

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**O COMPLEXO EMBU EM SUA ÁREA-TIPO, A OESTE DA REGIÃO  
METROPOLITANA DE SÃO PAULO**

Augusto Nobre Gonçalves

Orientador: Profº. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA**  
(TF - 2013 / 06)

SÃO PAULO  
2013

TF  
G635  
AN.c  
e.2

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**O COMPLEXO EMBU EM SUA ÁREA-TIPO, A OESTE DA REGIÃO  
METROPOLITANA DE SÃO PAULO**

Augusto Nobre Gonçalves



Orientador: Profº. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA**  
(TF - 2013 / 06)

DEDALUS - Acervo - IGC



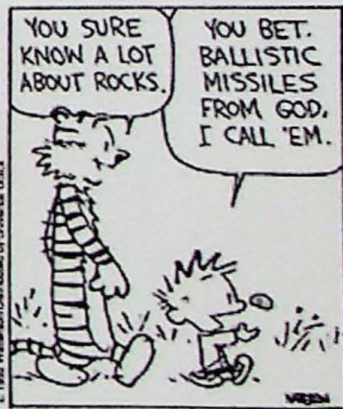
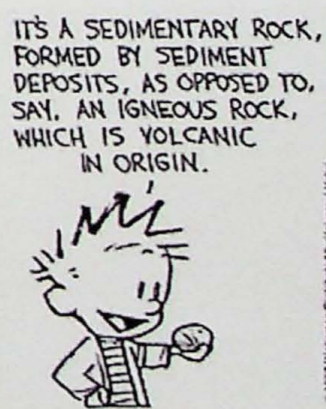
30900031967

SÃO PAULO  
2013



TF  
6635  
AN.O  
e.2

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.





## RESUMO

Os Complexos Embu e Pilar foram definidos originalmente na década de 1970 como subdivisões do Grupo Açungui a sul da Falha de Taxaquara. Posteriormente, o Complexo Embu foi prolongado, para alguns autores, ao estado do Espírito Santo, a leste e na região de Eldorado Paulista, a oeste.

A generalização do termo Complexo Embu e sua individualização em relação ao Complexo Pilar, por autores recentes, vem causando a necessidade de redefinir essas unidades.

Este trabalho teve como objetivo avaliar a definição e evolução dos conceitos sobre o Complexo Embu a partir de uma ampla análise da literatura da unidade para colaborar e fomentar as discussões futuras a respeito do Complexo Embu, tendo como base de trabalhos a sua área de definição original, a oeste da Região Metropolitana de São Paulo, onde foram realizadas seções de reconhecimento de campo, com coleta de dados estruturais e amostras para petrografia microscópica.

A partir das informações reunidas por esse trabalho, foi possível elaborar um mapa de distribuição dos principais trabalhos sobre a unidade. Uma compilação que ainda não havia sido feita sobre o Complexo Embu. Além de levantar as principais pendências em termos de mapeamento, propostas de subdivisões, contexto tectônico, estratigrafia e geocronologia acerca da unidade como forma de delinear alternativas de pesquisa para próximos trabalhos.



## ABSTRACT

Embu and Pilar Complexes were originally defined in the 1970s as subdivisions of Açungui Group in the south of the Taxaquara Fault. Subsequently, the Embu Complex was extended, for some authors, to east until Espírito Santo state and to west until Eldorado Paulista region.

The generalization of the Embu Complex term and their individualisation relative to Pilar Complex, by recent authors, has been causing the need to redefine these units.

This study aimed to evaluate the definition and evolution of the concepts about Embu Complex, starting from an extensive literature review to collaborate and promote future discussions concerning the Embu Complex. The research was based on the Embu Complex original definition area, in the west of Metropolitan Region of São Paulo, in which were performed field reconnaissances sections to collect structural data and samples for petrographic observations through microscope.

Based in the information gathered for this study, it was possible to develop a map of the distribution of major works on the unit. This compilation hadn't been done on the Embu Complex. It was also shown the main pending issues in terms of: mapping, subdivisions proposals, tectonic context, stratigraphy and geochronology about Embu Complex as a way of outlining the alternatives for future researches.



## AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, ao Profº Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha pela idealização e auxílio na execução do projeto, cujas ponderações e conselhos sempre foram fundamentais para meu desenvolvimento técnico e acadêmico.

À Biblioteca do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pela infraestrutura e disponibilidade de materiais de importância inestimável para a realização do trabalho.

À Seção de Veículos do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo por ceder um veículo para a realização dos trabalhos de campo.

À Seção de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pelo auxílio na preparação das amostras e produção das lâminas delgadas.

Ao Laboratório de Informática Geológica (LIG) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pela cessão da infraestrutura e *softwares* utilizados no desenvolvimento desta monografia.

Ao Laboratório de Petrografia Sedimentar pela cessão da infraestrutura para execução da petrografia de lâminas delgadas e fotomicrografias.

À Fernanda Costa Gonçalves Rodrigues pelo apoio e auxílio nas diversas etapas do trabalho.

Ao geógrafo Adão A. Lanzieri Modesto pela atenção e consultoria concedida em geoprocessamento e cartografia, fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho.

E, por fim, à família que subsidiou meu desenvolvimento com críticas, sugestões e elogios, permitindo-me alcançar minhas próprias realizações.

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	10
2. OBJETIVOS .....	11
3. MATERIAIS E MÉTODOS .....	12
4. ÁREA DE ESTUDO E PRINCIPAIS ACESSOS .....	13
5. RESULTADOS OBTIDOS .....	17
5.1 Geologia regional do Complexo Embu .....	17
5.1.1 <i>Trabalhos pioneiros</i> .....	19
5.1.2 <i>Evolução do conceito</i> .....	21
5.1.3 <i>Contexto estrutural e tectônico</i> .....	24
5.1.4 <i>Propostas de subdivisão</i> .....	26
5.1.5 <i>Metamorfismo</i> .....	28
5.1.6 <i>Geocronologia</i> .....	29
5.2 Reconhecimento de campo e petrografia .....	31
5.2.1 <i>Caracterização de litologias</i> .....	33
5.2.2 <i>Dados estruturais</i> .....	50
6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS .....	55
7. CONCLUSÕES .....	57
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	59



## LISTA DE FIGURAS

Figura 4.1 - Contextualização geográfica da área de estudo no estado de São Paulo, Brasil.....	13
Figura 4.2 - Localização da área de estudo.....	14
Figura 4.3 - Mapa das Principais Unidades Litológicas Pré-Cambrianas da Área de Estudo.....	16
Figura 5.1 - Mapa de Distribuição dos Principais Trabalhos sobre Complexo Embu.....	18
Figura 5.2: Compartimentação tectônica de Hasui & Sadowski (1976). ....	20
Figura 5.3 - Mapa da Distribuição das Subunidades do Complexo Embu. ....	23
Figura 5.4 - Mapa de afloramentos visitados. ....	32
Figura 5.5 - Xisto alterado com lente anfibolítica em preto e bolsão pegmatítico em preto (Ponto AN-15). ....	34
Figura 5.6 - Xisto migmatizados e milonitizado. Em vermelho abaixo: leucossoma quartzo-feldspático em dobras intrafoliais isoclinais paralelas a foliação principal da rocha; em vermelho acima: indicador cinemático do tipo $\sigma$ (Ponto AN-34). ....	34
Figura 5.7 - Xisto alterado com leucossoma quartzo-feldspático em preto concordante com a foliação (Ponto AN-03). ....	35
Figura 5.8 - Xisto migmatizado com leucossoma dobrado. O plano axial concorda com a foliação principal (Ponto AN-34). ....	36
Figura 5.9 - Planos axiais das dobras de $S_{n+1}$ (em vermelho) e das dobras de $S_{n+2}$ (em preto) (Ponto AN-05). ....	37
Figura 5.10 - Dobra em mica xistos afetando a foliação $S_{n+1}$ paralela ao bandamento composicional, com bolsão neossomático parcialmente discordante (Ponto AN-35). ....	38
Figura 5.11 - Projeção estereográfica das foliações $S_{n+1}$ dobradas no ponto AN-35. ....	38
Figura 5.12 - Fotomicrografia de mica xisto, nicois descruzados. Em preto há $S_n$ dobrada com $S_{n+1}$ plano axial (em vermelho). ....	39
Figura 5.13 - Fotomicrografia de mica xisto, nicois descruzados. $S_n$ dobrada assimetricamente com flanco longo e flanco curto (em preto) e $S_{n+1}$ plano axial (em vermelho). ....	40
Figura 5.14 - Fotomicrografia de mica xisto, nicois cruzados. Muscovita fish. ....	40
Figura 5.15 - Fotomicrografia de mica xisto, nicois descruzados. Pinch and swell em preto. ....	41
Figura 5.16 - Fotomicrografia de mica xisto, nicois descruzados. Porfiroblasto de granada estirado pré-cinemático, pois foliação se amolda ao seu redor. ....	42
Figura 5.17 - Fotomicrografia de mica xisto, nicois cruzados. Porfiroblasto de granada alterado com foliação interna (em vermelho) discordante da foliação externa, pré-cinemático. ....	42
Figura 5.18 - Fotomicrografia de mica xisto, nicois descruzados. Na porção superior observa-se porfiroblasto de turmalina zonado (zoneamento em vermelho). ....	43
Figura 5.19 - Fotomicrografia de mica xisto, nicois cruzados. No centro observa-se muscovita euédrica tardia, discordante da foliação principal, muscovitas da foliação com extinção ondulante. ....	43
Figura 5.20 - Paragneisse cortado por boudin anfibolítico (Ponto AN-21). ....	44
Figura 5.21 - Paragneisses bandados com dobra intrafolial isoclinal afetando a foliação $S_n$ em vermelho (Ponto AN-21). ....	45
Figura 5.22 - Fotomicrografia de paragneisse, nicois descruzados. Porfiroblastos de granada sendo consumidos por retrometamorfismo. ....	46
Figura 5.23 - Fotomicrografia de paragneisse, nicois descruzados. Inclusões de quartzo em granada com granulação mais grossa que os da matriz. ....	46
Figura 5.24 - Fotomicrografia de ortogneisse, nicois descruzados. Foliação gnáissica proeminente e ribbon de quartzo com melanossoma biotítico na borda (detalhe em vermelho). ....	48



<i>Figura 5.25 - Fotomicrografia de ortognaisse, nicois cruzados. Foliação gnáissica proeminente com ribbon de quartzo de granulometria mais grossa que a matriz. ....</i>	<i>48</i>
<i>Figura 5.26 - Granito porfirítico isotrópico (Ponto AN-28). ....</i>	<i>50</i>
<i>Figura 5.27 - Sartori (2012): foliação milonítica e lineação de estiramento desenvolvidas pela Zona de Cisalhamento de Caucaia. ....</i>	<i>51</i>
<i>Figura 5.28 - Projeção dos dados estruturais obtidos a N de Caucaia. ....</i>	<i>52</i>
<i>Figura 5.29 - Sartori (2012): dados estruturais a N de Caucaia. ....</i>	<i>52</i>
<i>Figura 5.30 - Projeção dos dados estruturais obtidos a S de Caucaia. ....</i>	<i>53</i>
<i>Figura 5.31 - Sartori (2012): dados estruturais a S de Caucaia. ....</i>	<i>54</i>

## ANEXOS

No CD anexo estão disponibilizadas as fichas de descrição de afloramentos, as fichas de descrição de lâminas delgadas e as principais figuras deste trabalho.



## 1. INTRODUÇÃO

O Complexo Embu (Hasui, 1975) foi definido como unidade litoestratigráfica inicialmente a sudoeste da Região Metropolitana de São Paulo e compreende a uma faixa de rochas migmatizadas neoproterozoicas no contexto do Cinturão Ribeira da Província Mantiqueira Central.

Na sua definição original, o Complexo Embu, juntamente com o Complexo Pilar, eram subdivisões litológicas do Grupo Açungui, ocorrentes a sul da Falha de Taxaquara.

Nas décadas posteriores, o Complexo Embu foi estendido para o leste do estado de São Paulo, chegando para alguns autores até os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, e para o sul até cercanias de Eldorado Paulista, estado de São Paulo.

O uso estendido do termo Complexo Embu e sua dissociação do Complexo Pilar por vários autores mais recentes vem produzindo a necessidade de redefinição dessa unidade que, no entanto, não vem sendo estudada constantemente em sua área-tipo.

A maior parte dos trabalhos sobre o Complexo Embu concentra-se na porção leste do estado de São Paulo, onde se projeta a continuidade do seu domínio sem haver trabalhos de descrição com grau de detalhamento adequado em sua área de definição original.

Hasui & Oliveira (1984) ressaltaram que os xistos e gnaisses eventualmente migmatizados do Grupo Açungui exigiam estudo de detalhe e que sua extensão até o estado do Rio de Janeiro, próximo da região de Barra Mansa e Volta Redonda é delicada e deveria preceder de maiores expedições de detalhamento. Hasui (2012) reiterou a falta de base de dados geológicos do Complexo Embu e limitou sua exposição do sudeste da Região Metropolitana de São Paulo até o Vale do Paraíba.

Ao levar em consideração que o autor que consolidou o Complexo Embu como unidade litoestratigráfica reforça a falta de abordagem minuciosa sobre a unidade há mais de 30 anos, substancia-se o anseio pela realização do estudo, levando em conta ainda outros autores como Heilbron *et al.* (2004) que consideram o Complexo com contatos tectônicos pouco conhecidos e Cordani *et al.* (2001) que analisam a escassez de dados isotópicos.



## 2. OBJETIVOS

O trabalho desenvolvido visou avaliar a definição e evolução dos conceitos sobre o Complexo Embu em sua área original de definição, a oeste da Região Metropolitana de São Paulo, a partir de análise abrangente da literatura sobre esta unidade.

Em paralelo a análise bibliográfica, executou-se a compilação de dados e bases cartográficas, seções de campo com descrição de afloramentos, coleta de dados estruturais e amostras para petrografia em seções delgadas para reunir dados que permitissem comparação entre autores e refinamento da avaliação bibliográfica da unidade.



### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

Os trabalhos efetuados compreenderam:

1. Revisão bibliográfica abrangente sobre o Complexo Embu com compilação de dados cartográficos, petrográficos, estruturais e geocronológicos existentes na área de estudo;
2. Seções de campo em escala de reconhecimento, visando à observação e a caracterização geológico-estrutural das unidades envolvidas em campo, com caracterização petrográfica em amostras coletadas.

Para a caracterização estrutural, seguiram-se métodos clássicos (Turner & Weiss, 1963; Hobbs *et al.*, 1976; Ramsay & Huber, 1987) com a elaboração de estereogramas.

Na petrografia microscópica deu-se ênfase na descrição das paragêneses metamórficas, texturas e microestruturas, segundo metodologia de Yardley (1989) e Passchier & Trouw (2005), respectivamente.

Para apoiar as análises deste trabalho foram empregados os *softwares* Google Earth, OpenStereo, ArcMAP, ArcView, AutoCAD, Quantum GIS, Paint.NET, além do pacote Office para textos e tabelas.

Na descrição das lâminas delgadas empregou-se o Microscópio Zeiss Axioplan 2 e o *software* Leica LAS para aquisição das fotomicrografias.

Em todo o trabalho, para as análises dos dados estruturais, admitiu-se estereogramas de igual-área (rede de Schmidt-Lambert) projetados no hemisfério inferior.



#### 4. ÁREA DE ESTUDO E PRINCIPAIS ACESSOS

A área de estudo considerada para os trabalhos de campo (**Figura 4.1** e em detalhe na **Figura 4.2**) compreendeu a região dos trabalhos de definição da unidade (Coutinho, 1972; Hasui, 1975 e Hasui & Sadowski, 1976) que corresponde a um quadrilátero de 2988 km<sup>2</sup> de área, limitado pelos vértices com coordenadas UTM (zona 23S, *datum* SAD 69, em metros):

- NW: 229.220 X 7.390.335;
- SW: 229.922 X 7.348.634;
- SE: 301.736 X 7.349.951;
- NE: 300.946 X 7.391.476.

Dentro do qual foram coletados dados (amostras de rocha e dados estruturais) e realizados caminhamentos para reconhecimento geológico.

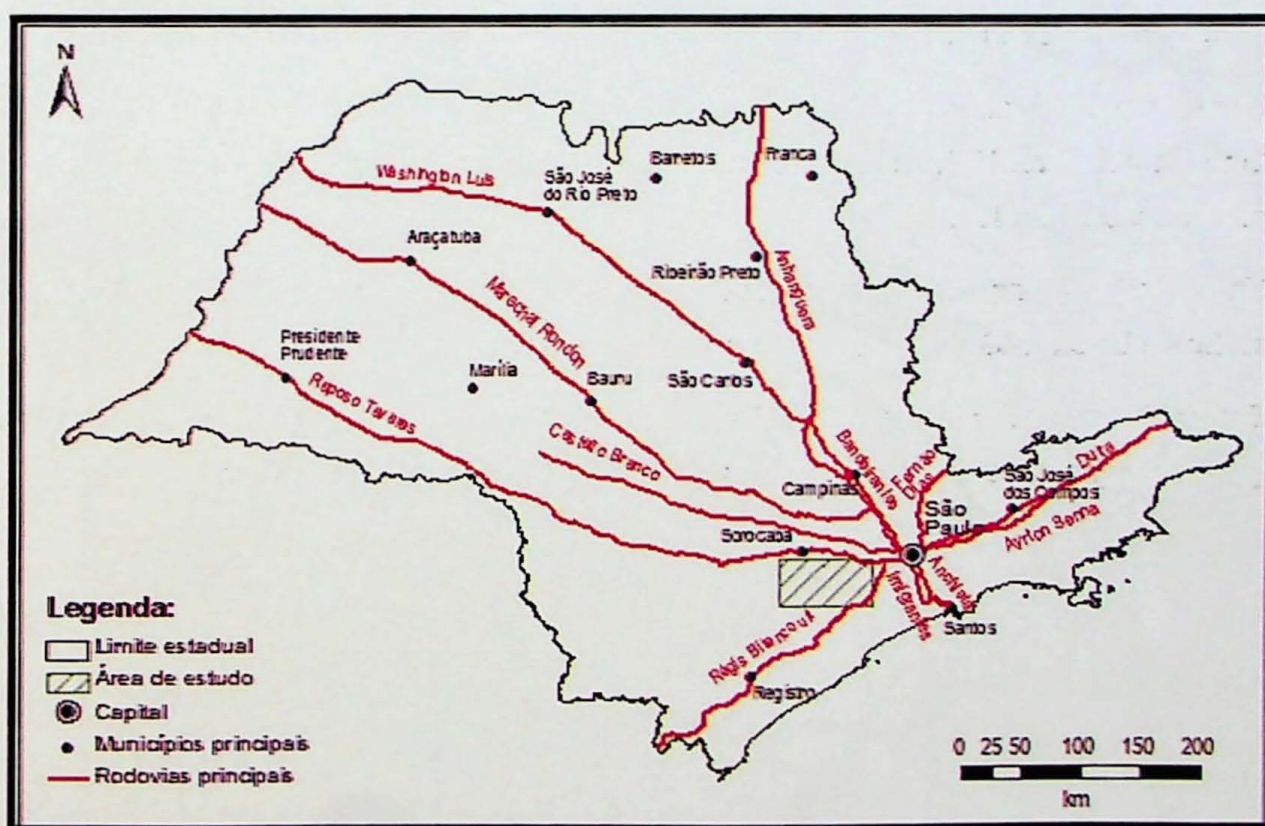
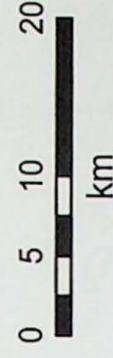
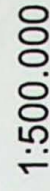


Figura 4.1 - Contextualização geográfica da área de estudo no estado de São Paulo, Brasil.



$z \triangleleft$ 



As duas principais vias de acesso à área, a partir do município de São Paulo, são a Rodovia Régis Bittencourt (BR-116) que dá acesso à porção SE do quadrilátero e a Rodovia Raposo Tavares (SP-270) que dá acesso a porção N da região estudada.

Os demais acessos e vias de circulação em detalhe na área se fazem por vias não pavimentadas e arruamentos vicinais que ligam as regiões rurais dos municípios englobados pelo trabalho.

Como a maior parte dos trabalhos sobre o Complexo Embu concentra-se no Vale do Paraíba, leste do estado de São Paulo, onde se projeta a continuidade de seu domínio, as publicações dessa região foram igualmente consideradas, pois implicam em relevantes apontamentos geológicos sobre a unidade.

