eficazes para alcançar o centro da região em pauta.

Quanto à distribuição da malha ferroviária, existem dois importantes troncos da RFFSA que facilitam a penetração na área: um deles, a antiga Estrada de Ferro Central do Brasil, permite acesso unicamente à porção noroeste da quadrícula de Santa Isabel, embora exista uma ramificação que, partindo da Estação Roosevelt, na Capital, estende-se no sentido leste até a cidade de Mogi das Cruzes, de onde se inflete para noroeste, ligando-se novamente àquela linha de ferro na cidade de São José dos Campos, fora dos limites da área. O outro componente do sistema ferroviário que serve a área é o segmento da Estrada de Ferro Santos-Jundiaí que contempla a região sudoeste da quadrícula Mauá e que se interconecta ao sistema anterior através do ramal que se estende das imediações de Rio Grande da Serra até Ferraz de Vasconcelos. Desta forma, há pelo menos um ramal ferroviário servindo cada uma das folhas que compõem a área do Projeto, não obstante a malha seja mais cerrada na quadrícula de Mauá.

### 1.2 - ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS

A distribuição populacional na área é bastante heterogênea e, via de regra, a densidade demográfica varia na razão inversa da distância à capital do Estado. Assim, as maiores taxas são registradas a noroeste da quadrícula Mauá, setor que inclui o extremo oriental da cidade de São Paulo, além de cidades dormitórias adjacentes. Em contraposição, as áreas com os mais baixos índices de povoamento são aquelas definidas como de reserva florestal ou de proteção aos mananciais, ou ainda com forte vocação agrícola, ou montanhosas. Zonas com densidade



Área do projeto



FIGURA 1.1 - LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

intermediária tipificam as que englobam as pequenas cidades, vilas e lugarejos distritais. No contexto regional, por sua importância associada às atividades sócio-econômicas, culturais e educacionais, destaca-se a cidade de Mogi das Cruzes, posicionada no extremo noroeste da folha homônima.

Por uma contigência geográfica, uma vez que mais de 2/3 de sua superfície localiza-se nos domínios da RMSP, toda a ordem de problemas que afetam a Metrópole são extensíveis ou se refletem nas regiões periféricas, como no caso da área em estudo, uma das rotas preferências de expansão urbana. Quando se considera, por exemplo, a política de ordenamento do uso e ocupação do solo da Grande São Paulo, especialmente a que contempla o chamado Vetor Leste, de imediato emergem grandes conflitos advindos de uma política mal planejada ou tardiamente posta em execução.

No último quinquênio a Capital experimentou dois pulsos desenvolvimentistas (1950 e 1970), com inegáveis reflexos nos municípios que integram a área do Projeto. Nestas fases as indústrias instalaram-se preferencialmente ao longo das estradas de ferro, devido a facilidade de escoamento de seus produtos. As ferrovias também constituíram eixos diretores de enorme contingente populacional, principalmente representantes das classes econômicas menos favorecidas. Formaram-se, deste modo, pequenos núcleos, muitos deles alçados à categoria de cidade, com a evolução sócio-econômica através do tempo. Bons exemplos são Mauá e Ferraz de Vasconcelos. Na esteira do progressivo crescimento demográfico desses aglomeramentos humanos sobreveio a instalação de pequenas indústrias, atraídas pela mão de obra barata e abundante ou impelidas, entre outras causas, pela supervalorização das propriedades destinadas a fins industriais ainda disponíveis no município de São Paulo. Constituiu-se assim o cenário apropriado para empreendimentos imobiliários, mormente àqueles que assegurassem o rápido assentamento de trabalhadores que afluíram para aqueles núcleos, traduzido por loteamentos populares. Para esta finalidade glebas de terra foram parceladas, muitas vezes em zonas tecnicamente condenáveis ou legalmente impedidas, sem uma infraestrutura adequada, atendendo unicamente aos interesses de especuladores imobiliários, por vezes com a complacência do poder público de alguns municípios. Portanto, no que diz respeito ao uso e ocupação do solo, uma política não planejada, muitas vezes pautada por interesses escusos, quase inevitavelmente conduz a confrontos com outros interesses, gerando graves dissensões sociais. Exemplos são os conflitos envolvendo interesses centrados na produção de hortifrutigranjeiros - forte componente econômico da área em análise - e os materializados pela instalação de pequenas chácaras de lazer, cujos retornos sociais são insignificantes. Em alguns municípios, questões também conflitantes configuram-se pelo avanço das zonas industriais ou residenciais em direção aos "cinturões verdes" da periferia urbana, ou ainda pela implantação de projetos de engenharia civil em áreas legalmente classificadas como de proteção aos mananciais.

A atividade minerária é um segmento da economia com fortes reflexos sociais/ambientais que merece especial atenção dos órgãos de planejamento municipais e estaduais. Sabidamente a



### 1.3.2 - CLIMA

Em decorrência de um quadro morfológico específico e de sua posição geográfica na porção sudeste do Planalto Atlântico, seccionada pelo Trópico de Capricórnio, a área em questão sofre influências dos sistemas polar e tropical de massas de ar que se sucedem ao longo do ano, em parte determinando o tipo de clima na região.

À luz da classificação climática proposta pelo IBGE (1977), na área reina o Mesotérmico Brando, variedades superúmido sem seca e com subseca. Este caracteriza-se por temperaturas amenas, com médias anuais em torno de 19o. a 18o. C. No verão, a média do mês mais quente é inferior a 22o. C., com predomínio entre 18o. e 20o. C.; no inverno as mínimas registradas oscilam entre 8o. e 6o. C. Todos estes fatores, entre outros, concorrem para os altos índices de precipitação pluviométrica observados na área em estudo que, segundo dados obtidos da estação meteorológica localizada na Capital, atingem valores acima de 1360 mm., com chuvas mais copiosas em dezembro, janeiro e fevereiro, e o período de seca concentrado no mês de junho. Um dos fatores determinantes da climatologia regional e em especial, da local, consiste na chamada "ascendência orográfica", uma função do relevo essencialmente dependente da posição geográfica da serra do Mar em relação ao sentido da propagação de massas de ar de origem atlântica. A elas são imputadas as altas taxas pluviométricas que afetam o bordo a barlavento daquela serra.

### 1.3.3 - GEOMORFOLOGIA

Conforme a mais recente divisão geomorfológica do relevo paulista (SICCT, 1981a), a área abrangida pelas folhas Mauá, Mogi das Cruzes e Santa Isabel implanta-se quase que integralmente nos domínios da Província Atlântica, ressalva feita ao extremo sudeste da quadrícula Mogi das Cruzes, onde dominam as formas de relevo vinculadas à Província Costeira. Nos limites supramencionados estas grandes unidades morfológicas estão assim distribuídas:

**A-PROVÍNCIA ATLÂNTICA:** Representada pelas zonas geomorfológicas referidas como Planalto Paulistano e Médio Vale do Paraíba.

**A.1- Planalto Paulistano:** Zona geomorfológica que se caracteriza pela dominância de formas de relevo suavizadas, em cotas altimétricas entre 715 e 900 m., fundamentalmente desenvolvidas sobre filitos, micaxistos, gnaisses e migmatitos vários. Quando os parâmetros classificatórios e discriminatórios são depurados e, principalmente, se a essas formas de relevo for associado o conceito de sistema, o Planalto Paulistano admite uma compartimentação em domínios de menor complexidade morfológica, designados de subzonas, e na cartografia geomorfológica regional assinalados como:

A.1.1.- Morraria de Embu: Reúne essencialmente unidades morfológicas organizadas em sistemas de Morrotes Alongados Paralelos, Morrotes Baixos e Morros Paralelos. Normalmente há uma passagem gradual de um destes sistemas para o outro.

A.1.2.- Colinas de São Paulo: A característica marcante desta subzona é a presença de sistemas de "colinas pequenas com espigões locais", evoluídos seja sobre os sedimentos baciais, seja sobre os terrenos cristalinos que bordejam a bacia de São Paulo. Nas cercanias de Mogi das Cruzes e Biritiba Mirim, por exemplo, junto à borda do Planalto Paulistano, sobressai-se o sistema de Colinas Pequenas Isoladas e, subordinadamente, um relevo de morrotes paralelos ou com espigões.

Na zona de referência como Planalto Paulistano, extensivamente distribuída na área do Projeto, aloja-se inteiramente a bacia de São Paulo, importante unidade geotectônica do Sudeste Brasileiro.

A.2-Médio Vale do Paraíba: O caráter desta zona na paisagem da região traduz-se por um relevo de "morros cristalinos", onde distinguem-se as formas isoladas e paralelizadas e as agrupadas em "mares", todas elas fundamentalmente sustentadas por terrenos de natureza granito-gnáissica nos quais se encrava a extremidade sudoeste da bacia de Taubaté. Constitui-se esta zona essencialmente de morros de topos arredondados, com declividades acima de 15%, vertentes com perfis retilíneos a convexos e com amplitudes locais entre 100 e 300 m. Distribui-se exclusiva e extensivamente na quadrícula Santa Isabel, abarcando além de 90% de seu território.

B-PROVÍNCIA COSTEIRA: é a unidade geomorfológica de menor distribuição na área do projeto, restrita à porção sudeste da folha Mogi das Cruzes, sendo aí representada pela zona designada de Serrania Costeira. Nesta zona, onde se evidenciam formas de relevo transicionais entre o Planalto Atlântico e as terras rebaixadas da Província Costeira, a feição morfológica mais proeminente é a Serra do Mar, fundamentalmente caracterizada por escarpas abruptas com perfis retilíneos, declividade superior a 100 m. Neste domínio, nos limites da área em questão, conspícua ainda é a presença de um espigão alongado segundo NE-SW, e cujas escarpas, do lado atlântico, desaparecem sob os depósitos detríticos costeiros de idade quaternária.

Capital depende dos municípios vizinhos quanto ao suprimento de matéria-prima para a construção civil, mesmo em períodos de crise deste setor da economia regional. Brita e areia são fornecidas por municípios como Santa Isabel, Arujá, Mogi das Cruzes, e outros. Entretanto a exploração desordenada destes bens minerais vem conduzindo à devastação/degradação de vastas áreas ao longo dos anos, como bem atestam as imponentes cavas abandonadas pela exaustão das reservas de areia ocorrentes em determinados municípios. Tais áreas são de difícil e onerosa recuperação e, além de espelharem violenta agressão ao meio físico, causam também formidável impacto visual.

### 1.3 - ASPECTOS FISIográficos

#### 1.3.1 - HIDROGRAFIA

O rio Tietê e tributários associados, especialmente os da margem esquerda, constituem os elementos básicos da rede hidrográfica na parte central da área focalizada. Ele nasce aproximadamente a 30 km do seu limite oriental, perpassa-a grosseiramente orientado segundo ESE-NNW, drenando, nos domínios da área tanto as sequências metamorfozadas referíveis ao Complexo Embú, quanto os sedimentos terciários atribuíveis à Formação São Paulo. Seus afluentes mais importantes, a exemplo do rios Jundiá, Taiacupeba-Açu e Biritiba Mirim, têm suas nascentes nos rebordos das serras do Mar e de Paranapiacaba, a sul da área em estudo. A bacia de captação do rio Tietê desenha um padrão geral de drenagem tipo dendrítica, mais acentuada onde os coletores permeiam litótipos de natureza granitóide; entretanto, em decorrência do caráter dos esforços relacionados à origem e evolução desta bacia, que produziram fraturas sub-ortogonais, não raro, em setores particularizados, são discerníveis os padrões retangular e em treliça.

Outro componente importante da malha fluvial na região é o rio Parateí que corta diagonalmente a porção centro norte da quadrícula Santa Isabel, desaguardo no rio Paraíba a nordeste, fora dos limites da área. Com caráter marcadamente subsequente, amplamente controlado pela falha homônima, o Parateí é alimentado por uma série de tributários também estruturalmente condicionados; os da margem direita exibem forte linearidade, orientada segundo N-S, e os da margem oposta configuram, grosso modo, o padrão retangular. No extremo noroeste desta quadrícula instalam-se as porções terminais da barragem do rio Jaguari.

Na paisagem hidrográfica da área duas feições ainda merecem ser discriminadas: a primeira delas relaciona-se à inversão do sentido de percurso do rio Paraíba, que ocorre nas proximidades de Guararema, sudeste da quadrícula Santa Isabel; a outra diz respeito ao caráter exorreico dos cursos d'água da borda atlântica das serras do Mar e Paranapiacaba.



## CAPÍTULO 2 - METODOLOGIA

A metodologia adotada para a realização do Projeto baseou-se na adequação dos padrões estabelecidos pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM para a execução dos trabalhos do Programa de Levantamento Geológico Básico (FLGB), às exigências do cronograma e produtos objetivados pelo PRÓ-MINÉRIO; constou, portanto das seguintes etapas:

1a. Etapa - Levantamento e aquisição da documentação básica: durante esta etapa adquiriram-se tanto os trabalhos geológicos que envolvem a área quanto aqueles a ela adjacentes e ainda os de caráter regional, totalizando cerca de 181 referências bibliográficas; além de fotografias aéreas nas escalas de 1:60.000 (USAF, 1965-1966) e 1:40.000 (EMPLASA, 1977), bases planimétricas em escala 1:50.000 (IBGE, 1984) e 1:25.000 (EMPLASA, 1981) e imagens Landsat TM, Banda 5 e 7, nas escalas 1:100.000 e 1:250.000.

2a. Etapa - Compilação e análise bibliográfica: estudo do material bibliográfico disponível sobre a área do Projeto e o contexto regional. Além destes documentos, visando obter-se informações sobre a atividade minerária na área, procedeu-se também ao levantamento do PROSIG (Programa de Sistematização de Informações Geográficas) junto ao DNPM.

3a. Etapa - Fotointerpretação: esta etapa envolveu a análise das fotografias aéreas em escala 1:60.000 e de imagens de satélite nas escalas 1:250.000 e 1:100.000. Na interpretação tanto das fotografias aéreas quanto das imagens empregou-se o método de análise do relevo pelo qual, partindo-se da definição e registro de uma série de elementos texturais, pôde-se individualizar ou mapear zonas de mesma característica (zonas homólogas). Este tipo de análise possibilitou a elaboração do mapa de zonas homólogas, que constituiu a base das interpretações posteriores.

4a Etapa - Mapeamento geológico: com base nos mapas geológicos compilados bem como no mapa de zonas homólogas foram planejados os perfis de campo. Estes foram executados, em várias fases, ao longo das rodovias principais e estradas vicinais, utilizando-se veículo na maior parte dos casos. Em áreas de maior complexidade geológica ou onde os litótipos apresentaram-se expostos em melhor estado de conservação e de forma mais contínua foram realizados caminhamentos a pé. A evolução do mapa geológico baseou-se nas descrições pontuais e também nas observações assinaladas nos mapas de serviço, onde procurou-se, através de uma convenção de cores, assinalar os tipos litológicos predominantes entre os pontos descritos. A atualização do mapa geológico foi também acompanhada por fotointerpretação realizada na sede do Projeto (Mogi da Cruzes), com eventuais retornos a campo para *check* das áreas mais complexas. Para as diversas etapas de campo procurou-se sempre realizar perfis com base nos mapas 1:25.000 onde pelo menos 3 equipes de 2 geólogos cada, trabalhassem em conjunto. As amostras para exame petrográfico

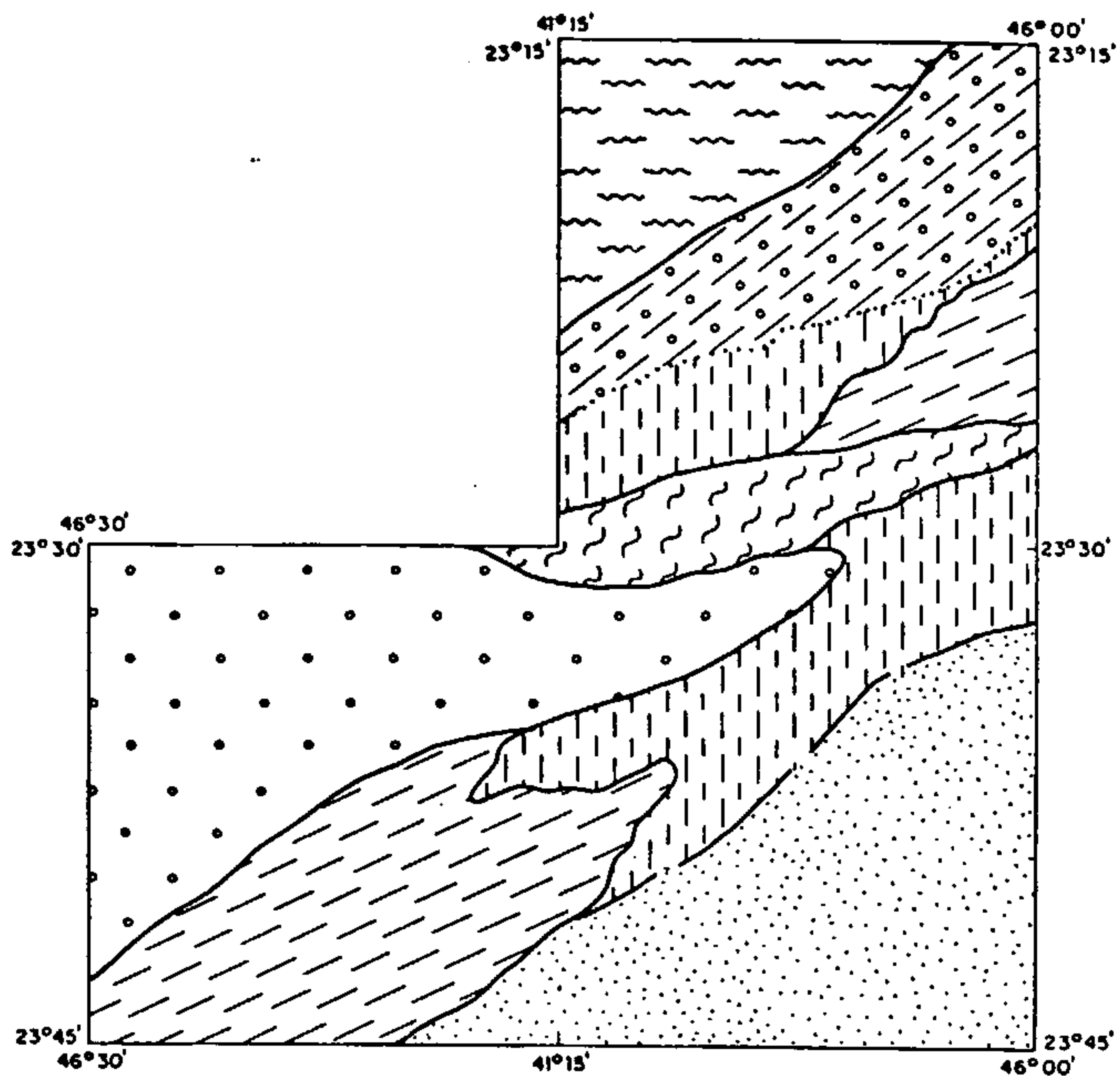
foram coletadas e examinadas desde o início dos trabalhos, tendo-se a preocupação de coletar amostras sempre orientadas e confeccionar cortes, na maior parte das vezes, contidos no plano XZ do elipsóide de deformação.

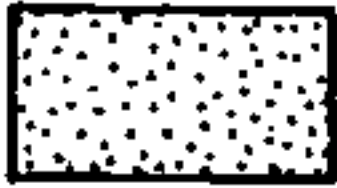
Embora tenha-se trabalhado a área como um todo na escala proposta, em determinadas porções, devido a uma série de restrições (FIGURA 2.1), não se obteve informações suficientes e compatíveis com a escala de 1:50.000.


5a. Etapa - Interpretação e consolidação de dados I: após a execução dos trabalhos de campo acima descritos procurou-se integrar e interpretar de forma global os dados obtidos, com nova fase de fotointerpretação e delimitação de áreas a serem detalhadas na fase de *check* final. Esta etapa resultou na elaboração de mapas geológicos preliminares que foram apresentados tanto ao PRÓ-MINÉRIO quanto à equipe técnica do IPT, responsável pelo mapeamento de folhas contíguas às deste Projeto. Ainda durante esta etapa foram realizados levantamentos magnetométricos regionais através de dois perfis principais seccionando perpendicularmente as estruturas mapeadas, com o intuito de verificar e/ou confirmar a presença de descontinuidades bem como procurar caracterizar contrastes de assinaturas magnéticas nas litologias cartografadas.


6a Etapa - *Check* final: de posse dos mapas geológicos preliminares procedeu-se ao *check* e detalhamento estrutural das áreas-chaves delimitadas na etapa anterior. Contou-se no período com o auxílio do Prof. Dr. Yociteru Hasui, na qualidade de consultor. Foram também realizadas integrações de dados e de campo com a equipe técnica do IPT.


7a. Etapa - Interpretação e consolidação de dados II: esta fase consistiu na reelaboração das cartas geológicas, confecção do relatório final e das cartas tectono-estrutural e de potencial mineral, estas em escala 1:100.000. Associado a este último produto procurou-se delimitar áreas com diferentes restrições à mineração (Parques Estaduais, Área de Proteção Ambiental, Área de Tombamento, entre outras) de modo a ampliar a análise da situação minerária desta porção da região metropolitana da capital.

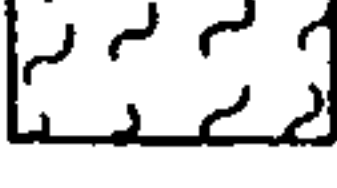



- 

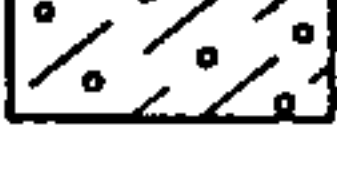
Domínio da Serra do Mar, com poucos afloramentos descritos devido ao relevo extremamente acidentado, vegetação densa e poucos vias de acesso.
- 

Domínio com poucos afloramentos descritos devido a intensa ocupação urbana e ao profundo grau de intemperismo das rochas.
- 

Domínio de relevo acidentado, parcialmente ocupado, vegetação densa, com muitas vias de acesso e bastante afloramentos descritos, sempre parcialmente intemperizados.
- 

Domínio com poucos afloramentos, quase sempre profundamente alterados e de pouca continuidade lateral.
- 

Domínio da Serra de Itapeti, com poucos afloramentos descritos, devido ao relevo agreste, a densa vegetação e a poucas vias de acesso.
- 

Contexto com afloramentos bastante irregulares, podendo aflorar rochas frescas (granitoides), parcialmente alteradas e profundamente alteradas (metabásicas).
- 

Contexto da Bacia de Taubaté, com poucos afloramentos descritos, devido a homogeneidade litológica e escassez de exposições.

Figura 2.1 - Compatibilidade do conhecimento geológico.



## CAPÍTULO 3 - ANÁLISE DO CONHECIMENTO ANTERIOR

### 3.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

As sequências que compõem a porção leste do Estado de São Paulo, onde se expõem as unidades pré-cambrianas, vêm sendo estudadas ou referenciadas em literatura desde o início deste século. De modo geral, até fins da década de 40 desenvolveram-se trabalhos de caráter abrangente, sejam relacionados a estudos de reconhecimento feito por naturalistas como DERBY (1880), ou às primeiras elaborações de mapas geológicos realizados para o estado e, de modo mais abrangente ainda, para o país (BRANNER, 1906 e 1918; FLORENCE & PACHECO 1929; LAMEGO, 1937; KNECHT & LIMA, 1947; MORAES REGO, 1933, 1937 e 1941; OLIVEIRA & LEONARDOS, 1943; WASHBURNE, 1930).

A partir da década de 60, e principalmente na década de 70, houve novo enfoque nas pesquisas com o surgimento dos principais trabalhos de definição de unidades e compartimentação tectônica para o arcabouço pré-cambriano paulista. Em 1963 é publicado o terceiro mapa geológico do estado pelo IGG, como continuidade do desenvolvimento dos trabalhos levados a cabo por este Instituto a partir da publicação do seu primeiro mapa (FLORENCE & PACHECO, *op. cit.*). A década de 70 é marcada por trabalhos de mapeamento sistemáticos ao longo da porção extremo leste paulista, notadamente por empresas ou instituições como a CPRM (ALGARTE *et al.*, 1974; MORGENTAL *et al.*, 1975; SILVA *et al.*, 1977, ADDAS & BATOLLA Jr., 1971), IPT (HASUI *et al.*, 1978a,b), IGG (1974), DNPM (FONSECA *et al.*, 1979), bem como por detalhamentos desenvolvidos pelas universidades através de teses em que se incluem as de HASUI (1973), SADOWSKI (1974a,b), RIDEG (1974), ALVES (1975), CARNEIRO (1977) entre outros.

Seguiram-se a estes trabalhos, já na década de 80, novas definições com respeito à estruturação e compartimentação dos terrenos proterozóicos do estado, seja através de edições de mapas geológicos atualizados (SICCT, 1981b), novos modelamentos geotectônicos regionais (SCHOBENHAUS FILHO, 1981; HASUI & OLIVEIRA, 1984), integrações de trabalhos anteriores (SICCT, 1981) e com a continuidade do desenvolvimento de trabalhos pelas Universidades.

Nos próximos itens será analisada esta série de trabalhos, procurando-se dar maior ênfase às unidades que se acham representadas nas folhas deste Projeto, correspondentes em sua maioria, a litologias abarcadas pelo Complexo Costeiro, Grupo Açungui (Complexo Embu) e granitóides associados. A análise da evolução dos conhecimentos no que concerne às supracrustais que constituem o Grupo Açungui será tratada de forma mais abrangente que aquelas do seu embasamento, pois esta unidade por si só apresenta em conjunto mais de uma centena de publicações e mapas geológicos, com posições por vezes conflitantes e que demandaria uma análise necessariamente mais detalhada, com consultas e comparações de mapas cujas reproduções, em nível do presente texto, tornam-se impraticáveis.



### 3.2 - MAPEAMENTOS GEOLÓGICOS DE INTERESSE DIRETO

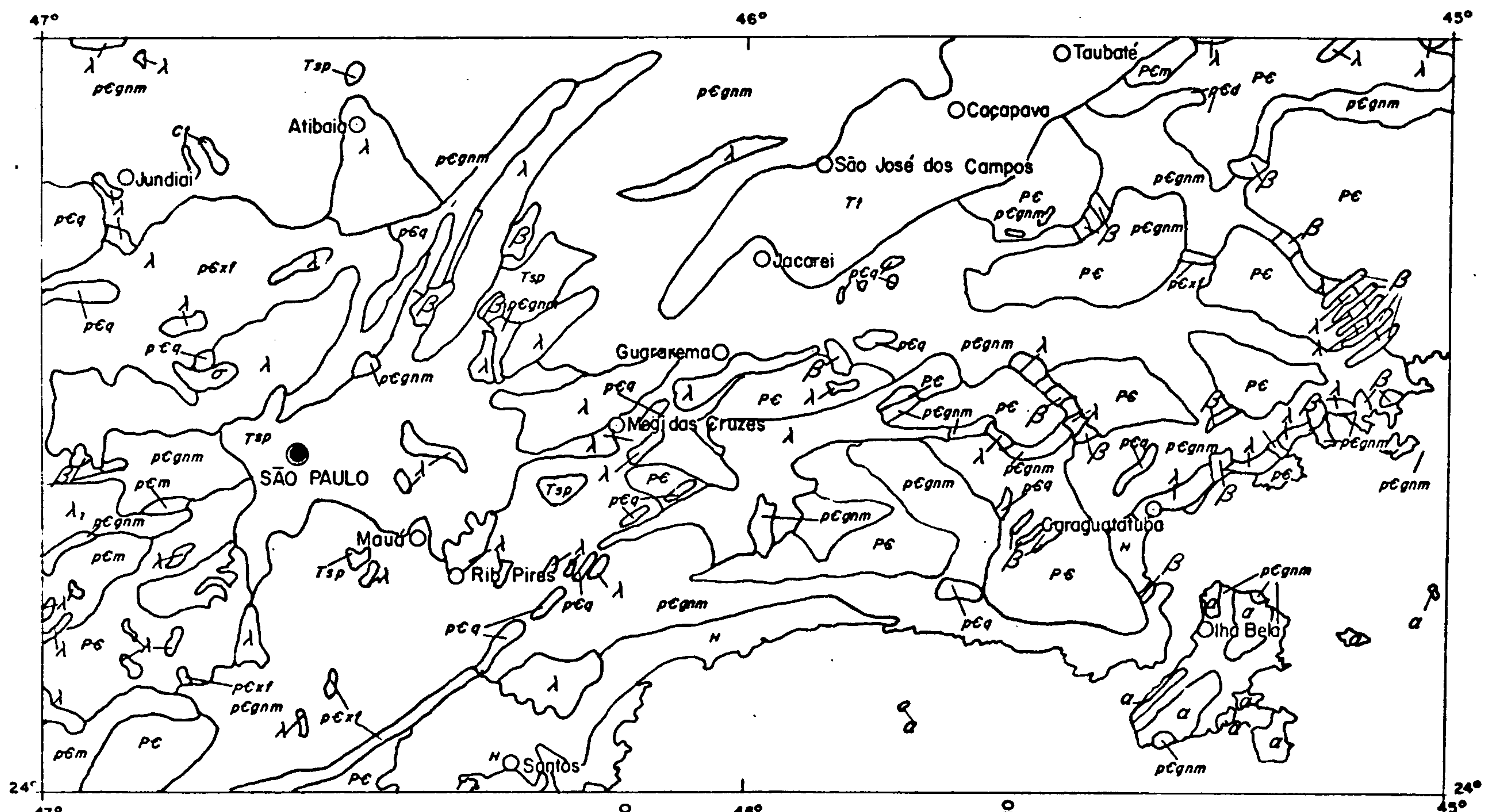
A região compreendida pelas folhas Santa Isabel/Mogi das Cruzes/Mauá tem sido objeto de cartografia geológica predominantemente a partir da década de 70, na maior parte, em escalas pequenas (1:250.000). Desse modo os traços gerais das unidades e litotipos que ocorrem nesta área acham-se representados de forma preliminar, carecendo de maior detalhamento.

Com a publicação de sua 3a. carta geológica do Estado de São Paulo em 1963, (fig. 3.2.1) o Instituto Geográfico e Geológico deu prosseguimento a um trabalho iniciado em 1929, quando da publicação de seu 1o. mapa (o segundo viria a público em 1947). Nesta 3a. carta são delimitadas unidades relativas ao Pré-Cambriano Inferior ou Arqueano (Complexo Brasileiro) e ao Pré-Cambriano Superior (Grupo São Roque). Nas grandes manchas de litotipos com posicionamento incerto (Pré-Cambriano não discriminado) são enfeixadas exposições de micaxistos gnaisses, quartzitos e pegmatitos atribuíveis como possivelmente ao Pré-Cambriano Médio, mas sem referência a tal dado na coluna deste mapa geológico. Verifica-se nesta carta uma diminuição das exposições atribuíveis ao Arqueano, quando-se compara este mapa com aquele de 1947 (Fig. 3.2.2), principalmente pela melhor definição de unidades metassedimentares do Grupo São Roque e de corpos intrusivos tanto anteriores quanto posteriores ao mesmo. Deste modo as intrusivas ácidas ao redor da capital pertenceriam àquele grupo que se apresenta como granitos e granitos gnaissificados pré-São Roque. Na folha Mogi das Cruzes, nas imediações da cidade homônima, acha-se representado um pequeno corpo (4 km<sup>2</sup>) de composição básica que em mapas posteriores deixou de ser cartografado.

O primeiro trabalho de detalhe na área deveu-se a COUTINHO, que publicou em 1972, tese defendida em 1968, onde apresenta mapa elaborado em área aproximada de 1960 km<sup>2</sup> compreendendo grande parte da região metropolitana a sul da capital e abrangendo cerca de 3/4 da folha Mauá. Reconheceu em seu trabalho duas grandes unidades pré-Cambrianas, o Grupo São Roque e o Complexo Cristalino, sendo o contato entre ambos de caráter tectônico. No âmbito da área estudada predominariam exposições relacionadas ao Complexo Cristalino, sendo que apenas em uma pequena porção da folha Santa Isabel (quadrante NW) ocorreriam litótipos do Grupo São Roque.

Dominariam no Complexo Cristalino mica xistos, gnaisses, granitos injetados de pegmatitos e, subordinadamente, quartzitos e anfibolitos. As unidades metassedimentares seriam predominantes sendo que parte dos corpos gnáissicos descritos possuiriam origem paraderivada. Estes metassedimentos sofreram metamorfismo regional progressivo sendo reconhecidas as zonas da clorita, biotita, almandina, estauroлита e sillimanita, grosso modo de NW para SE.

Um importante trabalho geológico e estrutural foi realizado por RIDEG (1974) entre Mogi das Cruzes e Bertioga-Guarujá. Este autor reconheceu aí duas grandes unidades denominadas Complexo Suzano e Complexo Itatinga, sendo a primeira subdividida em três formações (Xistos Dropó, Gnaisses Iupeba e Gnaisses Paranapiacaba) e a segunda em quatro (Migmatito



- |           |   |   |   |                   |  |  |
|-----------|---|---|---|-------------------|--|--|
| HOLOCENO  | <b>H</b>  | <b>a</b> alcalinas (CRETÁCEO?)          | <b>PCxt</b> xistos, filitos e metaconglomerados                           | } Grupo São Roque | <b>PCgnm</b> gnaisses e micaxistos (Complexo Brasileiro) | <b>PC</b> PRÉ-CAMBRIANO não discriminado |
| TERCIÁRIO | <b>Tsp</b> Formação São Paulo<br><b>Tl</b> Formação Taubaté | <b>B</b> Intrusivas básicas (CRETÁCEO?) | <b>PCq</b> quartzitos   |                   | <b>PRE-CAMBRIANO SUPERIOR</b>                            | <b>PRE-CAMBRIANO INFERIOR</b>            |
|           |   | Intrusivas                              | <b>λ<sub>1</sub></b> granitos posteriores ao Grupo São Roque              |                   |  |  |
|           |   | Alcalinas                               | <b>λ</b> granitos e granitos gnaissificados anteriores ao Grupo São Roque |                   |  |  |

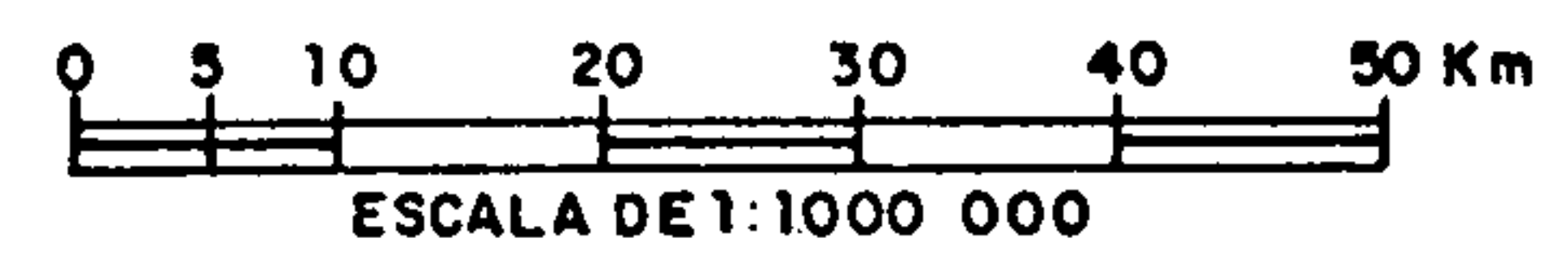
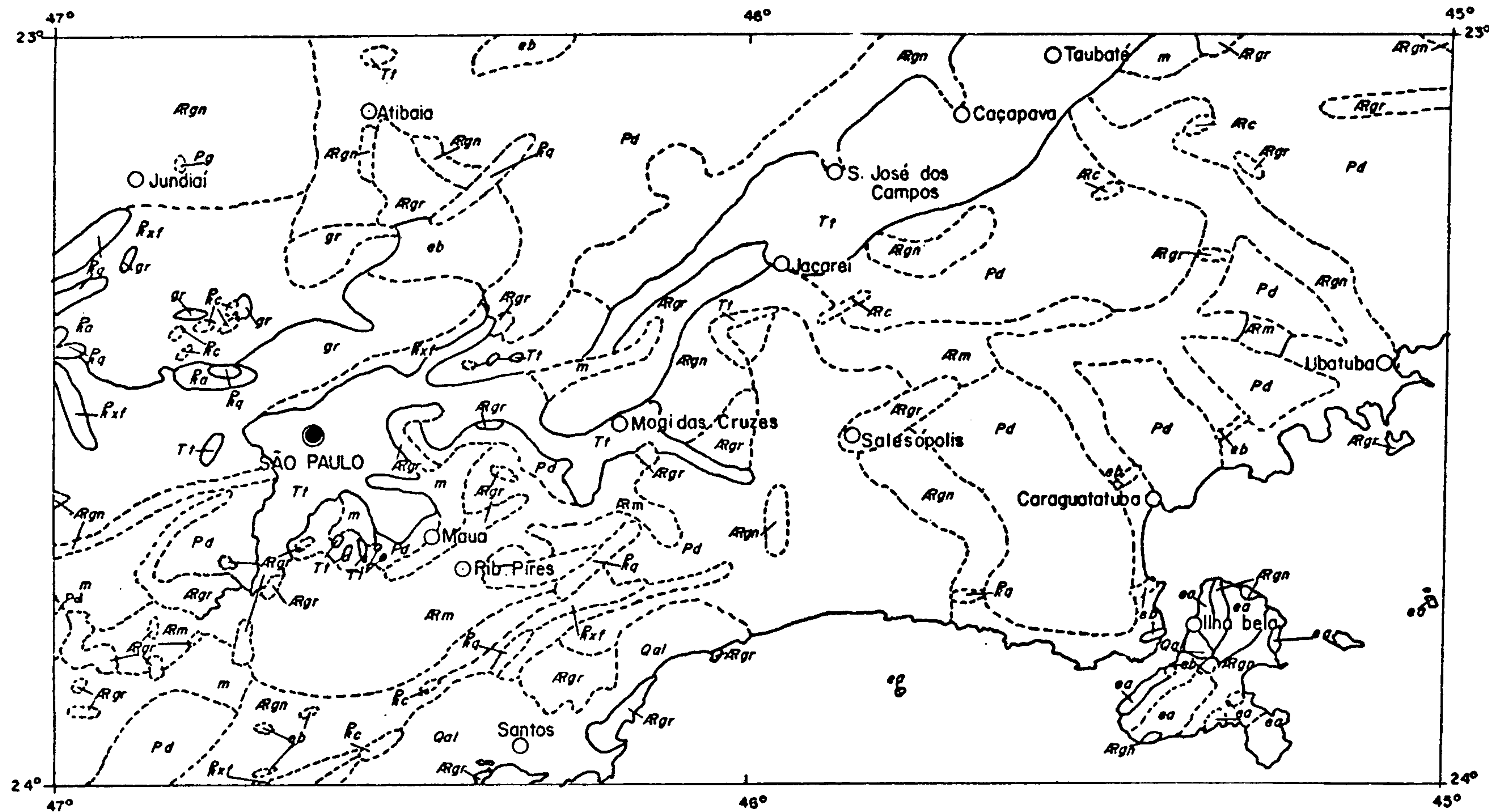


Fig.32.1 - Mapa Geológico do Estado de São Paulo. I.G.G 1.963.





CENOZÓICA

Qal aluvião-quaternário  
Ti Taubaté-terciário

TRIASSICO OU JURASSICO

ea eruptivas alcalinas  
eb eruptivas básicas.

CARBONIFERO

Pg Tatui (Itararé)

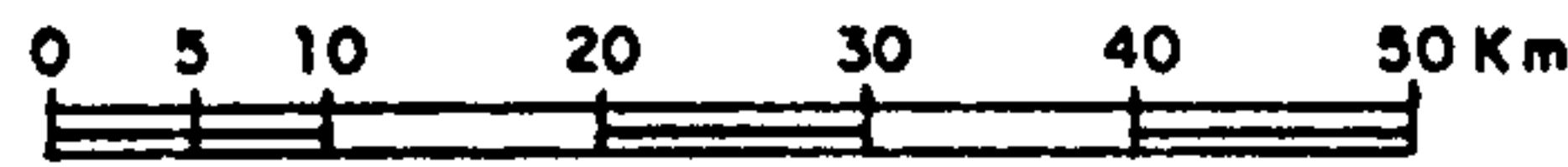
Pd rochas pré-devonianas, ainda não discriminadas  
gr granitos posteriores à série de São Roque  
m micaxisto  
ARgr granito-arqueozóico

PROTEROZOICA SÉRIE SÃO ROQUE

Rq quartzitos  
Rxt xistos e filitos  
Rc calcários metamórficos  
Ra anfibolitos

ARQUEOZOICA

ARc calcário metamórfico  
ARm micaxistos  
ARgn gnaisses



ESCALA DE 1:1000 000

Fig.3.22- Mapa Geológico do Estado de São Paulo. I.G.G 1.947.



Biritiba-Mirim, Migmatito Jurubatuba, Gnaisses Itapanhaú e Migmatito Guarujá). As referidas unidades são separadas pelo "Falhamento de Cubatão". Também esta área foi dividida em quatro províncias estruturais, quais sejam: Bloco Suzano, Bloco Jurubatuba, Bloco Itapanhaú e Bloco Santo Amaro, separadas por três falhamentos principais: Falhamento de Cubatão, Zona Cataclástica de Freires e Zona Cataclástica de Bertioga.

Estudando as litologias com detalhe petrográfico, reconheceu-se um gradiente metamórfico de NW para SE, aumentando neste sentido, com ocorrências de rochas de fácies granulito descritas a nordeste de Bertioga. As paragêneses reconhecidas apontaram condições metamórficas compatíveis com a série facial Barrowiana (WINKLER, 1967), fácies almadina-anfibolito e sub-fácies sillimanita-almandina-ortoclásio. Vários corpos granitóides foram reconhecidos, tendo realizado estudos de quimismo dos feldspatos bem como da triclinicidade dos mesmos, que levaram o autor a apontá-los como plútons de caráter tardi e pós-tectônicos.

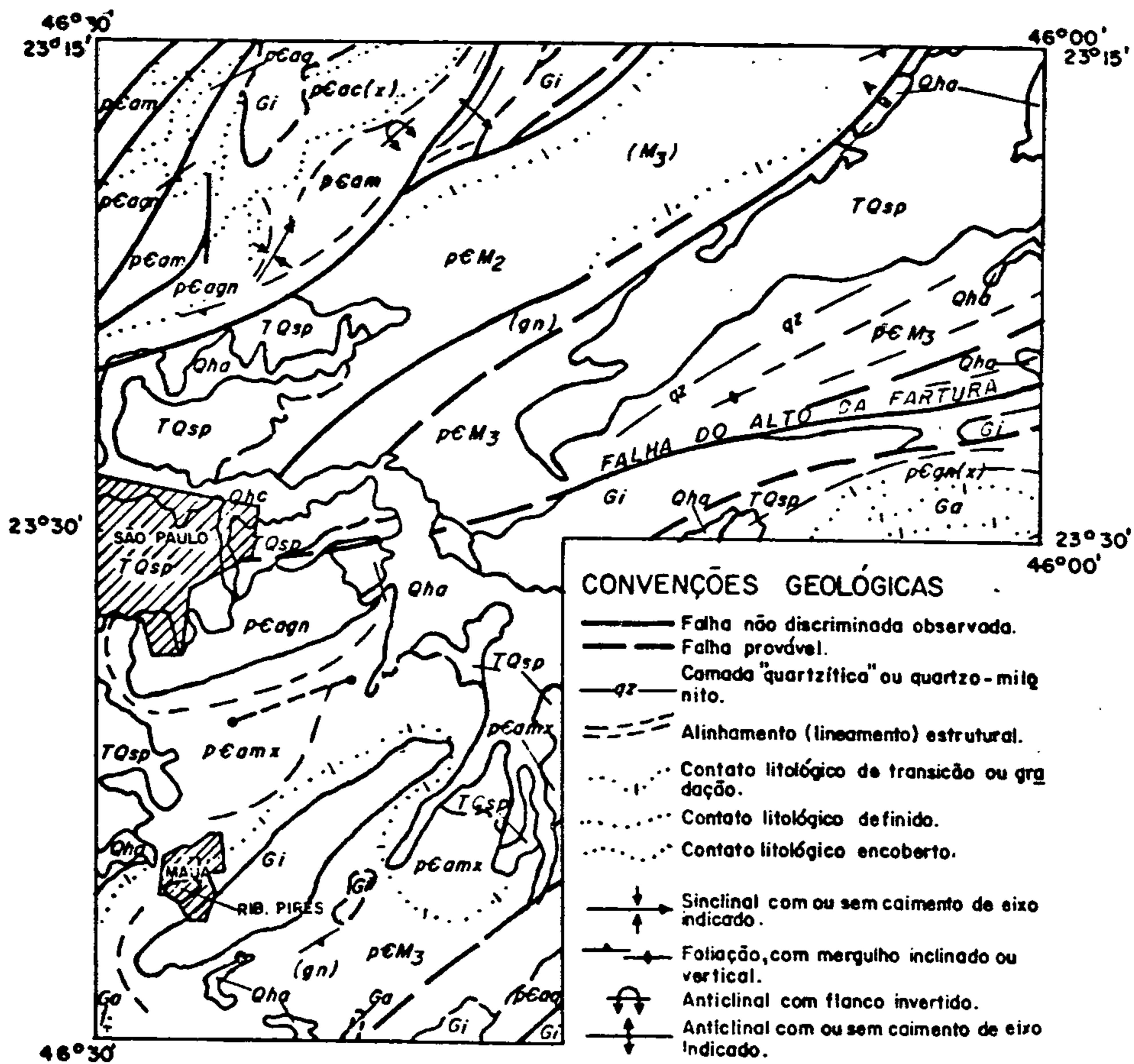
SADOWSKI (1974a,b), em estudo realizado a sul da capital, aponta dois grandes blocos distintos litológica e estruturalmente, separados pela Falha de Cubatão. No Bloco Juquitiba (N da falha) predominariam migmatitos estromáticos com paleossoma no fácies anfibolito, apresentando dobras cerradas do tipo flexural, superpostas por vezes por dobramento de cisalhamento; o retrometamorfismo seria generalizado. O outro bloco, denominado Litorâneo, subdividir-se-ia em blocos menores, onde predominam migmatitos oftalmíticos mais intensamente migmatizados que no primeiro conjunto. A maior parte dos migmatitos estudados por este autor integrar-se-ia ao Grupo Açungui de HASUI (1973). SADOWSKI (*op. cit.*) reconhece ainda quatro fases de dobramento no embasamento pré-Açungui (Complexo Cristalino) e três no Grupo Açungui, bem como magmatismo associado; a Falha de Cubatão corresponderia a faixa cataclástica de pouca espessura, sendo aí formadas brechas de falha, *flaser* gnaisses, milonitos e filonitos.

CAVALCANTE & KAEFER (1974) incorporaram profundas modificações na cartografia das unidades definidas nos mapeamentos anteriores (Fig. 3.2.3), sendo a estratigrafia proposta grosso modo resumida em três unidades distintas:

i) Complexo Gnáissico - Migmatítico Indiferenciado (em grande parte classificado como Pré-Cambriano não discriminado): constituído pelas rochas de mais difícil caracterização e individualização devido ao seu alto grau de transformação, resultado da imposição de intensos processos metassomáticos e tectônicos que mascararam totalmente suas características originais. Seria a unidade mais ampla, com frequentes fenômenos de granitização, encerrando granitos metassomáticos, migmatitos homogêneos e heterogêneos, rochas intermediárias, gnaisses, micaxistos e mármore dolomíticos;

ii) Grupo Açungui (correlato ao Gr. São Roque): composto por rochas metamorfizadas e tectonizadas em grau variável, guardando ainda algumas características de seu "aleitamento" original. Possuiria menor representatividade





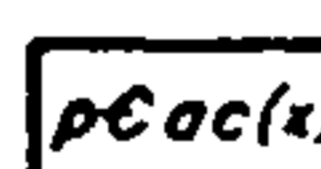





**CONVENÇÕES ESTRATIGRÁFICAS.**





**PROTEROZÓICO (PRÉ - CAMBIANO SUPERIOR)**

**GRUPO AÇUNGUI**

-  Anfibólitos, anfibólio-xistos e metabasitos.
-  **pCam** Metassiltitos (predominantes), filitos, quartzoxistos e micaxistos (subordinadamente quartzitos, metaarcósios, metaconglomerados e xistos de contato).
-  **pEagn** "augen" gnáissos, muscovita-biotita-gnáissos, hornblenda-biotita-gnáissos e leptinitos.
-  **pCamx** Micaxistos, encerrando termos à granada, estaurólita ou sillimanita.
-  **pEac(x)** Mármore calcícos e dolomíticos, incluindo faixas com modificações termo-metassomáticas; xistos quartzo-micáceos de transição ou contato. (x)
-  **pEgn(x)** Associações dos termos gn e (x).

**COMPLEXO GNÁISSICO - MIGMATÍTICO**

(Incluindo, possivelmente, rochas do Açungui e do embasamento mais antigo, rejuvenescidas no ciclo Brasileiro, com gradações verticais e laterais para o grupo anterior).

-  **pCM2** Migmatitos homogêneos, predominantemente embrechitos.
-  **pCM3** Migmatitos heterogêneos, incluindo localmente anfibólitos, anfibólio xistos, mármore dolomíticos, rochas calcossilicatadas e corpos ultrabásicos retrametamorfizados
-  **(gn)** Migmatitos das unidades M<sub>3</sub> e/ou M<sub>2</sub> com paleossoma gnáissico.
-  **Ga** Granitos metassomáticos ou anatexíticos.

**PRÉ - CAMBIANO SUP. / CAMBIANO**

**INTRUSIVAS GRANÍTICAS**

-  **Gi** Granitos e granodioritos.

**CENOZÓICO QUATERNÁRIO**

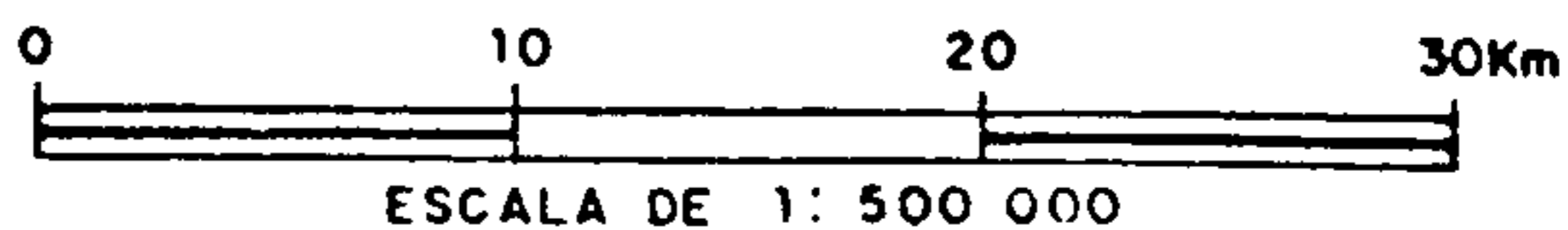
**HOLOCENO - PLEISTOCENO**

-  **Qha** Aluviões em geral.

**TERCIÁRIO - QUATERNÁRIO**

**FORMAÇÃO SÃO PAULO.**

-  **TQsp** Argilas, areias e conglomerados.



**Figura 3.2.3 - Mapa Geológico - (parcial) de Cavalcante e Koefer (1974).**



superficial, compondo-se predominantemente por rochas de mais baixo grau metamórfico (micaxistos, filitos, quartzitos, anfibolitos e gnaisses);

iii) Cobertura sedimentar não dobrada.

Além destas unidades, distinguem dois grandes grupos de granitos:

i) metassomáticos ou de anatexia, pertencentes ao embasamento mais antigo e;

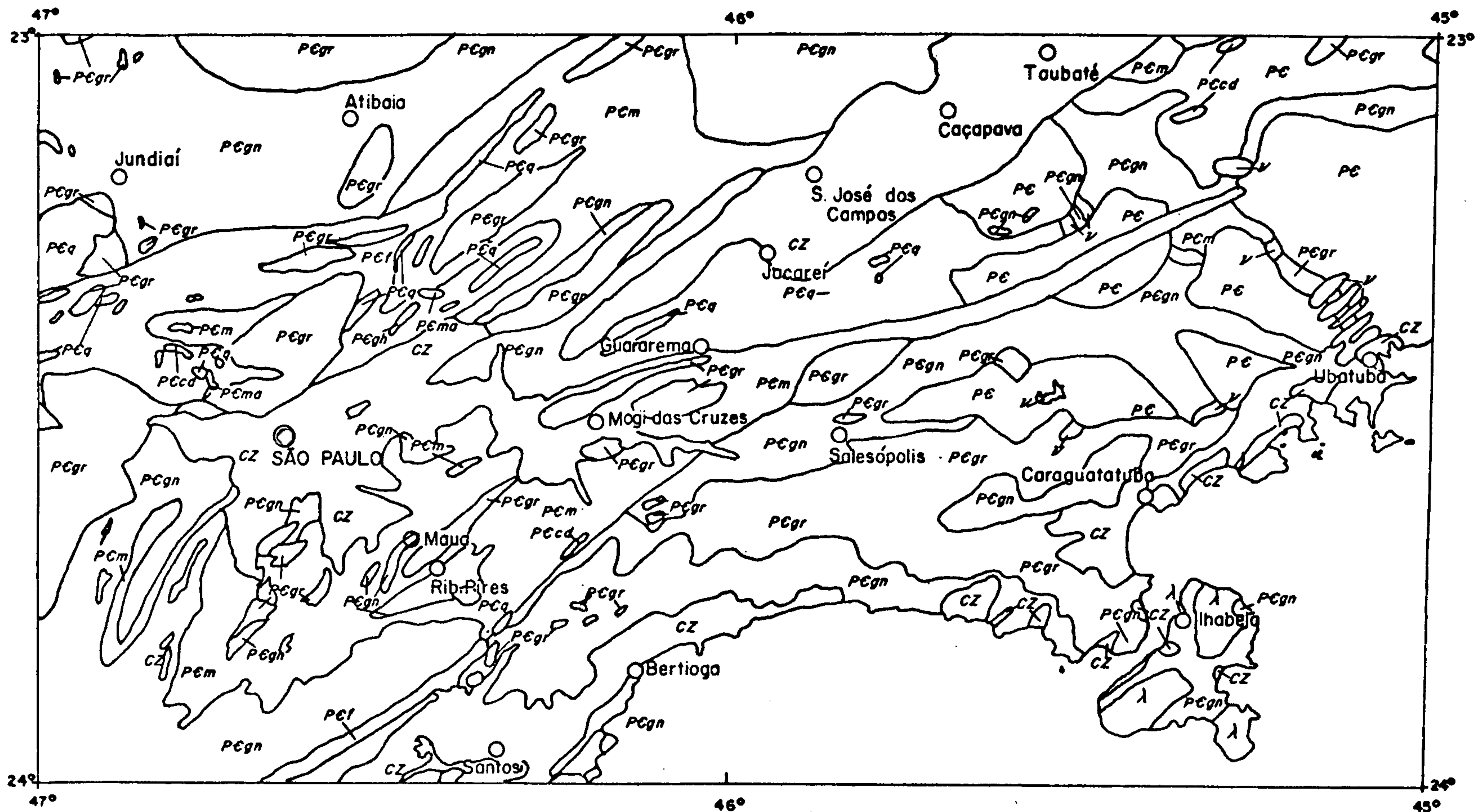
ii) intrusivos no Grupo Açungui, de provável idade pré-cambriana/eopaleozóica. Verifica-se a total inversão do posicionamento estratigráfico destes granitos em relação àqueles presentes no mapa geológico editado pelo IGG em 1963. Acompanhando a tendência dos trabalhos da época também reconheceram a importância das falhas transcorrentes na estruturação dos terrenos.

Neste mesmo ano, 1974, o IGG edita novo mapa geológico do estado (Fig. 3.2.4) onde a coluna estratigráfica convencional é substituída por outra de cunho puramente litológico, o que reflete uma reavaliação dos parâmetros anteriormente considerados, pois há aí, segundo HASUI et al (1978a), o "reconhecimento de que o grau metamórfico e de migmatização não implicariam necessariamente em uma definição de horizontes estratigráficos". Cartograficamente assemelha-se ao mapa integrado editado pela CPRM, escala 1:500.000, (ALGARTE et al., 1974) ocorrendo diminuição das áreas com litótipos não discriminados em relação ao mapa editado naquele Instituto em 1963.

Ressalta-se no mapa da CPRM a rede intrincada de falhas transcorrentes e lineamentos que são apenas sugeridos pela forte linearidade dos conjuntos nestas mesmas porções do mapa do IGG. A unidade dos xistos, na área abrangida pelo presente Projeto, apresenta-se com cartografia bastante semelhante, quando se comparam estes diferentes mapas, havendo maior preocupação na separação de tipos litológicos naquele mapa da CPRM.

Com caráter fortemente petrográfico, ALVES (1975) realizou estudos sobre as rochas da região de Salesópolis - Guararema. Não há discussão sistemática quanto à estratigrafia (Grupo Açungui e Complexo Costeiro), nem quanto ao comportamento estrutural das unidades. Neste ítem fez tão-somente rápidas considerações sobre a tectônica e metamorfismo ocorrentes a sul e a norte da falha de Cubatão, negando também a existência do prolongamento da falha de Taxaquara através do alto rio Tietê, com orientação próximo a EW, citado por RIDEG (1974).

HASUI & SADOWSKI (1976) retomaram a discussão da compartimentação tectônica do sudeste paulista segundo grandes blocos limitados pelas falhas transcorrentes tidas como brasileiras. As folhas aqui mapeadas inserir-se-iam nos conjuntos Paranapiacaba e Costeiro, separados pela falha de Cubatão (respectivamente Bloco Juquitiba e Jurubatuba). Naquele primeiro conjunto os litótipos presentes pertenceriam ao Grupo Açungui (Complexos Pilar e Embu, este último predominante no Bloco



PRÉ - CAMBIANO	PCgr	granitos e migmatitos associados	PRÉ - CAMBIANO	PCI	filitos, metarenitos e metaconglomerados	JURÁSSICO - CRETÁCEO	V	Intrusivos básicos	CENOZÓICO	CZ	areias, argilas, cascalhos, arenitos e folhelhos pirobetuminosos	CRETÁCEO - TERCIÁRIO INFERIOR	λ	rochas alcalinas
	PCgn	gnaisse migmatitos		PCma	metabaixitos especialmente anfibaixitos									
	PCcd	calcários e dolomitos calcosistas e calcosilicatados.		PCm	micaxistos.									
	PCq	quartzitos.		PC	não discriminado.									



Fig.324 - Mapa Geológico do Estado de São Paulo. I.G.G 1.974.



Juquitiba), com intrusões granitóides associadas. No Conjunto Costeiro as rochas presentes pertenceriam ao Complexo Piaçaguera que agruparia três tipos fundamentais de migmatitos (estromáticos com neossoma cálcio-alcálico porfiroblástico, anatexitos e diatexitos) sendo considerado pré-brasiliano; intrusões graníticas pós-brasilianas são encontradas neste bloco. Estes dois complexos estariam metamorfizados na fácies anfíbolito, ocorrendo associações em desequilíbrio indicativas de eventos retrometamórficos.

Em 1976, FREITAS propôs um modelo geotectônico para o litoral norte de São Paulo, segundo uma evolução policíclica a partir do Pré-Cambriano Médio, de geossinclíneos superpostos, sendo o mais antigo preservado segundo "cintas" E-W predominantemente compostas por migmatitos. Para este autor tanto o Grupo São Roque quanto o Complexo Costeiro evoluíram a partir de "dobramento baikaliano no Assíntico, ao final do Pré-Cambriano".

No projeto Santos-Iguape, realizado pela CPRM (SILVA *et al.*, 1977), sobrepoem-se áreas já mapeadas por esta mesma empresa no Projeto Sudeste do Estado de São Paulo (1974), havendo mudanças mínimas tanto na cartografia quanto na coluna estratigráfica quando comparam-se estes dois produtos. Este novo projeto implementa ainda mais a ocorrência e a importância das falhas, tanto que na folha Santos-Barra de Santos há tal densidade de lineamentos ao longo da área de influência da Serra do Mar que se torna de imediato a feição mais notável deste mapa.

Persiste neste trabalho a dicotomia Grupo Açungui x Complexo Gnáissico-Migmatítico, apontando-se a dificuldade na separação das rochas destes conjuntos, principalmente nas áreas de Pariquera-Açu, Embu-Guaçu, Riacho Grande e Mogi das Cruzes onde afloram os epimetamorfitos deste Grupo. Estes passam gradativamente a migmatitos estromáticos de paleossoma xistoso dominante, nitidamente brasileiros, não se sabendo onde e quando gradam ou discordam das rochas migmatíticas do embasamento pré-brasiliano remigmatizado. No Grupo Açungui estão incluídos somente os epimetamorfitos sem separação de unidades litológico-estratigráficas, enquanto as restantes rochas migmatizadas e do embasamento constituiriam o Complexo Gnáissico-Migmatítico.

Quanto a área mapeada como tal Complexo, concluíram ser possível a divisão segundo duas faixas distintas separadas pela falha de Cubatão. A faixa sul englobaria o Maciço do Itatins, os maciços residuais da baixada litorânea e a Serra do Mar desde o vale do rio Mogi (Cubatão) até Ubatuba; corresponderia aos blocos Itatins e Litorâneo com migmatitos predominantes (embasamento pré-brasiliano) associados a fenômenos de remigmatização. A norte da falha a maioria das rochas gnáissico-migmatíticas presentes corresponderiam aos níveis mais inferiores do Grupo Açungui, profunda ou parcialmente migmatizados.

Os corpos granitóides anteriormente classificados como intrusivos (predominando nos Grupos São Roque/Açungui) e aqueles tipificados como embasamento são arrolados sob novo enfoque, como maciços graníticos diferenciados, predominando nas três folhas do presente Projeto os tipos sin a tardi-cinematícos, geralmente parautóctones.



No mapa realizado por HASUI *et al.* (1978a) também comparecem lineamentos importantes a sul dos falhamentos de Cubatão e Taxaquara, sendo neste mapa melhor definidas as expressões superficiais (largura das faixas de cisalhamento) das transcorrências presentes. Existe uma diferenciação dentro do bloco Costeiro, a sul da falha de Cubatão, sendo individualizados aí migmatitos estromáticos, relativos ao Grupo Açungui, em meio a amplo corpo de rochas granitóides sintectônicas parautoctones tidas como do Pré-Cambriano Superior. Tais litótipos acham-se embutidos no Complexo Gnaíssico-Migmatítico de SILVA *et al.* (*op. cit.*) havendo concordância quanto à predominância da estrutura estromática relacionada ao Grupo Açungui.

HASUI *et al.* (*op. cit.*) apontam gradações de micaxistos para migmatitos estromáticos heterogêneos, destes para migmatitos estromáticos homogêneos que por sua vez gradam para embrechitos, nebulitos e anatexitos, indicando que a falta dessas passagens deve ser creditada à anomalias tectônicas. Os *resisters* ao processo de migmatização apresentam-se sob a forma de camadas, lentes e budin, sendo representados por anfibolitos, quartzitos, calciossilicáticas e calcários metamórficos. O paleossoma tanto pode ser composto por xisto ou gnaisse, sendo que o neossoma é granítico, pegmatítico e às vezes aplítico, apresentando bandamento paralelo ou sob a forma de lentes. O caráter oftalmítico destes migmatitos é também generalizado, ocorrendo cristais de microclínio e, mais subordinadamente, plagioclásio.

FONSECA *et al.* (1979) reconheceram amplo domínio de gnaisses (com paragnaisses dominantes), migmatitos, rochas carbonáticas e xistos ao longo de uma ampla faixa (N30E grosso modo) a sul da capital, estendendo-se em direção ao Rio de Janeiro, tendo idades correlacionáveis ao Pré-Cambriano Superior (1.000-570 m.a.) e já tidas como do Grupo Açungui por HASUI *et al.* (1978). A sul desta faixa (porção entre o falhamento de Cubatão e a linha de costa) apresentar-se-ia um conjunto de rochas migmatizadas no Ciclo Brasileiro, designado informalmente como Faixa Costeira, que inclui o Complexo Itatinga de RIDEG (1974), Bloco Litorâneo de SADOWSKI (1974a,b) e Complexo Piaçaguera de HASUI e SADOWSKI (1976). Este conjunto distinguir-se-ia "pelo seu grau de migmatização e metamorfismo, pela heterogeneidade e irregularidade dos tipos litológicos, pela sua complexidade petrológica, pelos indícios de polimetamorfismo e pelo seu desarranjo estrutural", admitindo-o como constituindo um embasamento pré-brasiliano intensamente retrabalhado no Pré-Cambriano Superior.

Uma nova edição do mapa geológico do estado é publicada pelo SICCT (1981b) (fig. 3.2.5) onde é possível visualizar-se o processo de "envelhecimento" das unidades a sul da falha Cubatão, tidas como arqueanas e afetadas por intrusões granitóides do Ciclo Brasileiro. A falha de Cubatão acha-se cartografada desde Barra do Turvo (limite SP-PR) até Cunha (limite SP-RJ), implementando em muito sua importância em relação aos mapas e trabalhos anteriores.

Esta porção a sul da falha de Cubatão compreenderia a unidade designada como Complexo Costeiro onde expõem-se migmatitos diversos predominantes, granulitos, charnockitos,



# CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Contatos Geológicos
- Falhamentos transcorrentes com zona de cataclase espessa quando indicada (encobertas quando pontilhadas).
- A  
B --- Falhamentos de gravidade (encobertas quando pontilhadas.) movimento relativo dos blocos: A: alto B: baixo.
- - - Falhamentos inferidos e fraturas.

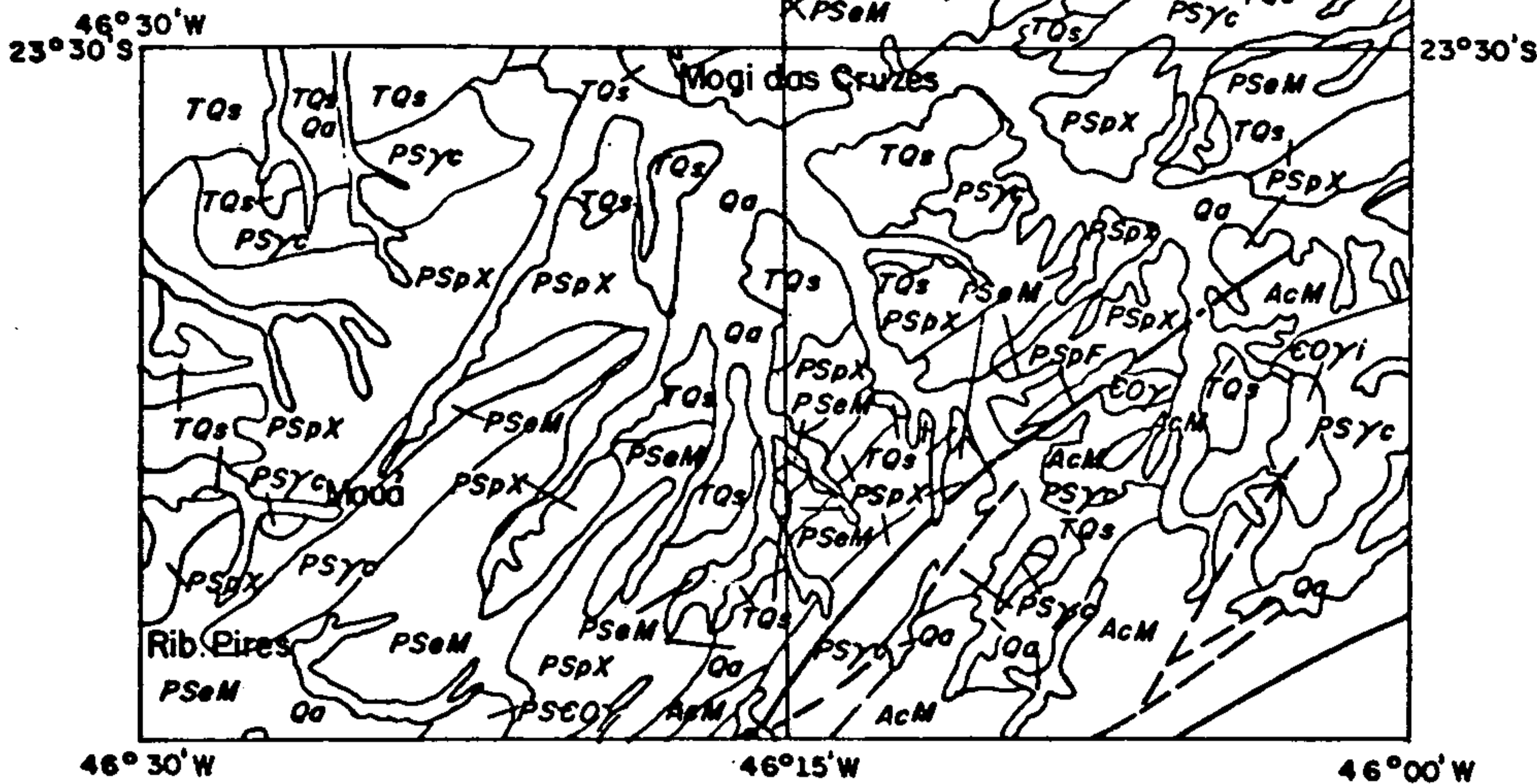
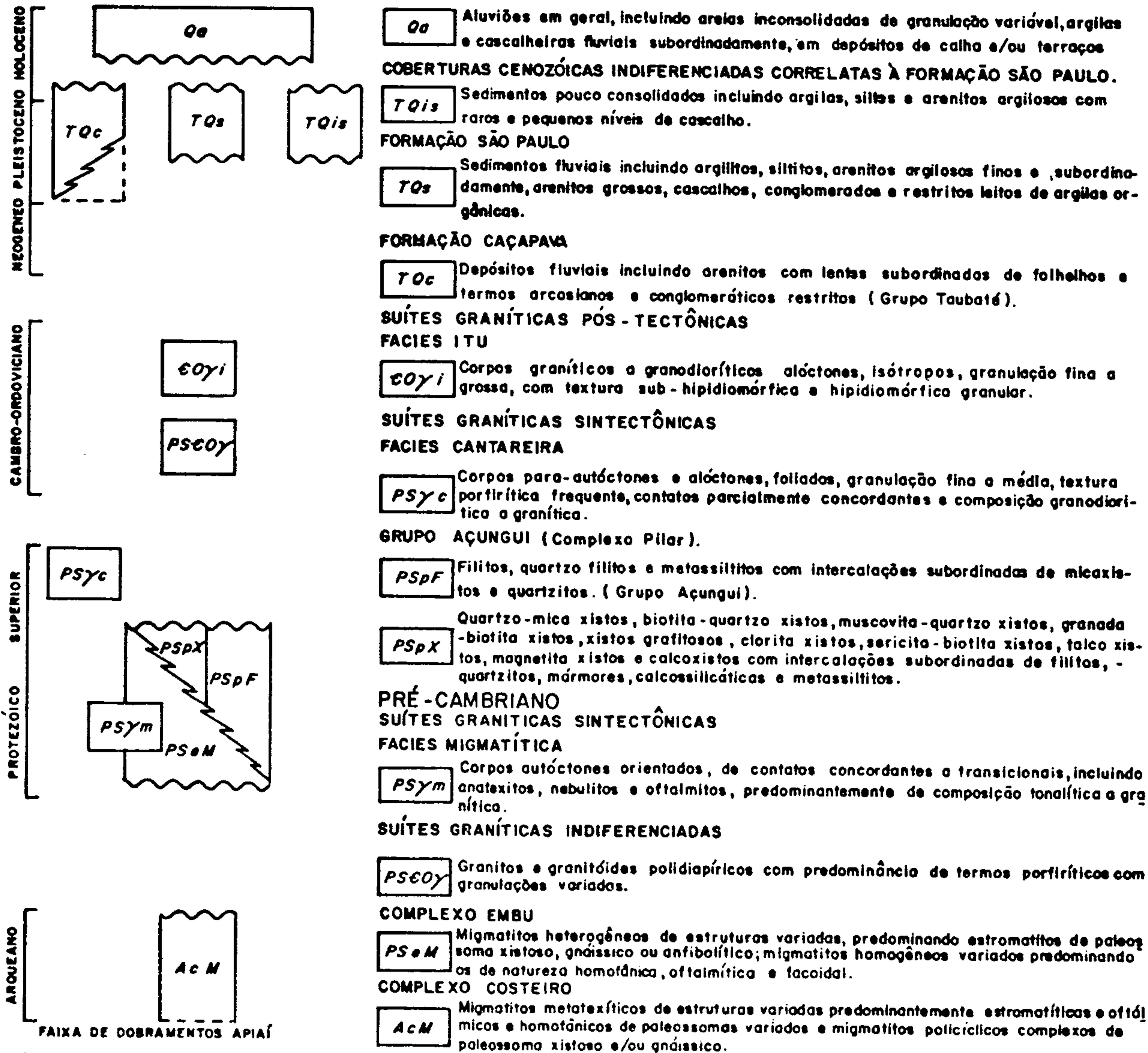


Figura 3.2.5 - Mapa Geológico do Estado de São Paulo, esc. 1.500.000; SICCT 1981 b.



metabásicas e mais subordinadamente sequências metassedimentares metamorfisadas no fácies granulito e anfibolito. Aquela faixa definida por HASUI *et al.* (1978a) como rochas de caráter migmatítico pertencentes ao Grupo Açungui e embutida neste novo domínio seriam então também temporalmente envelhecidas, passando a serem consideradas como porções de embasamento e não supracrustais.

Acima deste lineamento dispõem-se litótipos pertencentes ao Grupo Açungui, reconhecendo-se metassedimentos associados ao Complexo Pilar e rochas migmatíticas do Complexo Embu, conforme a divisão proposta por HASUI (1975). O Complexo Pilar possuiria suas maiores expressões na porção sul-sudeste do estado, em direção ao Paraná, apresentando-se também na região S-SE da capital, preenchendo calhas sinclínicas, em área grosso modo delimitada pelas cidades de Cubatão, Embu-Guaçu, São Paulo e Mogi das Cruzes; ocorreria também ao longo de grandes falhas (Jundiuvira, Taxaquara, Monteiro Lobato e Cubatão) e em manchas isoladas em meio ao Complexo Embu. A litologia mais frequente nesta unidade são os xistos e filitos, sendo bastante comuns a presença de anfibolitos, anfibólio xistos e diques metabásicos diversos.

A área de ocorrência dos litótipos pertencentes ao Complexo Embu balizar-se-ia pelos falhamentos de Caucaia-Monteiro Lobato-Jundiuvira a norte e pelo falhamento de Cubatão a sul, estendendo-se esta faixa em direção ao Rio de Janeiro. Litologicamente constituir-se-ia por migmatitos homogêneos oftalmíticos, nebulíticos e facoidais, com paleossomas metabásicos, quartzíticos e calciossilicáticos.

Corpos granitóides intrusivos são relacionados notadamente a então designada Fácies Cantareira, representando corpos mesozonais a catazonais de caráter alóctone a parautóctone, com contatos tanto transicionais quanto parcialmente discordantes.

O Projeto RADAMBRASIL, através de seus mapeamentos e integrações sistemáticos em escala 1:1.000.000 pública, em 1983, a carta SF.23/24 (Rio de Janeiro-Vitória) em que, dentre as várias modificações que afetam a área do projeto, ressaltam-se a extensão para SW do Complexo Paraíba do Sul, a separação do Complexo Embu como unidade diversa ao Grupo Açungui e a representação de tipos granitóides afins através da definição de grandes suítes intrusivas.

Compreendendo "gnaiesses bandeados tonalíticos, migmatitos em geral estromáticos com ampla cataclase e recristalização", o Complexo Paraíba do Sul seria uma entidade submetida a eventos tectono-metamórficos durante todo o Precambriano, constituindo embasamento do então designado Cinturão Móvel Atlântico. Sua idade arqueana dever-se-ia ao fato de ser, pelo menos em parte, embasamento do Complexo Embu e do Grupo Açungui, como também, a análises geocronológicas efetuadas sobre litótipos deste complexo. Durante o Proterozóico Superior as rochas do Complexo Paraíba do Sul "foram submetidas a intensa deformação oriunda de esforços compressivos de direção NW-SE como também movimentações tangenciais deles resultantes"; no mesmo período sucederam-se também intrusões graníticas,



granitização e potassificação generalizadas, eventos esses que transformaram quase que por completo as características das rochas.

