



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO - TCC
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO GUARATINGUETÁ,
MUNICÍPIO DE GUARATINGUETÁ – SP

BRUNO PALHARES MILANEZI

Orientadora: Profa. Dra. Sueli Yoshinaga Pereira

Co-orientadores: Prof. Dr. Sílvio Jorge Coelho Simões
Prof. Dr. Celso Dal Ré Carneiro

Campinas - SP

Dezembro de 2006



201000731

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS	
N.º CHAMADA	M5892
V. _____	EX. _____
TOMBO BC/	020
TOMBO IG/	4306
PROC.	16-156-96
C ☐	D ☒
PREÇO	R\$ 11,00
DATA	08/04/10
N.º CPD	

cad. tit. 480413

1. Mapeamento geológico - Guaratinguetá (SP)
2. Bacias hidrográficas



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO - TCC
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO GUARATINGUETÁ,
MUNICÍPIO DE GUARATINGUETÁ – SP

BRUNO PALHARES MILANEZI

Trabalho de conclusão de
curso apresentado em 07
de dezembro de 2006 para
obtenção do título de Bacharel
em Geologia pelo Instituto de
Geociências da UNICAMP.

Comissão examinadora:

Prof. Dr. Bernardino Ribeiro de Figueiredo
Prof. Dr. Wanilson Luiz Silva

feito por
Ailton em 02/12/07

*Este trabalho é dedicado
aos meus pais Antônio
José Milanezi - Maristela
do Rosário Palhares Milanezi
e demais familiares.*

AGRADECIMENTOS

Este Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) foi financiado pelo denominado **Projeto Fapesp de Políticas Públicas**, nº 00/13714-1, e pela parceria existente entre a **Faculdade de Engenharia de Guaratinguetá (FEG-Unesp)** e a **Votorantim Celulose e Papel (VCP)**, empresa responsável pela bolsa estágio realizada de agosto de 2004 a abril de 2006 nas proximidades de Guaratinguetá -SP.

Pampers, em especial, agradece a:

- Minha família: Beis, Maristela, Túlio e Ana, avós (Francisco, Nair e Vera) e tios (Lú, Marisa, Vile e Naná), pela paciência e apoio nessa fase da minha vida.
- Meus camaradas: Murillo, Forno, João Grilo, Plets, Roleman, Gui Patty, Lui, Clema, Alumínio, Chalas, Dô, Soda, Pleiba, Magro, Sandro, Cheroso, Nasal, Grêmilin, Abreu, Gal, Lia, Maira, Carolina, Tatiana, Mariana Yokoyama, Ariana etc.
- Meus amigos de geologia: Cauê (valeu mesmo Guerega), Caverón, Lixera, Lobo, Creiço, Rejeito, Tobias, Japonês, Fino, Boden, Pedrinho, Roger, Érico, Gutinho, Furchi, Sebão, Divid, Joanninha, Naná, Mafê, Carol, Ferzinha, Carmela, Dani, Bia, Pê, Talita, Taís, Téó, Tainá, Ancila, Julião, Netão, Minero, Dú Miranda, Régis, Brunão, Baleia, Bairral, Rebenta, Paulão, Henriconha etc.
- Amigos da Praça da Paz: Fogo, Brutus, Fabião, Joe Bomba, Zóio (México), Marquinho (Joe), Torto, Tiriva, Manicômio, Cloro, Pira, Marisol, Quinta, Zé Drogão, Zé Maria etc.
- Professores: Sueli (patrocínio e orientação); Silvio Simões (orientação); Celso Dal Ré Carneiro (orientação, bibliografias e sugestões); Em especial, Ticiano e Alfonso, que foram os caras que mais me incentivaram durante o curso de geologia da Unicamp, valeu ae...

A todos os engenheiros da *chevrolet* responsáveis pela construção do Corsa Sedan. Eu capotei, testei e aprovei o carrão, rsrsrs

RESUMO

Visando contribuir para o conhecimento geológico da região da bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá, situada a norte de Guaratinguetá, SP, são apresentados neste trabalho os resultados de mapeamento geológico-estrutural da principal unidade proterozóica existente na área, o Terreno ou Complexo Embu. A região de Guaratinguetá, no médio vale do Rio Paraíba do Sul, faz parte da Província Mantiqueira e está inserida no Terreno ou Complexo Embu, pertencente ao Segmento Central do Orógeno Ribeira ou Faixa Ribeira, um dos vários domínios neoproterozóicos desenvolvidos na Orogênese Brasileira ou Ciclo Brasileiro-Pan-Africano. A região leste do Estado de São Paulo organiza-se segundo características físicas de um gráben encaixado entre as serras do Mar e da Mantiqueira, destacadas feições orográficas da borda atlântica do continente. Os principais domínios tectônicos da região sudeste do Brasil são separados por falhas de empurrão ou por zonas de cisalhamento transcorrente; os empurrões representam deformações que acompanharam a etapa de dobramentos e cavalgamentos regionais, enquanto as transcorrências seriam posteriores, vinculadas a movimentações dextrais. Importantes zonas transcorrentes, atuantes até o fim do Ciclo Brasileiro, iniciaram-se ou foram reativadas após o evento metamórfico regional. Um dos objetivos iniciais do projeto focalizava a coleta de dados hidrogeológicos da bacia do ribeirão Guaratinguetá, mas essa etapa não se completou, em razão da impossibilidade de acessar dados como perfis de poços tubulares profundos existentes, vazão etc. Deste modo, os trabalhos concentraram-se no mapeamento geológico-estrutural da bacia e sua região cristalina adjacente, com ênfase no reconhecimento e distinção das estruturas existentes (foliações, lineações, falhas em regime dúctil e rúptil, fraturas etc). O fraturamento onipresente nas rochas proterozóicas controlou o aparecimento de zonas de fraqueza neogênicas, marginais e interiores à bacia, e influenciou o desenvolvimento da rede de drenagem moderna.