O limite do Complexo a sudoeste, na região do Vale do Ribeira também foi avaliado como forma de conduzir apontamentos mais completos a respeito da distribuição geográfica do Complexo Embu.

O mapa geológico das principais unidades pré-cambrianas da área de estudo está exposto na **Figura 4.3**.



# Mapa das Principais Unidades Litológicas Pré-Cambrianas da Área de Estudo



## Legenda:

- Granitoides tipo A
- Granitoides tipo I
- Granitoides tipo S
- Granitoides indiferenciados
- Metassilito, filito, metaconglomerado, metarenito
- Xistos localmente migmatíticos
- Metarenito, metassilito, filito, sericita-xisto



Projeção UTM  
Datum SAD69 Fuso 23S

Fonte de dados:  
Perrotta et al. (2005)



## 5. RESULTADOS OBTIDOS

Este trabalho possuiu duas linhas de atividades principais: a revisão bibliográfica e as observações de campo. Elas foram efetuadas em paralelo para permitir a comparação entre os principais apontamentos da literatura, em seus mais diversos aspectos geológicos, com as observações de campo e, desta forma, permitir a avaliação da evolução dos conceitos a respeito do Complexo Embu.

### 5.1 Geologia regional do Complexo Embu

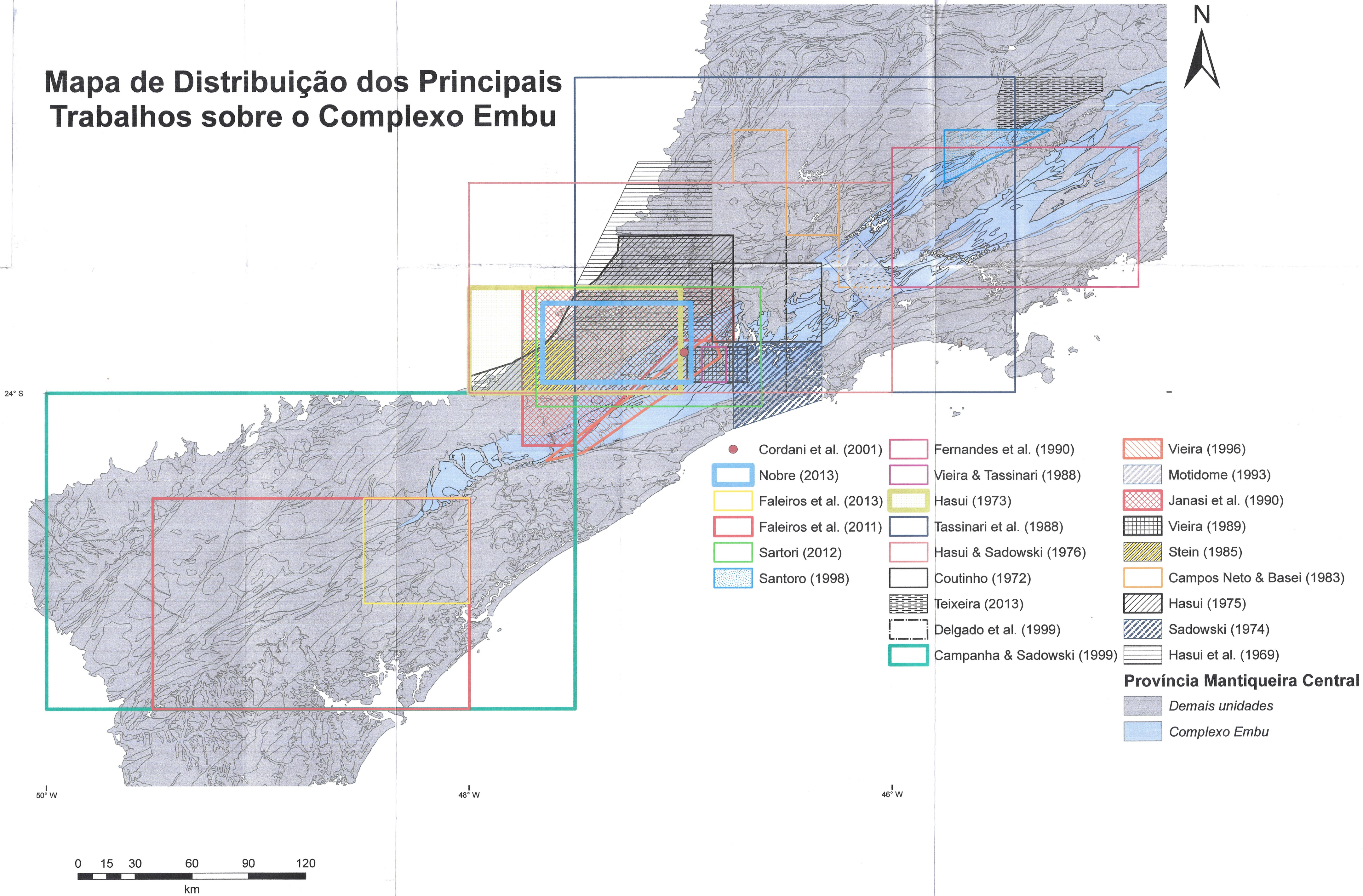
O Complexo Embu vem sendo discutido desde a década de 1970, gerando trabalhos por diversas regiões, principalmente, do estado de São Paulo. Como forma de organizar a distribuição geográfica dos trabalhos a seu respeito a **Figura 5.1** exibe o mapa de distribuição dos principais trabalhos sobre o Complexo Embu.







# Mapa de Distribuição dos Principais Trabalhos sobre o Complexo Embu



Base de dados geológicos:  
Perrotta et al. (2005)



### 5.1.1 Trabalhos pioneiros

Coutinho (1972) foi o primeiro autor a utilizar diretamente o nome Embu para uma unidade geológica, descrevendo as litologias da chamada Faixa Gnáissica Intermediária, nos municípios de Cotia, Embu e Taboão da Serra, Região Metropolitana de São Paulo, quando se referiu aos Gnaisses de Embu, rochas de coloração cinza, de granulação fina à média com textura blastomilonítica e eventualmente blastopsamítica. As informações arrecadadas por esse trabalho foram compiladas no Mapa Geológico da Região Metropolitana de São Paulo de EMPLASA (1980).

De acordo com Hasui *et al.* (1969), o Grupo São Roque, localizado a norte da Zona de Cisalhamento de Taxaquara e a sul das Zonas de Cisalhamento de Itu e de Jundiuvira, e o Grupo Açungui, situado a sul da Zona de Cisalhamento de Taxaquara, revelam evoluções estruturais diferentes, mesmo apresentando litologias, dados isotópicos, metamorfismo e magmatismo semelhante. Entretanto, o Grupo Açungui e o então chamado Complexo Migmatítico da região de Embu-Juquitiba, primeiramente comentado por Coutinho (1972), assemelham-se em relação à migmatização. Assim sendo, Hasui *et al.* (1969), alegando precariedade de dados estruturais e ausência de horizontes guia, preferiu não subdividir estratigraficamente o Grupo Açungui a oeste da Região Metropolitana de São Paulo, mas reconheceu a importância de dissociar as zonas migmatizadas das não migmatizadas, sugerindo classificar o Pré-Cambriano não em caráter estratigráfico, mas em conteúdo petrológico, o que viria, mais tarde, a justificar a criação do Complexo Pilar e do Complexo Embu como distinção entre o conjunto ectinítico do conjunto migmatítico, respectivamente.

Sadowski (1974) trabalhou a sul do município de São Paulo entre os Blocos Juquitiba e Costeiro. Considerou que o Bloco Juquitiba é essencialmente formado por migmatitos estromáticos e secundariamente por migmatitos oftálmicos, com faixas de rochas ectiníticas, granitoides, metabasitos e rochas básicas semelhantes às observadas por Hasui (1973) nas Folhas Pilar do Sul e São Roque. Limitou o Bloco Juquitiba a norte da falha de Cubatão, pois ela separa conjuntos de rochas bastante diferentes, sendo o Bloco Costeiro, quase que exclusivamente, constituído por migmatitos oftálmicos e secundariamente estromáticos.

Hasui (1975) e Hasui & Sadowski (1976) realizaram caracterização estrutural e estratigráfica regionais, consagrando o Complexo Embu como unidade litoestratigráfica. Definiram-no, juntamente com o Complexo Pilar, como subdivisão do Grupo Açungui. Esses autores propuseram uma compartimentação tectônica regional constituída por blocos delimitados por zonas de falha. O Complexo Embu ocorreria nos Blocos Cotia e Bloco Juquitiba, que juntos constituiriam o Conjunto Paranapiacaba. O Bloco Cotia limita-se a norte pela Zona de Cisalhamento de Taxaquara e a sul pela Zona de Cisalhamento de Caucaia. Na porção



sudoeste deste Bloco, situa-se o Complexo Pilar constituído por ectinitos. O Complexo Embu encontra-se a sudeste do Pilar, principalmente concentrado no Bloco Juquitiba (limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Caucaia e a sul pela Zona de Cisalhamento de Cubatão), composto fundamentalmente por migmatitos estromáticos.

A compartimentação tectônica inicialmente utilizada na definição do Complexo Embu pode ser observada na **Figura 5.2**.

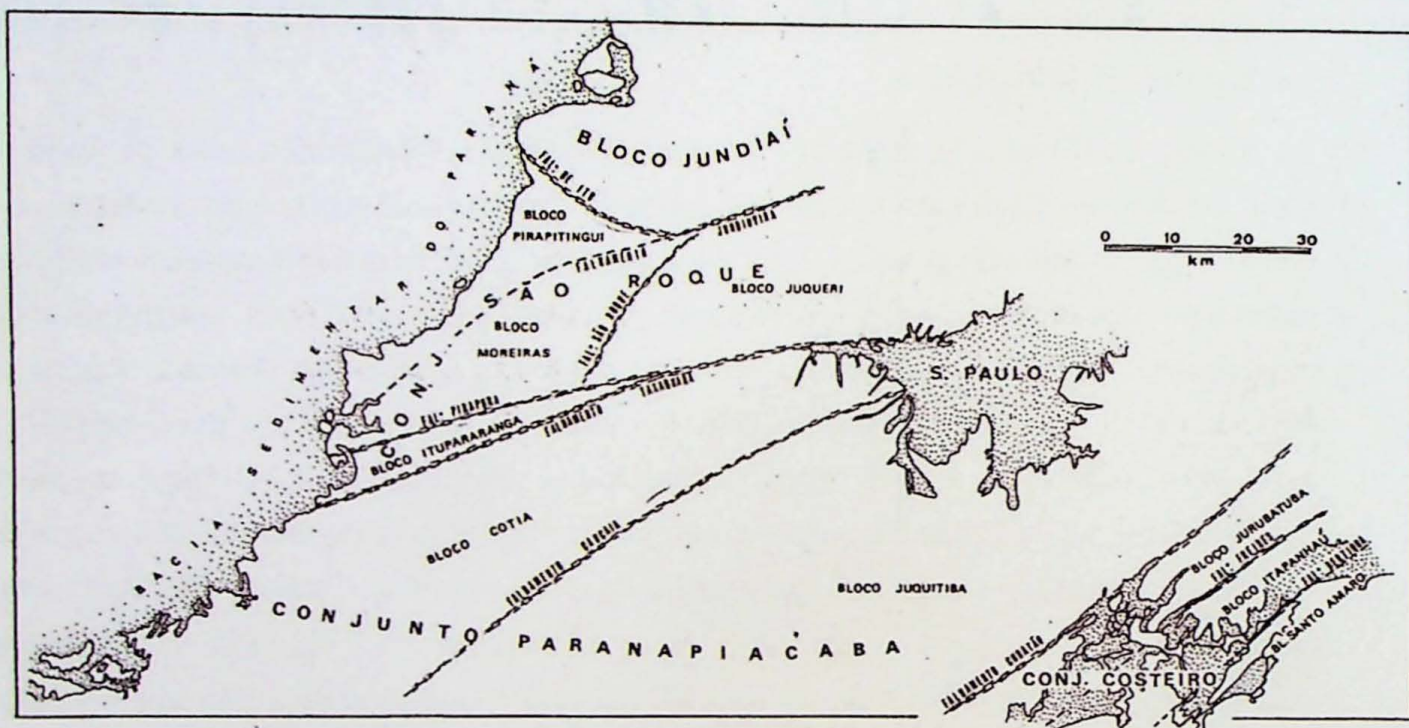


Figura 5.2: Compartimentação tectônica de Hasui & Sadowski (1976).

Os trabalhos de Sadowski (1974), Hasui (1975) e Hasui & Sadowski (1976) revelaram que, desconsideradas as diferentes condições de metamorfismo e migmatização, os ectinitos e os migmatitos são rochas de composição semelhantes e poderiam ser agrupadas no Grupo Açungui, pois inclusive no Bloco Juquitiba a passagem de ectinitos para migmatitos se faz de forma gradual em um caminamento com direção NW-SE, com aumento progressivo do metamorfismo e da migmatização.



### 5.1.2 Evolução do conceito

Após os primeiros trabalhos (Hasui *et al.*, 1969; Coutinho, 1972; Hasui, 1973; Sadowski, 1974; Hasui, 1975 e Hasui & Sadowski, 1976) que descreveram a distribuição tectono-estrutural da unidade entre sudoeste e oeste do município de São Paulo, Hasui *et al.* (1978) publicaram a respeito da geologia do Vale do Paraíba e conduziram o primeiro trabalho de extensão do Complexo Embu para leste do estado de São Paulo, incluindo-o em porções em que havia sido descrito o Grupo Paraíba, pois observaram o mesmo conjunto de intercalações entre xistos e gnaisses definidos como Complexo Embu.

Fonseca *et al.* (1979) em integração geológica na escala 1:1.000.000 das folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23) deram a máxima extensão da unidade, generalizando os gnaisses, xistos e migmatitos semelhantes em uma mesma unidade que se estendia desde a Faixa Ribeira e que alcançava até a Faixa Araçuaí no estado do Espírito Santo, mesclando o Complexo Paraíba do Sul com o Complexo Embu, separação que até atualmente não está claramente definida.

Britrichi *et al.* (1981) mantiveram o conceito de Complexos Pilar e Embu como subdivisões do Grupo Açungui, estendendo o Complexo Embu para sudoeste até a região de Sete Barras, no Vale do Ribeira, e para leste, até o limite com o estado do Rio de Janeiro. O Complexo Embu seria delimitado a sul pela falha de Cubatão e a norte pela falha de Taxaquara, e mais a nordeste, no Vale do Paraíba, pela falha de Jundiuvira.

Hasui & Oliveira (1984) reuniram os xistos e gnaisses com variados grau de migmatização que ocorrem desde a Serra do Aboboral, no sul do estado de São Paulo, até o oeste do Rio de Janeiro, no Grupo Açungui, com a ressalva de que haveria a necessidade de trabalhos de detalhe para assegurar esse prolongamento dos Complexos Pilar e Embu. Esclareceu que o trabalho de Fonseca *et al.* (1979) apenas conseguiu dispor essas rochas até o estado do Espírito Santo, porque havia grande dificuldade de separar o embasamento retrabalhado do pacote supracrustal deformado do Grupo Açungui.

Stein (1985) tratou das unidades em sua área de descrição inicial a sudoeste da Região Metropolitana de São Paulo, com a elaboração do mapa geológico na escala 1:50.000 da Folha Pilar do Sul (SF.23-Y-C-IV-4), chamando as rochas xistosas, gnaisses, filitos e migmatitos, informalmente, de Pré-Açungui, reiterando Hasui *et al.* (1981) que alertou sobre a subjetividade de separar os migmatitos de suas rochas encaixantes e reagruparam-nos no chamado Complexo Gnáissico-Migmatítico, dissociando o Complexo Embu do Grupo Açungui.

No início da década de 1990, houveram diversas campanhas de mapeamento do Programa Pró-Minério que investigaram folhas na escala 1: 50.000 e constataram a presença do



Grupo Açungui/Complexo Embu em diversas regiões do estado de São Paulo. Theodorovicz *et al.* (1990) mapearam as folhas Santa Isabel (SF.23-Y-D-I-4), Mauá (SF.23-Y-D-IV-1) e Mogi das Cruzes (SF.23-Y-D-IV-2), incluindo o Complexo Pilar e Embu no Grupo Açungui a leste da Região Metropolitana de São Paulo. Bistrichi *et al.* (1990) mapearam as folhas Jacaré (SF.23-Y-D-II-3), Tremembé (SF.23-Y-B-V-4), Taubaté (SF.23-Y-D-II-2) e Pindamonhagaba (SF.23-Y-B-VI-3) e observaram o Complexo Embu e o Complexo Paraíba do Sul, considerado seu embasamento com contatos dados por falhas de empurrão a norte da Bacia de Taubaté.

Delgado *et al.* (1999) em integração geológica da Folha São Paulo na escala 1:250.000 incluiu as rochas encontradas a sul da Zona de Cisalhamento de Taxaquara e a norte da Zona de Cisalhamento de Caucaia dentro do Complexo Embu, separando essas rochas do Grupo Açungui em definitivo e mantendo o Complexo Pilar de Hasui (1975) no Grupo Açungui.

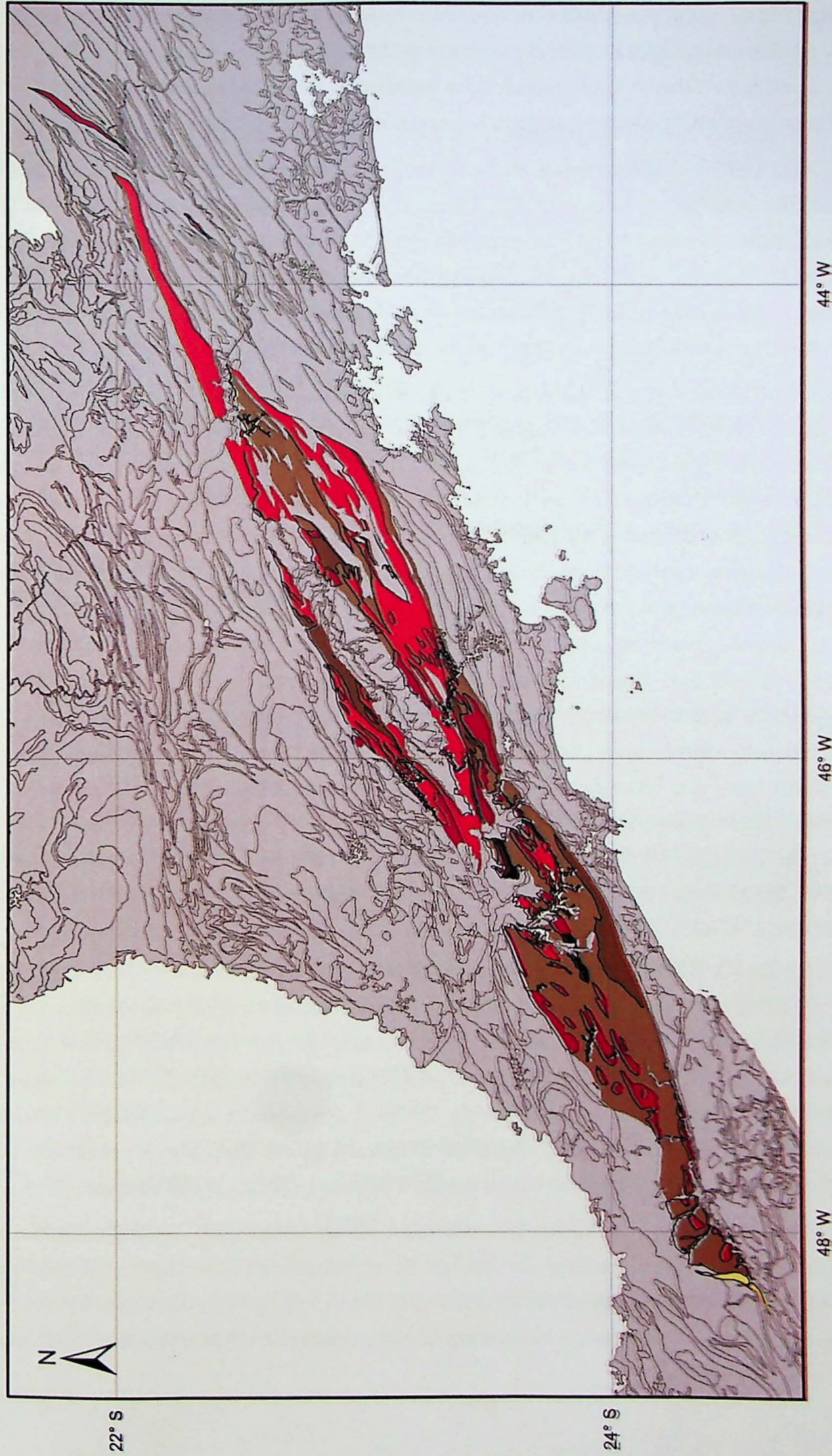
Campanha *et al.* (1987) e Campanha & Sadowski (1999) estenderam a Formação Votuverava, originalmente do estado do Paraná até a região de Pilar do Sul no estado de São Paulo, englobando o Complexo Pilar de Hasui (1975), mantendo o Complexo Embu a sul do Granito Agudos Grandes no baixo Vale do Ribeira.