Na área do Projeto as litologias atribuídas ao Complexo Paraíba do Sul ocorreriam a sudeste da falha de Cubatão e a norte da falha de Taxaquara.

Apesar de serem controvertidas as relações estratigráficas entre as unidades designadas como Complexo Embu e Grupo Açungui, no Projeto RADAMBRASIL os autores preferiram separá-las como sendo distintas, mudando a definição original de HASUI (1975). A separação baseou-se nas diferenças de grau metamórfico bem como nas deformações encontradas, atribuindo-se ao Complexo Embu idade pré-brasileira, portanto mais antigo que o Grupo Açungui. Os litótipos relacionados àquele complexo seriam representados por gnaisses, migmatitos estromáticos com bandas xistosas e xistos gnáissicos que corresponderiam a intercalações de litótipos do Grupo Açungui e do seu embasamento, sendo estas "resultado dos dobramentos apertados, típicos do Cinturão Móvel Atlântico e da transposição resultante".

As exposições de litótipos do Complexo Embu, na área do Projeto, ocorreriam preferencialmente entre as falhas de Cubatão e Taxaquara e a norte desta última, em restritas faixas sobre o Complexo Paraíba do Sul na região de Santa Isabel.

O Grupo Açungui seria representado por filitos, metassiltitos, muscovita-xistos e metarenitos ocorrendo a noroeste do granito Mauá, sul de Suzano e na região de Mogi das Cruzes; ocorreriam também, de modo bastante restrito, lentes de anfibólito.

Corpos granitóides de natureza sin a tectônica acham-se presentes nas três unidades anteriormente citadas; são referenciados como pertencentes à Suíte Intrusiva Três Córregos na área aqui apresentada, correspondendo a "granitos pós-tectônicos com pórfiros rosados em matriz grosseira granodiorítica a tonalítica".

De acordo com os trabalhos de síntese de HASUI & OLIVEIRA (1984) e HASUI *et al.* (1984) as folhas aqui representadas embutir-se-iam na porção central da Região de Dobramentos Sudeste ou setor central da Província Mantiqueira; em ambos os casos ocorreriam duas grandes unidades limitadas pela falha de Cubatão na área em apreço: a norte ocorreriam litótipos inclusos no Complexo Embu e a sul aqueles relacionados ao Complexo Costeiro. Por se tratar de trabalho de síntese, envolvendo consulta de grande volume de dados, e ainda devido à restrição de escala do mapa compilado, não houve grande avanço na discussão da definição e cartografia destas unidades; ampliou-se, contudo, a questão relativa ao quadro tectônico regional.

SADOWSKI & MOTIDOME (1985), ao estudarem o Complexo Piaçaguera, separaram seis unidades lito-estratigráficas, sendo de maior interesse aqui, por se exporem na área do Projeto, as unidades designadas como Formação Pedro Taques, Oftalmitos de Bertiooga-Jurubatuba e Oftalmitos do Rio Quilombo. A Formação Pedro Taques seria uma unidade de provável ascendência vulcanossedimentar, onde predominam migmatitos estromáticos e gnaisses bandados com melanossoma anfibolítico, hornblenda-biotita-gnaisse ou xisto e leucossoma bandado de



caráter geralmente granodiorítico; o neossoma dos migmatitos constitui-se por oftalmitos mesocráticos orientados ou diques leucocráticos cinza ou róseos. Os Oftalmitos de Bertioga-Jurubatuba possuiriam matriz com composição granodiorítica, geralmente mesocráticos e megacristais em maioria de microclínio, fortemente achatados, correspondendo a biotita-andesina-microclina gnaisses porfiroblásticos, com contatos tanto graduais como bruscos com os gnaisses bandados da unidade anterior. Os Oftalmitos do rio Quilombo apresentam porfiroblastos de andesina e matriz com quartzo, biotita verde e horblenda, sendo pouco claras suas relações de contato com as formações anteriores.

Aparentemente a Formação Pedro Taques seria a mais antiga, provavelmente de origem vulcanossedimentar, metamorfisada em fácies anfíbolito baixo e intrudida localmente por massas de crosta fundida, representada em parte pelos Oftalmitos de Bertioga-Jurubatuba. Quanto aos Oftalmitos do Rio Quilombo não há volume de dados suficientes para sua análise cronoestratigráfica.

### 3.3 - UNIDADES GEOLÓGICAS PRESENTES NAS FOLHAS

Pelo exposto nos trabalhos de mapeamento citados anteriormente, verifica-se a existência de quatro unidades maiores na área: Complexo Costeiro (SICCT, 1981b), Grupo Açungui (Complexo Embu), corpos granitóides sin a tardi-tectônicos e coberturas sedimentares terciário-quadernárias (bacias de São Paulo e Taubaté, e aluviões).

#### 3.3.1 - COMPLEXO COSTEIRO

O Complexo Costeiro limita-se a norte pelo falhamento de Cubatão, onde encontra-se em contato com o Grupo Açungui; a sul-sudeste o limite é marcado pela linha de costa e ilhas vizinhas.

O termo Complexo Costeiro foi proposto por HASUI *et al.* 1981 (In: SICCT, 1981b) em substituição à denominação de Faixa Costeira, utilizada por FONSECA *et al.* (1979) incorporando numerosas unidades que afloram localmente com as mais diversas denominações, descritas por diversos autores ao longo dos últimos anos.

Neste contexto, corresponde no Estado de São Paulo à "Faixa Saquarema-Cabo Frio-Macaé", parte da "Série Paraíba Desengano" (ROSSIER, 1965) e parte do Grupo Paraíba (EBERT, 1968). Engloba ainda parte de unidades que receberam designações genéricas como o Complexo Cristalino (ALGARTE *et al.*, 1974), o Complexo Migmatítico (MELCHER *et al.*, 1973; CORDANI *et al.*, 1971; GOMES *et al.*, 1971; BETTENCOURT *et al.*, 1971; BRANDALISE *et al.*, 1976) e o Complexo Gnáissico-Migmatítico (SILVA *et al.*, 1977). Além disso, a unidade engloba alguns corpos litológicos que têm recebido denominações especiais, como Maciço de Itatins (SADOWSKI, 1974a,b), Complexo Itatinga (RIDEG, 1974), Complexo

Bairro Serra Negra (BATOLLA Jr. *et al.*, 1981, SILVA *et al.*, 1981) e Complexo Piaçaguera (HASUI & SADOWSKI, 1976; SADOWSKI & MOTIDOME, 1985).

Constitui, então, uma unidade bastante complexa em que as litologias distinguidas não tem bem esclarecidas as suas relações sendo compostas predominantemente de rochas migmatíticas com estruturas variadas (predominando a estromática) com paleossoma de natureza diversa (xistoso, anfíbolítico, gnáissico, quartzítico e calciossilicático).

O metamorfismo reconhecido varia entre as fácies anfíbolito a granulito, com migmatização e granitização em graus variáveis.

### 3.3.2 - GRUPO AÇUNGUI / COMPLEXO EMBU

A "Série Assunguy" de OLIVEIRA (1916 e 1927), hierarquizada como grupo por MARINI *et al.* (1967), tem sido através do tempo objeto de várias tentativas de subdivisão, o que criou um quadro estratigráfico regional bastante confuso e polêmico. No Estado de São Paulo esta unidade apresenta-se constituída basicamente por dois conjuntos litológicos distintos que compreendem os ectinitos e os migmatitos. Entre estes há uma passagem gradual, sem variação no padrão de estruturas superpostas que possa indicar a existência de discordâncias (HASUI, 1973; HASUI & SADOWSKI, 1976). Esta passagem gradativa já havia sido assinalada por diversos pesquisadores na região sul-sudeste e arredores da cidade de São Paulo (MORAES REGO, 1933; ALMEIDA, 1953; MELFI *et al.* 1965; COUTINHO, 1972 e MELCHER *et al.* 1973).

Devido ao interesse em se separar os ectinitos dos migmatitos, HASUI (1975) propôs distingui-los respectivamente como Complexo Pilar e Complexo Embu, sugerindo considerá-los não em termos de unidades estratigráficas mas em termos de unidades litológicas.

O Complexo Pilar apresenta-se mais expressivo na região W-SW da capital paulista, em uma faixa estendendo-se desde o Paraná e interrompida pelos maciços graníticos de Três Córregos e Agudos Grandes. Ocorre ainda nos arredores de São Paulo, preenchendo calhas sinclínicas ou como manchas isoladas em meio ao Complexo Embu.

O Complexo Embu ocorre a partir da região de Sete Barras, tendo cada vez maior expressão em direção a leste, terminando em cunha na região de Paraibuna (HASUI *et al.*, 1977); contudo, trabalhos mais recentes (BISTRICHI *et al.*, 1981; CAMPOS NETO & BASEI, 1983; TASSINARI, 1988) colocam seus contatos balizados pelas falhas de Taxaquara-Jaguari-Monteiro Lobato, a norte, e a sul pela falha de Cubatão estendendo-se até o Rio de Janeiro. Litologicamente constituir-se-ia por uma associação de mica-xistos, gnáisses/migmatitos e granitos diferenciados em escalas variadas e localmente por anfíbolitos, quartzitos e calciossilicáticas.

Segundo COUTINHO (1972) haveria duas unidades litológicas predominantes na região por ele mapeada como Complexo Cristalino e tida atualmente em grande parte como do Complexo Embu. Corresponderiam a uma unidade de mica-xistos e outra

gnáissica-migmatítica, sendo cada uma delas subdividida em dois tipos principais. Na unidade dos mica-xistos ocorreriam predominantemente muscovita-xistos formados por quartzo, muscovita, sericita, sillimanita, biotita, turmalina e granada bem como muscovita-biotita-xistos feldspáticos (plagioclásio). Já na unidade das rochas gnáissicas-migmatíticas separar-se-iam paragnaisses com aspecto migmatítico, ricos em mica e distribuídos como corpos lineares, lentes ou camadas concordantes aos mica-xistos, e ortognaisses granodioríticos e granitos (adamelíticos) também concordantes aos micaxistos. No que diz respeito aos migmatitos presentes neste complexo, HASUI (1975) indica a existência de tipos estromáticos e oftalmíticos, com paleossoma xistoso.

CAMPOS NETO & BASEI (1983a) diferenciam do Complexo Embu um conjunto constituído por blastomilonitos facoidais e blastomilonitos gnáissicos bandados, ao qual denominam Complexo Santa Isabel, ocorrendo na região da cidade homônima e limitado pelas falhas de Taxaquara, Monteiro Lobato, Jaguari, Santa Luzia e Boquira. Reconhecem ainda o Complexo Embu como embasamento das seqüências ectiníticas por possuir maior número de fases deformacionais.

O metamorfismo das rochas do Complexo Embu no geral é na fácies anfibolito e do Complexo Pilar entre a fácies xisto-verde e anfibolito.

### 3.4 - MODELOS GEOTECTÔNICOS PROPOSTOS

#### 3.4.1 - A PORÇÃO EXTREMO LESTE DE SÃO PAULO NO CONTEXTO GEOTECTÔNICO REGIONAL

A despeito do grande volume de trabalhos que versam sobre a geologia estrutural e a tectônica dos terrenos que compõem a porção sudeste do Estado, onde se insere a área do Projeto, a sua história evolutiva ainda não se encontra completamente estabelecida. Via de regra os trabalhos publicados ressentem-se de dados mais conclusivos e uma maior integração entre dados petrológicos, litogeoquímicos, geofísicos e geocronológicos.

Verifica-se então que as propostas aqui arroladas são passíveis de sofrerem reformulações, tornando-se ou não mais complexas, a depender das respostas fornecidas pelos dados a serem integrados.

Caracterizando o período anterior à segunda metade da década de 70, ALMEIDA (1967) recorreu ao modelo geossinclinal na primeira tentativa de organização e classificação consistentes dos terrenos pré-cambrianos eopaleozóicos brasileiros. Neste trabalho de síntese apontou, como EBERT (1957) e ROSSIER (1957, 1965) (in: ALMEIDA, *op. cit.*), uma importante faixa tectogênica Baikaliana (Brasiliana) geossinclinal, com área interna localizada ao longo do vale do rio Paraíba do Sul (Grupo Paraíba-Desengano), e externa no sul de Minas Gerais (Grupo São João del Rey), possuindo vergências voltadas para a plataforma de São Francisco. Assinalou também que o Grupo Açungui poderia representar depósitos de ortogeossinclíneo deste mesmo ciclo.



Já MELFI *et al.* (1965) consideraram o Grupo Açungui como compondo um amplo miogeossinclíneo desenvolvido na borda sudeste de um cráton e cujas exposições encontrar-se-iam encobertas pelos sedimentos da Bacia do Paraná; as vergências dos litótipos deste grupo apresentar-se-iam voltadas para este cráton.

EBERT (1968) assinalou a continuidade da faixa Paraibides através de São Paulo, apontando para uma frequente mudança de vergência das estruturas entre as serras do Mar e de Santa Bárbara (divisa com Minas Gerais); segundo o autor, os grupos Açungui e São João del Rey pareciam corresponder a faixas desenvolvidas dentro de um mesmo ambiente tectônico (porção externa do geossinclíneo) devido às semelhanças de grau de metamorfismo e das características litológicas.

Utilizando-se de dados radiométricos obtidos para o sudeste de Minas Gerais e Rio de Janeiro, ALMEIDA *et al.* (1973) propuseram a existência de um embasamento Arqueano ao qual sobrepueram-se reestruturações impostas pelos ciclos Transamazônico e Brasiliano, responsáveis pela organização das faixas Paraíba do Sul e Ribeira, respectivamente (in: HASUI, 1986).

HASUI *et al.* (1975) elaboraram uma diferenciação tectônica tanto longitudinal quanto transversal para a Faixa Ribeira, considerada para eles constituída por uma série de faixas móveis e maciços medianos em alternância desde o estado da Bahia até o extremo sul do país; tais compartimentos apresentar-se-iam com direções paralelas e grosso modo orientados N45E. Na porção paulista dar-se-ia a ocorrência da Faixa Apiaí e do Maciço Mediano de Joinville, este comparecendo através da faixa litorânea imediatamente a sul da capital paulista, aquele nas áreas de exposição dos Grupos Açungui e São Roque a oeste de São Paulo. A diferenciação longitudinal da Faixa Ribeira (Cinturão de Dobramentos Ribeira) seria marcada por uma faixa relativamente larga de direção N70-80E, entre os paralelos 21oS e 24oS (ALMEIDA *et al.*, 1976) denominada Zona de Transcorrência São Paulo e responsável pela inflexão das mega-estruturas individualizadas pelos autores.

A evolução destas faixas móveis e maciços medianos seria também um produto direto da estruturação geossinclinal (representados pelas faixas móveis), mas a polaridade destas faixas apresentar-se-ia ainda duvidosa à época (os autores acima concordam com as observações de EBERT (*op. cit.*) no que diz respeito a vergência das estruturas na porção paulista).

ALMEIDA *et al.* (1976) retomaram aqueles trabalhos de ALMEIDA *et al.* (*op. cit.*) e HASUI *et al.* (1976), indicando a leste do Cráton São Francisco uma ampla faixa de terrenos transamazônicos, rejuvenescidos durante o Ciclo Brasiliano. A partir do Estado do Rio de Janeiro, em direção a São Paulo estes terrenos tomariam a designação de Região de Dobramentos Nordeste e Sudeste, com a área de exposição dos Grupos Açungui e São Roque sendo designada como Sistema de Dobramento Apiaí (a substituição das designações anteriores é justificada pelos autores por considerá-las mais didáticas, pois refletem suas posições na Plataforma Sul-Americana de ALMEIDA *et al.* (1967).



Com o surgimento da teoria da tectônica de placas houve uma maior preocupação em se definir os processos dinâmicos atuantes na evolução dos terrenos pré-cambrianos até então pouco estudados neste aspecto; tornou-se então necessária uma revisão das conceituações anteriores onde a tônica principal era a organização geométrica dos terrenos e dos eventos atuantes, de modo a ser possível definir-se o sistema de colisões continentais, subduções e placas envolvidas. Neste sentido HASUI *et al.* (1978b), ao retomarem o trabalho de ALMEIDA *et al.* (1976); podem ser considerados pioneiros desta etapa de pesquisa. Apresentaram aí uma correlação das unidades anteriormente individualizadas ao longo da porção litorânea brasileira, de idade brasileira, com aquelas de idade pan-africana da África Ocidental, apontando já uma tentativa de enquadramento das feições existentes com as relacionadas ao modelo plaquista (consideram porém que tal processo tectônico seria mais rudimentar, com deslocamentos menores que aqueles desenvolvidos no fanerozóico).

Uma linha de interpretação bastante distinta para a evolução do Pré-Cambriano da região sul de São Paulo, com implicações regionais para a área de interesse desse Projeto, é estabelecida por HASUI (1986) e HASUI *et al.* (1989). Os autores apresentaram um modelo baseado em megazonas de cisalhamento dúctil sub-horizontais, ocorrida em tempos que vão do Arqueano ao Proterozóico Superior, e relacionada a uma tectônica de cavalgamentos de blocos crustais, com rifteamento posterior de idade Proterozóica, responsável pela formação de bacias alongadas, restritas e isoladas, sítios de deposição de unidades correlacionáveis ao Grupo Apungui. Através deste modelo, os autores definiram uma compartimentação de blocos tectônicos individualizados pelo lineamento Lancinha-Cubatão, que é interpretado como uma importante descontinuidade crustal que define de um lado (a sul) um domínio de rochas de médio a alto grau (Bloco Vitória), e de outro (a norte) um domínio de terrenos granito-gnaisses (Bloco São Paulo). Exceto as sequências do Proterozóico, todos os conjuntos rochosos que compõem estes dois blocos tectônicos são distinguidos por demonstrarem efeitos generalizados de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, consequência de um binário NS, que originou intenso imbricamento e aloctonismo dos conjuntos. Segundo HASUI *et al.* (1986, 1989) este fenômeno manifestou-se ao fim do Arqueano, como resultado de um "acavalamento" de blocos crustais em estado dúctil.

Mais recentemente, baseando-se fundamentalmente em informações geocronológicas, TASSINARI (1988) posicionou no tempo geológico os principais eventos metamórficos que afetaram as sequências do Pré-Cambriano da região sudeste de São Paulo. Quanto à evolução dessas sequências, o autor adotou um esquema evolutivo baseado nas teorias mobilistas da tectônica de placas. O esquema evolutivo proposto considera que ao final do Proterozóico Inferior ter-se-iam depositado em uma bacia *back arc* as sequências vulcanossedimentares do Grupo São Roque, que teria evoluído a partir de um complexo de subdução de crosta oceânica. Na continuidade do processo, entre 1400 e 1200 m.a., a sequência vulcanossedimentar foi deformada através do choque continente X continente. Seguiu-se um processo distensivo (delaminação do manto litosférico) que teria possibilitado o

desenvolvimento de um sistema de grabens na crosta continental, sítios de deposição do que se denominou Domínio Embu. Um novo movimento convergente, agora associado à subducção A é proposto para explicar a formação de granitos crustais. No final do processo, entre 500-450 m.a, ter-se-iam manifestado falhas com transcorrências e soerguimento do Domínio Costeiro, interpretado como crosta inferior exposta.

Uma interpretação de maior abrangência da evolução do Pré-Cambriano da região sul-sudeste do Brasil como um todo é apresentado por SOARES (1988). Na ótica da tectônica de placas, o autor interpretou a evolução desses terrenos em um contexto de evolução policíclica, desenvolvida em um megaciclo meso-neoproterozóico-eopaleozóico a partir da ruptura de um mega continente eoproterozóico em vários blocos continentais. De acordo com o pesquisador, a continuidade do processo envolveu colisão arco-continente no Proterozóico Médio, e continente-arco-continente no Proterozóico Superior.

#### 3.4.1.1 - A organização imposta pelas falhas transcorrentes

Ainda com forte caráter descritivista, HENNIES *et al.* (1967) propuseram a compartimentação da porção pré-cambriana paulista segundo blocos onde sua estruturação seria devida a uma notável influência de falhas transcorrentes. Assim é que a falha de Taxaquara limitaria a norte o Bloco São Roque e a sul o Bloco Cotia onde predominariam exposições dos litótipos do Grupo São Roque e Complexo Brasileiro respectivamente. Este arranjo espacial sofreu acréscimos de novos compartimentos (HASUI *et al.*, 1969; COUTINHO, 1971; SADOWSKI, 1974a,b), até que HASUI & SADOWSKI (1976) elaboraram uma reestruturação deste arranjo para a porção oeste/sudoeste de São Paulo, onde alguns dos blocos anteriormente definidos são subdivididos, passando a ser designados como conjuntos. Indicam que estas falhas transcorrentes comporiam um sistema desenvolvido logo após o metamorfismo regional da faixa brasileira, sendo ativo até a estabilização da plataforma, no Siluriano. Estas feições comporiam a principal característica da Zona Transcorrente São Paulo de HASUI *et al.* (1975).

As rochas existentes em cada um destes blocos teriam características peculiares (litológicas, estruturais e metamórficas) e por isso alguns autores, como RIDEG (1974) e SADOWSKI (1974a,b), estudaram-nas em separado.

A partir de então tratou-se de estender tais compartimentos para a faixa a nordeste da capital, podendo-se citar os trabalhos de HASUI *et al.* (1977), MELO & PIRES NETO (1977), CAMPOS NETO & BASEI (1983b), HASUI & OLIVEIRA (1984), HASUI *et al.* (1984) entre outros, em que via de regra demonstraram-se concordantes com respeito à compartimentação dos blocos (ou conjuntos) a sul das falhas de Taxaquara e Cubatão (que se dispõem a oeste e leste da capital, respectivamente), sendo que nas outras regiões tal fato não ocorre. Para estas há diferentes propostas de subdivisões dos blocos, sempre subordinadas a falhas transcorrentes, verificando-se nos mesmos mudanças no estilo das deformações e/ou tipos litológicos



predominantes que corroborariam tais subdivisões. Para tornar este quadro ainda mais confuso há distintas concepções de continuidade de algumas das falhas principais, cujo melhor exemplo é aquela de Taxaquara.

### 3.4.1.2 - A tectônica mesozóica - cenozóica

O chamando "Sistema de Rifts da Serra do Mar" de ALMEIDA (1976), envolvendo as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, de idade terciária, apresenta uma disposição segundo orientação geral E-NE.

Diversos autores realizaram estudos sobre a tectônica e sedimentação desse sistema de bacias, regional ou localizadamente, destacando-se ALMEIDA (1976), HASUI *et al.* (1978a), ASMUS & FERRARI (1978), ALMEIDA *et al.* (1984), IPT (1983, 1984, 1986), MELO (1985), MELO *et al.* (1985, 1986), ZALÁN (1986), CAMPANHA *et al.* (1985), FÚLFARO & PONÇANO (1974), RICCOMINI *et al.* (1987) e RICCOMINI (1989), admitindo-se atualmente que a origem do sistema de bacias seria relacionado ao processo de abertura do Atlântico Sul.

A cronologia lito-estrutural dos diferentes eventos relacionados ao processo de abertura do Atlântico Sul ainda se apresentam com controvérsias, com diversos modelos.

ALMEIDA(1976), considerou o sistema de *riffts* como tendo se desenvolvido sobre o eixo de arqueamento na borda do continente, durante a reativação Wealdeniana, no Plioceno.

HASUI *et al.* (1978b), relacionam a origem do sistema de bacias a esforços tensionais que reativaram, no Jurássico Superior, descontinuidades pré-existentes (falhamentos transcorrentes pré-cambrianos), quando da abertura do Atlântico Sul.

ASMUS & FERRARI(1978), interpretaram o sistema de bacias como tendo sua origem ligada à formação da Bacia de Santos, como consequência de um basculamento para NW de uma de suas bordas.

FÚLFARO & PONÇANO (1974), aventaram a possibilidade de uma relação genética das bacias, ou do sistema *graben* do Paraíba do Sul, como sendo reflexo da Orogenia Andina.

MELO *et al.* (1985) argumentaram em termos de uma tectônica de distensão crustal, seja ligada a deslocamentos horizontais da placa Sul-Americana, seja à incidência de movimentos verticais vinculados a deslocamentos de massas sublitosféricas, com eixo de estiramentos máximo segundo orientação NW. A partir da análise das falhas, contemplaram dois modelos distintos para a formação do sistema de bacias: uma por regime de cisalhamento puro e outro por cisalhamento simples.

ZALÁN(1986) apresenta modelo tectônico para o sistema de bacias a partir de reativações terciárias de uma Zona Móvel Transcorrente, cujo principal período de atividade se deu durante o final do Ciclo Brasileiro. Tais reativações se dar-se-iam através de falhas geradas por uma tectônica transcorrente transtensional, onde a movimentação lateral de blocos e as curvaturas das falhas transcorrentes teriam sido tais que

propiciaram o desenvolvimento de um campo de tensões extensionais, com conseqüente formação de bacias do tipo *pull-apart* ou transtensionais.

RICCOMINI(1989) preconizou um quadro regional mais complexo a partir do modelo estrutural regional e das relações entre as estruturas e a sedimentação, com superposição de quatro fases distintas: fase extensional NNW-SSE inicial; transcorrência sinistral; transcorrência dextral e fase extensional NW(WNW)-SE(ESE) final.



## CAPÍTULO 4 - ESTRATIGRAFIA

### 4.1 - INTRODUÇÃO

Os trabalhos executados nas folhas Santa Isabel, Mogi das Cruzes e Mauá permitiram reconhecer em seu contexto sequências relacionadas a diversos ciclos tectônicos de situação e evolução temporal distintas, cada qual constituída por associações litológicas bastante características e com estilos estruturais próprios. Os diferentes ambientes tectônicos estão representados na área pelos seguintes domínios lito-estruturais:

i) domínio das rochas pré-Cambrianas relacionadas à Faixa de Dobramento Sudeste (ALMEIDA *et al.*, 1976), envolvendo nesta porção segmentos de uma unidade tectônica denominada de Cinturão de Cisalhamento Transcorrente São Paulo. No contexto da área mapeada, a porção pertencente a este cinturão encontra-se representada por uma diversidade muito grande de rochas granito-gnáissicas-migmatíticas ortoderivadas, sequências vulcanossedimentares parcialmente migmatizadas e por vários *plutons* graníticos de natureza e ambiência tectônica variadas;

ii) domínio das coberturas terciárias ligadas ao Sistema de *Rifts* da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976), representado na área pelos sedimentos das bacias São Paulo e Taubaté;

iii) e domínio das coberturas quaternárias relacionadas ao atual ciclo de erosão, representado por amplos depósitos aluvionares distribuídos ao longo da rede de drenagem.

Além dessas unidades maiores, também ocorrem de maneira muito restrita, diques básicos mesozóicos relacionados ao Evento Sul-Atlântico (Reativação Wealdeniana de ALMEIDA, 1967).

### 4.2 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

Quanto à estratigrafia dos terrenos pré-Cambrianos que afloram na área, as informações coletadas em seus domínios evidenciaram que toda e qualquer tentativa de sua organização, passa pela compreensão das transformações causadas pela tectônica de transporte de baixo/alto ângulo que culminou com a implantação do Cinturão de Cisalhamento Transcorrente São Paulo. Os efeitos dessa tectônica se manifestam na área por meio da configuração de importantes zonas de cisalhamentos dúctil e ou dúctil-rúptil de baixo e alto ângulo; impressão generalizada de foliação milonítica; forte imbricamento estrutural entre litotipos de diferentes ambientes tectônicos; lenticularização dos elementos na escala mega à microscópica; rotação e reempilhamento tectônico dos conjuntos rochosos.

Considerando tais fatos, no presente trabalho optou-se por montar o quadro estratigráfico do Pré-Cambriano em relação aos efeitos dessa tectônica, e principalmente levando-se em conta

a natureza das sequências ou de seus sítios geotectônicos de formação, podendo-se dessa maneira diferenciá-las nos seguintes ambientes lito-estruturais:

i) o das rochas granito-gnáissicas "migmatíticas" ortoderivadas, afetadas predominantemente pela tectônica de baixo ângulo;

ii) o das supracrustais vulcanossedimentares, também envolvidos preferencialmente pela tectônica de baixo ângulo;

iii) o dos *plútons* graníticos de natureza e caráter tectônico distintos, atingidos mormente pela deformação de alto ângulo.

Estes diferentes ambientes geológicos geralmente estão contactados entre si através de amplas zonas de cisalhamento dúctil, tanto de baixo como de alto ângulo, evidenciando quase sempre gradação deformacional milonítica lateral e condicionando a distribuição dos corpos rochosos sob formas alongadas e/ou "amendoadas".

Para aquelas sequências que demonstram intensa lenticularização, reempilhamento tectônico e forte imbricamento estrutural foi dada uma conotação estratigráfica de "Complexo", enquanto que para os *plútons* graníticos, deu-se a denominação de acordo com as suas respectivas áreas de afloramentos, agrupando-os de acordo com a natureza química e organizando-os, para efeito de apresentação no quadro "estratigráfico", em relação às foliações impressas pela tectônica dúctil de alto ângulo.

Quanto à definição e situação espaço-temporal do quadro tectono-evolutivo responsável pela formação, deformação e metamorfismo dessas unidades, não se pode avançar muito no presente trabalho. Devido à restrição da área em relação ao contexto geológico mais regional e principalmente pela ausência de um estudo geocronológico sistemático, a caracterização das idades absolutas dos diferentes grupos litológicos identificados não ficou definida. As datações disponíveis na literatura para exemplares da área ou de fora dela, mas de interesse direto (vide coluna estratigráfica) são poucas e devem ser vistas com restrições, não podendo ser tomadas como parâmetros definitivos para o empilhamento estratigráfico, pois suas interpretações carecem de compatibilizações com os fatos de campo levantados neste Projeto. Assim sendo, existem dúvidas quanto à idade de formação e principalmente da deformação das sequências metamórficas aflorantes na área, razão pela qual deixa-se em aberto esta questão, optando-se por enquadrá-las sob uma denominação mais genérica (Pré-Cambriano Indiferenciado).

Quanto às coberturas sedimentares relacionadas às bacias de São Paulo e Taubaté, as características litológicas e as informações obtidas através do estudo dos seus sistemas deposicionais levaram a correlacioná-las respectivamente à Formação São Paulo (MEZZALIRA, 1962) e à Formação Caçapava (CARNEIRO, 1977).

#### 4.3 - DESCRIÇÕES DAS UNIDADES

##### 4.3.1 - COMPLEXO GRANITO-GNÁISSICO-"MIGMATÍTICO" DO EMBASAMENTO (A $\gamma$ 0)

###### 4.3.1.1 - Considerações gerais

Sob esta denominação foram distinguidas as associações de rochas ortoderivadas e de natureza cálcio-alkalina, cujas características estruturais indicam clara evidência de recristalização sob influência do evento metamórfico-deformacional dúctil marcado por uma trama planar correlacionável à fase de baixo ângulo.

Associações com tais características foram cartografadas nos diferentes setores da área, cada qual constituída por uma variada gama de litótipos estruturalmente distintos, mas de características petrográficas e petrogenéticas muito próximas, sendo representadas por duas unidades: uma com caracteres petrológicos que mostram notável identidade com seqüências granitóides de infra-estrutura e/ou de crosta inferior; a outra, resultado de inbricamento tectônico, envolve seqüências de níveis estruturais distintos (supraestrutura e infraestrutura), razão pela qual foram desvinculadas do embasamento e descritas à parte no item 4.3.2.

Levando-se em conta estes critérios, os terrenos distinguidos nas cartas geológicas sob a legenda de A $\gamma$ 0-1, A $\gamma$ 0 e A $\gamma$ 0+1, encontram correspondência geológica com unidades consideradas de infraestrutura, geralmente interpretadas como de embasamento e cujas idades são atribuídas ao Arqueano. Baseando-se nesta premissa, no presente trabalho julgou-se cabível assumir, com ressalvas, tal idade para estes litótipos, dando-lhe uma conotação estratigráfica de provável embasamento das supracrustais metavulcanossedimentares e do Complexo Granito-Gnáissico-"Migmatítico"(pC $\gamma$ 0+2).

Seqüências assim interpretadas encontram-se representadas na área por três domínios distintos a seguir descritos, diferenciados mais pelos seus aspectos estruturais que pelas suas diferenças petrológicas, estas indicando uma clara homogeneização para o magmatismo cálcio-alkalino.

A $\gamma$ 0-1 - domínio formado principalmente de milonito-gnaisses bandados ortoderivados, mostrando bandamento composicional e deformacional plano-paralelo, constituído de bandas ricas em biotita, alternadas com bandas mais graníticas e/ou "migmatíticas" em diferentes graus de deformação.

A $\gamma$ 0 - domínio de granitóides leucocráticos, provavelmente anatóticos, intimamente relacionados às rochas gnáissico-"migmatíticas".

A $\gamma$ 0+1 - domínio das rochas granito-gnáissico



"migmatíticas" de aspectos texturais variados, englobando principalmente rochas granitóides com textura *augen* associadas à bandas graníticas, migmatitos e a lentes de biotitito.

Em sua área de definição, os terrenos assim individualizados, em parte, correspondem aos domínios da Faixa Costeira, a sul da ZCT de Cubatão, área de definição do Complexo Costeiro (HASUI et al, 1981) e da unidade que RIDEG (1974) cartografou sob a denominação de "Biritiba Mirim-Migmatite e Jurubatuba Migmatite". Também engloba porções do "Complexo Piaçaguera" de SADOWSKI & MOTIDOME (1985) e as faixas de exposição das rochas ortoderivadas que foram enfeixadas por COUTINHO (1972) no Complexo Cristalino.

No segmento a norte da ZCT de Taxaquara correspondem àquelas partes cartografadas pelo Projeto RADAMBRASIL (1983) como Complexo Paraíba do Sul.

#### 4.3.1.2 - Características gerais

Ay0-1 - As seqüências diferenciadas sob esta legenda têm como principal característica o bandamento textural composicional plano-paralelo que lembra em muito a dos migmatitos estromáticos. A designação genérica de milonito-gnaiss bandados aqui utilizada para distingui-los, vincula-se ao bandamento em consequência da intensa recristalização tectônica. A feição migmatítica notada, não pode ser definida como tal, por falta de informações geoquímicas necessárias para a definição do seu verdadeiro caráter migmatítico.

Associações com tais características foram constatadas na folha Mogi das Cruzes, a sul da ZCT de Cubatão, no domínio do Bloco Costeiro. Na folha Santa Isabel expõem-se em pequenas "janelas" estruturais em meio às coberturas da Bacia de Taubaté e com maior expressividade, entre as ZCTs São José e Taxaquara, bem como, a norte da ZCT do Farateí, onde comparecem ladeando todo o flanco norte daquela bacia.

Seus terrenos, via de regra, são muito pobres de afloramentos de rochas frescas. As exposições quase sempre estão profundamente intemperizadas, sendo extremamente difícil distingui-las no campo como ortoderivadas. A frequente associação entre bandas mais e menos deformadas confere ao conjunto, quando alterados, um aspecto que pode ser confundido com o dos metassedimentos. Devido à alteração diferencial, comumente preservam-se as bandas mais graníticas, que por vezes chegam a se isolar formando pequenos campos de blocos e matações. As partes mais deformadas e/ou mais xistosas, que geralmente são biotíticas, alteram-se para um material argilo-arenoso de tonalidades avermelhadas. Seus melhores afloramentos foram verificados no talude da estrada de ferro da R.F.F.S.A., em alguns trechos da Rodovia dos Trabalhadores e no corte da rodovia que liga a cidade de Santa Isabel à Via Dutra.

As relações de contatos com as unidades justapostas, não puderam ser visualizadas diretamente, porém, o estilo estrutural, a forma alongada dos corpos (lenticularizados) e a generalizada foliação milonítica desenvolvida com maior ou menor intensidade em todos os tipos pré-cambrianos sugerem contatos normalmente tectônicos, através de zonas de cisalhamento dúctil tanto de baixo como de alto ângulo.

Quanto aos aspectos macroscópicos, como comentado anteriormente, estes estão intrinsecamente relacionados às transformações por consequência dos processos tectônicos que lhes imprimiu, em graus variados, uma generalizada foliação milonítica, estando hoje seus litótipos caracterizados ora como ultramilonitos xistosos de coloração cinza escura, ora como milonitos (*augen-gnaisses*) cinza claros, estes transicionando para protomilonitos de aspecto mais granítico e de coloração cinza rosada, podendo também ser pegmatóides e leucocráticos.

Ay0 - Granitóides anatéticos afloram exclusivamente na Faixa Costeira. Diferenciam-se das outras associações aqui consideradas como de embasamento pela predominância de rochas graníticas de textura porfiróide, mais homogênea em relação aos componentes das outras faixas. A íntima relação com os *augen-gnaisses* miloníticos e rochas "migmatíticas", com passagens difusas entre um e outro, sugerem um caráter anatético para estes granitóides. Apresentam-se com granulação média, textura levemente foliada e/ou maciça e cor cinza clara.

Ay0+1 - Esse contexto diferencia-se pela predominância de granitóides com textura quase invariavelmente do tipo *augen*. Rochas com tais características chegam a formar grandes *dorsais* graníticas fortemente destacadas em meio aos terrenos extremamente acidentados da faixa costeira, a sul da ZCT de Cubatão.

Seus melhores afloramentos foram encontrados principalmente no talude da Rodovia Mogi-Bertioga e em algumas drenagens da porção sudoeste, da folha Mogi das Cruzes. Suas relações de contato com os *plutons* graníticos justapostos são exclusivamente tectônicos.

Embora seja predominante a presença de granitóides com textura do tipo *augen*, em função das variadas taxas de *strain*, essa unidade também exhibe extrema diversificação textural e imbricamento tectônico com as outras unidades justapostas. Nas ZCTs a foliação milonítica de alto ângulo é generalizada, e dependendo da intensidade da deformação, seus litótipos encontram-se caracterizados como ultramilonitos, com bandamento planar sub-vertical, transicionando lateralmente para tipos miloníticos a protomiloníticos, com textura *augen*, por vezes disposta em baixo ângulo, estando os feldspatos com as mais variadas formas de achatamento.

A grande variação macroscópica observada a nível de campo e que possibilitou a individualização das diferentes faixas entre as unidades do embasamento não se reflete nas características microscópicas de suas rochas, sobretudo do ponto de vista mineralógico e textural, havendo grande uniformidade nos



elementos composicionais e texturais, razão pela qual, para efeito de apresentação das informações petrogenéticas, foram descritas em conjunto.

No estudo microscópico, os vários exemplares analisados e coletados nos mais diferentes setores de exposições dessas associações revelam-se rochas miloníticas ortoderivadas, caracterizadas por uma homogeneidade composicional refletida no discreto espalhamento composicional dos campos 3a, 3b do diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976), podendo ser classificadas desde metagranitóides a granodioritos, e quartzo monzogranitos a quartzo dioritos.

Em todos exemplares analisados evidenciou-se a natureza cálcio-alcalina das rochas que compõem as unidades acima discriminadas, tanto do ponto de vista petrográfico como do ponto de vista petrogenético, revelado pela análise de Terras Raras. O caráter cálcio-alcalino é destacado pela mineralogia acessória, invariavelmente composta de allanita-titanita, além da apatita, zircão e opacos. Da mesma forma essa natureza é confirmada através da análise de Terras Raras dos ortognaisses (A y  $\theta+1$ ), que mostraram clara compatibilidade com magmas cálcio-alcalino "normais".

#### 4.3.2 - COMPLEXO GRANITO-GNAÍSSICO-"MIGMATÍTICO" ENVOLVENDO ROCHAS DE DIFERENTES NÍVEIS CRUSTAIS. (PCy $\theta$ )

PC y  $\theta+2$  - Os terrenos assim diferenciados, em parte, correspondem àquelas porções que CAMPOS NETO & BASEI (1983a) chamaram de "A Frente Milonítica Santa Isabel" e de "Unidade dos Blastomilonitos Gnaisses Porfiroblásticos", individualizações estas feitas dentro de uma unidade maior a que os autores denominaram de Complexo Santa Isabel.

As rochas que compõem esta Unidade, embora estrutural e metamorficamente sejam semelhantes às associações anteriormente descritas, diferenciam-se por apresentar uma constituição litológica um tanto atípica, em virtude de uma complexa associação espacial entre rochas básicas e possivelmente até ultrabásicas, hoje anfibolitos, rochas ácidas cálcio-alcalinas, hoje granitóides megaporfiríticos e *augen*-gnaisses, além de prováveis rochas vulcanossedimentares. Esta estranha associação, ao que tudo indica, é formada através de mistura tectônica, como consequência da deformação dúctil de baixo ângulo que teria colocado lado a lado rochas de diferentes níveis crustais.

Associações com estas características ocorrem exclusivamente na folha Santa Isabel. Aí distribuem-se com expressividade ocupando a grande maioria dos terrenos posicionados entre duas importantes ZCTs de alto ângulo, a do Parateí, a sul, e a do Jaguari, a norte. A distribuição dessas rochas entre estes dois elementos tectônicos se dá sob a forma de corpos alongados e/ou faixas que extrapolam os limites leste e oeste da folha. Persistentemente, os corpos rochosos se dispõem no terreno em baixo mergulho, configurando uma forma de jazimento como que de "lascas" tectônicas.



Excelentes afloramentos desta unidade podem ser visualizados em vários locais, destacando-se, aqueles artificialmente expostos nas frentes de lavra da Empresa Britadora Santa Isabel, localizada próxima à cidade homônima, e também os do talude da rodovia que liga esta cidade à via Dutra, e ainda aqueles do perfil da Rodovia D. Pedro I, no extremo nordeste da folha.

As relações de contato do Complexo Granítico-gnáissico-"migmatítico" com as sequências metavulcanossedimentares do Complexo Embu, e com as rochas do embasamento que lhes estão justapostas, respectivamente a norte e a sul, são claramente tectônicas e se dão através de zonas de cisalhamento de baixo ângulo, havendo nas zonas limitrofes, quase sempre, forte imbricamento entre litótipos de um e de outro domínio.

Quanto à caracterização litológica, destaca-se a ampla predominância de rochas granitóides. Estas são marcadas pela textura extremamente variável, mega a microporfirítica, que por vezes constituem apenas variedades petrográfico-estruturais, em consequência dos efeitos diferenciados de cisalhamento. Este possibilitou maior e menor estiramento dos pórfiros e imprimiu um bandamento descontínuo e lenticularizado, que também pode ser composicional, diferenciado-se em corpos cujos exemplares em lâmina revelaram-se como: hornblenda-biotita granito; biotita-granito; biotita-granito gnaisse e biotita-quartzo gnaisse, com granada. Dependendo da taxa de strain, os vários litótipos podem se apresentar como proto a ultramilonitos e a textura como micro a mega-porfirítica. Nos tipos mais grosseiros constata-se megacristais róseos de feldspatos ocelares ou não, que não raro chegam a atingir até 7 cm.

Dentre os termos mais básicos que ocorrem intimamente associados aos tipos acima, alguns exemplares analisados (F-158), classificaram-se como anfibolitos e outros como biotita-plagioclásio anfibolitos. Estes diferentes litótipos, a nível de afloramento, misturam-se de maneira complexa com lentes de biotitito e bandas caracteristicamente mais graníticas, por vezes ricas em granada (abundantes nas zonas mais deformadas), e outras com feições de migmatitos. Essa variação, aliada à complexidade estrutural, configura uma forma de afloramento extremamente complicada, sendo praticamente impossível estabelecer qual o tipo de relação genética entre seus diferentes componentes.

Exemplares representativos das rochas graníticas submetidos à análise microscópica, evidenciaram-se como sendo metagranitóides dos campos 3B e 4 (STRECKEISEN, 1976). Hornblenda e biotita são os seus minerais máficos e allanita e titanita os seus principais acessórios. No estudo de tipologia do zircão e de geoquímica de elementos de Terras Raras (capítulo 5), confirmou-se a natureza cálcio-alcalina, definindo-se como magmas de alta temperatura (mantélicos) e pouco diferenciados.

Como particularidade nesse contexto foi constatado a presença local de rochas da fácies granulito, representada pela amostra E-201, coletada no extremo-nordeste de folha Santa Isabel, em ZCT de alto ângulo. Não se pode verificar o tipo de relação de contato com as rochas gnáissicas vizinhas. Algumas evidências de campo sugerem que são budins

Ao microscópio este exemplar revelou ser uma rocha constituída principalmente de quartzo recristalizado, plagioclásios (labradorita); clinopiroxênio (diopsídio) e ortopiroxênio (hiperstênio) alterados para serpentinas e anfibólios.

#### 4.3.3 - COMPLEXO EMBU (PÇe)

##### 4.3.3.1 - Considerações gerais

Em sua área de definição, as sequências metavulcanossedimentares aqui reunidas abrangem os terrenos que são tradicionalmente reportados ao Complexo Embu (HASUI, 1973) e a porção que RIDEG (1974) individualizou sob a denominação de Complexo Suzano. Por não terem sido observados diferenças estruturais e metamórficas, sob esta denominação também foram agrupadas as rochas paraderivadas migmatizadas e aquelas com afinidades vulcanossedimentares que afloram na região de Santa Isabel e que foram enfeixadas por CAMPOS NETO & BASEI (1983a) no Complexo Santa Isabel. Nesse contexto, ainda foram agrupadas as sequências com afinidades paraderivadas que COUTINHO (1972) denominou de Complexo Cristalino.

Para seu enquadramento como "Complexo" foram consideradas as transformações e complicações advindas dos processos tectônicos que, como nas sequências anteriores imprimiram profundas modificações ao conjunto das litologias envolvidas, sendo praticamente impossível estabelecer qualquer tipo de empilhamento e de relação estatigráfica entre os seus diversos componentes. As transformações tectônicas e metamórficas obliteraram por completo as características primárias de seus litótipos, impondo-lhes novas feições que as homogeneizaram textural e estruturalmente.

Os reflexos da complexa tectônica de transporte que foi responsável pela deformação das sequências Pré-cambrianas da área estão muito bem marcadas nas rochas do Complexo Embu. As relações entre deformações e crescimento mineral sugere uma complexa história deformacional e metamórfica, que culminou com a superposição de pelo menos três superfícies "S", desenvolvidas sob regime de deformação não-coaxial, em condições dúcteis e dúcteis-rúpteis.

Em função dessas deformações e de seus produtos em termos de recristalização mineralógica e de feições texturais, pode-se distinguir, no contexto do Complexo, dois domínios estruturais bastante característicos.

Um domínio é marcado pela preservação de litótipos que evidenciam foliações  $S_n-S_n'$  e  $S_m$ , geradas em momentos deformacionais distintos. Num primeiro instante, em regime de cavalgamento de baixo ângulo ( $S_n-S_n'$ ) e metamorfismo (M1) associado nas zonas da cianita e sillimanita-muscovita, chegando a condições de fusão parcial "in situ". Noutro, em regime de transcorrência de alto ângulo ( $S_m$ ) e metamorfismo (M2) sin-cinemático na fácies xisto verde médio a anfibólito. Nesse contexto ainda encontram-se muito bem preservados os efeitos de



um metamorfismo intermediário, sob condições estáticas, representado especialmente pelo crescimento de muscovita, além de cianita e estauroлита.

O outro domínio lito-estrutural, é caracterizado pela constatação de uma crenulação  $S_{n+1}$  e de um metamorfismo na fácies xisto verde (M3) superimposta às superfícies  $S_n$ ,  $S_n'$  e  $S_m$ . Em estado intermediário ela aparece crenulando-as, ou então, transpondo-as por completo, gerando uma nova superfície metamórfica, agora quartzo-sericítica (filítica), diagnosticando a fácies xisto verde baixa para a superfície  $S_{n+1}$ . Uma característica comum aos dois ambientes litoestruturais e que define o caráter vulcanossedimentar do Complexo Embu como um todo, é a presença ostensiva de budins de rochas metabásicas.

Em função das afinidades paleo-ambientais de seus litótipos, pode-se distinguir no contexto destes dois domínios lito-estruturais, associações caracteristicamente vulcanos sedimentares e outras com características litológicas mais condizente com ambiente plataformais à época de suas deposições. Considerando essas diferenciações, as sequências que compõem o Complexo Embu foram agrupadas e descritas separadamente.

#### 4.3.3.2 - Unidade vulcanossedimentar

Sequências tipicamente vulcanossedimentares foram reconhecidas em vários setores da área de exposição do Complexo Embu. Na folha Mogi das Cruzes e no extremo sudeste da folha Mauá, afloram ao longo de uma estreita faixa que acompanha toda a extensão da ZCT de Cubatão. Na folha Santa Isabel foi verificada sua presença em grandes porções do quadrante NE e, de maneira mais restrita, ao longo das ZCT de São José e de Taxaquara, na porção sul. Corpos de anfibólitos isolados puderam ser individualizados na folha Mauá, ao longo de uma estreita e descontínua faixa desenvolvida entre as cidades de Mauá e Ferraz de Vasconcelos, e ainda nas proximidades da cidade de Mogi das Cruzes.

Considerando-se as características litológicas e predominância de um determinado litótipo sobre outros, nas sequências metavulcanossedimentares foi possível individualizar diversas associações distintas:

a: (F<sub>1</sub>E<sub>1</sub>I<sub>2</sub>) - Associação de "quartzitos" incluindo quartzitos puros, quartzo de segregação, prováveis *metacherts*, veios turmaliníferos, turmalinitos e rochas metabásicas provavelmente extrusivas;

Associação com estas características aflora em cristas alongadas e lenticularizadas ao longo da ZCT de Cubatão. Devido à extensiva presença de rochas essencialmente quartzosas, por vezes silicificadas e/ou em forma de quartzo de segregação, esta associação resiste bem ao intemperismo e se destaca topograficamente em meio aos terrenos vizinhos.

Excelentes afloramentos foram verificados em locais onde "quartzitos" dessa sequência vêm sendo ostensivamente lavrados para fins de uso industriais, destacando-se os da Pedreira da COPAMI, situada nas proximidades da localidade de Taiapuêba, e aqueles a norte de Biritiba-Açu.



Exceto as rochas quartzosas, os outros componentes encontram-se profundamente alterados. Este fato, aliado à intensa milonitização a que foram submetidos, dificulta em muito a definição de alguns de seus litótipos. Em alguns afloramentos, como no caso daqueles das pedreiras da COPAMI, conseguiu-se exemplares mais preservados que podem ser interpretados como rochas ígneas básicas e até ultrabásicas, muito provavelmente tufáceas. Ai pode-se notar um bandamento métrico formado pela diferenciação entre bandas essencialmente quartzosas muito finas, bandas de quartzitos turmaliníferos, definidos na petrografia como turmalinitos e principalmente rochas ígneas, sendo estas últimas representadas por xistos verdes muito finos (milonitizados). Nesse local também constatou-se porções de um material ocre oxidado, por vezes semelhante a "pó de café". Este tipo, ao que tudo indica, trata-se de rocha metacarbonática alterada.

Associação deste tipo, porém com intemperismo mais acentuado, foi anotada em alguns afloramentos isolados na região de Santa Isabel, a exemplo da estação C-81, em meio às rochas do Complexo Granito-Gnáissico-"Migmatítico".

a.1: "Quartzitos" - Estes litótipos exibem características interessantes. São rochas de granulometria finíssima, composição essencialmente quartzosa e quando preservadas do intemperismo, exibe coloração acentuadamente branca, assemelhando-se a mármore maciços. Apresentam-se com bandamento plano-paralelo regular e uniforme e com tabularidade persistente nas zonas de maior strain. Em determinados locais mostram textura maciça, assumindo aspectos de sillexito e/ou de quartzo de segregação. Outras vezes são extremamente friáveis, facilmente desagregáveis e alterando-se para um material que poderia ser chamado de "pó" de quartzo. Estas características, aliadas à extrema pureza da rocha, revelam estes litótipos como um importante bem mineral, já ostensivamente lavrado na região, sendo utilizado na indústria de cerâmica refratária e de ferro-gusa. Tais características, mais o tipo de associação litológica do conjunto, leva a suspeitar de uma natureza química para estas rochas, provavelmente tratando-se de "metacherts".

a.2: *Turmalinitos* - Associadas aos "quartzitos" brancos ocorrem lentes de quartzitos ricos em turmalina e com bandamento milimétrico rítmico, formado pela alternância entre bandas ricas em turmalina preto-esverdeada e bandas de quartzo. No estudo petrográfico, exemplares dessas rochas foram definidos como típicos turmalinitos.

Litótipos como estes foram muito bem caracterizados em duas ocorrências pontuais, estando uma delas situada num talude da rodovia Mogi-Bertioga na ZCT de Cubatão (D-54) e a outra na pedreira da COPAMI (C-81). Esta é mais expressiva e formada por pequenas lentes com cerca de 0,3m de espessura. A concordância estrutural da banda quartzo-turmalínica com as encaixantes vulcanossedimentares preenche o mais importante critério mesoscópico para o reconhecimento do caráter *stratabound*.

Ao microscópico, a textura é microbandada, com bandas subcentimétricas a milimétricas constituídas por agregados de prismas idioblásticos, isorientados de turmalina. O comprimento médio dos prismas é da ordem de 0,1mm. Os cristais apresentam moderado pleocroísmo (incolor/verde-claro). Variedades mais grosseiras, com cristais na ordem de 1 a 2mm, apresentam forte pleocroísmo castanho-amarelado, com frequente zoneamento perpendicular ao eixo C (núcleo azulado/borda castanho-amarelada), tratando-se possivelmente da série dravita-schorlita. Nestas comumente ocorrem sulfetos e óxidos de Fe desenvolvidos nos intertícios dos agregados turmalínicos, como que os cimentando. Inclusões de óxidos de ferro na própria turmalina também são frequentes. A natureza concordante das concentrações de turmalina com a superfície de transposição regional indica seu caráter pré-tectônico (pré-metamórfico). Consequentemente uma origem sedimentar (química) pode ser preliminarmente assumida. Nesse contexto, as bandas ricas em quartzo são também interpretadas como precipitados químicos e para as quais a designação de *metachert* seria apropriada.

As bandas ricas em quartzo são menos espessas (0,2mm), constituídas por agregados poligonizados de quartzo, com tamanho individual de grão na ordem de 0,1mm. Nas variedades portadoras de turmalina mais grosseira, a granulação do quartzo aumenta proporcionalmente (1-2mm).

Possíveis fontes responsáveis pela deposição de camadas com nível de enriquecimento em boro suficiente para gerar no metamorfismo rochas com proporções aproximadas de quartzo e turmalina são encontrada apenas em ambientes exalativos (ver discussão em SILVA, 1990 (no prelo). A alternativa ligada às concentrações anômalas de boro em ambientes evaporíticos (*sabkhas*) não encontra evidências na associação litológica cartografada da área.

Devido à pequena representatividade dessas intercalações no âmbito da sequência vulcanossedimentar, e ao caráter de reconhecimento do trabalho, não foram aprofundados os estudos sobre essas intercalações. Entretanto, desde a caracterização das primeiras ocorrências brasileiras de turmalinitos estratiformes vinculados a uma evolução vulcanogênico-exalativa (SILVA, 1983; JULIANI & BELJAVSKIS, 1983), tem crescido o interesse em seu detalhamento em função não apenas da grande potencialidade dessas associações quanto a depósitos de ouro e sulfetos polimetálicos (SILVA & ORLANDI Fo., 1990) mas também como indicadores paleoambientais (SILVA, 1990, no prelo).

É importante ainda acrescentar que no Estado de São Paulo, além da ocorrência relatada por JULIANI & BELJAVSKIS (1983) no Grupo Serra do Itaberaba, são conhecidas mais duas associações, ambas no contexto do Grupo Setuva; a primeira foi descrita por STEIN *et al.* (1986) na região de Filar do Sul e outra localiza-se na região de Ivaporunduva, no Vale da Ribeira (SILVA, 1990, no prelo).

a.3: *Rochas metabásicas e prováveis metaultrabásicas*: estes litótipos ocorrem sempre com profundo grau de intemperismo, o que impediu a obtenção de um único exemplar adequado para o estudo petrográfico. Algumas amostras parcialmente alteradas,



que puderam ser laminadas, revelaram-se como ultramilonitos. Suas características mineralógicas e texturais originais foram totalmente obliteradas pelos efeitos deformacionais. Sua distinção foi baseada fundamentalmente nas observações de campo e em comparações feitas com outras áreas de definição de rochas semelhantes. O material de alteração destas rochas, bastante típico, diferencia-se fortemente dos saprólitos das outras sequências na área cartografada e está caracterizado através de um material saprolítico, extremamente argiloso e de cor vermelha, podendo também ser branco e de aspecto caulínico, geralmente com impregnações de óxido de manganês. Na pedreira da COPAMI conseguiu-se alguns tipos parcialmente alterados, identificados como xistos finos, de cor esverdeada e/ou intensamente esverdeada (tonalidades comuns às rochas básicas).

b:(FÇe13) - Associação de quartzitos grosseiros e feldspáticos com lentes subordinadas de metabásicas.

Esta associação foi reconhecida na Folha Santa Isabel, ao longo de uma estreita faixa coincidente com a porção de maior taxa de deformação da ZCT de São José. Seus terrenos topograficamente estão fortemente destacados em relação ao das rochas migmatíticas paraderivadas que lhes estão justapostas. Diferencia-se da associação anterior pela predominância de um "quartzito" grosseiro, sacaróide e feldspático. A textura grosseira decorre da intensa recristalização milonítica que lhes conferiu um caráter friável, característica esta que favorece a lavra do material, usado como areia na construção civil. Rochas básicas, profundamente alteradas, ocorrem de maneira subordinada nesta faixa. A intensa milonitização e a incidência dessas rochas em zona de maior strain, mais a sua íntima relação com rochas "migmatíticas" que lhes estão justapostas a sul e a norte, indicam a possibilidade de que estes "quartzitos" possam ser na verdade quartzo de segregação e/ou, como sugere sua associação com rochas metabásicas, a exemplo da anterior, *metacherts*.

C:(FÇe14) - Associação formada principalmente de rochas metabásicas e metassedimentares, intensamente milonitizadas e alteradas.

Foram cartografadas ao longo da ZCT de Cubatão, onde ocorrem intimamente relacionadas com litologias da associação pÇe12 anteriormente descrita, dela representando uma variação lateral, com predominância de metabásicas. Seus terrenos caracterizam-se pela extrema pobreza de afloramentos de rochas frescas. Sua cartografia só foi possível através do reconhecimento do solo, sempre muito argiloso e pela presença de pequenos restos de saprólitos que ainda preservam evidências da rocha de origem. No terreno, esse material distingui-se pela sua natureza essencialmente argilosa e pelas tonalidades variadas, podendo ser branco, amarelo-esverdeado e/ou avermelhado.

D:(FÇe15) - Anfibolitos



Estes litótipos foram individualizados das outras associações porque ocorrem como corpos isolados e também, por mostrarem características texturais bastante distintas em relação às outras áreas de afloramentos de rochas similares. Diferenciam-se pela textura grosseira, foliada nas bordas e quase isotropa no centro dos corpos.

A maior representatividade destas rochas foi constatada nas regiões de Mauá e Ferraz de Vasconcelos. Ocorrem de maneira irregular ao longo de uma estreita faixa, disposta concordantemente à estruturação dos metassedimentos. Rochas deste tipo ainda foram constatadas em um restrito corpo delimitado nas proximidades de Mogi das Cruzes e, de uma maneira generalizada, ao longo de toda a faixa de afloramentos das rochas metassedimentares, estando com elas associadas sob a forma de pequenas lentes (budins) concordantes com a foliação metamórfica regional.

A presença destas rochas na área se dá exclusivamente sob intenso intemperismo e sua cartografia, em alguns casos, só foi possível pelo reconhecimento de um material de alteração que produz um solo argiloso de tonalidades verde-amarelada e ou amarelo-avermelhada, por vezes escuras e contendo concreções limoníticas. Os corpos delimitados nas regiões de Mauá e Ferraz de Vasconcelos estão mais bem preservados do intemperismo: a cor esverdeada, capa de alteração avermelhada, a textura grosseira e uma proeminente foliação que decresce centripetamente são caracteres ainda neles reconhecíveis.

Devido ao intemperismo acentuado, o estudo dessas rochas ficou bastante prejudicado, não se conseguindo exemplares que possibilitassem a laminação.

#### E: (F&E15') - Hornblenda-gnaisses

Rochas muito ricas em máficos (hornblenda) foram verificadas em dois pequenos corpos lenticulares, localizados a sudeste da cidade de Santa Isabel. Macroscopicamente exibem aspecto de anfibolitos. Microscopicamente, porém, constatou-se uma proporção de quartzo suficiente para que possam ser designadas de hornblenda-gnaisse.

Embora posicionadas no Complexo Embu, não se descarta a possibilidade de estas rochas serem interpretadas como do Complexo Granito-Gnáissico-"Migmatítico" (Complexo Santa Isabel de CAMPOS NETO & BASEI, 1983a).

F: (F&E16) - Rochas metabásicas intensamente milonitizadas, caracterizadas como gnaisses fitados associados a prováveis metassedimentos.

Associações com tais características foram cartografadas no quadrante nordeste da folha Santa Isabel. Comparecem aflorando irregularmente por toda uma expressiva faixa orientada SW-NE, desenvolvida desde as proximidades da cidade de Santa Isabel até o extremo norte da folha, quando ultrapassam seus limites e adentram na folha Igaratá.

Suas formas de jazimentos estão intrinsecamente ligadas aos fenômenos estruturais de baixo ângulo, que condicionaram a distribuição espacial dos corpos rochosos sob a forma de lascas tectônicas, com acavalamiento de blocos e forte imbricamento estrutural.

O contexto de definição dessas rochas notabiliza-se pelo profundo intemperismo e pelas características do solo, que se apresenta extremamente argiloso e com tonalidades amarelo-avermelhadas. Poucos foram os locais onde se pôde verificar exposições de rochas frescas e ou parcialmente alteradas. Geralmente os litótipos expõem-se sob a forma de saprólitos, em alguns locais ainda bem estruturados e preservando as características da rocha-mãe. Afloramentos deste tipo, foram anotados principalmente nos cortes das ruas da periferia da cidade de Santa Isabel, e na região do bairro Monte Negro, a nordeste desta cidade.

As rochas assim diferenciadas exibem características bastante distintas em relação às outras sequências do Complexo Embu. Tipifica-se por uma complexa associação mecânica entre litótipos de derivação básica, rochas metassedimentares e, por vezes, rochas granitoídes. Como consequência do cisalhamento dúctil de baixo ângulo e da migmatização associada, os diferentes litótipos ocorrem fortemente imbricados e sua distribuição espacial se dá sob a forma de lentes em budins. Devido às diferentes taxas de *strain*, apresentam-se com bandamento de cisalhamento em graus variados de deformação, assumindo o conjunto, um aspecto de gnaisses miloníticos fitados.

No que tange a sua constituição litológica, pode-se notar duas associações e/ou domínios distintos, que não puderam ser individualizados na escala de trabalho, devido ao intenso imbricamento estrutural entre um e outro.

Na porção sul da faixa notou-se o predomínio de uma sequência extremamente heterogênea, bastante alterada e migmatizada, sendo difícil a definição dos seus constituintes litológicos. A heterogeneidade observada é formada pela presença de budins de litótipos muito diversificados textural e composicionalmente, que se alternam entre si, formando um destacado bandamento composicional. Embora bastante intemperizados, alguns de seus componentes mostram características que indicam uma associação entre metassedimentos arenosos, rochas calciossilicatadas, porções granitoídes (gnaissificadas) e uma razoável participação de rochas básicas (anfíbolitos) e até ultrabásicas, que tanto ocorrem como lentes alongadas, ou em forma de budins. Esse quadro complica-se ainda mais pelos efeitos de "migmatização", manifestados pela grande quantidade de material granítico, e até pegmatítico, encontrados com frequência no seu contexto.

Na faixa mais a norte é amplamente dominante a presença de rochas básicas, sempre profundamente alteradas.



#### 4.3.3.3 - Unidade com características de ambientes plataformais

No contexto do Complexo Embu, estes terrenos se notabilizam pela ampla predominância de metassedimentos originados a partir de sequências originalmente pelíticas e psamopelíticas, associadas às rochas carbonáticas, estando hoje representadas por uma complexa associação de migmatitos e gnaisses paraderivados, rochas xistosas, quartzitos e, subordinadamente, cálciossilicatadas e metabásicas.

Em função das transformações estruturais e metamórficas, e de seus produtos em termos de recristalização mineralógica e de feições texturais, os terrenos constituídos por sequências com estas características encontram-se representados por diferentes conjuntos lito-metamórfico-estruturais. Os litótipos que evidenciam e preservam as feições do metamorfismo sob condições da fácies anfíbolito foram distinguidos e agrupados em:

i) FCe9; FCe10; FCe11: migmatitos de paleossoma xistoso;

ii) FCe8; FCe8': rochas xistosas de aspectos gnáissicos;

iii) FCe4; FCe6; FCe7: xistos de composição e aspectos texturais variados; e

iv) FCe5: predomínio de metapsamopelitos (metarenitos).

As sequências que exibem intensas transformações retrometamórficas da fácies xistos-verdes superimposta a deformação anterior foram diferenciadas da seguinte maneira:

v) FCe1: associações formadas predominantemente de rochas metapelíticas;

vi) FCe2: associações constituídas de metapsamopelitos e metapelitos; e

vii) FCe3: associações com amplo predomínio de rochas metapsamopelíticas.

Embora estrutural e metamorficamente distintos, estes diferentes agrupamentos mostram algumas características comuns que permitem que sejam correlacionados entre si. Dentre estas destacam-se a presença de lentes, budins de rochas cálciossilicatadas e mais restritamente de metabásicas, bem como uma expressiva ocorrência de pegmatitos, e ainda, uma pronunciada muscovitização e turmalinização ligadas a um evento metamórfico estático.

Considerando que a distinção entre os diversos agrupamentos é mais perceptível através de feições de campo (mesoscópicas) do que em lâmina - que exibem discreta heterogeneidade composicional - elas serão descritas a seguir



para cada conjunto bem como os litótipos principais comuns a todos eles. As feições microsscópicas serão reportadas no Capítulo 5.

i) *Migmatitos de paleossoma xistoso*: sequências metassedimentares migmatíticas foram reconhecidas nos mais diversos setores de exposição do Complexo Embu, principalmente no contexto das folhas Mauá e Santa Isabel, nesta última verificando-se os melhores afloramentos, principalmente na região de Guararema. Na folha Mauá, ocorrem por toda uma faixa que domina grande extensão de seus quadrantes SW e SE.

Os terrenos formados por estas rochas normalmente estão caracterizados pelo desenvolvido manto de solo e pelo profundo grau de alteração dos litótipos. Em nenhum local pôde-se constatar afloramentos de rochas totalmente frescas. Este fato prejudicou bastante a definição e o seu estudo petrográfico.

As relações de contato com as outras sequências do Complexo Embu se faz de maneira concordante e geralmente a passagem de uma para outra é por gradação metamórfica, ou então, através de zonas de cisalhamentos. Já com as unidades do embasamento os contatos sempre são bruscos, tectônicos e em concordância estrutural.

Em campo, o aspecto mais notável dessa unidade reside na extrema variação litológica verificada mesmo a nível de afloramento. Esta é uma das características que as distingue das unidades ortoderivadas. Os diversos componentes associam-se sob a forma de bandas lenticulares e budinadas, podendo-se distinguir através do material de alteração, os seguintes litótipos: sillimanita xistos feldspáticos, por vezes ricos em granada, mineral este mais abundante, nas zonas de maior strain; quartzitos finos e micáceos; rochas cálciossilicatadas e proporções variadas de budins de metabásicas. Estes litótipos se alternam irregularmente com bandas graníticas (neossoma), e em proporções variadas, a corpos de pegmatitos, estes nas mais diversas formas e tamanhos.

A estrutura desses migmatitos é simples, estando os fundidos granitóides dispostos paralelamente à foliação metamórfica (Sn-Sn') sob a forma de lentes e/ou bolsões disformes, foliados ou não.

Em função da intensidade de corpos pegmatíticos associados, pôde-se individualizar faixas muito enriquecidas deste material. Estas porções foram diferenciadas sob a legenda de FCe10. Migmatitos com estas características geralmente afloram nas proximidades das rochas granitóides e/ou fora delas, onde a sequência atingiu condições mais elevadas de fusão parcial, como no caso das porções próximas à cidade de Guararema e aquelas imediatamente a sul do granito Mauá.

Uma outra diferenciação feita entre estas rochas e que indica a presença do Complexo Embu no domínio do Bloco Costeiro, é tipificada pela grande incidência de pequenos corpos budinados de rochas metabásicas e até ultrabásicas, por vezes talcificadas. A essa sequência associam-se diversas ocorrências de bauxita. Terrenos com estas características foram distinguidos a sul da ZCT de Cubatão, sob a legenda FCe11.

Devido ao intenso intemperismo verificado em toda a área de afloramento das rochas migmatíticas, não se obteve exemplares apropriados para a laminação, que registrassem as variações representativas do paleossoma. Porém, quando comparados com exemplares similares de outros domínios, pode-se afirmar que são protólitos metassedimentares.

Da porção granitóide (neossoma), embora, também muito intemperizada, conseguiu-se diversos espécimes para laminação. Revelaram-se constituídos a base de plagioclásio, quartzo e biotita, contendo como acessórios muscovita e granada, mineralogia esta que indica sua paraderivação e define o caráter migmatítico do agrupamento como um todo.

ii) *Rochas xistosas de aspecto gnáissico*: metassedimentos com estas características foram mapeados em vários setores das folhas Mogi das Cruzes e Mauá. Encontram-se muito bem caracterizados ao longo de uma estreita faixa subparalela à ZCT de Cubatão e também no extremo norte da Folha Mauá, na região de Suzano e de Ferraz de Vasconcelos.

Tal como a sequência migmatítica anterior, também encontram-se quase sempre profundamente alteradas. Exibem as mesmas feições estruturais e mantém os mesmos tipos de contatos. Diferenciam-se por apresentarem um aspecto mais gnáissico do que migmatítico. Este aspecto encontra-se estampado pela presença irregular e aleatória de feldspato, que confere a determinadas bandas uma discreta feição granítica. Um falso aspecto granítico comumente observado nestas rochas, fica por conta da presença de porfiroblastos de sillimanita alterada, sericitizada e transformada em uma massa caulínica de cor cinza azulada, facilmente confundível com feldspatos.

Em determinados locais, como a sudeste de Mauá e a nordeste de Mogi das Cruzes, próximo à Fazenda Primavera, foram observados metassedimentos feldspáticos já com características graníticas bem desenvolvidas. Esses foram diferenciados sob a legenda de P&E8'.

iii) *Xistos de composição e aspectos estruturais variados*: - foram distinguidos das sequências anteriores porque suas características metassedimentares encontram-se melhor preservadas dos efeitos de migmatização e feldspatização. Estão representados através de expressivos pacotes de rochas principalmente xistosas e arenosas. De acordo com suas características composicionais e levando-se em conta o destaque de determinados minerais sobre outros, foram subdivididos e cartografados em faixas distintas assim individualizadas:

P&E4 - faixas xistosas com destaque para a presença de porfiroblastos de muscovita;

P&E6 - xistos ricos em porfiroblastos de granada;

P&E7 - xistos ricos com porfiroblastos de sillimanita e/ou cianita.

A área de definição dessas sequências se distingue pelo relevo bastante acidentado e pelo desenvolvido manto de intemperismo, sendo praticamente impossível constatar afloramentos de rochas que não estejam parcial ou totalmente alteradas. Em decorrência desta característica, mostram-se com cor de alteração bastante típica, predominando as tonalidades arroxeadas e/ou avermelhadas. Excelentes afloramentos de xistos e metarenitos foram verificados ao longo dos perfis das estradas e/ou das ruas de cidades localizadas na folha Mauá, principalmente em seu extremo sudeste, bem como na região de Ferraz de Vasconcelos.

Seus afloramentos via de regra mostram destacado bandamento composicional, lenticularizado e paralelo à foliação milonítica anastomosada, geralmente com alto mergulho, principalmente próximo às zonas de cisalhamento transcorrentes. Fora das zonas de maior deformação, os estratos podem aparecer tanto com baixo mergulho como com alto, ora para norte, ora para sul, sugerindo a existência de grandes dobras ( $D_{n+1}$ ).

iv) *predomínio de metapsamopelitos (metarenitos)*: lateralmente e de maneira gradacional, por incremento da participação do quartzo, as sequências xistosas (F<sub>Ce</sub>4,6,7) dão passagem à expressivas sequências de quartzitos e/ou metarenitos, com características metamórfico-estrutural semelhantes.

v, vi, vii) *predomínio dos diaforitos*: sequências metassedimentares retrometamorfizadas, constituídas por bandas mili-centimétricas alternadas de metapelitos e metarenitos, em proporções variáveis. No caso de ocorrer predomínio de bandas de metapelitos foram cartografadas de F<sub>Ce</sub>1; quando as proporções de bandas de metapelitos e metapsamitos fossem equivalentes foram separadas em F<sub>Ce</sub>2; e finalmente, quando dominassem bandas de metapsamitos, foram individualizadas em F<sub>Ce</sub>3.

Os principais litótipos, por vezes comuns em um mesmo agrupamento, são:

a) xistos - são os litótipos mais característicos e os de maior distribuição regional.

Seus afloramentos sempre são marcados por um destacado bandamento composicional (metapelítico e metapsamopelítico), paralelo à foliação milonítica. Tal como os outros litótipos da faixa, também se apresentam bastante intemperizados. Mostram cor de alteração acentuadamente arroxeadas, com destaque para pontuações lenticulares cinza-azuladas ligadas à alteração de sillimanita, mineral este quase que onipresente em toda área de afloramento das sequências metapelíticas. Outros minerais comuns aos xistos do Complexo e que, além da sillimanita, foram utilizados como parâmetro de distinção das faixas foram a granada e a associação muscovita-turmalina. Estes minerais, embora bastante comuns ao longo de toda área de afloramentos do Complexo Embu, em alguns locais chegam a assumir importância na classificação dos litótipos, razão pela qual foram discriminadas suas faixas de predominância.

Saliente-se que, embora tenha-se utilizado destes três minerais como componentes característicos, as sequências xistosas exibem um complexo e variada mineralogia, complementada pela presença variável de quartzo, biotita, cianita, e por vezes



plagioclásio e estauroлита. A estas rochas xistosas associam-se, em proporções variadas, rochas arenosas, definindo-se litótipos como quartzo-xistos. Estes, lateral e gradacionalmente, dão passagem a termos suficientemente ricos em quartzo, para que possam ser denominados de metarenitos e/ou quartzitos;

b) metarenitos: mostram características bastante peculiares. São rochas de cor acentuadamente arroxeadas, granulação fina e homogênea, geralmente muito friáveis e facilmente desagregáveis, razão pela qual se obteve poucos exemplares para laminação. Ao microscópio demonstram mineralogia bastante complexa, podendo aparecer na sua composição, em teores variados, além do quartzo, biotita, muscovita, sericita, turmalina, granada e acessórios diversos.

c) calciossilicatadas: como comentado anteriormente, estas rochas ocorrem com relativa frequência no contexto do Complexo Embu, porém sempre de maneira muito subordinada aos outros litótipos. Afloram exclusivamente sob a forma de pequenas lentes budinadas que geralmente não ultrapassam a escala do metro, estando sempre em intensa transposição com os outros litótipos. Destacam-se das rochas xistosas pela sua estrutura maciça, geralmente fina, cor levemente esverdeada e aspectos texturais, que lembram quartzitos. Em alguns locais exibem uma acentuada participação de granada na sua mineralogia e um leve bandamento dado pelas diferenciações de tonalidades. Alguns exemplares analisados microscópicamente receberam denominações de gnaisses calciossilicáticos.

Um pequeno número de seções revelou uma composição calciossilicática. São gnaisses de granulação submilimétrica (0,3-0,5mm), textura xenoblástica fortemente suturada ou poligonizada. A paragênese representativa é dada por: QZ + FG + GD + TR + ZO + TI +/- FK. Paragêneses simples a QZ + TR foram observadas em uma seção. O número pouco significativo de amostras estudadas não permite maiores considerações petrogenéticas.

A gênese de gnaisses calciossilicáticos não pode ser deduzida apenas com base em estudos microscópicos. Entre os protólitos são esperados desde margas impuras até depósitos químico-exalativos, associados a *cherts*, BIFs, turmalinitos, e clasto-químicos (tufo chérticos). A ocorrência de turmalinitos *strata-bound* e anfibolitos ortoderivados no contexto do complexo poderia sugerir uma conotação químico-exalativa para os gnaisses calciossilicáticos. Entretanto os dados disponíveis são insuficientes e não permitem uma opinião mais consistente. A existência de uma associação similar no contexto do Grupo Serra do Itaberaba, caracterizada como vulcanogênico-exalativa por JULIANI & BELJAVSKIS (1983) e JULIANI *et al.* (1986), é suficientemente encorajadora para futuras tentativas de correlação em especial, devido à alta favorabilidade desses ambientes relativamente às concentrações econômicas de ouro e sulfetos polimetálicos;

d) filitos e metarenitos (diaforitos): correspondem àqueles metapelitos e metapsamopelitos que afloram no domínio lito-estrutural caracterizado pelo intenso retrometamorfismo da fácies xisto-verde (M3), incidentes sobre a fácies anfibolito (M1-M2). A esse metamorfismo está associada uma superfície de crenulação superimposta às superfícies (Sn//Sn', Sm). Em caso intermediário ela aparece crenulando-as e, em estágio mais

avançado, transpondo-as por completo, gerando uma nova superfície metamórfica (S<sub>n+1</sub>), quartzo-sericítica de aspecto filítico. Em termos litológicos, as sequências que fazem parte desse segmento metamórfico-estrutural são muito semelhantes aos outros componentes do Complexo Embu, porém se diferenciam principalmente pelos seus aspectos físicos/texturais.

Estes metassedimentos comparecem na área mapeada dominando grandes extensões dos terrenos da região norte da Folha Mauá, onde se desenvolvem os núcleos populacionais de Itaquera, Ferraz de Vasconcelos, Mauá e Suzano. Estendem-se para leste adentrando a porção norte da folha Mogi das Cruzes, desenvolvendo-se por toda uma faixa que transpõe os seus limites orientais, quando penetra a porção sudeste da folha Santa Isabel.

A área de definição dessa unidade metamórfico-estrutural encontra-se caracterizada pelo relevo extremamente acidentado e pelo profundo grau de intemperismo dos seus litotipos.

Em consequência da superposição de eventos metamórficos seus litótipos exibem como característica principal uma pronunciada foliação filítica (quartzo-sericítica) disposta em ângulo com a xistosidade anterior. Como consequência deste fato, exibem acentuada físsibilidade, que faz com que sejam facilmente desagregáveis. Evidências mineralógicas da fácies anfibolito são verificadas através de vestígios de sillimanita/cianita e granada, minerais estes encontrados com regularidade em meio a rochas filíticas, estando afetados nas mais diversas formas pela transposição e retrometamorfismo.

#### 4.3.4 - PLUTONISMO GRANÍTICO

##### 4.3.4.1 - Considerações Gerais

Os levantamentos de campo permitiram identificar e individualizar diversos *plutons* granitóides que, em conjunto, apresentam diferentes aspectos texturais, petrográficos, estruturais e genéticos. Através do estudo petrográfico, das informações de campo e principalmente por estudos petroquímicos de Elementos Terras Raras e da análise da Tipologia do Zircão, os diferentes tipos foram agrupados de acordo com as suas características químico-genéticas em granitóides crustais "tipo S", granitóides cálcio-alcalinos, e granitóides subalcalinos a alcalinos "tipo A". A distribuição espacial destes diferentes tipos granitóides obedecem a um certo zoneamento que,  *grosso modo*, coincide com a compartimentação que foi proposta no capítulo de geologia estrutural. Assim, no compartimento individualizado como Setor A, predominam os granitóides com afinidades crustais e os alcalinos do "tipo A". Já no setor B, área de definição das supracrustais do Complexo Embu, observou-se uma nítida predominância do magmatismo ácido cálcio-alcalino.

Tendo-se em vista as particularidades constatadas nos diversos maços, estes foram descritos separadamente, segundo sua denominação ligada a sua posição geográfica de uso consagrado na literatura.

Exceto um pequeno corpo que foi reconhecido neste projeto e denominado de Itapanháú, e outro denominado de Iupeba, os demais corpos granitóides abrangidos neste trabalho já foram estudados por diversos autores em seus aspectos litológicos, petrográficos ou geocronológicos, merecendo destaque as contribuições de RIDEG (1974), SILVA *et al.* (1977), COUTINHO, (1972), ALVES (1975), VANDOROS & FRANCO (1966), VANDOROS & OLIVEIRA (1969), PAIVA FILHO *et al.* (1972), CAVALCANTE & KAEFER (1974), entre outros.

Análises químicas de Terras Raras e Tipologia do Zircão foram executadas para a maioria dos corpos e serão tratadas em conjunto à parte (capítulo 5).

Saliente-se que o termo textura porfiróide, aqui muito empregado, refere-se a uma variedade de textura porfirítica na qual os fenocristais (compondo menos que 50% do volume da rocha) encontram-se imersos em matriz fanerítica.

#### 4.3.4.2 - Granitóides Crustais "Tipo S"

Granitos com afinidades de derivação crustal foram constatados nos dois setores litoestruturais retromencionados. Dentre estas rochas distinguem-se termos que podem ser interpretados, tanto do ponto de vista petrográfico como químico, como sendo crustais e tipos supostamente crustais. Dentre aqueles com afinidades tipicamente crustais foram diferenciados os granitos Taiacupeba e Garrafão. Granitos com afinidades crustais, reveladas pelos seus aspectos de campo e petrográficos, porém não definidos como tal na análise de Tipologia do Zircão, foram o granito Mogi das Cruzes e o granito-gnaisse Iupeba.

O agrupamento formado por estas rochas tem como principal característica a coloração cinza clara e a presença da muscovita na sua composição, sendo apropriada a sua designação como granito a duas micas.

Ressalta-se que os todos exemplares, sob o ponto de vista petrográfico, deixam dúvidas quanto à sua definição como autênticos granitos crustais, razão pela qual foram discriminados como do "tipo S" entre aspas. Não foi observada uma paragênese mineral definitiva comum aos granitos deste tipo. Por isso assume-se o caráter crustal dos granito Taiacupeba e Garrafão através da análise de Terras Raras e da Tipologia do Zircão que apontou magmas gerados em níveis crustais de baixa profundidade, muito provavelmente através da anatexia de seqüências de supracrustais. Esta interpretação encontra respaldo no contexto geológico da área, através da caracterização da fusão parcial das seqüências metassedimentares do Complexo Embu. Para os outros corpos, no caso do granito Mogi das Cruzes e o granito-gnaisse Iupeba, a sua interpretação como granitos supostamente crustais levam em conta alguns aspectos petrográficos e suas relações de campo.

Não se descarta também a possibilidade de contaminação dos magmas cálcio-alcalinos por material crustal pelítico, ou ainda a existência de tipos não co-genéticos associados a um mesmo maciço.



#### 4.3.4.2.1 - Granito Taiapuêba (PÇy9)

Este maciço se constitui num expressivo corpo que domina grandes porções dos terrenos do quadrante SW da folha Mogi das Cruzes, área de definição da Serra do Mar onde por vezes sustenta relevos de até 1.195m (Pico Itaguacira). Distribui-se com forma grosseiramente alongada e/ou amendoada, concordante à estruturação regional das zonas de cisalhamento transcorrentes. Embora estudado por diversos autores, não se tem claro a quem se deve a sua denominação.

Seus afloramentos em geral ocorrem sob a forma de pequenos blocos e matações, que raramente excedem o diâmetro de 1 metro, ou então, como lajeados nas drenagens. No geral são bastante escassos os afloramentos, sempre muito localizados e sem continuidade lateral. Suas melhores exposições foram encontradas no perfil da estrada marginal à adutora Rio Claro que secciona a porção central do maciço, principalmente no segmento a sudeste de Taiapuêba. Geralmente encontram-se parcialmente alterados e quase sempre muito fraturados.

Quanto à sua relação de contato com as sequências do Complexo Embu a norte, é tipicamente tectônico, tendo como elemento balizador a ZCT de Cubatão, que lhes imprimiu uma pronunciada foliação milonítica na região de contato. Com as rochas granito-gnáissicas-"migmatíticas" do embasamento, justapostas a sul e sudeste, os contatos não puderam ser verificados em campo, porém os fortes lineamentos fotogeológicos e a presença de texturas miloníticas sugerem também um contato tectônico. Na região NE do maciço, os contatos com as rochas do granito Cruz do Alto se dão através de intenso imbricamento tectônico.

Em todo o maciço predominam estruturas orientadas quer por fluxo magmático e/ou deformação tectônica, com feições cataclásticas e miloníticas, esta última ressaltada nas suas porções de borda, principalmente junto à ZCT de Cubatão.

Feições de natureza rúptil foram observadas em boa parte dos afloramentos, sendo comum o sistema com predominância da direção NE-SW, ou então NW-SE, como constatado no extremo sudeste do maciço, onde por vezes os contatos tectônicos (falhas) se dão segundo esta última direção.

Macroscopicamente são caracterizados como leucogranitos de cor cinza clara, geralmente equigranulares de granulação fina a média, podendo localmente apresentar fenocristais retangulares de feldspato potássico que raramente excedem 1 cm. Embora o maciço seja bastante homogêneo, via de regra nota-se um leve incremento na granulação no sentido das bordas para o centro. É um típico granito a duas micas, que apresenta palhetas de muscovita bem desenvolvidas. Além, desta feição diagnóstica, suas rochas, quando semi-alteradas, frequentemente exibem cores amareladas, distintas das demais unidades vizinhas.

Enclaves são praticamente ausentes, tendo sido observada apenas uma única evidência, na rodovia Mogi-Bertioga, cerca de 1 km a norte do cruzamento com a adutora Rio Claro. Trata-se de prováveis xenólitos de metassedimentos, de cor avermelhada e composição quartzosa.

Ao microscópio a rocha exibe composição modal sienogranítica, foliação evidenciada por microleitos descontínuos ou lentes com microgranulação diferencial; gerando textura protomilonítica em porções ou faixas com espessuras variáveis e irregularmente espaçadas, acompanhada de recristalização tanto dos grãos de quartzo quanto dos feldspatos.

Entre os principais constituintes minerais, o quartzo exibe maior grau de microgranulação, frequentes texturas poligonais e extinção homogênea. O plagioclásio (oligoclásio) às vezes mostra-se zonado, xenomórfico, e atinge dimensões máximas de 4mm. O Microclínio, da mesma forma que o plagioclásio, apresenta bordas e porções internas microgranulares, sendo os que atingem maiores dimensões. Pertitas ocorrem na forma de filmes e veios. A biotita com pleocroísmo castanho avermelhado a castanho claro apresenta dimensões reduzidas, concentrando-se nas faixas microgranuladas e localmente transformadas para clorita e muscovita. A muscovita ocorre em duas gerações: primária, constituindo as lamelas mais desenvolvidas e secundárias, como produto da transformação dos minerais originários. Não raro, as muscovitas encontram-se com planos de geminação encurvados.

Os acessórios estão representados por apatita, zircão, turmalinas e opacos.

#### 4.3.4.2.2 - Granito Garrafão (PCγ10)

Constitui-se num pequeno corpo localizado na porção centro-leste da folha Mogi das Cruzes, mais precisamente nas imediações a NW do Pico da Esplanada, ocupando uma área de aproximadamente 4 km<sup>2</sup>.

Foi originalmente definido por RIDEG (1974), que o classificou como muscovita-biotita granito, discordante e de caráter pós-tectônico. Sua designação foi atribuída em alusão a uma elevação topográfica (1.040m) nas imediações denominada Pico do Garrafão, este constituído por rochas do Granito Cruz do Alto.

Suas relações de contato com as unidades que estão justapostas não puderam ser definidas em campo. Porém, a passagem brusca de um litótipo para outro, aliada aos fortes lineamentos fotogeológicos nas porções limítrofes, sugerem contatos tectônicos.

Os melhores afloramentos deste granito foram constatados ao longo da estrada marginal à Adutora Rio Claro, que secciona a sua porção sul.

Tal qual o granito Taiapuêba, é caracterizado por leuco-granitos de cor cinza esbranquiçada, textura equigranular fina a média, a duas micas, com muscovita superando a biotita tanto em quantidade como nas dimensões dos cristais. A textura é levemente gnaissificada no interior do maciço e mais acentuada nas suas bordas. Conforme já citado anteriormente, este pequeno maciço embora sendo mais leucocrático exibe feições análogas às do granito Taiapuêba, acreditando-se inclusive que ambos constituam uma mesma unidade física e co-genética, em razão das similaridades petrográficas e químicas, além da proximidade geográfica entre eles estando portanto em consonância com a proposição de SILVA *et al.* (1977).

Ao microscópio o granito Garrafão evidencia composição modal sienogranítica. Exibe textura protomilonítica, com presença de porfiroclastos de agregados minerais ou de grãos de feldspatos e de micas. O grau da cominuição é diferencial, às vezes com textura "mortar". Predominam muscovitas primárias que mostram sinais mais evidentes das deformações e constituem lamelas irregulares, muitas vezes quebradas, contorcidas ou esmagadas, com planos de clivagem ondulados/encurvados. As demais feições são análogas às descritas para o granito Taiapuêba.

#### 4.3.4.2.3 - Granito Mogi das Cruzes (PCy2)

Aflora nas imediações a sudeste da cidade de Mogi das Cruzes numa área de aproximadamente 12 km<sup>2</sup>, constituindo um pequeno corpo de forma ligeiramente alongada segundo a estruturação regional das zonas de cisalhamento.

Foi estudado por RIDEG (1974) e denominado como muscovita-biotita granito Mogi das Cruzes, enquanto que SILVA *et al.* (1977) adotaram o nome de granito de Mogi das Cruzes para o mesmo corpo. WERNICK (1984a,b) e WERNICK & GALEMBECK (1985) estudaram-no por Tipologia do Zircão, dando-lhe a denominação de granito Vila da Prata.

Esse granito expõe-se comumente sob a forma de blocos e matacões de tamanhos variados, alguns de dimensões bastante avantajadas, principalmente os das porções centrais e sul do maciço, onde o relevo é mais proeminente, chegando a atingir altitudes de 928 metros.

As relações de campo sugerem que este maciço se encontra alojado em núcleo de estrutura antiformal, estabelecendo contatos bruscos e intrusivos com as encaixantes do Complexo Embu. Nesta região é comum a presença de corpos e veios pegmatíticos caulinizados, geralmente portando cristais idiomórficos de turmalina e placas de muscovita, ambos de tamanho centrimétrico. Alguns corpos pegmatíticos são mineralizados em Sn, Nb, Ta e Li como é o caso das ocorrências minerais da antiga fazenda Cuiabá (Ponto F-57), estudada por diversos autores. Análises químicas realizadas tanto para este pegmatito quanto para o Granito Mogi das Cruzes indicam que estão geneticamente interrelacionados.

A norte do maciço, junto ao km 57 da rodovia Mogi-Salesópolis (ponto D-105) ocorre um expressivo corpo de anfibolito muito alterado e bauxitizado com o qual o granito em questão faz nítido contato intrusivo, brusco, com presença comum de veios de quartzo. Ainda nesta região, uma pequena e isolada porção do corpo foi cartografada a norte da planície aluvionar do rio Tietê (Ponto B-54). Trata-se de tipos a duas micas, equigranulares, muito similares ao granito Taiapuêba.

Processos de turmalinização são relativamente comuns nas encaixantes xistosas próximas à borda do maciço. Na região do bairro Mogi Moderno (Ponto D-62) nota-se sericita-xistos compreendendo agregados de turmalina preta, de hábito acicular e radiado.



Litologicamente o granito em pauta é caracterizado por termos de cor cinza clara, textura porfiróide a equigranular média com respectiva ocorrência nas porções centrais e bordas do corpo. Trata-se de um granito a duas micas, sendo a muscovita francamente subordinada à biotita. Esta última pode localmente formar concentrações que assumem aspectos de pequenos enclaves surmicáceos. Os termos porfiróides ostentam megacristais de feldspato potássico de coloração esbranquiçada com tamanho médio entre 1 e 2 cm. A matriz localmente comporta cristais de turmalina (Fonto F-93). Na região central do maciço também foram observados enclaves microgranulares escuros/cinza-claros, centimétricos, com formas arredondadas a ovaladas, alguns exibindo feições de assimilação magmática.

Ao microscópio revela composição modal monzogranítica. A estrutura é discretamente orientada, evidenciada por alinhamento de minerais micáceos ou cordões microgranulados. A textura é fanerítica xenomórfica a hipidiomórfica, inequigranular, parcialmente afetada por ações deformacionais. Entre os constituintes minerais, o quartzo exibe formas anédricas, com efeitos de microgranulação. Forma também agregados com texturas poligonais, apresentando extinção homogênea a levemente ondulante. O plagioclásio (oligoclásio) possui formas anédricas e exibe forte zoneamento normal. São pobres em inclusões de outros minerais. O microclínio forma cristais xenomórficos com bordas irregulares, microgranuladas. Localmente são mirmequíticos e frequentemente inclui grãos de plagioclásio zonado e sericitizado. A biotita com pleocroísmo marrom avermelhado a castanho palha, exibe riqueza em inclusões de acessórios. Localmente acha-se parcialmente cloritizada e muscovitizada. A muscovita ocorre tanto na qualidade de cristais primários como de forma secundária, associada ao plagioclásio e a biotita. Os demais minerais são acessórios e acham-se representados por zircão, apatita e opacos. Minerais secundários correspondem à sericita, muscovita, argilo-minerais, epídoto e clorita. Minúsculos cristais na forma de prismas, e seções basais com discreto pleocroísmo esverdeado, sugerem tratar-se de turmalinas.

#### 4.3.4.2.4 - Granito-Gnaisse Iupeba (PCyII)

O granito aqui denominado de Iupeba comparece formando um corpo alongado encaixado concordantemente à estruturação das supracrustais do Complexo Embu. Em sua área de definição abrange terrenos da localidade de Iupeba, na porção central da folha Mauá, desenvolvendo-se para nordeste até as proximidades norte do bairro Palmeiras, ao longo de uma extensão de mais ou menos 8 km e largura de 1,5 km.

Os afloramentos desta unidade, via de regra, são muito alterados. Porções de rocha fresca eventualmente são encontradas sob a forma de blocos e matacões de pequeno a médio porte.

Seus contatos a sul-sudeste com os metassedimentos estão encobertos pela planície aluvionar do rio Taiapuêba-Mirim, enquanto a nordeste mostra-se estruturalmente concordante com os micaxistos/metarenitos do Complexo Embu, que nesta porção exhibe claras evidências de fusão parcial, assumindo feições graníticas facilmente confundíveis com as do granito em apreço. Veios pegmatíticos são abundantes nesta porção, ocorrendo concentrados principalmente nas encaixantes e/ou mais restritamente cortando as rochas do referido maciço.

Seu enquadramento no grupo dos granitos crustais é duvidoso e carece de melhores definições a nível petrográfico e petroquímico. As relações de campo e alguns aspectos mineralógicos, como a presença de biotita titanífera, muscovita e ausência de alguns minerais como a allanita, sugerem o seu caráter crustal, porém esta interpretação não foi confirmada no estudo da Tipologia do Zircão, que revelou tendência cálcio-alkalina (híbrida) de média temperatura, e num estágio de diferenciação intermediário.

Macroscopicamente este granito chama a atenção pela sua coloração cinza, textura com gnaissificação proeminente e do tipo fitado, ressaltando-se a presença de biotita, muscovita e, subordinadamente, de granada, esta sob a forma de cristais milimétricos de cor vermelha. Em campo pode ser denominado como um granada-muscovita-biotita gnaisse. Em termos texturais e composicionais o granito em pauta exhibe similaridades com os tipos cartografados como granito-gnaisses Itaquera e Rio Grande da Serra.

Microscopicamente a composição essencial compreende plagioclásio (oligoclásio), quartzo, microclínio, biotita e muscovita. Como traços tem-se apatita, zircão, titanita, granadas e opacos. Modalmente exhibe composição monzogranítica com tendência granodiorítica.

#### 4.3.4.3 - Granitóides Cálcio-alkalinos

Rochas granitóides definidas petrograficamente e quimicamente como de natureza cálcio-alkalina ocorrem profusamente na área mapeada. Sua distribuição obedece a um certo zoneamento regional que coincide com a área de definição do Complexo Embu e/ou o setor B discriminado no capítulo de geologia estrutural. Constituem corpos alongados e concordantes com as estruturas regionais. Granitos com estas características encontram-se representados pelos corpos denominados como granitos Itapeti, Santa Catarina, Sabaúna e Mauá. Nesse contexto também foram agrupados os termos tipicamente gnáissicos denominados de granito-gnaisses Itaquera e Rio Grande da Serra. Como característica distintiva os granitos Itapeti, Santa Catarina, Sabaúna e Mauá exibem-se constituídos basicamente por litótipos de cor cinza, com frequente textura porfiróide, não raro hospedando enclaves microgranulares escuros, sugerindo processos de *magma-commingling*. Foram classificados como cálcio-alkalinos profundos de acordo com os dados da Tipologia do Zircão. Predominam estruturas primárias, de estágio magmático,



evidenciadas por alinhamento de megacristais de k-feldspato, estando localmente, e principalmente nas bordas dos maciços, com textura protomilonítica a milonítica.

Os corpos denominados de granito-gnaisses Itaquera e Rio Grande da Serra, diferenciam-se pelos seus aspectos texturais que evidenciam gnaissificação generalizada, bem como pelas suas características macroscópicas que se distiguem pela coloração cinza clara e pela presença de determinados minerais como a muscovita e granada.

#### 4.3.4.3.1 - Granito Itapeti (PCy7)

O granito em apreço foi estudado por diversos autores entre eles ALVES (1975), que mapeou a porção leste do maciço designando-o como granito Guararema, e que RIDEG (1974) que se referiu a este corpo como biotita adamelito de Itapeti. Já em CAVALCANTE e KAEFER (1974), TASSINARI (1988), WERNICK (1984b) é tido como granito de Mogi das Cruzes. SILVA et al. (1977) descrevem-no como granito de Itapeti. No presente relatório julgou-se conveniente utilizar a denominação granito Itapeti pelo fato de sustentar os relevos da serra homônima.

Consiste num grande corpo localizado na porção sul da folha Santa Isabel, ocupando ainda partes das regiões extremo nordeste da folha Mauá e extremo noroeste da folha Mogi das Cruzes. Possui forma alongada e dispõe-se grosseiramente segundo a direção E-W, concordante com a estruturação regional das zonas de cisalhamento, numa extensão de 30 km com larguras variáveis, maior a NW de Mogi das Cruzes e estreitando-se em direção a região de Guararema, onde termina em forma de uma megalente.

Este maciço, de grande expressão topográfica, sustenta os relevos agrestes da Serra do Itapeti com altitudes que podem chegar a 1.060 m. Os afloramentos são característicos na forma de blocos de porte médio a grande ou como amplos lajeados no topo e na encosta norte.

Os contatos são em maioria tectônicos, dados exclusivamente com metassedimentos tanto à norte como a sul do corpo. Feições de metamorfismo termal foram constatadas no ponto F-205. Neste local as encaixantes xistosas tornam-se rígidas, com aspecto de "cozimento" e foliações algo caóticas.

É caracterizado por granitóides de cor cinza, textura porfiróide com fenocristais de k-feldspato tabulares (1,0 - 4,0 cm), brancos, em matriz de granulação média, composta por quartzo, feldspatos, biotita, localmente com presença de titanita milimétrica, concentrações de epidoto e pontuações de sulfetos. Eventualmente hospeda enclaves microgranulares escuros, com formas ovaladas e tamanhos decimétricos.

Litologicamente o maciço, embora seja homogêneo, mostra-se diversificado em aspectos estruturais. As bordas são afetadas por fortes deformações tectônicas com evidente recristalização de quartzo e dos feldspatos, diminuindo a intensidade em direção às partes centrais onde estruturas primárias como alinhamento de megacristais de k-feldspato e orientação planar de biotitas são mais comuns. Na porção sudoeste do maciço observaram-se várias faixas ultramiloníticas, de



espessuras métricas que, quando alteradas, geram material argiloso de cor cinza-esverdeado. Nas porções interiores também evidenciam-se contínuas e estreitas zonas com maior deformação.

Ao microscópio revela composição monzogranítica. A matriz mostra-se com tendência granodiorítica. Exibe textura microporfiróide com matriz fanerítica inequigranular, fortemente modificada por efeitos deformacionais com redução diferencial através de microgranulação e recristalização. Entre os constituintes minerais, o microclínio ocorre como megacristais e também na matriz. Nos cristais maiores, ocorrem pertitas em filmes e veios e são ricos em inclusões de plagioclásio. O quartzo constitui agregados monominerálicos de formas arredondadas, alongadas e irregulares e com extinção ondulante localizada. O plagioclásio (oligoclásio) mostra-se discretamente zonado. Alguns cristais apresentam planos de geminação encurvados. Localmente são mirmequíticos. A biotita com pleocroísmo marrom a castanho-palha exibe passagem parcial para clorita, sendo extremamente rica em inclusões de acessórios. Titanita e allanita são os mais abundantes, e os demais são representados por zircão, opacos, apatita, epídoto, e minerais secundários como clorita e sericita.

#### 4.3.4.3.2 - Granito Santa Catarina (PCy6)

Localiza-se na porção extremo nordeste da folha Mogi das Cruzes, ocupando uma área de mais ou menos 8 km de extensão por 3 km de largura, alongada concordantemente à estruturação das zonas de cisalhamento transcorrente.

As rochas que compõem este maciço foram primeiramente descritas por RIDEG (1974) como biotita adamelito de Santa Catarina; correspondem também à porção sudoeste do granito Santa Branca de CAVALCANTE & KAEFER (1974). Na área em apreço, ALVES (1975) refere-se a esta mesma porção como adamelito Santa Catarina e embora atribua passagem gradual para o granito Santa Branca, aflorante a leste, na folha Salesópolis. Na área do Projeto foram reconhecidas diversas fácies, não cartografadas individualmente devido às complicações estruturais e à falta de relações de contato. Para efeito de apresentação de dados, estes litótipos serão descritos separadamente como granito Santa Catarina 1, 2 e 3.

Os relevos sustentados por este maciço são relativamente pouco proeminentes em relação às suas encaixantes metassedimentares. O modo de ocorrência mais comum se dá na forma de campos de matações, compreendendo blocos de porte médio a grande.

O granito Santa Catarina comporta-se como um corpo heterogêneo, diversificado tanto em aspectos texturais como estruturais. Expressivos lineamentos fotogeológicos encontram-se impressos no interior do maciço, correspondendo em parte a zonas com maior deformação. Na região da fazenda Serra Verde e chácaras Nirvana ocorrem restos de metassedimentos dispostos em faixas pouco espessas, constituindo possivelmente estruturas do tipo "teto pendente", por vezes apresentando feições de metamorfismo termal, conforme constatado no ponto C-60.

Encontra-se encaixado nas sequências do Complexo Embu por meio de contatos tectônicos, tendo como elemento de individualização, a sul, a ZCT de Cubatão, ali em parte encoberta pelos aluviões dos rios Tietê e Paraitinga II. A norte, os contatos são bruscos e concordantes com os metassedimentos. Nesta região as rochas do maciço apresentam uma diminuição progressiva da granulação, caracterizando termos ligeiramente equigranulares.

i) SANTA CATARINA 1 - Trata-se do tipo predominante, caracterizado por rochas de cor cinza, textura porfiróide a inequigranular serial. São compostas por fenocristais de k-feldspato com tamanhos, formas e proporções variadas, distribuindo-se caoticamente ou orientados em matriz de granulação média, rica em biotita, portando também cristais milimétricos de titanita e pontuações de sulfetos. Estes tipos junto à ZCT de Cubatão ocorrem extremamente gnaissificados, podendo ser caracterizados como milonitos e protomilonitos.

Através de análise modal esta variedade foi classificada como monzo/sienogranito. Ao microscópio, os termos cinzentos, protomiloníticos, exibem textura porfiróide com matriz fanerítica média/fina xenomórfica, inequigranular, afetada por microgranulação/recristalização a altas temperaturas. O microclínio ocorre tanto na matriz quanto constituindo megacristais apresentando sinais de deformação em estado mais ou menos plástico, com bordas e porções internas às vezes microgranuladas. Não raro exibem zoneamento e são ricos em inclusões de plagioclásios saussuritizados. O quartzo ocorre com formas anédricas, intersticial ou constituindo agregados desenvolvendo texturas poligonais. A extinção é homogênea a levemente ondulante. O plagioclásio (oligoclásio), embora ocorra preferencialmente na matriz, pode aparecer também como megacristais, porém subordinados em relação aos de microclínio. Comumente são saussuríticos, ressaltando em alguns casos o zoneamento dos cristais. A biotita é bastante frequente, disposta de forma mais ou menos orientada constituindo cordões ondulados que se amoldam em torno dos megacristais. Exibe pleocroísmo marrom-escuro a castanho-claro nas variedades cinzentas. Alguns cristais mostram-se parcial ou totalmente cloritizados, incluindo grãos de zircão apatita e opacos. Entre os minerais acessórios destacam-se titanita (frequente e milimétrica), allanita, zircão, opacos e apatita. Minerais secundários são pouco expressivos.

ii) SANTA CATARINA 2 - Compreende termos descritos como leucogranitos de cor rósea, textura de tendência equigranular média, ricos em quartzo e pobres em biotita. Afloram nas imediações do bairro e fazenda Santa Catarina. Microscopicamente são classificados como monzogranitos. Exibem ainda sinais de deformação em estado rúptil, com fraturas abertas e preenchidas por minerais secundários, bem como extinção ondulante. A composição mineralógica básica inclui microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita. Como acessórios e minerais secundários tem-se apatita, zircão, opacos, clorita, epídoto, sericita, goetita e argilo-minerais.

Exemplares tanto desta fácies quanto da anterior, submetidos à análise de tipologia do zircão revelaram-se como pertencentes à série cálcio-alcalina de alta profundidade.



iii) SANTA CATARINA 3 - Diferencia-se dos termos descritos como Santa Catarina 1 pela granulação mais homogênea, coloração cinza amarelada, por maior conteúdo em quartzo e também pela abundância em fenocristais de titanita que eventualmente atingem 0,5 cm. Sua área de ocorrência ocupa as porções orientais do maciço, muito provavelmente prolongando-se para leste, além dos limites da área, onde encontra-se caracterizado o Granito Santa Branca, podendo portanto ser a ele correlacionado. Embora não se tenha dados petrográficos e de Tipologia do Zircão para compará-lo com as fácies anteriormente descritas, crê-se que tipos correspondem a processos de alteração hidrotermal dos termos cálcio-alcálicos (Santa Catarina 1), evidenciado através do padrão anômalo de distribuição dos elementos terras raras.

#### 4.3.4.3.3 - Granito Sabaúna (PEy8)

Situado entre os maciços de Itapeti e Santa Catarina, constitui um corpo alongado distribuído predominantemente na porção sudeste da folha Santa Isabel, adentrando pequena parte na Folha Mogi das Cruzes, nas proximidades norte de César de Souza. Dispõe-se grosseiramente orientado segundo ENE, com extensão em torno de 15 km e largura 3,5 km. O termo foi empregado pela primeira vez por ALVES (1975) que o considerou, do ponto de vista petrográfico, similar ao granito Santa Branca.

Aflora sob a forma de blocos ou matacões de porte médio, geralmente semi-alterados ou eventualmente como lajeados. Sua expressão topográfica é relativamente pequena, ocorrendo com maior destaque na porção leste do maciço. Nas proximidades do ribeirão Guararema forma regolitos friáveis, arenosos, ocorrendo neste local intensa atividade de extração de areia.

Os contatos com as encaixantes xistosas e/ou gnáissicas a sul e a norte são bruscos e possivelmente tectônicos. Na porção oeste e sudoeste do maciço ocorrem estreitas e alongadas faixas de metassedimentos embutidos em seu interior. A hipótese mais provável é de que tais faixas constituam restos de supracrustais tectonicamente imbricadas, não se descartando porém a possibilidade de constituírem estruturas do tipo "teto pendente" ou ainda megaxenólitos.

Litologicamente é caracterizado por rochas de cor cinza, textura porfiróide a equigranular de granulação média, eventualmente serial hipidiomórfica a xenomórfica, com fenocristais de feldspato potássico de cor branca a levemente rosada, com variadas formas, e tamanho inferior a 2 cm. Na matriz ocorre biotita, por vezes exibindo discreta orientação. Nas proximidades com encaixantes xistosas nota-se presença de termos a duas micas. Suspeita-se que a ocorrência de muscovita nestas porções esteja em parte relacionada com assimilação de metassedimentos aluminosos ou ainda devido à desferrificação da biotita, processo esse facilitado nas porções mais deformadas do maciço. Veios pegmatíticos acham-se injetados nas encaixantes da porção sudoeste do corpo.

Estruturalmente o granito Sabaúna apresenta-se como um corpo heterogêneo, evidenciando maior anisotropia de suas rochas na porção leste, principalmente nas bordas devido às deformações



por cisalhamento transcorrente; a oeste do maciço a orientação é menos evidente, podendo localmente exibir estruturas primárias de fluxo magmático dadas por incipiente alinhamento de megacristais e biotitas.

Ao microscópio revela textura porfiróide, matriz de granulação média, inequigranular, serial, xenomórfica, com porções e microfaixas descontínuas de agregados microgranulados. O microclínio ocorre tanto na matriz quanto constituindo megacristais, caracterizando o tipo serial. Exibem pertitas em veios e filmes, incluindo minúsculos grãos de plagioclásio, biotita e quartzo. Localmente são mirmequíticos. O plagioclásio (oligoclásio) ocorre com discreto zoneamento e fraca geminação segundo a lei albita. O quartzo forma pequenos agregados monominerálicos, xenomórficos, com extinção que varia de homogênea a pouco ondulante. A biotita constitui agregados de lamelas alinhados de forma descontínua. Exibe pleocroísmo marrom-avermelhado a castanho-claro. Localmente altera-se para clorita e são ricas em inclusões de zircão. Pequenas quantidades de muscovita foram observadas em algumas amostras. Entre os acessórios tem-se apatita, zircão e opacos. Minerais secundários acham-se representados por argilo-minerais, sericita, muscovita e epidoto.

#### 4.3.4.3.4 - Granito Mauá (P-Cγ4)

Constitui um corpo alongado segundo a direção NE-SW, concordante com as estruturas regionais, e com extensão aproximada de 22 km e largura de 2,0 - 2,5 km. Ocupa a porção central da folha Mauá, distribuindo-se desde a região a sul da cidade homônima até a região sul de Suzano, nas proximidades do bairro Baruel. Aflora numa área de aproximadamente 50 km<sup>2</sup>.

Em referências anteriores efetuadas por COUTINHO (1972) e RIDEG (1974), o granito em apreço é tratado como biotita-adamelito Mauá, enquanto que CAVALCANTE & KAEFER (1974) descrevem-no sob a designação de granito Mauá, denominação aqui adotada.

Este maciço sustenta relevos de grande expressão topográfica, principalmente em sua porção central onde atinge altitudes de até 1048 m. Os afloramentos são característicos na forma de blocos de porte médio a grande, geralmente destacados em meio ao manto de intemperismo. Essa característica de afloramento favorece a sua lavra como pedra de cantaria e paralelepípedos, atividade praticada com intensidade nas porções centrais e nordeste do maciço.

Os contatos normalmente são feitos com micaxistos e/ou metarenitos de forma brusca e intrusiva com modificação na textura das encaixantes por influência de metamorfismo termal, evidenciado sobretudo por recristalização de muscovitas e pela rigidez da rocha, mesmo quando encontram-se muito alteradas. Abundantes veios pegmatíticos caulinizados, portando turmalinas pretas e muscovitas, foram identificados nas encaixantes próximas ao contato com o corpo.

Litologicamente é caracterizado por termos de cor cinza, textura porfiróide com megacristais retangulares de k-feldspato (1,0 a 3,0 cm) imersos em matriz de granulação média, portando biotita e rara muscovita. Os megacristais eventualmente são zonados e com frequência incluem palhetas de biotita. Embora o maciço seja relativamente homogêneo, demonstra certa variação textural com predominância dos termos porfiróides nas porções centrais e dos equigranulares preferencialmente associados às bordas. Encraves microgranulares escuros, com formas ovaladas, arredondadas, de tamanhos centimétrico a decimétrico são relativamente comuns, e às vezes são porfiríticos com inclusão de xenocristais de k-feldspato engolfados por mistura mecânica.

Predominam estruturas primárias, de estágio magmático, como alinhamento de megacristais eventualmente formando "bandamento" com faixas mais enriquecidas ao lado de enclaves também orientados por fluxo. Nas porções equigranulares a estrutura tende a ser maciça, isótropa.

A extremidade sudeste do corpo, cartografada como, (PC y 4') corresponde a uma porção constituída por leucogranitos equigranulares extremamente alterados, friáveis, quartzosos, ricos em muscovita e com os feldspatos caulinizados. São litótipos de difícil definição, compreendendo muscovita granito e termos a duas micas, localmente portando turmalinas pretas. Nesta região, dada as características da rocha, ocorre intensa atividade de exploração de areia a partir dos solos residuais. Entre as possíveis hipóteses que explicariam a ocorrência desta fácies, uma delas se refere à intensa alteração localizada dos termos equigranulares, com desferrificação total ou parcial das biotitas gerando muscovitas secundárias; outra advoga que a fácies poderia estar relacionada com magmas residuais cristalizados em condições hidrotermais, uma vez que algumas feições exibidas lembram composição e alteração de pegmatitos. Ainda nesta região nota-se uma pequena e estreita faixa de biotita ortognaisse, situada na porção terminal do corpo (ponto F-102). As características petrográficas e a proximidade com o maciço em questão permitem supor que tais ortognaisses sejam parte integrante do granito Mauá.

Ao microscópio as rochas representativas do maciço exibem discreta orientação caracterizada pela disposição dos grãos minerais de maiores dimensões, alinhamento de algumas biotitas, bem como descontínuas faixas microgranuladas. A textura é porfiróide com matriz inequigranular de granulação média/fina, apresentando aspecto grano-cataclástico resultante de microgranulação diferencial com boa recristalização. Entre os constituintes minerais, o microclínio ocorre tanto na matriz quanto constituindo megacristais, ainda exibindo dimensões intermediárias, caracterizando o tipo serial. Os megacristais apresentam bordas irregulares, microgranuladas. São discretamente pertíticos e ricos em inclusões de plagioclásio saussuritizado. O microclínio da matriz é anédrico e desprovido de inclusões. O quartzo ocorre constituindo agregados com desenvolvimento de verdadeiras texturas poligonizadas, indicando boa recristalização. São lípidos e exibem extinção homogênea a fracamente ondulante. O plagioclásio (oligoclásio cálcico) encontra-se fortemente zonado, com núcleos saussuríticos, bordas de aspecto corroído, eventualmente com geminações encurvadas.



Apresenta ainda inclusões de biotita e alguns opacos. A biotita com pleocroísmo marrom-escuro a castanho-amarelado apresenta formas variadas, normalmente evidenciando os efeitos da deformação tectônica. Os demais minerais são acessórios ou secundários, representados respectivamente por zircão, apatita, titanita, allanita, opacos; e sericita, epidoto, carbonatos além de argilo-minerais.

A composição modal incluindo matriz e megacristais varia de monzo a sienogranítica, enquanto que a composição apenas da matriz é granodiorítica/tonalítica.

#### 4.3.4.4 - Ortognaisses Cálcio-alcálinos

Neste contexto são incluídos dois corpos de ortognaisses granitóides individualizados na folha Mauá, denominados de Itaquera e Rio Grande da Serra. Formam corpos alongados, com gnaissificação generalizada e guardam entre si similaridades texturais e petrográficas. Embora todos pertençam a série cálcio-alcálica, nota-se distribuição nas três sub-séries, mostrando na área zoneamento de sul para norte com respectiva ocorrência das séries de média/baixa, média e alta profundidade. Tais interpretações levam em conta os dados da Tipologia do Zircão, incluindo o granito-gnaisse Iupeba.

##### 4.3.4.4.1 - Granito-Gnaisse Itaquera (P6y13)

Localiza-se na porção noroeste da folha Mauá, nas proximidades sul dos bairros de Itaquera e Guaianazes. Constitui um corpo alongado, cuneiforme, disposto segundo a direção ENE e aflorando numa área de aproximadamente 23 km<sup>2</sup>.

Foi estudado por COUTINHO (1972), recebendo a denominação de gnaisse de Itaquera. Em CAVALCANTE & KAEFER (1974), a unidade em apreço é considerada como pertencente ao Complexo Gnáissico-Migmatítico Indiferenciado.

Ao contrário de outros granitóides, este corpo não exhibe expressão topográfica e sustenta relevos mais baixos em relação as encaixantes metassedimentares. Os afloramentos desta unidade são muito alterados, sendo melhor estudados nas diversas pedreiras que ocorrem na região.

O corpo aloja-se numa estrutura sinformal estabelecendo contatos bruscos, possivelmente tectônicos, a sul, com micaxistos/metarenitos, estes últimos com grau metamórfico mais baixo e com aspecto de filito. A norte os contatos são ora encobertos pelos sedimentos terciários da Bacia de São Paulo, ora com quartzo-micaxistos e paragnaisses ou xistos gnaissóides, podendo ocorrer de forma interdigitada e concordante. Esta última feição também foi observada na extremidade sudeste do corpo (ponto E-135), junto ao contato com metassedimentos de aspecto filítico.

Litologicamente é caracterizado por muscovita-biotita ortognaisses de cor cinza escuro a cinza-claro, granulação média e estrutura gnaissica do tipo fitado. Nas variedades mais



escuras, identificadas na pedreira São Mateus (ponto D-140) nota-se presença de enclaves microgranulares escuros orientados segundo a gnaissificação. Análise modal de uma amostra desta última localidade foi executada por COUTINHO (1972), revelando composição quartzo diorítica a tonalítica. A existência de um núcleo mais diferenciado na região a oeste de Itaquera também foi citada por este último autor, estando em consonância com os dados obtidos neste projeto. Nesta porção a rocha exibe coloração cinza-claro, ocorre desprovida de enclaves e possui composição modal monzogranítica. O exame tipológico do zircão executado em uma amostra da pedreira Itaquera (ponto F-149) revelou tratar-se de um magma altamente diferenciado, com forte zoneamento interno nos cristais de zircão, e pertencente a série cálcio-álcalina de alta profundidade, porém cristalizado num nível de temperatura intermediário a baixo.

As rochas deste maciço exibem forte lineação com baixo caimento para nordeste, foliações com alto mergulho e direção concordante com a estruturação regional. A gnaissificação ocorre de forma generalizada e distribuída por todo o corpo, gerando texturas blastomiloníticas e protomiloníticas.

Embora algumas evidências de campo fossem sugestivas para atribuir uma origem parametamórfica para esta unidade, todas as análises executadas revelam o contrário, indicando tratar-se de um corpo granitóide pré-tectônico, hoje ortognaisse, o que corrobora uma das hipóteses sugeridas em COUTINHO (1972).

Uma amostra coletada na pedreira Itaquera revelou as seguintes características microscópicas: a rocha exibe estrutura foliada e textura blastomilonítica caracterizada por intensa microgranulação diferencial acompanhada de boa recristalização/reconstituição tanto de quartzo quanto dos feldspatos. Texturas mirmequíticas são frequentes. Entre os constituintes minerais, o microclínio constitui cristais xenomórficos, irregulares, com discreta pertitização em filmes e veios e apresentam inclusões de quartzo, biotita e plagioclásio. No geral apresentam extinção ondulante. O quartzo forma agregados alongados, xenomórficos, exibindo contatos desde retos até suturados a serrilhados e extinção ondulante. O plagioclásio (oligoclásio) ocorre com formas tabulares, bordas irregulares e com forte zoneamento. A biotita apresenta pleocroísmo marrom a castanho-amarelado, constitui cristais ou pequenos agregados dispostos de forma mais ou menos alinhada. A muscovita é subordinada, apresentando características que permitem postular uma origem essencialmente metamórfica. Algumas lamelas apresentam internamente restos de biotita e inclusão de minúsculos grãos de opacos. Os acessórios são representados por zircão, apatita e opacos. Minerais secundários incluem sericita, epidoto, clorita, carbonatos e argilo-minerais.

A composição modal da rocha é monzogranítica (ortognaisse).

#### 4.3.4.4.2 - Granito-Gnaisse Rio Grande da Serra (PCy12)

Pequena porção deste corpo aflora a sul da folha Mauá, mais precisamente nas imediações da cidade homônima, região limítrofe com a folha Santos.

Este pequeno maciço foi mapeado, em parte, por CAVALCANTE e KAEFER (1974) e SILVA *et al.* (1977) sendo denominado por esses últimos como granito do Rio Grande da Serra.

A maior parte das zonas de contato encontra-se encoberta pelas planícies aluvionares do rio Grande. A leste predominam encaixantes xistosas não raro evidenciando feições de metamorfismo termal, caracterizado em campo sobretudo pela rigidez apresentada pelas rochas.

Litologicamente é semelhante aos ortognaisses descritos anteriormente, embora seja relativamente mais rico em muscovita e epidoto. Trata-se portanto de um muscovita-biotita ortognaisse, fitado, de cor cinza clara, granulação média, localmente portando cristais milimétricos de granada. A melhor exposição desta unidade foi observada em uma pedreira situada a oeste de Rio Grande da Serra. Neste local, as rochas do maciço encontram-se injetadas por veios decimétricos a métricos de pegmatitos frescos portando cristais idiomórficos de turmalina preta.

Ao microscópio evidencia textura granoblástica a blastomilonítica com granulação bastante variável, resultante de uma microgranulação diferencial acompanhada de boa recristalização. Entre os constituintes minerais, o microclínio é o mineral que atinge as maiores dimensões, podendo ultrapassar a 1,0 cm. Constitui cristais xenomórficos com bordas microgranuladas e são ricos em inclusões de biotita, muscovita e plagioclásio. O quartzo forma agregados lenticulares exibindo fraca extinção ondulante. O plagioclásio (oligoclásio) localmente mostra efeitos de albitização, possui tendências sub-hedrais e apresenta-se discretamente zonado. A biotita constitui agregados ou cristais isolados, orientados subparalelamente em linhas descontínuas. Apresenta pleocroísmo marrom a castanho-claro, localmente com transformação parcial para clorita. A muscovita a julgar pela associação com biotita e principalmente com os feldspatos, indica uma origem essencialmente metamórfica. O epidoto é um mineral relativamente frequente, ocorrendo ora ao longo das zonas de microgranulação, constituindo agregados (2mm) representados pela variedade clinzoisita e epidoto, ora inclusos no plagioclásio e na biotita. No primeiro caso, mostram porções centrais com resquícios de minerais radioativos que poderiam corresponder a allanita epidotizada. Como minerais-traços tem-se granada de tamanho milimétrico, fraturada, zircão, apatita e titanita. Minerais secundários ocorrem como clorita, sericita e carbonatos.

#### 4.3.4.5 - GRANITÓIDES SUBALCALINOS E ALCALINOS "TIPO A"

Tal qual os granitóides cálcio-alcálinos, a presença de rochas desta natureza na área do Projeto mostra um nítido condicionamento a nível de distribuição dos corpos. Sua presença se dá exclusivamente nos terrenos a sul da ZCT de Cubatão (Setor A, como considerado no capítulo de geologia estrutural).



Levando-se em conta diferenciações estruturais e metamórficas, os granitóides alcalinos foram distinguidos em relação aos efeitos da tectônica dúctil transcorrente.

Os tipos que demonstram claras evidências de recristalização por consequência do cisalhamento dúctil de alto ângulo estão representados pelos granitos Cruz do Alto e Biritiba-Açu (subalcalinos). Magmatismo granítico francamente alcalino, de caráter pós-tectônico em relação às deformações dúcteis, está representado na área através de um pequeno corpo cartografado no contexto da Serra do Mar e que foi aqui denominado de granito Itapanhaú.

Os granitóides subalcalinos e alcalinos cartografados na presente área, via de regra, exibem k-feldspato de cor rósea e não raro são portadores de anfibólios sódicos.

#### 4.3.4.5.1 - Granito Cruz do Alto (PCy5)

Tem sua área de ocorrência na porção leste da folha Mogi das Cruzes. Constitui-se num grande corpo de forma grosseiramente alongada, estendendo-se desde as proximidades do bairro Manuel Ferreira para fora dos limites da área mapeada, adentrando a Folha Salesópolis, a leste. Na área do projeto expõe-se ao longo de uma superfície superior a 40 km<sup>2</sup>, sustentando relevos agrestes, com elevações em forma de "Meia Laranja" ou tipo "Pão de Açúcar" conhecidas na região como pico da Esplanada e pico do Garrafão, ambos com pouco mais de 1.000 m de altitude. Seu modo de ocorrência característico se faz através de imensos blocos arredondados, muitas vezes com diâmetro de vários metros.

VANDOROS & OLIVEIRA (1969) estudaram este maciço em seus aspectos geocronológicos, atribuindo-lhe a designação de granito Itapanhaú. RIDEG (1974), mapeando a porção extremo sudoeste, o denominou de granito Cruz do Alto, designação esta também adotada por ALVES (1975). SILVA et al. (1977) descreveram-no como granito de Biritiba. Neste projeto julgou-se conveniente utilizar a denominação proposta por RIDEG (op. cit.).

Os contatos com outras unidades são na maioria tectônicos. A sul do maciço, com as rochas granito gnáissico-migmatíticas do embasamento, estes se fazem por meio da ZCT Freires-Jurubatuba. Neste local, a deformação é evidente, e a rocha exhibe textura destacadamente milonítica, de aspecto amendoado, marcada pela presença de sigmoides de quartzo recristalizado amoldando-se aos cristais de feldspato, também amendoados. A norte, com rochas migmatíticas e ortognaisses, os contatos se fazem através de pequenas zonas de cisalhamento. A oeste, com os granitóides crustais, se dão através de intenso imbricamento tectônico.

Esse granito destaca-se por sua textura grossa a muito grossa, expressa pela abundância de megacristais de feldspato potássico tabulares (1,0-4,0 cm), de cor rósea, subhédricos, imersos em matriz de granulação média a grossa, rica em quartzo translúcido, xenomórficos, intersticiais e globulares que eventualmente chegam a ter 1 cm. Biotita é o máfico predominante, podendo ocorrer em associação com anfibólios sódicos e magnetita.



O plagioclásio aparenta não ser abundante, porém é observável, localmente exibindo tonalidades esverdeadas. A relação fenocristal/matriz confere à rocha predominante textura porfiróide e, localmente, textura de tendência porfirítica, de matriz mesocrática, conforme constatado no ponto D-35, situado na borda do corpo. Nas proximidades do ribeirão Gracianópolis as rochas deste maciço encontram-se fortemente caulinizadas, desprovidas de máficos, gerando caulins quartzosos. Nas zonas de cisalhamento e/ou próximo delas, o granito exhibe pronunciada foliação milonítica. Fora de suas zonas de influência, a deformação é muito discreta, por vezes só verificada a nível microscópico. Enclaves são raros, sendo identificados muito localmente, como no ponto E-32. Possuem pequenas dimensões, formas ovaladas, compreendendo tipos microgranulares escuros.

Ao microscópio foi classificado como sienozonogranito. Apresenta estrutura maciça, isotrópica, e textura porfiróide com matriz fanerítica inequigranular de granulação média/fina, no geral exibindo feições de deformação tectônica. Entre os constituintes minerais o microclínio é do tipo serial, com megacristais de bordas irregulares e pertitas na forma de filmes e veios. Incluem grãos de plagioclásio zonado e saussuritizado. Os grãos da matriz são anedrais e com algumas inclusões de quartzo, plagioclásio e outros minerais máficos. Os grãos de quartzo se agrupam em agregados com formas irregulares, arredondados ou alongados, desenvolvendo textura em mosaico, com extinção homogênea e localmente ondulante. O plagioclásio (oligoclásio) possui dimensões variáveis podendo atingir 5 mm, exibindo zoneamento normal e diferentes graus de saussuritização. Apresentam certa riqueza em inclusões de biotita. A biotita é o máfico mais comum, apresentando pleocroísmo castanho-escuro a castanho-palha, sendo relativamente rica em inclusões de acessórios. A presença de anfibólios sódicos foi detectada em algumas amostras, tratando-se possivelmente de Fe-hastingsita.

#### 4.3.4.5.2 - Granito Biritiba-Açu (PCy3)

Consiste num pequeno maciço alongado segundo a direção ENE, aflorando em área inferior a 5 km<sup>2</sup>, imediatamente a norte da localidade homônima, na porção central da folha Mogi das Cruzes.

Foi mapeado por FAIVA Fo. et al. (1972) como granito Taiacupeba. A individualização e a denominação como granito Biritiba-Açu deve-se a RIDEG (1974).

Seus afloramentos são discretos, ocorrendo como lajeados no topo e na encosta norte, ou sob a forma de raras matacões de porte médio. Frequentemente encontra-se semi-alterado e exibindo cores amareladas provenientes da pigmentação causada pela oxidação dos seus constituintes máficos.

Encontra-se encaixado em rochas migmatíticas do Complexo Embu, extremamente alteradas, tornando-se difícil estabelecer quais são as suas relações de contato. Acredita-se porém, dada suas características, tratar-se de um corpo intrusivo com deformação superimposta.

É caracterizado pela cor rósea ou cinza-clara (quando não alterado), textura equigranular/serial de granulação média, ricos em quartzo e relativamente pobres em máficos, estes últimos

representados por biotita e, localmente, por hornblenda e ferro-hastingsita. Traços de granada foram detectados em lâmina, porém estes não são identificáveis em amostras de mão.

Praticamente todo o maciço encontra-se deformado, exibindo feições miloníticas com diferentes graus de intensidade. Na porção oeste, nas proximidades com a ZCT de Cubatão, a deformação torna-se acentuada e se destaca a foliação milonítica e/ou blastomilonítica, associando-se também intensa silicificação, conforme constatado nas pedreiras da Mineração Biritiba-Ussu.

Na parte leste do corpo é comum a presença de juntas abertas preenchidas por material argiloso, caulínico.

Microscopicamente revela composição modal sienó/monzogranítica, estrutura orientada, protomilonítica, granulação média e fina, inequigranular, com agregados de grãos de quartzo exibindo textura poligonizada, extinção homogênea a levemente ondulante. O microclínio encontra-se geralmente microgranulado, discretamente peritítico, incluindo grãos de plagioclásio e minerais máficos. O plagioclásio, representado pelo oligoclásio, igualmente encontra-se microgranulado, quase sempre desprovido de geminações, mostrando-se discretamente zonado. A biotita ocorre como agregados fortemente deformados, com pleocroísmo verde-escuro a castanho-palha, ou como lamelas submilimétricas contorcidas. Os anfibólios estão representados por hornblenda principalmente, e localmente, por Fe-Hastingsita. São ricos em inclusões de opacos, titanita, epídoto e alguma apatita. Os minerais-traços e os secundários estão representados por zircão, titanita, apatita, opacos, epídoto (relativamente frequente), clorita, sericita, muscovita e argilo-minerais. Uma das amostras apresentou traços de granada na forma de agregados com aspecto poiquilítico.

#### 4.3.4.5.3. Granito Itapanhaú (PCyl)

Este maciço encontra-se localizado no extremo sudeste da folha Mogi das Cruzes, na encosta da Serra do Mar, mais precisamente na região limítrofe com a folha Bertiooga, próximo ao rio que lhe empresta o nome.

O termo Itapanhaú já fora utilizado por VANDOROS & FRANCO (1966) ao se referirem às rochas do granito Cruz do Alto (RIDEG, 1974). Julgamos conveniente manter a denominação deste último e propor a designação de granito Itapanhaú à nova ocorrência aqui descrita. As características observadas neste maciço permitem correlacioná-lo a Suíte Intrusiva Serra do Mar (KAUL *et al*, 1982; KAUL, 1984).

O granito Itapanhaú consiste num pequeno maciço de forma circular e estrutura anelar *ring*, com exposição pouco superior a 2 km<sup>2</sup>. A delimitação do corpo foi calculada principalmente na fotointerpretação, haja vista a falta de acessos, topografia acidentada e a intensa cobertura vegetal de mata atlântica. Sua área de afloramento necessita portanto de



informações adicionais de campo. Deste modo, o reconhecimento de suas rochas se deve a um único perfil realizado na rodovia Mogi-Bertioga que cruza o maciço na direção norte-sul. Suas relações de contato com as encaixantes granito-gnaíssico-"migmatíticas" são tipicamente intrusivas.

Nesse único perfil observou-se que este maciço é constituído por variados tipos litológicos incluindo biotita granitos a dois feldspatos, riebeckita-arfevdsonita-biotita granitos e aplitos ou microgranitos (Itapanhaú-1). A cor rósea e as texturas equigranulares de granulação fina a média são predominantes. A estrutura é geralmente isótropa, maciça, ocorrendo localmente orientação de fluxo magmático ou devido às deformações de caráter rúptil, apresentando-se bastante fraturado nestes casos. Termos aplíticos ocupam preferencialmente as bordas do maciço, enquanto que a estrutura *ring* parece ser sustentada pelos litótipos com riebeckita-arfevdsonita. Feição típica ocorrente nesta última variedade é a abundância em pontuações e manchas de sulfetos (pirita/calcopirita?), por vezes oxidados gerando cores vermelhas ou marrom-avermelhadas. Localmente foi observada a presença de porções ou manchas esverdeadas, irregulares, assemelhando-se a charnockitóides. O exame petrográfico destas porções não evidenciou presença de ortopiroxênio; contudo uma das hipóteses para explicar a origem de tais feições é que poderiam relacionar-se à concentrações localizadas de CO<sub>2</sub> sob a forma de inclusões fluídas.

A norte, próximo ao limite com os ortognaísses, ocorre uma variedade não co-genética de natureza cálcio-alcalina profunda (Itapanhaú-2), representada por biotita-granitos de cor cinza clara, isótopos, exibindo textura equigranular fina e/ou glomero-porfiríticas, denotando caráter subvulcânico. Frequentemente, hospedam enclaves microgranulares escuros, xenólitos gnaíssicos angulosos da encaixantes e porções das variedades róseas. No ponto C-5 ocorre "enxame" de enclaves microgranulares escuros com formas ovaladas, poligonais, em diferentes estágios de assimilação. Não raro se observam diminutas pontuações de molibdenita, no interior do enclave ou na hospedeira. Trata-se de uma rocha bastante "hibridizada". Ainda neste local, no talude da estrada, alforam biotita-gnaísses porfiróides cinzentos, com atitude de foliação NW, discordante do *trend* local e regional. Entre as possíveis interpretações para esta discordância, pode-se levantar a possibilidade de que seja um megaxenólito incluso no granito Itapanhaú, ou simples rotação da foliação regional por esforços tectônicos.

As variedades cinzentas (Itapanhaú-2) não foram cartografadas em virtude da incompatibilidade de escala. Em termos de idade relativa, as observações de campo indicam que estas são mais jovens que os termos róseos, alcalinos, citados anteriormente.

Microscopicamente os tipos róseos (Itapanhaú-1) foram classificados em termos modais como monzogranitos. Exibem discreta e local orientação de alguns minerais, indicando esforços ocorridos a grandes profundidades (altas temperaturas). A textura é fanerítica alotriomórfica e inequigranular média. Entre os constituintes minerais, o quartzo constitui cristais com marcantes variações no tocante a dimensões, formas e arranjos.



Cristais micrométricos ocorrem inclusos nos feldspatos, exibindo formas arredondadas, pseudo-hexagonais ou mesmo hexagonais, com extinção homogênea indicando provavelmente inversão na ordem de cristalização. Os cristais maiores possuem tendências alongadas, ressaltando efeito de esforços em estado plástico ou a altas temperaturas. Os demais cristais, que são predominantes, ocorrem como grãos individuais, como agregados, ou de forma intersticial. O microclínio constitui cristais com típica geminação em grade e discreta pertitização em filmes e veios. Muitas vezes são zonados e localmente se desenvolvem através da substituição do plagioclásio. O plagioclásio (oligoclásio-albita) apresenta-se zonado com núcleos mais cálcicos, saussuritizados e bordas albiticas. Incluem minúsculos grãos de quartzo, opacos e outros máficos. A biotita acha-se quase que totalmente cloritizada, ricas em inclusões de acessórios e minerais secundários. Apresenta pleocroísmo marrom a castanho-palha, com baixa birrefringência. Os anfibólios são restritos e associados à biotita cloritizada. Correspondem a anfibólios sódicos da série riebeckita-arfevdsonita. Os demais são minerais acessórios representados por opacos (localmente com transformação para goethita), titanita, allanita, zircão e minerais secundários como clorita, carbonatos, epidoto, sericita, muscovita e goethita.

Exemplares dos tipos cinzentos (Itapanháú-2) microscopicamente revelam composição modal monzogranítica. Entre as principais feições microscópicas destacam-se a estrutura maciça, isótropa e textura fanerítica alotriomórfica, inequigranular e serial. Alguns cristais de microclínio encontram-se parcial ou totalmente envoltos por anel de plagioclásio sódico, feição que parece não corresponder a uma textura rapakivi, mas ao efeito de substituição tardia das partes centrais do plagioclásio pelo k-feldspato, o que indicaria uma ação pneumo-hidrotermal relacionado à entrada de álcalis. Localmente ocorrem pequenas manchas com textura gráfica, além de mirmequitas. A mineralogia básica é constituída por microclínio, plagioclásio (oligoclásio), quartzo, biotita, titanita (abundante e milimétrica). Como minerais acessórios e secundários tem-se opacos, zircão, allanita, sericita, epidoto, clorita, muscovita e carbonatos.

Presença de magnetita foi constatada nas duas variedades anteriormente descritas.

#### 4.3.5 - PEGMATITOS

Veios, bolsões e corpos de pegmatitos ocorrem de modo generalizado em toda a área de exposição das rochas metassedimentares do Complexo Embú. Distribuem-se com maior representatividade onde a sequência sofreu migmatização e fusão parcial e, principalmente, junto aos maciços granitóides.

De acordo com esse controle geológico pode-se observar que os pegmatitos mais diretamente associados às sequências metassedimentares, fora da zona de influência dos granitóides, ostentam jazimentos geralmente concordantes ao bandamento composicional dos metamorfitos, podendo ser tabulares, lenticularizados e quase sempre de pequena dimensão.

Composicionalmente se diferenciam por conter uma razoável participação de muscovita na sua composição, às vezes em plaquetas bem desenvolvidas. Complementam a sua mineralogia o quartzo, feldspatos (provavelmente plagioclásios), caulinizados e proporções variadas de turmalina preta.

Os pegmatitos próximos aos corpos granitóides geralmente são de dimensões maiores e via de regra ocorrem como bolsões disformes, com ramificações de veios discordantes da estruturação regional. Algumas diferenças observadas em relação aos associados às supracrustais ficam por conta do seu material de alteração de cor acentuadamente branca, gerando caulins de boa qualidade, como aqueles que vêm sendo lavrados pela Mineração Horii, localizada a sudoeste da cidade de Mogi das Cruzes. A composição desses pegmatitos, em essência, é quartzo-feldspática, seguindo-se a muscovita e a turmalina preta. Excepcionalmente como no caso do corpo situado na antiga fazenda Cuiabá (Ponto F-57), além desta mineralogia básica, também apresenta outras variedades incluindo cassiterita, columbita-tantalita, berilo, ambligonita-montebrazita, espodumênio, micas litiníferas, minerais de urânio, etc. Análises químicas executadas em amostras deste corpo revelaram os seguintes resultados: Sn 390 ppm, Li 140 ppm, Nb 72 ppm, Ta 91 ppm, Ba 700 ppm.

O condicionamento dos pegmatitos exclusivamente aos terrenos das supracrustais do Complexo Embu e sua maior expressividade naquelas porções que demonstram grau de metamorfismo mais elevado, com fusão parcial, leva a suspeitas que em grande parte, principalmente aqueles fora das zonas de influência dos granitóides, correspondam a pegmatitos de remobilização metamórfica. Já os corpos maiores como aqueles da antiga fazenda Cuiabá e da Mineração Horii, certamente estão geneticamente relacionados ao granitóides. Pela sua importância, sob o ponto de vista econômico e proximidades aos centros consumidores seria de extrema importância uma avaliação detalhada desse bem mineral nas folhas. Salienta-se que em algumas regiões, como em Iupeba e Mauá, loteamentos vêm sendo implantados em locais onde foram observadas interessantes ocorrências.

#### 4.3.6 - INTRUSIVAS BÁSICAS (db)

A ocorrência de diques intrusivos básicos na área do projeto foram reportados por FAIVA *et al.* (1972), RIDEG (1974) e ALVES (1975), como sendo pequenos corpos tabulares, de espessura variável, concordantes com a xistosidade da encaixante ou interceptando-a. Devido sua inexpressiva ocorrência, neste Projeto foi possível observá-lo apenas no afloramento entre os pontos C-7 e B-6 na rodovia Mogi-Bertioga (SP-098). Constitui-se de pequenos blocos arredondados de diabásio de coloração esverdeada-escuro, textura equigranular muito fina, maciça e composição mineralógica usual. As dimensões, assim como a natureza do contato não foram claramente definidas, uma vez que o afloramento constitui-se de pequenos blocos. Uma restrita ocorrência de gabro foi constatada a sudeste da folha Mauá, ponto C-83.

#### 4.3.7 - COBERTURAS TÉRCIÁRIO-QUATERNÁRIAS

##### 4.3.7.1 - Coberturas Terciárias

##### 4.3.7.1.1 - Considerações Gerais

Os sedimentos terciários representados na área pesquisada formam depósitos clásticos terrígenos, de natureza continental, relacionados à colmatagem de duas paleodepressões, na literatura geológica referidas como Bacia de São Paulo e Bacia de Taubaté. Estas são unidades geotectônicas, de caráter tafrogênico, componentes do "Sistema de Rifts da Serra do Mar", feição geomórfica de relevante magnitude do Sudeste Brasileiro, cuja origem e evolução atrelam-se aos processos que induziram a separação das placas Sul-Americana e Africana (ALMEIDA, 1976).

O substrato das bacias de São Paulo e Taubaté incorpora rochas précambrianas polideformadas, basicamente representadas por milonito-gnaisses, blastomilonitos, milonitos, gnaisses bandados, gnaisses graníticos, xistos, quartzitos, granitos, pegmatitos e migmatitos variados. No pré-cambriano esse conjunto de rochas foi afetado por falhas transcorrentes de direção E-NE e posteriormente submetido a processos distentivos da tectônica meso-cenozóica, com a configuração de quatro famílias de juntas subverticais. À reativação de uma delas especulativamente associa-se a gênese do paleoalto da região de Arujá, que impõe a descontinuidade física entre as duas bacias.

Sobre este substrato se instalou uma ampla sequência sedimentar, na qual tem sido reconhecidas três unidades de litofácies: lacustre, fanglomerática e fluvial. Na área de abrangência do Projeto, MELO *et al.* (1986) descreveram os seguintes depósitos:

-depósitos de leques aluviais (fanglomeráticos) constituídos por conglomerados ou brechas polimítica, mal selecionados, com matriz argilosa ou lamosa, depositados nas bordas de escarpas de falhas às espensas de processos gravitacionais;

-depósitos de transição, constituídos por acumulações areno-argilosas desorganizadas e depositadas entre os sistemas de leque aluvial e fluvial meandrante;

-depósitos de planícies aluvionar - constituídos por barras em pontal, depósitos gradacionais, barras em lençol e pelitos finamente laminados;

-e depósitos lacustres constituídos por espessos pacotes de argilas homogêneas.

Esta sequência sedimentar encerra formalmente diversas unidades estratigráficas, definidas separadamente em cada uma das bacias.

##### a - Bacia de São Paulo



Instalada no domínio geomorfológico do Planalto Paulistano, a Bacia Sedimentar de São Paulo constitui uma depressão de contorno irregular, com dimensões de 60 x 30 km ligeiramente alongada segundo E-W, cuja origem provável está ligada ao basculamento de blocos de falha acunhados.

Formalmente os sedimentos da Bacia de São Paulo estão reunidos em duas formações distintas, designadas de São Paulo e Itaquaquetuba:

#### i) Formação São Paulo

Reúne os depósitos fluviais de água rasas, predominantemente pelíticos, de cores variegadas da cidade de São Paulo e imediações, os quais foram anteriormente denominados de "Argilas de São Paulo" e de camadas de São Paulo, respectivamente em 1930 e 1933, por MORAES REGO. Somente três décadas depois, estes depósitos foram incluídos na categoria estratigráfica de formação, com a mesma designação (MEZZALIRA, 1962)

A formação é atribuída tanto uma idade neogênica (Plioceno Superior) com base no estudo de polaridades de dados paleomagnéticas (SUGUIO *et al.*, 1986), como uma idade paleogênica, no intervalo Eoceno médio-Oligoceno Inferior (IPT, 1986) ou Oligoceno (LIMA & MELO, 1989 in: MELO *et al.*, 1989) com base em datações palinológicas.

#### ii) Formação Itaquaquetuba

Inicialmente definida por COIMBRA *et al.* 1983, reúne "aluviões antigos dos rios Pinheiros e Tietê", cuja origem foi atribuída à atuação de um sistema fluvial anastomosado sobre um paleocanal escavado nos sedimentos da Formação São Paulo.

Com relação à época de sua deposição, inicialmente foi-lhe atribuída uma idade Pleistocênica, tanto com base nas relações de contato, seja com a Formação São Paulo quanto com o embasamento (SUGUIO *et al.*, 1971), como com base em datações pelo método C-14 (SUGUIO, 1971). Entretanto, dados palinológicos apontam idade mais antiga, ainda que o material empregado na determinação não tenha sido o mais adequado (MELO *et al.*, 1985; RICCOMINI *et al.*, 1987).

#### b - Bacia de Taubaté

É uma faixa sedimentar atualmente rebaixada, de espessura variável, limitada pela serra da Mantiqueira a noroeste, e pela serra da Bocaina/Mar a sudeste. Estende-se desde a região de Arujá até as serranias de Queluz, próximo à divisa com o Rio de Janeiro, perfazendo mais que 130km de comprimento.

Os sedimentos terciários que preencheram essa fossa tectônica encontram-se amplamente distribuídos ao longo do vale do rio Paraíba, muitas vezes sotopostos aos aluviões recentes, sendo que as maiores espessuras foram registradas em furos de sondagem executados na região de Caçapava/Tremembé.

Estes depósitos estão formalmente associados às formações Tremembé e Caçapava, as quais estão incluídas no Grupo Taubaté.

#### i) Formação Tremembé

Ela foi definida por ALMEIDA (1958) e inclui o pacote inferior da sedimentação Taubaté que WASHBURNE reconheceu como lacustre, e MORAES REGO (1937, 1941), nomeou de "camadas do Paraíba". MEZZALIRA (1962) encampou a denominação de ALMEIDA (*op. cit.*).

Constitui-se de folhelhos escuros de caráter pirobetuminoso, com lentes arenosas supostamente turbidíticas (SUGUIO & VESPUCCI, 1985) e com um variado conteúdo fossilífero (aves, mamíferos, crustáceos, espongiários, vegetais, etc.).

Datações obtidas através do conteúdo fossilífero, revelaram tanto idade miocênica a partir de mamíferos (COUTO & MEZZALIRA, 1971), como eocênica superior a oligocênica a partir de vegetais (FERREIRA & SANTOS, 1982).

#### ii) Formação Caçapava

Sendo definida por CARNEIRO *et al.* (1977), encerra depósitos areno-pelíticos, que WASHBURNE (1930) reconheceu como de origem tipicamente fluvial e sobrepostos àqueles lacustres, e que MEZZALIRA (1961, 1962) referiu como sendo pertencentes à Formação São Paulo.

A idade admitida para esta formação está entre o Eoceno Superior e o Oligoceno (MELO *et al.*, 1986).

#### 4.3.7.1.2 - Litofácies

Na área de distribuição dos sedimentos das bacias de São Paulo e Taubaté, no contexto do Projeto foram estudadas algumas localidades (figura 4.3.1) com geração de 26 seções gráfico-sedimentares (quadro 4.3.1 e figuras 4.3.2 a 4.3.7). Estes estudos propiciaram a individualização de diversas fácies sedimentares com características próprias, resultantes dos processos envolvidos na sua sedimentação. Estas fácies que estão representadas por abreviaturas de suas denominações, ao longo do texto, e por letras minúsculas nas seções gráfico sedimentares, são:

**CgSx - Conglomerado organizado suportado por seixos:**  
Constitue, corpos lenticulares com espessura de 0,20 a 3,00 metros. A cor é cinza amarelada a arroxeada. A estrutura é suportada por seixos. Exibe gradação normal e inversa-normal. O contato superior e inferior, é brusco e irregular. A matriz é constituída por areia grossa, de grãos de quartzo subarredondados a subangulosos, mal selecionados; subordinadamente, comparecem grânulos de feldspato, palhetas de muscovita, e mais raramente, grãos de argilito. A natureza dos seixos é variável para cada corpo; alguns são constituídos somente de quartzo e quartzito, acrescidos, em outros, pelos de argilito em proporções variáveis; em outros podem ocorrer ainda o acréscimo de fragmentos de feldspato ou seixos de arenito; o caso extremo é a ocorrência exclusiva de seixos de argilito.