Essa concepção foi seguida pelas compilações e integrações regionais de Campo Neto (2000), Heilbron *et al.* (2004) e de Perrotta *et al.* (2005), que por sua vez estenderam o Votuverava, agora na categoria de Grupo, também para os xistos e migmatitos dentro do Bloco Cotia a leste de Pilar do Sul, assim, para esses autores, o Complexo Embu ficou limitado como ocorrente ao sul da Falha de Caucaia.

A distribuição do Complexo Embu na concepção de Perrotta *et al.* (2005) pode ser visualizada na **Figura 5.3** inserida no contexto do Cinturão Ribeira da Província Mantiqueira Central, limitado a leste no Vale do Paraíba, a oeste na região de Pilar do Sul, a norte pela Falha de Caucaia e a sul pela Falha de Cubatão.



# Mapa da Distribuição das Subunidades do Complexo Embu



## Legenda:

### Complexo Embu

- Unidade de Xistos
- Unidade Ortognáissica
- Unidade Milonítica
- Unidade Quartzítica
- Unidade Paragnáissica

### Outras unidades

- Granitoídes encaixados no Complexo Embu
- Demais unidades

Fonte de dados:  
Perrotta et al. (2005)



Faleiros *et al.* (2013) aplicaram a extensão do Grupo Votuverava na região na Folha Eldorado Paulista (SG.22-X-B-VI, escala 1:100.00), considerando as rochas como pertencentes ao Terreno Apiaí, reduzindo a distribuição tectônica de Faleiros *et al.* (2011) e indicando a região da Serra do Aboboral como limite W-SW do Complexo Embu.

Gurgueira (2013) em trabalho de caracterização geotécnica, identificou biotita gnaisses, localmente cortados por veios pegmatíticos do Complexo Embu dentro do município de São Paulo, em um *horst* restrito na Av. Jornalista Roberto Marinho, limitado entre as ruas Oscar Gomes Cardim e Pitu, visualizável na região também na Avenida das Nações Unidas (Marginal Pinheiros). Através de sondagens geotécnicas, verificou-se que manto de intemperismo supera 35 m de profundidade a partir da superfície.

Teixeira (2013) em trabalho realizado na divisa de estados entre São Paulo e Minas Gerais, na região do município de Piquete, propôs individualizar no Complexo Embu um embasamento paleoproterozoico composto por migmatitos anfibolíticos e granada retrogranulitos, separando os corpos intrusivos predominantemente graníticos-ortognáissicos e criando a Sequência Embu para as rochas metassedimentares meso-neoproterozoicas constituída por biotita gnaiss, biotita xisto, quartzitos, anfibolitos, rochas calciossilicáticas e talco xistos.

### 5.1.3 Contexto estrutural e tectônico

Hasui (1975) e Hasui & Sadowski (1976) nos trabalhos pioneiros, consideravam que o Grupo Açungui, englobando os complexos Pilar e Embu, era caracterizado por uma primeira foliação paralela ao acamamento e associada a dobras isoclinais, a qual não estaria presente no Grupo São Roque a norte.

Campos Neto & Basei (1983) e Campos Neto *et al.* (1985) trabalharam com o Complexo Embu na região dos municípios de Amparo, Nazaré Paulista e Piracaia, identificando no Perfil Geológico do Complexo Piracaia o contato tectônico do Complexo Socorro com o Complexo Embu. Verificaram também em perfil realizado na rodovia D. Pedro I, entre a Represa de Nazaré Paulista e a Bacia de Taubaté, a separação do Complexo Embu do Domínio São Roque, através da Zona de Cisalhamento de Sertãozinho, observando a existência de Klippe do Complexo Embu dentro do domínio do Grupo São Roque.

Janasi *et al.* (1990) descreveram os diversos tipos de granitoides sin a pós-tectônicos visualizados entre os municípios de São Paulo e Piedade que intrudem as rochas dos Complexos Pilar e Embu. Observaram diferenças estruturais nas rochas graníticas, quando a intrusão ocorre em terrenos de baixo e em alto grau metamórfico. Nos locais de baixo grau



metamórfico, os granitoides apresentam estrutura “maciça”, enquanto que nos locais de elevado grau metamórfico os granitoides apresentam foliação tectônica, sendo classificados como de evento sin-orogênico.

Motidome (1993) trabalhou entre a Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari e a Zona de Cisalhamento de Cubatão entre os municípios de Santa Isabel e Biritiba Mirim. Em seu perímetro de trabalho, a Zona de Cisalhamento de Guararema subdivide a área em dois grandes blocos: a norte, encontraram-se os Complexo Embu e Rio Capivari (considerado embasamento do Embu), enquanto que a sul, visualizou-se o Complexo Pilar. Considerou que embora o Complexo Rio Capivari apresente idade arqueana/paleoproterozoica e os Complexos Embu e Pilar possuam idades meso-neoproterozoicas, os três conjuntos apresentam o mesmo número de fases de deformação. Segundo o autor, o Complexo Pilar e Embu apresentam quatro fases de deformação, com três primeiras sin-xistosas e sua xistosidade principal (Sz) possui achatamento de grãos de quartzo e orientação das micas. Para o autor, o metamorfismo e a associação de rochas graníticas sugerem que os Complexos Pilar e Embu não sejam correspondentes, a pesar de estruturalmente semelhantes.

Santoro (1998) estudou a estruturação dos xistos e gnaisses migmatizados, dos gnaisses bandados e migmatitos do Complexo Embu na região de Santo Antônio do Pinhal, identificando dois importantes processos deformacionais de regime não-coaxial, progressivos e em regime dúctil. O primeiro processo é referido à tectônica tangencial de menores ângulos de mergulho ativos até o Cambriano, responsáveis pelo encurtamento crustal manifestado por anomalias gravimétricas. O segundo processo corresponde a eventos tectônicos transpressivos correlacionados às zonas de cisalhamento transcorrentes de maiores ângulos de mergulho ativos entre o Cambriano e o Ordoviciano, no contexto do final do Ciclo Brasileiro que sobrepõem as estruturas do primeiro processo. Os metamorfitos do Complexo Embu possuem pico metamórfico com grau médio a forte. O evento deformacional (deformação Dn) foi responsável pelo desenvolvimento de uma foliação Sn, paralela ao bandamento composicional das rochas que se encontram dobradas (Dn+1) e pontualmente redobradas (Dn+2). Lineações de estiramento mineral na foliação Sn e indicadores cinemáticos apontam transporte de SE para NW para o primeiro processo deformacional. Em relação ao segundo processo deformacional, observa-se a trama milonítica associada às zonas de cisalhamento regionais (Buquira, Jundiuvira e Eugênio Lafèvre) que indicam movimentação destrai.

De acordo com Campos Neto (2000) e Heilbron *et al.* (2008), o Terreno Embu seria uma das primeiras massas crescidas entre 605 e 580 Ma a uma massa continental formada a, aproximadamente, entre 630-610 Ma que seria resultado do amalgamento dos Crátons São Francisco e Paranapanema.



#### 5.1.4 Propostas de subdivisão

Fernandes *et al.* (1990) e Fernandes (1991) estudaram o Complexo Embu na porção leste do estado de São Paulo a sul da Bacia de Taubaté. Comentaram a falta de dados geocronológicos por todo o Embu, em especial em suas rochas supraestruturas metassedimentares, para adequadamente classificá-las. Elaboraram uma subdivisão do Complexo Embu em três unidades litoestratigráficas supracrustais: Rio Una, Redenção da Serra e Rio Paraibuna:

- A Unidade Rio Una é composta basicamente por quartzo-biotita-muscovita xistos, com intercalações métricas a centimétricas de quartzitos impuros e quartzo xistos.
- A Unidade Redenção da Serra possui três assembleias litológicas principais: a primeira é constituída por um biotita gnaiss tonalítico a granodiorítico, com abundantes intercalações de rochas calciossilicáticas bandadas de espessura métrica a decimétrica com anfibolitos estreitos subordinados; mármore são pontuais. A segunda assembleia contém gnaisses peraluminosos, principalmente um muscovita-granada-sillimanita-biotita gnaiss, por vezes com enclaves graníticos métricos que geram aspecto migmatítico na rocha; aparecem intercalados com anfibolitos e quartzitos impuros em bandas métricas e com gonditos em intercalações centimétricas a decimétricas. A terceira associação é formada por biotita gnaisses com bandas milimétricas de anfibolitos, boudins de espessura centimétrica a decimétricas de rochas calciossilicáticas; granada-sillimanita-biotita gnaisses possuem bandas centimétricas de quartzitos, boudins centimétricos a decimétricos de anfibolitos e de rochas calciossilicáticas, em menor importância aparecem quartzitos impuros e anfibolitos métricos.
- A Unidade Rio Paraibuna exibe longa faixa, situada a principalmente a sul da Zona de Cisalhamento de Cubatão, mas aflorando também em São Luís do Paraitinga, estado de São Paulo. É constituída por quartzitos que se intercalam com rochas calciossilicáticas. Outras intercalações presentes são gnaisses tonalíticos a quartzo-dioríticos com biotita, com níveis de granada-sillimanita-biotita-quartzo xistos e de gnaisses graníticos, hololeucocráticos e blastomiloníticos.

Outra proposta de subdivisão foi produzida por Juliani (1992) em trabalho de caracterização do embasamento pré-cambriano da Bacia de São Paulo, considerado como Complexo Embu, dividindo-o em três conjuntos:

- As rochas ortognáissicas polimigmatizadas e polideformadas corresponderiam ao primeiro conjunto e seriam correlacionáveis ao Complexo Granito-Gnáissico-



Migmatítico de Hasui *et al.* (1969) com gnaisses porfiroides e homogêneos, eventualmente migmatizados com estruturas estromáticas e enclaves restritos de anfibolitos e rochas metassedimentares.

- As rochas metassedimentares de elevado grau metamórfico pertencem ao segundo conjunto e corresponderiam às rochas observadas por Fernandes (1991). Estariam incluídas nessa unidade mica xistos, quartzidos e rochas calciossilicáticas com anfibolitos associados e metamorfizados em fácies anfibolito, moderadamente migmatizados.
- O terceiro conjunto é composto pelas rochas de baixo grau metamórfico observadas por Vieira (1989). Fazem-se presentes sericita xistos e filitos que sofreram metamorfismo em condições de baixas temperaturas.

Perrotta *et al.* (2005) em trabalho de compilação que resultou no Mapa Geológico do Estado de São Paulo, individualizou 6 unidades no Complexo Embu, são elas:

- As rochas graníticas encaixadas no Complexo Embu que constituem diversos tipo de granitoides com amplo espectro de idades e características geoquímicas.
- A unidade milonítica é composta por granitoides, ortognaisses e rochas metassedimentares com variados graus de milonitização (variando de proto milonitos a ultramilonitos).
- A unidade dos xistos possui xistos de variadas composições, localmente migmatizados e eventualmente milonitizados.
- A unidade quartzítica é formada por quartzitos puros e impuros, quartzo xistos e quartzo filitos.
- A unidade paragnáissica é composta por muscovita-granada-sillimanita-biotita gnaisses, biotita gnaisses tonalíticos a granodioríticos, biotita gnaisses quartzosos e biotita gnaisses com anfibólio e lentes quartzíticas.
- A unidade ortognáissica é constituída por augen gnaisses granodioríticos a tonalíticos, bandados, eventualmente milonitizados, podendo estar migmatizados e com porções ricas em biotita.



### 5.1.5 Metamorfismo

Vieira & Tassinari (1988) e Vieira (1989) afirmaram que o metamorfismo do Complexo Embu na região de Embu-Guaçu se deu, principalmente, em condições de fácies anfibolito. Para Vieira & Tassinari (1988) foram identificadas três paragêneses nos metapelitos da região de Embu-Guaçu:

1. estauroлита + sillimanita + quartzo;
2. cianita + sillimanita + biotita; e
3. estauroлита + cianita + sillimanita.

Desta forma, permitiu a conclusão de que o intervalo de pressão e temperatura deve estar entre 520 °C e 680 °C com pelo menos 5 kbar de pressão, pois a presença de granada (almandina) requer temperatura maior que 500 °C durante o metamorfismo e a coexistência de cianita e sillimanita só ocorre em pressões superiores a 5 kbar.

Vieira & Cândia (1992) e Vieira (1996) refinou os dados obtidos em Vieira & Tassinari (1988) e Vieira (1989), permitindo a visualização de metamorfismo na zona da sillimanita-muscovita, gradando a zona da sillimanita-feldspato potássico, com ocorrência de anatexia em 605 a 770°C e 5 a 6 kbar.

Motidome (1993) compara o metamorfismo entre os Complexos Pilar e Embu a leste da Região Metropolitana de São Paulo. Na região, o Complexo Pilar teria metamorfismo principal em condições de fácies xisto verde, entre a zona da biotita e a zona da granada, embora sejam relatadas cianita e estauroлита. O Complexo Embu apresenta quatro fases de deformação, sendo as três primeiras sin-xistosas e as duas primeiras geradas em fácies anfibolito superior, marcada pelas paragêneses com sillimanita e feldspato potássico e a terceira retrometamórfica caracterizada por recristalização de biotitas.

Vlach (2001) explica que rochas de metamorfismo em fácies xisto verde são observadas encaixadas na Zona de Cisalhamento de Cubatão e na Unidade Rio Una, no sudeste da Bacia de São Paulo, lugar em que revelam gradação no sentido de NW para SE de fácies xisto verde para anfibolito com presença de granada, cianita e sillimanita.



### 5.1.6 Geocronologia

Vieira & Tassinari (1988) encontraram  $750 \pm 20$  Ma para os metassedimentos através do método do Rb/Sr isocrônico. Em amostra mais rica em biotita a idade encontrada foi de  $500 \pm 50$  Ma, o que foi interpretado como uma porção de resfriamento pontualmente mais lento. Para o Granito de Embu-Guaçu foi encontrada idade de  $612 \pm 83$  Ma (Rb/Sr isocrônico) que se considerou como o momento de colocação do corpo granítico em níveis de crosta mais superficiais.

Tassinari *et al.* (1988) reuniu dados geocronológicos nos migmatitos considerados como embasamento regional inclusos no Complexo Embu devido a falta de dados para melhor caracterização destas rochas, nos xistos encaixados nesses migmatitos, nos gnaisses miloníticos e em alguns corpos granitoides. Os migmatitos foram coletados na Rodovia Tamoios a 20 km a sul de São José dos Campos; as porções melanossomáticas apresentaram idades de  $2.473 \pm 46$  Ma pelo método Rb/Sr isocrônico, sugerindo que o protolito desses migmatitos foi adicionado a crosta continental no "Proterozoico Inferior". Os leucossomas exibiram idade de  $1.497 \pm 46$  Ma (pelo mesmo método) que permitiram a interpretação de que essa é a idade da migmatização. Os xistos da região de Embu-Guaçu apresentaram idade de  $750 \pm 20$  pelo método do Rb/Sr isocrônico que foi interpretada como a época do pico do metamorfismo do Ciclo Brasileiro na região, que seria responsável pela formação dos xistos. Os blastomilonitos da região de Santa Izabel revelaram, pelo método do U/Pb, idade de  $660 \pm 13$  Ma, interpretada como a época de cristalização do material, não havendo possibilidade desses gnaisses terem sido gerados em ciclos anteriores. O Granito Embu-Guaçu mostrou idade isocrônica Rb-Sr de  $612 \pm 83$  Ma, concluindo-se que corresponde à idade de sua colocação em níveis superiores da crosta.

Cordani *et al.* (2001) estudaram um afloramento de biotita ortognaisse milonítico de composição tonalítica a granodiorítica, cortado por veios leucograníticos e pegmatíticos, considerado do Complexo Embu, na rodovia BR-116 na região do município de São Lourenço da Serra. Os autores destacam que esses gnaisses estão intercalados com os mica xistos, conforme observado pelas campanha de mapeamento da EMPLASA (1980). O trabalho apresentou dados isotópicos que indicam variação de 250 Ma dentro do Complexo Embu. As idades obtidas via U/Pb SHRIMP indicam que o gnaisse foi derivado de tonalitos-granodioritos que se colocaram em  $811 \pm 13$  Ma. Datações Rb-Sr isocrônico para leucognaisses fornecem 560 Ma para feldspatos que possuem temperatura de cristalização entre 300-350 °C, essa idade foi interpretada como o fim do último dos eventos de deformação e metamorfismo importantes na região, atribuído ao Ciclo Orogênico Brasileiro.



Tassinari *et al.* (2006) através do método U-Pb SHRIMP em zircões do ortognaisse Quirino, tidos como pertencente ao Complexo Embu no município de Bananal, obteve idades de  $622 \pm 17$  Ma,  $605 \pm 3$  Ma e  $571 \pm 3$  Ma, que indicam vários eventos de recristalização e sugere que as rochas estiveram sob ação de elevadas temperaturas entre aproximadamente 620 a 570 Ma.

Vlach (2008) utilizou monazitas encontradas em sillimanita-granada-biotita gnaisses do Embu no município de Miracatu, a sudoeste da Região Metropolitana de São Paulo para datação química, obtida a partir da proporção dos teores de U, Th e Pb, encontrando  $789 \pm 10$  Ma, interpretada como idade do pico do metamorfismo, o que reforçaria a hipótese este evento metamórfico marcaria o início do Ciclo Brasileiro na região.

Alves *et al.* (2013) realizou datação U-Pb (através de LA-ICP-MS) em zircões e monazitas dos granitoides encaixados no Complexo Embu e obteve um conjunto importante de idades em torno de 590 Ma, sendo os eventos magmáticos mais antigos entre 660 e 600 Ma que indicam longos processos de retrabalhamento crustal e geração de magmas. Núcleos de zircões herdados possuem idades predominantemente paleoproterozoicas com 2,4-2,1 Ga, embora haja contribuição mesoproterozoicas (1,1 a 0,9 Ga) e arqueana (com até 3,1 Ga). Interpretou-se que o Embu estaria longe de ter seu significado tectônico completamente explicado, mas essas idades confirmam os modelos de Janasi *et al.* (2003), Campos Neto (2000) e Heilbron *et al.* (2008) de que embora tenha-se um intervalo de 200 Ma entre as rochas graníticas encaixadas no Terreno Embu, a maior parte do magmatismo teria ocorrido em torno de 590-580 Ma, o que é 10-15 Ma mais jovem que os Terrenos vizinhos da Faixa Ribeira (Apiá e Guaxupé).

Teixeira (2013) encontrou (via U-Pb e Lu-Hf *laser ablation*) para as suas subdivisões do Complexo Embu idades de  $2124 \pm 20$  Ma e  $2065 \pm 16$  Ma, para o embasamento paleoproterozoico; o zircão detrítico mais recente da Sequência Embu apresentou com 1700 Ma e três eventos de sobrecrecimento metamórfico em grãos de zircão com ~640-640 Ma, ~620-600 Ma e ~570Ma, interpretados, respectivamente, como o metamorfismo do arco magmático Socorro-Guaxupé, a colisão na porção sul da Faixa Brasília meridional e a colisão na Faixa Ribeira. Os corpos intrusivos graníticos-ortognáissicos variaram de  $603,7 \pm 4,8$  Ma e  $806,1 \pm 4,3$  Ma. Os aplitos, ditos como resultado da anatexia local, apresentaram  $625,5 \pm 3,9$  Ma, que estaria ligado ao metamorfismo de arco, pré-colisional.



## 5.2 Reconhecimento de campo e petrografia

Foram realizados seis etapas de trabalhos de campo com duração de um dia cada, reunindo 54 pontos de reconhecimento que se concentraram nas seguintes datas:

- 22 de abril de 2013 - Pontos AN-01 a AN-09;
- 03 de julho de 2013 - Pontos AN-10 a AN-21;
- 04 de julho de 2013 - Pontos AN-22 a AN-33;
- 29 de julho de 2013 - Pontos AN-34 a AN-39;
- 30 de julho de 2013 - Pontos AN-40 a AN-47;
- 26 de setembro de 2013 - Pontos AN-48 a AN-54.