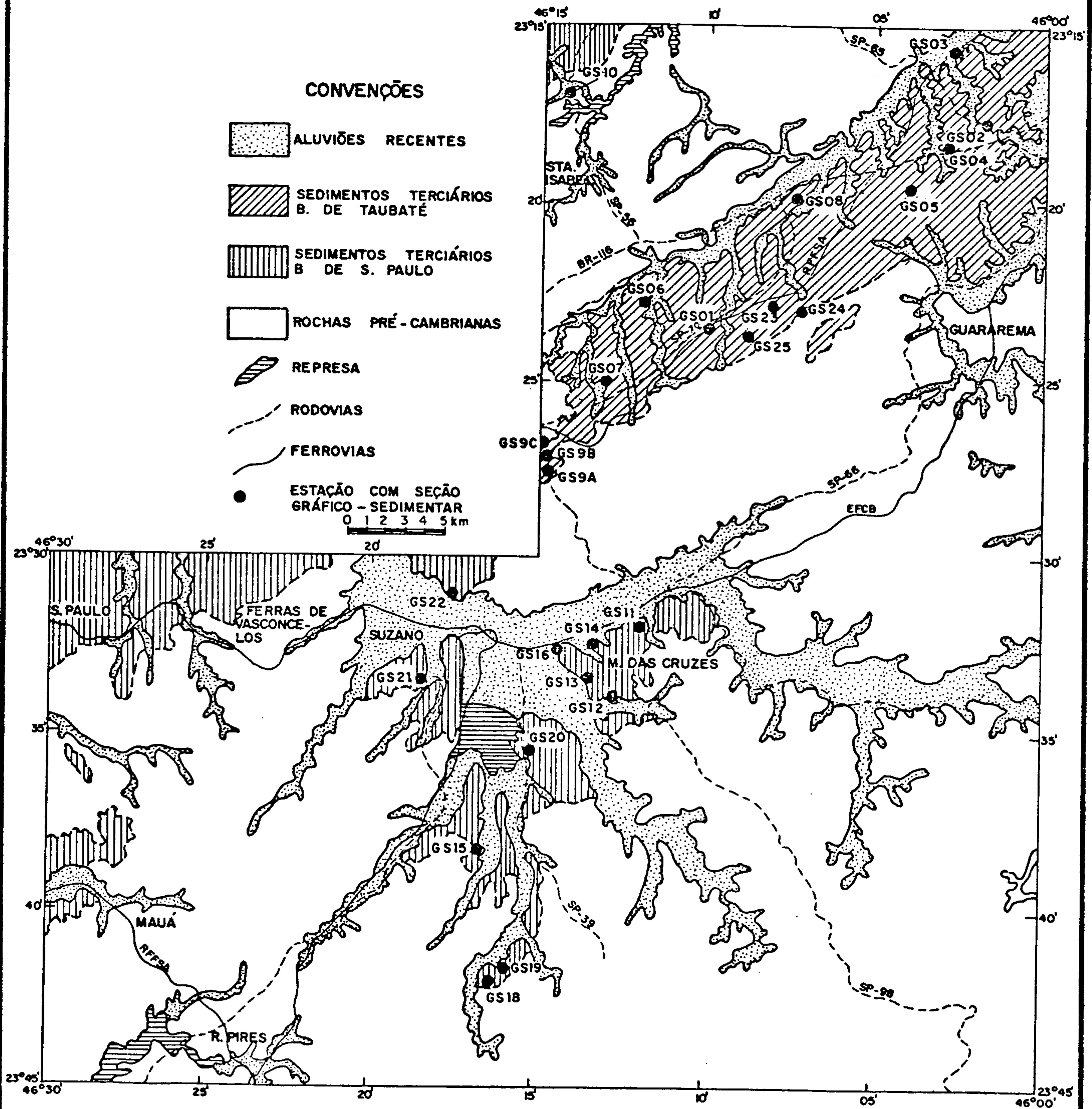


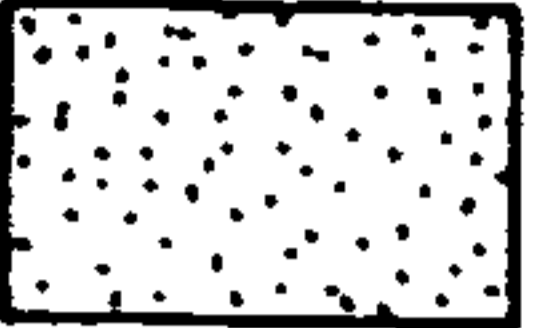

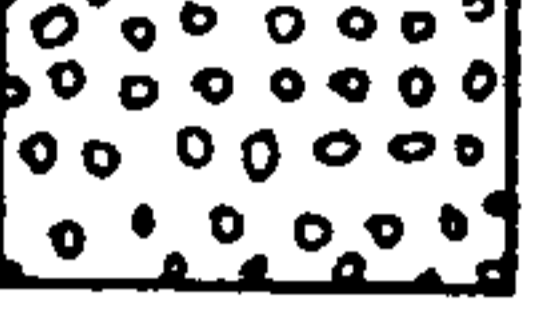




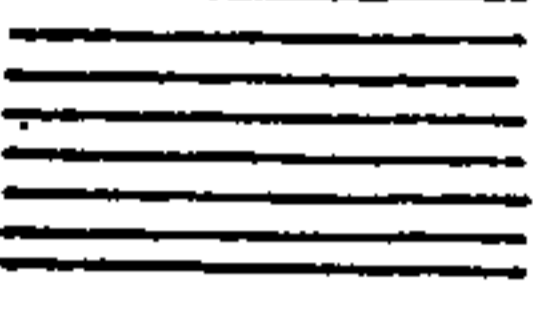



FIGURA 4.3.1 - Localização das estações com seções gráfico - sedimentares nas bacias de São Paulo e Taubaté



# CONVENÇÕES UTILIZADAS NAS SEÇÕES GRÁFICO-SEDIMENTARES

	Argila / silte		Contato brusco e irregular
	Areia		Estratificação cruzada tabular
	Conglomerado		Estratificação cruzada aconalada
	Seixos de argilito		Estratificação cruzada aconalada incipientemente definido
	Seixos de quartzo / quartzito		Estratificação plano paralela
	Troncos incarbonizados		

- a - Conglomerado suportado por seixos ( CgSx )
- b - Conglomerado suportado por matriz ( CgMtx )
- c - Conglomerado com estratificação cruzada aconalada ( CgCa )
- d - Arenito grosseiro, por vezes conglomerático, com estratificação cruzada aconalada ( ArGCa )
- e - Arenito médio, por vezes conglomerático, com estratificação cruzada aconalada ( ArMCa )
- f - Arenito fino , por vezes conglomerático, com estratificação cruzada aconalada ( ArFCa )
- g - Siltito fino , por vezes conglomerático, com estratificação cruzada aconalada ( StCa )
- h - Arenito com estratificação cruzada tabular ( ArTb )
- i - Arenito com estratificação plano-paralela ( ArPp )
- j - Arenito maciço eventualmente exibindo granodecrescência para o topo ( ArMac )
- l - Siltito/argilito maciço eventualmente exibindo granodecrescência para o topo ( AgMac )

QUADRO 4.3.1

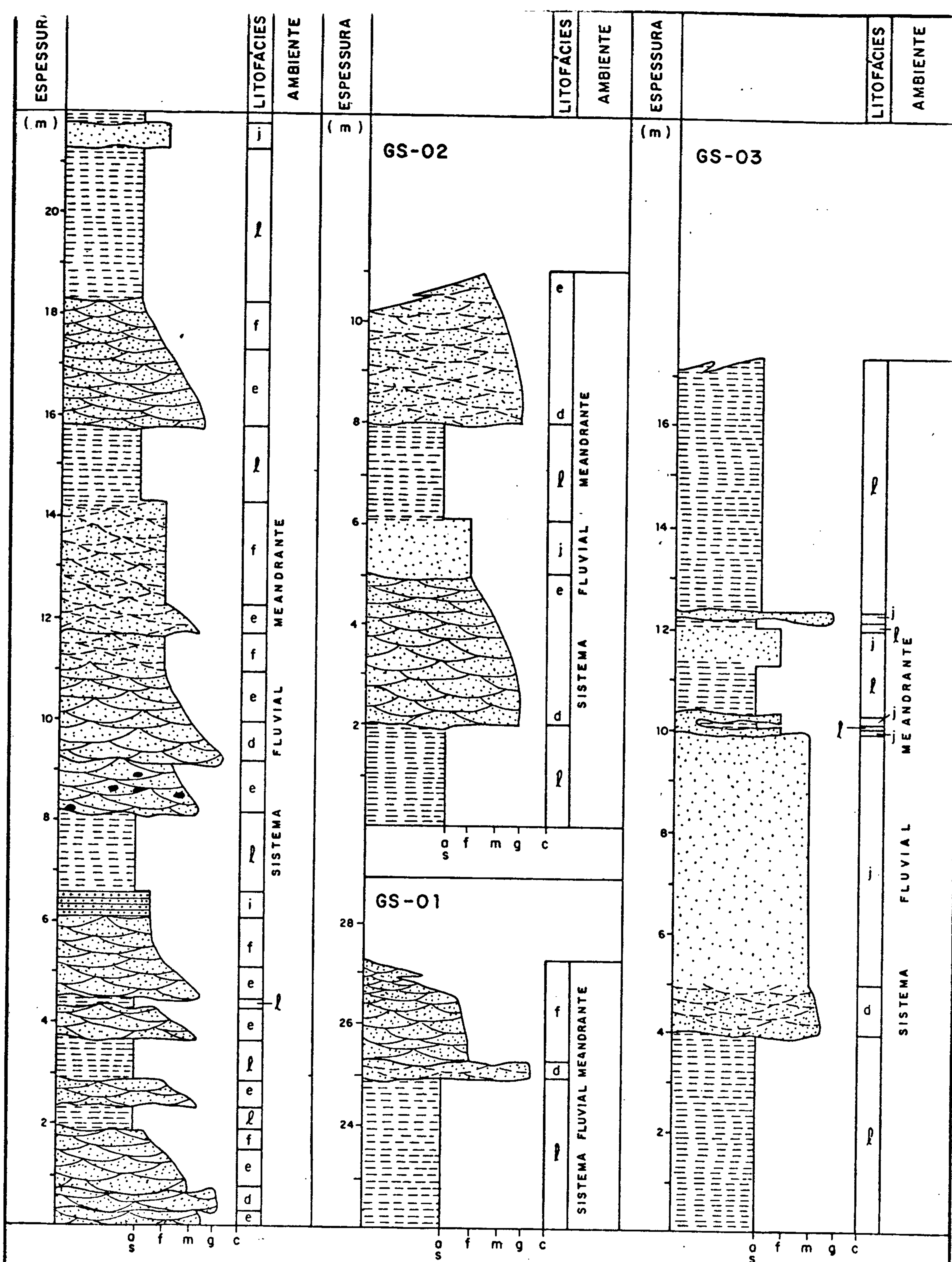


Figura - 4.3.2







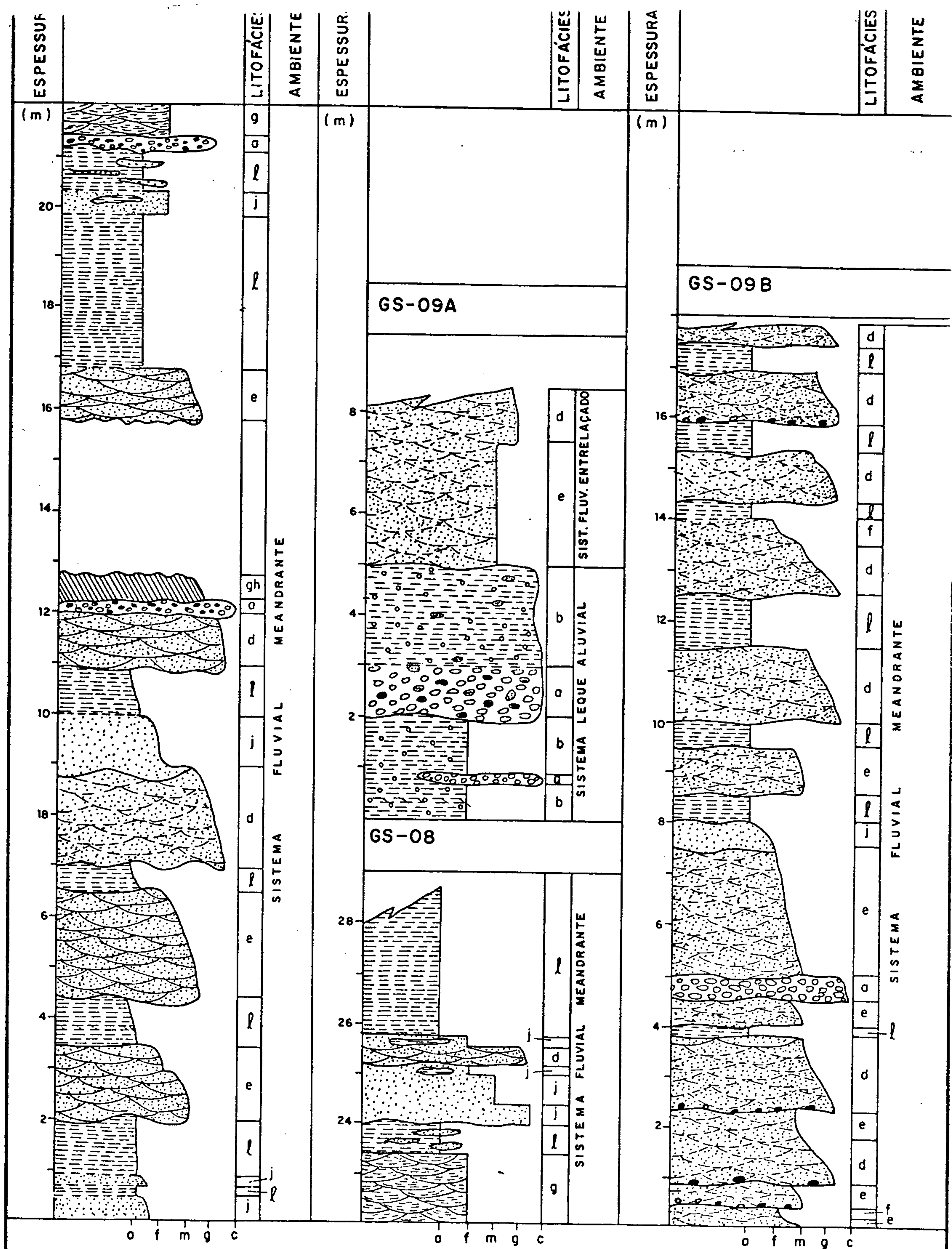


Figura- 4.3.4













Os seixos são subangulosos a subarredondados e mal selecionados, com dimensão variando de 1 cm a 10 cm.

Cgmtx - *Conglomerado suportado por matriz*: - constitui corpos lenticulares, com espessuras variáveis de 0,20 a 3,00 metros. A cor é cinza clara a avermelhada. A estrutura é maciça e suportada por matriz. O contato superior e inferior é brusco e irregular. A matriz possui composição argilosa ou areno-argilosa de granulação fina. Os seixos para cada corpo são de natureza variável, mas basicamente de quartzo e quartzito; em alguns ocorre o acréscimo daqueles de argilito ou arenito. Estes seixos são predominantemente subarredondados e, subordinadamente, subangulosos mal selecionados, com dimensões que atingem até 10 cm de tamanho. Há casos em que aqueles de argilito atingem 30 cm de tamanho.

CgCa - *Conglomerado com estratificação cruzada acanalada*: - Constitui corpos lenticulares, bastante persistentes lateralmente, com potência de até 3 metros. Exibe cor cinza clara a cinza amarelada. O contato basal é brusco e irregular, sendo que em alguns corpos é marcado por um pavimento de seixos de quartzo e argilito, com o último alcançando dimensões de até 30 cm. O contato superior é brusco e irregular, mas pode ser gradacional, evoluindo para termos mais finos. O arcabouço é sustentado por seixos, organizado em estratificações cruzadas acanaladas. Os "sets" podem atingir grandes dimensões com 1,00 metro de espessura, contendo estratos não muito discerníveis, mas são granodecrescentes para o topo. A matriz é de granulação grosseira, constituída por grãos de quartzo/quartzito, subarredondados, com dimensões de 0,5 a 5 cm. Isoladamente, ocorrem, ao longo de um corpo, troncos carbonizados e carapaças arenosas limonitizadas, com dimensões que atingem até 20 cm de dimensão.

ArGCa - *Arenito grosseiro com estratificação cruzada acanalada*: - Constitui corpos lenticulares bastante persistentes lateralmente, e de potência variável de 0,20 a 2,00 metros. Exibe cor cinza clara a amarelada. O contato basal pode ser brusco e irregular, por vezes ferruginoso ou carbonoso, ou gradacional a partir de um conglomerado. O contato superior, pode ser brusco e irregular, ou gradacional evoluindo para termos mais finos. Como estrutura sedimentar proeminente comparece a estratificação cruzada acanalada, que pode ser pouco distinta em alguns corpos. Os "sets" das acanaladas são de grande porte com espessura de até 0,50 m; são constituídos por estratos de até 10 cm de espessura, granodecrescentes. A base dos "sets" é constituída por um pavimento de seixos, predominantemente de quartzo, e em alguns corpos ocorre ainda argilito ou arenito de granulação fina, em proporções variadas; as dimensões dos seixos variam de 1,5 a 3 cm, e até de 30 cm nos argilitos. Os grãos são essencialmente de quartzo, em alguns corpos com participação de feldspato; são subangulosos a subarredondados, mal selecionados; em alguns corpos ocorre argila na matriz. Em um dos corpos é grande a quantidade de pirita disseminada.

ArMCa - *Arenito médio com estratificação cruzada acanalada*: - Constitui corpos lenticulares com grande persistência lateral, com potência de 0,50 a 1,50 m. Exibe cor cinza clara a cinza amarelada. O contato basal e o superior, pode ser brusco e irregular, por vezes limonitizados ou gradacional. Como



estrutura sedimentar comparece a estratificação cruzada acanalada, por vezes mal definidas. Os "sets" exibem granodecrescência e estratos com espessuras de até 1 cm. É comum a presença de um pavimento de seixos na base do "set", constituídos essencialmente de quartzo, ocorrendo em alguns corpos, também de argilito. Os grãos são essencialmente de quartzo e subordinadamente mica; são subangulosos a subarredondados, mal selecionados. Alguns corpos exibem níveis carbonosos com pirita e troncos carbonizados.

**ArFCa - Arenito Fino com estratificação cruzada acanalada:** - Constitui corpos lenticulares com grande persistência lateral, e com potência de até 1,00 m. O contato basal e o superior pode ser brusco e irregular, ou gradacional. Como estrutura sedimentar comparece a estratificação cruzada acanalada, por vezes mal definidas. Os "sets" das cruzadas acanaladas são de pequeno porte, com espessura menor que 0,5 cm. Os estratos de cada "set" exibem granodecrescência, e espessuras de 1,00 cm.

Os grãos são essencialmente de quartzo, subangulosos, moderadamente selecionados. Em alguns corpos pode ocorrer apreciável porcentagem de silte/argila, emprestando-lhes o caráter argiloso. De maneira inversa, pode ocorrer grânulos maiores de quartzo, conferindo-lhe caráter conglomerático, e mesmo, eventuais pelotas de argila e troncos vegetais carbonizados.

**StCa - Siltito com estratificação cruzada acanalada:** - Ocorrem em corpos lenticulares com grande persistência lateral, com potência de até 1,00 m. A cor é cinza clara com variações para roxa e amarela. O contato basal e superior pode ser brusco e irregular ou gradacional. Como estrutura sedimentar comparece a estratificação cruzada acanalada. Os "sets" são lenticulares com pouca espessura. Os estratos de cada "set" apresentam espessuras de 1,00 a 2 cm, com granodecrescência normal a partir de arenito de granulação fina, o qual pode conter ainda grânulos de quartzo e feldspato.

**ArPp - Arenito com estratificação plano-paralela:** - Como nas fácies anteriores, os corpos são lenticulares e persistentes lateralmente, atingindo espessuras de até 0,50 metros. A cor é cinza amarelada. O contato basal é gradacional. Como estrutura comparece a estratificação plano paralela, cujos estratos exibem granodecrescência e espessuras de 8 a 3 cm. Os grãos são subangulosos e mal selecionados e são constituídos de quartzo e mica. Em sua composição, ocorre ainda fração argilosa.

**ArTb - Arenito com estratificação cruzada tabular:** - Constitui corpos lenticulares, com menor persistência que os anteriores, e com potência de até 0,50 m. O contato basal e o superior são bruscos e nitidamente discordantes. Como estrutura sedimentar comparece a estratificação cruzada tabular, cujos estratos de até 0,50 cm. de espessura, exibem gradecrescência. A granulação é média a grosseira, e é constituída por grãos de quartzo e feldspato.

**ArMac - Arenito Maciço:** - Constitui corpos lenticulares bastante persistentes lateralmente, por vezes de dimensões reduzidas de até 0,50 m. e com espessuras variáveis de 0,10 a 5,00 m. O contato basal e superior é brusco ou gradacional. A estrutura é maciça ou gradacional. A granulometria varia de fina



a grossa Os grãos subangulosos a subarredondados e mal selecionados; são predominantemente de quartzo, e subordinadamente de mica; também podem ocorrer, na sua composição, argilas. Alguns corpos apresentam caráter conglomerático, com presença de grânulos ou seixos de quartzo e feldspato. Em alguns corpos observa-se granodecrescência para o topo.

*AgMac - Argilito Maciço:* - Constitui corpos lenticulares bastante persistentes lateralmente, por vezes, com dimensões de até 0,50 cm. e espessuras que variam de 0,10 m a 5,00 m. A cor é cinza esverdeada a cinza avermelhada. O contato basal pode ser abrupto e irregular, por vezes limonitizados, ou gradacional, enquanto que o superior é invariavelmente abrupto e irregular. Alguns corpos exibem caráter conglomerático pela ocorrência esparsa de grãos de areia. São raras as ocorrências de troncos carbonizados.

#### 4.3.7.1.3 - Ambientes de Sedimentação

As diversas fácies descritas se distribuem ao longo das seções, compondo basicamente uma persistente alternância de níveis arenosos e argilosos, reconhecida no segmento estudado.

No entanto, esta alternância apresenta características diferenciadas, atribuíveis a pelo menos três ambientes de sedimentação, que atuaram nesta reduzida porção de um espesso e extenso pacote sedimentar.

##### a) Sistema Fluvial Entrelaçado (*Braided*)

Este sistema foi caracterizado apenas nos sedimentos da Bacia de Taubaté, na base de cavas profundas de portos de areia.

Seus produtos de deposição estão representados no início das seções GS-6 e GS-17, sendo que na última, estão melhor caracterizados. Eles são constituídos por níveis de arenito, com potência mínima de 13 metros, separados por argilitos. Estes níveis são formados pelo empilhamento de arenitos e subordinadamente, conglomerados restritos à base da seção. Como estrutura sedimentar dominante exibem estratificação cruzada acanalada (fácies ArGCa, ArMCa, ArFCa e CgCa), com ocasionais variações para tangenciais. Mais raramente os arenitos exibem estratificação cruzada tabular (fácies ArTb).

Em cada nível arenoso estas fácies estão separadas entre si, predominantemente, por superfícies erosivas, com raras passagens gradacionais de uma para outra. As superfícies erosivas estão normalmente pavimentadas por seixos, ou menos expressivamente, exibem apenas um perfil irregular e ondulado. Por vezes estas superfícies estão limonitizadas, o que denuncia condições de exposição subaérea prolongada.

As características granulométricas destas fácies, associados à ocorrência de inúmeras superfícies erosivas, indicam a atuação de um fluxo de alta energia, no transporte e deposição dos arenitos, compatível com aquela de rios entrelaçados (*braided*). Por outro lado, a diminuição deste fluxo deve ter atingido um ponto suficiente para depositar e preservar as

poucas ocorrências de argilito (fácies AgMac) no intervalo. Portanto, a deposição de todo intervalo foi devida à atuação de um sistema fluvial entrelaçado, com formação de barras longitudinais compostas por arenitos com estratificação cruzada acanalada, encimadas por argilitos de planície de inundação, e raramente afetadas, nas partes intermediárias, pela formação de arenitos com estratificação tabular, originando as barras transversais.

A seção GS-6 exibe um intervalo com menor potência, semelhante ao descrito.

As características faciológicas destes intervalos são similares às daqueles que COIMBRA *et al.* (1983) separaram na Formação Itaquaquacetuba, na localidade homônima, gerada pela atuação de um sistema fluvial anastomosado, diretamente sobre o embasamento, após uma prévia escavação dos sedimentos pré-existentes, da Formação São Paulo.

Contrariamente, na área estudada as fácies atribuídas ao sistema fluvial entrelaçado estão estratigraficamente sotopostas a espesso pacote sedimentar, correlacionável com aquele da Formação São Paulo.

#### b) Sistema Fluvial Meandrante (Tspap, Tcap)

O sistema predomina por toda a superfície de exposição dos sedimentos das bacias de São Paulo e Taubaté, na área estudada.

Este se faz representar melhor, na seção GS-17, estratigraficamente acima da sequência atribuída ao sistema fluvial entrelaçado, por uma potência aproximada de 35 metros.

A passagem entre ambos é quase que imperceptível. No entanto, observa-se basicamente uma menor potência dos arenitos (fácies ArGCa, ArMCa e ArFCa), uma maior frequência dos níveis de argilito (fácies AgMac), o desaparecimento da fácies de conglomerados (CgCa), e o comparecimento de siltitos com estratificação acanalada (StCa).

Todos estes fatos apontam para um decréscimo na energia de transporte e deposição dos sedimentos, capaz de preservar os argilitos, e acompanhado de uma melhor definição dos ciclos granodecrescentes nos arenitos, por vezes de maneira contínua até atingir a granulação fina, sem exibir superfícies erosivas. Estas condições de energia são encontradas no sistema fluvial meandrante, onde ocorre a deposição, em barras de pontal, de arenitos com cruzadas acanaladas, e de argilitos em planície de inundação.

Algumas variações ocorreram nestas condições e podem ser visualizadas nas demais seções.

Nas seções GS-9C e GS-01 ocorrem arenitos com estratificação plano paralela (ArFp), sendo que na última se assenta diretamente sobre uma barra em pontal, e abaixo de argilitos de planície de inundação. Esta estrutura foi possivelmente gerada pela implantação, sobre a barra, de uma planície de inundação com decantação progressiva dos sedimentos suspensos, em ciclos de espessuras variáveis.

Na seção GS-08, em seu início, por processo semelhante, ocorrem siltitos de espessuras variáveis, intercalados em argilitos de planície de inundação. No topo do primeiro intervalo

ocorre arenito com estratificação cruzada tabular (fácies ArTb), originado por uma corrente de fluxo transversal posterior àquela que depositou a barra em pontal. O segundo intervalo se define por uma maior espessura dos argilitos da planície de inundação. Além do mais, ocorrem arenitos maciços (ArMac) com lentes de argilito, e vice-versa, indicando, em ambos os casos, o aporte de arenitos finos na planície de inundação, provavelmente após o rompimento de diques marginais, em época de cheias.

Variações das taxas dos sedimentos em suspensão podem ser atestadas pela ocorrência, em diversas seções, de argilas na composição dos arenitos. Este fato parece ser exclusivo na Bacia de São Paulo, e parcial na Bacia de Taubaté. Essa fração argilosa parece ser a responsável pela ocorrência dos intervalos desestruturados, bem como pela tímida definição de estruturas sedimentares.

#### c) Sistema de Leque Aluvial (Tcc)

A deposição dos sedimentos pelos sistemas fluviais meandrante e entrelaçado (braided) é ocasionalmente afetada pela ocorrência de conglomerados de seixos (fácies CgSx), a qual denuncia a atuação de condições de maior energia, compatível com o sistema de leque aluvial.

A estrutura organizada nos conglomerados é indicativa de segmentos distais destes sistemas. Estes conglomerados ocorrem predominantemente sob a forma de intercalações isoladas, com espessura de até 0,50 metros. Espessuras maiores foram verificadas na base de algumas seções (GS-9A/13/18/19), quando localizadas sobre ou próximo ao embasamento Pré-Cambriano.

No caso da seção GS-19, atinge três metros de espessura e recobre sedimentos de origem fluvial meandrante.

Também associada à proximidade do embasamento, é comum a ocorrência junto aos conglomerados de seixos, de conglomerados de matriz (fácies CgMtx), resultantes de corridas de lama (debris flow), que chegam a atingir 2 metros de espessura (GS-9A).

Em um local, seção GS-25, foram verificados os mesmos depósitos, sem o acompanhamento de conglomerados de seixos.

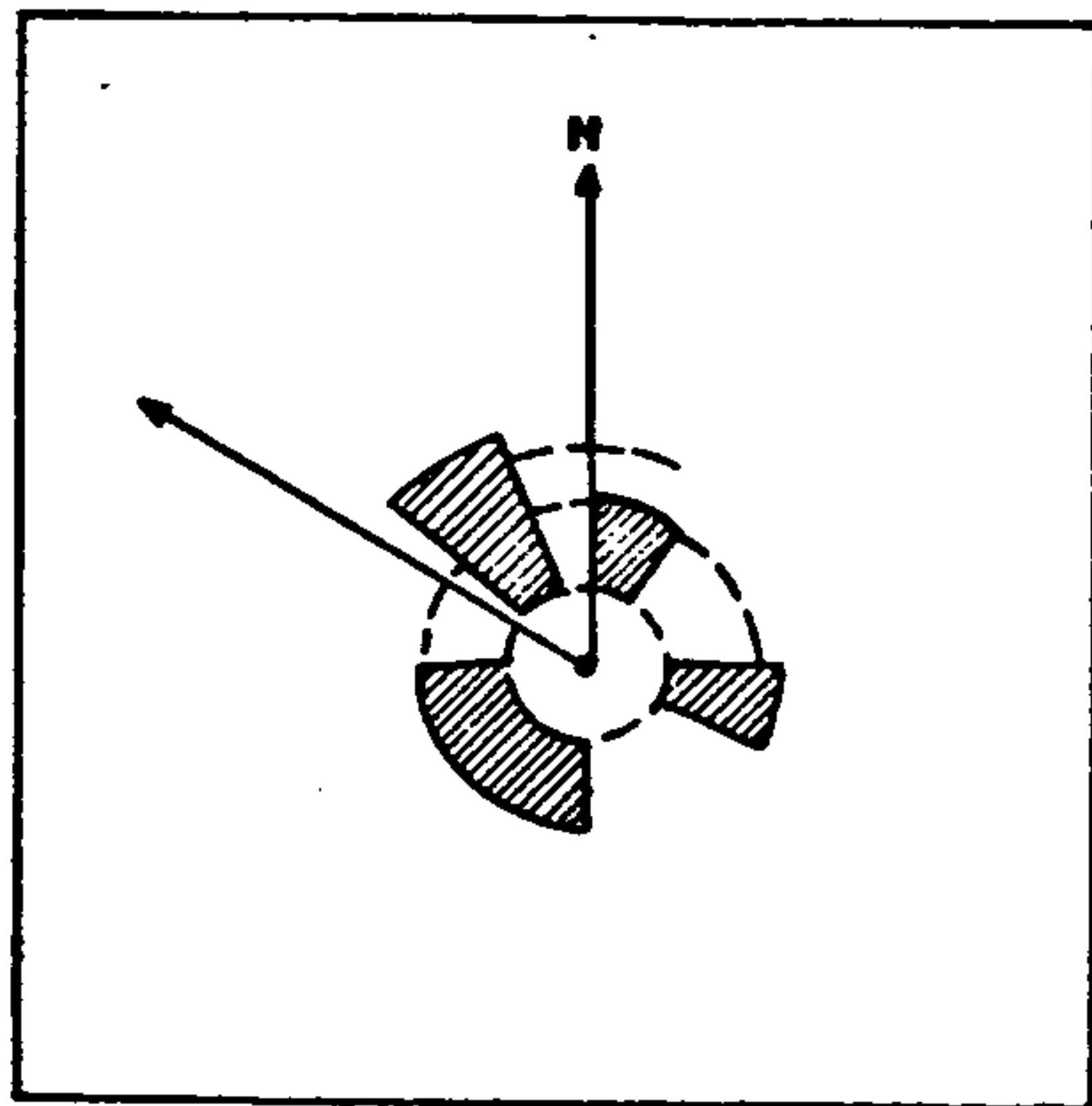
A existência de conglomerados de seixos e de conglomerados de matriz associados a sedimentos fluviais constituiu-se em uma evidência da instabilidade tectônica durante o preenchimento da bacia. Esta evidência também está marcada pela natureza dos seixos de arenito fino e de argilito, em alguns níveis dos conglomerados.

A instabilidade tectônica pôde ser constatada pela existência de extratos fortemente mergulhantes com extratificação cruzada acanalada (GS-01).

#### 4.3.7.1.4 - Medidas de Paleocorrentes

O tratamento de medidas de paleocorrentes, efetuadas em estratificações cruzadas acanaladas de barras longitudinais e barras em pontal da Bacia de Taubaté (figura 4.3.8), resultou em vetores médios respectivos de 3020. e 3000.

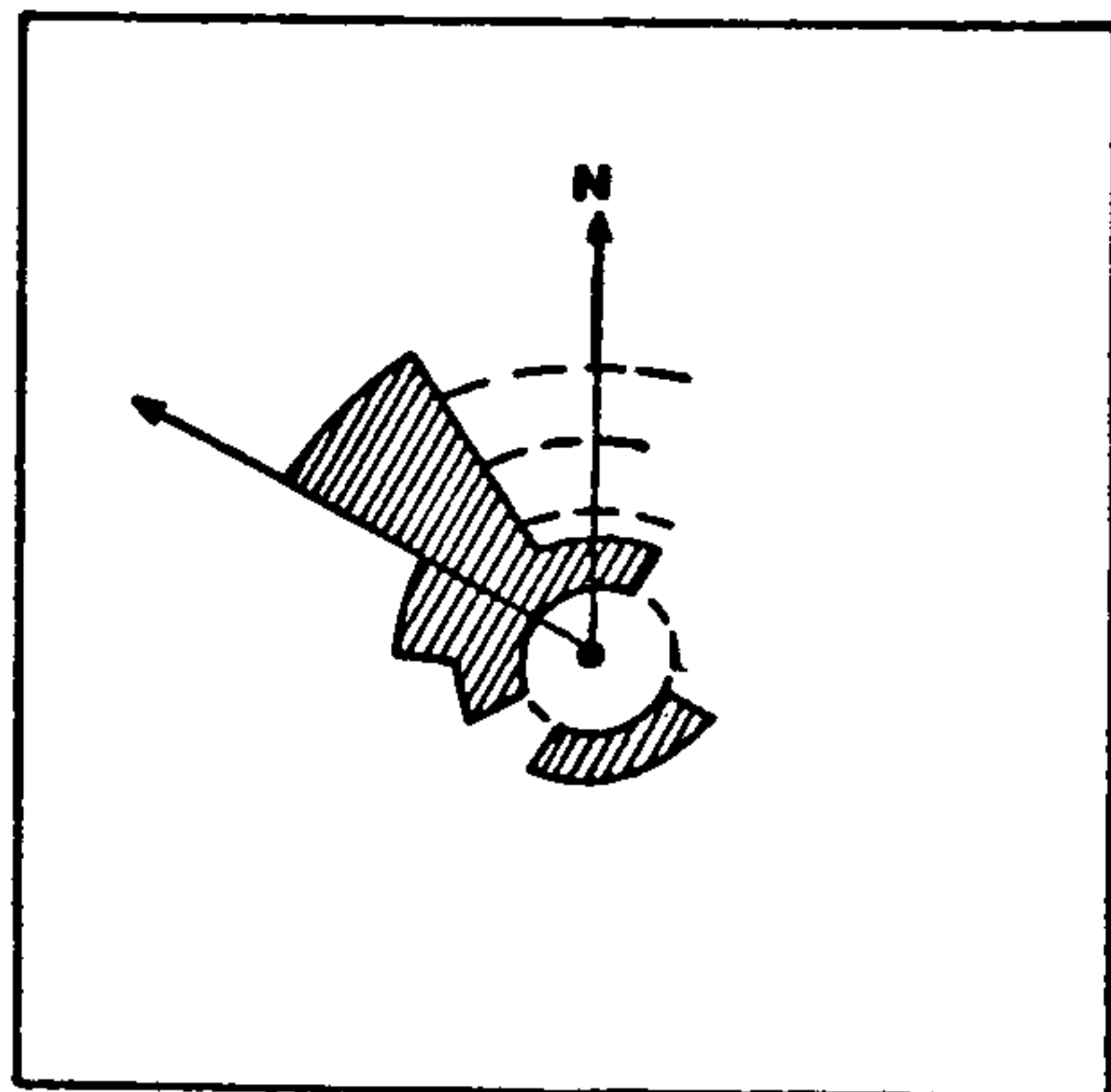




(a)

AZIMUTE DO VETOR MÉDIO =  $302^{\circ}32'$

ÍNDICE DE CONSISTÊNCIA = 39,0 %



(b)

AZIMUTE DO VETOR MÉDIO =  $300^{\circ}18'$

ÍNDICE DE CONSISTENCIA = 48,8 %

Figura 4.3.8 – Diagrama de medidas de paleocorrentes tomadas em estratificações cruzadas acanaladas de barras longitudinais (a) e barras em pontal (b), da Bacia de Taubaté.

Apesar do baixo índice de consistência destas medidas, respectivamente de 39% e 48%, elas indicam uma tendência de evolução dos sedimentos a partir de uma área fonte localizada a SE, através de sistemas de drenagem que evoluíram de entrelaçado (*braided*) para meandrante.

#### 4.3.7.2 - Coberturas Quaternárias

Sob esta designação foram distinguidos os amplos depósitos aluvionares que aparecem formando as várzeas atuais e os baixos terraços alçados poucos metros em relação ao nível de base atual. Ocupam grandes porções da área mapeada. Distribuem-se por larguras por vezes superiores a três quilômetros ao longo das drenagens, principalmente quando estas passam pelas áreas de exposições das sequências do Complexo Embu, especialmente nas folhas Mogi das Cruzes e Mauá. Desenvolvem vastas planícies fluviais, destacando-se as dos rios Jundiá, Biritiba-Mirim, Taiçupeba e principalmente do rio Tietê. Na folha Santa Isabel, amplos depósitos aluvionares formam-se por toda a rede de drenagem existente nos domínios da Bacia de Taubaté, destacando-se pela sua expressividade os do vale do rio Parateí, que baliza a borda norte dessa estrutura.

O contexto formado pelas planícies aluvionares tem grande importância econômica para a região. Em seus domínios se concentram um grande número de portos de areia e de pequenas e médias olarias que utilizam suas argilas vermelhas "taguá" para a fabricação de tijolos. Aí também se pratica com intensidade a atividade de plantio de hortaliças.

A constituição litológica dos depósitos aluvionares é de difícil definição. Devido a planura de seus terrenos não se tem cortes com boas exposições. Em superfície geralmente expõem-se como solos orgânicos, bastante argilosos e de cor preta. Em alguns afloramentos artificiais, produzidos pelas cavas de areia, observou-se que no geral são constituídos de argilas cinza, siltes, areias e subordinadamente cascalhos, pouco ou nada consolidados. Perfis de sondagens realizados na periferia de Jundiapéba (PINTO *et al.*, 1988) acusaram para esses depósitos espessura média em torno de seis metros e constituição litológica variando de conglomerado fino a areia na base, até argila preta, muitas vezes turfáceas, no topo.

## CAPÍTULO 5 - ESTUDO PETROLÓGICO, LITOQUÍMICO, METAMÓRFICO E DE TIPOLOGIA DO ZIRCÃO.

### 5.1 - CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MICROESTRUTURAL DO COMPLEXO EMBU (P<sub>Ce</sub>)

#### 5.1.1 - INTRODUÇÃO

Visando a caracterização microestrutural, a definição das associações pré-metamórficas e o estabelecimento das relações entre formação mineral e deformação, foram analisadas 60 seções delgadas referente às supracrustais do Complexo Embu.

As amostras pertencem a uma sequência pelítica e semipelítica (psamítica) e mais raramente calciossilicática. Embora a nível regional (mesoscópico) tenham sido observadas importantes intercalações de anfibolitos e anfibólio-xistos de provável natureza vulcanoclástica e/ou extrusiva, em função do avançado estado de alteração intempérica não foi possível a sua identificação microscópica.

De uma maneira geral, a sequência foi metamorfisada sob condições da fácies anfibolito (FAN) nas zonas da cianita-muscovita e sillimanita-muscovita, chegando localmente a atingir condições de fusão parcial *in situ* (QUADRO 5.1.1). As condições báficas operantes indicam metamorfismo de média P/T.

Contrastando com a discreta variação composicional, as relações entre deformação e crescimento mineral sugerem uma complexa história deformacional, culminando com a superposição de uma trama (termo aqui empregado em lugar de *fabric*, conforme recomendação da RBG) S-C, desenvolvida sob regime de deformação não-coaxial, em condições dúcteis (cisalhamento simples).

A onipresente anisotropia planar sugere uma evolução sincinemática sob influência de pressão não hidrostática (*stress*). Conseqüentemente, o anastomosamento e lenticularização, com obliteração das relações litoestratigráficas originais, produzem relações do tipo  $S_0=S_n$ .

O crescimento generalizado de porfiroblastos de muscovita e biotita sobre a trama  $S_n$  assinala a atuação de um incremento termal, preliminarmente interpretado como induzido pela colocação de granitóides tardi-cinemáticos em relação à  $D_1/S_1$  e pré-cinemáticos em relação à  $D_2/S_2$ .

A lenticularização e subgranulação ("sericitização") dos porfiroblastos pós-cinemáticos de muscovita indicam a continuidade do incremento deformacional ( $D_n/D_m$ ) imediatamente após cessado o efeito da colocação dos corpos graníticos. Esta fase, entretanto, operou sob condições decrescentes de T, na transição FAN/FAX, com impressão generalizada da trama milonítica S-C.



FÁCIES	ANFIBOLITO			XISTOS VERDES	
	Cianita/ Muscovita	Sillimanita/ Muscovita	Estauroлита	Biotita/ Granada	Clorita
Zoneamento Mineral					
Quartzo					
Biotita					
Muscovita					
Cianita					
Sillimanita	---		---		
Granada			-----		
Mica Branca					
Estauroлита			---		
Turmalina					
Clorita					
Fundidos (Granític <sub>os</sub> )		---			

QUADRO 5.1.1 - Mudanças mineralógicas progressivas e retrogressivas na sequência metapelítica.



CPRM

## 5.1.2 - AS RELAÇÕES ENTRE FORMAÇÃO MINERAL E DEFORMAÇÃO

### 5.1.2.1 - O Episódio Sincinemático (M1/Sn-Sn')

O primeiro registro recuperável de uma anisotropia regionalmente desenvolvida nas supracrustais é dado pela trama planar. É caracterizada pelo arranjo preferencial das palhetas (0,1mm) de mica branca (MB) e de grãos alongados de quartzo (QZ1). Não há registro de evidências de deformações intracristalinas, como extinção ondulante no QZ, por exemplo. Como foi obtida apenas uma seção delgada em filito e devido ao considerável gap metamórfico entre ele e o restante da sequência, sua interpretação no contexto regional é dificultada. Entretanto, também nas variedades de mais alto grau como em metapsamitos cianíticos, evidências de uma anisotropia planar pré SC, sob condições de baixo *strain*, pode ser localmente caracterizada, pelas texturas granoblástico-elongadas dos mosaicos quartzo-feldspáticos, desprovidos de evidências de deformações intracristalinas. O forte arranjo dimensional, mas não reticular, da paragênese (ILUSTRAÇÃO 5.1.1) sugere que o início do processo deformacional pode ter estado ligado a um mecanismo de dobramento por flambagem (deslizamento flexural). A transposição total da superfície original e a evolução progressiva do evento, sob regime de cisalhamento simples são indicativas de processos de encurtamento crustal e geração de dobras recumbentes.

Nas variedades metapelíticas que constituem mais de 70 % das seções analisadas, a trama Sn é ainda ressaltada pela disposição planar orientada em bandas submilimétricas de feixes de fibrolita e palhetas milimétricas de biotita e muscovita que formam uma foliação contínua (ILUSTRAÇÃO 5.1.2). Entretanto, o anastomosamento das foliações S-C, melhor registrado nas variedades pelíticas, quase sempre oblitera completamente a foliação Sn (ILUSTRAÇÃO 5.1.3).

#### 5.1.2.1.1 - Caracterização mineralógica

**QUARTZO (QZ1)** - raramente preservado como prismas xenoblásticos, com extinção normal, sem evidências de deformações intracristalinas, com forte alinhamento dimensional. Os contatos intracristalinos são retilíneos a discretamente suturados.

**PLAGIOCLÁSIO (PG1)** - albita-oligoclásio, discretamente geminado, xenoblástico, com forte alinhamento dimensional, entremeado nos mosaicos de QZ1.

**BIOTITA (BT1)** - marrom, em finas palhetas idioblásticas, submilimétricas, fortemente orientadas, total ou parcialmente transformadas em muscovita (MU1).

**MUSCOVITA (MU1)** - em sua maior parte proveniente da transformação da BT1. Substituição pseudomórfica por agregados feltrosos de mica branca (MB) é bastante comum.

**CIANITA (CN1)** - prismas idioblásticos (0,4-0,6mm) principalmente concordantes com a trama S1.

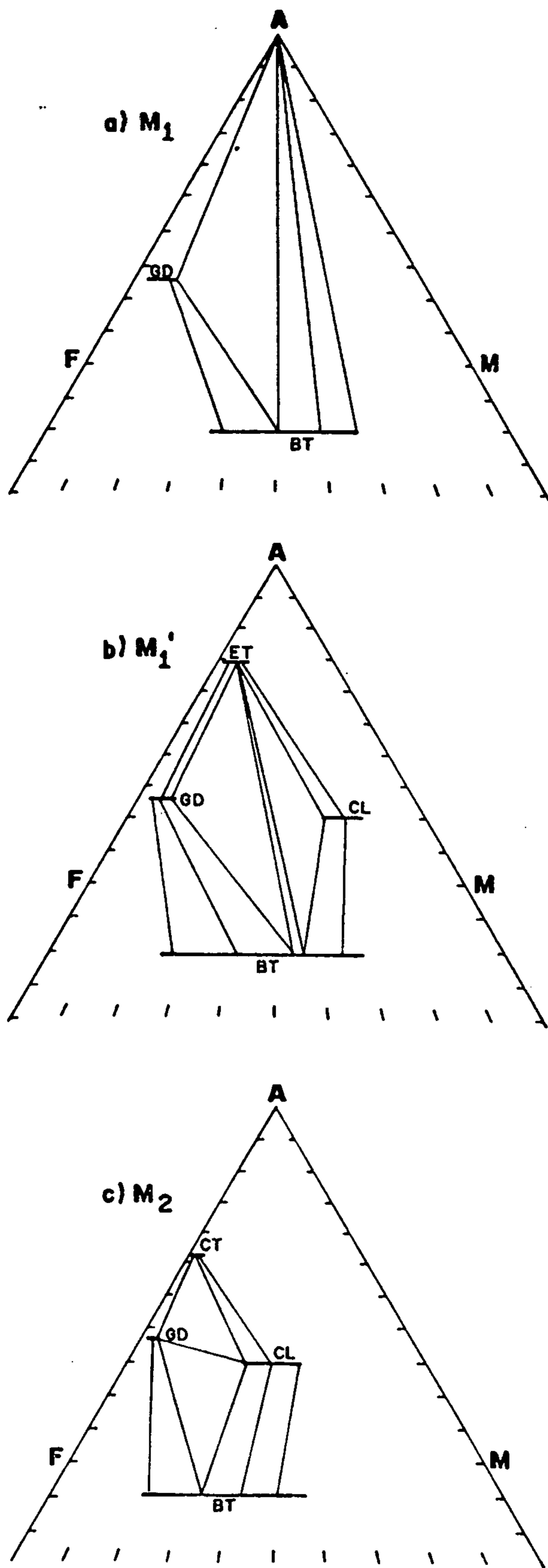
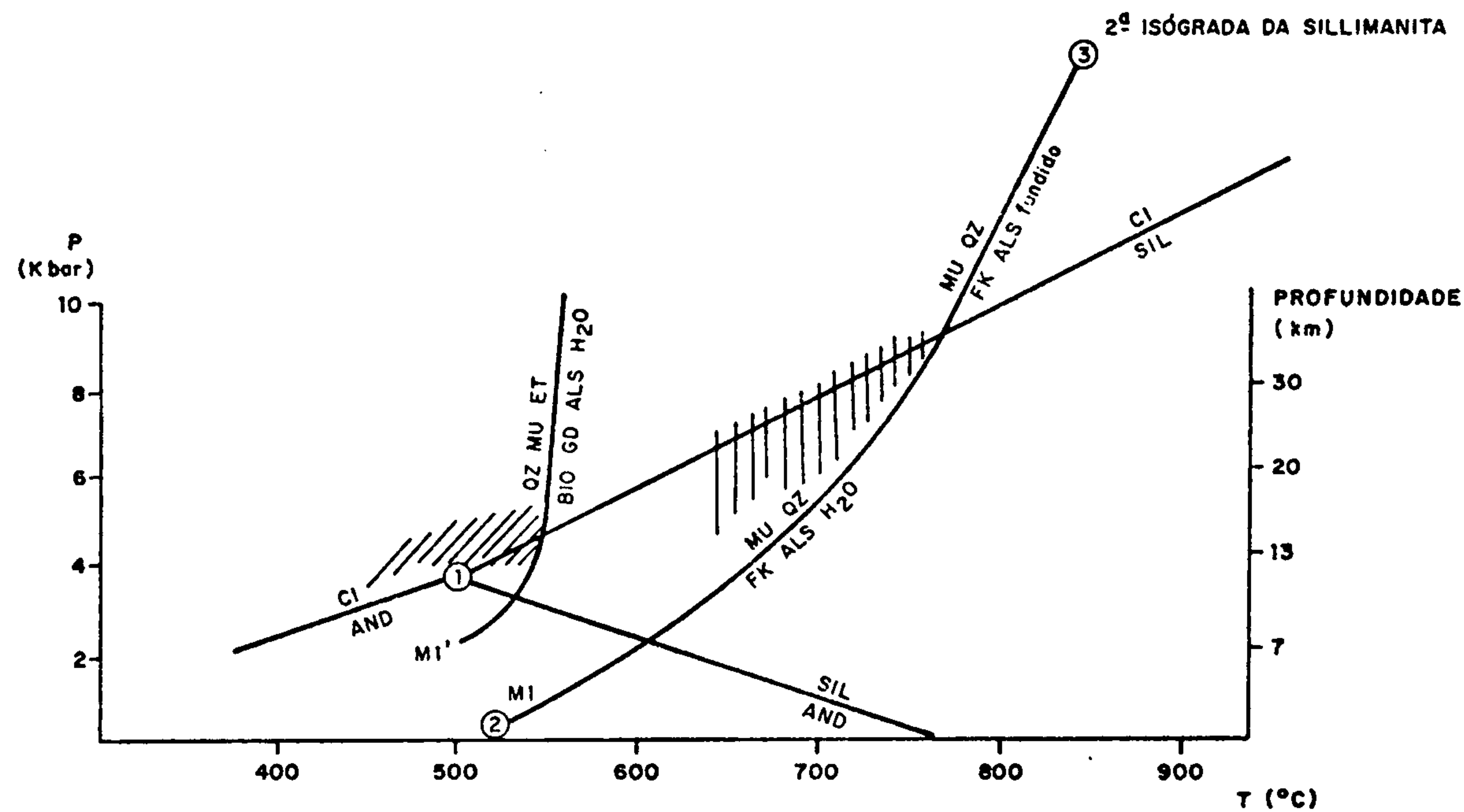


FIGURA 5.1.1 - Projeção AFM característica das transformações dos metapelitos no metamorfismo barroviao (Yardley, 1989). Excetuando-se pela ausência de cloritóide na figura 3 c representativa da fase M<sub>2</sub> (sintranscorrente), as demais (3a. correspondente à M<sub>1</sub> sintangencial e 3b M<sub>1</sub> intercinemática) são ubíquas nos metapelitos estudados.





- ① Holdaway(1971)
- ② Chatterjee & Johannes (1974)
- ③ Thompson (1982) calculada; curva 3 utilizada em condições de ausência de H<sub>2</sub>O
- |||| Possível campo de estabilidade da paragênese M1
- //// Possível campo de estabilidade da paragênese M2

FIGURA 5.1.2 - Gráfico das condições P x T envolvendo as principais paragêneses minerais associadas aos metamorfismos M1 e M2 reconhecidos na área ( gráfico extraído e modificado de Yardley, 1989)

SILLIMANITA (SL) - especialmente na forma de feixes de fibrolita (FB) dispostos paralelamente à S<sub>1</sub>, raramente como prismas idioblásticos associados aos feixes. Substituição pseudomórfica por finos agregados (MB) são comuns, da mesma forma que a CN<sub>1</sub> e a MU.

GRANADA (GD) - em cristais xenoblásticos alongados segundo Sn (sincinemáticos) ou globulares, milimétricos, eventualmente poiquiloblásticos (pós-cinemáticos), com inclusões de QZ<sub>1</sub>. Quase sempre substituída pseudomorficamente por limonita.

Foram detectadas uma seção com andaluzita e outra com cordierita pinitizada as quais, devido à ocorrência restrita, não são consideradas nessa análise regional.

A paragênese representativa do episódio sincinemático M<sub>1</sub> é dada por: QZ<sub>1</sub> + BT<sub>1</sub> + MU<sub>1</sub> + CN<sub>1</sub> + FB + GD (+- FG<sub>1</sub>).

#### 5.1.2.2 - O Episódio Metamórfico Pós-D<sub>1</sub> (PRÉ-D<sub>2</sub>).

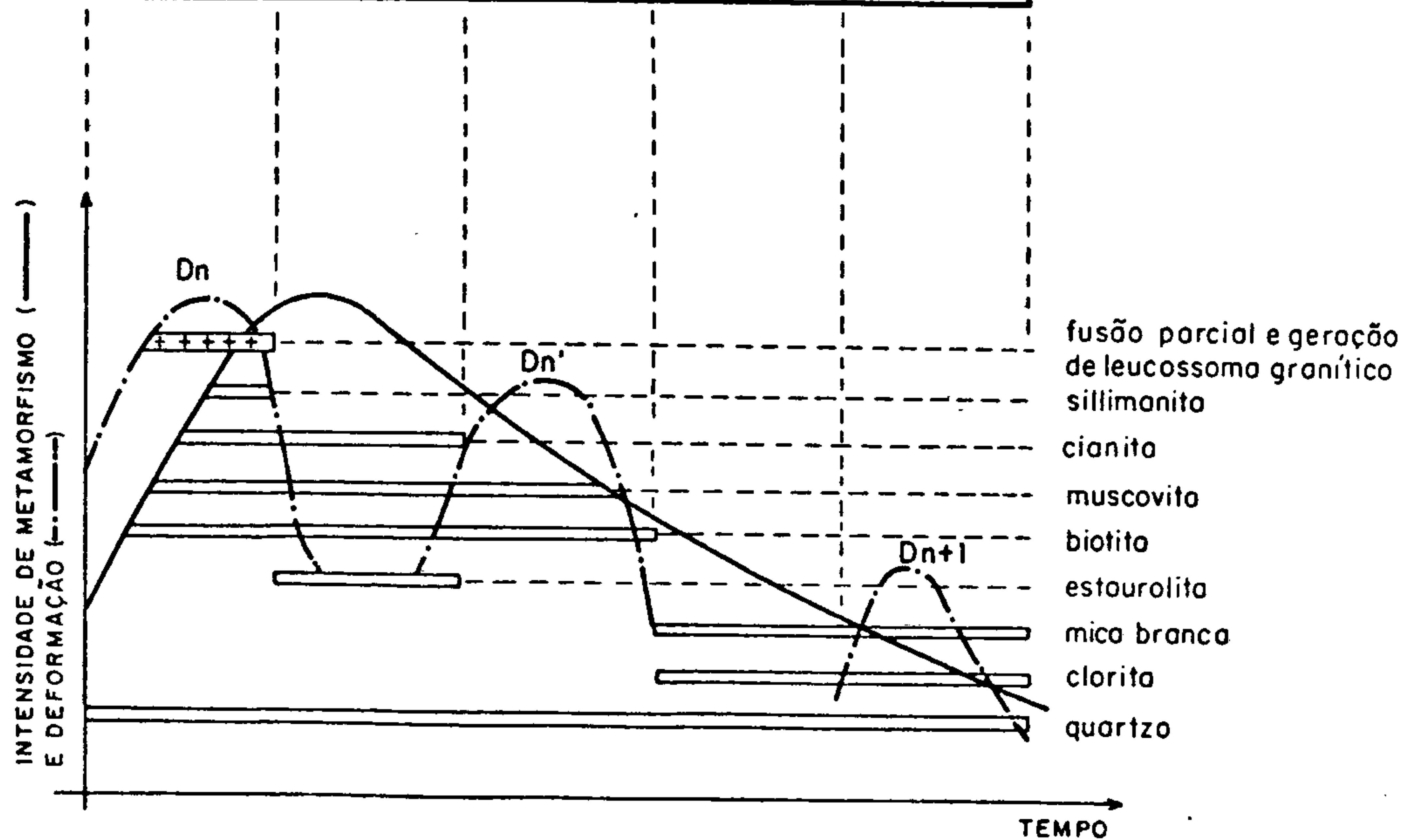
Na maior parte das amostras foi registrado um segundo evento metamórfico sob condições estáticas, representado especialmente pelo crescimento sem controle estrutural de muscovita MU<sub>1</sub>' e biotita muscovitizada BT<sub>1</sub>', além de cianita e estauroлита.

MU<sub>1</sub>' - são porfiroblastos idioblásticos com 1 a 10 mm de comprimento com disposição planar (001) aleatória, crescidos discordantemente sobre a trama Sn, com desenvolvimento poiquiloblástico englobando raros cristais de turmalina (TU) e pequenos (0.1mm) cristais de QZ<sub>1</sub> os quais marcam a foliação S<sub>1</sub> "fossilizada" (ILUSTRAÇÃO 5.1.4). Palhetas de BT<sub>1</sub> podem também ser aprisionadas (ILUSTRAÇÃO 5.1.5). Ocorre também como palhetas alongadas, crescidas mimeticamente sobre Sn (ILUSTRAÇÃO 5.1.2). Outra forma relativamente comum de recristalização da MU<sub>1</sub>' é em agregados policristalinos decussados subcentimétricos a centimétricos, eventualmente com fantasmas dos aluminossilicatos preservados nas porções mais internas (ILUSTRAÇÃO 5.1.6).

A estauroлита (ET), ocorre principalmente na forma de diminutos (0.1mm) prismas idioblásticos, crescidos aleatoriamente no interior das bandas e agregados fibrolíticos (ILUSTRAÇÃO 5.1.2) - onde associa-se à cianita (CN<sub>2</sub>), igualmente crescida sem orientação preferencial. Alguns cristais maiores de ET "fossilizam" a superfície Sn, representada pelo alinhamento das fibras de FB, sem provocar sua deflexão. Ambas as fases (CN<sub>1</sub>' e ET) são relativamente precoces em comparação ao desenvolvimento da MU<sub>1</sub>' podendo ser englobadas pelos poiquiloblastos (ILUSTRAÇÃO 5.1.6). Como a MU tem um campo de estabilidade mais amplo que esses minerais aluminosos, pode também ser localmente substituída por feixes de FB.

Outra fase onipresente, embora em quantidade acessória, é a turmalina verde (TU), em prismas idioblásticos, milimétricos (ILUSTRAÇÃO 5.1.9), raramente poiquiloblástico, com inclusões de QZ<sub>1</sub>. Tem desenvolvimento precoce relativamente aos estágios finais de crescimento da MU<sub>1</sub>', podem assim, ser englobadas pela MU<sub>1</sub>' (ILUSTRAÇÃO 5.1.4).

	M <sub>1</sub>	M <sub>1</sub> '	M <sub>2</sub>		M <sub>3</sub>
QUARTZO					
BIOTITA					
MUSCOVITA					
GRANADA					
CIANITA					
SILLIMANITA					
MICA BRANCA					
ESTAUROLITA					
TURMALINA					
CLORITA					
PLAGIOCLÁSIO					
ESTÁGIO DE RECRISTALIZAÇÃO	sin cinemático	pós cinemático	sin cinemático	pós cinemático	sin cinemático
SUPERFÍCIES FORMADAS	S <sub>n</sub> // S <sub>n</sub> '	—	S/C S <sub>n</sub>	—	S <sub>n+1</sub>



QUADRO 5.1.2 - Modelamento para história metamórfica das seqüências metapelíticas.



Alguns cristais de granada (GD'), eventualmente com inclusões de QZ1 são deformados em D2 e podem ser interpretados como intercinemáticos (ILUSTRAÇÃO 5.1.11).

A paragênese representativa desse evento pós-cinemático pode ser representada por:  $ET + CN1' + MU1' + BT1' + TU + QZ1' (+GD')$

#### 5.1.2.3 - O Episódio Sincinemático M2 (Dm)

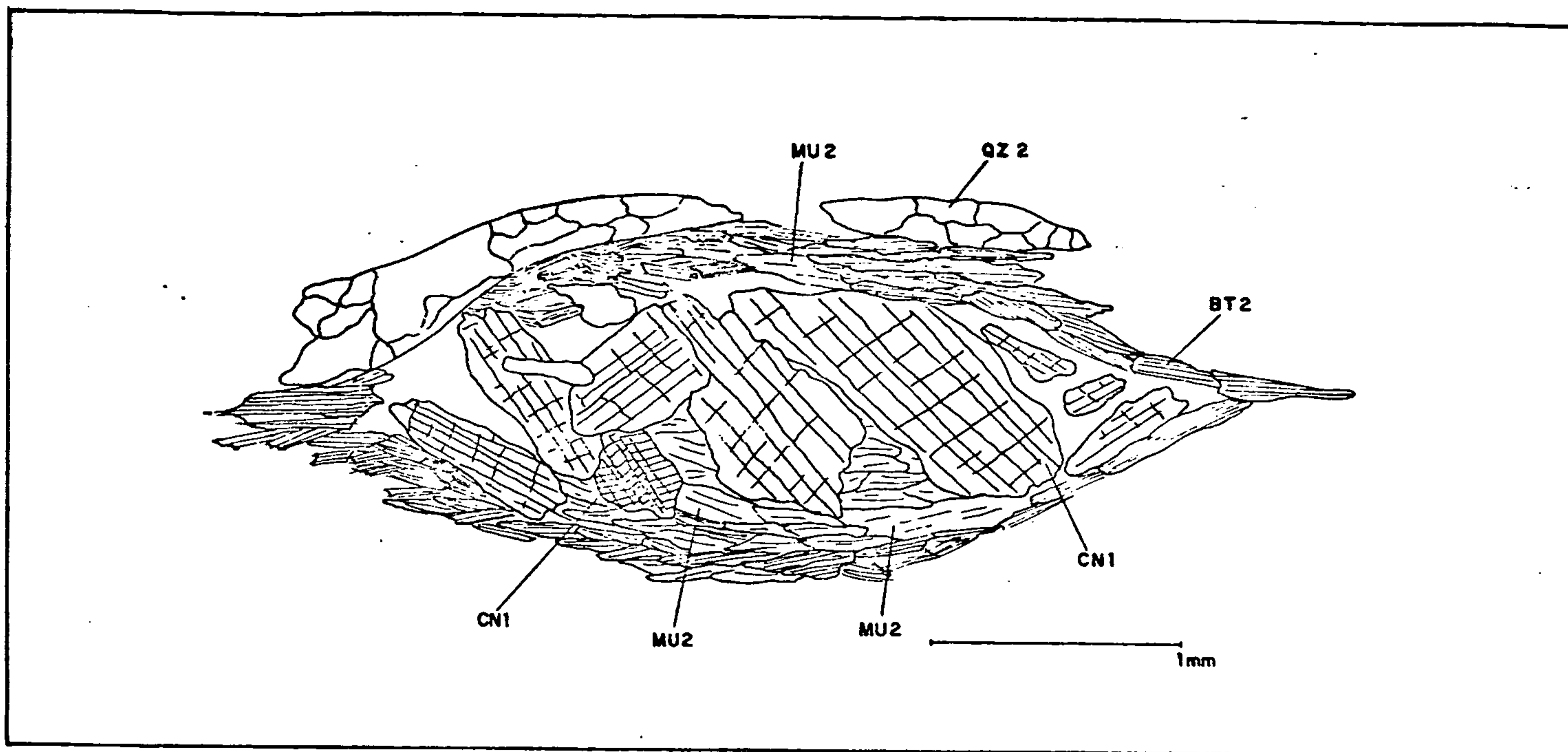
O segundo incremento dinamotermal (Dm) tem registro na maioria das seções observadas. É particularmente bem refletido nos psamitos pelo budinamento, subgranulação e recristalização dos antigos porfiroblastos de MU1' (*mica fishes*-MF) (ILUSTRAÇÕES 5.1.7, 5.1.8). Nos pelitos o episódio se manifesta através do anastomosamento das foliações S-C (ILUSTRAÇÕES 5.1.2, 5.1.6, 5.1.7, 5.1.10, 5.1.11, 5.1.12, 5.1.13). Também pelo extensivo desenvolvimento de agregados policristalinos de quartzo (QZ2) principalmente na forma de *ribbons*, em sua maioria do tipo "b4" de BOULLIER & BOUCHEZ (1978) (ILUSTRAÇÕES 5.1.3, 5.1.10, 5.1.11, 5.1.12, 5.1.13). A granada (GD2) foi raramente observada em blastos alongados segundo S2, indicando crescimento controlado nesse incremento deformacional.

Além da impressão da trama S-C e das profundas alterações intracristalinas nas micas e quartzo, necessariamente desenvolvidas sob condições de temperaturas superiores a 350o (ver item seguinte), esta fase foi acompanhada de fraturamento, subgranulação e recuperação periférica dos MF (ILUSTRAÇÕES 5.1.3, 5.1.7, 5.1.8, 5.1.10), eventualmente preservando simplectitos de QZ1 e BT1 (ILUSTRAÇÕES 5.1.9). Processos de multiplicação dos MF *cf.* LISTER & SNOKE, 1984) com crescimento de uma nova geração de biotita - BT2, foram também observados (ILUSTRAÇÕES 5.1.7, 5.1.8). A recristalização de finos agregados de MB em clastos fortemente deformados, pode ocorrer (ILUSTRAÇÃO 5.1.3).

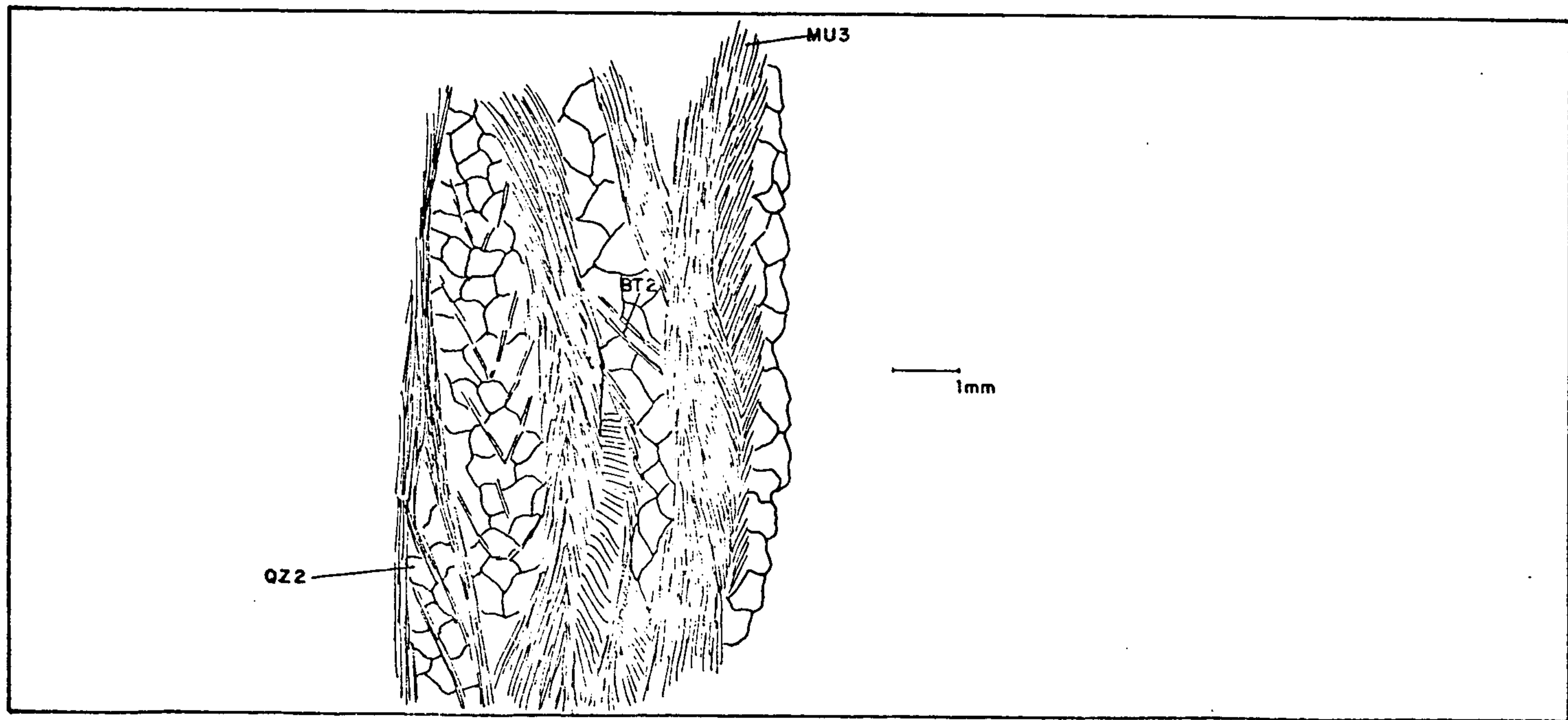
Desta forma, a paragênese sincinemática representativa de episódio é dada por:  $BT2 + QZ2 + MU2 + GD2$ .

#### 5.1.2.4 - O Episódio Pós-Cinemático (Pós Dm).

A maior parte do desenvolvimento mineral desse episódio está ligado a um discreto retrometamorfismo, com degradação da mineralogia original e geração de finos agregados feltrosos de mica branca (MB) a partir das micas (ILUSTRAÇÃO 5.1.3) e alumino-silicatos originais, além de cloritização da BT. A paragênese representativa é:  $MB + CL$ , da FAX baixa.

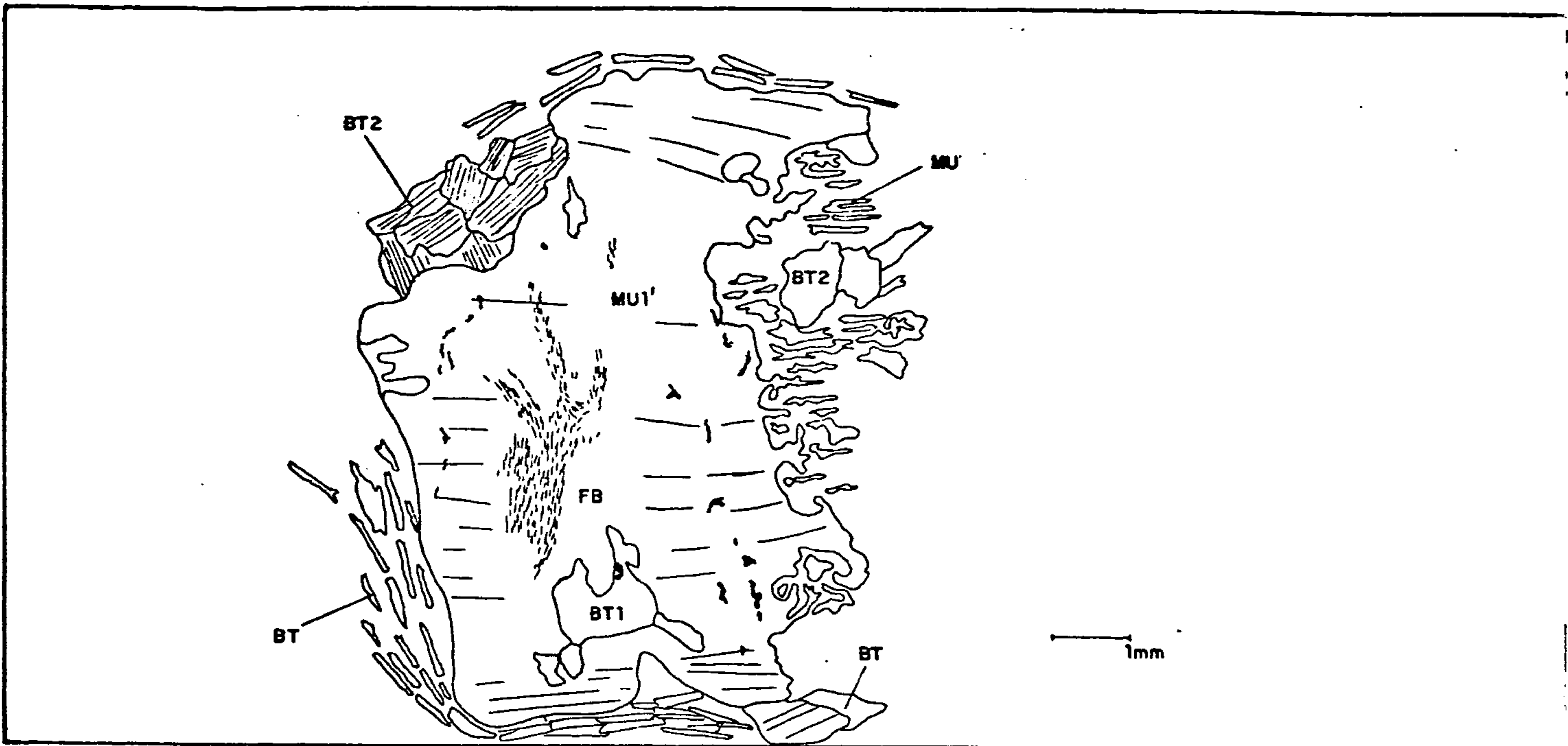


ILUSTR.5.1.13 - Porfiroclasto reliquiar de cianita do primeiro metamorfismo (CN1), parcialmente fragmentada pela imposição de Sm, com desenvolvimento de SP simétrica, contornada pela foliação SxC dada por BT/MU2 e pelos ribbons de QZ2. Lâmina A68 (nicóis X)

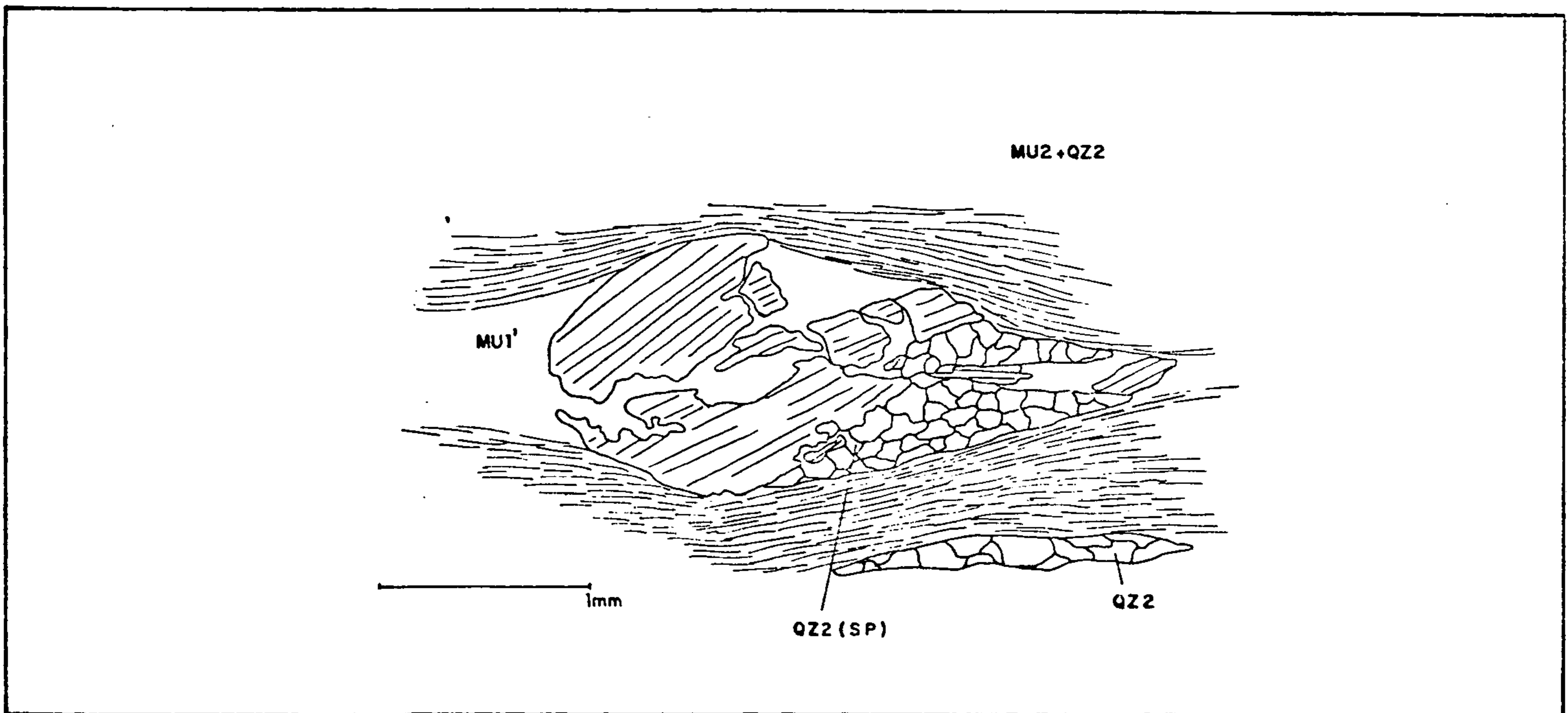


ILUSTR.5.1.14 - Transposição da superfície Sm por uma clivagem de crenulação plano-axial (clivagem de crenulação discreta), com crescimento sincinemático de muscovita (MU3). As dobras  $D_{n+1}$  são assimétricas, com amplitude milimétrica. A foliação SxC é marcada nos microlitos da  $D_{n+1}$  pelos conjuntos lenticularizados de QZ2. Lâmina D59 (nicóis X)



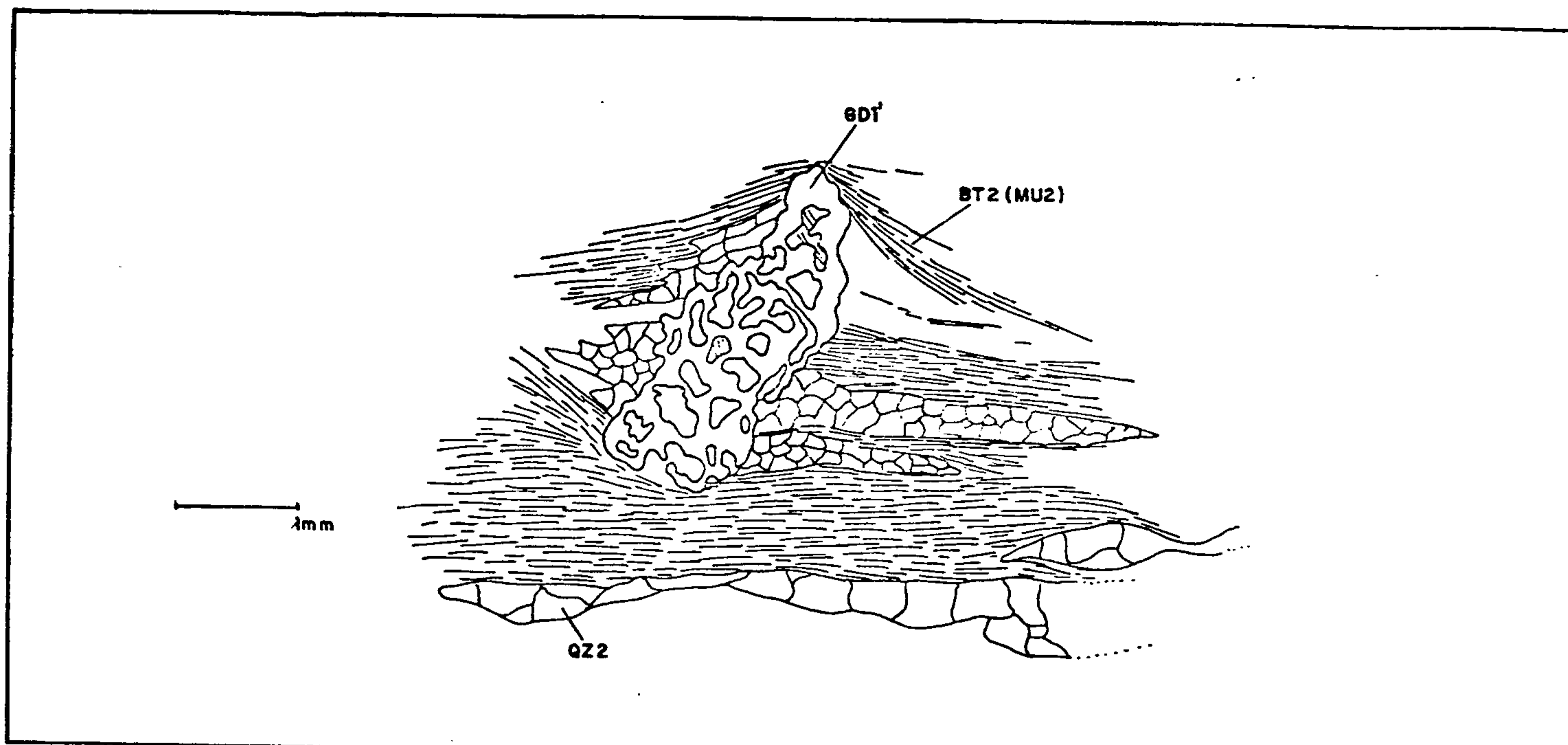


LUSTR.5.1.9 - Porfiroblasto de MU1' estruturando MF com plano OO1 encurvado; a presença de FK em outras lâminas deste ponto, aliada a ocorrência de simplectito de MU + QZ e QZ + PG aponta a reação retrógrada:

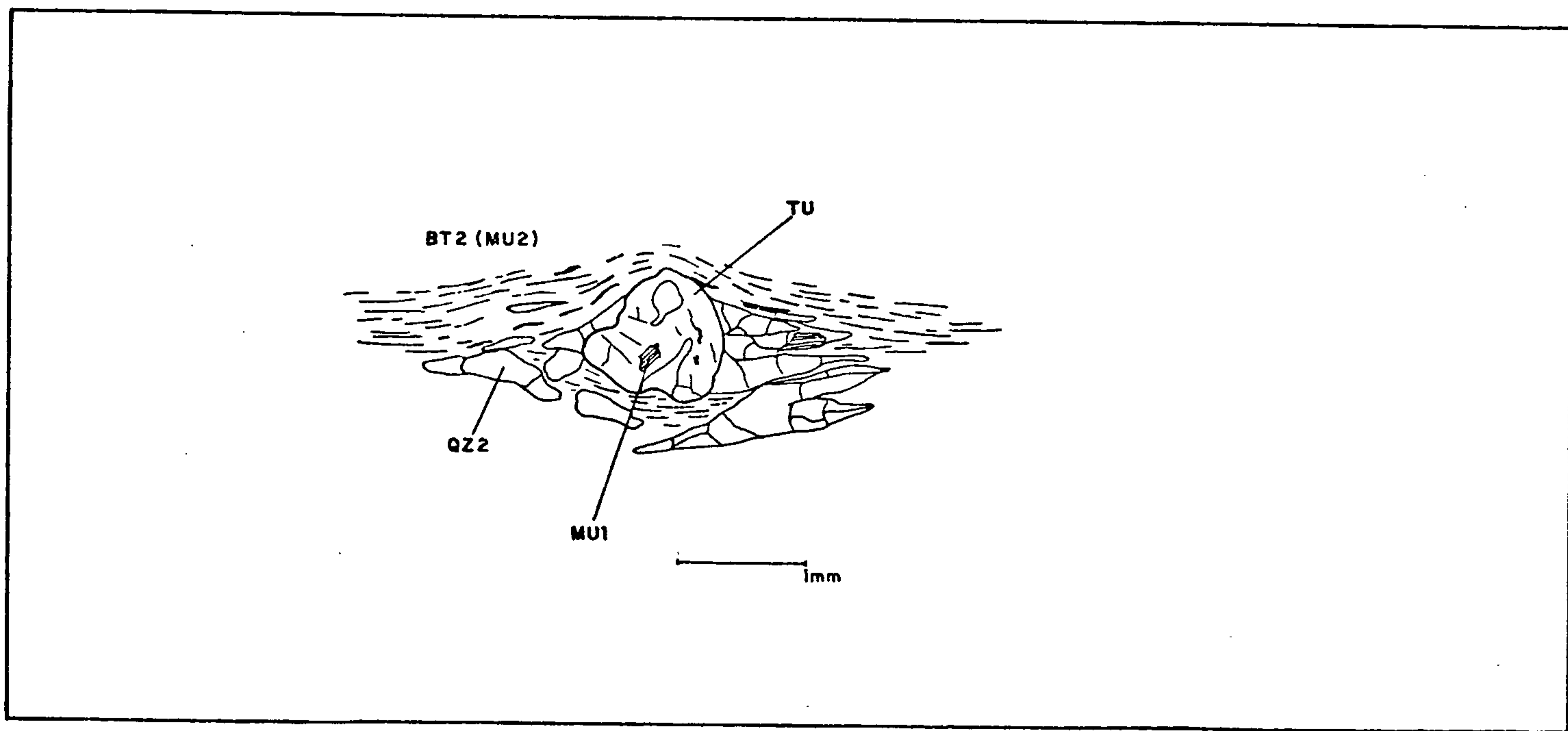


LUSTR.5.1.10 - Destruição de clasto da MU1' no desenvolvimento da superfície Sm, com fraturamento e separação de novos clastos de menores dimensões. O quartzo recristaliza dinamicamente na superfície C sob a forma de ribbons de QZ2 ou estaticamente em agregados poligonalizados na SP. Lâmina A 17 (nicóis x).

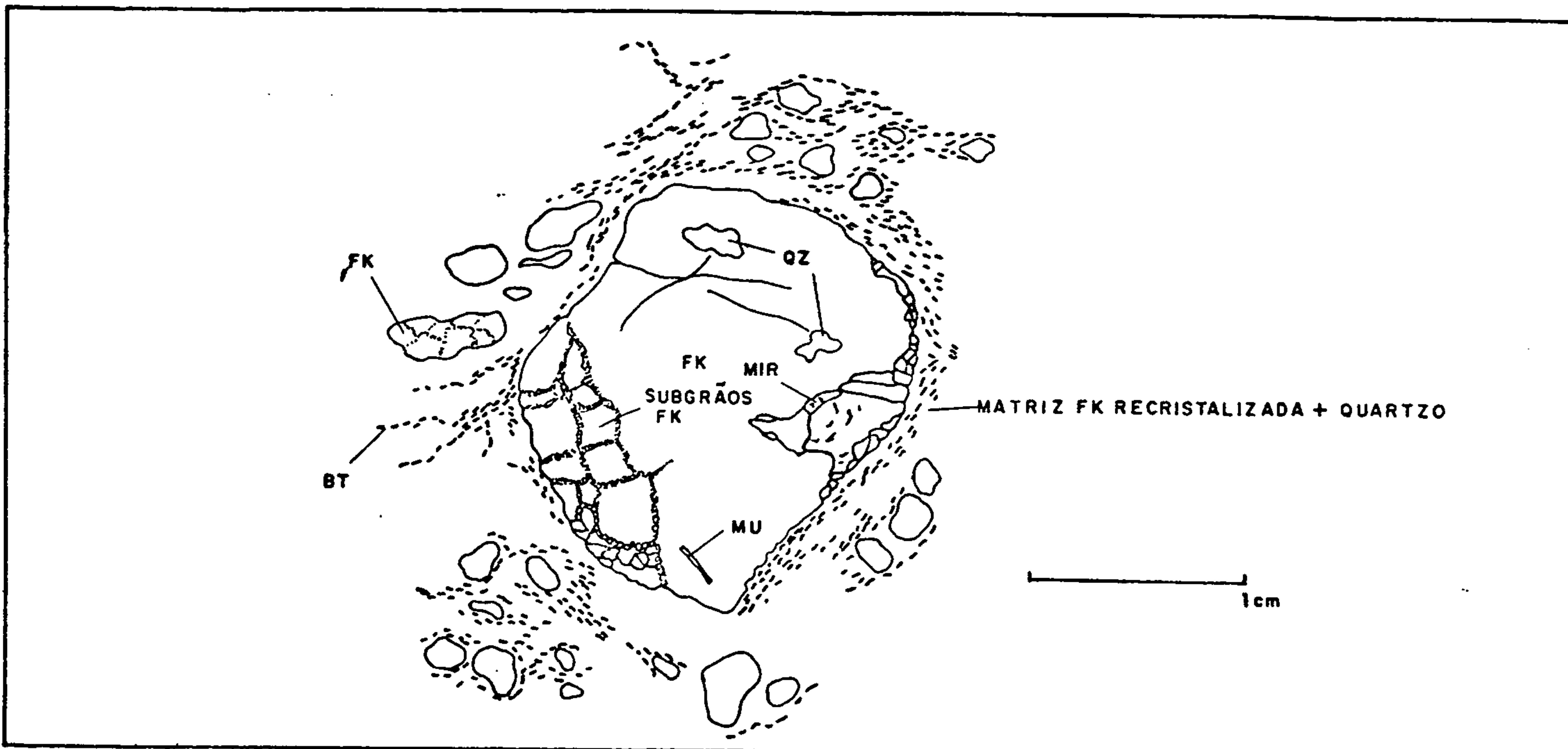




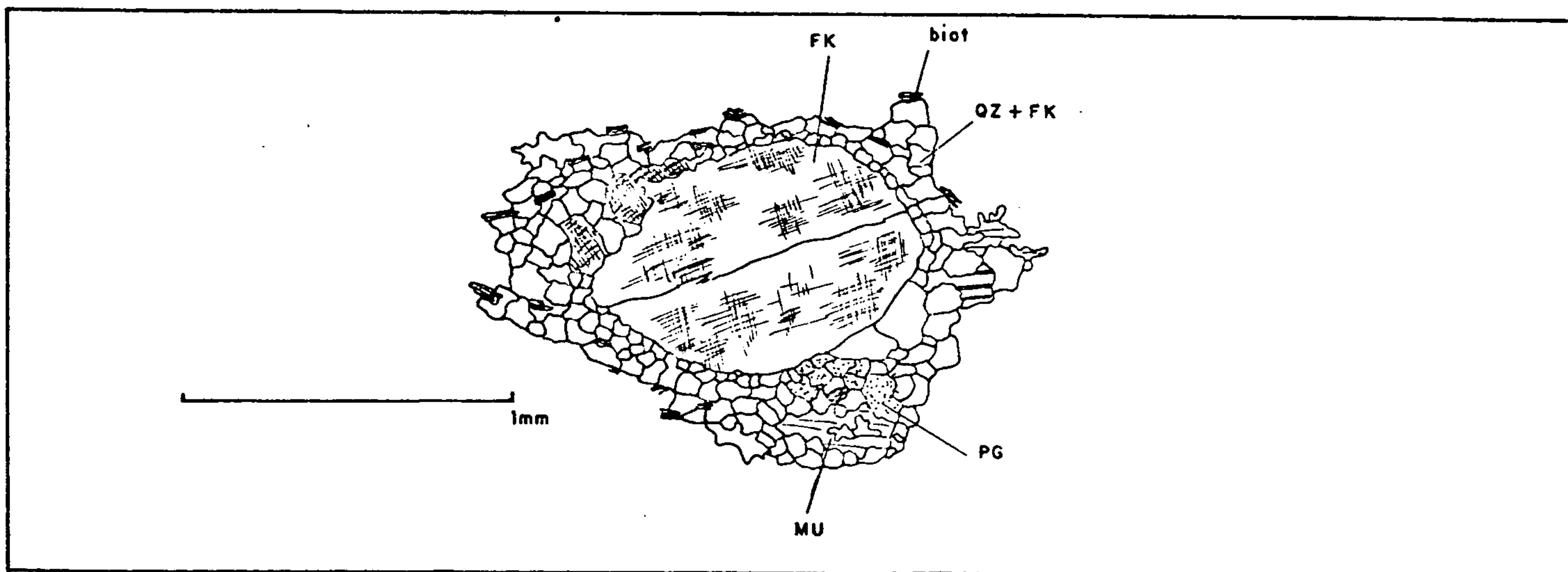
ILUSTR.5.1.11 - Porfiroclasto de  $GDI'$  pre  $S_m$ , causando forte deflexão dos planos  $S \times C$ . As inclusões são de  $QZ1$ . Estágio avançado de transposição da superfície  $S$ , com paralelização total a superfície  $C$ , marcada pelo alinhamento das palhetas estiradas de  $BT/MU2$  e pelos ribbons do tipo  $B4$  de  $QZ2$ . Lâmina C25 (nicóis X)



ILUSTR.5.1.12 - Porfiroclasto de turmalina (TU) em início de fragmentação, com SP discretamente assimétrica contornada pela foliação  $C$ . Esta é marcada pelos ribbons do tipo  $B4$  de  $QZ2$  e pelo alinhamento das palhetas estiradas de  $BT/MU2$ . Lâmina C74 (nicóis X)



ILUSTR. 5.2.1 - Megacrystal de FK em matriz mais fina com volume de clastos em proporção maior que 30% , a matriz é recristalizada com grãos maiores que 0.1mm. Notar inclusões de quartzo e muscovita , bem como recristalização de FK e formação de mirmequitas no megacrystal. Lâmina A195 ( nicóis x ).



ILUSTR. 5.2.2 - Porfiroclasto de FK com geminação mecânica e subgranulação periférica de FK. Lamina F175 ( nicóis x ).



### 5.1.2.5 - O Episódio Sincinemático Dn+1

Está refletido no desenvolvimento de uma clivagem de crenulação, preservando a foliação S<sub>n</sub> nos micrólitos e recristalizando muscovita (MU3) na nova superfície (S<sub>n+1</sub>) - (ILUSTRAÇÃO 5.1.14). É observável apenas localmente sob a forma de dobras assimétricas com amplitude centimétrica.

O quadro 1 é uma tentativa de representação esquemática das mudanças mineralógicas progressivas e retrogressivas na sequência.

### 5.1.3 - OS INDICADORES METAMÓRFICOS

A ampla distribuição de fases aluminosas nos metapelitos da FAN permite, através do emprego de simples relações microscópicas, monitorar as condições de P<sub>tot</sub>, P<sub>f</sub>, T durante os distintos episódios metamórficos. A intersecção das curvas univariantes dos polimorfos aluminosos com as curvas de P, T, das duas principais reações que controlam a recristalização nos metapelitos, fornecem o principal parâmetro de avaliação das condições operantes. Os pontos invariantes fornecem um índice aceitável de P.

Essa peculiaridade amplamente empregada em textos mais modernos de petrologia metamórfica (e.g. TURNER, 1981; YARDLEY, 1989) permite.

obter uma estimativa geotermobarométrica, na ausência de tratamento mais sofisticado, apenas com emprego de microscopia clássica. Uma tentativa de aplicação do diagrama de Yardley às paragêneses observadas é apresentada na Fig. 5.1.2.

#### 5.1.3.1 - O metamorfismo sincinemático M1: QZ1 + BT1 + MU1 + CN1 + SL + GD1

i) a ausência de ET e AD e estabilidade da sillimanita (FB) em paragênese com a CN1 indica equilíbrio em P mín. 4,0 kbar; T mín. 550o C. Tais condicionantes permitem correlacionar esta sequência com as denominadas séries de fácies metamórficas de média P/T de MIYASHIRO (1973), ou, mais genericamente com os cinturões metamórficos do tipo barroviano;

ii) a estabilidade da MU1 com a paragênese aluminosa, indica T máx. 770o C e P máx. de 9.0 kbar (limite inferior da fácies granulito), acima da qual apenas a CN1 poderia coexistir em equilíbrio com a MU1;

iii) a ocorrência localizada de fundidos anatéxicos *in situ* indica, nestas zonas de migmatitização, condições compatíveis com a denominada "segunda isógrada da sillimanita" - ou seja, a quebra MU1 em presença do QZ1, com produção de FK + SL + H2O (curva M1 da FIGURA 5.1.2), sob T mín. de 770o C; a presença de simplectitos de MU + QZ e mirmequitas nestes mesmos pontos indicaria atenuação destas mesmas condições (retrometamorfismo, ILUSTRAÇÃO 5.1.9);



iv) sob condições moderadas de hidratação a água disponível pode servir de catalizador do processo da fusão parcial e a reação esquemática  $M_1$  poderia ser representada por:  $(BT_1) + MU_1 + QZ_1 + H_2O \rightarrow SL + \text{fundido}$  (e.g. TRACY & ROBSON, 1983; YARDLEY, 1989).

Entretanto, em condições naturais, o rápido consumo da água disponível para possibilitar a geração dos fundidos, faz com que a reação prossiga apenas através da fusão incongruente das micas, com liberação da água necessária e que pode ser assim expressa:  $MU_1 + QZ_1 \rightarrow FK + SL + \text{fundido}$ .

#### 5.1.3.2 - O metamorfismo pós-cinematático: $ET + CN_1' + MU_1' + BT_1' + TU + QZ_1'$

i) a estabilização do par  $ET-CN_1'$  implica em novo pico termal, sob condições gerais decrescentes de T;

ii) a ausência da AD, permite inferir o desenvolvimento no campo da batizona 4 =  $P_{\min}$ . 4,2 kbar, T mín. 550o C;

iii) a T máx. atingida situou-se pouco acima da mínima, em torno de 560o C, o que pode ser deduzido do alto gradiente da curva univariante  $M_1'$ . Qualquer incremento térmico adicional no intervalo da batizona, desestabilizaria a ET (FIGURA 5.1.2). Isso, embora o papel das intrusões graníticas sincinemáticas seja um parâmetro complicador relativamente à trajetória metamórfica;

iv) as condições gerais detectadas indicam que as intrusões graníticas se deram em níveis crustais intermediários: profundidades mínimas de 15 km conforme deduzido da FIGURA 5.1.2.

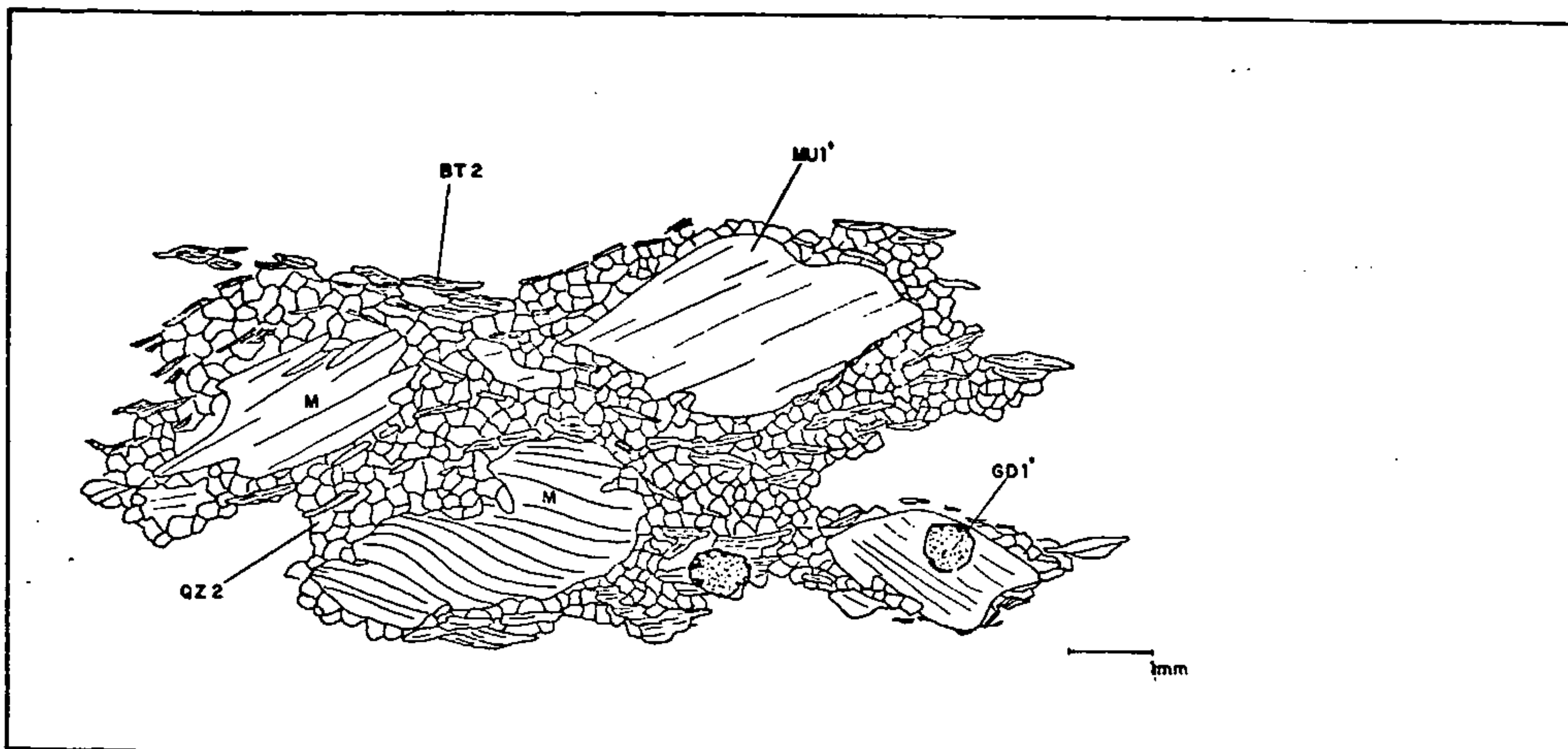
#### 5.1.3.3 - O metamorfismo sintectônico $M_2$ : $MU_2 + BT_2 + QZ_2 (+- GD)$

i) a recristalização generalizada da biotita -  $BT_2$  (ILUSTRAÇÕES 5.1.12, 5.1.13, 5.1.14) permite inferir T aproximadas entre 375 e 425 o C, no intervalo da FAX média a superior (YARDLEY, 1989; fig. pag. 86);

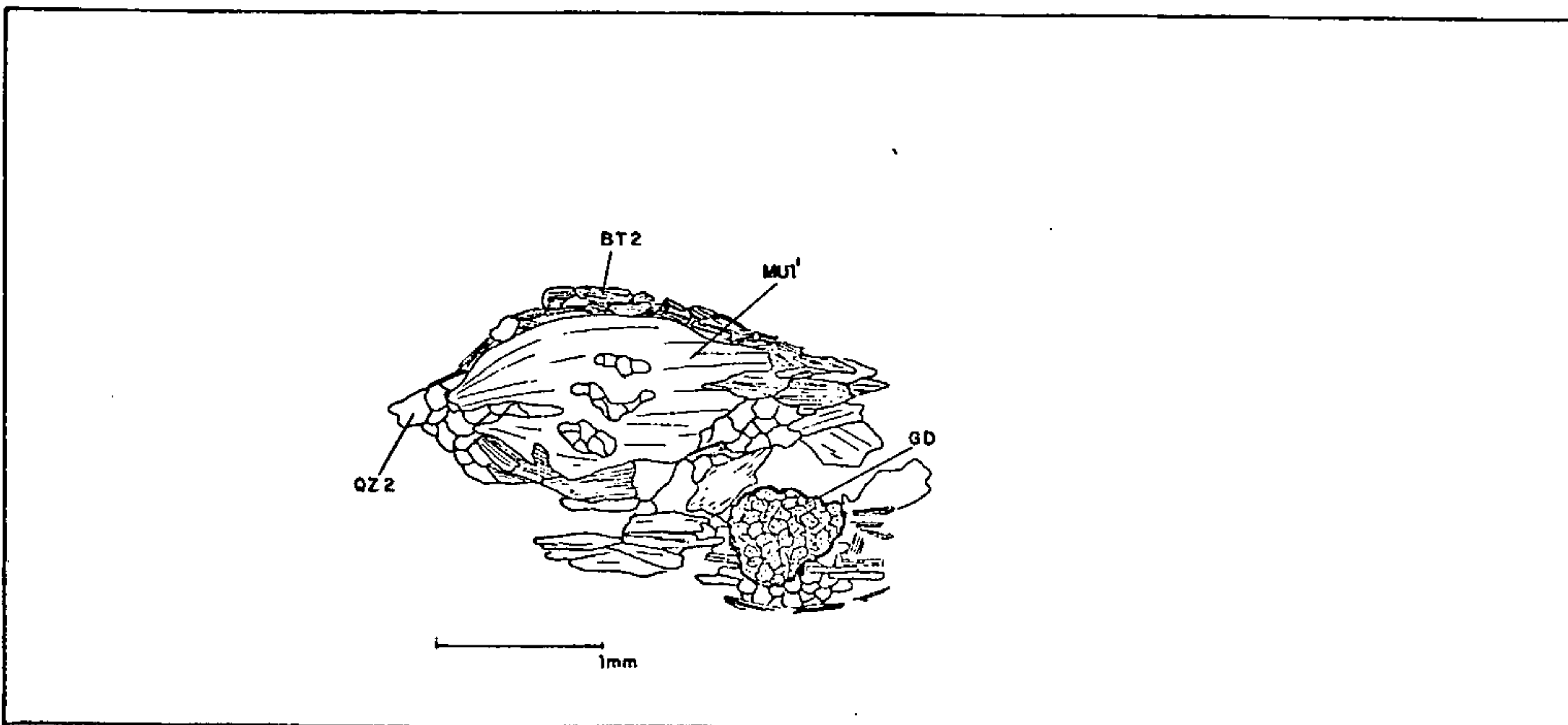
ii) a recristalização do  $QZ_2$  sob a forma de *ribbons* do tipo "b3" permite igualmente estimar temperaturas mínimas de 350o C (BOULLIER & BOUCHER, 1978);

iii) a paragênese estática, desenvolvida nas sombras de pressão (SP) por ser representada por MB e  $QZ_2$ , não fornece informações adicionais; da mesma maneira que a MB desenvolvida pós-cinematicamente, de maneira pseudomórfica sobre antigos aluminossilicatos.

A figura 5.1.1, adaptada de YARDLEY (1989), é uma projeção ternária AFM as paragêneses representativas da evolução metamórfica barroviana e que se adaptam satisfatoriamente à situação estudada. A figura 5.1.1a corresponde ao  $M_1$  e a 1b ao  $M_1'$ . A figura 5.1.1c representa as paragêneses em equilíbrio durante o segundo evento metamórfico. Nos três casos QZ, MU e  $H_2O$  coexistem com as paragêneses representadas no diagrama.

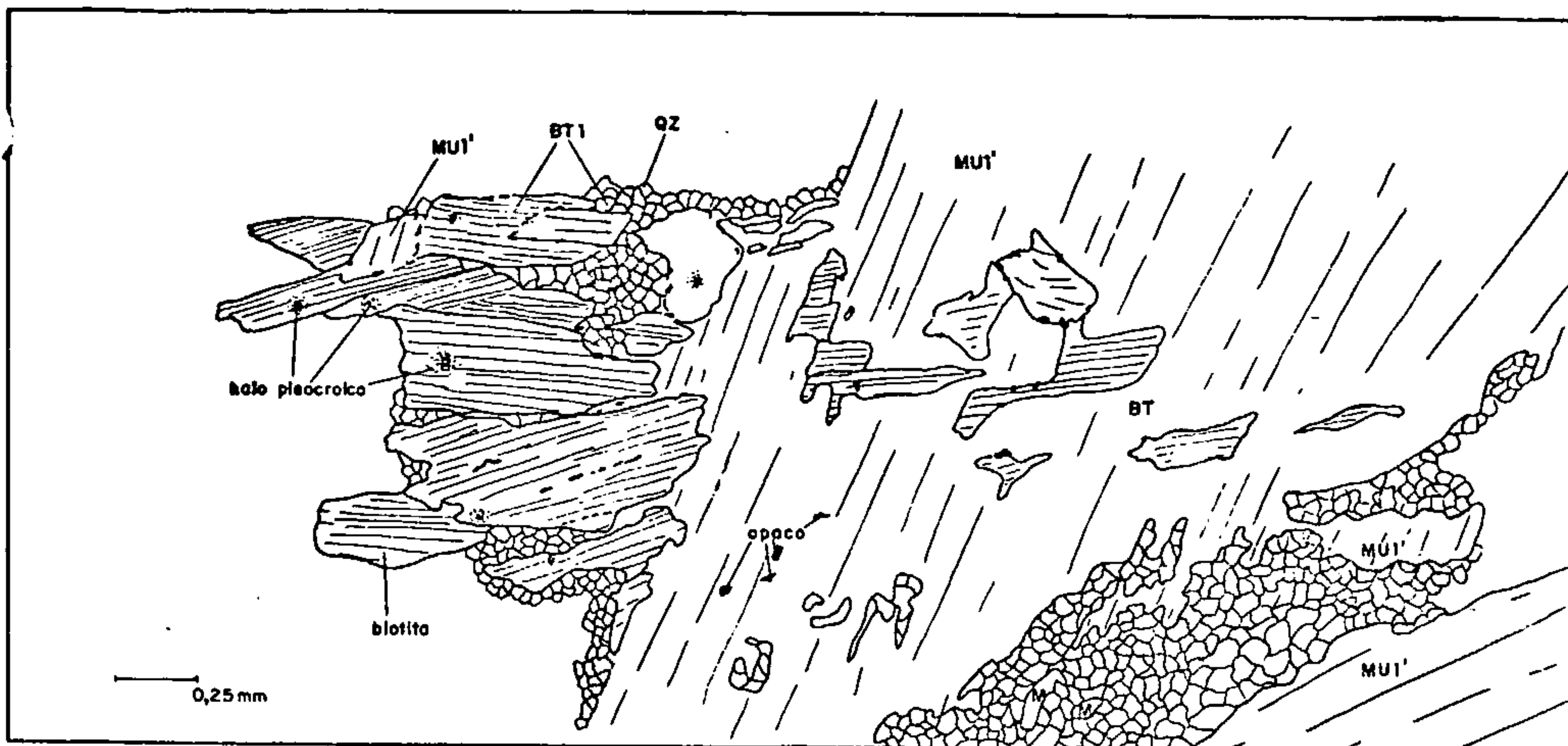


ILUSTR.5.1.7 - Milonito com MF lenticularizado de BT/MU1 com plano 001 (direção S) inclinado 25° em relação a foliação dominante (C). A assimetria da sombra de pressão (SP) é sutil, marcada de modo mais claro pelos novos clastos de BT2. Lâmina C60 (nicóis X)

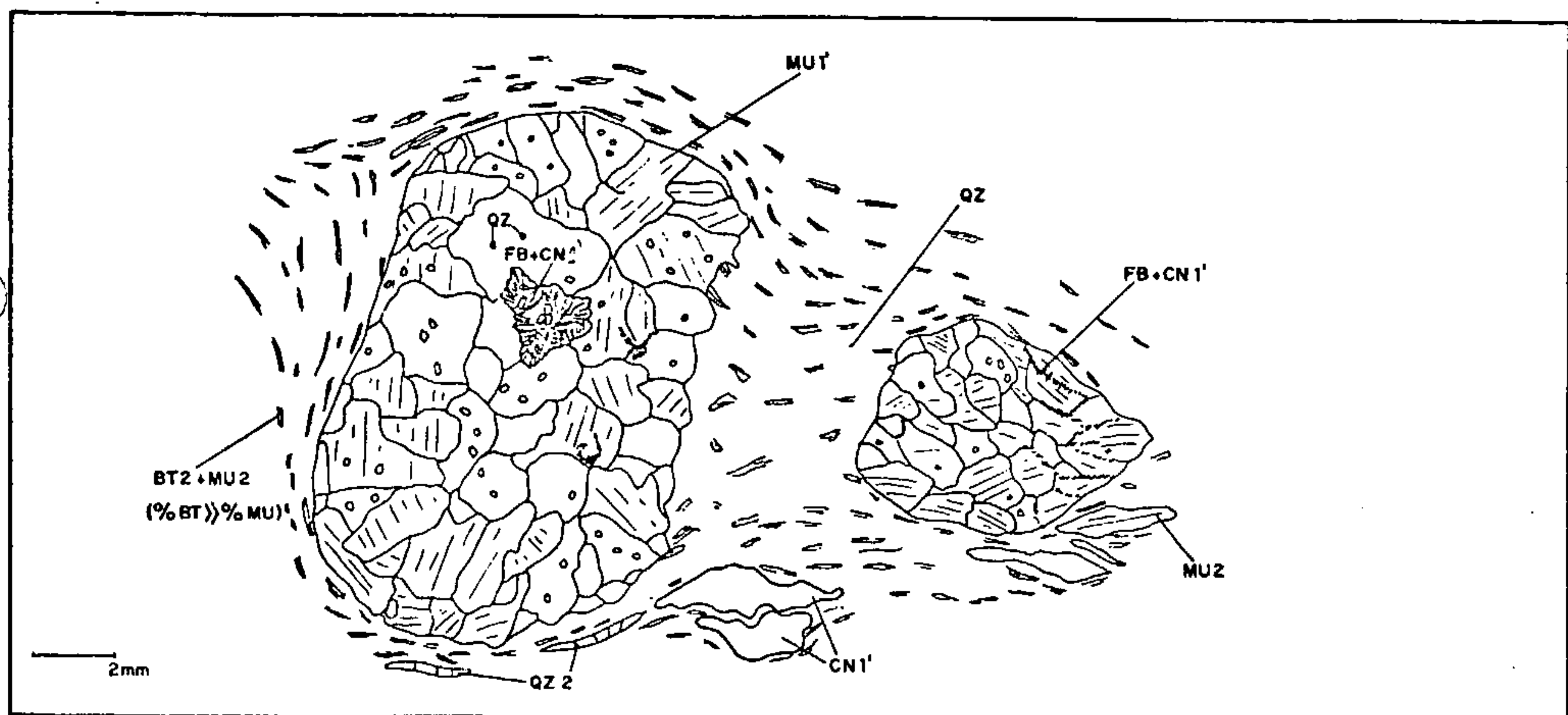


ILUSTR.5.1.8 - O plano 001 (S) do MF foi rotacionado e paralelizado a superfície principal de fluxo (C). O processo de subgranulação e recuperação (multiplicação do MF) é mais avançado relativamente ao exemplo anterior: quase todo o contorno do clasto original acha-se recristalizado a BT2. Lâmina C60 (nicóis X)





ILUSTR.5.1.5- Porfiroblasto de MU1' crescido sobre BT1. A continuidade da foliação Sn representada pelo alinhamento da BT1 sugere crescimento estático do blasto. Lâmina B6-c (nicóis X)



ILUSTR.5.1.6 - Agregado decussado de MU1', pós-cinemático relativamente a Sn e pré-cinemático em relação ao desenvolvimento da foliação SxC. O clasto de CN1' a direita é uma relíquia do primeiro metamorfismo (M1). Os ribbon de QZ2 marcam Lx. Alguns blastos de MU1' apresentam relíquias de CN1' e ET mais precoces. Lâmina A68 (nicóis X)



#### 5.1.4 - OS INDICADORES CINEMÁTICOS

A observação do QUADRO 5.1.2, uma tentativa de representação da trajetória metamórfica com base na caracterização mineralógica detalhada anteriormente, sugere uma história metamórfica condicionada por três incrementos deformaçionais. Os dois primeiros com caráter progressivo, geometria, não coaxial, desenvolvidos sob condições dúcteis - cisalhamento simples. O último, restrito a um pequeno número de seções, constitui-se em uma discreta crenulação da trama milonítica regional.

Os principais elementos microscópicos de aferição dessa história evolutiva são dados pelo estabelecimento de relações temporais relativas entre as distintas paragêneses e as foliações microscópicamente registradas.

a) Os porfiroclastos de mica (*mica fishes*) - MF e os milonitos S-C do tipo 2.

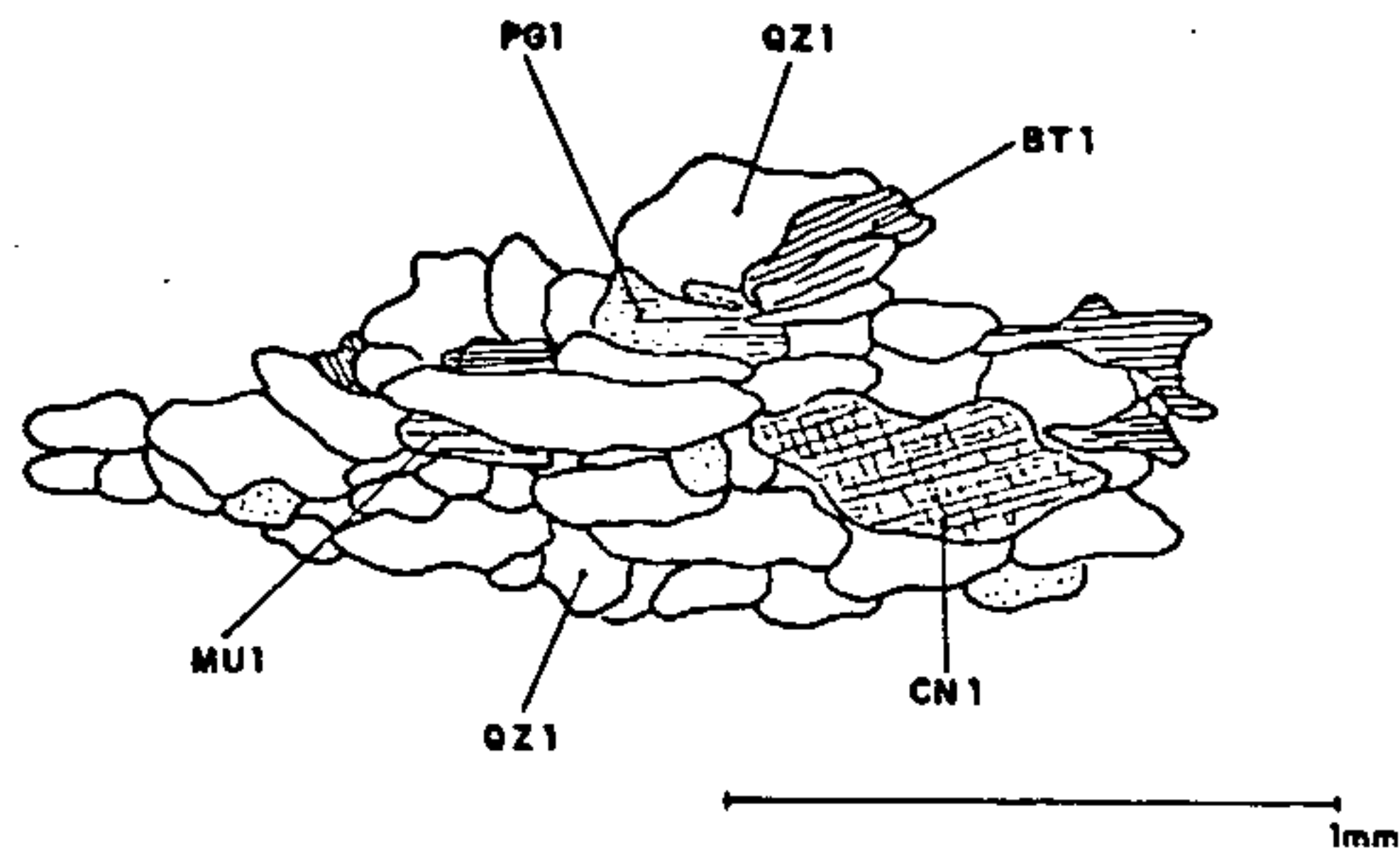
Os porfiroclastos sigmoidais de MU1 E BT1 (MF) são os melhores referenciais microscópicos para o estabelecimento da sucessão metamórfico-deformacional. Não apenas em função da sua ubiquidade na presente área, como também pelo seu caráter intercinemático: fossilizam em seu interior a foliação S1 e são posteriormente deformados pelo episódio S-C. São produzidos por budinamento e microfalhamento de blastos que permitem caracterizar - mesmo na ausência de outras evidências - o regime de deformação como não coaxial, as condições dúcteis (fluxo plástico) e, não menos importante, condições decrescentes de temperatura (LISTER & SNOKE, 1984).

São porfiroclastos assimétricos com a clivagem (001) inclinada contra o sentido de fluxo (ILUSTRAÇÃO 5.1.7) ou, mais frequentemente, paralelizada à superfície principal de foliação (ILUSTRAÇÃO 5.1.8). Neste tipo de milonito S-C, ao contrário dos milonitos S-C dos ortognaisses, a foliação S nem sempre é reconhecível, mesmo a nível microscópico e, a trama dominante, é uma foliação de cisalhamento C; a foliação S geralmente é reliquiar e representada pelo alinhamento das clivagem (001) dos MF.

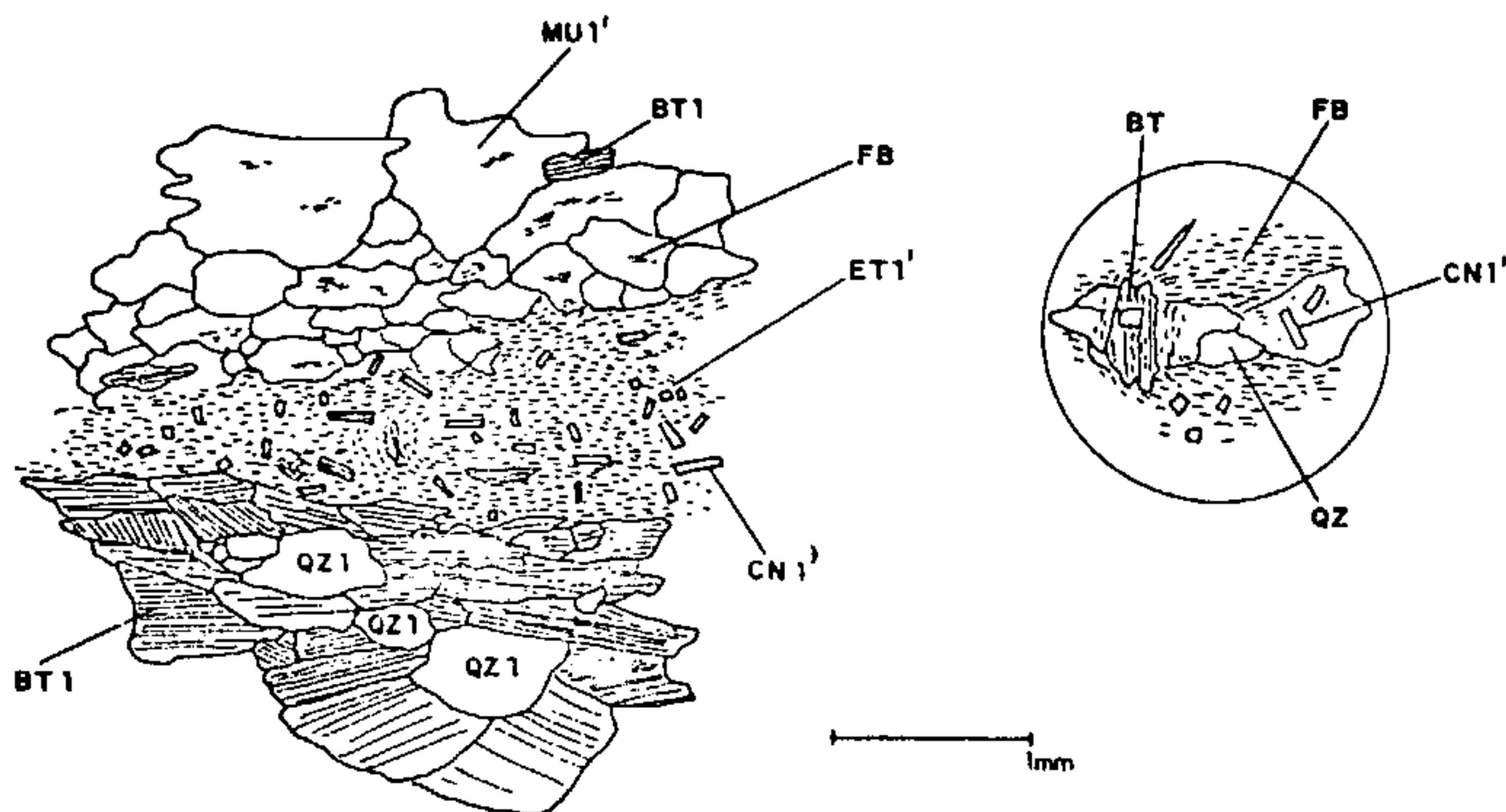
A ilustração 5.1.7 mostra MF com direção da clivagem (001) (S) a 25 graus da foliação "C", que é representada pelo alinhamento dimensional do QZ e micas. O caso mais comum, no entanto, é com o porfiroclasto ocupando posições favoráveis relativamente ao fluxo e sua direção 001 sendo forçada a ocupar uma posição no campo de achatamento e o porfiroclasto fica reorientado segundo C (ILUSTRAÇÃO 5.1.8). Outra feição característica de S-C milonitos do tipo 2, também foi notada: geração de uma foliação oblíqua pela recristalização de QZ.

Nesse caso, a obliquidade é interpretada como resposta à deformação finita, durante o processo de deformação progressiva, sob regime de cisalhamento simples. (LISTER & SNOKE, 1984).

b) Outros porfiroclastos



ILUSTR. 5.1.1 - Subarcóseo com trama Sn reliquiar, marcada pela orientação dimensional dos agregados quartzo-feldspáticos (textura granoblástico-elongada), das micas e da CN1. O QZ1 exibe contatos discretamente suturados, mas sem evidências de deformações recíprocas. Lâmina D92 c (nicóis x)



ILUSTR. 5.1.2 - Trama Sn marcada pelo alinhamento dimensional dos prismas de QZ1, pelas paletas de BT1 e da FB. O dobramento intrafolial preservado pela biotita fibrolitizada (detalhe acima) marca a presença de uma superfície em fácies metamórfico similar aquela da Sn. A muscovita pós-cinemática em relação a Sn (MU1) ao contrário da CN1' e ET1' cresceu mimeticamente segundo Sn. Lâmina C-90 (nicóis x).

Além dos MF, a presença de outros porfiroclastos reliquiares (ILUSTRAÇÕES 5.1.9, 5.1.11 e 5.1.12, no âmbito da trama S-C, são também fundamentais para o entendimento do quadro geral. Não fosse a eventual preservação de relíquias de CN1 na forma de porfiroclastos com a foliação S-C sendo defletada (ILUSTRAÇÃO 5.1.13) e seria muito difícil estabelecer-se o caráter retrogressivo do novo incremento.

c ) *Ribbons* de quartzo

A superfície milonítica designada como C na ilustração 5.1.4 pode ser considerada, a nível de uma seção delgada individual, como o plano de cisalhamento (X-Y). Esse plano é marcado pela cristalização extensiva da paragênese assinalada na mesma figura. O quartzo (QZ2), em especial, caracteriza essa fase. As ilustrações 5.1.3, 5.1.10, 5.1.11, 5.1.12 e 5.1.13 mostram o desenvolvimento extensivo dessa feição quais marcam o plano C e lineações de estiramento (Lx). Marcam também, de acordo com o trabalho de BOULLIER & BOUCHEZ (1978), a direção de transporte. Ainda, segundo estes autores, os *ribbons* do tipo b3 como os assinalados nas fotomicrografias, sugerem condições de cristalização sob temperaturas decrescentes (retrometamorfismo). Nunca, porém, sob temperaturas inferiores a 350°C.

d) A assimetria das sombras de pressão (SP) e o caráter não coaxial da deformação

Não apenas as relações entre as foliações S-C nos MF fornecem referências importante sob o caráter não coaxial do regime de fluxo plástico. A observação frequente SP com recristalização assimétrica em relação ao plano de referência (C), tanto na MU (ILUSTRAÇÕES 5.1.3, 5.1.7 e 5.1.10) quanto em outras fases como GD (ILUSTRAÇÃO 5.1.11) e, até, TU (ILUSTRAÇÃO 5.1.12), foram de igual utilidade para a caracterização microscópica do regime deformacional.

5.1.5 - A CINEMÁTICA DEFORMACIONAL E A TRAJETÓRIA METAMÓRFICA

Uma vez caracterizado o regime deformacional operante e a natureza da foliação (Sn) como de transposição por fluxo plástico no plano de máximo encurtamento (XY), resta ainda mencionar que o ápice do evento termal precedeu à geração da superfície de transposição C. Pela observação da mesma fica evidenciado que, se a cristalização da SL marca o pico termal, a deformação ocorreu parcialmente sob condições progradantes e parcialmente sob condições retrógradadas, como nos "milonitos S-C tipo II" dos autores supra. E, como tais, são microscopicamente interpretados.

Nos referidos milonitos de S-C tipo II a sucessão entre as duas foliações nem sempre pode ser estabelecida (principalmente em trabalhos de reconhecimento como o presente). Podem ser interpretadas como geradas em um mesmo episódio tendo



as duas caráter simultâneo. Ou, a foliação S antecedendo ligeiramente à foliação C, sob regime descendente de temperatura (LISTER & SNOKE, 1984).

Entretanto, os mesmos autores, não eliminam a hipótese de desenvolvimento de foliações C em rocha previamente foliada em outro(s) episódios(s) deformacional(s), nem sempre havendo critérios seguros para o estabelecimento da sucessão. No presente estágio de detalhamento optamos nesse relatório por considerar as foliações S-C como resultados de dois momentos deformacionais, progressivos, como fluxo laminar não coaxial sob condições de cisalhamento simples, dúctil. Isto se deve à concordância regionalmente constatada entre a trama S-C impressa nas supracrustais e nos granitóides encaixantes, indica que a deformação S-C, pós-datou a cristalização desses últimos. Logo, o par S-C deve constituir a primeira trama nos granitóides e a segunda nas supracrustais. Não fosse esse o caso e ficaria difícil entender como a blastese intercinemática ( $M1'$ ), termicamente induzida pela colocação dos corpos plutônicos, teria se desenvolvido sobre uma trama pretérita, eventualmente chegando a obliterá-la e produzir texturas hornfelsicas. Assim, a trama obliterada pela blastese  $M1'$  deve representar uma superfície pré-existente ( $S_n$ ) e a trama S-C que oblitera  $M1'$ , uma nova superfície ( $S_m$ ). Essa suposição tem interessantes consequências no estabelecimento da evolução tectônica da área. Torna razoável a inferência que a  $D_n$  (desenvolvida sob condições da FAN superior) ligada ao regime tangencial, e a  $D_2$  (na FAX superior/FAN inferior) constituam momentos independentes, não apenas em relação ao nível crustal mas, relativamente à escala de tempo, mesmo que estejam ligadas a um (único) evento progressivo.

De qualquer maneira, trabalhos de maior detalhe são indispensáveis para o estabelecimento mais preciso dessas relações.

## 5.2 - CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL, LITOQUÍMICA E PETROGENÉTICA DOS GRANITÓIDES

O magmatismo cálcio-alcálico, constituiu o principal evento granítico, nas três folhas. É caracterizado por diversas fácies texturais e mineralógicas. Inclui desde os ortognaisses dos (Complexos Granito-Gnáissico-"Migmatítico" e Costeiro, o *augen*-gnáisses Santa Isabel) e outros ortognaisses similares e a maior parte dos granitóides intrusivos no Complexo Embu. No âmbito desse Complexo foi ainda caracterizada uma associação de granitos crustais "tipo S" e de granitos do "tipo A".



## 5.2 - CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL, LITOQUÍMICA E PETROGENÉTICA DOS GRANITÓIDES

O magmatismo cálcio-alcálico, constituiu o principal evento granítico, nas três folhas. É caracterizado por diversas fácies texturais e mineralógicas. Inclui desde os ortognaisses dos (Complexos Granito-Gnáissico-"Migmatítico" e Costeiro, o *augen*-gnaisses Santa Isabel) e outros ortognaisses similares e a maior parte dos granitóides intrusivos no Complexo Embu. No âmbito desse Complexo foi ainda caracterizada uma associação de granitos crustais "tipo S" e de granitos do "tipo A".

### 5.2.1 - GRANITÓIDES CÁLCIO-ALCALINOS

5.2.1.1 - Granitóides cálcio-alcálicos de sintexia (Hornblenda-Biotita-*augen*-Gnaisse e Ortognaisses blastomiloníticos p $\epsilon$   $\gamma$  0+2 - Santa Isabel)

O plutonismo pré e sintectônico à evolução tangencial da sequência metavulcanossedimentar do Complexo Embu mostra um amplo espectro textural dominado por *augen*-gnaisses grosseiros, cinzentos. As distintas fácies apresentam evidências de re-cristalização parcial sob a influência de um evento metamórfico-deformacional, marcado por uma trama planar correlacionável à fase tangencial, regionalmente impressa nas supracrustais encaixantes. Por motivo de simplificação, essa superfície planar (S<sub>n</sub>) será daqui para frente referida como (S<sub>1</sub>). Possibilidade de recuperação da trama primária, *subsolidus* (foliação de fluxo magmático), é sugerida em alguns afloramentos, mas os dados levantados não permitem maior segurança nessa especulação.

Presentemente constituem milonitos finos a grosseiros, com foliação e bandamento gnáissico formado pela alternância de porfiroclastos de feldspatos e matriz quartzo-feldspática, recristalizada sintectonicamente à deformação regional. Podem, assim, receber a designação de milonito-gnaisses e blastomilonitos (cf. TAKAGI, 1986).

São metagranitóides dos campos 3b e 4 (STRECKEISEN, 1976). A hornblenda e biotita são os varietais máficos, allanita e titanita os principais acessórios. Mostram moderada variação do conteúdo de minerais fêmicos, refletida em índices de coloração (IC) entre 1 e 20.

Os protólitos exibiam ampla diversidade textural: de variedades megaporfiríticas (ocelares), com enriquecimento em megacristais centimétricos de f<sub>k</sub> em discreta matriz até texturas porfiríticas, com matriz granular fina. Predominam termos intermediários: porfiríticos em matriz granular média.

Devido à superposição de características magmáticas e metamórficas e visando maior clareza nas descrições microscópicas, a mineralogia primária (magmática) é referenciada com o índice 1 (exemplo: QZ<sub>1</sub> = quartzo primário) e, as fases metamórficas recebem índices crescentes (QZ<sub>2</sub>, etc.).

#### 5.2.1.1.1 - Caracterização Mineralógica

FK1 - (microclínio) com geminação tartana sobreposta à carlsbad; porfiroclastos milimétricos a submilimétricos (cortes contendo pórfiros maiores foram evitados). Apresentam frequentemente inclusões de FG1, BT1, HB1. As bordas são arredondadas por efeitos de microgranulação, subgranulação e mirmequitização em planos perpendiculares à direção de máximo encurtamento. Formas alongadas e lenticularizadas, com sombras de pressão assimétricas e com o eixo maior orientado na direção da foliação de fluxo são comuns.

FK2 - (microclínio) recristalizado, com granulação entre 0.1 e 0.3 mm. Ocorre como agregados poligonais na matriz, ou em sombras de pressão dos clastos de FK1. Também em bandas microgranuladas marcando a foliação de fluxo milonítico nas caudas das sombras de pressão.

PG1 - oligoclásio-andesina (An 20-40), com geminações albita e carlsbad frequentes; megacristais (porfiroclastos) com 1-4 mm de comprimento, com zoneamento composicional direto assinalado pelos núcleos mais cálcicos. Microgranulação e recuperação periférica dão origem a clastos lenticularizados. Alteração, especialmente dos núcleos a epidoto e muscovita são raramente desenvolvidos.

PG2 - oligoclásio (An 15-25), discretamente geminado à albita; principalmente como agregados poligonizados na matriz, com granulação entre 0.1 e 0.4 mm, ou nas sombras de pressão do PG1. Ocorre ainda como simplectitos com QZ2, nos mirmequitos do FK1.

QZ1 - raros cristais xenomórficos visualizados apenas nas áreas pouco deformadas. São cristais intersticiais, com tamanho médio entre 1-3 mm, geralmente com fortes evidências de deformações intracristalinas: extinção ondulatória e subgranulação.

QZ2 - agregados poligonizados com granulação entre 0.1 e 0.4 mm na matriz, ou em sombras de pressão dos feldspatos. Outra variedade comum são agregados policristalinos fitados, deflectados em volta dos porfiroclastos - *ribbons* do tipo B3 (de BOULLIER & BOUCHEZ, 1978) - os quais evidenciam a nível de seção delgada, a superfície Sm (C) e a lineação de estiramento mineral. Ocorre ainda como cristais vermiformes, juntamente com o PG2, nos mirmequitos do FK1.

HB1 - (verde-escura), em prismas idiomórficos com tamanho médio entre 1 e 5 mm, eventualmente encurvados por efeitos de deformação intracristalina. Podem constituir porfiroclastos quando apresentam-se parcialmente recristalizadas nas caudas das sombras de pressão. Mesmo quando não exibem evidências de deformação, os prismas são rotacionados segundo S1. Transformação metamórficas de mais baixo grau incluem titanita e epidoto. HB2 - (verde-amarelada) em prismas xenoblásticos, submilimétricos (0.1 - 0.5 mm) principalmente nas bordas e caudas HB1, ou em agregados de prismas isorientados a partir da recristalização total da HB1.



BT1 - (marrom-avermelhada e marrom-esverdeada), em palhetas idiomórficas (1-5mm), orientadas segundo Sm, com frequentes inclusões da paragênese magmática acessória. Pode constituir porfiroclastos em relação à Sm, gerando nas bordas e nas cauda, trilhas de biotita fina, esfarrapada (BT2). Não raramente acha-se desferrificada e transformada em muscovita, epidoto e titanita.

BT2 - (marrom) em finas palhetas (0.1 - 0.2 mm) ou em trilhas de transformação da BT1 isorientadas em relação à S1.

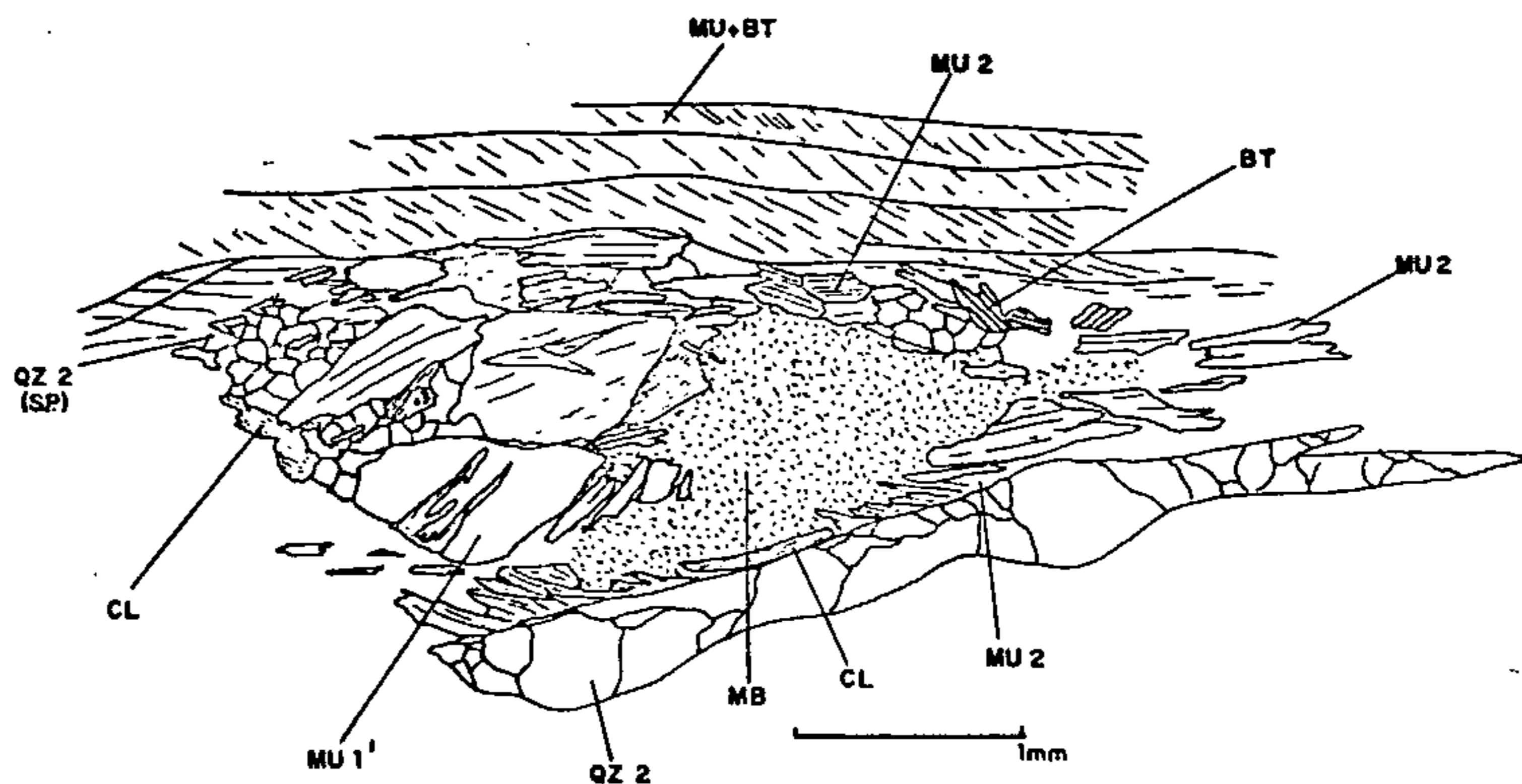
Mineralogia Acessória: *allanita* - em prismas idiomórficos, zonados, eventualmente atingindo comprimento milimétrico, com inclusões de zircão e apatita; *titanita* - idiomórfica, em prismas de até vários milímetros de comprimento; *apatita* - idiomórfica, prismática, como inclusões nas demais fases; *zircão* - em prismas idiomórficos, individuais ou como inclusões na BT1 e allanita. Ocorrem ainda magnetita e ilmenita. Raros cristais de granada (almandina) foram observadas em duas seções delgadas.

Mineralogia secundária: é incipientemente desenvolvida: muscovita e clorita a partir da BT1 e do FG1; epidoto e muscovita a partir do FG1; titanita (Ti2) a partir da BT1 e HB1; epidoto a partir da allanita, além de carbonatos.

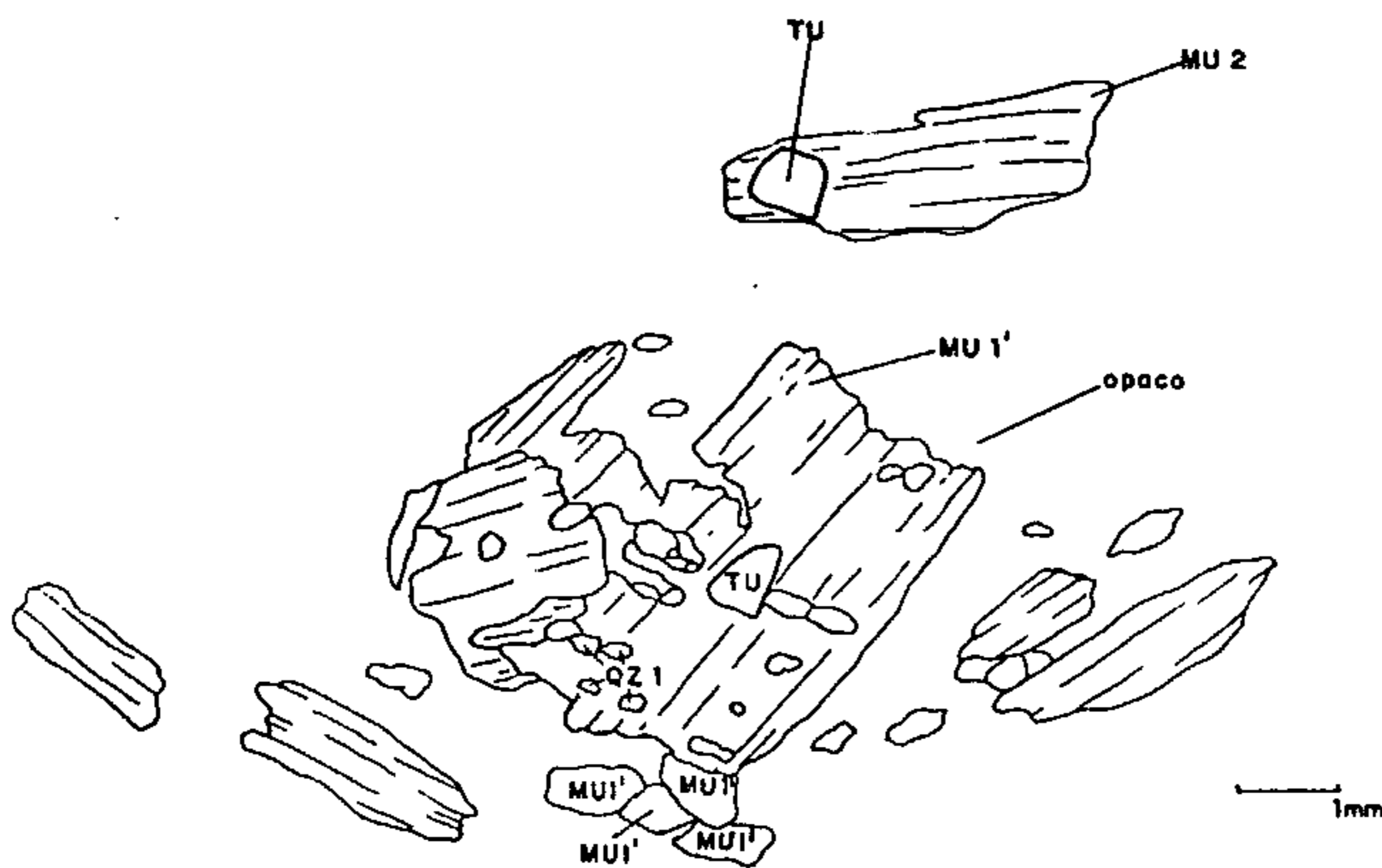
#### 5.2.1.1.2 - Caracterização microestrutural

A trama mais extensivamente observada é heterogênea, mega/microporfiroclástica-*augen* (ILUSTRAÇÃO 5.2.1). As proporções relativas entre matriz vs clastos são as mais variadas, não apenas em função das texturas originariamente heterogêneas como, principalmente, pelas diversificadas taxas de *strain*. Na maior parte dos casos o volume percentual de clastos remanescentes é superior a 30% e a matriz suficientemente recristalizada (tamanho de grão > 0,1mm) para permitir sua classificação como milonito-gnaisses (segundo TAKAGI, 1986). As relações porfiroclastos vs matriz permitem a identificação microscópica de sistemas de porfiroclastos do tipo delta (PASSCHIER & SIMPSON, 1986) indicadores de fluxo não coaxial na matriz, e do sentido do movimento. O caráter assimétrico das sombras de pressão e sua potencialidade como indicadores cinemáticos pode, muitas vezes, ser destacado mesmo a nível de afloramento.

A matriz exhibe uma anisotropia desenvolvida progressivamente. É caracterizada pela alternância de bandas quartzosas e feldspáticas; pelo bandamento de fluxo milonítico dado pela recristalização dinamicamente induzida de quartzo na forma de *ribbons* de QZ2; pela *fabric* dimensional do feldspato e pelo realinhamento das palhetas milimétricas a centimétricas dos minerais fêmicos, primários ou recristalizados. Mesmo em amostras pouco deformadas, ocorrem áreas totalmente subgranuladas e dinamicamente recuperadas, compostas por finos (0,1-0,3mm) agregados poligonais ou granoblástico-elongados, ricos em palhetas de BT2, com comprimento de 0,3-1,0 mm, que imprimem distinta *fabric* planar gnáissica.



ILUSTR. 5.1.3- Porfiroclasto de MU1' lenticularizado e fraturado (mica fish, MF). As finas faixas de CL no interior dos clastos revela que se trata da BT1 muscovitizada (BT/MU1'). A trama Sm, constituída pelo par SxC é deflectada no MF. O ribbon de QZ2 do tipo B4 também é deflectado no obstáculo rígido. Na sombra de pressão (SP) o QZ2 recristaliza estaticamente em um mosaico poligonal. Lâmina D 81c (nicóis X)



ILUSTR. 5.1.4- Poiquitoblasto de MU1' com inclusões de QZ1 e TU. A matriz da lâmina é composta em grande parte por opacos (produto de intemperismo) preservando-se, no entanto, tendência a deflecção da Sm em torno do clasto. O alinhamento das inclusões de QZ1 representam uma provável foliação Sn reliquiar. Lâmina G12 (nicóis X)

O incremento progressivo das taxas de *strain* e de recuperação dinâmica (*recovery*) levam ao desenvolvimento de blastomilonitos (<30% de clastos remanescentes). Nesses casos não é incomum a recristalização total dos antigos cristais de quartzo sob a forma exclusiva de *ribbons*. A rocha resultante apresenta textura *flaser*, constituída por numerosos *ribbons*, separados por matriz feldspática poligonal fina (0,2-0,4 mm).

Mesmo em casos onde os processos de cominuição e recuperação avançada atingiu mais de 90% da mineralogia original, diversas evidências de distorções intracristalinas são observadas nos clastos remanescentes:

i) bandas de deformação, geminação mecânica, mirmequitização perpendicular ao plano de encurtamento máximo dos porfiroclastos e subgranulação periférica do FK1; (ILUSTRAÇÃO 5.2.2)

ii) *overprint* de geminação tartana, em clastos do FK1 portadores de macla carlsbad original, indicando inversão do ortoclásio para microclínio por aumento de triclinicidade (ILUSTRAÇÃO 5.2.2);

iii) *kinking* dos clastos da BT1 e, finalmente, encurvamento das lamelas de geminação do PG1. Todas estas feições sinalizam para o caráter plutônico do protólito e para a importância da deformação "fria", como elemento indutor da cominuição, pré-recristalização dúctil blastomilonítica (SPRY, 1969; VIDAL *et al.*, 1980; KERRICH *et al.*, 1980; VERNON *et al.*, 1982; HACKSPACKER & LEGRAND, 1989, entre inúmeros outros). Em situações especiais, mesmo nos casos mais avançados de blastomilonitização, cristais com geminação complexa (albita-carlsbad) além de zoneamento direto podem ainda sobreviver aos processos, indicando o caráter magmático.

#### 5.2.1.1.3 - O metamorfismo de Médio Grau

A paragênese mais representativa dos processos de recristalização sintangencial pode ser representada por:



A inexistência de uma mineralogia metamórfica crítica em rochas graníticas e gnaisses quartzo-feldspáticos (excetuando-se na fácies granulito) torna precárias as tentativas de determinações do intervalo de  $P_{tot}$ ,  $PH_{2O}$  e  $T$  operantes durante a deformação. Entretanto, algumas características observadas permitem, ao menos uma primeira aproximação, assumir o intervalo anfibolito médio a superior, com base especialmente em:

i) a paragênese máfica recristalizada (HB2 + BT2), sem mudança significativa de coloração, sugere temperaturas de recristalização próximas às temperaturas magmáticas originais, embora na ausência de estudos de química mineral a inferência termométrica baseada na coloração das fases recristalizada não seja conclusiva;

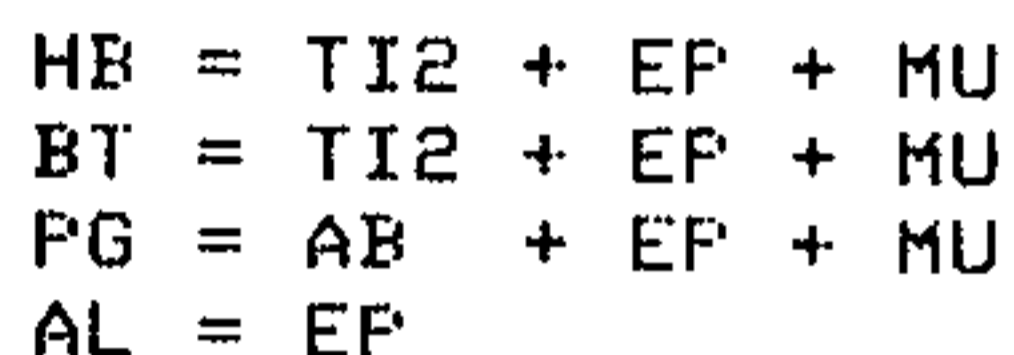


ii) a recristalização do FK2 e PG2 em agregados poligonais, característicos de condições da fácies anfibolito média;

iii) o intervalo anfibolito médio a superior das encaixantes metapelíticas deduzido das paragêneses aluminosas: cianita + muscovita; sillimanita + muscovita, acompanhadas de discreta anatexia parcial, desenvolvidas durante o episódio tangencial igualmente registrado nas supracrustais.

#### 5.2.1.1.4 O metamorfismo na transição xistos verdes/anfibolito

Algumas transformações da mineralogia primária e metamórfica de alto grau, embora discretamente distribuídas, indicam condições mais baixas para o evento ou, continuidade do processo deformacional sob condições decrescentes de P, T e podem ser esquematicamente representadas por:



Todas, representativas de condições da transição xistos verdes/anfibolito inferior (FREY *et al.*, 1976; KERRICH *et al.*, 1980). Esse segundo episódio metamórfico deformacional é compatível com o intervalo de P-T, registrado na sequência metapelítica do Complexo Embu pelo evento transcorrente superposto ao evento tangencial. Uma evolução cinemática similar não pode ser descartada para os ortognaisses em foco. Além disso, não se afasta a possibilidade de que parte da BT2 e HB2 constituam fases em equilíbrio nesse intervalo e representem um retrometamorfismo em relação à primeira fase de recristalização de médio grau.

#### 5.2.1.2 - Granitóides cálcio-alcálinos pré a sintangenciais do Complexo-Granito-Gnáissico-"Migmatítico" A y 0+1 (Complexo Costeiro) (hornblenda-biotita granitos-gnáissicos)

Excetuando-se pela ausência de texturas primárias megaporfiríticas, não foram encontrados parâmetros microscópicos importantes de distinção dos ortognaisses do "Complexo Costeiro" dos *augen*-gnáisses pE 0+2 Santa Isabel. Seja pela ampla distribuição da HB, seja pela mineralogia acessória cálcica: allanita-titanita-granitos. Menos ainda, em relação à sucessão metamórfica: primeiro episódio na fácies anfibolito média a superior, segundo na transição xistos verdes-anfibolito. Da mesma forma, a geoquímica e elementos maiores não indica importantes critérios discriminatórios. Entretanto, o distinto padrão de distribuição dos elementos de terras raras (ETR), são suficientemente significativos, conforme detalhado adiante, para a sua abordagem individualizada. Além, evidentemente, dos critérios de discriminação cartográfica empregados no projeto.