As fichas de descrição de afloramentos e de descrição petrográfica microscópica encontram-se disponíveis no CD anexo. O mapa de afloramentos visitados pode ser visualizado na **Figura 5.4**.



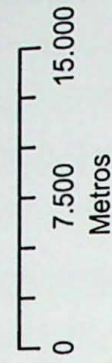
# Mapa de Afloramentos Visitados

## Legenda:

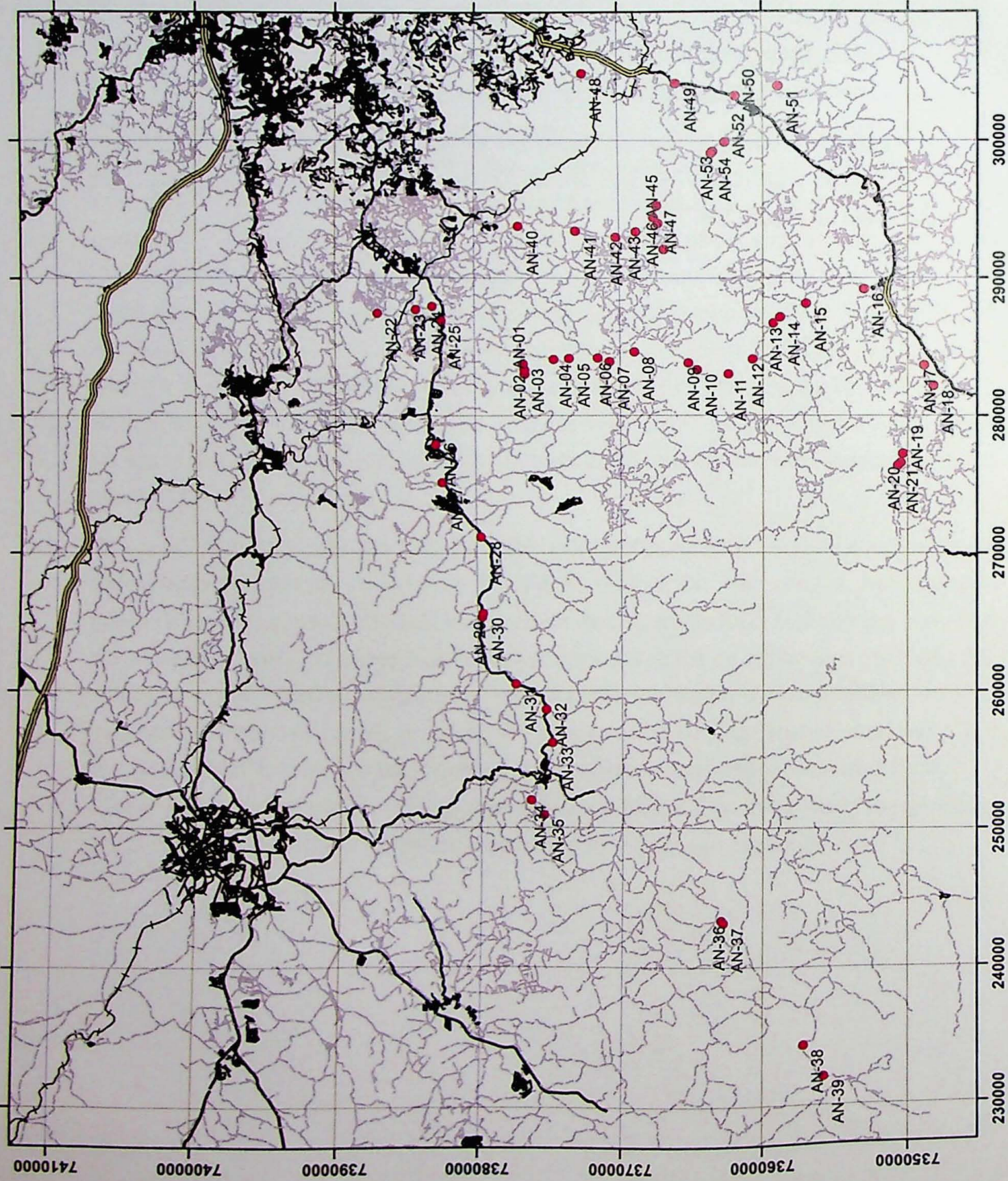
- Pontos
- Arruamento/Outras Estradas
- === Auto Estrada
- +— Ferrovia
- - - Rodovia Não Pavimentada
- Rodovia Pavimentada



1:400.000



Projeção UTM  
Datum SAD69 Fuso 23S





### 5.2.1 Caracterização de litologias

Durante as atividades de campo foram observados, fundamentalmente, 4 conjuntos de litologias principais: os xistos e filitos intercalados com quartzitos, os paragnaisses, os ortognaisses e os granitoides encaixados nas rochas do Complexo Embu.

#### 5.2.1.1 Xistos, filitos e quartzitos

Compreendem a maior parte das rochas da área de trabalho. As intercalações entre essas litologias variam desde milimétricas até métricas em escala de afloramento, e submilimétricas observadas via microscopia, não podendo ser diferenciadas como unidades de mapeamento na escala do trabalho.

Geralmente, encontram-se bastante alteradas, o que dificulta a visualização de sua mineralogia e texturas macroscopicamente. Visitaram-se afloramentos de xistos com  $\pm$  granada  $\pm$  biotita  $\pm$  muscovita/sericita  $\pm$  quartzo  $\pm$  feldspato, filitos, fels com  $\pm$  quartzo  $\pm$  biotita  $\pm$  muscovita  $\pm$  granada, e quartzitos com variados graus de pureza. Sillimanita, cianita e outros minerais conhecidos na literatura (Vieira, 1989, 1996) não foram observados nas rochas muito provavelmente devido ao elevado grau de intemperismo.

Os xistos, devido à sua baixa competência, exibem muitas feições deformacionais. Quando próximos às zonas de falha, apresentam foliação milonítica, com porfiroclastos de granada e, eventualmente, feldspato estirados. Comumente, são intrudidos por bolsões pegmatíticos e cortados por veios de quartzo. Eventualmente possuem lentes centimétricas a métricas anfibolíticas ou calciossilicáticas, caracterizadas como boudins.

A **Figura 5.5** exibe um saprolito de xisto com uma lente anfibolítica (contorno em preto) e um bolsão pegmatítico (contorno em vermelho).

A **Figura 5.6** exibe um xisto migmatizado e milonitizado com leucossomas dobrados intrafolialmente e isoclinalmente, concordantes com a foliação principal e porfiroclastos indicadores cinemáticos.



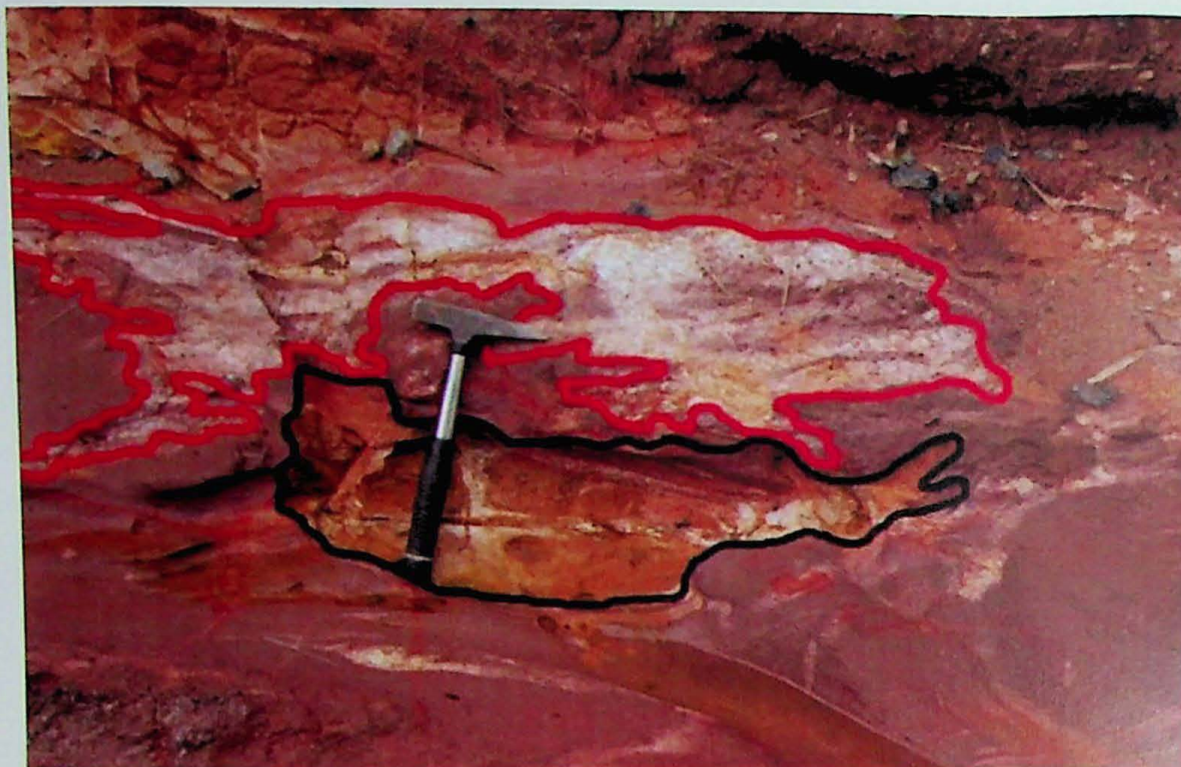


Figura 5.5 - Xisto alterado com lente anfibolítica em preto e bolsão pegmatítico em preto (Ponto AN-15).



Figura 5.6 - Xisto migmatizados e milonitizado. Em vermelho abaixo: leucossoma quartzo-feldspático em dobras intrafoliais isoclinais paralelas a foliação principal da rocha; em vermelho acima: indicador cinemático do tipo  $\sigma$  (Ponto AN-34).



Os metapelitos do Complexo Embu são particularmente conhecidos por suas feições migmatíticas estromáticas. Essas feições foram observadas em muitos afloramentos como venulações quartzo-feldspáticas concordantes com a foliação principal da rocha. Muitas vezes não há mais evidências de fusão *in situ* devido a intensa deformação, mas há relatos na bibliografia, como Vieira (1989, 1996) e Santoro (1998) que verificaram afinidade entre os leucossomas quartzo-feldspáticos e o paleossoma metapelítico. As feições migmatíticas podem ser observadas na **Figura 5.7 e 5.8**.



Figura 5.7 - Xisto alterado com leucossoma quartzo-feldspático em preto concordante com a foliação (Ponto AN-03).





Figura 5.8 - Xisto migmatizado com leucossoma dobrado. O plano axial concorda com a foliação principal (Ponto AN-34).

Raramente há afloramentos unicamente quartzíticos, neles é possível observar um grande enriquecimento em minerais opacos (óxidos) e  $\pm$  turmalina.

Os filitos e xistos finos de derivação mais psamítica estão presentes na região oeste da área, próximo ao município de Pilar do Sul, região em que o metamorfismo foi consideravelmente menos intenso. Nessa região, compilações como Perrotta *et al.* (2005) correlacionam essas rochas ao Grupo Votuverava.

Os fels são rochas cujas texturas e estruturas principais estão decussadas. Em afloramento aparecem em contato com importantes bolsões pegmatíticos ou corpos graníticos, evidenciado que o crescimento desordenado dos minerais poderia ter ocorrido por metamorfismo de contato. Pela microscopia foi possível observar que ainda há foliações incipientes nessas rochas. Possivelmente, antes do metamorfismo de contato eram rochas metapelíticas ou metapsamíticas mais ortodoxas do Complexo Embu.

As intercalações litológicas de quartzitos, xistos e eventualmente rochas calciossilicáticas, corresponderiam a uma estratificação reliquiar ( $S_0$ ) com o bandamento composicional (visto pela variação no teor de quartzo em relação ao de micas) submilimétrico a decimétrico dobrado isoclinalmente correspondendo a uma foliação  $S_n$ . A foliação principal corresponderia a uma  $S_{n+1}$  paralela a  $S_n$  e que a transpõe, evidenciada por dobras intrafoliais isoclinais da fase  $S_n$  paralelas a  $S_{n+1}$ .



A foliação principal ( $S_{n+1}$ ) paralela ao bandamento composicional dos xistos aparece, por vezes, dobrada e, eventualmente é possível observar redobramentos, gerando padrão de interferência do tipo 2 (bumerangue) de Ramsay.

A **Figura 5.9** exibe quartzo-mica xistos com dois padrões de dobramentos. Em vermelho estão indicados os planos axiais das dobras paralelas a  $S_{n+1}$  (PA1 na fotografia), enquanto que em preto estão indicados os planos axiais das dobras paralelas a  $S_{n+2}$  (PA2 na fotografia).

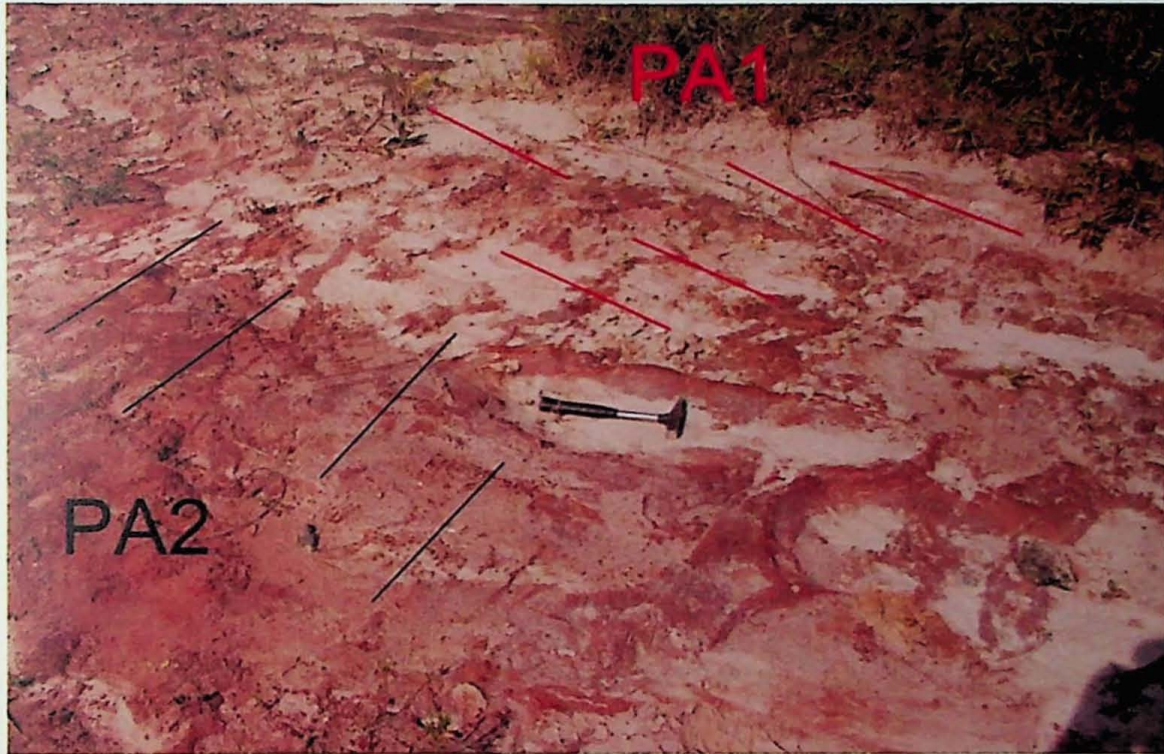


Figura 5.9 - Planos axiais das dobras de  $S_{n+1}$  (em vermelho) e das dobras de  $S_{n+2}$  (em preto) (Ponto AN-05).

Eventualmente, os xistos apresentam redobramentos e crenulações, responsáveis por gerar uma foliação  $S_{n+2}$  paralela ao plano axial dessas dobras. A **Figura 5.10** exibe dobra afetando a foliação  $S_{n+1}$  no ponto AN-35, enquanto que a **Figura 5.11** representa a projeção estereográfica correspondente a esse afloramento sendo possível visualizar o eixo da dobra a partir da guirlanda de distribuição das atitudes de  $S_{n+1}$  dobrada.





Figura 5.10 - Dobra em mica xistos afetando a foliação  $S_{n+1}$  paralela ao bandamento composicional, com bolsão neossomático parcialmente discordante (Ponto AN-35).

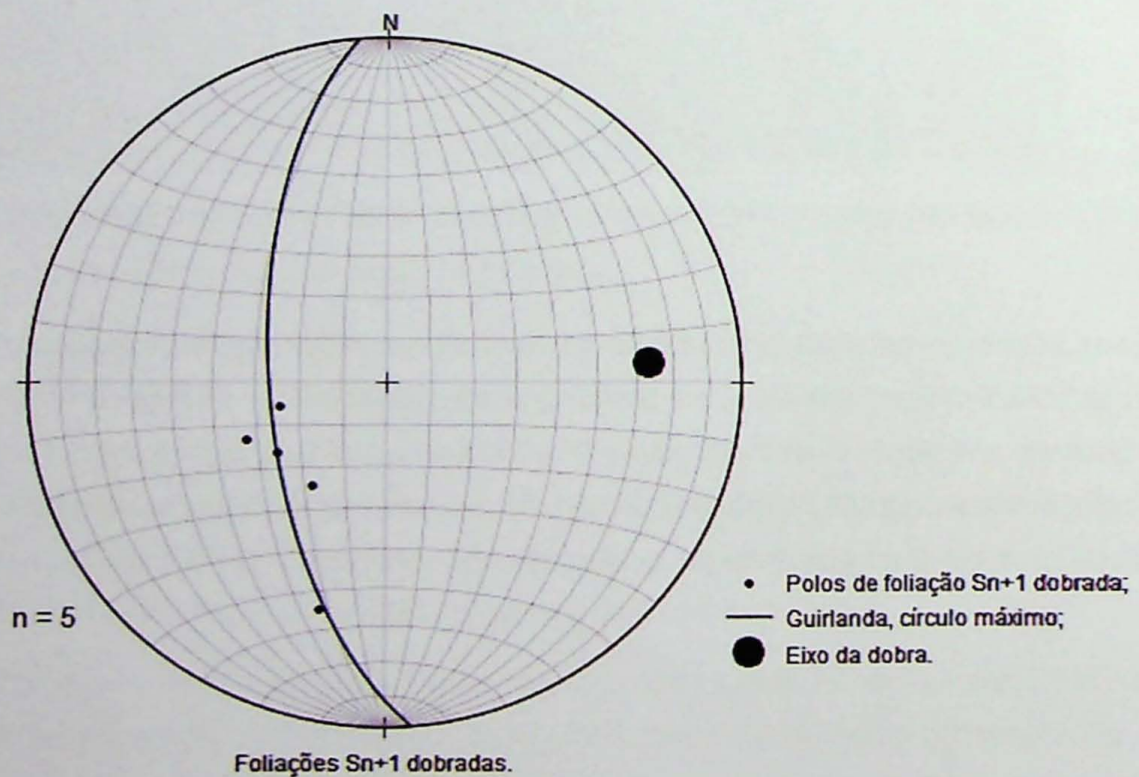


Figura 5.11 - Projeção estereográfica das foliações  $S_{n+1}$  dobradas no ponto AN-35.



Desta forma, é possível observar o eixo da dobra com atitude  $N85^{\circ}E/28^{\circ}$  que afeta a foliação  $S_{n+1}$ .

Microscopicamente, os xistos apresentaram diversas estruturas e texturas interessantes. Em regiões de charneira de dobra, como na **Figura 5.12**, as intercalações de bandas quartzosas e micáceas, apresentaram  $S_n$  dobrada formando padrão em "M" com  $S_{n+1}$  paralela ao seu plano axial. Em outras porções, como na **Figura 5.13**,  $S_n$  aparece dobrada assimetricamente com estilo "flanco longo e flanco curto" com  $S_{n+1}$  plano axial.

*Mica fish* são comuns e eventualmente aparecem bandas quartzosas formando estruturas *pinch and swell*. Essas microestruturas podem ser observadas nas **Figuras 5.14 e 5.15**, respectivamente.

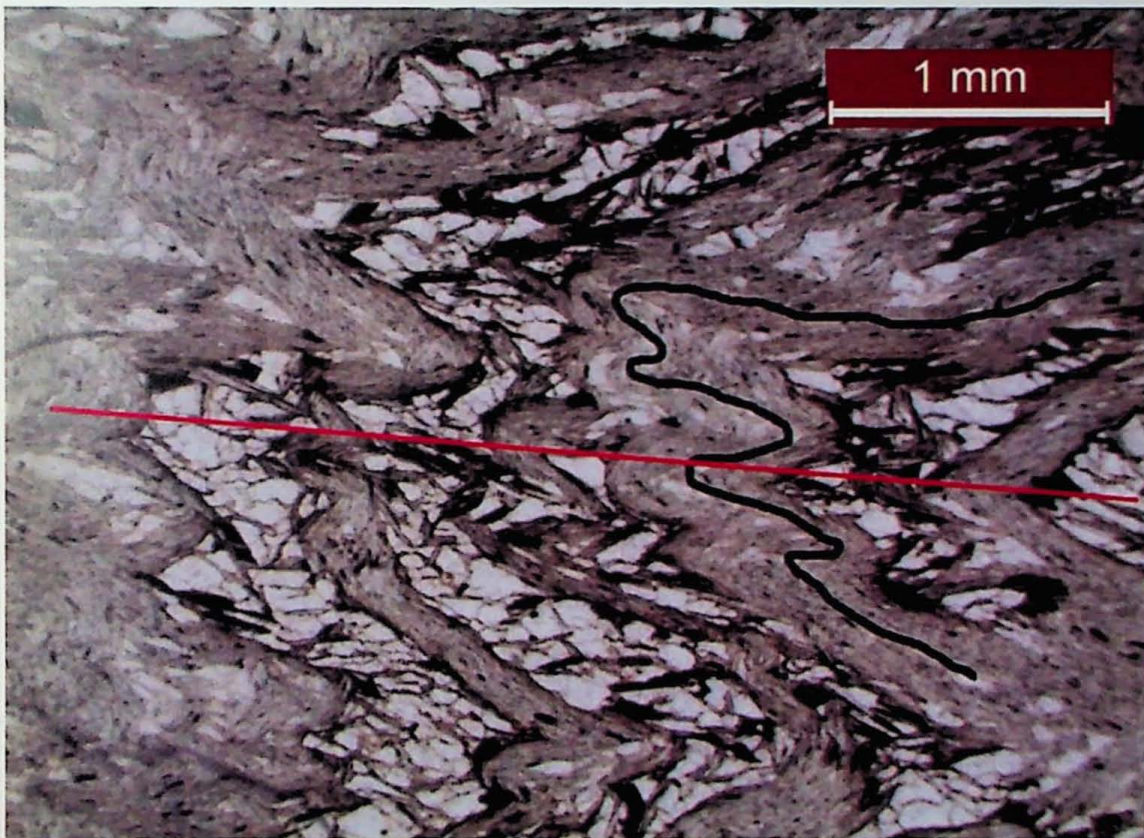


Figura 5.12 - Fotomicrografia de mica xisto, nicois descruzados. Em preto há  $S_n$  dobrada com  $S_{n+1}$  plano axial (em vermelho).



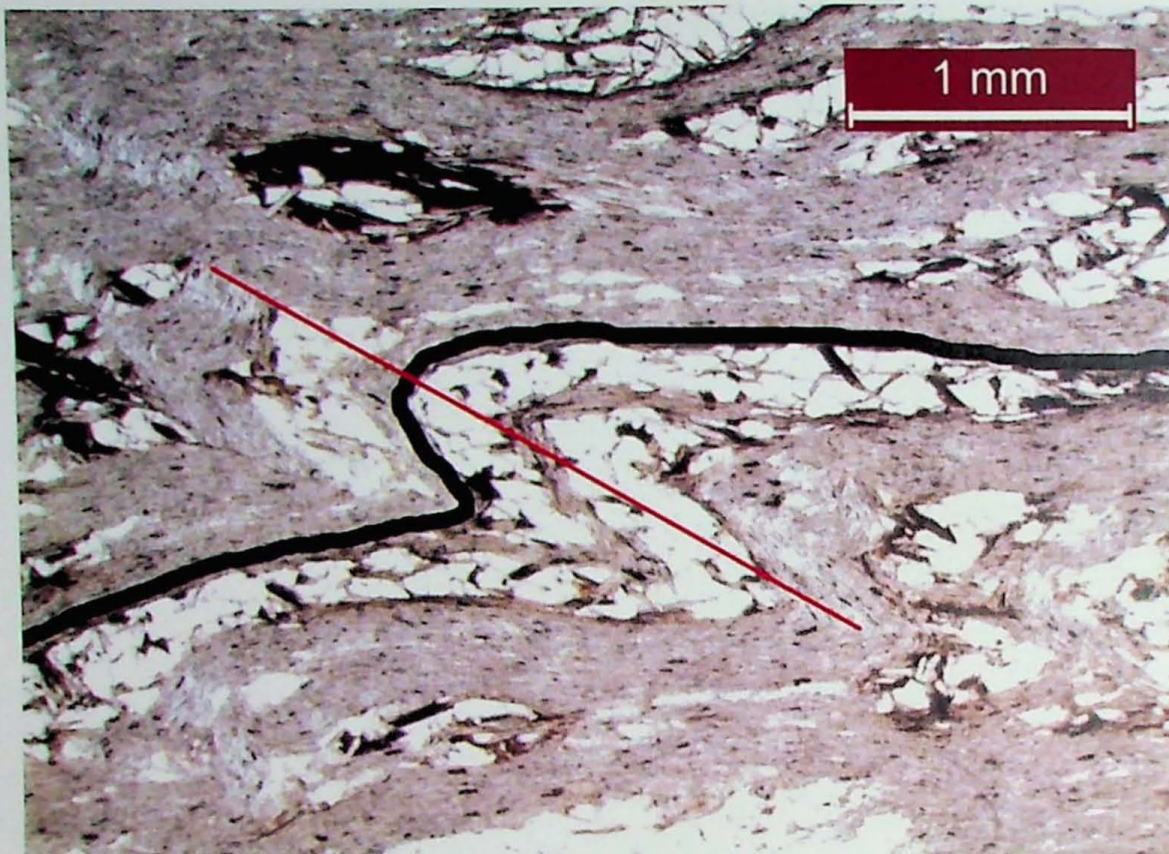


Figura 5.13 - Fotomicrografia de mica xisto, nicois descruzados.  $S_n$  dobrada assimetricamente com flanco longo e flanco curto (em preto) e  $S_{n+1}$  plano axial (em vermelho).

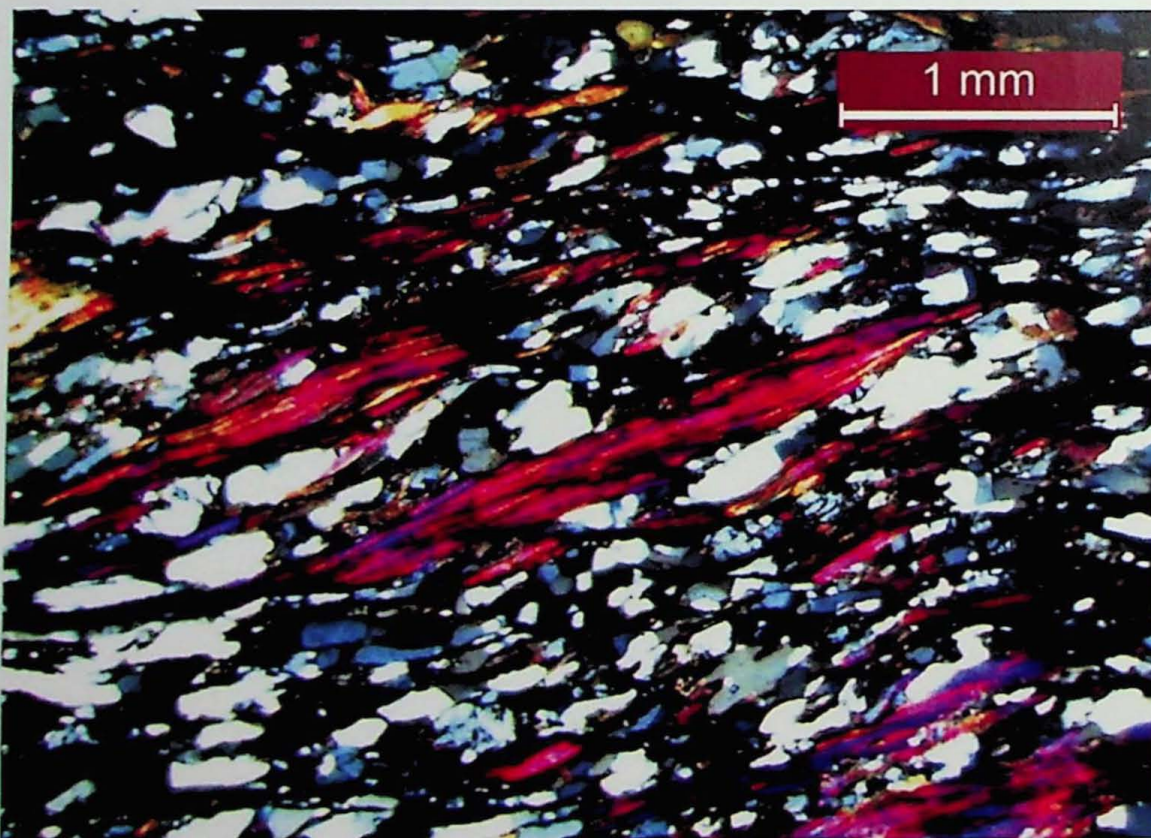


Figura 5.14 - Fotomicrografia de mica xisto, nicois cruzados. Muscovita *fish*.



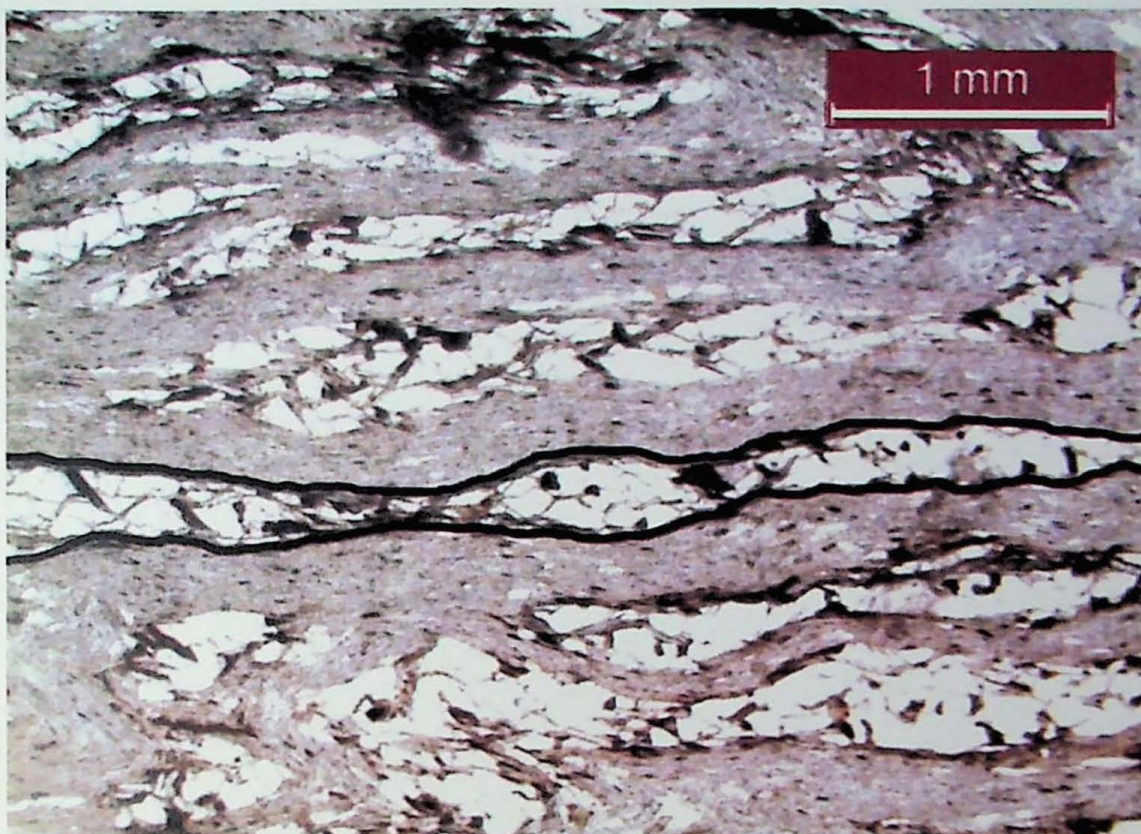


Figura 5.15 - Fotomicrografia de mica xisto, nicois descruzados. *Pinch and swell* em preto.

Os xistos usualmente mostram bandas submilimétricas granoblásticas/lepidogranoblásticas quartzosas com bandas micáceas lepidoblásticas. Eventualmente exibem porfiroblastos de granada estirados e outras vezes pré-cinemáticos com foliação interna dada por inclusões de quartzo discordantes da foliação externa. Porfiroblastos de turmalina apresentam núcleos pré-cinemático e zoneamento, evidência de crescimento durante a deformação. Muscovitas porfiroblásticas, euedrais, discordantes e crescendo sobre a foliação aparecem como evidência de retrometamorfismo. As Figuras de 5.16 até 5.19 revelam as principais estruturas dos porfiroblastos.



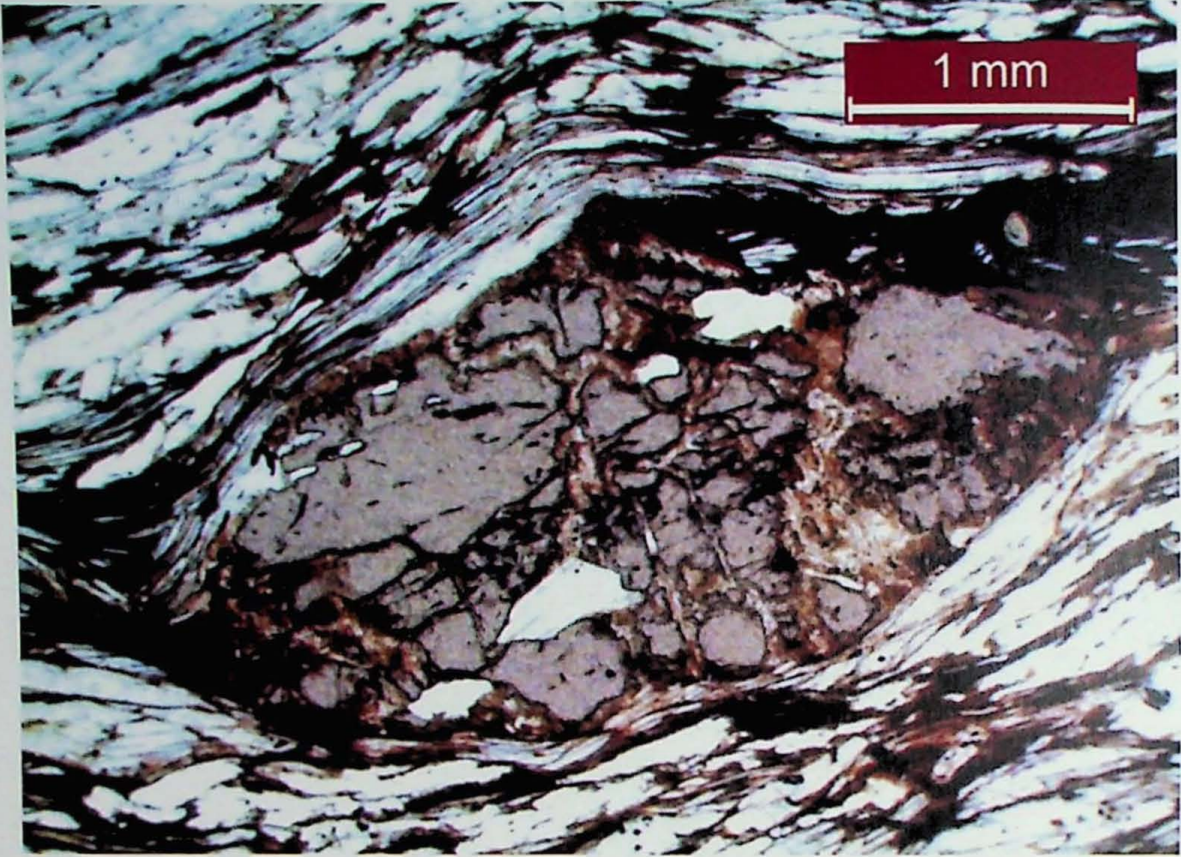


Figura 5.16 - Fotomicrografia de mica xisto, nicois descruzados. Porfiroblasto de granada estirado pré-cinâmático, pois foliação se amolda ao seu redor.

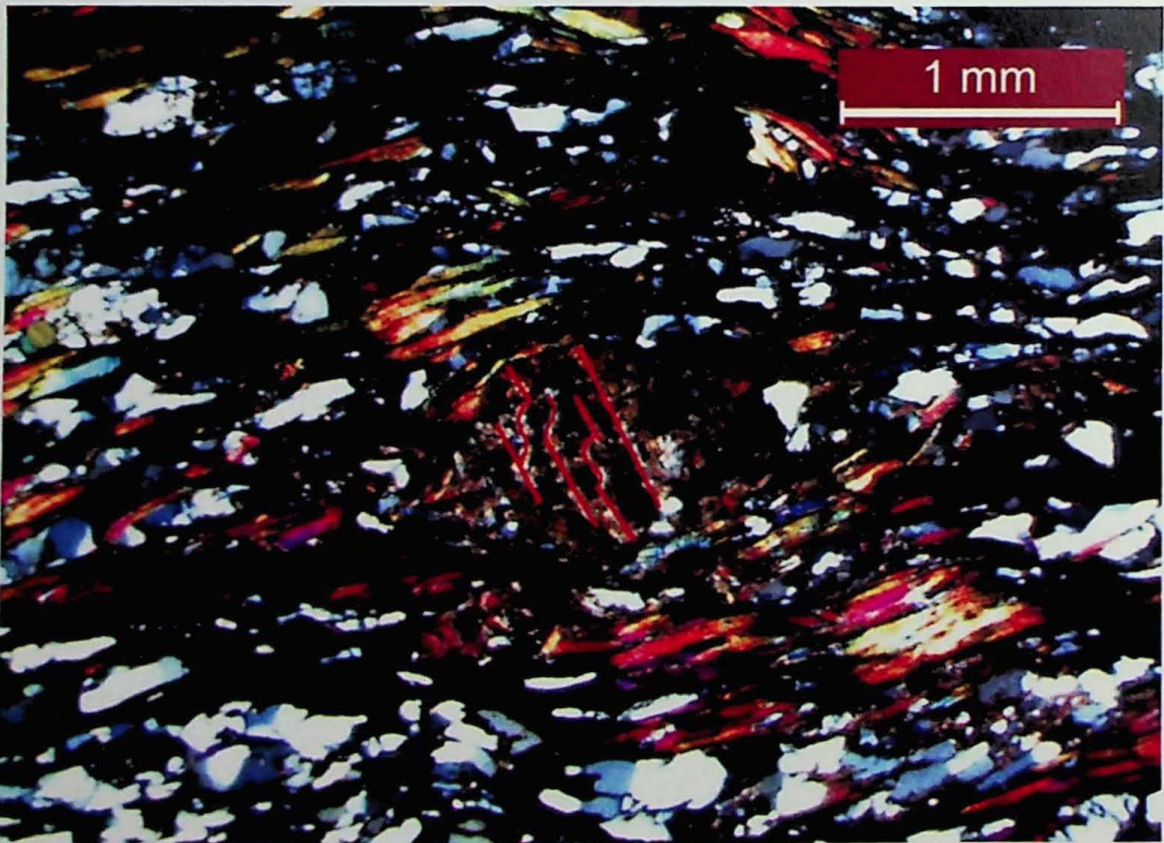


Figura 5.17 - Fotomicrografia de mica xisto, nicois cruzados. Porfiroblasto de granada alterado com foliação interna (em vermelho) discordante da foliação externa, pré-cinâmático.