5.2.1.3 - Granitóides cálcio-alcálinos intrusivos no Complexo Embu (titanita-allanita-biotita granitos: Mauá, Itapeti, Sabaúna, Santa Catarina 1, Itaquera, Rio Grande da Serra) e Granito Itapanhaú-2

Os diversos plútons aqui caracterizados como co-sanguíneos, representam um evento magmático poliepissódico, de natureza cálcio-alcálica, registrado nas três folhas. Suas formas de exposição atuais, em corpos lenticularizados, alongados segundo a estruturação transcorrente das supracrustais são sugestivos de sua colocação na forma de *sheets* controlados pela tectônica transcorrente. São sienos e monzogranitos, mais raramente granodioritos, de cores predominantemente róseas. A biotita castanho-esverdeada é o principal varietal.

#### 5.2.1.3.1 Caracterização mineralógica

QZ1- intersticial, anédrico, com discretas a moderadas evidências de deformações reticulares com extinção ondulatória, subgranulação e recuperação.

QZ2- em mosaicos poligonais em cristais de 0,02mm de diâmetro, eventualmente na forma de *ribbons* policristalinos.

FK1- é o microclínio, com geminação em tartana e carlsbad, provavelmente ortoclásio invertido. Os cristais são subédricos, raramente pertitizados, com frequentes inclusões de quartzo e plagioclásio. Em áreas localizadas com subgranulação periférica.

FK2- microclínio em agregados poligonais de granulação fina (0,02mm) mantendo os grãos originais do FK1. Comumente formando um mosaico com QZ2 e PG2 que ocorrem da mesma forma em mosaicos de subgrãos recuperados. Localmente com subgranulação de bordo.

PG1- oligoclásio, discretamente geminado, em áreas restritas com subgranulação de bordo.

PG2- albita-oligoclásio em agregados poligonizados (0,2mm) em associação com QZ2 e FK2.

BT1- castanho-esverdeada, em palhetas hipidiomórficas, milimétricas, eventualmente alterada para epidoto, titanita, com liberação de óxidos de ferro.

BT2- castanho, em prismas submilimétricos constituindo agregados isorientados, a partir da subgranulação da BT1.

A mineralogia acessória, como no caso dos demais granitos cálcio-alcálinos da área, é cálcica, caracterizada por allanita e titanita (além da apatita, zircão e opacos).

As alterações mais frequentes incluem argilificação e sericitização dos feldspatos.

### 5.2.1.3.2 Caracterização microestrutural

As texturas originais são hipidiomórficas, predominantemente equigranulares a seriadas, grosseiras (entre 2 e 6 mm) e mais raramente porfíricas com discreta presença de fenocristais de FK1 de 10-15mm de comprimento.

As deformações no estado sólido, apesar de registradas na maioria das seções, não são penetrativas e limitam-se à cominuição e recristalização de áreas restritas as quais, em geral, não atingem 10 % do volume total (protomilonitos cf TAKAGI, 1986). A intensiva recristalização dos feldspatos e do quartzo indica, ainda segundo o autor supra, que nesses microdomínios a rocha sofreu blastomilonitização. Reflete, assim, o episódio ligado à deformação dúctil, não coaxial (cisalhamento simples) que afetou igualmente as supracrustais

A discreta trama planar, caracterizada pela disposição orientada da biotita que constitui uma foliação moderada e descontínua. Nas fácies de bordo e nos corpos anteriormente assinalados (Itaquera, Iupeba e Rio Grande da Serra) é possível constatar-se uma trama induzida por taxas muito elevadas de *strain* caracterizando finos gnaisses bandados, com anastomosamento de foliações: milonitos (S-C) de BERTHÉ *et al.* (1979). predominância de matriz fina, poligonal, imprime um aspecto gnáissico fino ou "xistoso", o qual, a nível de campo, pode levar à confusão com rochas supracrustais. A associação frequente com bandas menos deformadas de *augen*-gnaisses cuja natureza ortognáissica é ainda mesoscopicamente reconhecida fornece ao conjunto aspecto heterogêneo e, na ausência de uma caracterização petrogenética adequada, uma indesejável conotação "migmatítica".

A diversidade textural primária, associada às variadas taxas de *strain* sobrepostas no estado sólido e a ocorrência na forma de distintos *sheets* tectonicamente imbricados nas supracrustais, simulam uma ampla variação composicional que não encontra suporte nas observações microscópicas e litogeoquímicas. A distinção microscópica das zonas de baixo *strain* entre as fácies tardi a pós-transcorrentes e sintranscorrentes, pode ser bastante sutil - devido à composição petrográfica similar.

Não é incomum o registro de trama planar, em áreas onde as taxas de deformação intracristalinas foram suficientemente brandas para preservar as formas euedrais, tabulares, dos fenocristais de FK1 e não provocar extinção ondulatória no QZ. Essa peculiaridade é sugestiva de que parte da deformação tenha sido impressa no estado *subsolidus* (BLUMFELD & BOUCHEZ, 1988), possivelmente por influência de mecanismos de intrusão forçada. Entretanto, faltam informações sistemáticas em escala mesoscópica e regional que permitam testar essa hipótese. Os níveis crustais médios das intrusões, deduzidos pelos efeitos térmicos provocados nas supracrustais, favoreceriam essa argumentação.



### 5.2.1.3.3 Caracterização metamórfica

A paragênese metamórfica: QZ2 + PG2 + FK2 + QZ2 sugere condições mínimas da fácies anfibolito média. Entretanto, a alteração da BT1 para EP e TI sugere condições da transição xistos verdes/anfibolito (FREY *et al.* 1976; KERRICH *et al.* 1980).

### 5.2.1.4 - Geoquímica de Elementos de Terras Raras (ETR)

#### 5.2.1.4.1 - Os granitóides da série de sintexia

Foi executada apenas uma análise de ETR do HB-BT *augen*-gnaisse do Complexo Granito-Gnáissico-"Migmatítico" pE y 0+2 (Santa Isabel). O padrão mostrado na figura 5.2.1 é caracterizado por:

- i) forte fracionamento refletido na alta razão (Ce/Yb)<sub>N</sub>;
- ii) forte enriquecimento em ETRL;
- iii) discreto empobrecimento nos ETRF;
- iv) insignificante anomalia negativa de Eu.

A disponibilidade de uma única análise torna precária a tentativa de caracterização mais acurada do magmatismo dessa unidade. Entretanto, a ser confirmado em um universo mais representativo, algumas das interpretações abaixo sugeridas podem vir a ser confirmadas. Todas assumindo o caráter imóvel dos ETR no metamorfismo, conforme sugerem trabalhos recentes em terrenos ortognáissicos, polideformados, de alto grau (TAYLOR & MACLENNAN, 1985; TARNEY & WEAVER, 1987; SHERATON & BLACK, 1988; entre inúmeros outros).

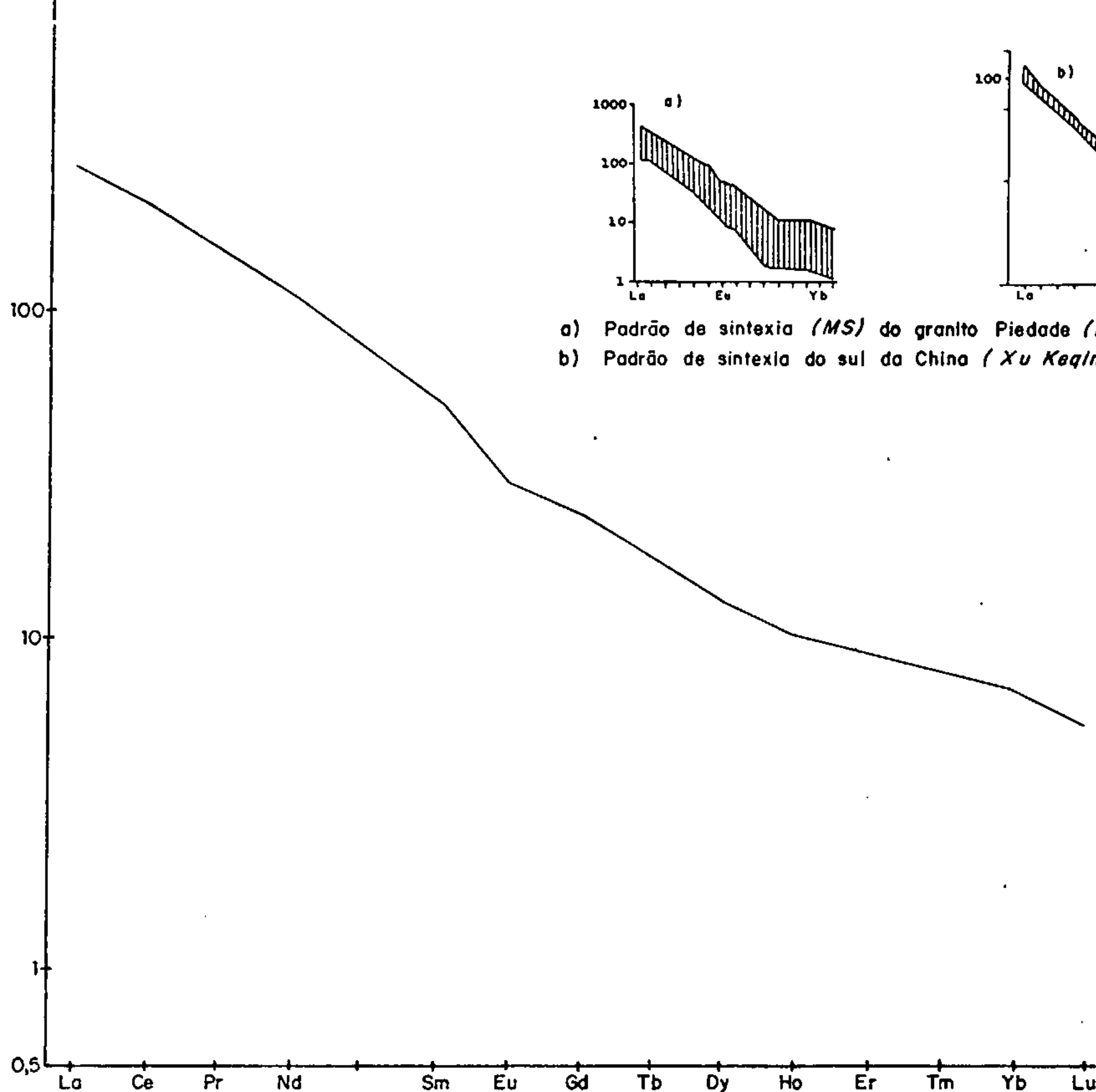
#### 5.2.1.4.1.1 - Interpretação

Em rochas pós-arqueanas, um padrão de fracionamento sem anomalia significativa de Eu é característica de associações com forte influência mantélica, das séries vulcânicas de arcos insulares ou seus equivalentes plutônicos (TAYLOR & MACLENNAN, 1985).

Essa origem profunda foi prevista através de rotina petrográfica pela abundância da hornblenda normativa e pelo caráter cálcico da paragênese acessória: allanita-titanita granitos de IVANOVA & BUTUZOVA (1968). Ficou caracterizado através da análise do espectro de ETR o caráter pouco diferenciado, com pequena influência crustal, diferentemente do constatado para as outras associações cálcio-alcálicas da área.

Magmatismo com padrão de ETR similar foi caracterizado pela primeira vez no sudeste da China (KEQIN *et al.*, 1982). Sua geração foi vinculada a mecanismos colisionais: a subducção de crosta oceânica e de depósitos sedimentares associados teria como consequência o enriquecimento da cunha mantélica, em elementos incompatíveis (LILES). A fusão subsequente dessas áreas-fontes enriquecidas, principal mecanismo gerador de magmas

ROCHA / CONDITO (PPM) 1000



- a) Padrão de sintexia (MS) do granito Piedade (PR) (Chiodi F<sup>2</sup> et alii 1.989).
- b) Padrão de sintexia do sul da China (Xu Keqin et alii 1.984).

FIGURA 5.2.1-Padrão de distribuição dos ETR normalizados ao condrito, BT-HB *Augen*-Gnaiss (Santa Isabel).

ROCHA/CONDRILO (PPM) 1000

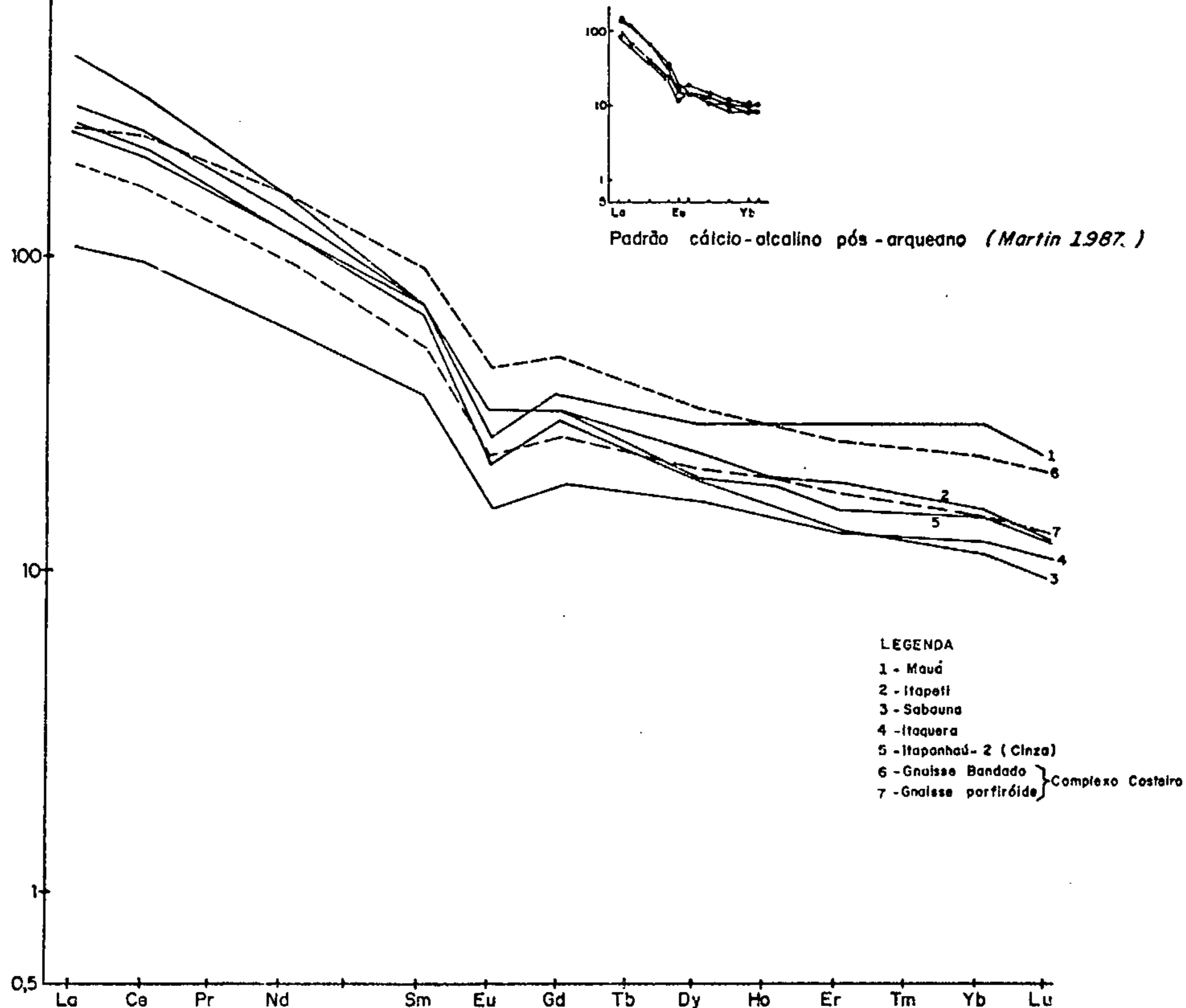


FIGURA 5.2.2- Padrão de distribuição dos ETR normalizados ao condrito, para os ortogneisses do Complexo granito-gnáissico migmatítico (Ayo+1) (Linha tracejada) e para os granitóides intrusivos no Complexo Embu + Granito Itaponhaú-2 (Linha Cheia).



cálcio-alcálicos, recebeu a designação de sintexia (KEQIN *et al.*, 1982). E, os granitos correspondentes, de granito de sintexia ou MS (*mixed source*/fonte mista). Embora geneticamente não exista diferença com relação aos supostos mecanismos geradores do magmatismo cordilheirano em geral (TARNEY & SAUNDERS, 1979; PLANT *et al.*, 1985; entre inúmeros outros), algumas diferenças nos mecanismos posteriores de evolução são fundamentais, e podem ser deduzidos da análise do padrão de fracionamento dos ETR. A ausência de anomalia significativa de Eu sugere, além de origem profunda, subcrustal, que o magma não sofreu fracionamento na crosta continental nem extração de cumulos ricos em plagioclásio. Por esse motivo, podem ser considerados como pré-colisionais e discriminados dos granitóides cálcio-alcálicos "normais", diferenciados (no presente caso representados pelos ortognaisses do Complexo Granito-Gnáissico-"Migmatítico" -  $A_{\gamma} 0+1$  e pelos granitóides intrusionados no Complexo Embu (ver Fig. 5.2.2). Saliente-se que o modelo não exclui a possibilidade de posterior contaminação crustal destes magmas primariamente enriquecidos, o qual poderia explicar os altos teores dos ETRL, ou seja, as duas possibilidades (enriquecimento primário e crustal) são complementares e não excludentes. Somente através de um enfoque litogeoquímico refinado e extensivo, não disponível no projeto, poder-se-ia testar adequadamente ambas as possibilidades. Em qualquer das duas hipóteses, o enriquecimento em ETRL foi controlado pela estabilização de fase retentora apropriada (allanita).

No Brasil, uma síntese detalhada da aplicação da sistemática chinesa na análise de províncias magmáticas pode ser encontrada no trabalho de CHIODI *et al.* (1989) nos granitóides tidos como do Proterozóico Superior do Estado do Paraná. O Granito Piedade, cujo espectro de ETR é reproduzido na figura 5.2.1a para fins comparativos, é ilustrativo dos granitos de sintexia paranaense (os quais incluem, segundo os autores, os seguintes plútons: Agudos Grande (em parte), Taici, Estrela, Apiaí, Capote, Itaóca, Espírito Santo, diversas intrusões na região Capão Bonito/Guapiara (SP), Passa Três, Cerne, Piedade, Varginha).

Do ponto de vista metalogenético, os autores supra caracterizaram os granitos de sintexia como fontes potenciais de jazimentos pórfiros de Mo-W-Cu-Au.

#### 5.2.1.4.1.2 - Petrogênese

A presença de termos máficos, hoje anfibolitizados, em estreita associação espacial com os *augen*-gnáisses, como na pedreira de Santa Isabel, ainda não foi suficientemente esclarecida. As relações de contato entre o granito megaporfirítico, hoje *augen*-gnáisse, e as bandas máficas (possíveis gabros), hoje anfibolitos, sugerem pequeno contraste mecânico à época da cristalização. Entretanto, a possível interação de dois componentes, ainda no estado *subsolidus* não pôde ser comprovada devido ao *overprint* metamórfico. O caráter "intermediário" do anfibolito, dado pela ubíqua presença de

biotita castanho-avermelhada, poderia ser interpretado como resultante de *magma mixing* e, assim, essas rochas não devem mais representar a composição do suposto magma original. A presença de megacristais de FK1 isolados em bandas métricas a decamétricas do anfibolito parece ser devida à interação sólido-líquido onde os pórfiros de FK1 corresponderiam a xenocristais afundados na fração básica, ainda em condições de alta plasticidade. Faltam, entretanto, maiores evidências regionalmente distribuídas.

A presença da HB e da BT primárias sugere cristalização sob forte atividade de água - a(H<sub>2</sub>O). Este último mineral indica ainda forte a(K<sup>+</sup>). A segregação localizada de FK ocelar pode representar a extração precoce dos produtos finais de diferenciação, favorecida por um incremento final na atividade de água e pelo início da deformação regional (ver a esse respeito o trabalho de JANASI & ULBRICH (1987), sobre o desenvolvimento das fácies ocelares do Maciço Piracaia.

#### 5.2.1.4.2 - Os granitóides cálcio-alcálicos do Complexo Granito-Gnáissico-"Migmatítico" (Complexo Costeiro) - A<sub>y</sub> 0+1

O padrão de distribuição dos ETR (Fig.5.2.2) em duas análises referentes a BT-HB granitos é caracterizado por:

- i) espectros moderada a fortemente fracionados com altas razões CeN/YbN;
- ii) níveis elevados de ETR leves;
- iii) níveis elevados de ETR pesadas;
- iv) fortes anomalias negativas de Eu.

Ou seja, um padrão compatível com os obtidos em magmas cálcio-alcálicos "normais" (diferenciados), modernos (pós-arqueanos).

Corresponde aos padrões dos granitóides cálcio-alcálicos cordilheiranos (TARNEY & SAUNDERS, 1979), equivalentes aos granitos potássicos, pós-arqueanos (TAYLOR & MACLENNAN, 1985; MARTIN, 1987; entre outros), aos granitos híbridos tipo "B" das séries cálcio-alcálica e subalcálica de PUPIN (1980).

As anomalias negativas de Eu são relacionadas à diferenciação em crosta matura, continentalizada - e à subsequente extração de fases menos diferenciadas, ricas em plagioclásio (retentoras de Eu). Como para os granitos de sintexia, o enriquecimento nos ETRL - e, em outros elementos incompatíveis, como os litófilos de raio iônico grande LILEs - pode relacionar-se à contaminação de magmas subcrustais por material da crosta continental.

##### 5.2.1.4.2.1 - Petrogênese e possíveis correlações

A comparação entre os espectros de ETR dos ortognaisses do Complexo Granito-Gnáissico-"Migmatítico" - A<sub>y</sub>0+1 com aqueles referentes aos granitóides intrusivos no Complexo Embu,

incluindo plútons não ou pouco deformados (FIGURA 5.2.2), tem importantes desdobramentos nas interpretações petrogenética da evolução do magmatismo na região:

i) confirma a similaridade petrográfica entre ambas as associações, caracterizadas por uma paragênese acessória cálcica indicativa de forte contribuição mantélica (allanita-titanita granitos), independentemente das possíveis distintas épocas de geração de ambas;

ii) confirma os estudos tipológicos dos zircões que indicaram a natureza cálcio-alkalina profunda (a média) em ambos os contextos;

iii) confirma no pequeno universo estudado a imobilidade dos ETR frente às transformações metamórficas;

iv) o padrão cálcio-alkalino sem fracionamento pós-magmático permite, complementarmente às observações de campo e microscópicas, descartar a indesejável conotação "migmatítica" popularmente atribuída aos ortognaisses dessa unidade (ao menos na restrita área estudada).

#### 5.2.1.4.3 - Os granitóides cálcio-alkalinos intrusivos no Complexo Embu

Relativamente à distribuição dos ETR, não existem diferenças significativas nos espectros de distribuição dos ETR entre os diversos plútons, confirmando os estudos petrográficos. Apenas com apoio desse método não é possível, também em um universo tão reduzido de análises, discriminar essa associação dos ortognaisses acima referidos, conforme salientado anteriormente (Fig. 5.2.2).

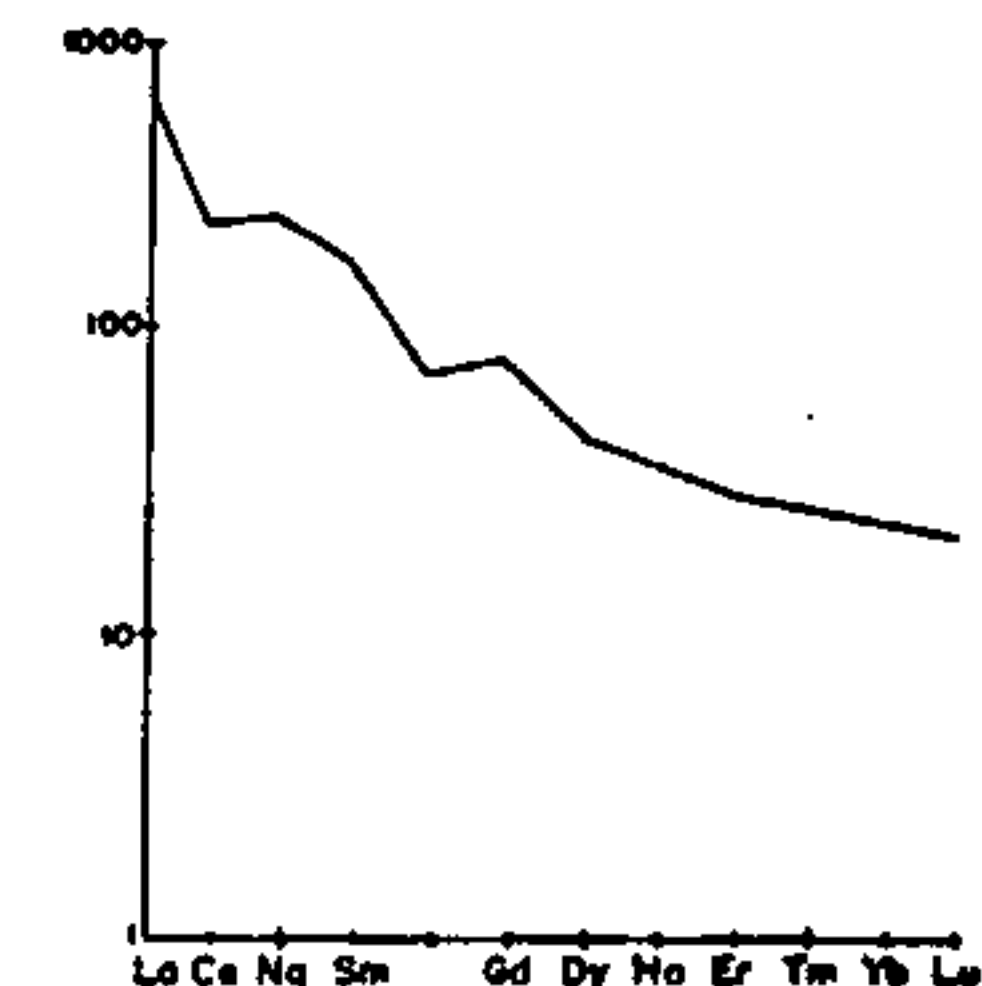
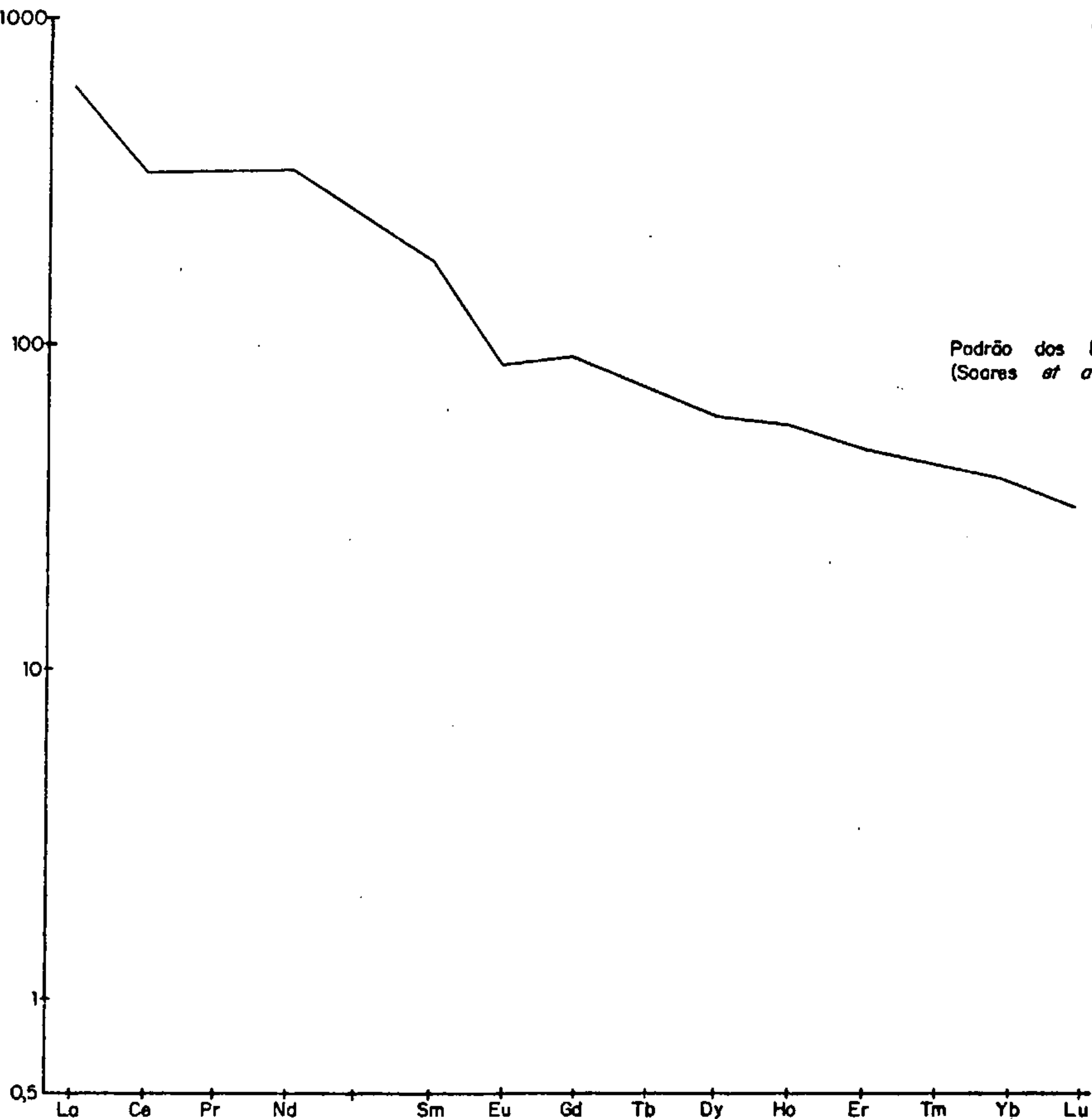
O estudo tipológico de diversas populações de zircão pelo método de PUPIN (1980) confirma as inferências petrogenéticas baseadas na petrografia e litogeoquímica. A associação como um todo mostrou uma natureza cálcio-alkalina profunda/intermediária (T 725-850, média 800). (Estudos Tipológicos dos Zircões executados por C. FERREIRA; T.M. GALEMBECK & A.C. ARTUR do DFM-UNESP).

##### 5.2.1.4.3.1 - O Granito Santa Catarina 3

Uma análise do espectro dos ETR (Fig.5.2.3) do granito em pauta, realça um padrão contrastante relativamente ao restante da associação mostrada na figura 5.2.2. Apesar do paralelismo da curva relativamente às demais, apresenta: expressivo enriquecimento em ETRL, e em ETRF e, discreta anomalia negativa de Eu. Esse padrão não é comumente observado em granitóides cálcio-alkalinos. A única referência na literatura nacional foi descrita em uma fácies hidrotermalmente alterada e metasomatisada dos biotita-granitos da região de Coronel Murta (MG) (SOARES *et al.*, 1987). Naquele contexto, intrusões forçadas em uma sequência metapelítica barrovia, as alterações hidrotermais nos granitóides foram relacionadas à gênese das mineralizações scheelitíferas nas encaixantes. O enriquecimento



ROCHA / CONDRIITO (PPM) 1000



Padrão dos BT-MU granitos de Coronel Murta - MG  
(Soares *et alii* 1987)

FIGURA 5.2.3 - Padrão de distribuição dos ETR normalizados ao condrito, para o granito Santa Catarina 3.

nos ETRP (ver Fig. 5.2.3) onde esse padrão é mostrado para fins comparativos) foi atribuído ao metassomatismo hidrotermal (CO<sub>2</sub>, F, ou Cl) das carapaças de cúpulas graníticas pós-tectônicas. Embora os estudos de reconhecimento aqui executados não permitam avançar qualquer comparação mais consistente, cabe o registro da peculiaridade e, por esse motivo, optou-se pelo destaque dado ao padrão que foi discriminado dos demais granitos cálcio-alcalinos da região.

#### 5.2.1.5 - Petrogênese, Possível Evolução Magmática e Correlações

Tanto os termos deformados quanto os tardios a pós-tectônicos caracterizam-se por uma homogeneidade composicional refletida no discreto espalhamento composicional nos campos 3a, 3b e 4 do diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976). Assim, os supostos termos primários menos diferenciados permanecem ainda desconhecidos, seja por uma escassez natural, ou pela obliteração metamórfico-deformacional.

A hornblenda fornece à associação caráter metaluminoso, diopsídio normativo. A rara presença de granada almandina, sugestiva de contaminação por material crustal desses magmas cálcio-alcalinos, não alterou as características metaluminosas, conforme será posteriormente discutido no item referente à geoquímica de elementos maiores e traços. Independentemente desta provável contaminação, sua classificação como granito do tipo "I" (CHAFFELL & WHITE, 1974) não pode ser contestada.

A ausência de termos menos evoluídos, de composição tonalítica, seria sugestiva, na ausência de outras evidências geoquímicas e isotópicas, de uma gênese similar a dos granitóides do tipo "I" - caledonianos de PITCHER (1983). É ainda interessante assinalar que a presença de granada almandina, em algumas seções dos granitóides cálcio-alcalinos sintectônicos, indicativa processos de contaminação crustal, peculiaridade adicional compatível com a evolução dos granitos de fusão crustal.

Em um modelo de evolução genérico, tendo em conta as distintas associações caracterizadas, a seguinte evolução pode ser prevista:

i) as fácies cálcio-alcalinas podem representar o magmatismo sinorogênico, ligado ao estágio de subducção (de uma crosta oceânica) ou, fusão hidratada de ortognaisses em uma evolução colisional;

ii) a presença de granitos do tipo S, posteriormente detalhados, favorece uma evolução colisional para o magmatismo;

iii) a presença de rochas pertencentes à série alcalina propriamente dita, a ser detalhada no próximo item, representaria o estágio final de evolução orogênica, já sob um regime distensivo de acordo com o modelo de evolução do magmatismo orogênico de BONIN (1987).

## 5.2.2 - GRANITÓIDES ALCALINOS "TIPO A" (Granito Itapanhaú-1, Biritiba-Açu, Cruz do Alto)

### 5.2.2.1 Caracterização petrográfica

São leuco sieno e monzogranitos de granulação média (2-6mm), equigranulares, eventualmente *subsolvus* (Itapanhaú-1). O plagioclásio é o oligoclásio, eventualmente com anéis externos de albita -textura rapakivi. O feldspato-K é o microclínio. Os minerais varietais não chegam a constituir 5% do volume da rocha. Além da riebeckita-arfvedsonita (Itapanhaú-1) inclui: biotita cloritizada e hornblenda verde-azulada (fe-hastingsita?). A paragênese acessória consta de zircão, apatita, allanita, titanita, e opacos. A mineralogia secundária é desenvolvida incipientemente e inclui: clorita, carbonato, epidoto, e muscovita.

Apresentam discretas evidências de deformação no estado sólido com subgranulação e recuperação de quartzo e feldspato, entretanto as áreas recristalizadas raramente constituem mais de 10% da rocha (protomilonitos). Apenas o Granito Itapanhaú não exhibe evidências de deformação no estado sólido.

A presença de anfibólio sódico da série riebeckita-arfvedsonita fornece à suíte, mesmo na ausência de tratamento litoquímico, afinidades com as séries graníticas alcalinas (PUPIN, 1980; LAMEYRE & BOWDEN, 1982). Estas características petrográficas foram confirmadas pelos estudos tipológicos do zircão que permitiram também estimar temperaturas de cristalização entre 800-850 C.

### 5.2.2.2 - Geoquímica dos Elementos de Terras Raras

Foram caracterizados dois padrões de distribuição dos ETR (Fig. 5.2.4).

O primeiro, A1, caracterizado por:

- i) baixo conteúdo total dos ETR;
- ii) níveis similares, com horizontalização das curvas dos ETRL e ETRP (razões LaN/Ybn baixas);
- iii) fortes anomalias negativas de Eu.

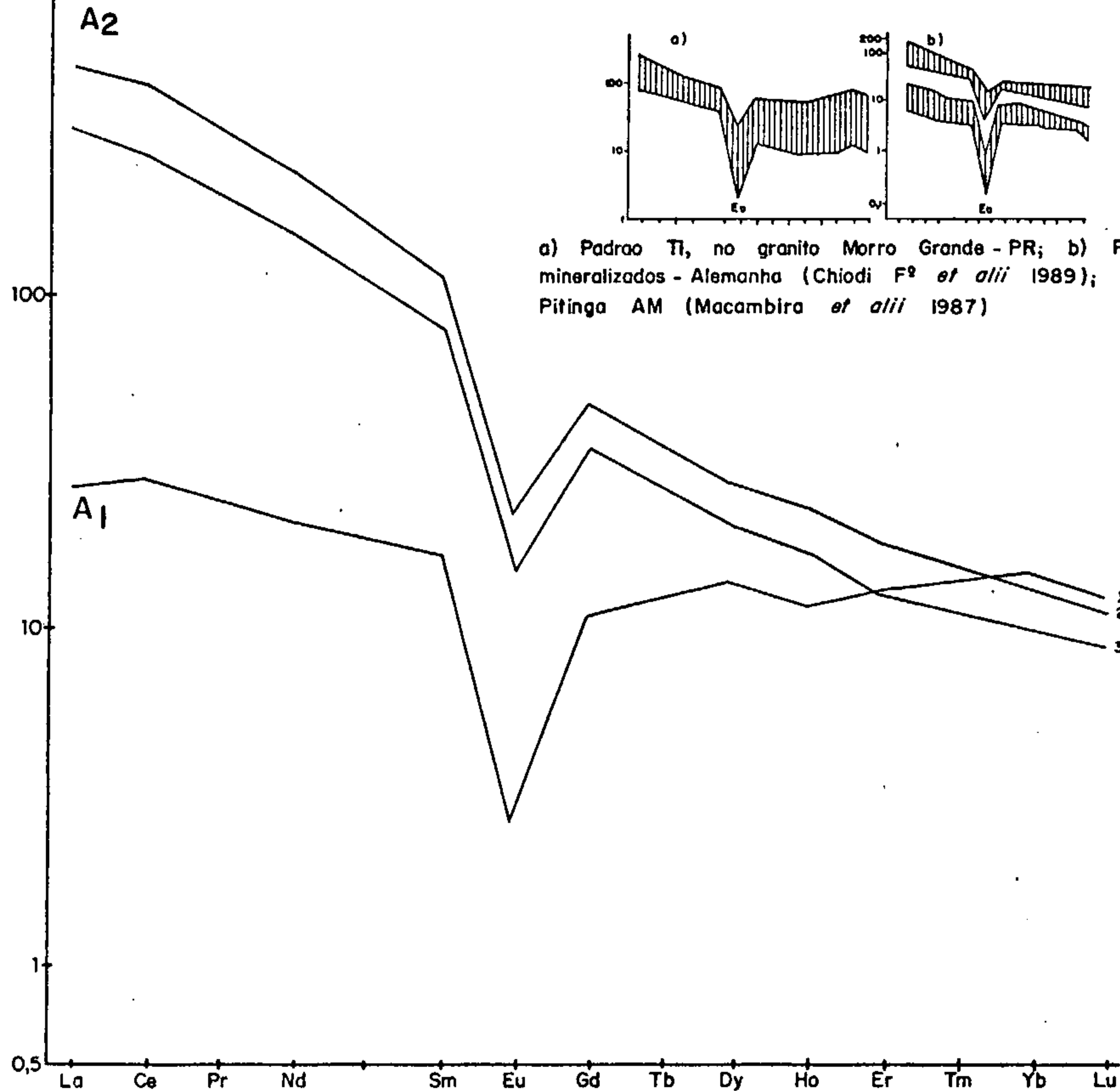
O segundo, A2, caracteriza-se por:

- i) forte fracionamento entre ETRL e ETRP;
- ii) extremo enriquecimento em ETRL;
- iii) forte depleção em Eu.

Ambos são característicos das séries alcalinas e permitem identificar, na ausência de outros critérios geoquímicos, os denominados granitos do tipo "A" (COLLINS *et al.*, 1982; PITCHER, 1983). Na classificação de KEQIN *et al.* (1982) correspondem aos granitos da série de transformação crustal, embora, conforme discutido adiante, na literatura europeia o mesmo padrão seja interpretado como do tipo mantélico (e.g. PUPIN, 1980; BONIN, 1987). Independentemente da origem sub



ROCHA/CONDRIITO (PPM) 1000



a) Padrão Ti, no granito Morro Grande - PR; b) Padrão Ti, T2 em granitos variscanos mineralizados - Alemanha (Chiodi F<sup>o</sup> *et alii* 1989); c) No plúton mineralizado Madeira/Pitinga AM (Macambira *et alii* 1987)

LEGENDA  
 1 - Biritiba - Açú  
 2 - Cruz do Alto  
 3 - Itapanhaú

FIGURA 5.24 - Padrão de distribuição dos ETR normalizados ao condrito para os granitos : Biritiba - Açú, Cruz do Alto, e Itapanhaú 1.

ou intra crustal, a diferenciação com separação de uma fase cumulática enriquecida em feldspato-k necessita ser admitida para explicar a extrema depleção em Eu.

A fig. 5.2.4 a, b, c mostram padrões de granitos similares aos aqui estudados. O exemplo a) corresponde álcali-granitos do estado do Paraná do tipo T1 (CHIODI Fo. et al., 1989). Foram considerados como granitos especializados em depósitos de Sn-W, greisens. O exemplo b) refere-se a granitos Variscanos da Alemanha, mineralizados a Sn-W (apud CHIODI fo. et al., 1989). Finalmente, o exemplo c) refere-se á associação estanífera de Pitanga. São biotita-granitos rapakivi e fe-hastingsitas, riebeckita-sienogranitos, componentes do plúton Madeira (MACAMBIRA et al., 1987). A título de complementação, vale a pena citar os exemplos paranaense de granitos alcalinos classificados como do tipo T1 por CHIODI Fo. et al., 1989): Mandira, Guaraú, Marumbi, Anhangava (em parte), Morro Grande (em parte), Carambeí, Francisco Simas, Joaquim Murtinho.

Entre os inúmeros problemas petrológicos a serem resolvidos em relação à essa suíte deve mencionar-se o do espectro dos granitos tipo A2. Embora o mesmo apresente ótima correlação com os modelos comparativos mostrados na Fig. 5.2.4 relativamente aos ETRL e Eu, apresenta forte depleção em ETRP, responsável pelo fracionamento do espectro. Em função dessas características é possível admitir-se que os padrões A1 e A2, embora possivelmente cogenéticos, não seriam comagmáticos. A Fig. 5.2.4b mostra uma típica associação de granitos com padrão A1 e A2 comagmáticos. Nela pode ser observado que, ao contrário dos espectros obtidos na presente área, existe um perfeito equilíbrio entre os níveis de ERTL e ETRP, resultando na horizontalização e paralelismo dos dois setores da curva tanto nos espectros A2 quanto no A1.

Uma possibilidade para explicar a discrepância entre o padrão obtido e o dos modelos utilizados na comparação seria pensar em fracionamento secundário, pós-magmático, metamórfico ou não, provocando a perda nos ETRP. Entretanto, a similaridade e persistência do padrão, em amostras pertencentes a dois plútons distintos (Cruz do Alto e Itapanhaú), sugere uma origem primária para a depleção. Assim, outra alternativa para a interpretação do empobrecimento em ETRP do padrão A2, seria admitir níveis crustais distintos para a intrusão dos plútons A1 e A2. Nesse caso, o primeiro por representar uma intrusão em níveis crustais rasos, rapidamente resfriado, não apresentaria fracionamento. Já os plútons do tipo A2, possivelmente por representarem líquidos relativamente mais hidratados, congelariam em níveis crustais mais profundos, através de resfriamento mais lento, levando ao fracionamento observado. Faltam, entretanto, dados em número suficiente para a formulação de uma hipótese mais fundamentada.

### 5.2.2.3 Petrogênese e correlações

Com estas características a suíte pode ser comparada com os granitos do tipo "A" de PITCHER (1983). A paragênese acessória assinalada sugere uma natureza metaluminosa, diretamente derivada de magmas mantélicos ou, da fusão crustal de protólitos ígneos (tipo ígneo/crustal- C.I. de DIDIER *et al.*, 1982). Entretanto, conforme será discutido no item referente aos estudos de elementos maiores e traços, apenas o granito Itapanhaú pode ser classificado como metaluminoso. Os demais apresentaram uma natureza peraluminosa, peculiaridade que leva à suposição da sua contaminação por magmatismo crustal derivado da fusão de rochas metassedimentares ou ainda devido a processos de alteração tardi- a pós-magmáticos e até intempéricos.

A gênese dos granitos tipo "A" é ainda objeto de especulação e nem sempre pode ser adequadamente esclarecida, mesmo com a execução de detalhamento litogeoquímico extensivo:

i) derivação direta de magmas mantélicos básicos-alcálicos através de diferenciação crustal (e.g. PUPIN, 1980; BONIN, 1987);

ii) fusão da base da crosta continental (granulítica) desidratada (e.g. WHALEN *et al.*, 1987; SHERATON & BLACK, 1988).

Na região sudeste existem bons referenciais de granitos pós-tectônicos do tipo "A" do proterozóico superior paranaense intrusivos no Complexo Costeiro (CHIODI *et al.*, 1989). Essa associação, por eles designada de granitos do tipo T1, foi interpretada como de fusão crustal, equivalente aos granitos da série de transformação do sudeste da China (KEQIN *et al.*, 1982). Correspondem aos granitos da Suíte Serra do Mar de KAUL *et al.* (1982). Entretanto a correlação imediata dos granitóides da área com a Suíte Serra do mar deve merecer um estudo mais detalhado. Ao menos na porção catarinense da Suíte Serra do Mar, o contexto geológico do magmatismo alcalino não apresenta semelhança com os plútons aqui detalhados. Trata-se de pluto-vulcanismo anorogênico ligado à evolução de riftes pós-tangenciais relativamente ao desenvolvimento do cinturão metavulcanossedimentar Brusque. Todos os plútons são intrusivos em crosta granulítica de idade arqueana (granitos cratogênicos). Já os granitos alcalinos da área parecem ter sua evolução ligada às fases finais de um evento colisional.

A classificação magmato-tectônica dos granitos tipo "A" merece também alguns comentários: apesar de serem em geral classificados de anorogênicos, essa qualificação nem sempre corresponde ao posicionamento deste tipo de magmatismo. Trabalhos mais recentes (e.g. BONIN, 1987) consideram a evolução dos magmas alcalinos no contexto final do desenvolvimento de um episódio colisional, já em margem continental espessada, em período pós-colisional, em fase imediatamente posterior à geração de magmatismo subalcalino. Da mesma maneira WHALEN *et al.* (1987) criticam a tendência simplística de designar todos os granitos alcalinos de anorogênicos. Levantam a possibilidade de sua geração em distintos períodos de evolução tectônica. Um dos exemplos de granitos "A" sintectônicos mais bem



caracterizados sob o ponto de vista litogeoquímico, no âmbito do Programa Levantamentos Geológicos Básicos-FLGB, é dado pelo Granito-gnaiss Santa Helena, na Folha Pontes e Lacerda, MT.

Com relação aos granitos alcalinos do projeto, os dados são ainda poucos consistentes para qualquer tentativa de um avaliação. Apenas seu caráter pós-tectônico em relação ao evento tangencial que afetou os granitóides e supracrustais pode ser ressaltado. Suas possíveis relações com o evento gerador do magmatismo cálcio-alcalino/subalcalino devem merecer estudos mais aprofundados, inclusive do ponto de vista isotópico. Suas características litogeoquímicas compatíveis com os granitóides da série de transformação de KEQIN *et al.* (1982) favorecem, nesse enfoque preliminar, sua natureza crustal a partir da fusão desidratada de crosta granulítica (granitos do tipo C.I. de DIDIER, 1982). Essa possibilidade foi igualmente favorecida para os demais granitos A utilizados para efeito de comparação (CHIODI *Fo. et al.*, 1989; MACAMBIRA *et al.*, 1987).

### 5.2.3 - GRANITÓIDES CRUSTAIS - "TIPO S" (GARRAFÃO, TAIACUPEBA, MOGI DAS CRUZES, IUPEBA)

#### 5.2.3.1 - Caracterização petrográfica

145 São biotita (-muscovita) leuco sienogranitos, com textura granular xenomórfica com granulação média (2-4 mm), tendo biotita castanho-avermelhada (titanífera), muito rica em inclusões de zircão, além de muscovita como principais varietais. Zircão, apatita, opacos e, raramente, turmalina são os acessórios. Exibem discretas evidências de deformação no estado sólido, como extinção ondulante e subgranulação do quartzo; subgranulação periférica do feldspato K, textura mortar, *kinking* da biotita e muscovita. As áreas atingidas por efeitos cataclásticos são limitadas a menos de 10 % do volume total, não se observa *fabric* planar penetrativa e, a designação de protomilonitos, na classificação de TAKAGI (1986), é apropriada.

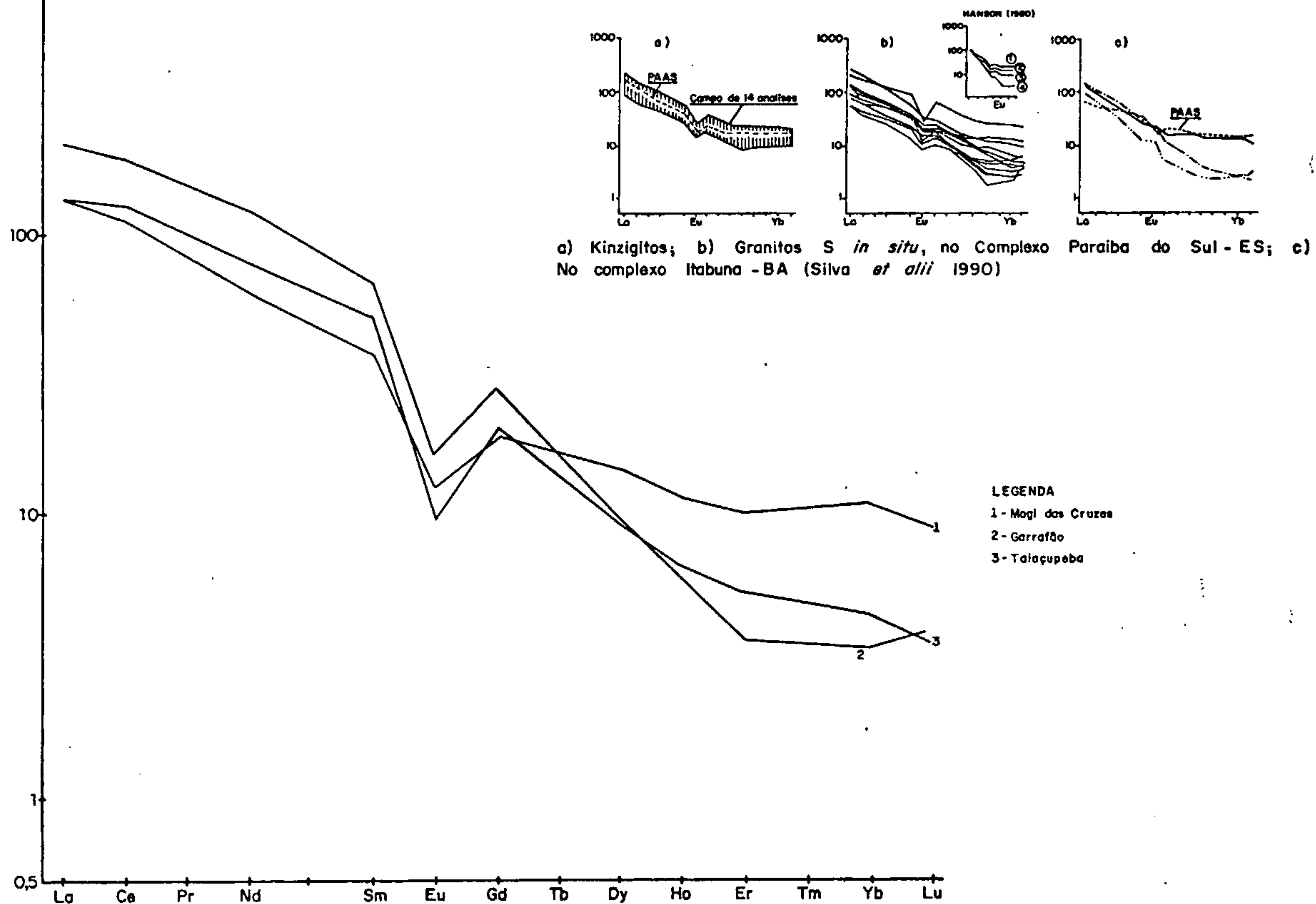
*Kinking* e budinamento da muscovita, bem cristalizada em cristais da mesma ordem de grandeza que as biotitas (2-4mm) sugerem um caráter primário para esse mineral. E, conseqüentemente, a designação de granitos a duas micas é apropriada.

#### 5.2.3.2 - Geoquímica de Elementos Terras Raras

O padrão de fracionamento dos ETR (Fig. 5.2.5) caracteriza-se por: i) forte fracionamento (razões LaN/YbN altas); ii) fortes anomalias negativas de Eu; e, mais importante, acentuada depleção em ETRP (amostras 2 e 3).

Esse padrão tem sido obtido experimentalmente em grauvacas (HANSON, 1980) onde a análise do espectro de distintas proporções de fundidos mostra uma depleção crescente nos ETRP. A segregação de fundidos graníticos leucocráticos, empobrecidos nos componentes fêmicos residuais (melanossomas),

ROCHA/CONDRIITO (PPM) 1000



a) Kinzigitos; b) Granitos S *in situ*, no Complexo Paraiba do Sul - ES; c) No complexo Itabuna - BA (Silva *et alii* 1990)

LEGENDA  
1 - Mogi das Cruzes  
2 - Garrafão  
3 - Taliaçupeba

FIGURA 5.2.5 - Padrão de distribuição dos ETR para os granitos: Garrafão, Taliaçupeba e Mogi das Cruzes.

provoca a concentração dos ETRP nos melanossomas, portadores de fases retentoras (e.g. granada) empobrecendo, conseqüentemente, os líquidos extraídos. Uma aplicação prática desses experimentos foi efetuada em migmatitos formados por fusão parcial "in situ" de gnaisses metapelíticos de alto grau, no Complexo Paraíba do Sul-ES e no Complexo Itabuna-BA (SILVA *et al.*, 1990). Os resultados mostrados na figura 5.2.5b,c indicam que o padrão depletado em ETRP em granitóides pode ser um excelente critério quantitativo para a identificação de granitos do tipo S (sentido de CHAPPELL & WHITE, 1974). A depleção em ETRP é um critério particularmente interessante em granitos crustais como os da presente área, destituídos de paragênese diagnósticas: granada, cordierita, andaluzita, sillimanita. No presente caso, a simples identificação microscópica da muscovita, cuja natureza primária pode ser sempre questionável, mostra-se insuficiente para a discriminação do tipo de magma original. Entretanto, as características do padrão de fracionamento dos ETRP, serviram como o melhor critério para a caracterização de granitos crustais do "tipo S".

Outra informação importante fornecida pela análise é que o conteúdo em ETRL e em Eu - por não serem fracionados durante o processo de fusão parcial - refletem o conteúdo original dos protólitos metassedimentares. A figura 5.2.5(a, b) são um exemplo da variação do comportamento diferencial de ETRL e ETRP frente à anatexia parcial. Aplicada ao presente caso, essa peculiaridade conservativa dos ETRL e do Eu permite reconstituir até mesmo o espectro dos protólitos e compará-lo ao do FAAS (mostrado fig. 5.2.5a por uma linha tracejada). Ou, seja, pode-se deduzir que a fonte crustal fundida era predominantemente pelítica e possuía um padrão similar ao dos sedimentos clásticos pelíticos pós-arqueanos, cuja média é representada pelo espectro FAAS (folhelhos australianos pós-arqueanos *cf.* TAYLOR & MACLENNAN, 1985).

### 5.2.3.3 - Petrogênese

O pequeno número de seções delgadas disponíveis não permite uma definição mais acurada da evolução petrogenética. A presença da muscovita primária, fornece afinidades com os granitos a duas micas. Entretanto, não foram observados outros critérios microscópicos seguros para a sua discriminação de algumas variedades dos granitos cálcio-alcalinos de baixa profundidade, também foram identificadas variedades titaníferas de biotita como único varietal máfico e que igualmente apresentavam desenvolvimento de grandes cristais de muscovita pré-tectônica. Desta forma, sua interpretação como granito crustal foi baseada principalmente na análise tipológica do zircão. A ausência de paragênese aluminosas e da cordierita, características dos autênticos granitos "crustais" derivados da fusão parcial de metassedimentos pelíticos de FUPIN (1980) - correspondentes aos granitos do tipo "S" de CHAPPELL & WHITE (1974) exige um maior apoio litogeoquímico para testar esta hipótese. No caso do Granito-gnaisse Iupeba, a possibilidade de contaminação de magmas cálcio-alcalinos por material crustal



pelítico, não pode ser totalmente descartada. Na ausência de uma paragênese diagnóstica e tendo em conta o caráter alóctone de cristalização, longe de suas supostas raízes pelíticas. Tais características foram confirmadas através dos dados da Tipologia do Zircão.

#### 5.2.4 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS

Devido ao pequeno número de análises disponíveis (15) as diversas população foram tratadas conjuntamente em uma série de diagramas, visando a obtenção de critérios complementares de discriminação e de controle dos resultados obtidos através dos ETR e dos estudos tipológicos do zircão.

A tabela 5.2.1 fornece os resultados dessas análises. A fig. 5.2.6 é o diagrama dos minerais característicos de DEBON & LE FORT (1983) que permite discriminar através dos parâmetros A e B as associações metaluminosas correspondente aos granitos ígneos I e as associações peraluminosas correspondentes aos granitos S. Observa-se uma boa discriminação dos granitos cálcio-alcalinos e o Granito Itapanhaú (alcalino) dos granitos do tipo S situados no campo peraluminoso. Dois granitos com padrão de fracionamento de ETR compatível com o dos granitos tipo A, entretanto, situaram-se, ao contrário do esperado, no campo dos granitos peraluminosos. Essa peculiaridade sugere contaminação do magma metaluminoso original por líquidos aluminosos provenientes da fusão de metassedimentos. Uma outra hipótese que explicaria o caráter "peraluminoso" desses granitos alcalinos classificados neste diagrama, bem como no da FIGURA 5.2.7, relaciona-se com a possibilidade de alterações pós-magmáticas hidrotermais ou até imtempéricas, que tenderiam a lixiviar os álcalis e aumentar a concentração relativa de  $Al_2O_3$ . O parâmetro B ( $Fe + Mg + Ti$ ) inferior a 47 indica um caráter leucocrático para os granitos I e S, contrastante com os valores superiores a 50 para os cálcio-alcalinos.

A Figura 5.2.7 é o diagrama das razões moleculares de  $Al_2O_3/álcalis+Ca$  (RAPELA & CAMINOS, 1987) que confirma a separação dos dois grupos meta e peraluminoso e indica para o granito Itapanhaú uma posição próxima a do campo dos granitos peralcalinos (ao contrário dos outros considerados alcalinos com base no espectro de ETR que ocupam posições afastadas do campo peralcalino).

A figura 5.2.8 constitui-se em um diagrama de classificação química de DEBON & Le FORT, (1983) utilizando-se os parâmetros Q-F. Nele, os granitos A e S, tem um intervalo composicional restrito ao campo (1) dos granitos *stricto sensu*, enquanto que os demais (cálcio-alcalinos) mostram uma diversidade composicional maior nos campos 1,2,3,5,6: granitos a quartzo-monzonitos.

A projeção ternária K-C-N confirma o discreto espalhamento no campo 1 e 2 dos granitos e quartzo-monzonitos (FIGURA 5.2.9).

O emprego de elementos críticos para o monitoramento dos possíveis ambientes de geração mostraram uma resposta razoável. No diagrama  $Rb \times Y+Nb$  (PEARCE *et al.*, 1984) da figura

TABELA 5.2.1 - RESULTADOS DE ANALISES QUIMICAS (GRANITOIDES)

		B-57	C-3B	C-149	D-169	D-140	C-3A	F-4	G-4
l O	l SiO2	67.900,	69.300,	70.000,	70.600,	73.300,	75.900,	73.800,	77.100,
l X	l Al2O3	14.700,	14.200,	14.400,	13.900,	13.500,	11.500,	13.600,	12.300,
l I p	l Fe2O3	.100,L	.910,	.100,L	.100,L	.130,	.980,	.340,	.100,L
l D o	l FeO	3.900,	1.700,	3.100,	2.700,	2.400,	1.100,	1.400,	.990,
l O r	l CaO	2.400,	1.900,	1.700,	1.500,	2.800,	.750,	1.100,	.450,
l S c	l HgO	.890,	.700,	.440,	.370,	.620,	.100,L	.270,	.100,L
l e	l Na2O	3.200,	3.900,	3.500,	3.000,	3.000,	2.900,	1.900,	3.000,
l H n	l K2O	5.400,	6.100,	5.300,	6.400,	3.200,	5.900,	6.700,	5.100,
l A t	l MnO	.070,	.060,	.060,	.030,	.060,	.060,	.020,	.030,
l I a	l TiO2	.630,	.470,	.430,	.280,	.250,	.120,	.260,	.050,
l O g	l P2O5	.360,	.210,	.210,	.150,	.090,	.060,	.070,	.050,L
l R e	l CO2	.100,	.100,	.100,	.250,	.100,	.250,	.100,	.100,
l E ■	l H2O+	.440,	.430,	.670,	.600,	.490,	.400,	.350,	.720,
l S	l S	.026,	.026,	.008,	.010,	.015,	.009,	.008,	.006,
l	l H2O-	.150,	.120,	.170,	.100,	.120,	.120,	.140,	.290,
l T	l La	73.040,	99.170,	58.060,	61.180,	25.590,	77.200,	118.500,	6.240,
l E	l Ce	152.600,	197.700,	131.000,	133.000,	58.010,	166.200,	266.500,	17.620,
l E R	l Nd	61.420,	72.190,	57.030,	55.610,	26.660,	72.350,	105.500,	9.720,
l L R	l Sm	10.310,	10.730,	10.390,	9.710,	5.250,	11.650,	16.430,	2.490,
l E A p	l Eu	1.740,	1.770,	1.500,	1.210,	.870,	.800,	1.260,	.150,
l H S p	l Gd	6.400,	6.280,	6.910,	6.020,	3.690,	6.660,	9.080,	2.140,
l E ■	l Dy	5.620,	4.930,	6.990,	4.950,	3.910,	4.750,	6.510,	3.270,
l H R	l Ho	1.090,	1.030,	1.520,	.890,	.810,	.890,	1.210,	.630,
l T A	l Er	2.890,	2.510,	4.540,	2.210,	2.100,	1.980,	2.870,	2.020,
l O R	l Yb	2.420,	2.250,	4.550,	1.810,	1.920,	1.540,	2.100,	2.330,
l S A	l Lu	.300,	.300,	.540,	.230,	.270,	.200,	.260,	.300,
l S	l								
l	l Cu	15.000,	10.000,	10.000,	10.000,	10.000,	5.000,	5.000,	5.000,
l E	l Ni	5.000,N	5.000,N	5.000,N	5.000,N	5.000,N	5.000,N	5.000,N	5.000,N
l L T	l Ba	2500.000,	2500.000,	2100.000,	1900.000,	1600.000,	1050.000,	1350.000,	600.000,
l E R	l Li	38.000,	26.000,	45.000,	33.000,	37.000,	6.000,	18.000,	32.000,
l H A p	l Sn	4.000,	7.000,	5.600,	5.000,	2.400,	1.600,	3.000,	12.000,
l E C p	l Cr	50.000,N	50.000,N	50.000,N	50.000,N	50.000,N	50.000,N	50.000,N	50.000,N
l N D ■	l F	460.000,	450.000,	380.000,	370.000,	150.000,	100.000,L	100.000,L	360.000,
l T S	l Nb	10.000,N	28.000,	10.000,N	10.000,N	10.000,N	10.000,N	10.000,N	10.000,L
l O	l Zr	387.000,	412.000,	454.000,	342.000,	227.000,	514.000,	405.000,	282.000,
l S	l Y	26.000,	34.000,	82.000,	28.000,	31.000,	25.000,	56.000,	68.000,
l	l Sr	363.000,	501.000,	203.000,	185.000,	145.000,	15.000,	102.000,	20.000,
l	l Rb	244.000,	282.000,	271.000,	269.000,	180.000,	238.000,	338.000,	699.000,

B-57 = GRANITO ITAPETI .

C-3B = GRANITO ITAPANHAU - 2

C-149 = GRANITO MAUA

D-169 = GRANITO SABAUNA

D-140 = GRANITO-GNAISSE ITAQUERA

C-3A = GRANITO ITAPANHAU - 1

F-4 = GRANITO CRUZ DO ALTO

G-4 = GRANITO BIRITIBA-ACU

**TABELA 5.2.1 - RESULTADOS DE ANALISES QUIMICAS (GRANITOIDES) CONTINUACAO**

		C-5A	E-3	F-158	B-47	D-23	E-20	A-41
I O	ISiO <sub>2</sub>	67.200,	67.100,	65.600,	66.700,	72.300,	70.100,	73.100,
I X	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.900,	14.700,	15.200,	15.500,	14.200,	16.300,	13.700,
I I p	IFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.200,	2.200,	1.400,	.630,	.100,L	.100,L	.100,L
I D o	IFeO	2.500,	2.700,	2.500,	2.400,	1.700,	1.100,	2.100,
I O r	ICaO	3.500,	3.200,	3.000,	2.400,	.880,	.360,	1.000,
I S c	IMgO	.850,	1.400,	1.400,	.970,	.400,	.320,	.290,
I e	INa <sub>2</sub> O	3.400,	2.700,	4.000,	4.200,	3.300,	1.800,	3.700,
I H n	IK <sub>2</sub> O	4.200,	4.200,	5.200,	5.500,	6.000,	7.000,	5.100,
I A t	IMnO	.050,	.060,	.050,	.040,	.030,	.010,	.060,
I I a	ITiO <sub>2</sub>	.500,	.890,	.800,	.570,	.270,	.280,	.140,
I O g	IP <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.140,	.280,	.230,	.240,	.230,	.230,	.150,
I R e	ICO <sub>2</sub>	.100,	.100,	.100,	.100,	.100,	.100,	.100,
I E m	IH <sub>2</sub> O+	.380,	.390,	.320,	.720,	.500,	2.220,	.520,
I S	IS	.021,	.310,	.013,	.033,	.006,	.012,	.005,
I	IH <sub>2</sub> O-	.100,	.130,	.130,	.160,	.150,	1.280,	.140,
I T	ILa	45.460,	60.580,	69.440,	153.600,	31.590,	48.060,	32.140,
I E	ICe	101.300,	141.200,	142.400,	215.400,	76.820,	111.900,	68.260,
I E R	INd	42.450,	68.710,	56.990,	169.600,	37.060,	53.850,	27.780,
I L R	ISm	7.560,	13.080,	8.840,	27.370,	7.110,	9.920,	5.230,
I E A p	IEu	1.360,	2.390,	1.830,	5.140,	.530,	.930,	.660,
I H S p	IGd	5.110,	8.940,	4.820,	18.530,	3.790,	5.100,	3.330,
I E m	IDy	5.040,	7.860,	3.380,	14.990,	2.250,	2.360,	3.370,
I N R	IHo	1.060,	1.510,	.590,	3.190,	.340,	.320,	.580,
I T A	IEr	2.850,	4.070,	1.480,	8.000,	.770,	.540,	1.560,
I O R	IYb	2.290,	3.630,	1.210,	6.210,	.650,	.510,	1.610,
I S A	ILu	.320,	.480,	.140,	.780,	.080,	.090,	.210,
I S	I							
I	ICu	10.000,	25.000,	15.000,	20.000,	5.000,	5.000,	5.000,
I E	INi	5.000,N	5.000,	5.000,	5.000,	5.000,N	5.000,N	5.000,N
I L T	IBa	1950.000,	2500.000,	2800.000,	2550.000,	1600.000,	1700.000,	1700.000,
I E R	ILi	15.000,	40.000,	11.000,	32.000,	45.000,	60.000,	93.000,
I H A p	ISn	3.200,	5.600,	3.000,	3.800,	7.400,	6.400,	68.000,
I E C p	ICr	50.000,N	50.000,L	50.000,L	50.000,N	50.000,N	50.000,N	50.000,N
I N D a	IF	340.000,	410.000,	390.000,	520.000,	410.000,	190.000,	430.000,
I T S	INb	10.000,N	10.000,N	10.000,N	10.000,N	10.000,N	10.000,N	14.000,
I O	IZr	311.000,	404.000,	215.000,	438.000,	282.000,	351.000,	272.000,
I S	IY	34.000,	71.000,	10.000,N	120.000,	10.000,N	10.000,N	28.000,
I	ISr	255.000,	469.000,	742.000,	434.000,	73.000,	65.000,	108.000,
I	IRb	160.000,	227.000,	209.000,	271.000,	551.000,	548.000,	397.000,

C-5A = BIOTITA-GNAISSE PORFIROIDE (COSTEIRO)

E-3 = BIOTITA-GNAISSE BANDADO (COSTEIRO)

F-158 = HB-BT AUGEN-GNAISSE (SANTA ISABEL)

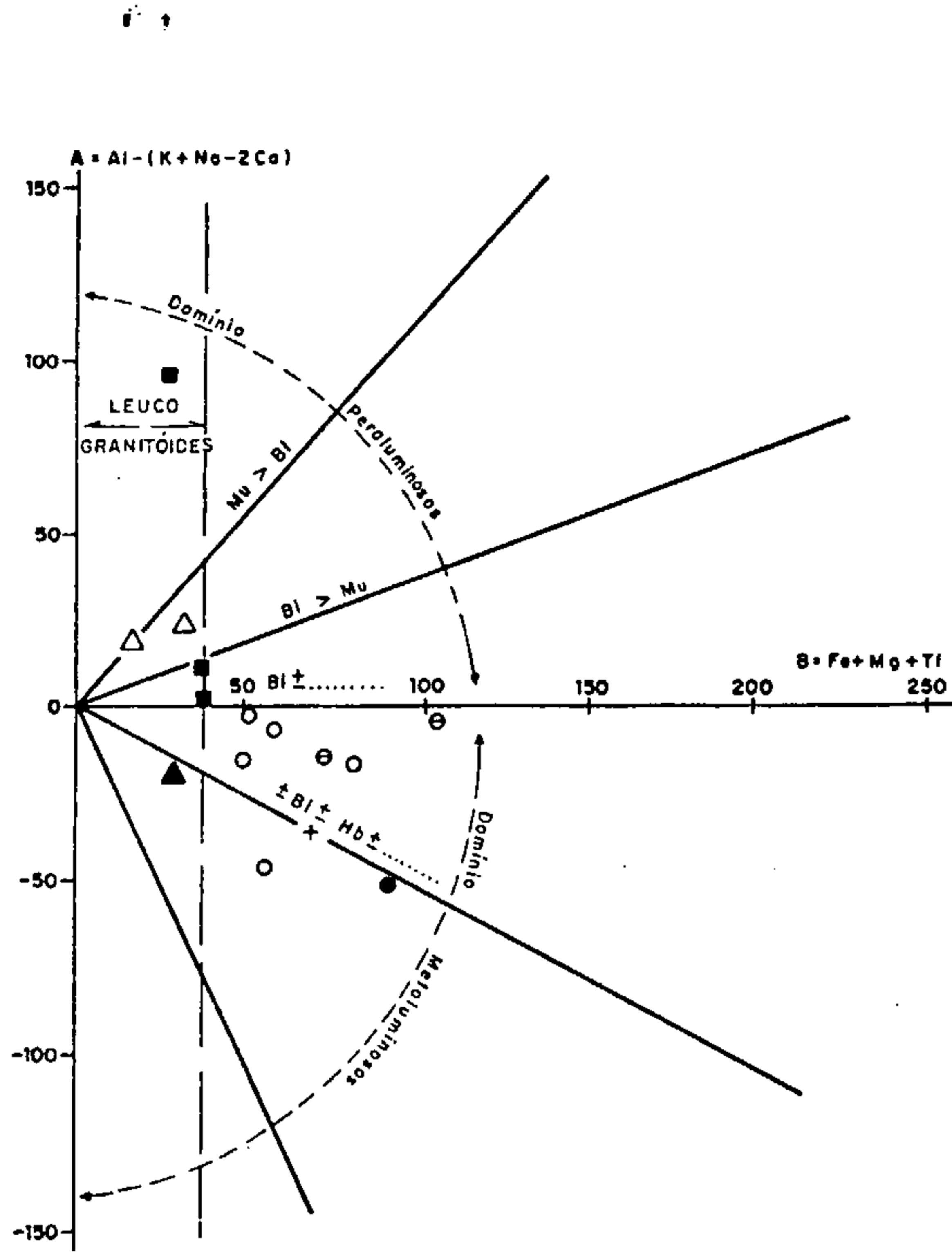
B-47 = GRANITO SANTA CATARINA 3

D-23 = GRANITO TAIACUPEBA

E-20 = GRANITO GARRAFAO

A-41 = GRANITO MOGI DAS CRUZES





- Bt - Hb augen-gnaiss ( Santa Isabel )
- Granitóides cálcio-alcálicos intrusivos no Embu
- ⊙ Ortognaisses do Complexo Costeiro
- Granitóides crustais "Tipo S"
- △ Granitóides subalcalinos/alcálicos
- ▲ Granitos alcálicos a Riebeckita ( Itapohú-1 )
- + Granito Santa Catarina 3

FIG. 5.2.6 - Diagrama dos minerais característicos ( Debon e Le Fort, 1983 )

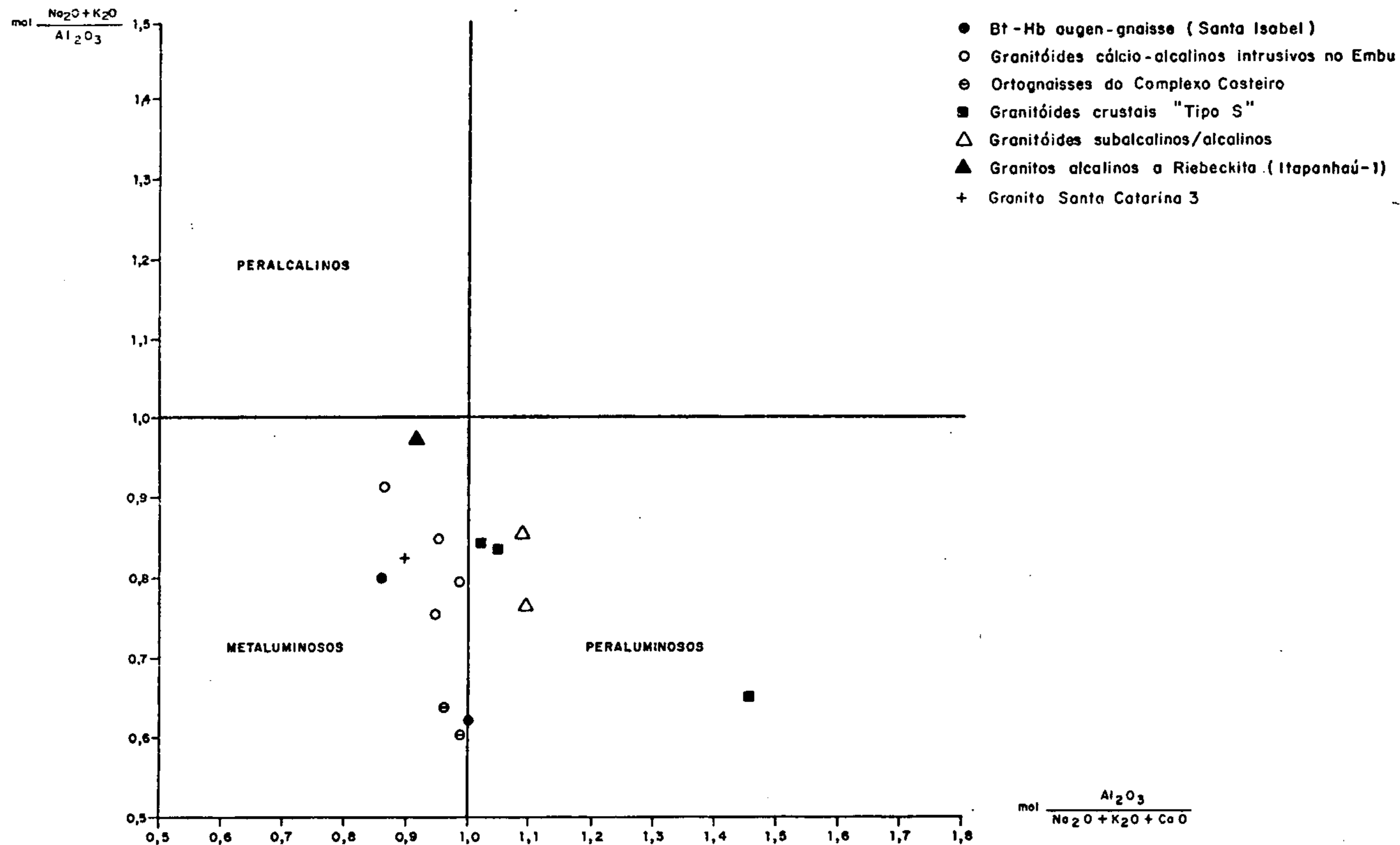
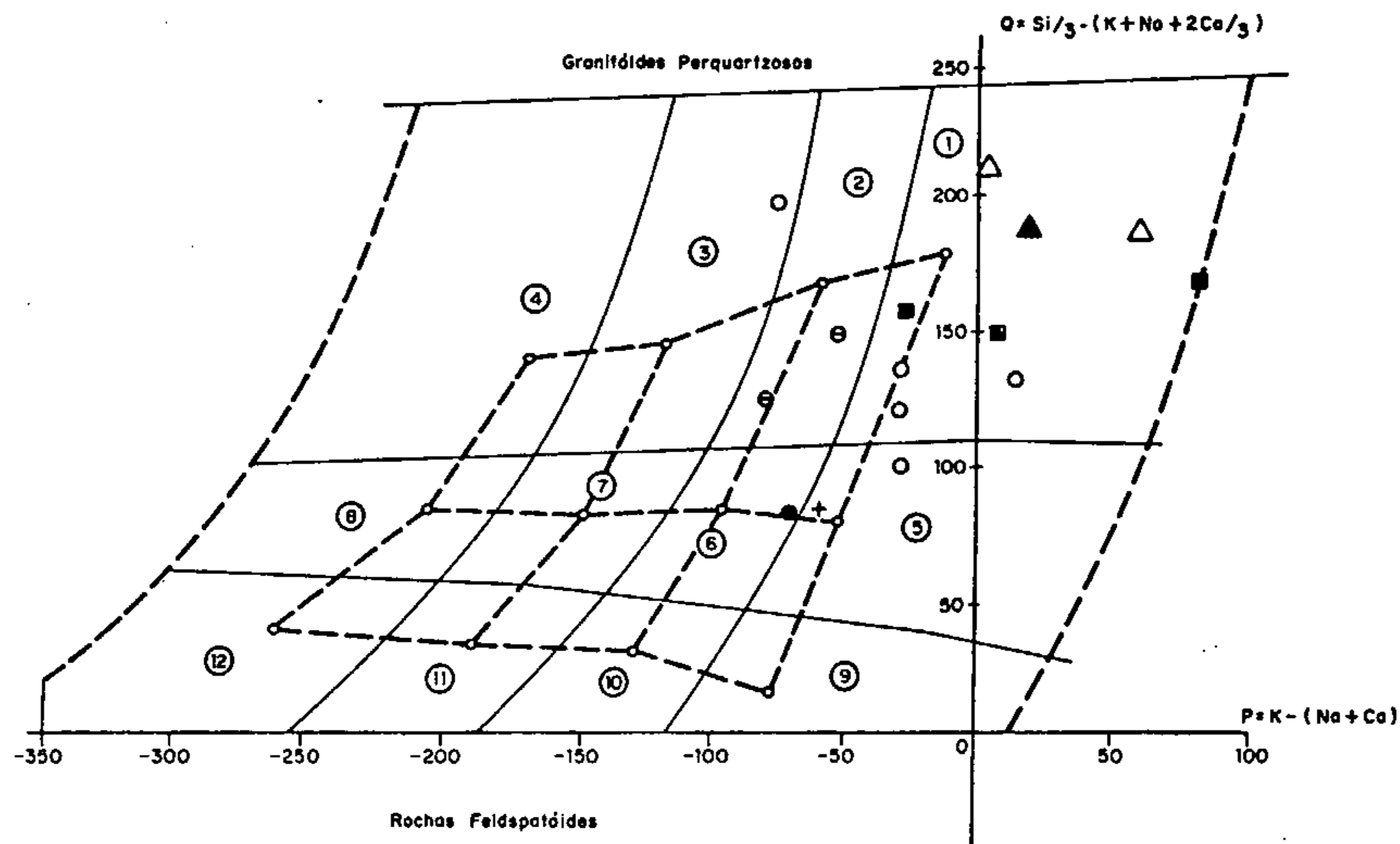


FIG. 5.2.7 - Diagrama de Alcalinidade ( Rapela e Caminos, 1987 )



- Bt - Hb augen-gnaiss ( Santa Isabel )
- Granitoides cálcio-alcalinos intrusivos no Embu
- ⊕ Ortognaisses do Complexo Costeiro
- Granitoides crustais "Tipo S"
- △ Granitoides subalcalinos/alcalinos
- ▲ Granitos alcalinos a Riebeckita (Itapanháú-1)
- + Granito Santa Catarina 3

- |                             |  |
|-----------------------------|--|
| ① Granito                   | ⑦ Quartzo Monzodiorito                           |
| ② Adamelito                 | ⑧ Quartzo Diorito ( Qz. Gabro - Qz. Anortosito ) |
| ③ Granodiorito              | ⑨ Sienito  |
| ④ Tonalito ( Trondhjemito ) | ⑩ Monzonito                                      |
| ⑤ Quartzo Sienito           | ⑪ Monzogabro ( Monzodiorito )                    |
| ⑥ Quartzo Monzonito         | ⑫ Gabro ( Diorito - Anortosito )                 |

FIG. 5.2.8 - Diagrama Q-P ( Debon e Le Fort, 1983 )



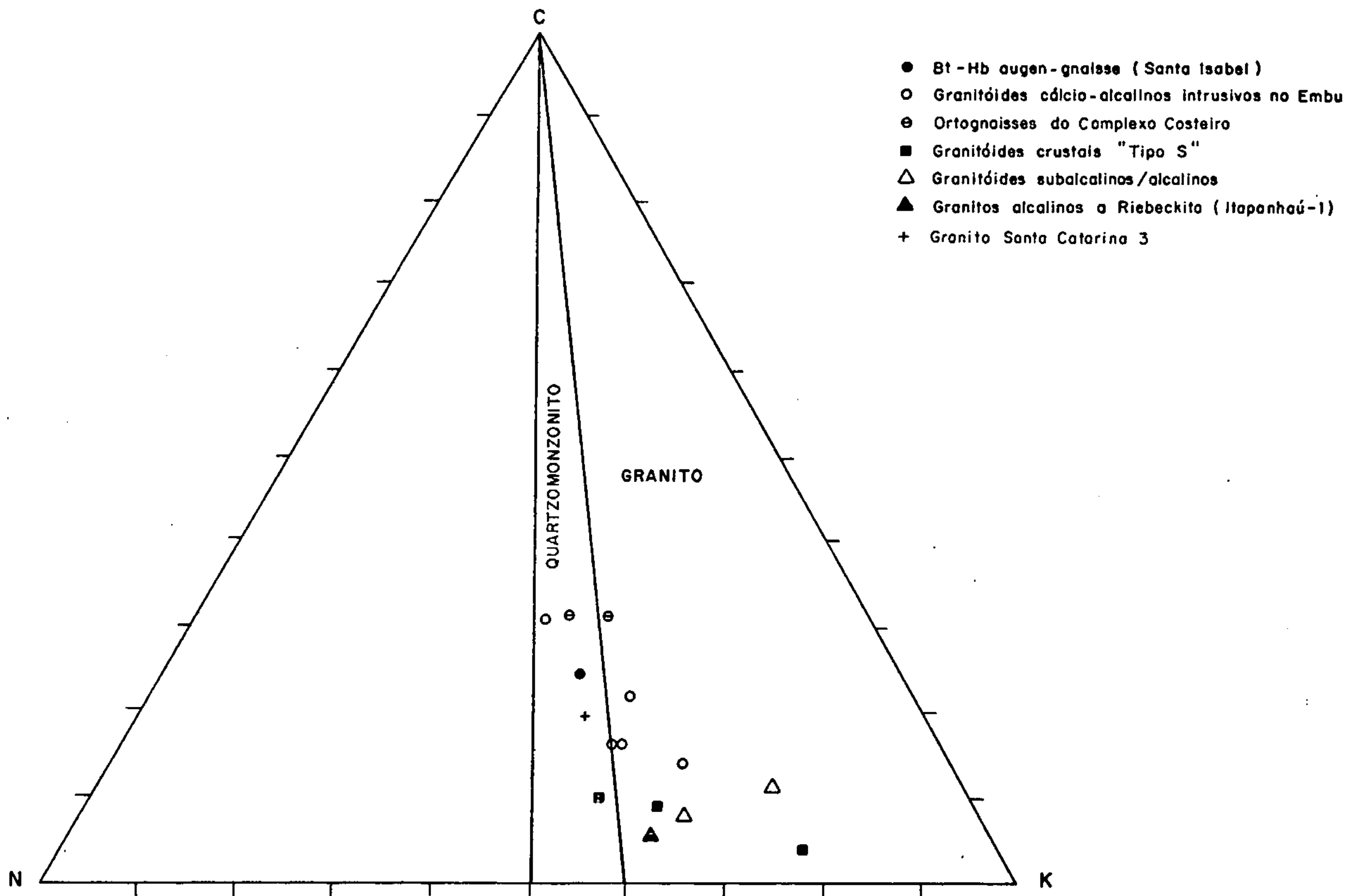


FIG. 5.2.9 - Diagrama K-C-N ( Condie e Hunter, 1976 )

5.2.10a é notado uma concentração dos granitos A e S nos campos WPG e COLG (granitos intraplacas e colisionais), enquanto que os cálcio-alcálicos mostram um espalhamento nos campos VAG (granitos dos arcos vulcânicos) e, curiosamente, no campo WPG. Essa peculiaridade pode sugerir que parte da suíte cálcio-alcálica possa ter um caráter transicional (cálcio-alcálico de alto-K). Já empregando-se a correlação entre Rb e SiO<sub>2</sub> dos mesmos autores (FIGURA 5.2.10b), todas as associações, em função do enriquecimento em Rb, ocupam o campo COLG. A amostra do granito do Complexo Granito-Gnáissico-"Migmatítico" pC y 0+2 (Santa Isabel) (além de outra proveniente dos granitos intrusivos no Complexo Embu) situa-se no limites do campo VAG, confirmando suas afinidades pré-colisionais deduzidas do espectro de ETR.