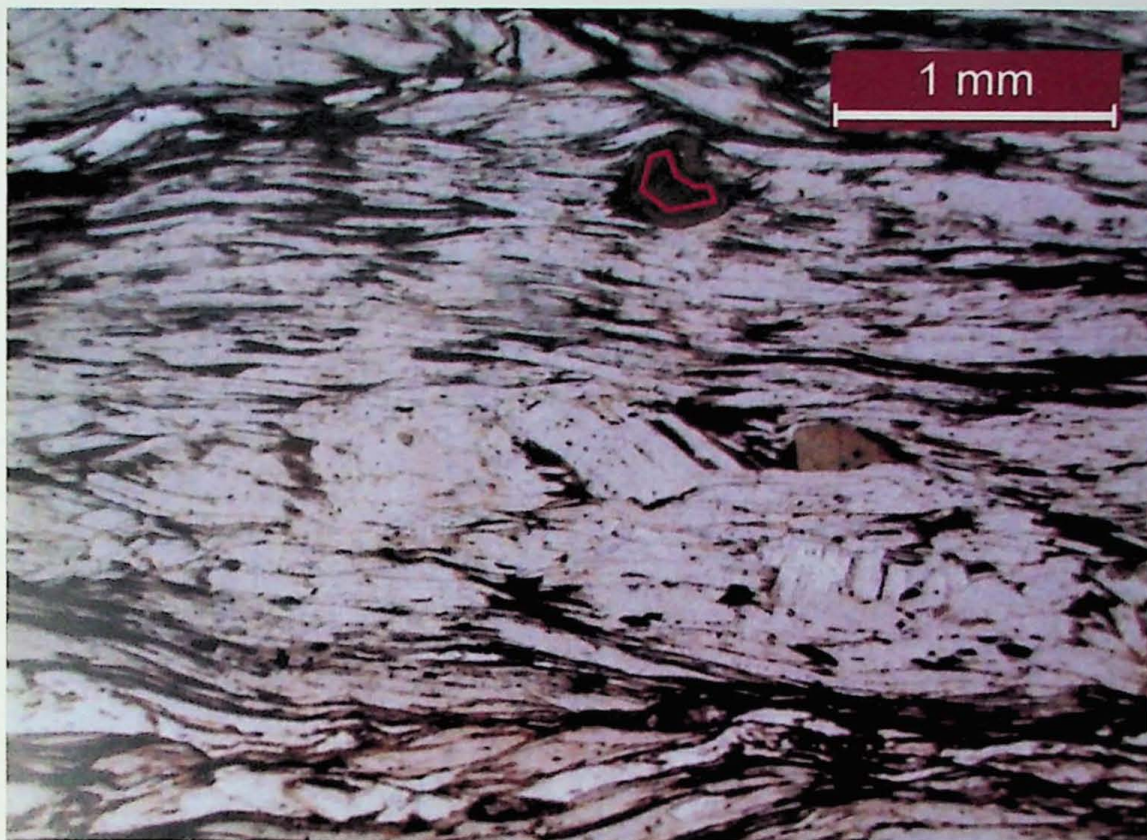


Figura 5.18 - Fotomicrografia de mica xisto, nicois descruzados. Na porção superior observa-se porfiroblasto de turmalina zonado (zoneamento em vermelho).

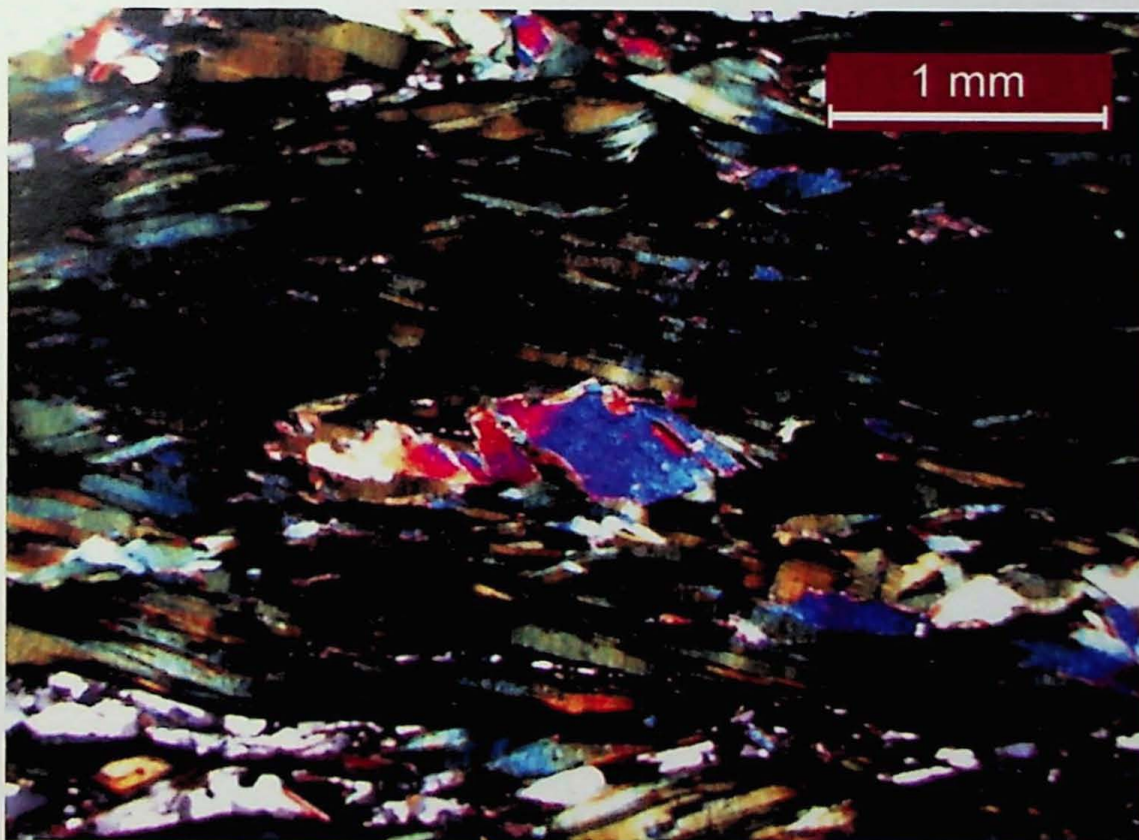


Figura 5.19 - Fotomicrografia de mica xisto, nicois cruzados. No centro observa-se muscovita euédrica tardia, discordante da foliação principal, muscovitas da foliação com extinção ondulante.



### 5.2.1.2 Paragnaisses

Os paragnaisses são muito semelhantes estruturalmente aos xistos e quartzitos ocorrentes ao longo do Complexo Embu. Individualizam-se como subunidade devido a uma importante elevação no teor de feldspatos na rocha, passando as texturas predominantemente lepidoblásticas para lepidogranoblásticas. Também possuem bolsões pegmatíticos, anfibolíticos e de rochas calciossilicáticas, localmente exibem feições migmatíticas e próximos às zonas de falha apresentam textura milonítica.

A **Figura 5.20** exibe um boudin anfibolítico encaixado em paragnaisses.

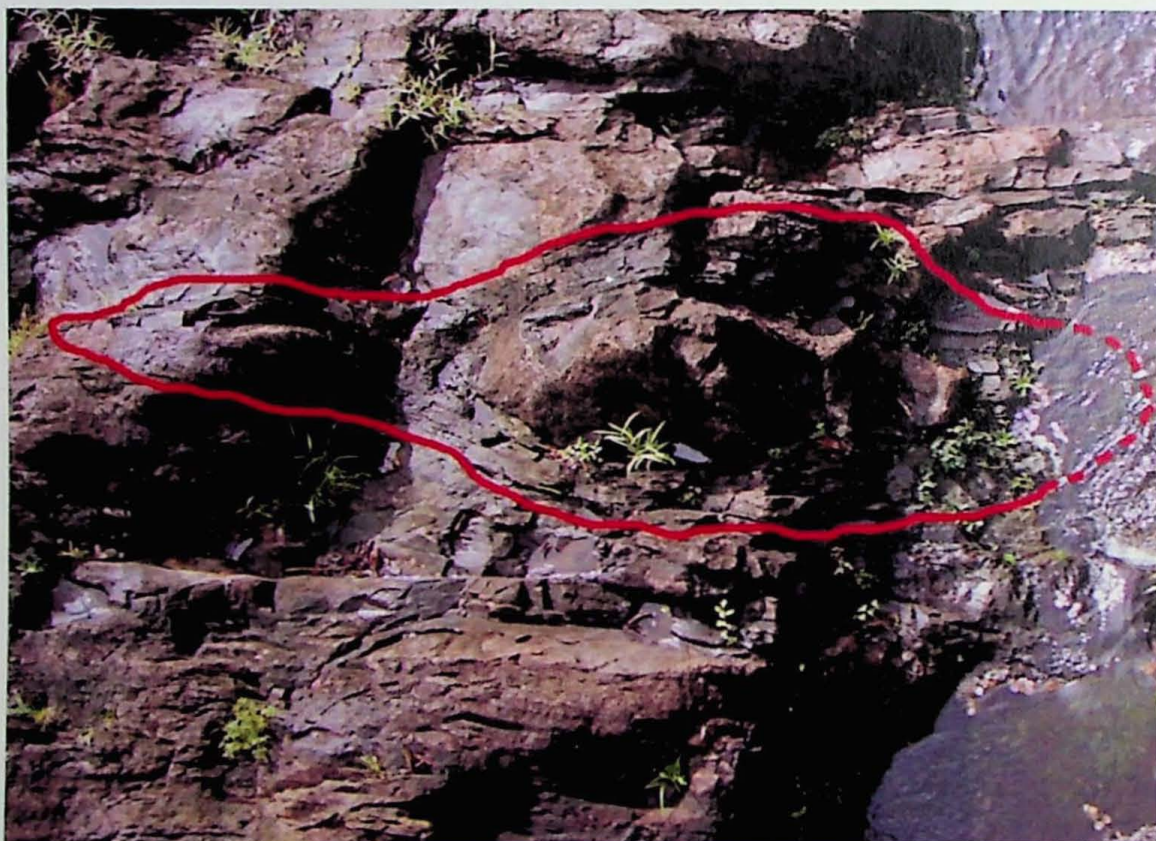


Figura 5.20 - Paragnaisse cortado por boudin anfibolítico (Ponto AN-21).

Um exemplo de dobra intrafolial isoclinal, semelhante às ocorrentes nos xistos pode ser visualizada na **Figura 5.21**.





Figura 5.21 - Paragnaisses bandados com dobra intrafolial isoclinal afetando a foliação Sn em vermelho (Ponto AN-21).

Mineralogicamente, diferenciam-se dos xistos pelo teor de feldspatos que pode chegar a 20-50% do volume da rocha nesta unidade. Apresentam a mesma mineralogia dos metapelitos com biotita, muscovita e granada.

Em geral estão muito alterados com evidências de retrometamorfismo, pois as granadas estão muitas vezes sendo consumidas e transformando-se em muscovitas e biotitas.

As inclusões de quartzo nos porfiroblastos de granada possuem granulação maior que a encontrada nos quartzos da foliação, indicativo de que os quartzos inclusos em porfiroblastos foram preservados de recristalização.

As **Figuras 5.22 e 5.23** exibem fotomicrografias de paragnaisses.



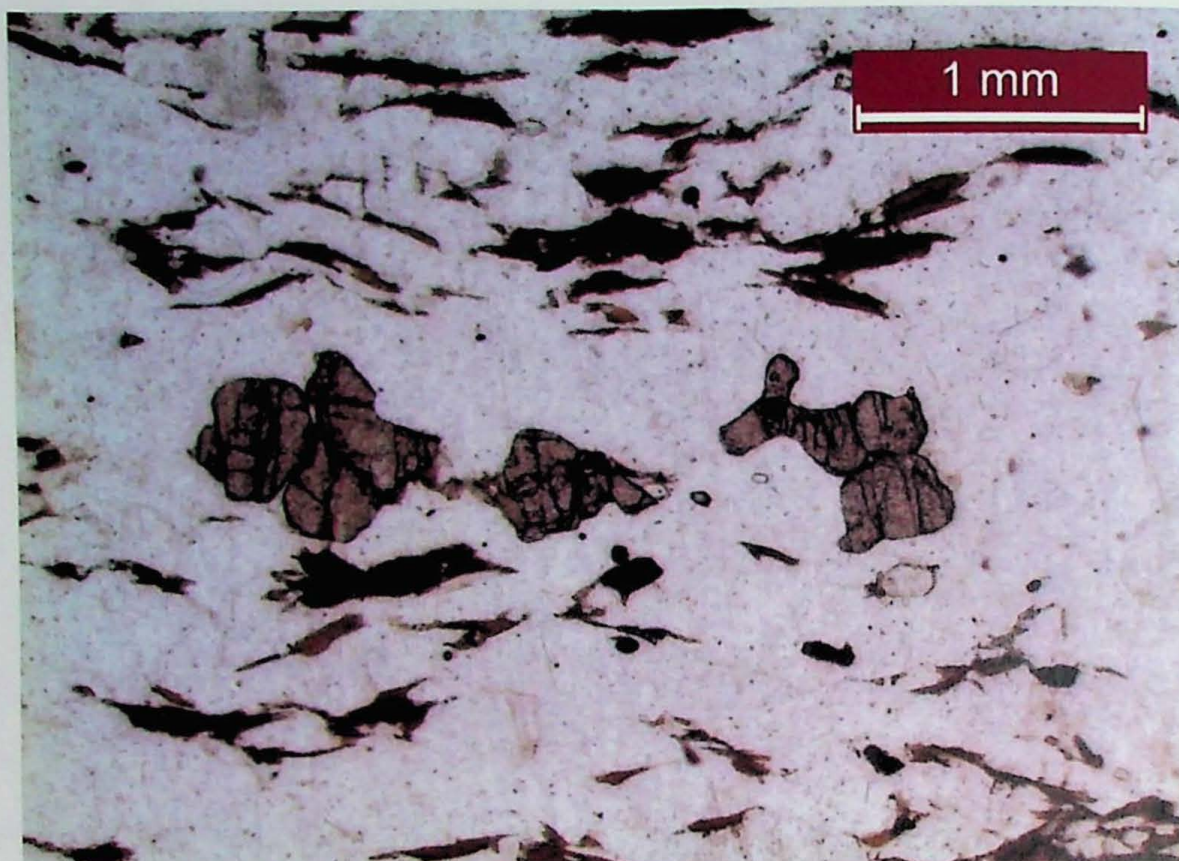


Figura 5.22 - Fotomicrografia de paragnaisse, nicois descruzados. Porfiroblastos de granada sendo consumidos por retrometamorfismo.

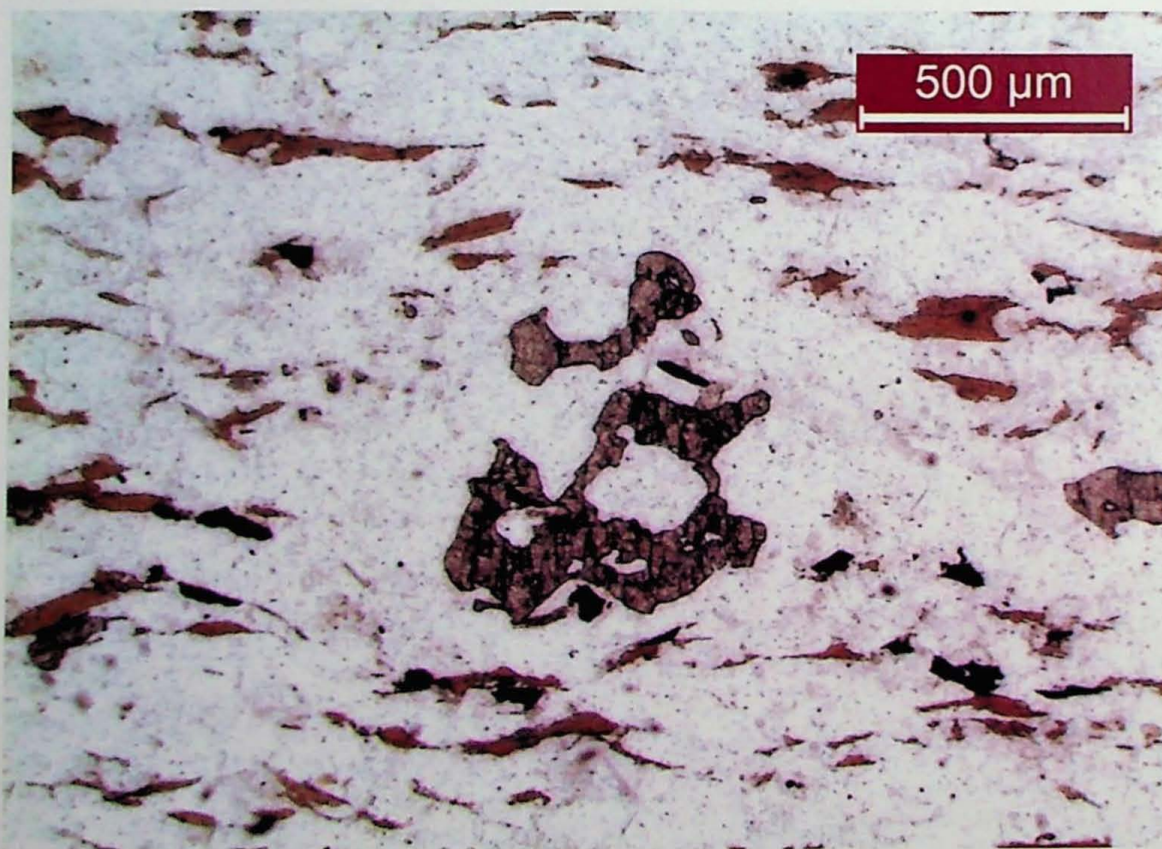


Figura 5.23 - Fotomicrografia de paragnaisse, nicois descruzados. Inclusões de quartzo em granada com granulação mais grossa que os da matriz.



Em ambas as fotomicrografias a foliação está levemente dobrada, visível pelas biotitas com plano axial perpendicular à foliação principal.

### 5.2.1.3 Ortognaisses

Em escala de mapa, aparentam ser intrusivos nas rochas metassedimentares. Apresentam deformações semelhantes, embora seu quimismo e origem seja consideravelmente diferente.

Próximos às zonas de cisalhamento aparecem milonitizados com porfíclastos estirados e indicadores cinemáticos. Possuem feições migmatíticas abundantes, entretanto, os bolsões pegmatíticos, anfibolíticos e de rochas calciossilicáticas são menos abundantes.

Mineralogicamente são rochas bastante simples de composição tonalítica a granodiorítica com teores variáveis de biotita, o principal mineral máfico da rocha. Os feldspatos estão bastante alterados, muitos deles não apresentam geminação característica.

A foliação gnáissica é bastante proeminente, com a rocha possuindo textura lepidogranoblástica e granulação fina. As venulações neossomáticas migmatíticas possuem granulação mais grossa que os paleossomas. Algumas vezes nas bordas dos leucossomas observam-se melanossomas biotíticos.

Em seção delgada a rocha mostra veios e ribbons de quartzo, conforme pode ser observado na **Figura 5.24 e 5.25**.



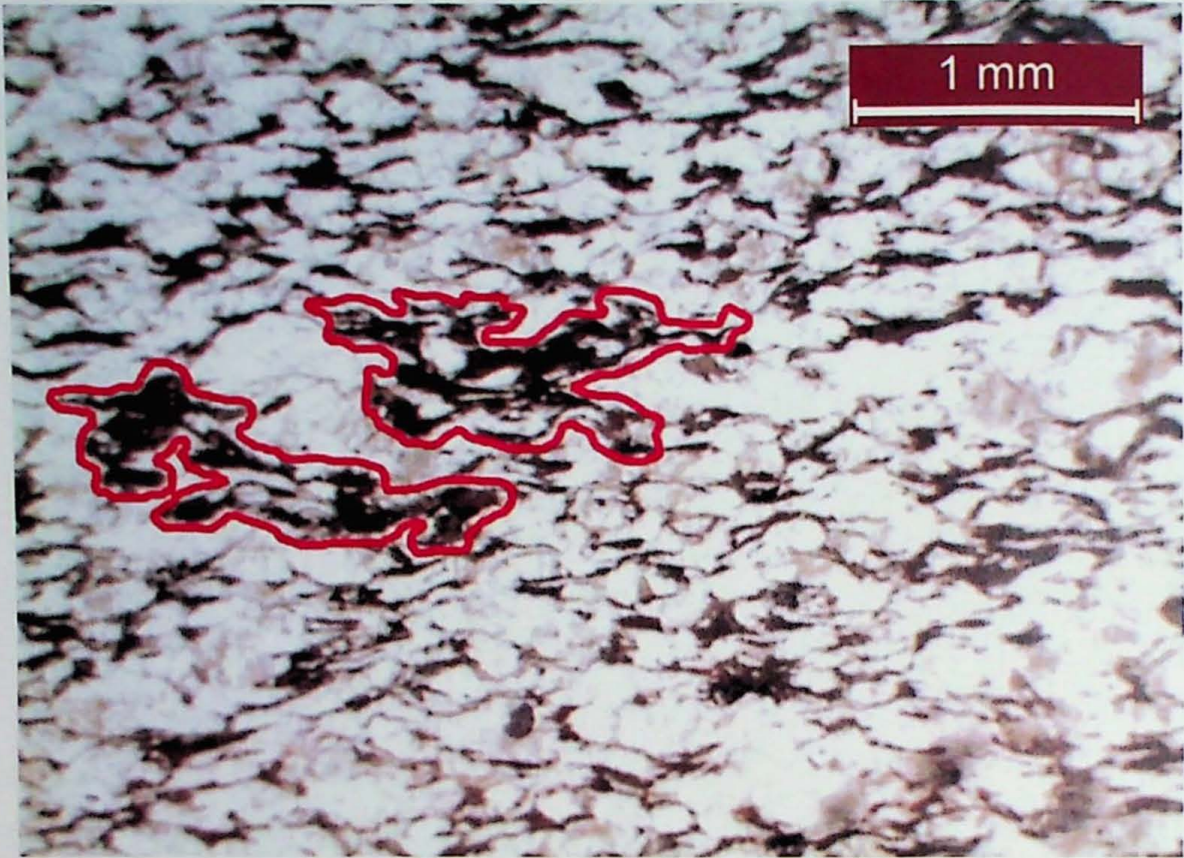


Figura 5.24 - Fotomicrografia de ortognaisse, nicois descruzados. Foliação gnáissica proeminente e ribbon de quartzo com melanossoma biotítico na borda (detalhe em vermelho).