No diagrama de variação catiônica R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> (DE LA ROCHE *et. al.*, 1980) da figura 5.2.11, os ortognaisses cálcio-alcálicos (Bloco Costeiro) situam-se no campo dos granitos pré-colisão de placas, enquanto que os *augen*-gnáisses (Santa Isabel) embora tenham afinidades pré a sincolisionais, ocupam o campo dos granitóides tardi-orogênicos, juntamente com os granitóides cálcio-alcálicos intrusivos no Complexo Embu, além do granito Itapanhaú-2. Os granitóides crustais ("tipo S") ocupam os limites do campo sincolisionais. Os granitóides alcálicos ("tipo A") situam-se nos limites dos campos tardi e pós-orogênicos a anorogênicos. Uma amostra do granito-gnáisse Itaquera, curiosamente posiciona-se na área dos fracionados mantélicos.

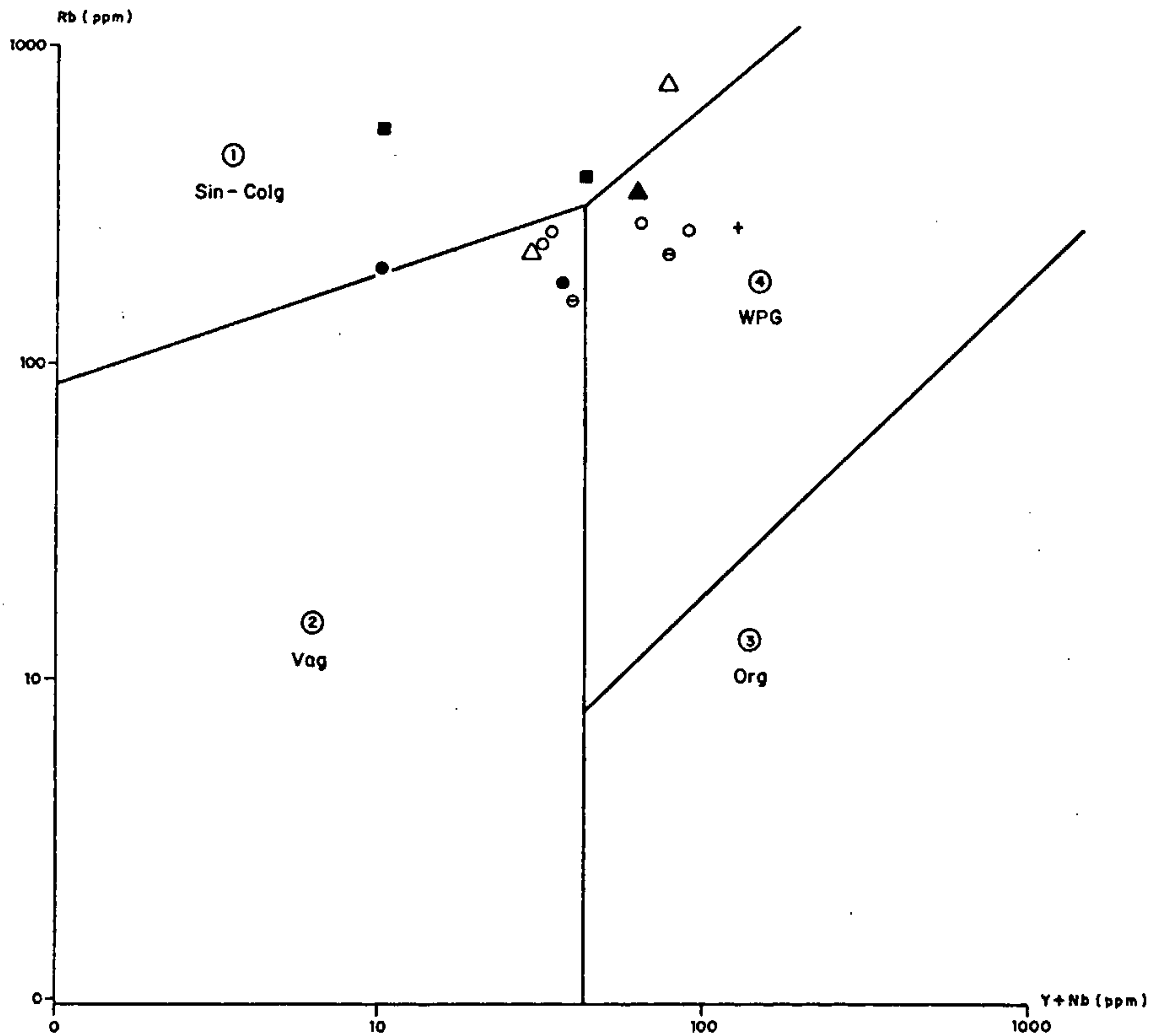
A figura 5.2.12 é o diagrama das razões logarítmicas Rb-Sr de CONDIE (1973) e indica fontes profundas para a geração dos magmas de todas as associações, inclusive as crustais. Evidencia a maior tendência ao enriquecimento em Rb e empobrecimento em Sr dos granitos A e S. Confirma a tendência primitiva do Santa Isabel que apresenta os maiores teores de Sr.

A figura 5.2.13 é o diagrama triangular Ba-Rb-Sr de BOUSEILLE & SOKKARI (1975): destaca o caráter "normal" para a maior parte dos granitos, enfatizando um pequeno espalhamento no campo dos granitos anômalos, produtos de transformações metassomáticas, ou que sofreram processos complexos de evolução magmática. Entre esses destaca-se o granito Santa Catarina cujo padrão de fracionamento dos ETR já sugeriam alterações metassomáticas.

## 5.2.5 - CONCLUSÕES PETROGENÉTICAS

A extensiva e diversificada granitogênese proterozóica tem sido empregada às vezes como principal ou como o único referencial à elaboração de modelos de evolução crustal em larga escala na região. Os dados aqui obtidos, entretanto, aconselham uma comedimento na formulação de uma hipótese mais elaborada.

Modelos ligados à paleosubducção de uma crosta oceânica têm sido preconizados para explicar a gênese do abundante magmatismo cálcio-alcálico (e.g. WERNICK, 1984a). A caracterização (preliminar) de granitos da série de sintexia do tipo Santa Isabel, constitui-se em evidência adicional de um evento cordilheirano, dadas às suas características geoquímicas pré-colisionais. Entretanto a identificação de importante evento



- Bf-Hb augen-gnaiss ( Santa Isabel )
- Granitóides cálcio-alcálicos intrusivos no Embu
- ⊖ Ortognaisses do Complexo Costeiro
- Granitóides crustais "Tipo S"
- △ Granitóides subalcalinos/alcálicos
- ▲ Granitos alcálicos a Riebeckita ( Itapanháú-1 )
- + Granito Santa Catarina 3

- ① Granitos sin-colisionais
- ② Granito de arco-vulcânico
- ③ Granito de cadeia oceânica
- ④ Granito intraplaca

FIG. 5.2.10a - Diagrama Rb x Y + Nb ( Pearce, Harris e Tindle, 1984 )



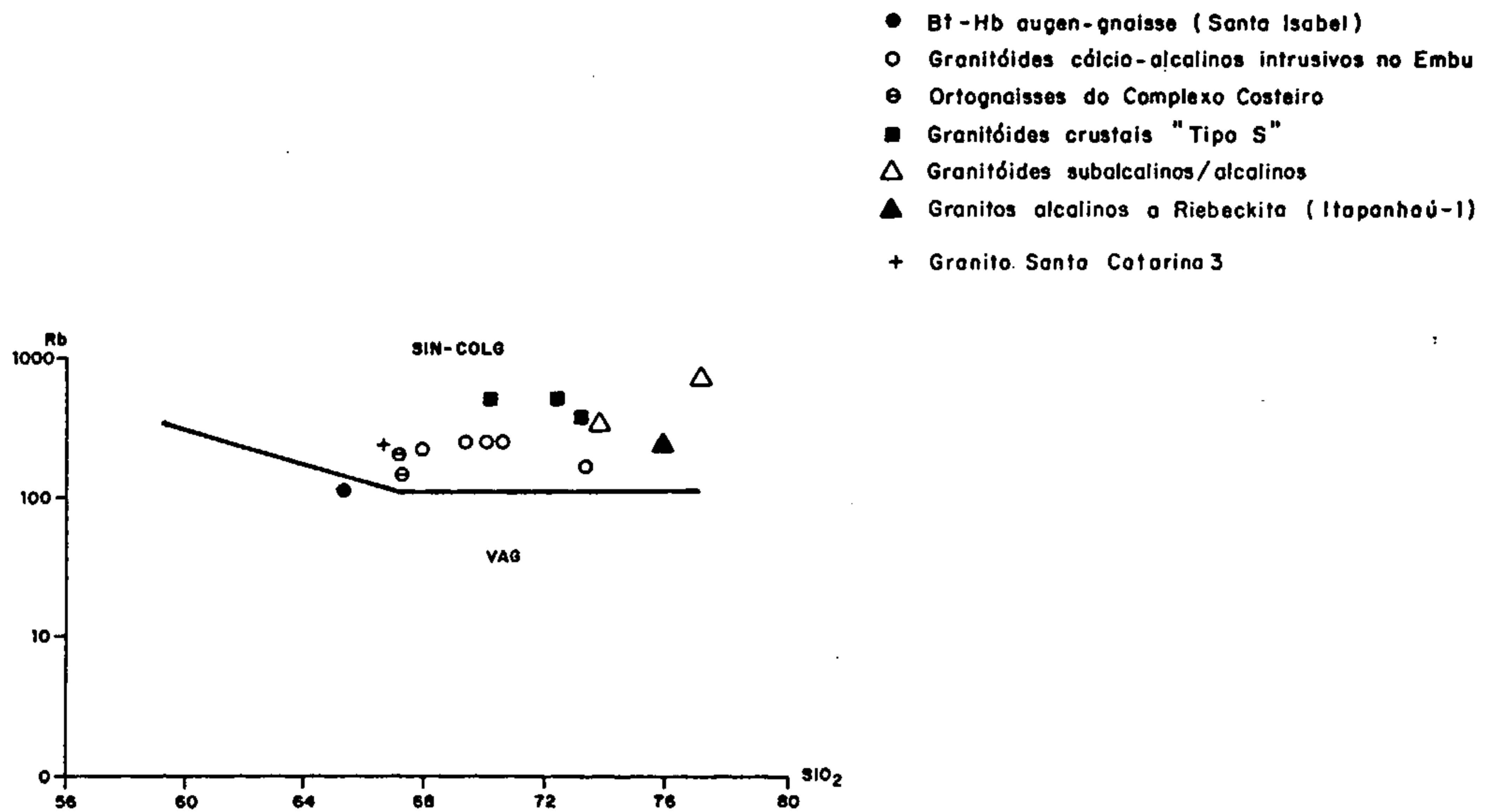


FIG. 5.2.10b - Diagrama Rb x SiO<sub>2</sub> (Pearce et al., 1984)

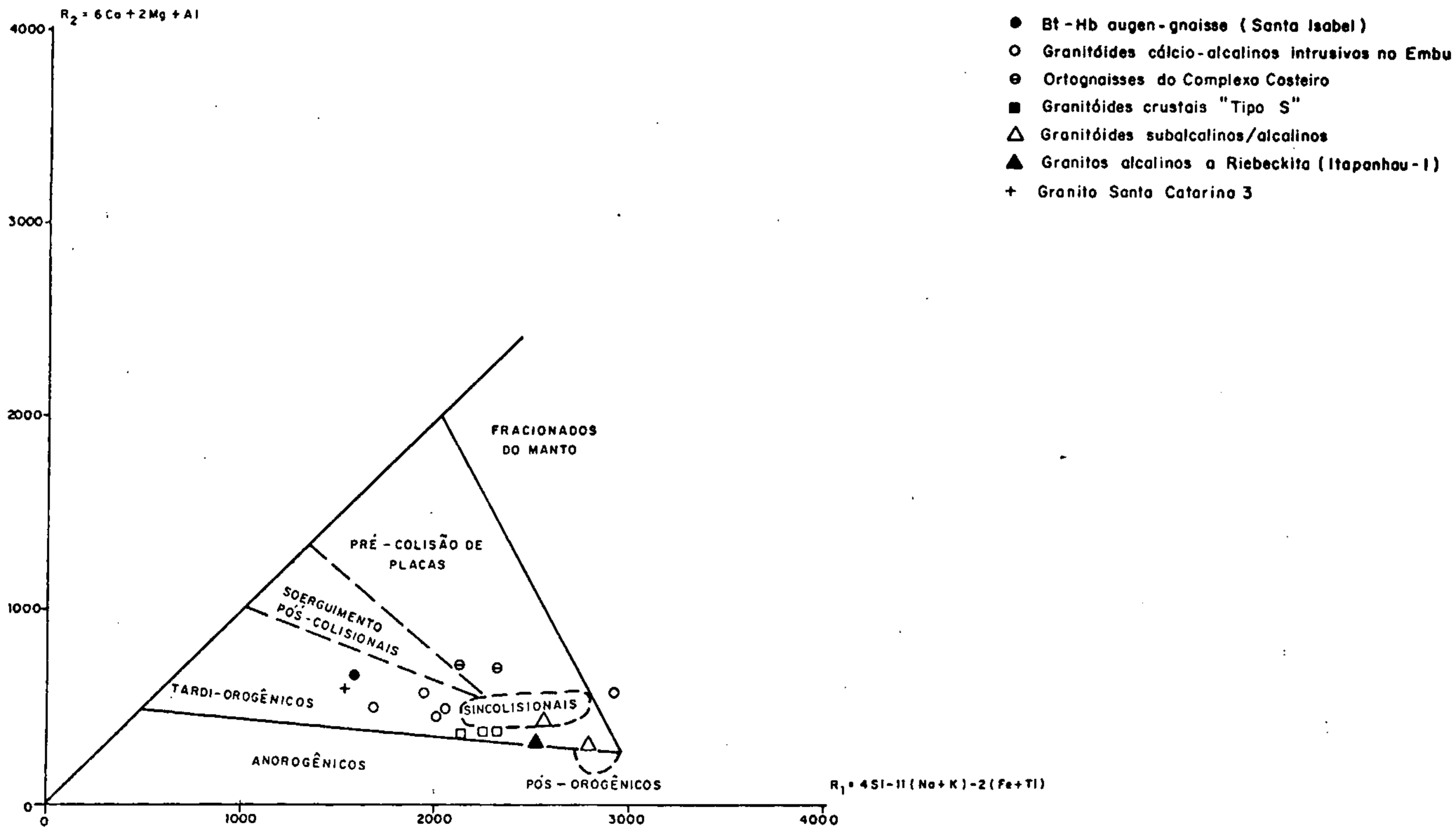
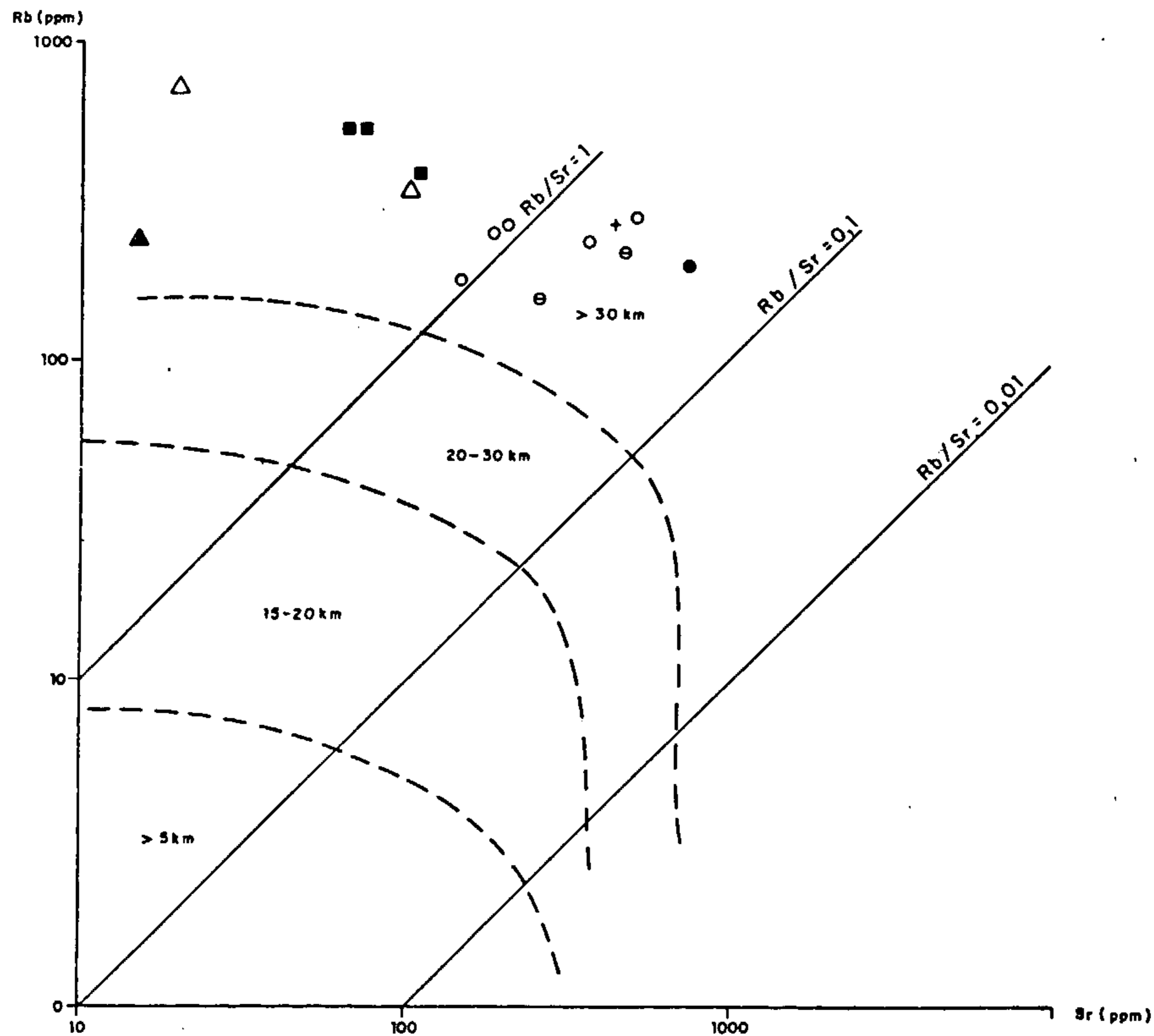


FIG. 5.2.11 - Diagrama  $R_1 - R_2$  ( De La Roche et al., 1980). Discriminação dos campos ( Batchelor e Bowden, 1985).



- Bt-Hb augen-gnaiss ( Santa Isabel )
- Granitoides cálcio-alcálicos intrusivos no Embu
- ⊖ Ortognaisses do Complexo Costeiro
- Granitoides crustais "Tipo S"
- △ Granitoides subalcalinos/alcálicos
- ▲ Granitos alcálicos a Riebeckita ( Itapanháú-1 )
- + Granito Santo Catarina 3

FIG. 5.2.12 - Diagrama Rb - Sr ( Condle, 1973 )



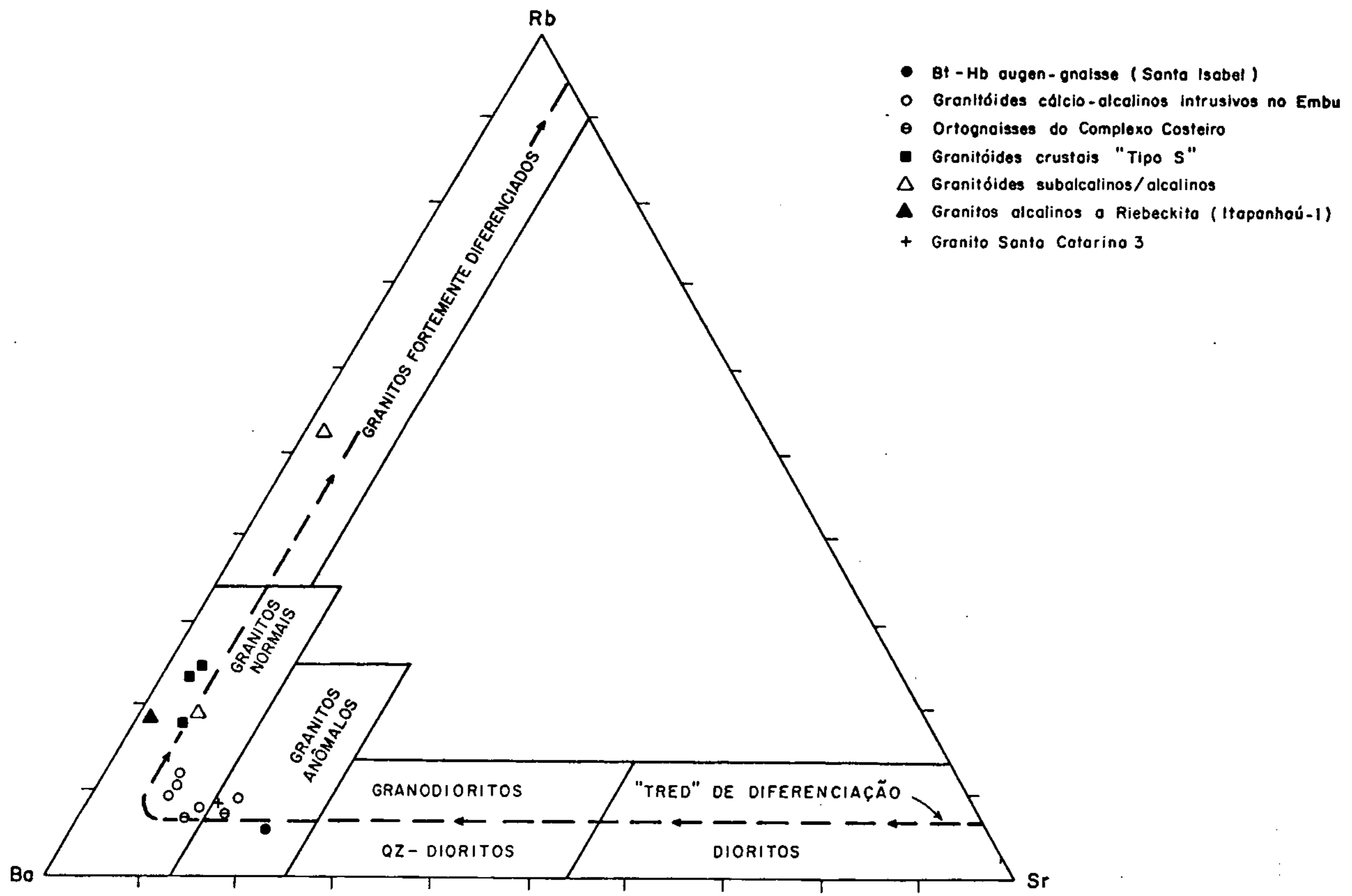


FIG. 5.2.13 - Diagrama Rb - Ba - Sr ( Bouseilly e Sokkary , 1975 ).

magmático de natureza crustal, representado pelos granitos a duas micas (tipo S) e, possivelmente, pelos granitos tipo A, são fortes evidências de fusão intracrustal, provavelmente relacionada ao evento colisional regionalmente caracterizado, conforme também reconhecido pelo autor supra. Não apenas os dados referentes aos elementos traços e óxidos principais, anteriormente discutidos, parecem corroborar essas inferências.

É também necessário ter em conta que estudos baseados na tipologia do zircão, que constituíram em um excelente método na caracterização do magmatismo genericamente designado de cálcio-alcálicos, não permitem a discriminação entre a natureza cordilheirana ou caledoniana do evento (PITCHER, 1983). A não observação de associações cálcio-alcálicas expandidas (sentido de PITCHER, 1979) parece sinalizar para a natureza caledoniana da maior parte dos granitóides cálcio-alcálicos estudados. Esse fato leva a pensar em uma origem crustal a partir da fusão de protólitos ígneos hidratados (granitos crustais/ígneos C.I. de DIDIER, 1982). O futuro detalhamento desses corpos poderá confirmar a predominância de magmatismo caledoniano. Nesse caso algumas postulações, como a natureza ensiálica dos cinturões móveis proterozóicos na região sudeste, desenvolvidos em regime de *back arc* (e.g. CHIODI *et al.*, 1989) poderiam ter mais consistência.

A modesta quantidade de análises efetuadas no projeto com o objetivo de reconhecimento preliminar das principais associações está longe de pretender proporcionar uma discussão mais consistente a esse respeito, mas nem por isso deve omitir-se da sua abordagem.

### 5.3 - ESTUDOS DE TIPOLOGIA DO ZIRCÃO

#### 5.3.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

A classificação petrogenética dos granitóides baseada no Método da Tipologia do Zircão (PUPIN, 1980) foi utilizada para discriminar, sobretudo em aspectos de gênese e quimismo, os diversos maciços graníticos abrangidos na presente área.

A descrição do Método Tipológico do Zircão, bem como sua aplicabilidade, tem sido abordada extensivamente nos inúmeros trabalhos publicados por WERNICK nesses últimos anos.

As determinações tipológicas foram executadas por T. M. B. GALEMBECK e C. J. FERREIRA e as descrições petrográficas das amostras (ANEXO XI) por A. C. ARTUR, do Laboratório de Zircão DFM-UNESP-Rio Claro. Os resultados das análises encontram-se sumarizados na tabela 5.3.1. As amostras correspondentes aos maciços estão plotadas no diagrama da Fig. 5.3.1.

#### 5.3.2 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Apesar do restrito número de análises, a caracterização preliminar dos diversos maciços granitóides através do Método Tipológico do Zircão revelou resultados bastante satisfatórios,

**TABELA 5.3.1**

MACICO	I.T.	I.A.	CLASSIFICACAO	IT.E.T.	TEMPERATURA DE CRISTALIZACAO
TAICUPEBA /	486	307	CRUSTAL PROFUNDO (ALUMINOSO)	3	725-750 C
GARRAFAO /	437	309	CRUSTAL INTERMEDIARIO (ALUMINOSO)	2	700-725 C
BIRITIBA-ACU-1	533	600	SUBALCALINO	5	750-775 C
BIRITIBA-ACU-2	626	580	SUBALCALINO	5	800-825 C
CRUZ DO ALTO	671	602	SUBALCALINO	5	825-850 C
ITAPANHAU-1 (ROSEO)	682	619	ALCALINO	6	825-850 C
ITAPANHAU-2 (CINZA)	576	505	CALCIO-ALCALINO PROFUNDO	4C	775-800 C
ITAPETI	644	540	CALCIO-ALCALINO PROFUNDO	4C	800-825 C
SANTA CATARINA-1 (CINZA)	579	454	CALCIO-ALCALINO PROFUNDO	4C	775-800 C
SANTA CATARINA-2 (ROSEO)	539	537	CALCIO-ALCALINO PROFUNDO	4C	750-775 C
SABAUNA	578	534	CALCIO-ALCALINO PROFUNDO	4C	775-800 C
MAUA	574	565	CALCIO-ALCALINO PROFUNDO	4C	775-800 C
MOGI DAS CRUZES	464	449	CALCIO-ALCALINO INTERMEDIARIO	4B	725-750 C
ITAQUERA	414	569	CALCIO-ALCALINO PROFUNDO	4C	700-725 C
IUPEBA	437	786	CALCIO-ALCALINO INTERMEDIARIO	4B	700-725 C
R. GRANDE DA SERRA	428	473	CALCIO-ALCALINO DE BAIXA PROFUNDIDADE	4A	700-725 C



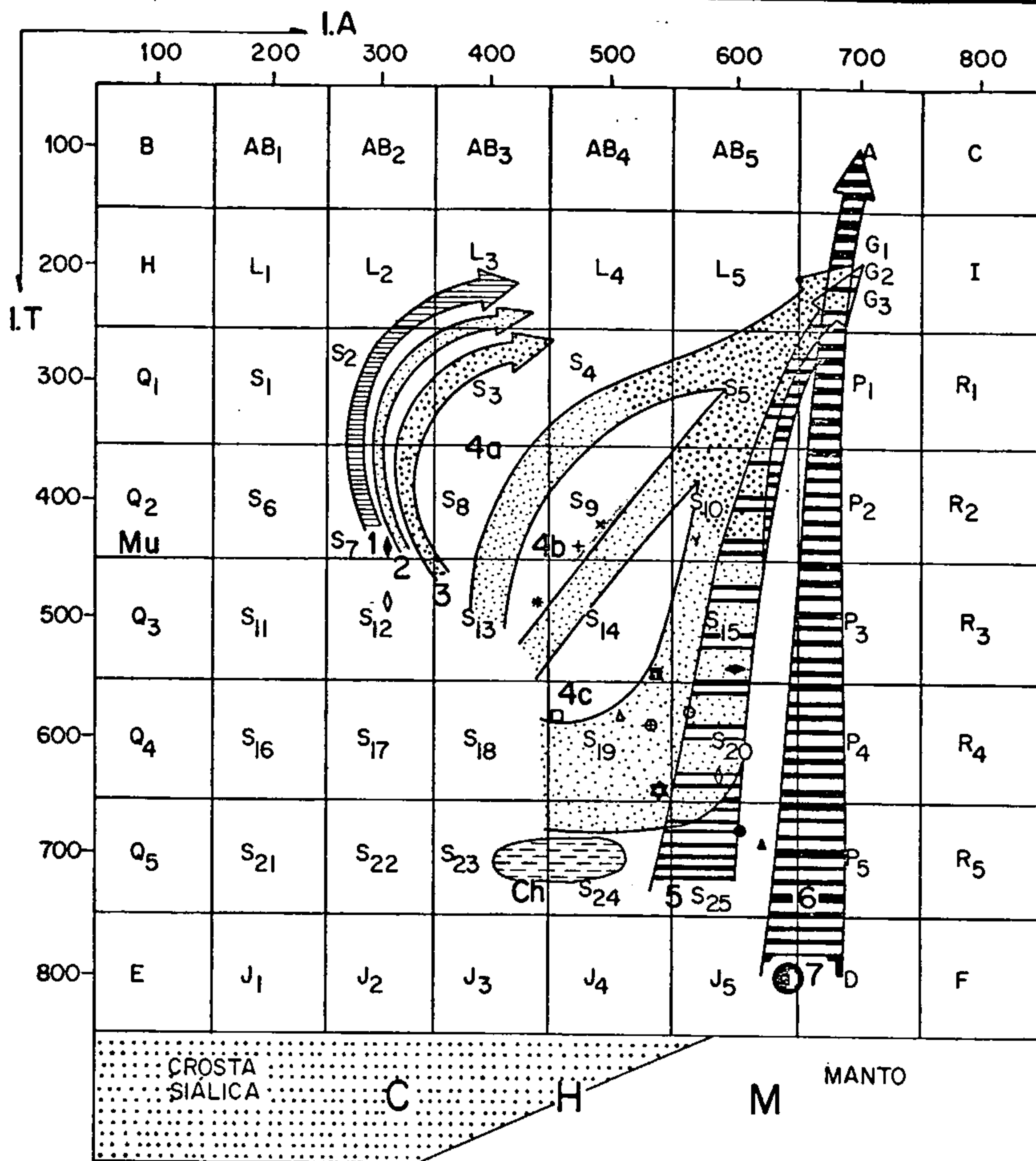


FIGURA 5.31- TIPOS DE ZIRCÃO CARACTERÍSTICOS PARA AS DIFERENTES SÉRIES DE GRANITÓIDES. 1, 2 E 3 = GRANITOS CRUSTAIS; 4 = GRANITOS CÁLCIO-ALCALINOS (a, b, c - SÉRIES DE BAIXA, MÉDIA E ALTA TEMPERATURA); 5 = GRANITOS SUBALCALINOS; 6 = GRANITOS ALCALINOS; 7 = GRANITOS TOLEÍTICOS; Ch = GRANITOS CHARNOCKÍTOS. C - GRANITOS CRUSTAIS; H - GRANITOS HÍBRIDOS; M - GRANITOS MANTÉLICOS (PUPIN, 1980). Mu = ESTABILIDADE DA MUSCOVITA. I.T. = ÍNDICE DE TEMPERATURA, I.A. = ÍNDICE DE ALCALINIDADE.

- |                      |                       |
|----------------------|-----------------------|
| ▲ ITAPANHAÚ - 1      | ★ ITAPETÍ             |
| △ ITAPANHAÚ - 2      | ◆ MOGI DAS CRUZES     |
| ● CRUZ DO ALTO       | ◇ GARRAFÃO            |
| ◀ BIRITIBA - AÇU - 1 | ◊ TAIACUPEBA          |
| ◁ BIRITIBA - AÇU - 2 | ○ MAUÁ                |
| □ SANTA CATARINA - 1 | + RIO GRANDE DA SERRA |
| ■ SANTA CATARINA - 2 | x IUPEBA              |
| ⊙ SABAÚNA            | γ ITAQUERA            |

mostrando inclusive correlação positiva com dados litoquímicos e petrográficos. Entretanto, deve-se salientar que algumas características petrográficas exibidas pelos granitos Mogi das Cruzes e Iupeba mostraram afinidades com granitos crustais. Este fato pode ser interpretado como possível contaminação dos magmas cálcio-alcálicos por material pelítico ou ainda devido a coexistência de tipos não-cogenéticos associados a um mesmo maciço. Este último caso foi constatado no granito Itapanhaú. Neste maciço predominam termos equigranulares róseos, com quimismo alcalino. Subordinadamente ocorre associação com tipos equigranulares cinzentos, ricos em enclaves microgranulares básicos, exibindo quimismo cálcio-alcálico. Trata-se portanto de uma associação de diferentes tipos granitóides não co-genéticos.

A análise de uma amostra da porção central do granito Mogi das Cruzes indicou ser pertencente à série cálcio-alcálica de média profundidade (4B). Estudos anteriores de tipologia do zircão realizados neste mesmo maciço (WERNICK, 1984b e WERNICK & GALEMBECK, 1985) classificam-no como do tipo crustal de alta profundidade. Estes fatos, aliados a outros dados texturais e petrográficos, indicam que o granito Mogi da Cruzes constitui um maciço heterogêneo em aspectos genéticos, ou ainda, exhibe feições transicionais entre os termos cálcio-alcálicos e crustais profundos, com provável predominância desses últimos.

Os granito-gnaisses Rio Grande da Serra, Iupeba e Itaquera constituem granitóides híbridos da série cálcio-alcálica, distribuídos respectivamente nas sub-séries de baixa, média e alta profundidade, e cristalizados num mesmo intervalo de temperatura (700-725 C). Exibem tendência de zoneamento, de norte para sul, com profundidades genéticas crescentes.

O granito-gnaisse Rio Grande da Serra foi classificado como pertencente à série cálcio-alcálica de baixa profundidade (4a) devido ao T.E.T. (Tendência de Evolução Tipológica), caracterizado como do tipo convexo.

A fig. 5.3.2 mostra a distribuição dos corpos graníticos da área, classificados segundo os dados da tipologia do zircão. Na área em questão nota-se predominância do magmatismo cálcio-alcálico a norte da Zona de Cisalhamento de Cubatão, enquanto que a sul desta ocorrem duas linhagens distintas, representadas por granitóides crustais anatóicos aluminosos e tipos subalcalinos a alcalinos. As observações permitem, a nível preliminar, estabelecer um zoneamento magmático para essa região, embora complicado por intenso imbricamento tectônico (aloctonia).

Conforme já preconizado por (WERNICK, 1984b e WERNICK & GALEMBECK, 1985), os dados aqui levantados também se coadunam com um modelo geotectônico de colisão continental. Tais dados, embora sejam preliminares e insuficientes para uma definição mais acurada em relação ao magmatismo, representam uma modesta contribuição para futuros estudos de análise magmática regional nesta porção do pré-Cambriano Paulista.

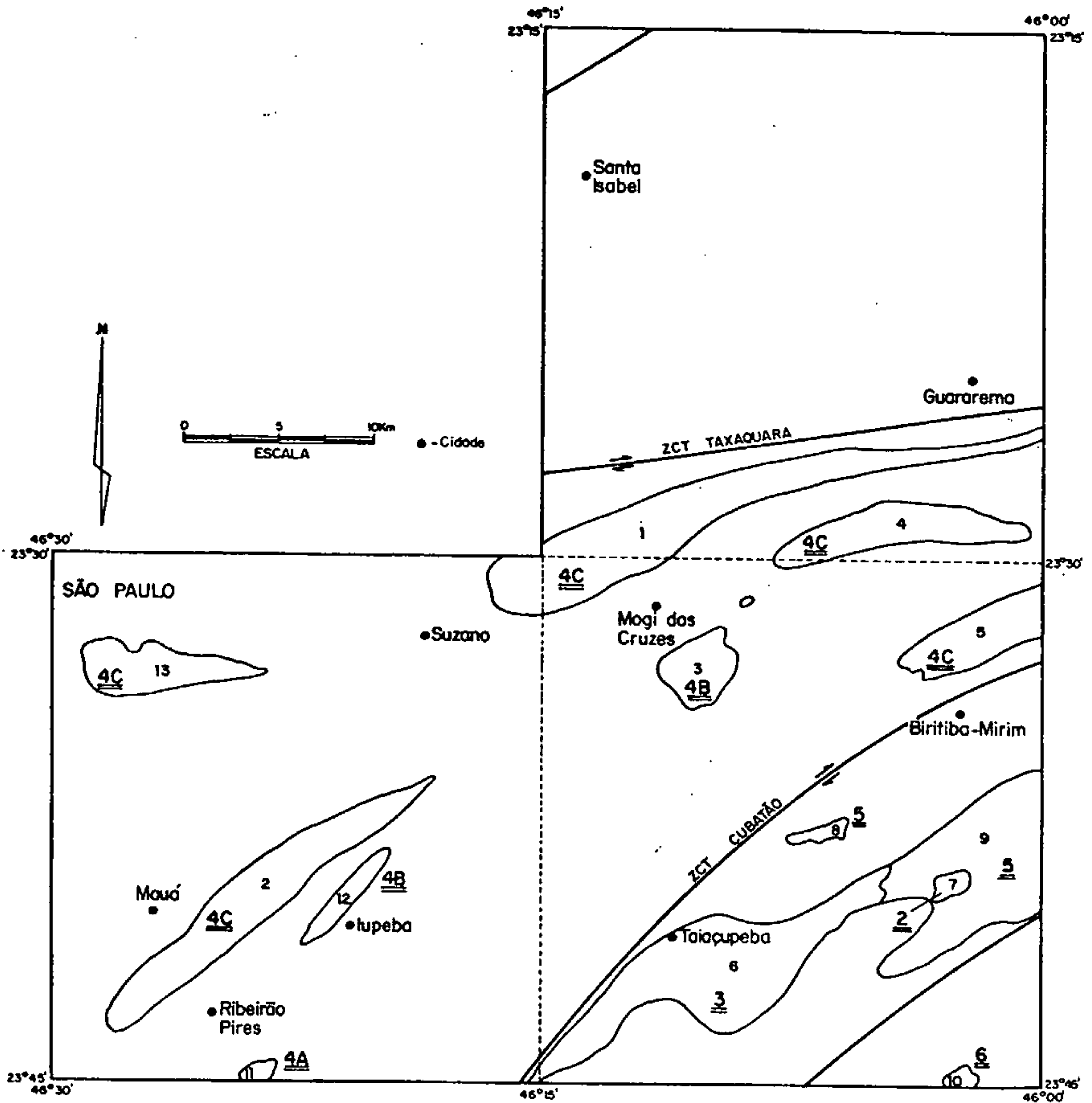


FIG.5.32-TIPOS DE GRANITÓIDES SEGUNDO A TIPOLOGIA DO ZIRCÃO

LEGENDA

- 1 - ITAPETI
- 2 - MAUÁ
- 3 - MOGI DAS CRUZES
- 4 - SABAÚNA
- 5 - SANTA CATARINA
- 6 - TAIACUPEBA
- 7 - GARRAFÃO
- 8 - BIRTIBA-AÇU
- 9 - CRUZ DO ALTO
- 10 - ITAPANHAÚ
- 11 - RIO GRANDE DA SERRA
- 12 - IUPEBA
- 13 - ITAQUERA

CLASSIFICAÇÃO DE GRANITÓIDES (SEGUNDO PUPIN, 1980)		
1	ALUMINOSOS	GRANITOS CRUSTAIS
2		
3		
4A	CÁLCIO - ALCALINOS	GRANITOS HÍBRIDOS
4B		
4C		
CH		
5	SUBALCALINOS	GRANITOS MANTÉ- LICOS
6	ALCALINOS	
7	TOLEÍTICOS	



## CAPÍTULO 6 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

### 6.1 - INTRODUÇÃO

A área abrangida pelas folhas Santa Isabel, Mogi da Cruzes e Mauá, escala 1:50.000, na região leste paulista, foi reconhecida como inserida na *Zona de Cisalhamento São Paulo* (HASUI e SADOWSKI, 1976), caracterizada por um feixe de falhas transcorrentes, com extensão de centenas de quilômetros e atitude subvertical (HASUI & OLIVEIRA, 1984).

Tais falhas transcorrentes foram descritas como tendo espessas faixas cataclásticas, caracterizadas pela presença de ultramilonitos a protomilonitos, não se distribuindo de modo uniforme, mas compondo um feixe de descontinuidades subparalelas e oblíquas, anastomosantes ou não, conforme sintetizado por HASUI e OLIVEIRA (1984).

Os principais "falhamentos" presentes na região leste paulista e adjacências podem ser visualizados no ANEXO VII, destacando-se as falhas de Jundiuvira (HASUI *et al.*, 1969), de Taxaquara (HENNIES *et al.*, 1967) e de Cubatão (ALMEIDA, 1953), responsáveis pela principal compartimentação do pré-Cambriano paulista, além de diversas outras falhas não menos importantes.

A caracterização de tais falhas à luz de conceitos mais modernos foi iniciada no Vale do Ribeira (HASUI, 1986) e na região paulista a norte de Bragança Paulista (HASUI *et al.*, 1988), sendo elas definidas como zonas de cisalhamento, envolvendo movimentação dúctil do tipo transcorrente.

As Zonas de Cisalhamento Transcorrentes (ZCTs) foram caracterizadas por exibirem foliação milonítica, com presença de protomilonitos a ultramilonitos. O termo cataclástico foi durante muito tempo empregado para designar rochas tanto em regime dúctil quanto rúptil; adotou-se porém neste Projeto a distinção do termo cataclástico (rúptil) do termo milonítico (dúctil) baseado na classificação de SIBSON (1977).

A par da estruturação imposta pelas ZCTs, verificou-se a presença de uma proeminente foliação paralelizada a um bandamento composicional ( $S_n/S_n'$ ) muito bem marcado na sequência metassedimentar do Complexo Embu. Grosso modo, decompondo-se a estruturação imposta pelo último momento deformacional, verificou-se uma tendência de baixos ângulos de mergulho, sendo tal feição bem preservada na porção centro-nordeste da folha Santa Isabel.

Ocorrem ainda registros da tectônica mesozóica-cenozóica (HASUI *et al.*, 1978) responsável pela configuração de falhas normais, juntas e reativação de antigas zonas transcorrentes segundo falhas normais, observadas de modo pontual, principalmente próximo à borda norte da Bacia de Taubaté e região de Guararema.

Tendo-se em mente que diferenças lito-estruturais representam diferentes respostas reológicas à imposição de esforços tectônicos, optou-se pela análise de cada uma das megalentes delimitadas pelas diferentes ZCTs anastomosantes como um setor distinto, sendo que nos diversos itens apresentados a seguir procurar-se-á dar uma visão mais elaborada desta

estruturação. Como complemento desta discussão é apresentada uma carta tectono-estrutural (ANEXO VII) em escala 1:100.000, com detalhamentos estruturais em diversos pontos, visando fornecer maiores subsídios à compreensão do texto.

## 6.2 - O REGISTRO DEFORMACIONAL

### 6.2.1 - GENERALIDADES

A complexa estruturação dos litótipos mapeados é reflexo da sobreposição dos diversos feixes representados pelas ZCTs às estruturas anteriormente presentes; estas ZCTs são responsáveis pela intensa lenticularização, estiramento, figuras de rotação mega e microscópicas, pares S x C, bem como pelo desenvolvimento de uma conspícua e generalizada foliação milonítica Sm.

Apesar da imposição das ZCTs, ocorrem preservadas regionalmente foliações Sn e Sn' de desenvolvimento progressivo.

Posteriormente à imposição da Sm ocorre ainda uma clivagem de crenulação discreta a zonal (Sn+1), observável nas sequências metassedimentares.

No quadro 6.1, está sintetizado o registro metamórfico-deformacional presente na área do projeto.

### 6.2.2 - FOLIAÇÕES Sn ( e Sn' )

O primeiro registro metamórfico-deformacional reconhecido nos litótipos, presentes nas folhas, caracteriza-se por um bandamento composicional (Sn) conspícua e marcado tanto nos metassedimentos do Complexo Embu quanto nos granitóides dos complexos granito-gnáissicos-"migmatíticos", principalmente da porção NW da folha Santa Isabel.

O metamorfismo deste evento deformacional aponta para a fácies anfibolito, localmente com fusão parcial *in situ*. Nas sequências metassedimentares as paragêneses metamórficas caracterizam-na como sendo do tipo Barroviano, na zona da sillimanita.

Tem-se no Complexo Embu o desenvolvimento localizado de uma foliação Sn' paralelizada a Sn, sendo que a relação entre tais superfícies registra-se de modo mais visível nas porções axiais de dobras intrafoliais, espetacularmente representadas no ponto D-167 (folha Mauá, fig. 6.1). Optou-se pela interpretação de um desenvolvimento progressivo entre as foliações Sn e Sn' por guardarem características estruturais (estiramento e transposição das unidades) e metamórficas (paragêneses minerais semelhantes), bastante similares.

A obliteração das características de prováveis superfícies anteriores a Sn é total, não sendo reconhecidas estruturas primárias nos metassedimentos; o bandamento composicional porém apresenta-se com ampla expressão e homogeneidade (pseudo-tabularidade, espessura).

DEFORMAÇÃO	FOLIAÇÕES	METAMORFISMO	CARACTERÍSTICAS DEFORMACIONAIS
Dn	Sn	Sn (Sn') → Metamorfismo M <sub>1</sub> - fácies anfibolito	<ul style="list-style-type: none"> <li>● Sistema de cavagamento de baixo-médio ângulo de mergulho com desenvolvimento de bandamento composicional (Sn), gerando progressivamente dobras isoclinais e recumbentes com foliação plano-axial Sn' (localizado). Associa-se intenso estiramento, budinagem e lenticularização.</li> </ul>
	Sn'	<ul style="list-style-type: none"> <li>● Paragênese: QZ<sub>1</sub>+BT<sub>1</sub>+MU<sub>1</sub>+CN+FB+GD (<sup>±</sup> PG<sub>1</sub> <sup>±</sup> CD <sup>±</sup> AD)</li> </ul>	
Dm	Sm	Metamorfismo M <sub>1</sub> ' (estático) → fácies anfibolito. Pós-cinetático a M <sub>1</sub>	<ul style="list-style-type: none"> <li>● Sistema de transcorrência de alto ângulo, com desenvolvimento de ZCTs, intensa lenticularização, estiramento, budinagem, pares S-C ou em paralelismo, foliações miloníticas, e rotação dos litotipos.</li> </ul>
		<ul style="list-style-type: none"> <li>● Paragênese: ET+CN<sub>1</sub>, +MU<sub>1</sub>, +BT<sub>1</sub>, +TU+QZ<sub>1</sub>, +(<sup>±</sup>GD)</li> </ul>	
Dn + 1	Sn + 1	Sm → Metamorfismo M <sub>2</sub> - transição das fácies xisto-verde/anfibolito.  <ul style="list-style-type: none"> <li>● Paragênese: MU<sub>2</sub> + BT<sub>2</sub> + QZ<sub>2</sub> <sup>±</sup> GD.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>● Dobramentos cilíndricos, suaves a abertos, com desenvolvimento de clivagem de crenulação discreta a zonal, por vezes transposta.</li> </ul>
		<ul style="list-style-type: none"> <li>● Paragênese: MB + CL</li> </ul>	

Quadro 6.1 - Registro Deformacional-Metamórfico.



CPRM



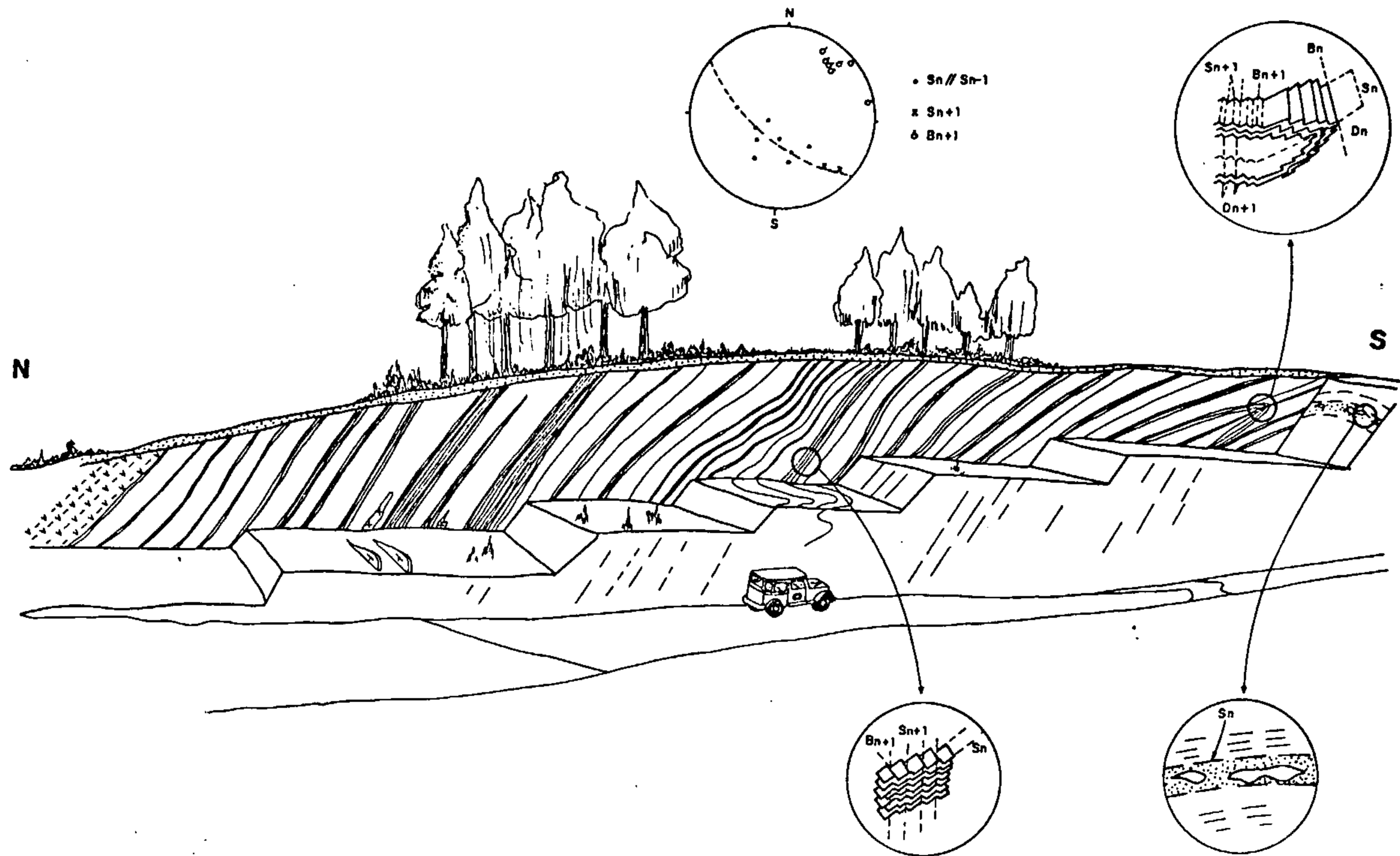


Figura 6.1. - Afloramento (ponto D-167) onde predomina um bandamento composicional ( $S_n$ ) gerando localmente dobras intrafoliais, com foliação plano-axial ( $S_n'$ ), e posteriormente clivagem de crenulação discreta ( $S_{n+1}$ ).



Outra feição intimamente associada é a extensiva budinagem de níveis mais competentes, que no caso dos metassedimentos se reflete principalmente em níveis cálciossilicatados e/ou metabásicos que, ao sofrerem intenso estiramento, preservam-se-iam como budins isolados, com tamanhos médios da ordem de 20-50cm.

Apesar de ser o principal evento metamórfico-deformacional reconhecido na área, com geração da foliação Sn (Sn'), encontra-se parcial ou totalmente obliterado pelas zonas de cisalhamento transcorrente.

### 6.2.3 - FOLIAÇÕES DO CISALHAMENTO TRANSCORRENTE (Sm).

#### 6.2.3.1 - Generalidades

A partir de trabalhos realizados por autores como SPRY (1969), HIGGINS (1971), SIBSON (1977), WHITE *et al.* (1980, 1982), WISE *et al.* (1984) e TAKAGI (1986), entre outros, foram elaboradas várias proposições para a classificação de rochas cataclásticas e miloníticas. As rochas que compõem as zonas de cisalhamento com registros desde o campo rúptil até o dúctil seguirão a denominação proposta na classificação SIBSON (1977).

Na área do projeto foram observadas diversas Zonas de Cisalhamento Transcorrente (ZCTs), com faixas de maior taxa de *strain*, variando em espessura, desde milicentrimétricas até 4 km, e extensão que atinge a escala regional.

Foram individualizadas nos mapas geológicos as zonas mais deformadas e expressivas, uma vez que a deformação é generalizada e regional, afetando quase todo o conjunto de rochas pré-Cambrianas, estando muito bem impressas nas sequências metassedimentares que compõem o Complexo Embu, onde as foliações Sn//Sn' encontram-se transpostas segundo pares S-C ou em paralelismo segundo foliações miloníticas (Sm). Esta superfície é melhor evidenciada nas faixas de deformação mais intensa, sendo portanto caracterizada principalmente a partir de observações mesoscópicas de campo, complementadas por descrições microscópicas.

As ZCTs apresentam uma intensa ramificação em componentes, no geral menores, convergentes e anastomosadas, isolando fatias e lentes menos deformadas, conferindo um padrão amendoado ao conjunto. Corroborando tais características, há um intenso estiramento das litologias, com geração de budins e lenticularização dos litótipos tanto a nível micro, meso a macroscópio, confirmando uma tendência regional.

As ZCTs estudadas na área são do tipo dúctil, na transição das fácies xisto-verde/anfibolito a anfibolito, em regime decrescente de temperatura.

Foram então aí discriminadas as ZCTs Taxaquara, São José, Freires-Jurubatuba, de Cubatão, de Parateí e Jaguari; ocorrendo ainda diversas ZCTs menores.

Em algumas ZCTs foram observados indícios localizados, de possíveis retomadas da atividade do cisalhamento transcorrente, porém de natureza rúptil e retrometamórfica.

#### 6.2.3.2 - Z.C.T. Freires-Jurubatuba

Localizada na porção SE da folha Mogi das Cruzes (SF.23-Y-D-IV-2), apresenta-se com uma faixa de maior *strain*, com largura de aproximadamente 4 km, observada principalmente ao longo da Rodovia Mogi das Cruzes-Bertioga.

A orientação planar segundo uma foliação milonítica (Sm) foi comumente observada ao longo da faixa, com registro textural bastante heterogêneo, refletindo-se em rochas desde protomiloníticas a ultramiloníticas; ocorrem ainda "amêndoas" pouco deformadas e rotacionadas, preservando uma foliação Sn de baixo mergulho (entre as estações E-4 e D-1).

O regime de deformação dúctil é observado ao longo da Z.C., na fácies anfibolito.

As lineações de estiramento observadas ao longo da ZCT são subhorizontais no geral, por vezes com ligeira tendência à obliquidade.

Em decorrência da grande heterogeneidade deformacional da faixa, com "amêndoas" pouco deformadas e rotacionadas, as atitudes apresentam-se também algo heterogêneas, com uma foliação milonítica predominantemente na direção N55 a 65E e os mergulhos de 90o a 60o, rumo SE.

Os constituintes litológicos afetados pela ZCT são representados predominantemente por biotita-gnaisses bandados, "migmatizados" e granitóides de naturezas distintas.

Diversas feições de cisalhamento associadas à ZCT Freires-Jurubatuba foram observadas, tanto a nível mesoscópico e/ou microscópico, destacando-se: deformação e rotação de feldspatos; porfiroclastos; textura *mortar*, dobras intrafoliais rompidas ou não; micas pisciformes; foliação milonítica; bandas de cisalhamento S-C e lineação de estiramento.

Dentre as feições observadas, algumas serviram como critérios cinemáticos, como por ex: par S-C de cisalhamento, assimetria de zonas de sombra, rotação de porfiroclastos e fraturas de tração, indicando principalmente movimentação sinistral.

#### 6.2.3.4 - Z.C.T. de Cubatão

Esta importante zona de cisalhamento expõe-se predominantemente na folha Mogi das Cruzes, truncando os quadrantes SW diagonalmente e NE, onde inflete para uma direção E-W. A faixa de maior *strain* mantém largura média da ordem de 2 km, onde seu principal registro é encontrado tanto nos metassedimentos do Complexo Embu como nas rochas granitóides justapostas.

Como já assinalado por LISTER & SNOKE (1984), faixas de milonitização em metassedimentos tendem a possuir maior expressão superficial que aquelas em corpos granitóides. As características da foliação Sm na ZCT são bastante homogêneas ao longo da faixa, com direções médias da ordem de N45-50E/90. Os principais e melhores afloramentos presentes acham-se associados às pedreiras



de "quartzito" que se distribuem ao longo da mesma; aí é possível recuperar-se, de modo bastante fácil não só a relação entre as diversas estruturas associadas à própria transcorrência, mas também uma associação litológica persistente, que indicaria uma possível origem para estes "quartzitos" (ver capítulo de estratigrafia). As direções da superfície Sm são próximas daquela indicada acima, com lineação de estiramento subhorizontal; não raro recuperam-se dobras intrafoliais sem raiz, com charneiras espessadas (classe 2, RAMSAY, 1967), bem como uma ondulação suave desta foliação.

Em ambos os casos os eixos destes dobramentos encontram-se paralelizados à lineação de estiramento; o estereograma obtido em uma destas pedreiras (ponto C81) assinala as relações obtidas entre estas feições.

O caráter dextral para a movimentação desta zona de cisalhamento foi obtido utilizando-se a relação dos pares S X C, assimetria de sombras de pressão em feldspatos e "empilhamento" destes minerais em granitos por ela afetados (deformação no estado sub-sólido). Em alguns locais a relação lineação de estiramento-foliação Sm, em conjunto com o caráter dextral do movimento, apontaram tendências a superfícies de empurrão em regime de rampa lateral, tendência esta já indicada por SADOWSKI (1974b) e SADOWSKI e MOTIDOME (1985). Por conta de tal fato é que no estereograma realizado para toda a amplitude da ZCT ocorrem lineações de estiramento mais isoladas daquela tendência média (S50W/15). Ressalta-se porém que, através da análise da orientação dos elipsóides de deformação obtidos pelo método de Fry (pontos D-71 e F-41) obteve-se uma orientação do tensor  $\epsilon$  compatível com movimentação sinistral.

O regime de deformação na ZCT indica condições dúcteis na transição das fácies xisto-verde/anfibolito, chegando localmente a atingir a fácies anfibolito.

#### 6.2.3.4. Z.C.T. Taxaquara

Localizada na porção sul da folha Santa Isabel (SF.23-Y-D-I-4), apresenta-se como uma ZCT com espessura (na região de maior taxa de *strain*) de até 2 km, com bastante heterogeneidade, gerando desde protomilonitos a ultramilonitos em regime de deformação dúctil, na fácies anfibolito (no geral) e na transição das fácies xisto-verde/ anfibolito.

Apresenta ainda a mais espetacular macroestruturação (vide mapa tectono-estrutural) dos conjuntos litológicos adjacentes à ZCT, com intensa ramificação em ZCT menores e alongamentos e estiramento dos pacotes litológicos, configurando uma megadobra de arrasto dextral, com uma inflexão das camadas de direção ENE para NE a norte da ZCT principal, e uma inflexão das camadas de direção WSW para SW a sul da ZCT principal.

A foliação milonítica (Sm) ao longo da ZCT Taxaquara apresenta direções, no geral, entre N65E-N80E e mergulhos variando de 60 a 90, rumo NW.

As lineações de estiramento e mineral observadas ao longo da ZCT são no geral subhorizontais, com direções paralelas à Sm. Ocorrem ainda dobras mesoscópicas sin-miloníticas, no geral

apertadas, com espessamento apical e flancos estirados, por vezes rompidos, e eixos coaxiais às lineações de estiramento (Lx) e mineral (Lmi).

A ZCT Taxaquara atua principalmente sobre rochas metassedimentares compostas por intercalações de sillimanita xistos e quartzitos impuros, com forte incidência de pegmatitos centimétricos a métricos, estirados e budinados. Afeta ainda, de modo heterogêneo mas intenso, a borda do Granito Itapeti, bem como rochas do Complexo Granito-gnáissico-migmatítico.

Além da mega-feição caracterizada pela dobra de arrasto dextral da ZCT Taxaquara, diversas outras feições em regime dúctil foram descritas, sendo que algumas delas serviram para confirmar a megaeestrutura dextral: as estruturas S-C; assimetria de dobras; assimetria de esteiras de subgrãos nas extremidades de porfiroclastos; rotação de porfiroblastos e micas pisciformes.

#### 6.2.3.5 - Z.C.T. São José

Passa pela região central da folha Santa Isabel (SF-23-Y-D-I-4), cortando-a diagonalmente. A zona de maior deformação apresenta uma espessura de até 500m.

Apresenta uma foliação milonítica com direção N55E a N60E, subvertical ou com mergulho tendendo ao rumo NW, marcando um persistente alinhamento, por aproximadamente 14 km, composto por quartzito feldspático milonítico e quartzo-milonito (proveniente de remobilizações) intercaladas em gnaisses miloníticos e pegmatitos budinados.

A ZCT São José constitui um dos segmentos da megadobra de arrasto dextral da ZCT Taxaquara, sendo encoberto pela Bacia de Taubaté na porção leste.

De acordo com a tendência geral observada ao longo de todo segmento, as lineações de estiramento (Lx) são paralelas a Sm e sub-horizontais, assim como as dobras abertas a fechadas próximas à ZCT são coaxiais a Lx.

#### 6.2.3.6 - Z.C.T. do Parateí

Localizada na porção centro-oeste da folha Santa Isabel (SF-23-Y-D-I-4), ocorre como elemento balizador da borda norte da Bacia de Taubaté.

É representada por uma estrutura cuja zona de deformação maior possui cerca de 1 km de largura. Em sua área de influência nota-se uma intensa heterogeneidade do registro deformacional, onde têm-se desde protomilonitos a ultramilonitos, e faixas onde preserva-se ainda uma foliação de baixo ângulo de mergulho (Sn); caracteriza-se então uma intensa ramificação em "amêndoas" lenticularizadas comportando faixas intensamente deformadas, subparalelas, até faixas pouco deformadas e rotacionadas.

No ponto F-156 contido na ZCT tem-se afloramento com típico tectonito L, sendo entretanto no geral formadas por tectonitos SL. As lineações de estiramento (Lx) são paralelas a Sm e subhorizontais.

O regime de deformação é do tipo dúctil, na fácies anfibolito, afetando biotita-hornblenda gnaisses finos a porfiroclásticos.

#### 6.2.3.7 - Z.C.T. Jaguarí

Encontra-se caracterizada no canto NW da folha Santa Isabel (SF.23-Y-D-I-4). Exibe uma ZCT com espessura de aproximadamente 1,5 km.

Apresenta uma foliação milonítica (Sm), com direção geral variando entre N45E e N55E e rumo de mergulhos entre 65 SE a subvertical.

As lineações de estiramento são proeminentes, com direção geral S50W, mergulhando 0 a 10o.

A heterogeneidade deformacional é expressa pela existência de protomilonitos a ultramilonitos em regime dúctil. A deformação afetou a rocha granitóide e bandas deformadas de pegmatito.

As feições mais conspícuas na ZCT são as bandas de cisalhamento, estrutura S-C, micas pisciformes, assimetria de esteiras de subgrãos nas extremidades de porfiroclastos, elementos que serviram como critérios cinemáticos, indicando movimentação dextral.

#### 6.2.4 - FOLIAÇÃO Sn+1

Esta superfície acha-se bem caracterizada nos metassedimentos micáceos do Complexo Embu, principalmente a norte do Granito Mauá e no triângulo formado pelas localidades de Mogi das Cruzes, Taiacupeba e Biritiba-Mirim.

Trata-se de uma estrutura desenvolvida em variados estágios, ocorrendo ora como clivagem de crenulação discreta a zonal (GRAY, 1977) ou mesmo como superfície principal no afloramento (zonas de charneira dos dobramentos Dn+1). Como clivagem de crenulação discreta possui limites bem marcados que truncam o *fabric* pré-crenulado, envolvendo recristalização de minerais concordantemente com sua orientação; quando ocorre como clivagem de crenulação zonal corresponde a uma zona mais ou menos difusa coincidente com flancos de minidobras, por vezes de limites arbitrários.

De modo geral sua fácies metamórfica é a xisto-verde, zona da muscovita-clorita, provocando, em graus variados, retrometamorfismo M3 em todas as litologias mapeadas. Os dobramentos Dn+1 apresentam-se como dobras suaves às quais a superfície Sn+1 associa-se com um padrão de distribuição em leque.