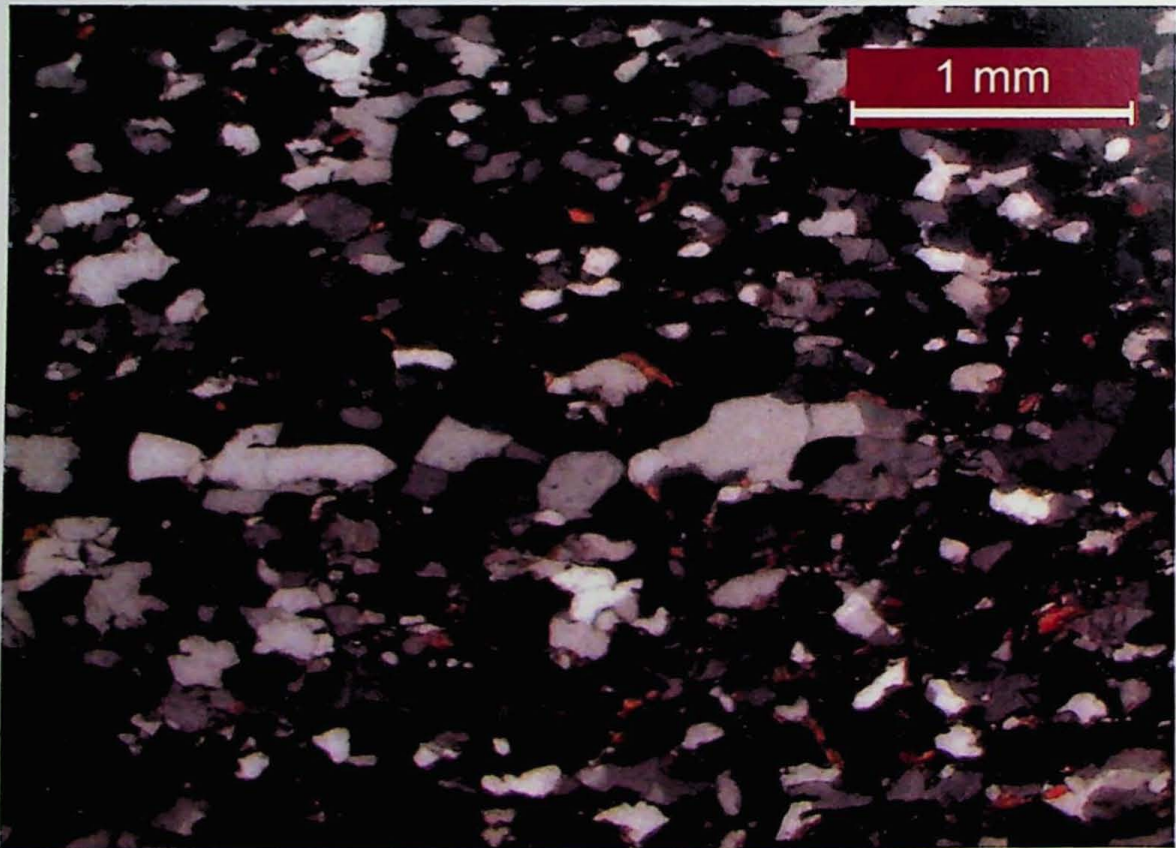


Figura 5.25 - Fotomicrografia de ortognaisse, nicois cruzados. Foliação gnáissica proeminente com ribbon de quartzo de granulometria mais grossa que a matriz.



#### 5.2.1.4 Rochas graníticas

Variam muito ao longo da área e não foram estudados pormenorizadamente neste trabalho pela consideração de que essas rochas encaixadas no Embu não seriam propriamente parte do Complexo.

Essencialmente no bloco a norte da Falha de Caucaia ocorrem granitoides porfíricos do Complexo Ibiúna/Agudos Grandes, enquanto que a sul ocorrem diversos grupos de rochas granitoides, muitos deles, ainda não individualizados por trabalhos de compilações regionais como Perrotta *et al.* (2005).

As rochas graníticas a norte da Falha de Caucaia formam corpos maiores e interligados entre si, enquanto que a sul de Caucaia os corpos graníticos são menores e isolados uns dos outros.

Petrologicamente, os granitoides do norte são mais uniformes, apresentando granitos e monzonitos porfíricos com  $\pm$  biotita e megacristais de feldspato alcalino ou plagioclásio. A sul de Caucaia foram observados biotita granitos com  $\pm$  anfibólio, leucogranitos com  $\pm$  turmalina, granodioritos com  $\pm$  biotita e tonalitos com  $\pm$  biotita.

Preferencialmente, as rochas graníticas são isotrópicas, não mostrando orientação magmática ou tectônica, independentemente da sua colocação em relação à Zona de Cisalhamento de Caucaia. Apresentam-se milonitizadas quando próximas à zona de falha, como é o caso do Granito Caucaia.

Um exemplo do Complexo Ibiúna/Agudos Grandes pode ser observados na **Figura 5.26**.





Figura 5.26 - Granito porfiritico isotrópico (Ponto AN-28).

As poucas rochas graníticas foliadas se concentram mais a norte da zona de cisalhamento do que a sul, mas também se observaram mais afloramento de granitos dispostos a norte da falha do que na porção a sul dela, não evidenciado que os granitos foliados tenham se concentrado exclusivamente em alguma das porções.

### 5.2.2 Dados estruturais

Para analisar os dados estruturais, a área de trabalho foi dividida em dois domínios maiores: a norte e a sul, separadas pela Zona de Cisalhamento de Caucaia, já que esta corresponde a uma estrutura regional importante, limitando o Terreno Embu do Grupo Votuverava, pertencente ao Terreno Apiaí, conforme diversos autores.

Para Sartori (2012) a Zona de Cisalhamento de Caucaia desenvolveu-se em caráter predominantemente dúctil, com desenvolvimento de foliação milonítica subvertical com orientação média de N50°E, com forte lineação de estiramento de baixo ângulo com mergulho para NE e indicadores cinemáticos fundamentalmente destrais.

A **Figura 5.27** exhibe as projeções estereográficas obtidas por Sartori (2012) para a foliação milonítica e a lineação de estiramento mineral desenvolvida pela Zona de Cisalhamento de Caucaia.



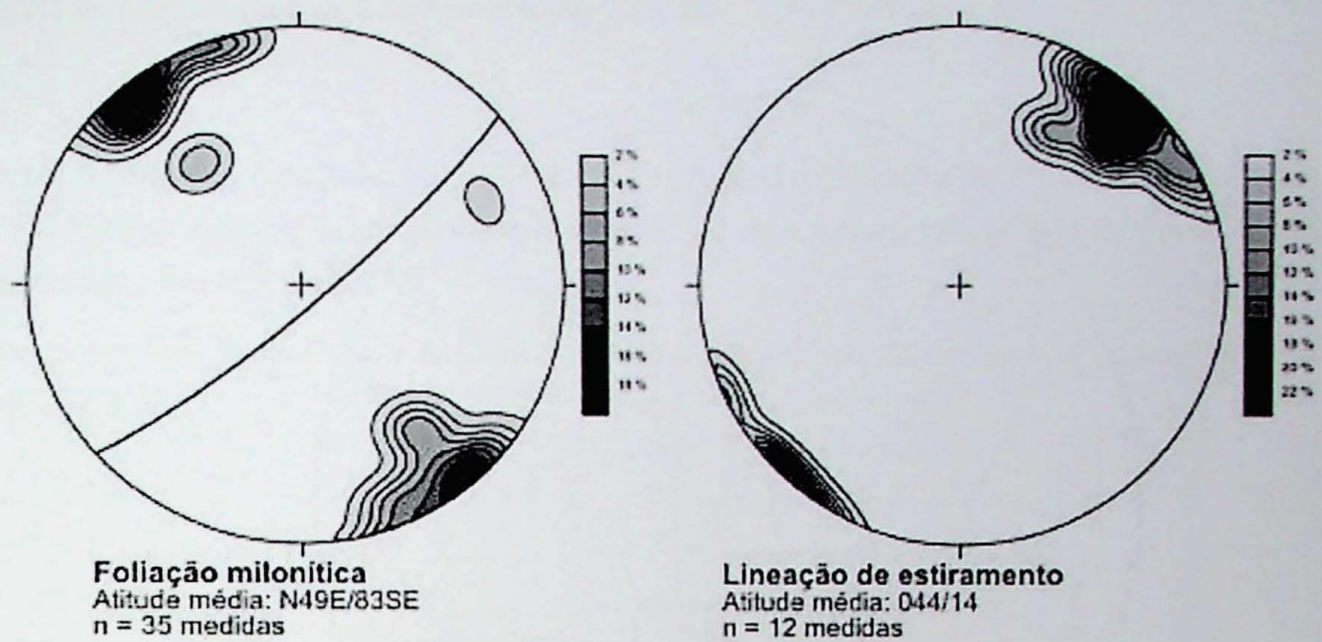


Figura 5.27 - Sartori (2012): foliação milonítica e lineação de estiramento desenvolvidas pela Zona de Cisalhamento de Caucaia.

#### 5.2.2.1 Norte da Zona de Cisalhamento de Caucaia

A norte da Zona de Cisalhamento de Caucaia foi possível a obtenção de 27 medidas de foliação ( $n = 27$ ) que se organizaram, aproximadamente, na forma de uma guirlanda, indicando um eixo médio de dobramento com atitude N53°E/50°.

O polo dos planos das foliações medidas, o círculo máximo da guirlanda dos dados e o plano médio podem ser observados na **Figura 5.28**.



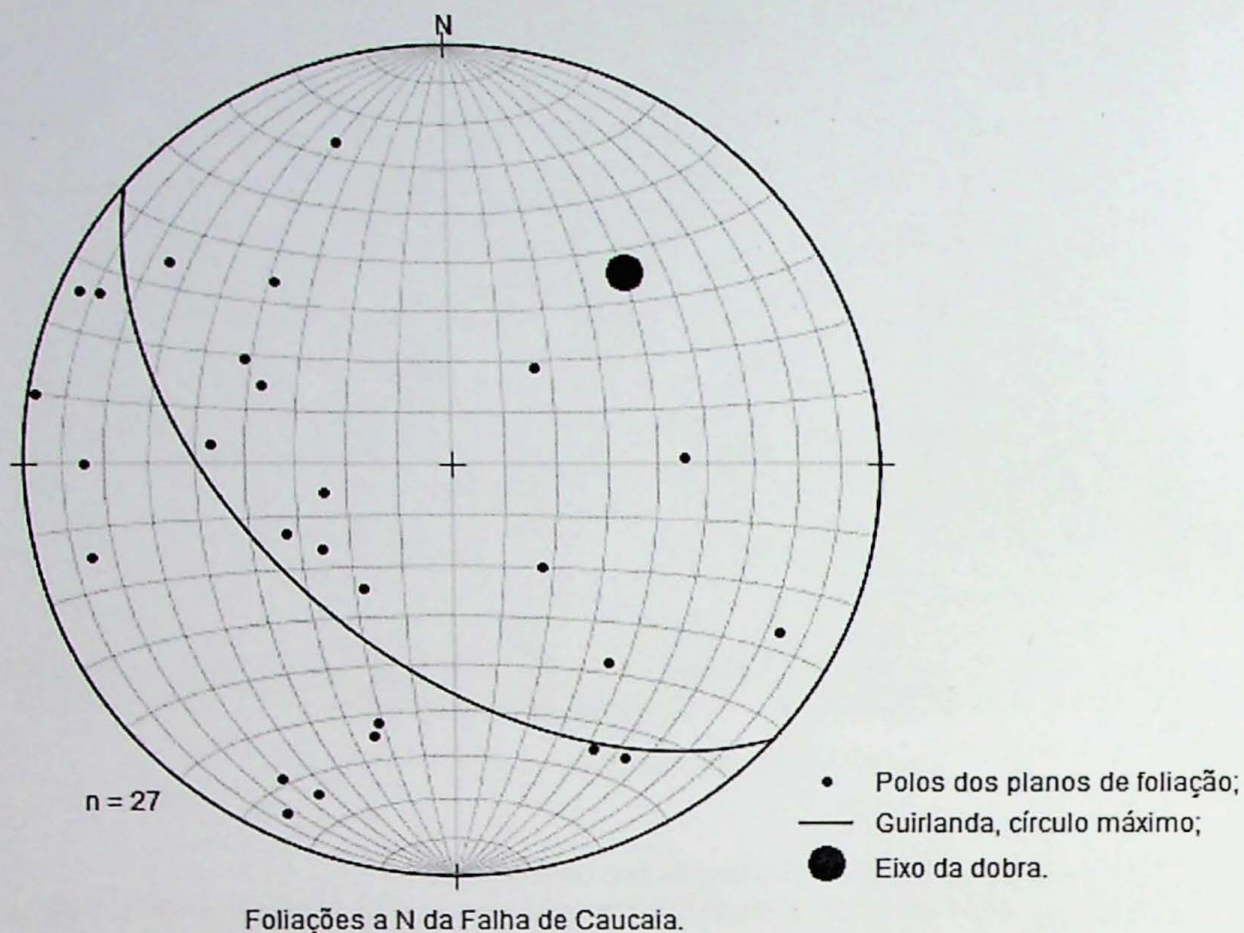


Figura 5.28 - Projeção dos dados estruturais obtidos a N de Caucaia.

Sartori (2012) encontrou valores semelhantes a norte de Caucaia com a atitude média das foliações alcançando N48°E/81°NW. Os dados obtidos por Sartori (2012) podem ser verificados na Figura 5.5.

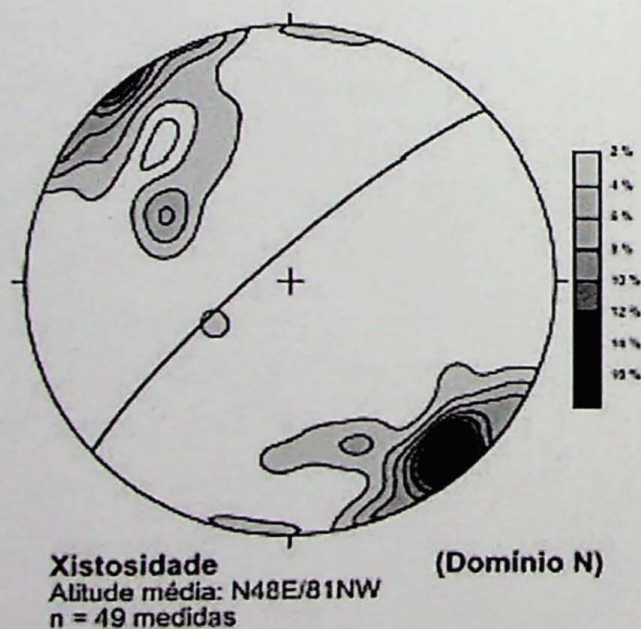


Figura 5.29 - Sartori (2012): dados estruturais a N de Caucaia.



## 5.2.2.2 Sul da Zona de Cisalhamento de Caucaia

A sul da Zona de Cisalhamento de Caucaia foi possível a obtenção de 9 medidas de foliação ( $n = 9$ ) que se organizaram, aproximadamente, em uma nuvem com atitude média do plano de foliação em  $N50^{\circ}E/62^{\circ}NW$ .

Os polos dos planos das foliações medidas e o plano médio podem ser observados na **Figura 5.30**.

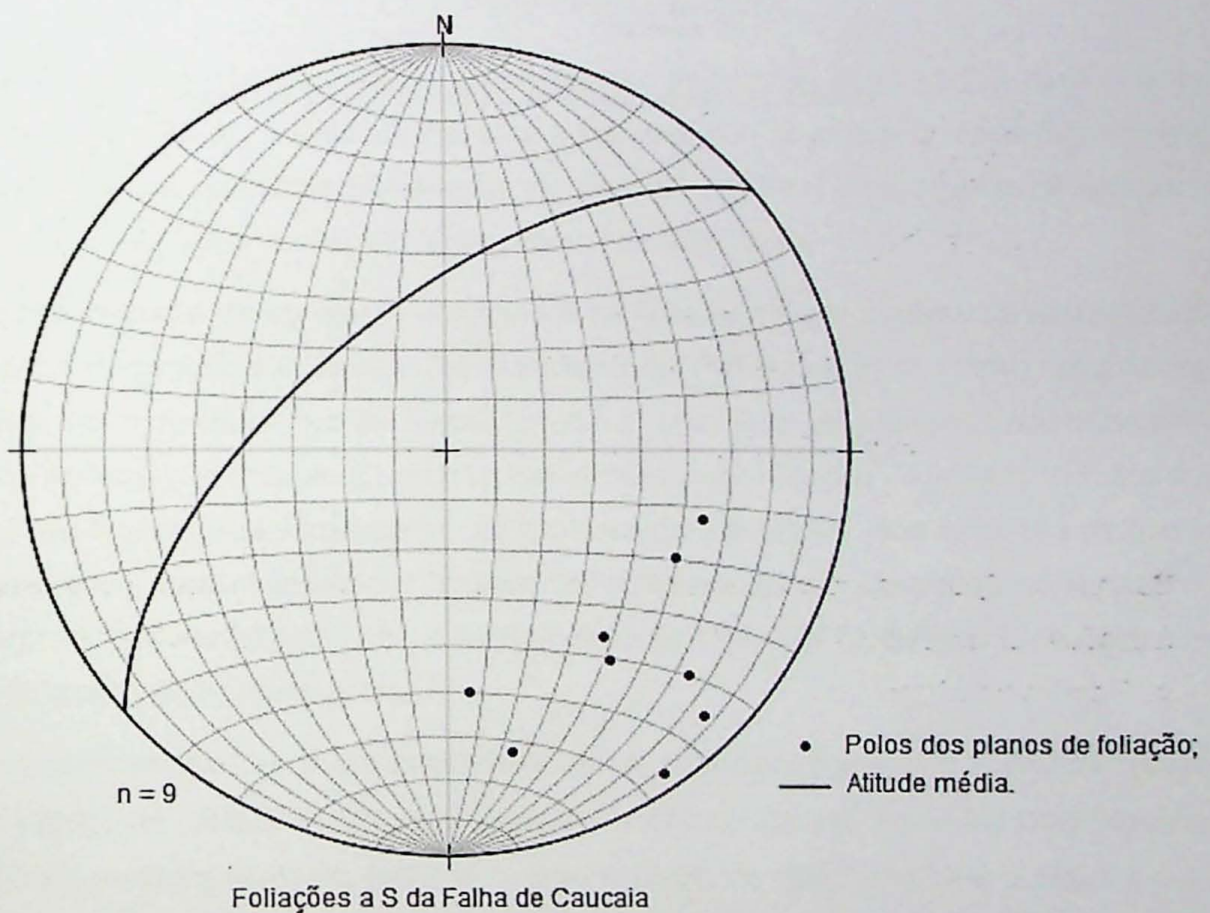


Figura 5.30 - Projeção dos dados estruturais obtidos a S de Caucaia.

Sartori (2012) encontrou valores semelhantes a sul de Caucaia com a atitude média das foliações alcançando  $N66^{\circ}E/88^{\circ}NW$ . Os dados obtidos por Sartori (2012) podem ser verificados na **Figura 5.31**.



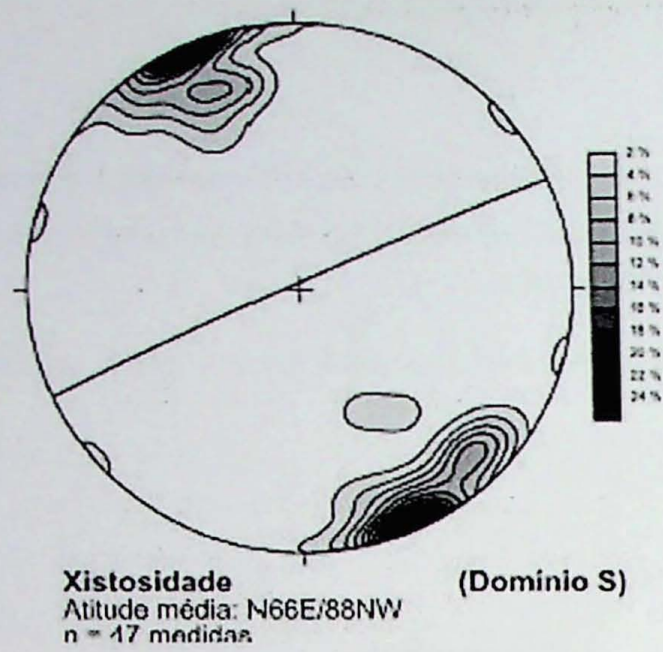


Figura 5.31 - Sartori (2012): dados estruturais a S de Caucaia.



## 6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As rochas a norte e a sul da Zona de Cisalhamento de Caucaia não apresentaram grandes diferenças estruturais, composicionais e de metamorfismo, sendo possível considerar que o limite norte do Complexo Embu não seja dado por essa zona de falha. As diferenças composicionais e de metamorfismo ocorrem visivelmente na direção oeste, na região de Pilar do Sul, onde o metamorfismo é consideravelmente menor, permitindo a existência de filitos, levantando a discussão de que essas rochas poderiam ser da mesma bacia sedimentar das rochas supracrustais do Complexo Embu metamorfizadas em grau menor ou estarem fora do contexto do Terreno Embu e entrado no Grupo Votuverava do Terreno Apiaí.

Comparativamente às subdivisões propostas por Fernandes *et al.* (1990) para o leste do estado de São Paulo, a Unidade Riu Una é bastante semelhante a unidade dos xistos com intercalações de quartzitos observados na área de trabalho, sendo plausível replicar sua subdivisão para oeste da Região Metropolitana de São Paulo.

Os ortognaisses e paragnaisses observados na área de estudo também se assemelham às Unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna de Fernandes *et al.* (1990), entretanto, as concepções mais modernas do Embu, tendem a aproximar os gnaisses peraluminosos das rochas metassedimentares e, portanto, estariam mais interligadas à Unidade Rio Una desde que à ela fossem inseridos apenas os gnaisses paraderivados, enquanto que os gnaisses ortoderivados, como exposto por Teixeira (2013) talvez fossem separados em uma unidade a parte do Complexo Embu, não estando incluso na chamada "Sequência Embu" em que se instalariam os metassedimentos.

Os ortognaisses possuem um amplo intervalo de datações, com  $811 \pm 13$  Ma para Cordani *et al.* (2001) via U/Pb SHRIMP, com intervalo de  $571 \pm 3$  Ma a  $622 \pm 17$  Ma para Tassinari *et al.* (2006) também via U/Pb SHRIMP e com intervalo de  $603,7 \pm 4,8$  Ma a  $806,1 \pm 4,3$  Ma para Teixeira (2013) via U-Pb e Lu-Hf *laser ablation*. Esse intervalo de mais de 200 Ma evidencia a falta de trabalhos de detalhe sobre essas rochas encaixadas nas rochas supracrustais do Complexo Embu para permitir interpretações tectônicas e colocação estratigráfica mais adequada.

A variação de estrutura visualizada nos granitos propostas por Janasi *et al.* (1990) são plausíveis para as rochas granitoides que intrudiram as sequências do Complexo Embu durante algum evento deformacional, mas não apresentam um padrão em relação a norte e a sul de Caucaia, pois as encaixantes não possuem metamorfismo tão diferenciado a ponto de ser responsável por gerar granitos foliados ou isotrópicos.



Observou-se que há maior incidência de corpos graníticos a norte da Zona de Cisalhamento de Caucaia do que a sul, sendo que esses corpos a norte também possuem maiores dimensões, mas não se evidenciou variação em suas rochas encaixantes.



## 7. CONCLUSÕES

Este trabalho reuniu um amplo leque de informações bibliográficas a respeito do Complexo Embu em suas mais variadas regiões, possibilitando a execução de um Mapa de Distribuição dos Principais Trabalhos sobre o Complexo Embu (**Figura 5.1**), uma compilação que ainda não havia sido executada sobre esta unidade.

Com as informações reunidas por esse trabalho, é possível indicar alternativas e fomentar a continuidade das pesquisas a se realizarem sobre o Complexo Embu, pois sua distribuição, suas subdivisões, seu contexto tectônico e estratigráfico e seus dados geocronológicos ainda são menos detalhados do que boa parte de suas unidades adjacentes.

Entre as áreas que mereceriam detalhamento especial, observam-se:

- **Mapeamento:** a definição dos limites E-NE, W-SW e N do Complexo Embu ainda não estão adequadamente mapeados, sendo que apenas o limite S na região em contato com a Zona de Cisalhamento de Cubatão observada pioneiramente por Sadowski (1974) parece estar apropriado.
- **Propostas de subdivisões:** não existem muitas, e as que foram propostas, como a de Fernandes *et al.* (1990), ficaram exclusivas para sua área de estudo, sendo que a concepção de Fernandes *et al.* (1990) é bastante interessante e poderia vir a ser generalizada para outras regiões.
- **Contexto tectônico:** Devido à escassez de dados geocronológicos, principalmente nas sequências metassedimentares, ainda é difícil estabelecer adequadamente o significado tectônico do Complexo Embu, levantado por alguns autores, como Campos Neto (2000) e Heilbron *et al.* (2008) como um Terreno individualizado em relação ao Terreno Apiaí que teria sido acrescido pela colisão entre os Crátons Paranapanema e São Francisco. A sua assimilação ou distinção do Grupo Açungui ainda é desalinhada, principalmente no que rege o Complexo Pilar de Hasui (1975) que inicialmente era um binômio "indissolúvel" com o Complexo Embu e em algumas concepções modernas foi englobado pelo Grupo Açungui.
- **Estratigrafia:** as relações de empilhamento das unidades são extremamente complexas de serem reestabelecidas em campo devido às variadas e intensas fases de deformação que o conjunto foi submetido. Inclusive, as rochas metassedimentares (metapelitos e metapsamitos), muitas vezes não são dissociadas das rochas ortoderivadas. Existem suspeitas de que os ortognaisses do Complexo



Embu teriam intrudido as sequências sedimentares entre aproximadamente 570 e 810 Ma e todo o conjunto (metassedimentos e rochas intrusivas) teriam sofrido com as deformações regionais, conforme observado por Teixeira (2013), mas para que essa conjectura se suceda são necessários mais trabalhos analíticos como análise de proveniência de minerais pesados das rochas metassedimentares, campanhas de datações para encontrar a idade mínima de sedimentação, intrusão das rochas ortoderivadas e eventos metamórficos principais.]

- **Geocronologia:** Os dados geocronológicos do Complexo Embu ainda não foram abrangentemente sistematizados. As campanhas de geologia isotópica foram concentradas em áreas de trabalho específicas, mas que no geral apresentaram:
  1. Embasamento paleoproterozoico: observados em núcleos de embasamento como o Complexo Rio Capivari, observados por Tassinari *et al.* (1988) que determinou melanossomas com  $2.473 \pm 46$  Ma, pelo método Rb/Sr isocrônico, e Teixeira (2013) que observou idades de  $2124 \pm 20$  Ma e  $2065 \pm 16$  Ma via U-Pb e Lu-Hf *laser ablation*.
  2. Rochas ortognáissicas: conforme adiantado anteriormente, com amplo intervalo de ocorrência com aproximadamente 570 a 810 Ma, observados por Teixeira pelo método U-Pb e Lu-Hf *laser ablation*, Tassinari *et al.* (2006), via U-Pb SHRIMP, Cordani *et al.* (2001) com dados obtidos por U/Pb SHRIMP.
  3. Rochas metassedimentares: apenas Teixeira (2013) com datou zircões detríticos dos metassedimentos pelo método U-Pb e Lu-Hf *laser ablation*, obtendo 1.700 Ma e sobrecrecimento metamórfico em três eventos: entre 640-640 Ma, entre 620-600 Ma e aproximadamente 570Ma. Vlach (2008) realizou datações químicas pela proporção de U/Th/Pb e encontrou  $789 \pm 10$  Ma para o pico metamórfico dos paragneisses, idade próxima da obtida por Vieira & Tassinari (1988) que obtiveram  $750 \pm 20$  Ma para metassedimentos através do método do Rb/Sr isocrônico.
  4. Rochas graníticas: apresentaram diversos eventos visualizados entre 590 e 660 Ma por Alves *et al.* (2013) através do método U-Pb via LA-ICP-MS e Vieira & Tassinari (1988) e Tassinari *et al.* (1988) que obtiveram  $612 \pm 83$  Ma via Rb/Sr isocrônico para o Granito de Embu-Guaçu.



## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alves, A.; Janasi, V. A.; Campos Neto, M. C.; Heaman, L.; Simonetti, A. 2013. U-Pb geochronology of the granite magmatism in the Embu Terrane: Implications for the evolution of the Central Ribeira Belt, SE Brazil. *In: Precambrian Research*. São Paulo, vol. 230, p. 1-12.
- 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. P.; Melo, M. S.; Cremonini, O. A.; Hasui, Y.; Almeida, F. F. M. 1981. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, IPT.
- Bistrichi, C. A.; Saad, A. R.; Gimenez Filho, A.; Santoro, E.; Campanha, V. A.; Zaine, J. E.; Machado Junior, D. L.; Nagata, N.; Ens, H. H.; Del Monte, E.; Frascá, M. H. B. P. 1990. *Geologia das Folhas Jacareí (SF.23-Y-D-II-3), Tremembé (SF.23-Y-B-V-4), Taubaté (SF.23-Y-D-II-2) e Pindamonhagaba (SF.23-Y-B-VI-3), escala 1:50.000, Estado de São Paulo*. São Paulo, Pró-Minério / IPT
- Campanha, G. A. C.; Bistrichi, C. A.; Almeida, M. A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. *In: Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, Curitiba, vol. 2, p. 725-742.
- Campanha, G. A. C.; Sadowski, G. R. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiai Domain). *In: Precambrian Research*. São Paulo, vol. 98, p. 31-51.
- Campos Neto, M. C. 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. *In: Tectonic evolution of South America, XXXI International Geological Congress*, Rio de Janeiro, p. 335-365.
- Campos Neto, M. C.; Basei, M. A. S. 1983. A importância dos falhamentos transcorrentes na configuração do Pré-Cambriano entre São José dos Campos e Amparo (SP). *In: Atas do 4º Simpósio Regional de Geologia*. São Paulo, p. 79-90.
- Campos Neto, M. C.; Bergman, M.; Basei, M. A. S.; Figueiredo, M. C. H. 1985. *Mapa Geológico da Folha de Amparo, escala 1:50.000*. São Paulo, Pró-Minério / Universidade de São Paulo, 109 p.
- Cordani, U. G.; Coutinho, J. M. V.; Nutman, A. P. 2001. Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brazil. *In: Journal of South American Earth Sciences*. São Paulo, vol. 14, p. 903-910.



- Coutinho, J. M. V. 1972. Petrologia do Pré-Cambriano Em São Paulo e Arredores. São Paulo, Tese apresentada para concurso de Professor Titular, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, 100p.
- Delgado, I. M.; Morais, S. M.; Sachs, L. L. B.; Campos Neto, M. C. 1999. *Mapa Geológico da Folha São Paulo, escala 1:250.000*, São Paulo, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM.
- EMPLASA. 1980. *Carta geológica da região metropolitana da Grande São Paulo, escala 1:100.000*. São Paulo, Secretaria dos Negócios Metropolitanos, Governo do Estado de São Paulo.
- Faleiros, F. M.; Campanha, G. A. C.; Martins, L. Vlach, S. R. F.; Vasconcelos, P. M. 2011. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE, Brazil): Evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *In: Precambrian Research*. São Paulo, vol. 189, p. 263-291.
- Faleiros, F. M.; Pavan, M.; Ferrari, V. C.; Rodrigues Pinto, L. G.; Almeida, V. V.; Caltabeloti, F. P.; Costa, V. S. 2013. *Mapa Geológico da Folha Eldorado Paulista, escala 1:100.000*. São Paulo, Programa Geologia do Brasil – PGB, CPRM.
- Fernandes, A. J. 1991. Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 120 p.
- Fernandes, A. J.; Campos Neto, M. C.; Figueiredo, M. C. H. 1990. O Complexo Embu no leste do estado de São Paulo: limites e evolução geológica. *In: Anais do XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia*, Natal. Sociedade Brasileira de Geologia / Núcleo Nordeste, vol. 6, p. 2755-2763.
- Fonseca, M. J. G.; Silva, Z. C. G.; Campos, D. A.; Tosatto, P. 1979. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23)*. Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral, 240p.
- Gurgueira, M. D. 2013. Correlação de dados geológicos e geotécnicos na Bacia de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 76p.
- Hasui, Y. 1973. Tectônica da área das folhas de São Roque e Pilar do Sul. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 190 p.
- Hasui, Y. 1975. Evolução polifásica do Pré-Cambriano a oeste de São Paulo. São Paulo, *Boletim do IG*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, vol. 6, p. 95-108.
- Hasui, Y. 2012. Sistema Orogênico Mantiqueira. *In: Hasui, Y.; Carneiro, C. D. R.; Almeida, F. F. M.; Bartorelli, A. Geologia do Brasil*. São Paulo, Editora Beca, p. 331-371.



- Hasui, Y.; Bistrichi, C. A.; Carneiro, C. D. R.; Stein, D. P. 1978. *Geologia da Folha de São José dos Campos*. São Paulo, IPT, 50 p.
- Hasui, Y. Dantas, A. S. L.; Carneiro, C. D. R.; Bistrichi, C. A. 1981. O Embasamento Pré-Cambriano e EoPaleozoico em São Paulo. *In: Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, Pró-Minério / PROMOCET, p. 12-45.
- Hasui, Y.; Oliveira, M. A. F. 1984. Província Mantiqueira Setor Central. *In: Almeida, F. F. M.; Hasui, Y. O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blücher, p. 308-345.
- Hasui, Y.; Penalva, F.; Hennies, W. T. 1969. Geologia do Grupo São Roque. *In: Anais do XXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador. Sociedade Brasileira de Geologia, p. 101-134.
- Hasui, Y.; Sadowski, G. R. 1976. Evolução Geológica do Pré-cambriano na região sudeste do estado de São Paulo. São Paulo, *In: Revista Brasileira de Geociências*, vol. 6, p. 182-200.
- Heilbron, M.; Pedrosa Soares, A. C.; Campos Neto, M. C.; Silva, L. C.; Trouw, R. A. J.; Janasi, V. A. 2004. Província Mantiqueira. *In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito Neves, B. B. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 203-234.
- Heilbron, M.; Valeriano, C. M.; Tassinari, C. C. G.; Almeida, J. C. H.; Tupinamba, M.; Siga Jr., O.; Trouw, R. A. J.; Brito-Neves, B. B. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *In: Pankhurst, R. J.; Trouw, R. A. J.; Brito-Neves, B. B. West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. London, Geological Society Special Publications, vol. 294, p. 211-238.
- Hobbs, B. E.; Means, W. D.; Williams, P. F. 1976. *An Outline of Structural Geology*. John Wiley and Sons, 280 p.
- Janasi, V. A.; Alves, A.; Vlach, S. R. F. 2003. Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: sucessivos eventos de reciclaem da crosta continental no Neoproterozoico. *In: Geologia USP – Série Científica*. São Paulo, vol. 3, p. 13-24.
- Janasi, V. A.; Vasconcellos, A. C. B. C.; Vlach, S. R. F. Motidome, M. J. 1990. Granitoides da região entre as cidades de São Paulo e Piedade (SP): Faciologia e Contexto Tectônico. *In: Anais do XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia*, Natal. Sociedade Brasileira de Geologia / Núcleo Nordeste, vol. 4, p. 1925-1935.



- Juliani, C. 1992. O embasamento pré-cambriano da Bacia de São Paulo. *In: ABAS/ABGE/SBG-SP. Atas do Seminário de Problemas Geológicos e Geotécnicos na Região Metropolitana de São Paulo*, São Paulo, p. 3-20.
- Motidome, M. J. 1993. Geologia do Complexo Embu na região entre Santa Isabel e Biritiba-Mirim, SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 172 p.
- Passchier, C. W.; Trouw, R. A. J. 2005. *Microtectonics*, 2<sup>nd</sup> edition. Germany, Springer-Verlag, 366 p.
- Perrota, M. M.; Salvador, E. D.; Lopes, R. C.; D'Agostino, L. Z.; Peruffo, N.; Gomes, S. D.; Sachs, L. L. B.; Meira, V. T.; Garcia, M. G. M.; Lacerda Filho, J. V. 2005. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:750.000*, São Paulo. Programa Geologia do Brasil, CPRM.
- Ramsay, J. G.; Huber, M. I. 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis*. London, Academic Press, 224 p.
- Sadowski, G. R. 1974. Tectônica da Serra de Cubatão, SP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 159p.
- Santoro, E. 1998. Evolução geológica do Pré-cambriano da região de Santo Antonio de Pinhal, SP: importância tectônica das zonas de cisalhamento. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 153 p.
- Sartori, J. E. 2012. Análise de vorticidade e microestruturas da Zona de Cisalhamento de Caucaia (SP). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 74p.
- Stein, D. P. 1985. Esboço da Evolução Geológica Pré-Cambriana da Folha de Pilar do Sul, SP - SF.23-Y-C-IV-4. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 148 p.
- Tassinari, C. C. G.; Kawashita, K.; Van Schmus, R.; Taylor, P. N. 1988. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da região sudeste do estado de São Paulo. *In: Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém. Sociedade Brasileira de Geologia, vol. 6, p. 2840-2853.
- Tassinari, C. C. G.; Munhá, J. M. U.; Dias Neto, C.; Santos, T.; Cordani, U. G.; Nutman, A. P.; Fonseca, P. 2006. Constrains on the termochronological evolution of Ribeira Fold Belt, SE Brazil: evidence for long-term elevated geothermal gradient of Neoproterozoic orogenies. *In: V South American Symposium on Isotope Geology*, Buenos Aires. p.200-203.



- Teixeira, P. A. D. 2013. Mapeamento e geocronologia do Complexo Embu no leste do estado de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 254 p.
- Theodorovicz, A.; Yamato, A. A.; Takahashi, A. T.; Vasconcelos, C. S.; Santarém, P. C.; Silva, V. A. 1990. *Projeto Santa Isabel/Mogi das Cruzes/Mauá, Relatório Final*. São Paulo, CPRM.
- Turner, F. J.; Weiss, L. E. 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. New York, Mcgraw Hill, 545 p.
- Vieira, S. R. S. S. 1989. Estudo lito-estrutural da região de Embu-Guaçu-Parelheiros, São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 122p.
- Vieira, S. R. S. S. 1996. Estudo de processos metamórfico-metassomáticos nos Complexos Embu e Pilar no bloco Juquitiba, SP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 210 p.
- Vieira, S. R. S. S.; Cândia, M. A. F. 1992. Observações petrográficas preliminares sobre os metassedimentos do Complexo Paraíba do Sul, Bloco Juquitiba, Estado de São Paulo. *In: Anais do XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo. Sociedade Brasileira de Geologia, vol. 2, p. 414-415.
- Vieira, S. R. S. S.; Tassinari, C. C. G. 1988. Estudo petrológico e geocronológico das rochas da região de Embu-Guaçu, estado de São Paulo. *In: Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém. Sociedade Brasileira de Geologia, vol. 3, p. 1391-1399.
- Vlach, S. R. F. 2001. Microprobe monazite constraint for an early (ca 790 Ma) Brasiliano Orogeny: The Embu Terrane, Southeastern Brazil. *In: II South American Symposium on Isotope Geology*, Cordoba. p. 518-521.
- Vlach, S. R. F. 2008. Mineralogia, análise e datação de monazita e xenotima com microsonda eletrônica e aplicações. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 186 p.
- Yardley, B. W. D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. New York, Longman Scientific & Technical, 248 p.



DOAÇÃO
<i>TGC-USP</i>
Date <i>17 04 14</i>