Foram elaborados diversos estereogramas para análise desta foliação e do comportamento de eixos dos microdobramentos a ela associados (ver mapa tectono-estrutural). A geometria deste dobramento nos afloramentos corresponde a padrão cilíndrico, sendo esta também indicada a nível dos estereogramas; a condição plano-axial desta superfície fica também clara ao se analisar as figuras. Quanto ao comportamento dos eixos  $B_{n+1}$  foram confeccionados dois estereogramas distintos, segundo uma divisão em setores com características semelhantes; deste modo na folha Mogi das Cruzes há tendência de mergulho para SW, em média S50W/35. Na folha Mauá o comportamento é um pouco mais complexo, seja por se situar algo mais afastada da área de convergência de duas zonas de cisalhamento transcorrente (Zonas de Cisalhamento Taxaquara e Cubatão) onde ocorre já um maior paralelismo das diversas estruturas, seja com reflexo da própria geometria da deformação anterior a este dobramento, não se descartando a possível inter-relação entre estas duas hipóteses.

A dispersão maior dos eixos  $B_{n+1}$  é aqui considerada antes sob a luz das hipóteses acima e não como efeito de uma nova fase de dobramento, fase esta sem corroboração de dados de campo. As atitudes médias dos eixos neste setor incidem segundo a direção S64W/00-N64E/00, porém com incidência significativa segundo orientação N50E/60.

#### 6.2.5 - ANÁLISE SETORIAL DAS DEFORMAÇÕES

##### 6.2.5.1. - Delimitação dos setores e critérios utilizados

Com a ubíqua ocorrência de zonas de cisalhamento transcorrente na área do Projeto, onde não raro ocorrem regiões de convergência de duas ou mais destas estruturas, optou-se pela delimitação de setores cujos limites se fazem através de zonas de cisalhamento transcorrente mais expressivas. Deste modo estruturou-se a análise segundo quatro setores: I) setor A; delimitado a N pela ZCT de Cubatão e a sul pelos limites cartográficos da folha Mogi das Cruzes; II) setor B; delimitado a N pela ZCT Taxaquara e a sul pela ZCT de Cubatão; III) setor C; estruturado entre a ZCT do Parateí a N e a ZCT Taxaquara a sul e iv) setor D, localizado a N da ZCT do Parateí.

Para um melhor entendimento dos pontos a serem discutidos nesta análise, remete-se o leitor àquela carta tectono-estrutural (esc. 1:100.000) em anexo. Esta carta foi elaborada a partir da extração dos principais dados estruturais obtidos durante a realização dos trabalhos de campo, bem como em trabalhos de escritório realizados sobre imagens de satélite (escalas 1:100.000 e 1:250.000) e fotografias aéreas (escala 1:60.000).

Foram elaborados estereogramas tanto para análise pontual (ou para um pequeno número de pontos próximos) quanto para a análise do setor como um todo; procurou-se dispô-los de modo a se ter também uma visão comparativa entre os diferentes setores considerados. Detalhes de microestruturas foram desenhados a partir de lâminas petrográficas em pontos

considerados mais ilustrativos, sendo também assinaladas no mapa as localizações daqueles esquemas microestruturais incorporados ao relatório.

Apresenta-se também nesta carta o resultado da utilização de um método rápido de definição do elipsóide de deformação a partir de amostras orientadas (Método de Fry). Basicamente obtém-se através desta técnica tanto as proporções relativas entre os três eixos do elipsóide de deformação (eixos x, y, z) quanto a orientação do mesmo; para tanto é necessário que sejam analisados cortes, em amostras orientadas, paralelas aos planos xz e yz. Considerando-se que se tratou de uma primeira aproximação ao problema, optou-se pela análise apenas daqueles cortes paralelos ao plano xz de deformação, tendo-se o cuidado de escolher amostras em que o elipsóide (xyz) não fosse achatado (elipsóide oblato).

#### 6.2.5.2 - Setor A

Situando-se a sul da ZCT de Cubatão, este setor apresenta-se constituído predominantemente por litótipos gnáissico-migmatíticos e diversos plútons graníticos (granitos Itapanhaú, Cruz do Alto, Biritiba-Açu, Garrafão e Taiapuêba).

Sua caracterização estrutural ficou bastante aquém de um nível razoável devido a variadas razões: tempo de mapeamento bastante exíguo, poucas vias de acesso (Serra do Mar), exposições bastante descontínuas e ainda porque cerca de metade dos terrenos ali presentes são formados de plútons graníticos onde o registro das foliações é de difícil recuperação.

O granito Cruz do Alto (= 40 km<sup>2</sup>) apresenta foliações bem marcadas próximo à ZCT Freires-Jurubatuba, e próximo à ramificação da ZCT de Cubatão na porção NE do setor, onde as deformações apresentam-se intensas, sendo entretanto na sua maioria isótropo a pouco foliado; o granito Taiapuêba (50 km<sup>2</sup>) apresenta intensa deformação próximo à ZCT de Cubatão, sendo no geral isótropo, com lineações de fluxo, ou com pequenas faixas métricas a decamétricas, com alta deformação concentrada (pontos C-8 e E-18); o granito Biritiba-Açu (=4 km<sup>2</sup>) apresenta foliação milonítica com intensa recristalização (ponto próximo à ZCT de Cubatão), além de uma cataclase localizada, superimposta; os granitos Garrafão (=4 km<sup>2</sup>) e Itapanhaú (= 2km<sup>2</sup>) são corpos de pequenas dimensões, apresentando no geral uma cataclase localizada.

Estudos efetuados em fotografias aéreas, escala 1:60.000 e em imagens de satélite Landsat, escala 1:250.000, evidenciam intenso seccionamento e lenticularização dos conjuntos litológicos em "amêndoas", uma vez que a maioria do setor encontra-se compreendido entre as ZCTs de Cubatão e Freires-Jurubatuba.

Como já citado, a escassez de afloramentos, impossibilitou uma melhor compreensão deste setor, notando-se entretanto, nos poucos afloramentos disponíveis que os lineamentos fotogeológicos podem representar faixas intensamente deformadas, relacionadas ao cisalhamento transcorrente (Sm).

Internamente às "amêndoas" pôde-se recuperar em alguns afloramentos, foliações relacionadas possivelmente à geração de  $S_n$ , com baixos ângulos de mergulho.

#### 6.2.5.3 - Setor B

Delimitado a norte pela ZCT de Taxaquara e a sul pela ZCT de Cubatão, predominam neste setor exposições dos litótipos do Complexo Embu e granitóides sintectônicos predominantemente de tendência cálcio-alcalina (granitos Mauá, Santa Catarina, Sabaúna, Mogi da Cruzes, Itapeti) além de ortognaisses granitóides (Itaquera, Iupeba, Rio Grande da Serra).

Os ortognaisses granitóides apresentam uma foliação à muscovita/biotita paralela à tendência regional das foliações, na fácies da transição xisto verde-anfibolito a anfibolito (observáveis nas ZCTs mais deformadas); a mesma observação se aplica aos plútons graníticos.

As estruturas planares mais conspícuas encontram-se registradas no Complexo Embu onde foram evidenciados uma deformação na fácies anfibolito, zona da sillimanita e estauroлита-cianita, geradores das foliações  $S_n//S_n'$ . Superimpondo-se a este "momento" deformacional, tem-se uma foliação impressa nos metassedimentos com geração de pares S-C, na transição das fácies xisto verde a anfibolito, em regime dúctil, chegando nas ZCTs a alcançar a fácies anfibolito. Tal foliação gerada pelo cisalhamento transcorrente ( $S_m$ ) apresenta-se no geral paralelizado a  $S_n'/S_n$  (transpondo-as).

A escassez de rochas preservadas para a confecção de lâminas petrográficas impediu uma melhor caracterização da influência do cisalhamento transcorrente ( $S_m$ ) na sequência dos metassedimentos do Complexo Embu.

Ulteriormente ocorreram ondulações suaves nos metassedimentos, com geração de clivagem de crenulação ( $S_{n+1}$ ) discreta a zonal. Os diferentes estereogramas representados no mapa tecto-estrutural neste setor refletem a estruturação imposta pelo "pulso"  $D_{n+1}$ , sendo clara a tendência de mergulhos para SE dos eixos deste dobramento.

Na porção NW da folha Mauá a estruturação NE (predominante em todas as folhas) cede lugar para uma estruturação NW a N (sinclinal de Itaquera, de Coutinho, 1972). Por corresponder a uma região densamente urbanizada não houve número suficiente de dados para se configurar um estereograma mais preciso.

Ressalta-se o paralelismo entre as atitudes dos eixos  $B_{n+1}$  e as lineações de estiramento  $L_x$  registradas nas ZCT, notadamente na extremidade NE deste setor.

Na porção NE nota-se uma outra feição ligada à ZCT Taxaquara a megadobra de arrasto que, aliada à convergência da ZCT de Cubatão, confere uma lenticularização dos litótipos em forma de S.



#### 6.2.5.4 - Setor C

Delimitado a norte pela ZCT do Parateí e a sul pela ZCT Taxaquara, apresenta-se em boa parte do setor encoberto pelos sedimentos da Bacia do Taubaté, em porção compreendida principalmente entre as ZCTs do Parateí e de São José.

Na porção não recoberta pelos sedimentos, constitui-se por rochas intensamente migmatizadas, tanto de natureza ortoderivada como paraderivada.

Observa-se uma nítida inflexão das litologias com direção N80E para N58E, apresentando no geral uma atitude N65E com ligeira tendência de mergulhos rumo NW.

As lineações de estiramento coadunam com tal característica, assim como os eixos de dobras abertas, ou intrafoliais.

Tratou-se, como já citado, da imposição de mega estruturação (dobra de arrasto) propiciada pelo cisalhamento transcorrente.

Em termos de deformação imposta pelo cisalhamento transcorrente, nota-se em todo o setor uma deformação similar, com pequenas faixas mais deformadas e subordinadas, e que correspondem em boa parte aos lineamentos mais expressivos. Tais lineamentos apresentam uma convergência em direção à ZCT Taxaquara.

#### 6.2.5.5 Setor D

Delimita-se a sul pela ZCT do Parateí, e a norte, pelos limites geográficos da Folha Santa Isabel. Constitui-se de biotita-horblenda gnaisse porfiroclástico e uma sequência de gnaisses bandados com grande contribuição vulcanossedimentar.

Apresenta uma deformação dúctil onde está impressa uma foliação com baixos ângulos de mergulho ( $S_n$ ), direções no geral variando de N50E a N70E e rumo de mergulho para SE entre 20o a 45o.

Ocorrem ZCTs dúcteis pouco expressivas, subverticais, com direção NE, em regime de deformação muito semelhante às foliações de baixo ângulo de mergulho. A ZCT do Jaguari é a mais expressiva, coadunando com as observações descritas acima, porém com alto ângulo de mergulho.

As lineações de estiramento e mineral apresentam as mesmas características, tanto nas ZCTs como nas foliações de baixo ângulo de mergulho, ou seja, mergulhos sub-horizontais e direções paralelas às foliações ( $S_m$  e  $S_n$ ). As dobras observadas são do tipo intrafolial, com espessamento apical e flancos estirados coaxiais às direções de  $L_x$  e  $L_{m1}$ .

## 6.2.6 - CONCLUSÕES

Antes de se fazer uma abordagem local restrita aos limites do Projeto, faz-se necessário tecer algumas considerações, de âmbito regional, sobre a estruturação existente na Porção Central da Província da Mantiqueira (HASUI & OLIVEIRA, 1984).

Como já enfocado anteriormente, a porção Central da Província Mantiqueira é caracterizada pelo intenso desenvolvimento do cisalhamento transcorrente, compondo um feixe com largura de 70 a 100 km, estendendo-se da região de Juiz de Fora (MG) e Sto. Antônio de Pádua (RJ) para SW, atravessando o oeste fluminense, leste e sul de São Paulo, perdendo-se sob os sedimentos da Bacia do Paraná (HASUI & OLIVEIRA, *op. cit.*).

Os vários feixes existentes foram individualizados levando-se em conta a compartimentação litológica ou litoestratigráfica em quatro faixas de cisalhamento (HASUI *et al.*, 1980), sendo a *Zona de Cisalhamento São Paulo* responsável pela estruturação dos litótipos pré-Cambrianos da área do Projeto.

As ZCTs compreendidas na Faixa de Cisalhamento São Paulo cedem lugar a um cinturão de cavalgamento nas proximidades de Juiz de Fora (MG) e Sto. Antônio de Pádua (RJ), de direção NE, que inflete para N-S ao se dirigir para N (figura anexa ao mapa tectono-estrutural).

A par desta estruturação em Cinturões de Cisalhamento Transcorrente e de Cavalgamento, relacionados possivelmente ao mesmo evento tectônico (convergência de placas), temos nitidamente na área do Projeto os efeitos da imposição da tectônica transcorrente (Sm).

Têm-se ainda preservados, principalmente nos setores B e D, uma foliação impressa regionalmente, em regime dúctil, com baixos ângulos de mergulho (Sn). Os regimes de deformações impostas, tendo como respostas Sn e Sm, são muito semelhantes (dúctil no fácies anfíbolito), assim como as respostas às deformações dos litótipos. Caracteriza-se assim, em termos regionais, uma homogeneidade deformacional (tendo como resposta Sm e Sn/Sn') com faixas de cisalhamento mais ou menos deformadas.

Deste modo têm-se dois "momentos" deformacionais: um responsável pela geração de Sn//Sn', que aliando-se às evidências de estiramento/transposição, apontam um importante regime de cavalgamento de baixo-médio ângulo de mergulho, sendo o sentido de transporte dúbio na área, ressaltando-se que na Folha Santa Isabel são facilmente observáveis o paralelismo marcante entre os eixos de dobramento Bn e as lineações de estiramento, levando-nos a presumir tratar-se de um sistema de cavalgamentos com caráter principalmente lateral; o segundo momento foi responsável pela geração da foliação Sm, com geração de importantes ZCTs (Freires-Jurubatuba, de Cubatão, Taxaquara, do Parateí, Jaguari, entre outras) que compõem o Cinturão de Cisalhamento São Paulo, com movimentação essencialmente dextral (com exceção na área da ZCT Freires-Jurubatuba) causando surgimento de megalentes onde os registros deformacionais

pré-Sm são obliterados, seja pela rotação das estruturas internamente a estas megalentes, ou pela imposição de dobramento tardio  $D_{n+1}$  (no caso do setor B).

Tem-se portanto dois pulsos ("momentos") deformacionais distintos, responsáveis pelo surgimento de foliações com atitudes diferenciadas, corroborando as informações regionais, na qual observa-se dois importantes sistemas (de cavalgamento, e de transcorrência), relacionados possivelmente ao mesmo evento tectônico.

Ulteriormente à imposição da foliação Sm ocorreram dobramentos suaves, com padrão cilíndrico ( $D_{n+1}$ ), com desenvolvimento de clivagem de crenulação discreta a zonal ( $S_{n+1}$ ) na fácies xisto verde, caracterizando portanto um retrometamorfismo. O retrometamorfismo é muito bem caracterizado ao longo do setor B, no qual está inserido o Complexo Embu.

Os eixos  $B_{n+1}$  tratados em estereogramas apresentam-se, no geral, paralelizados à estruturação regional, tanto a nível meso, como macroscópico.

A relação deste "momento" deformacional ( $S_{n+1}$ ) com o evento tectônico responsável pelos "momentos" anteriores ( $S_n/S_n'$  e Sm) não foi muito bem caracterizado, entretanto, devido à homogeneidade estrutural dos três "momentos" deformacionais; supõem-se que o último pulso ( $S_{n+1}$ ) seja relacionado a uma manifestação tardia deste mesmo evento tectônico, gerador das superfícies Sm e  $S_n/S_n'$ .



## CAPÍTULO 7 - GEOFÍSICA

### 7.1 - RECONHECIMENTO MAGNETOMÉTRICO

A execução de alguns perfis magnetométricos regionais integrada aos trabalhos de mapeamento geológico visou caracterizar assinaturas e domínios magnéticos dos distintos pacotes litológicos na tentativa de evidenciar suas relações tectônicas, além da busca em detectar anomalias locais como objetivo intrínseco a todo levantamento magnético.

A localização dos perfis na área obedece, grosso modo, ao critério de serem transversais às estruturas geológicas regionais e executados ao longo das estradas com menor interferência de fatores relacionados à urbanização. Os perfis e suas correspondentes assinaturas magnéticas estão representados na carta tectono-estrutural (Anexo VII).

As secções magnetométricas foram qualitativamente interpretadas visando correlacionar, quando possível, o comportamento do campo geomagnético às feições e estruturas geológicas reconhecidas na área do projeto.

As características gerais dos espectros magnéticos dos perfis são as seguintes: anomalias de amplitudes positivas predominam no Perfil Magnetométrico-1, compondo um relevo magnético movimentado, só comparável à porção SE do Perfil Magnetométrico-4. Os demais perfis mostram assinaturas essencialmente compostas de anomalias de amplitudes pequenas e relevo magnético suave, evidenciando baixa contribuição de rochas magnéticas.

Os Perfis Magnetométricos 1 e 2 interceptam em suas extremidades NW e SE, respectivamente, a Zona de Cisalhamento de Cubatão, mas não se registra ocorrência de descontinuidades magnéticas marcando a passagem entre os domínios de rochas granitóides, gnáissico-migmatíticas, e a sequência metassedimentar, indicando uma transição sem contraste de magnetização entre conjuntos litologicamente heterogêneos. Este comportamento magnético é uma evidência de que a ZCT de Cubatão expressa uma tectônica que não implica em movimentação vertical significativa. Bem como, ao longo das secções atravessadas, não se registra contribuição magnética, em termos de rochas vulcânicas associadas à sequência metassedimentar.

A assinatura magnética dominante no Perfil Magnetométrico-1 compõe-se de anomalias de amplitudes positivas, refletindo ambiente litológico pouco ou não magnético, característico do domínio das rochas de filiação granítica. Padrões magnéticos distintos podem ser visualizados, evidenciando a existência de conjuntos litológicos magneticamente diferenciados, embora a passagem entre eles, via de regra, seja transicional.

No contexto das rochas granitóides, o granito Taiapuêba caracteriza-se por ser magneticamente uniforme e encerrar anomalias de amplitudes positivas de até 150 nT. Enquanto nas proximidades do granito Biritiba-Açu as amplitudes não passam de 30 nT. Contribuições básicas parecem ausentes nestas rochas.

No percurso Biritiba-Mirim/Guacá, o campo magnético apresenta-se oscilante, alternando até 100 nT, entre leituras contíguas, refletindo ocorrência de maior diversidade litológica. Neste trecho ocorrem zonas de alta deformação (ZCT Freires-Jurubatuba), as quais não apresentam passagem com descontinuidades estruturais/magnéticas em relação às porções menos perturbadas da sequência granitóide, evidenciando que elas integram o mesmo pacote estrato-metamórfico.

A faixa situada entre o ribeirão Guacá e a extremidade SE do Perfil Magnetométrico-1, contém o conjunto mais expressivo de anomalias com amplitudes positivas (mais de 300 nT), tipificando a ocorrência de rochas expressivamente não magnéticas.

Ocorre uma descontinuidade magnética no extremo SE do Perfil Magnetométrico-1, marcada por uma diferença de 350 nT entre dois patamares magnéticos, que indica a presença de uma feição magneticamente anômala no extremo SE da folha Mogi das Cruzes. Tal feição pode ser correlacionada à intrusão do granito Itapanhaú.

Anomalias de expressão local com amplitudes positivas de até 500 nT., ocorrem nas extremidades NW dos Perfis Magnetométricos 1 e 2, e no Ribeirão Guacá, constituindo as principais feições contrastantes e indicando a presença de rochas de procedência tipicamente não magnéticas.

No Perfil Magnetométrico-2, predominam anomalias de amplitudes muito pequena e relevo suave evidenciando a continuidade das litologias fracamente magnéticas da sequência metassedimentar (Complexo Embu). Com efeito, este padrão magnético demonstra inexistência de contribuições básicas expressivas associada aos metassedimentos.

O Perfil Magnetométrico-3 na porção situada entre a extremidade NW e a Rodovia dos Trabalhadores, possui relevo magnético mais movimentado composto por anomalias de amplitudes predominantemente negativas que atingem -125 nT., refletindo contribuição mais significativa de rochas básicas nesta parte da área. Ressalte-se a correlação entre as estruturas magnéticas detalhadas nas proximidades da Via Dutra e o limite setentrional do Gráben do Paraíba. Esta região compreende parte do Complexo Santa Isabel e zonas de influência da ZCT Parateí.

Da porção central à extremidade SE, a assinatura do Perfil Magnetométrico-3 caracteriza-se por um relevo magnético suave e anomalias de amplitudes pequenas. Neste segmento, sobressai anomalia local de amplitude negativa de -160 nT., assinalando a presença de corpo magnético discordante do padrão regional do perfil.

O Perfil Magnetométrico-4 expressa a existência de dois domínios magnéticos contrastantes. Correspondem respectivamente à passagem de um contexto de rochas metassedimentares para o Complexo Santa Isabel, tendo como elemento balizador a ZCT Jaguari. O primeiro situa-se a norte da Represa Jaguari e encerra relevo que mostra variações suaves, configurando uma feição magnética dipolar com assinatura relacionada à estrutura geológica subaflorante; no outro, a sul da represa, o relevo magnético torna-se bastante movimentado mostrando variações



rápidas, anomalias de curto comprimento de onda, com amplitude de até 500 nT., indicando a existência de rochas aflorantes fortemente magnéticas.

A passagem entre os domínios ocorre de forma brusca, marcando a ocorrência de litologias magneticamente muito distintas, colocadas em contato provavelmente por processo tectônico. Como já citado anteriormente, trata-se da ZCT Jaguari.

O Perfil Magnetométrico-5 mostra relevo magnético moderadamente movimentado, composto por anomalias de amplitudes negativas, máximo de -60 nT., evidenciando um contexto litológico magneticamente saliente. Este padrão muda no extremo SE, passando a incorporar anomalias de longo comprimento de onda e variações lentas, refletindo influência de estrutura magnética não aflorante. Tal modificação caracteriza uma descontinuidade com provável implicação tectônica, possivelmente correlacionada com a ZCT Cubatão.

No Perfil Magnetométrico-6, notadamente em seu extremo NW ocorre efetiva contribuição de litologias magnéticas caracterizadas pela presença de anomalias negativas com amplitudes de até -125 nT, que situam-se entre os corpos granitóides de Mauá e Iupeba. Porém a quase totalidade do espectro magnético do perfil exhibe predominância de anomalias positivas, de amplitudes pequenas e uniformes, revelando ambiência litológica não magnética. Na extremidade SE, o perfil mostra ocorrência de anomalia local típica de corpo magnético encaixado na sequência.

## 7.2 - CONCLUSÕES

Do estudo magnetométrico pode-se enfatizar as seguintes conclusões:

- as seções magnetométricas demonstram claramente escassez de padrões magnéticos típicos de contribuições de rochas vulcânicas básicas, que possam ser correlacionadas a sequência metassedimentar. Bem como, os tipos granitóides são caracterizados por anomalias predominantemente positivas e revelam inexpressivo conteúdo em termos de mineralogia magnética.

- as anomalias locais de maior contraste tipificam corpos diqueiformes ainda menos magnéticos que suas encaixantes.

- as estruturas magnéticas detectadas na borda setentrional da Bacia de Taubaté, podem ser correlacionadas à existência de corpos anômalos em profundidade.

- as principais descontinuidades tectono-estruturais da área não se comportam como descontinuidades magnéticas.



## CAPÍTULO 8: EVOLUÇÃO TECTÔNICA

De acordo com diferenciações lito-estruturais e metamórficas, conclui-se que na área em análise afloram sequências de vários ciclos tectônicos, evoluídos em tempos e situações distintas.

As sequências mais antigas integram-se a um cinturão de rochas pré-Cambrianas, sobre as quais incidiu intensa transposição de cisalhamento dúctil de baixo e alto ângulo, associados a um metamorfismo regional de médio grau, complicado por eventos retrometamórficos, além de processos de migmatização e de intensa granitogênese.

A história mais recente tem representatividade através das coberturas terciárias relacionadas ao Sistema de Rifts da Serra do Mar (ALMEIDA et al., 1976) e por meio dos amplos depósitos quaternários ligados ao atual ciclo de erosão.

Quanto a organização e evolução das sequências que compõem os diferentes ambientes tectônicos, principalmente no que se refere às unidades do Pré-Cambriano, ainda tem-se muitas dúvidas sobre a sucessão e situação espaço-temporal dos processos responsáveis pelas suas formações e deformações. Suas definições ainda carecem de informações adicionais a nível de integração regional e principalmente de estudos sistemáticos de litogeoquímica, geocronologia e geofísica. As informações litogeoquímicas obtidas no presente trabalho são pontuais e pouco representativas. Os dados geocronológicos disponíveis na literatura para litótipos inseridos na área e que poderiam ser utilizados como parâmetros de amarração, são questionáveis e necessitam de compatibilizações com os fatos de campo. Tendo-se em vista que a configuração do cinturão de cisalhamento foi um fator preponderante na homogeneização estrutural e metamórfica hoje observada nas sequências pré-Cambrianas aflorantes, tanto na área como regionalmente, qualquer tentativa de organização em termos evolutivos passa pela sua consideração e pela definição da idade desse cisalhamento, tema ainda por se definir.

Considerando estes fatos e levando-se em conta a restrição da área em relação ao contexto geológico regional, julgou-se prematuro e especulativo em demasia idealizar qualquer tentativa de evolução geológica em termos de idades absolutas para as sequências pré-Cambrianas. Assim, achou-se por bem montar o quadro geológico em relação às transformações impostas pelos processos deformacionais, por consequência da tectônica que culminou com a configuração do Cinturão de Cisalhamento Transcorrente, em caráter francamente transpressivo, indicando processos colisionais na estruturação hoje observada na área.

A partir do modelo colisional admitido e de suas consequências em termos deformacionais, tem-se como unidades mais antigas aquelas que exibem claras feições de recristalização metamórfica da fase de cavalgamento, em regime tangencial dúctil de baixo ângulo, e como mais novas aquelas que foram submetidas somente às deformações de alto ângulo, provavelmente do momento colisional. Encaixam-se no contexto dos terrenos mais antigos as sequências granito-gnáissico-"migmatíticas" ortoderivadas, aqui interpretadas como de embasamento; as sequências granito-gnáissico-"migmatíticas" diferenciadas sob a legenda de

PC 0+2 e as supracrustais vulcanossedimentares do Complexo Embu. Dentre aquelas que foram afetadas somente pelo cisalhamento de alto ângulo, encaixa-se o intenso plutonismo granítico de natureza química variada.

Quanto a tectono-ambiência e/ou sítios de formação desses diferentes conjunto litológicos, são poucas as informações para a proposição de um modelo tectono-evolutivo exclusivo para a área. No sentido de colaboração e de sua integração aos modelos mais regionais propostos para a porção pré-Cambriana da região sul-sudeste como um todo, mais adiante destacam-se alguns fatos que podem ou não a eles se adaptarem. Os modelos postulados passam pela adaptação à tectônica de placas, tal como preconizado por SOARES (1988), e a modelos de cisalhamento dúctil, como proposto por HASUI *et al.* (1984, 1989). SOARES (*op. cit.*) busca caracterizar as faixas de supracrustais em termos de complexos de subducção, ou enchimentos de bacias do tipo retroarco, e os granitóides de natureza tectônica distinta como sendo ligados a arcos magmáticos das etapas cordilheirana colisional e pós-colisional. No modelo proposto por HASUI (*op. cit.*), a evolução das sequências pré-Cambrianas é entendida como consequência de um mecanismo baseado em megazonas de cisalhamento dúctil sub-horizontais, relacionadas a cavalgamento de blocos crustais, evoluídos a partir da delaminação no nível da interface crosta-manto. Segundo estes últimos autores, a estruturação hoje observada na região onde localiza-se a área em apreço, é entendida em termos do modelo colisional do tipo A, ocorrida provavelmente no fim do Arqueano e adentrando o Proterozóico Inferior.

As características tectono-estruturais e as poucas informações do plutonismo granítico constatadas na área do presente Projeto ressaltam claras evidências de uma tectônica colisional, que teria evoluído a partir de um cisalhamento dúctil de baixo ângulo, posteriormente complicada pelo cisalhamento de médio e de alto ângulo do momento colisional. Como causa deste último momento deformacional tem-se a configuração do Cinturão de Cisalhamento Transcorrente, com justaposição de blocos em sistema lateral direito e em condições de alta ductibilidade.

No que se refere à tectono-ambiência da extensiva granitogênese verificada, os dados obtidos não foram suficientes para a definição de sua evolução crustal.

A caracterização (preliminar) de granitos da série sintexia associadas ao Complexo Granito-Gnáissico-"Migmatítico" - PC 0+2, constitui-se em evidências de um evento do tipo cordilheirano, dadas às suas características geoquímicas pré-colisionais. Porém, a constatação de importante evento de natureza crustal, representado pelos granitos a duas micas (tipo S) e, possivelmente, pelos granitos tipo A, mais a não constatação de associações cálcio-alcálicas expandida apontam para a natureza caledoniana da grande parte dos granitóides cálcio-alcálicos estudados.

A distribuição desses diferentes magmas mostra um certo zoneamento segundo a estruturação impostas pelas ZCTs. A norte da ZCT de Cubatão, encaixado nas supracrustais do Complexo Embu, predomina o magmatismo cálcio-alcálico. A sul desta, ocorrem duas linhagem distintas, representadas por



granitóides crustais anatóxicos aluminosos e granitóides subalcalinos e/ou alcalinos do tipo A, e ainda mais restritamente granitóides alcalinos.

Tal configuração, aliada às feições estruturais impressas nas rochas graníticas, permitem dentro de um modelo de evolução colisional mais genérica sugerir que:

a - as fácies cálcio-alcalinas mais primitivas seriam de natureza tectônica pré deformação dúctil tangencial, (pré-colisionais);

b - as fácies cálcio-alcalinas normais representariam o magmatismo pré a sin deformação dúctil de alto ângulo (pré/sin colisionais), provavelmente ligados ao estágio de subdução;

c - os termos subalcalinos e/ou alcalinos Tipo A, representariam o magmatismo colocado em condições transicionais para o estágio colisional;

d - os granitos crustais estariam ajustados ao momento colisional; e a série alcalina propriamente dita, discretamente presente na área, representaria o estágio pós colisional, já sob um regime distensivo.

No que tange às sequências vulcanossedimentares do Complexo Embu, não se tem parâmetros litogeoquímicos definitivos para a definição de sua paleoambiência, porém, a indicação litogeoquímica de que a maioria dos granitóides cálcio-alcalinos da área, seriam de origem crustal, a partir da fusão de protólitos ígneos hidratados, são evidências que apontam para a sua natureza ensialica.

Sobre a tectônica Mesozóica-Cenozóica a qual se relaciona o Sistema de Rifts da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976) como pode-se concluir do estudo bibliográfico (Capítulo 3) sobre sua evolução e modelos tectônicos, ainda existem controvérsias entre os diversos modelos propostos. As informações da sua interpretação como uma estrutura de semi-graben e as características estruturais observadas no contexto da área indicam uma subcompartimentação através de abatimentos dos blocos controlados pelos sistemas de falhas e fraturas NNE e NNW. O sistema NNW secciona ou está em obliquidade com maior alongamento da bacia. Confere-lhe uma estruturação do tipo teclado (SENGOR, 1987; In: HASUI & SENA COSTA, 1988), em que o *graben* principal fica complicado por *grabens* secundários transversais. Tal feição indica uma relação genética da Bacia de Taubaté com sistemas de cinturões distensivos, com rifteamento, em margens continentais passivas.



## CAPÍTULO 9 - PANORAMA MINERAL

### 9.1 - Considerações Gerais

Na área do Projeto foram cartografados diversos bens minerais, explorados ou não, principalmente não metálicos voltados ao atendimento das necessidades da construção civil.

Todas as informações relativas ao tema foram condensadas na Carta de Potencial Mineral e das Unidades de Conservação Ambiental (Anexo VIII) e nas fichas de cadastramento mineral (Anexo XII).

Embora não se tenha direcionado o presente trabalho, para a definição do potencial metalogenético da área, sera indicado através de alguns metalotectos mapeados, os quais justificam a execução de trabalhos adicionais para a definição do real potencial.

### 9.2 - Recursos Minerais

a) areia: foram cadastradas 103 lavras (portos), a maioria em atividade, cuja extração a partir de areias inconsolidadas das aluviões do rio Tietê, e arenitos das bacias de São Paulo e Taubaté, atende as necessidades da construção civil na RMSF. O principal polo explorador localiza-se na bacia de Taubaté (folha Santa Isabel), enquanto que o rio Tietê e a bacia de São Paulo, anteriormente importantes polos, as lavras estão paralisadas e/ou suspensas, em razão de conflitos com áreas de preservação ambiental ou de utilização intensiva para a cultura de hortifrutigranjeiros ou de ocupação urbana. Além destes locais, a areia é também extraída a partir de "granito" alterado, como é o caso do granito Mauá, no extremo da folha Mauá, e do granito Sabaúna, próximo à localidade de César de Souza. Em todos os portos de areia a extração é feita a partir do desmonte hidráulico.

b) argila: foram cadastradas 19 lavras, sendo 11 delas de argila vermelha e 9 de argila refratária. A argila vermelha conhecida como "taguá" ou "taguá vermelho de morro", é utilizada principalmente nas indústrias de ladrilho, manilha e cerâmica vermelha em geral. O principal polo explorador na área situa-se nos municípios de Suzano e Mogi das Cruzes, nos sedimentos da bacia de São Paulo, e secundariamente nos sedimentos da bacia de Taubaté, normalmente associado à exploração de areia. A argila refratária ocorre principalmente nos trechos mais amplos das várzeas do rio Tietê, em Jundiapéba, Suzano e Biritiba-Mirim, utilizada principalmente na fabricação de cerâmica refratária, porcelana, e além disso, serve às indústrias de abrasivo, tinta e borracha.

c) brita: foram cadastradas 13 lavras, algumas desativadas. A exploração é feita a partir de corpos granitóides, que são relativamente abundantes por toda a região. As lavras concentram-se a sudeste da cidade de Santa Isabel, na Serra do Itapeti, e na região de Itaquera e Guaianazes.

d) rocha para revestimento: foram cadastradas 17 lavras e se restringem às rochas granitóides, através de exploração meramente artesanal, com obtenção de materiais de revestimento "in natura" (ladrilho e paralelepípedo) ou beneficiado (rocha ornamental). A principal região produtora situa-se entre Suzano e Ribeirão Pires (granito Mauá), ocorrendo ainda atividades de extração nas regiões de Biritiba-Mirim, Mogi das Cruzes e norte de Santa Isabel.

e) caulim: foram cadastradas 7 lavras, cuja produção se constitui em uma das principais do estado de São Paulo. A extração de caulim é feita a partir de corpos pegmatíticos alterados, localizados principalmente a sul e a sudoeste da cidade de Mogi das Cruzes. O material extraído na região é empregado nas indústrias de cerâmica, plásticos, lápis e fertilizantes.

f) quartzitos: foram cadastradas 12 lavras, localizadas ao longo da ZCT de Cubatão, nos distritos de Quatinga e Biritiba-Ussu. O quartzito, com elevado grau de pureza, é utilizado na indústria refratária, de vidro e na siderúrgica.

g) outros bens: além dos bens anteriormente citados, ocorrem outros que são: 2 lavras de água mineral localizadas no município de Poá e no sítio Carrião, município de Biritiba-Mirim; e diversas ocorrências, conhecidas ou não, distribuídas por 16 de bauxita, 2 de ferro, 2 de arsenopirita, 1 de muscovita, 3 de ouro e 1 associação polimetálica de Sn, Nb, Ta, Be e Li.

### 9.3 - POTENCIAL MINERAL

#### 9.3.1 - NO CONTEXTO DAS ROCHAS GRANITO - GNAÍSSICO - "MIGMATÍTICAS"

Destaca-se a unidade diferenciada sob a legenda de F&E y0+2, com participação de granitóides cálcio-alcalinos da série sintexia, reconhecidamente potenciais para jazimentos pórfiros de Mo-W-Cu e Au. Em campo foram verificadas, com certa regularidade, pontuações sulfetadas no contexto dessas rochas metabásicas à elas associadas.

#### 9.3.2 - NO DOMÍNIO DO COMPLEXO EMBU

A área de definição da unidade vulcanossedimentar do Complexo Embu, formada pela associação de rochas de derivação ígnea, cálciossilicatadas, "quartzitos" (prováveis metacherts) e turmalinitos, revela-se um promissor metalotecto para depósitos de ouro e sulfetos polimetálicos;

-no domínio das sequências metapelíticas e metapsamopelíticas é reconhecida a sua real potencialidade em caulim associado a pegmatitos, alguns (como os da antiga fazenda Cuiabá) estão mineralizados em Sn, Nb, Ta e Li;

-e no contexto dos migmatitos diferenciados como PCell, com budins de metabásicas e metaultrabásicas, a sul ZCT de Cubatão, destaca-se a possibilidade para bauxita.

### 9.3.3 - RELACIONADO AO PLUTONISMO GRANÍTICO

-associado ao granito Biritiba-Açu existem possibilidades para Sn-W em greisens;

-ao granito Mogi das Cruzes, destaca-se a possibilidade para Sn, Nb, Ta, Li em depósitos hidrotermais periféricos (pegmatitos) encaixados no Complexo Embú;

-relacionado ao granito Itapanhaú existem possibilidades para Nb-Ta, Sn, Zr, terras raras e sulfetos associados à fácies róseas alcalina, bem como molibdênio nos tipos cinzentos. Em campo foram verificados indícios (pontuações) de sulfetos e molibdenita.

### 9.3.4 - RELACIONADO ÀS ZONAS DE CISALHAMENTO

As zonas de cisalhamento dúcteis, como as cartografadas na área, tem-se revelado em muitas regiões como importantes guias prospectivos para Au. Nesse sentido, destacam-se a faixa da ZCT de Cubatão, à qual está condicionada a Unidade vulcanossedimentar do Complexo Embu, e a ZCT de Taxaquara, com intensas remobilizações hidrotermais de quartzo e pegmatitos e ainda às ZCTs reconhecidas na folha Santa Isabel, a norte da Bacia de Taubaté, onde ocorrem com expressividade, rochas metabásicas.



## CAPÍTULO 10 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

### 10.1 - CONCLUSÕES

Da integração das informações de campo com os dados laboratoriais, chegou-se às seguintes conclusões sobre a geologia das folhas.

#### a) Sobre o pré-Cambriano:

- a complexa estruturação hoje observada é reflexo direto dos fenômenos estruturais por consequência de uma tectônica envolvendo grande transporte de massas;

- a essa tectônica associam-se dois importantes processos deformacionais evoluídos a partir de um evento de cisalhamento simples, com caráter progressivo, geometria não coaxial, e desenvolvimento sob condições de alta ductibilidade;

- aos primeiros "instantes" da evolução, relaciona-se uma superfície Sn/Sn', com marcadores cinemáticos indicando desenvolvimento em regime de cavalgamento de baixo ângulo, e metamorfismo associado de grau médio, com fusão parcial;

- seguiu-se intensa granitogênese, responsável por uma fase metamórfica em condições estáticas, com geração de porfiroblastos de muscovita, turmalina, além de cianita e estauroлита;

- a continuidade do processo evolui para o desenvolvimento de um cinturão de cisalhamento transcorrente, com movimentação de blocos lateral direito, em condições de alta ductibilidade e metamorfismo sincinemático, na fácies xisto verde superior a anfibolito (local). Associou-se a este "momento" deformacional, uma trama milonítica de reconhecimento regional na área;

- um terceiro "incremento" sincinemático, ao que tudo indica da fase final do processo, está refletido no desenvolvimento de uma clivagem de crenulação, em consequência de dobramentos cilíndricos, na condições da fácies xisto verde baixa;

- em relação a essa tectônica, reconheceram-se como unidades mais antigas aquelas que exibem feições de recristalização metamórfica e marcadores estruturais sobre efeitos do "momento" tangencial de cavalgamento de baixo ângulo;

- com estas características encaixam-se as unidades diferenciadas como Complexos Granito-gnáissico-"migmatítico", e as sequências do Complexo Embu.

- o Complexo Embu encontra-se representado na área através de uma unidade tipicamente vulcanossedimentar e outra com afinidades de ambientes plataformais;

- como unidade mais nova, tem-se o intenso plutonismo granítico, de posicionamento intermediário entre a "fase" de cavalgamento e a "fase" colisional transcorrente;

- sobre a natureza desse magmatismo, três linhagens foram reconhecidas, sendo representadas por tipos crustais aluminosos (tipo S), cálcio-alcálinos (dominantes), e subalcalinos e mais restritamente alcalinos (tipo A), propriamente dito. Este último é possivelmente pós-tectônico;

- os fatos tectono-estruturais aliados à natureza dos granitóides sugerem preliminarmente, ambiente de colisão continental na configuração do segmento pré-Cambriano da área e região;

- a definição e situação espaço-temporal desse quadro tectono-evolutivo ainda é um tema por se definir, razão pela qual optou-se por agrupar as unidades que os compõem como sendo da abrangência do Pré-Cambriano Indiferenciado.

#### b) Sobre as coberturas Terciárias e Quaternárias.

- as coberturas terciárias preenchem as calhas das bacias de São Paulo e Taubaté do Sistema de Rifts Intracratônicos da Serra do Mar. Os sedimentos que as compõem, na área do Projeto, são correlacionáveis entre si, e reportados respectivamente às formações São Paulo e Caçapava;

- as condições de sedimentação foram predominantemente do sistema fluvial meandrante, e subordinadamente do sistema entrelaçado e leque aluvial;

- as características estruturais observadas no contexto da Bacia de Taubaté sugerem uma relação genética com ambiente distensivos, não sendo descartadas importantes movimentações de caráter transcorrentes associadas ao mesmo processo. A caracterização de "altos" e "baixos" estruturais do embasamento, segundo um sistema de fraturas NNW, NNE e ENE-WNW, transversais, oblíquas ou paralelas à elongação da bacia, indicam uma organização do seu substrato em um sistema escalonado do tipo "teclas".

#### c) Sobre o panorama mineral

- os bens minerais não metálicos revelam-se como a principal atividade mineira da área, destacando-se os insumos para a construção civil (areia, argila, brita e rocha para revestimento), caulim e "quartzitos" de aplicação industrial.

### 10.2 - RECOMENDAÇÕES

#### a) A nível regional

- viabilizar um estudo integrado com outras entidades envolvidas no estudo da região, a fim de definir o quadro geotectônico-evolutivo do pré-Cambriano como um todo;

- levantamento aerogeofísico (magnetométrico e radiométrico com discriminação de canais) visando complementar as áreas não abrangidas pelo Projeto Aerogeofísico São Paulo - Rio de Janeiro (DNPM/CPRM).

#### b) A nível local

- complementação do estudo faciológico dos diversos corpos graníticos;

- estudo petroquímico sistemático das diferentes fácies graníticas e das rochas ígneas associadas ao Complexo Embu;

- realizar estudos geocronológicos das rochas ígneas e também datar os eventos deformacionais e metamórficos, com apoio em criteriosos estudos petrogenéticos;

- formalizar com urgência um trabalho de levantamento de riscos geológicos na região compreendida pelas periferias das cidades de Mauá e Ferraz de Vasconcelos, principalmente em locais de alta declividade, formados pelos metassedimentos crenulados do Complexo Embu.

- idealizar um levantamento e avaliação do potencial pegmatítico da área, com prioridade para as porções próximas às zonas de expansão urbana, onde importantes ocorrências estão sendo obliteradas pelo assentamento urbano;

- sobre a sequência vulcanossedimentar do Complexo Embu são recomendados estudos adicionais visando uma correlação com os turmalinitos da Serra de Itaberaba e uma definição mais acurada da composição das turmalinas, elemento crítico para a definição da gênese dessas rochas.

- e elaborar um trabalho de planejamento voltado ao uso e ocupação do solo, com integração de temas como; recursos minerais, riscos geológicos; hidrologia; expansão urbana; vocação agrícola e outros temas afins.



## CAPÍTULO 11 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADDAS, W; BATOLLA JÚNIOR, F. *Projeto Grande São Paulo*. São Paulo, DNPM/CPRM, 1971. iv. 49p, il., mapas.
- ALGARTE, J.P.; DAITX, E.C.; CUNHA, H.C.da S.; YAMAMOTO, K.; CAVALCANTE, J.C.; KAEFER, L.Q.; CHIEREGATI, L.A. *Projeto Sudeste do Estado de São Paulo (Relatório Final)*. São Paulo, DNPM/CPRM, 1974, mapas esc. 1:250.000
- ALMEIDA, F.F.M. de. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra de Cubatão. *Boletim Paulista de Geografia*. São Paulo, 15: 3-17. 1953.
- ALMEIDA, F.F.M. de. O Planalto Paulistano. In: *A cidade de São Paulo*. São Paulo, Assoc. Geogr. Bras., 1958. Cap. 4p.113-167.
- ALMEIDA, F.F.M. de. *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral, Boletim DNPM-DGM, 241, 36p. 1967.
- ALMEIDA, F.F.M. de. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. São Paulo. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 1976, 48. (Suplemento).
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. The Upper Precambrian of South America. *Boletim IG*, São Paulo, IGUSP, 7(1), p. 5-80. 1976.
- ALMEIDA, F.F.M. de; RICCOMINI, C.; DEHIRA, L.K.; CAMPANHA, G.A. da C. Tectônica da Formação Itaquaquetuba na Grande São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, 1984. v.4, p. 1794-1808, il.
- ALVES, F.R. *Contribuição à geologia da região de Salesópolis - Guararema, S.P.* (Dissertação de Mestrado). São Paulo, IGUSP, 136p. - 1975.
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A.L. *Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil*. 1978. Rio de Janeiro. p. 75-88. (Projeto Remac, 4).
- BATOLLA JR., F.; SILVA, A.T.S.F. da; ALGARTE, J.P. O pré-Cambriano da região Sul-Sudeste do Estado de São Paulo e Este-Nordeste do Estado do Paraná. In: *Simpósio Regional de Geologia*, 3, Curitiba, nov. 1981. *Atas...* Curitiba, SBG, 1981 v.1, p. 94-108, il.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, F. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicational parameters. *Chem. Geol.* 48: 43-55, 1985.

- BERTHÉ, D. CHOUKROUNE, P. JEGOUZO, P. Orthogneisse, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. geol.* v.1, n.1, p.31-42, 1979.
- BETTENCOURT, J.S.; FULFARO, V.J.; GIRARDI, V.A.V.; PETRI, S. Geologia da folha de Capão Bonito, SP. In: Congr. Bras. Geol., 25, São Paulo, 1971: Anais... São Paulo, SBG, v.1., p.97, 1971.
- BIGARELLA, J.J. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método Carbono 14. *Paleoclimas*, 1:22p. 1971.
- BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W.L.; CAMPANHA, G.A.C.; NAGATA N.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.F.; MELO, M.S. *Mapa geológico do Estado de São Paulo*. PRÓ-MINÉRIO/IPT, 1981, escala 1:500.000.
- BLUMFELD, P., BOUCHEZ, J.L. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatitic and solid states. *J. Struct. Geol.*, v.10, n.4, p.361-372, 1988.
- BONIN, B. From orogenic to anarogenic magmatism: a petrological model for the transitions calc-alkaline/alkaline complexes. *R. Brasil Geoc. Proceedings of ISGAM*, v.17, n.4, p.366-371, 1987.
- BOULLIER, A.M, BOUCHEZ, S.L. Le quartz en ruban dans les mylonites. *Bull. Soc. Geol. France*, v.20, n.3, p.253-262, 1978.
- BOUSEILLE, A.M. & SOKKARY, A.A. The relation between Rb, Ba and Sr in Granitic Rocks. *Chemical Geology*, 16:207-219, 1975.
- BRANDALISE, L.A. *et al.* Projeto Vale do Paraíba do Sul-Rel. final. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 441 p., 1976.
- BRANNER, J.C. *Geologia elementar*. Coleção Mossoroense, Escola Superior de Agricultura de Mossoró, 1906, v.LI; 3a. edição comemorativa do ano X da ESAM, reedição 1977.
- BRANNER, J.C. Geologic map of Brazil. *Bull. Geol. Soc. Amer.* (29).1918.
- BRASIL/IBGE. *Geografia do Brasil - Região Sudeste*. Rio de Janeiro, 1971. 5 v., v.3, il.
- BRASIL.RADAM Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitória; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1983.
- CAMPANHA, G.A da C.; RICCOMINI, C; MELO, M.S. de; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de; DEHIRA, L.K. Análise do padrão de fraturamento Mesozóico-Cenozóico de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. *Atas...* São Paulo, SBG, 1985. v.1, p. 337-350. il.

- CAMPOS NETO, M.C. & BASEI, M.A.S. Evolução estrutural brasileira do nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983a. Atas... São Paulo, SBG, v.1, p.61-78.
- CAMPOS NETO, M.C. & BASEI, M.A.S. A importância dos falhamentos transcorrentes na configuração do Pré-Cambriano entre São José dos Campos e Amparo (SF). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983b. Atas... São Paulo, SBG, v.1, p.77-90.
- CARNEIRO, C.D.R. *Geologia da quadricula de São José dos Campos, SP.* (Dissertação de Mestrado) São Paulo, IGUSP, 106p. 1977.
- CAVALCANTE, J.C. & KAEFER, L.Q. *Projeto Sudeste do Estado de São Paulo: Relatório Geológico Final, Folha de Santos-Parcial; SF-23-Y-D; v-II, DNPM/CPRM, 234p. 1974, mapa escala 1:250.000*
- CHAPPEL, B.I.W.; WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, v.8, p.173-174. 1974
- CHIODI Fg, C.; SANTOS, J.F. dos, ; SOARES, P.C.; MORETZSOHN, J.S. Estudo de elementos de terras raras para caracterização e avaliação metalogenética de granitóides no Escudo Paranaense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2, 1989. Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: Soc. Bras. Geol. 1989. v.2, p.487-498.
- COIMBRA, A.M.; RICCOMINI, C.; MELO, M.S. de. A Formação Itaquaquetuba: evidências de tectonismo no Quaternário Paulista. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983. Atas... São Paulo, SBG, 1983. 1v., p253-266, il.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.; CHAPPELL, B.W. Nature and origin of type granites with particular reference to southeastern Austrália. *Contrib. Mineral petrol.*, v.80, n.2, p.189-200, 1982.
- CONDIE, K.C. Archaean Magmatism and crustal thickening - *Bull. geol. soc. Am.* 1973. nº 84; p.2981-2992, 1973.
- CONDIE, K.C., HUNTER, D.R. Trace element geochemistry of Archaean granitic rocks from the Barberton region, South Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 29, n.2, p.389-400, 1976.
- CORDANI, U.G.; GIRARDI, V.A.V.; GOMES, C.B.; LELLIS, H.S.; MELCHER, G.C.; MELFI, A.J. Geologia da folha de Eldorado. In Congr. Bras. Geol., 25, São Paulo, 1971. Anais... São Paulo, SBG, v.1., p. 103-104, 1971.
- COUTINHO, J.M.V. O falhamento de Cubatão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOCIÊNCIAS, 25, São Paulo, 1971. SBG; *Resumo das Comunicações*. Bol. esp. n.1, p.130-131.
- COUTINHO, J.M.V. *Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e arredores*. Bol. IG, São Paulo, 1972. IGUSP, 3(1): 5-99.



- COUTO, C.P. & MEZZALIRA, S. Nova conceituação geocronológica de Tremembé, Estado de São Paulo, Brasil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 43 (suplemento): 473-488, 1971.
- DE LA ROCHE, H.; LATERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2 diagram and major element analysis - its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, v.29, p.182-210, 1980.
- DEBON, F. & LE FORT, P. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth Science*, v.73, p. 135-149, 1983.
- DERBY, O.A. The Age of Brazilian Gneiss Series: Discovery of Eozoon. *Am. Journ. Sc.*, v. ICXIX, n.324-325, 1880.
- DIDIER, J.; DUTHOU, J.L.; LAMEYRE, J. Mantle and crustal granites and the nature of their enclaves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.14, p. 125-132, 1982.
- EBERT, H. Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica; hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 40, p.215-229, 1968.
- FERREIRA, C.S. & SANTOS, A.S. Novos dados sobre a geocronologia da Formação Tremembé, Vale do Rio Paraíba, SP., com base palinológica. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 54:264, 1982.
- FLORENCE, G. & PACHECO, J. *Carta Geológica do Estado de São Paulo, Brasil*. São Paulo, Comissão Geográfica e Geológica, 1929; mapa esc. 1:2.000.000.
- FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A.; TOSSATO, P. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, folhas Rio de Janeiro (SF. 23), Vitória (SF. 24) e Iguape (SG. 23). Brasília, DNPM, 240p. 1979.
- FREITAS, R.O. Definição petrológica, estrutural e geotectônica das cintas orogênicas antigas do Litoral norte do Estado de São Paulo. *Bol. Inst. Geol.*, 1, 176p, 1976.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., O'NEIL, J.R.; SCHWANDER, H.W. Equilibrium-desequilibrium relations in the Mount Rosa Granite, western Alps: petrological, Rb-Sr and stable isotopes data. *Contrib. Mineral Petrol.*, v.55, p.147-179, 1976.
- FÚLFARO, V.J.; PONÇANO, W.L. Recent tectonic features in the Serra do Mar region, State of São Paulo, Brazil, and its importance to engineering geology. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGY, 2, São Paulo, 1974. *Proceedings...* São Paulo, ABGE/CNPQ.

- GOMES, C. de B.; BITTENCOURT, I.; CORDANI, U.G.; FULFARO, V.J.; MELFI, A.J.; PETRI, S. Geologia da folha de Itararé, SP e PR. In: Congr. Brasil. Geol., 25, São Paulo, 1971. Anais... São Paulo, SBG, v.1, p.93, 1975.
- GRAY, D.R. Morphologic classification of crenulation cleavages. *Journ. Geol.*, 85:229-235, 1977.
- HACKSPACHER, P.C.; LEGRAND, J.M. Microstructural and metamorphic evolution of the Portalegre shear zone, northeastern, Brasil. *R. Brasil Geoci.*, v.19, n.1, p.63-75, 1989.
- HANSON, G.N. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v.8, p.371-406, 1980.
- HASUI, Y. *Tectônica da área das folhas de São Roque e Filar do Sul*. Tese de livre Docência. Geologia Geral, IGUSP, 190p, 1973.
- HASUI, Y. *Evolução polifásica do Precambriano a oeste de São Paulo*. Boletim IGUSP, (6):95-108. 1975.
- HASUI, Y. *Novo modelo geológico do Vale do Ribeira*. São Paulo, IPT/PRÓ-MINÉRIO, 1986. Relatório n. 23.742.
- HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R. Evolução geológica do Precambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, 6, p.182-200, 1976.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F.; Província Mantiqueira, Setor Central. In: *O Pré-Cambriano do Brasil*. HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de (eds), São Paulo, 1984. Edgard Blucher, p. 308-344.
- HASUI, Y. & SENA COSTA, J.B. Curso de Zonas e Cinturões de Cisalhamento. Belém, 1988, il. (Publicação especial do XXXV Congr. Bras. Geol., p.1-86, 1988).
- HASUI, Y.; PENALVA, F.; HENNIES, W.T. Geologia do Grupo São Roque. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Salvador, 1969. Anais... Salvado SBG, 1969, p. 101-134.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.* 5(4): 257-266, 1975.
- HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVÃO, C.A.C. de F.; GIMENEZ, A.F.; ALMEIDA, M.A. de; MELO, M.S. de; PIRES NETO, A.G. As grandes Falhas do Leste Paulista. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1, São Paulo, 1977. Atas... São Paulo, SBG, v.1, 1977, p. 367-380.
- HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVÃO, C.A.C. de F.; GIMENEZ, A.F.; ALMEIDA, M.A.; PIRES NETO, A.G.; MELO, M.S. de; SANTOS, M.C.S.R. *Geologia da Região Administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da Região Administrativa 2 (litoral), do Estado de São Paulo*. IPT, 1978a. Relatório nq. 1106, 78p., mapa esc. 1:200.000.

- HASUI, Y.; GIMENEZ, A.F.; MELO, M.S. de. Sobre as Bacias Tafrogênicas do Sudeste Brasileiro. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG., 1978b, v.1, p.382-392.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. e BISTRICHI, C.A. Estruturas e tectônica do Pré-Cambriano de São Paulo e Paraná. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 52(1):61-76, Rio de Janeiro. 1980.
- HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. O embasamento pré-Cambriano e Eo-paleozóico de São Paulo. In: São Paulo. SICCT. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Esc. 1:500.000, São Paulo, 1981, 2v.
- HASUI, Y. FONSECA. M.J.G.; RAMALHO, R. *A parte central da região de Dobramentos Sudeste e o Maciço de Guaxupé*. In: texto explicativo do mapa geológico do Brasil, esc. 1:2.500.000 (SCHOBENHAUS FILHO et al., coords). DNPM, Brasília, 1984, p.307-330.
- HASUI, Y.; HARALY, N.L.E.; MIOTO, J.A.; SAAD, A.R.; CAMPANHA, V.A.; HANZA, V.M.; GALLI, V.A.; FRANGIPANI, A.; PULEGUINI FILHO, P. *Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo*. IPT/SICCT, 1989, relatório n. 27.395, 2v.
- HASUI, Y. et al. Deformação por cisalhamento dúctil: Modelo de transformações em rocha pré-Cambrianas antigas do leste de São Paulo - Fase I. São Paulo, IPT/Pró-Minério (IPT, relatório 25.908), 1988.
- HENNIES, W.T.; HASUI, Y.; PENALVA, F. O Falhamento Transcorrente de Taxaquara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967. Anais... Curitiba, SBG, 1967, p.159-168.
- HIGGINS, M.W. *Cataclastic rocks*. Geological Survey Professional Paper 687, Washington, 97p. 1971.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS S/A - IPT. *Interpretação das estruturas da região Pré-Cambriana paulista, através da utilização de imagens* - Relatório final, IPT/SICCT, 1981, relatório n. 15565, 38p. 16 mapas.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS S/A - IPT. *Estudos geológico-tectônicos na Bacia de Resende (RJ) e sedimentos terciários da área de Volta Redonda (RJ) e Bacia de Taubaté (área de Cruzeiro, SP)*. São Paulo, IPT. 1983. 2v., Relatório 17.737.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS S/A - IPT. *Mapeamento geológico de detalhe de estruturas falhadas em camadas da Formação Itaquaquetuba e possíveis implicações na estabilidade regional*. São Paulo, IPT. 1984. 1v, Relatório 19.562.



- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS S/A - IPT. *Tectônica e sedimentação cenozóica na área da solteira entre as bacias de São Paulo e Taubaté*. São Paulo, IPT. 1986. 2v., Relatório 23.724.
- IVANOVA, G. E. & BUTUZOVA, Y. G. Distribution of tungsten tin and molybdenum in the granites of eastern Transbaykalia. *Geochem. Int.* 5:1968.
- JANASI, V. A. & ULBRICH, H. H. G. I. Petrogenesis of the Monzonitic-monzodioritic Piracaia Massif, State of São Paulo, Southern, Brazil. Extended Abstracts. Intern. Simp. Gran. Assoc. Mineral., p.215-216. 1987.
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P. Geologia e evolução geológica-estrutural preliminar do Grupo São Roque na região da Serra de Itaberaba (SP). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 7, São Paulo, 1983. *Anais...* São Paulo, SBG, 1983, 1v. p.113-126, il.
- JULIANI, C. *et al.* Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupos Serra do Itaberaba na região de São Roque, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v.2, p.730-749.
- KAUL, P.F.T.; ISSLER, R.S.; FERNANDES, E.; BONOW, C.; COITINHO, J.B.L. *Suíte Intrusiva Serra do Mar*. Florianópolis, Projeto RADAMBRASIL, 1982. 18p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 540-G).
- KAUL, P.F.T. Significado dos granitos anorogênicos da suíte intrusiva Serra do mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil, no âmbito das Folhas SG.22-Curitiba e SG.23-Iguape. *Anais XXXIII Congr. Bras. Geol.*, Rio de Janeiro SBG.; V.6. p. 2815-2825 - 1984.
- KEQIN, X.; NAI, S.; DEZI, W; SHOUXI, X; YINGJUN, L.; SHOUYAN, J. Petrogenesis of the granitoids and their metallogenetic relations. In: KEQIN, X., GUANGCHI, Tu (eds.). *Petrogenesis of the Granitoids and their Metallogenic Relations in South China*. Beijing: Science Press. 1982. p.1-32.
- KERRICH, R.; ALLISON, I.; BARNETT, R. L.; MOSS, S.; STARDEY, J. Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Miéville, Switzerland, with implications for stress corrosion, cracking and superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.73, p.221-242, 1980.
- KNECHT, T. & LIMA, F. *Carta geológica do Estado de São Paulo*, escala 1:1.000.000. Instituto Geográfico e Geológico, 1947.
- LAMEGO, A.R. Theoria do protogneis: uma interpretação petrogenética do Archeano. *Bol. Serv. Geol. Mineral.*, n. 86, 73p, 1937.



CPRM

- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid and series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.14, p.169-186, 1982.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, v.6, n.6, p.617-638, 1984.
- MACAMBIRA, M.B.J.; TEIXEIRA, J.T.; DAUD, W.K.; COSTI, H.T. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites from Pitinga, Northwestern Brazil. In: INTERN. SYMP. GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador, 1987. *Extended abstracts...* Salvador. p.245-249.
- MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. In: BIGARELLA, J.J.; SALAMINI, R. & PINTO, V.M. (eds) -Geologia do pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da proção oriental do Estado do Paraná. *Bol. Paran. Geoci.*, Curitiba, n. 23-24, p.43-103, 1967.
- MARTIN, H. Archaean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes. *R. Brasil Geoci.*, Proceedings of ISGAM, v.17, n.4, p.350-365, 1987.
- MELCHER, G.C.; GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BITTENCOURT, J.S.; DAMASCENO, E.C.; GIRARDI, V.A.V. & MELFI, A.J. Geologia e petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do Vale do Rio Ribeira de Iguape, SP e PR. *Rev. Bras. Geoci.*, São Paulo, 3(2):97-123, 1973.
- MELFI, A.J.; BITTENCOURT, I. & CORDANI, U. *Reconhecimento fotogeológico de parte do Grupo Açungui*. *Bragantia*, Campinas 24(34): 447-474, 1965.
- MELO, M.S. de Estruturas da área da Bacia de Resende (RJ) e os modelos tectônicos regionais. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo. 1985. *Atas...* São Paulo, SBG, v.1, p.323-331.
- MELO, M.S. de; PIRES NETO, A.G. Esboço geológico da província costeira entre as serras de Juqueriquerê e do Parati. In: Simpósio Regional de Geologia, 1, São Paulo, 1977. *Atas...* São Paulo, SBG, p. 303-323.
- MELO, M.S. de; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de; COIMBRA, A.M. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 15 : 193-201. 1985.
- MELO, M.S. de; CAETANO, S.L.V.; COIMBRA A.M. Tectônica e sedimentação na área das bacias de São Paulo e Taubaté. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. 1986, v.1, p. 321-336.

- MELO, M.S. de; COIMBRA, A.M.; RICCOMINI, C. Evolução dos conhecimentos sobre a geologia da Bacia de São Paulo na década de oitenta. In: "WORKSHOP": *Geologia da Bacia de São Paulo*. São Paulo, SBG/IG-USP, 1989. p.1-10.
- MEZZALIRA, S. *Novas ocorrências de vegetais fósseis cenozóicos no Estado de São Paulo*. O IGG, 15:73-94. 1962.
- MIYASHIRO, A. *Metamorphism and Metamorphic Belts*. London: George Allen, 1973. 492p.
- MORAES RÊGO, L.F. de. *Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua genesis*. Inst. Astrom. e Geogr. de São Paulo. 1932. 28p. il. (Separata B. Geogra., 4(37)/4(38), abril/maio 1946).
- MORAES RÊGO, L.F. de. *As formações cenozóicas de São Paulo*. Anuário da Esc. Politécnica de São Paulo. 1933.
- MORAES RÊGO, L.F. de. *A geologia do Estado de São Paulo*. São Paulo, DER, 1937, 1938, 1941. 3(2): 351-381; 3(1): 538-556; 4(1):66-77; (2):197-215; 6(18):25-47; (19):155-174; 7(1).
- MORGENTAL, A.; BATOLLA JR., F.; PINTO, G.G.; PAIVA, I.P.; DRUMMOND, J.B.V. Projeto Sudelpa. Relatório final de geologia. São Paulo, SEPLAN/SUDELPA/CPRM, v.1, 1975.
- OLIVEIRA, E.P. Geologia do Estado do Paraná; *Bol. Min. Agric. Ind. Com.*, Rio de Janeiro, 5(1):77-143, 1916
- OLIVEIRA, E.P. Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. *Serv. Geol. Mineral. Brasil*, Rio de Janeiro, Monogr. VI, 172p. 1927.
- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, D.H. *Geologia do Brasil*, 2a. ed.; Serv. Infom. Agric.; Ministério da Agricultura, Rio de Janeiro, capítulos III, IV e V, p.52-108. 1943.
- PAIVA FILHO, A.; TOGNON, A.A.; CAPUCCI, E.B.; CORDANI, U.G.; BARBOUR, A.P.; SVISERO, D.P.; MORESCHI, J.B. Levantamento geológico das áreas de interesse a implantação de barragens dos rios Biritiba e Jundiá - SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém 1972. *Anais...* Belém, SBG, 1972. v.1, p.231-243, mapa geol.
- PASSCHIER, C.; SIMPSON, C. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, v.8, n.8, p.831-843, 1986.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretations of granitic rocks. *J. Petrol.*, v.25, p. 956-983, 1984.
- PITCHER, W.S. The Nature, Ascent and Emplacement of Granitic Magmas. *J. Geol. Soc. London*, 163: 267-622, 1979.



- PITCHER, W. S. Granite type and tectonic environment. In: K.J. Hsu (org.), *Mountain Building Processes*. Nova York, Academic Press, p. 19-40, 1983.
- PLANT, J. A., O'BRIEN, C., TARNEY, J., HURLEY, L. Geochemical criteria for the recognition of high-heat-production granites. In: HALLS, C. *et alii*. (eds.) *High-heat-production (HHP) granites, hidrotermal circulation and ore genesis*. London: The Institution of Mining and Metallurgy, 1985. p.263-286.
- PUPIN, J.P. Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73:207-220. 1980.
- RAMSAY, J.G. *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill. 1967.
- RAPELA, W.C., CAMINOS, R. Geochemical characteristics of the upper Paleozoic magmatism in the eastern sector of north Patagonia Massif. *R. Brasil. Geoci.*, Proceedings of ISGAM, v.17, n.4, p.535-543, 1987.
- RICCOMINI, C.; APPI, C. J.; FREITAS, E. L.; ARAI, M. Tectônica e sedimentação no Sistema de Rifts Continentais da Serra do Mar (bacias de Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, RJ-ES, 1, Rio de Janeiro. 1987. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, p. 253-293.
- RIDEG, P. *Geology and structure of a portion of the Serra do Mar in Eastern São Paulo, Brazil*. These PhD, State University of New York, Binghamton, 145 pg., 1974.
- ROSSIER, G. F. Geologia da Serra do Mar entre os Picos da Maria Comprida e Desengano. *Bol. Div. Geol. Mineral.*, DNPM, Rio de Janeiro, n.º 166, 58 p. 1957.
- ROSSIER, G. F. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha de Minas Gerais. *Bol. Div. Geol. Mineral.*, DNPM, Rio de Janeiro, n.º 222, 40 p. 1965.
- SADOWSKI, G. R. Tectônica do Complexo Migmatítico da Serra de Cubatão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre; *Resumo das Comunicações*, Bol. n.º 1, p. 557-561. 1974a.
- SADOWSKI, G. R. *Tectônica da Serra de Cubatão, São Paulo*. São Paulo, IGUSP, 150 p. (Tese de Doutorado). 1974b.
- SADOWSKI, G. F. & MOTIDOME, M. J. O Complexo Piaçaguera no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo. 1985. *Atas...* São Paulo, SBG, v. 1, p. 147-158. 1985.
- SÃO PAULO, SECRETARIA DA INDÚSTRIA, COMÉRCIO, CIÊNCIA E TECNOLOGIA - Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. Esc. 1:1.000.000, São Paulo, 1981a. 2v.

- SÃO PAULO, SECRETARIA DA INDÚSTRIA, COMÉRCIO, CIÊNCIA E TECNOLOGIA - Mapa geológico do Estado de São Paulo. Esc. 1:500.000. São Paulo, 1981b, 2v.
- SÃO PAULO, INSTITUTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO. Geologia do Estado de São Paulo - Mapa Geológico - Esc. 1:1.000.000. Bol. Inst. Geog.Geol. 41, 263p., 1963. (Mapa Geológico editado em 1963).
- SHERATON, J. W., BLACK, L.P. Chemical evolution of granitic rocks in the East Antarctic Shield, with particular reference to post-orogenic granites. *Lithos*, v.21, p.37-52, 1988.
- SCHOBENHAUS, C, coord. Carta Geológica do Brasil, 1:2.500.000. Brasília. DNPM.1981.
- SIBSON, H.R. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, v.133, p.191-213, 1977
- SILVA, A.T.S.F.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D.K.; PINHO FILHO, W.D. Projeto Santos-Iguape, Relatório Final - Geologia; Convênio DNPM/CPRM, v.I, 640p. mapa esc. 1:250.000. 1977.
- SILVA, A.T.S.F.; FRANCISCONI, O.; GODOY, A.M. de, BATOLLA JR., F. Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira. Relatório Final. São Paulo, DNPM/CPRM, 1981, v.1/5.
- SILVA, L.C. O cinturão metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas proterozóicas no sul do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 20(1), SBG, 1990 (no prelo).
- SILVA, L. C. DA; SANTOS, R. A. DOS; MARTINS, A. A. M. Os terrenos de alto grau no sul da Bahia: um segmento exumado de crosta intermediária não depletada ou, uma associação de *grey gnaisses* de base de crosta? In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2, 1989. Fortaleza. Anais...Fortaleza:SBG. Núcleos Fortaleza, Nordeste e Bahia, 1989. (Bol. No. 11), p. 258-260.
- SILVA, L. C. DA & ORLANDI Fo. V. O contexto geológico e o significado dos turmalinitos nas "Faixas Dobradas" Proterozóicas em Santa Catarina e no Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 1, 1990. Anais...Montevideo, SBG, v.1, p.55-58.
- SOARES, A.C.P.; MONTEIRO, R.L.B.P.; CORREIA-NEVES, J.M.; LEONARDOS, O.H.; FUZIKAWA, K. Metasomatic evolution of granites, Northeast Minas Gerais, Brasil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS. Salvador, 1987. *Extended abstracts*... Salvador. p.512-518.
- SOARES, P.C. Tectônica colisional em torno do bloco Paraná, Brasil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO GEOL., 7, Belém, 1988. *Anais*... Belém, SBG, 1988. v.1, p.63-79
- SPRY, A. *Metamorphic textures*. Oxford: Pergamon, 1969. 350 p.

- STEIN, D. P.; CAMPANHA, G. A. C. & FERNANDES, L. A. A Formação Perau na região de Pilar do Sul, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, 1986, SBG, v.2, p.919-930.
- STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Review*, v.12, p.1-33, 1976.
- SUGUIO, K. Estudo dos troncos de árvores "linhitificados" de aluviões antigos do Rio Pinheiros (São Paulo): significado geocronológico e possivelmente paleoclimático. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. Anais... São Paulo, SBG, 1971. v.1, p.63-69, il.
- SUGUIO, K. *et al.* Tipos de contatos e estruturas sedimentares associadas da bacia de São Paulo. In: Congr.Bras.Geol., 25, São Paulo, 1971. Anais...São Paulo, SBG, p. 215-218, 1971.
- SUGUIO, K.; VESPUCCI, J.B. de O. Turbiditos lacustres da Bacia de Taubaté, SP. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. Atas... São Paulo, SBG, 1985. v.1, p.246-250, il.
- SUGUIO, K.; BIDEGAIN, J.C.; MORNER, N.A. Dados preliminares sobre as idades paleomagnéticas do Grupo Barreiras e da Formação São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, 16: 171-175. 1986.
- TAKAGI, H. Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution on the Median Tectonic Line, Central Japan. *J. Struct. Geol.*, v.8, n.1, p.3-14, 1986.
- TARNEY, J., SAUNDERS, A.D. Trace element constraints on the origin of cordilleran batholiths. In: ATHERTON, M.D., TARNEY, J. (eds.) *Origin of Granite Batholiths; Geochemical evidences*. Nantwich: Shiva, 1979. p.90-105.
- TARNEY, J., WEAVER, B. L. Geochemistry of the Scourian Complex: petrogenesis and tectonic models. In: PARK, R.G., TARNEY, J. (eds.) *Evolution of the Lewisian and Comparable Precambrian High-Grade Terrains*. Oxford: Blackwell, 1987. (Geological Society Special Publication, 27) p.45-56.
- TASSINARI, C.C.G. *As idades das rochas e eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal*. São Paulo, IGUSP, 1988, 236p. (Tese Doutouramento).
- TAYLOR, S.R.; McLENNAN, S.M. *The continental Crust: its composition and evolution (An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks)*. In: HALAN, A. (ed.). *Geoscience Texts*. Oxford: Blackwell, 312 p. 1985.
- TRACY, R.J. & ROBSON, P. Arcadian migmatite types in pelitic rocks of Central Massachusetts. In: M.P. ATHERTON & C.D. GRIBBLE (eds.). *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva, Nantwich, p. 163-173. 1983.



- TURNER, F.J. *Metamorphic Petrology - Mineralogical, field and Tectonic Aspects*. 2nd edn. McGraw-Hill, New York. 1981.
- VANDOROS, P. & FRANCO, R.R. Determinações de idades de granitos da região de Mogi das Cruzes, São Paulo, pelos métodos Potássio/Argônio e Rubídio/Estrôncio. *An. Acad. Bras. Ci.*, 38(2):289-292. 1966.
- VANDOROS, P.; OLIVEIRA, M.A.F. de. Geologia e Petrologia da Região de Taiacupeba e Arredores, São Paulo. *An. Acad. Bras. Ciên.* Rio de Janeiro, 41(2):181-194, jun.1969, il.
- VERNON, R.H.; WILLIAMS, V.A.; D'ARC, W.F. Grain-size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics*, v.92, p.123-145, 1982.
- VIDAL, J.L.; KUBIN, L.; DEBAT, P.; SAULA, J.C. Deformation and dynamic recrystallization of k-feldspar augen in orthogneisses from Montagne Noire, Occitania. *Lithos*, v.13, p.247-257, 1980.
- WASHBURNE, C.W. Petroleum Geology of the State São Paulo - Brasil (with a geological map of the State of São Paulo, 1:2000.000). *B. Comm. Geogr. Geol.*, 22, 282p. 1930.
- WERNICK, E. Granitos calco-alcalinos: características e tentativas de um modelo genético e evolutivo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.6, p.2738-2756, 1984a.
- WERNICK, E. Caracterização genética de alguns granitóides brasileiros dos estados de São Paulo e Minas Gerais e implicações geotectônicas preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984b. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, 1984b. v.6, p. 2902-2918, il.
- WERNICK, E.; GALEMBECK, T.M.B. Contribuição a caracterização de granitóides do Estado de São Paulo através do mineral acessório zirconita. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985 *Atas...* São Paulo, SBG, 1985. v.1, p. 119-132, il.
- WHALEN, J.B., CURRIE, K. L., CHAPPELL, B. W. A type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.95, p. 407-419, 1987.
- WHITE, S.H.; BURROWS, S.E., CARRERAS, J.; SHAW, N.D.; HUMPHREYS, F.J. On mylonites in ductile shear zones. *J. struct. Geol.*, 2: 175-187, 1980.
- WHITE, S.H.; EVANS, D.J.; ZHONG, D.L. Fault rocks of the Moine Thrust Zone: microstructures and textures of selected mylonites. *Tex. and Microst.*, 5:33-61, 1982.
- WISE, D.; DUNN, D.E., ENGELDER, J.T.; GEISER, P.A.; HATCHER, R.D.; KISH, S.A.; ADOM, A.L.; SCHAMEL, S. Fault-related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, v.12, p.391-394, 1984.

YARDLEY, B.W.D. An Introduction to metamorphic Petrology Longman Scientific. & Technical. London 248 p. 1989.

ZALÁN, P.V. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.*, 16:245-257. 1986.