Palavras chaves: Terreno Embu, falhas de empurrão, zonas de cisalhamento.

ABSTRACT

A geological mapping of the main Proterozoic units of the hydrographic basin of the Ribeirao Guaratingueta, the Embu Terrane, may help increasing the geological knowledge of this portion of this north segment of the Guaratinguetá municipality. The region is situated in the medium valley of the Paraíba do Sul River, belonging to the Mantiqueira Province. The Embu Complex or Embu Terrane is part of the Central Segment of the Ribeira Mobile Belt developed during the Brasiliano Orogeny. The eastern part São Paulo state displays physical characteristics of a rift valley between the Mar and Mantiqueira ranges, the most noticeable orographic features of the South American Atlantic border. The main tectonic domains are separated by thrust faults or by strike-slip shear zones. The thrust faults have accompanied the folding and regional thrusting phases, being associated to compressive movements verging towards NNW to NNE, while the later strike-slip shear zones show dextral displacement senses. One of the initial aims of this project was to collect out some hydrogeologic data about the drainage basin of the ribeirao Guaratingueta. This part of the study was not accomplished due to a severe lack of access to such data, but it seems that the data resulting from geological mapping of the basin can help further studies. The geologic-structural mapping have emphasised the recognition and distinction of existing structures, such as foliations, lineations, brittle and ductile faults, fractures etc. The Proterozoic rocks exhibit a complex network of fractures that have controlled the generation of the Neogenic weak zones, both marginal and interior for the basin. The fractures have also influenced the development of the present-day drainage system.

Keywords: Embu Terrane, thrust faults, shears zones.

ÍNDICE DE FIGURAS

- Fig.1.1: Localização e principais acessos ao município de Guaratinguetá-SP
- Fig.1.2: Esboço da bacia do ribeirão Guaratinguetá
- Fig.1.3: Superfície do Japi
- Fig.1.4: Mapa geomorfológico da bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá.
- Tabela 1: Tabela explicativa dos aspectos geomorfológicos.
- Fig.3.1: Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira
- Fig.3.2: Aglutinação do Gondwana e formação dos cinturões orogênicos brasileiros
- Fig.3.3: Mapa Geológico do Terreno Embu e Terreno Apiai-Guaxupé, adjacente
- Fig.3.4: Esquema da origem e recuo erosivo da Serra do Mar
- Fig.3.5: Mapa do arcabouço estrutural da Bacia de Taubaté
- Fig.4.1: Mapa geológico esquemático da bacia do ribeirão Guaratinguetá, em escala 1:50.000
- Fig.4.2: Fotografia do gnaiss protomilonítico da Unidade I
- Fig.4.3: Xistos milonitizados da Unidade II
- Fig.4.4: Microfotografia dos xistos milonitizados da Unidade II
- Fig.4.5: Migmatitos homogêneos da Unidade III
- Fig.4.6: Migmatitos homogêneos da Unidade III
- Fig.4.7: Microfotografia dos migmatitos homogêneos da Unidade III
- Fig.4.8: Gnaisses bandados da Unidade IV
- Fig.4.9: Microfotografia dos gnaisses bandados da Unidade IV
- Fig.4.10: Migmatitos heterogêneos da Unidade V
- Fig.4.11: Microfotografia dos migmatitos homogêneos da Unidade V
- Fig.4.12: Pacote sedimentar pertencente à Formação Resende.
- Fig.4.13: Formação Resende
- Fig.4.14: Depósito de Tálus
- Fig.4.15: Morfologia típica do depósito de tálus
- Fig.4.16: Sedimentos inconsolidados
- Fig.5.1: Estereograma do acamamento sedimentar.
- Fig.5.2: Estereograma da foliação
- Fig.5.3: Estereograma da lineação
- Fig.5.4: Indicador cinemático
- Fig.5.5: Banda félsica de migmatito dobrada
- Fig.5.6: Banda félsica de migmatito dobrada em S
- Fig.5.7: Juntas conjugadas
- Fig.5.8: Diagrama de roseta das fraturas
- Fig.5.9: Visada lateral das Escarpas Festonadas
- Fig.5.10: Falhas rúpteis
- Fig.5.11: Falhas rúpteis com rejeito centimétrico
- Esquema 1: Modelo estrutural.
- Fig.7.1: Feições morfotectônicas observadas na bacia do ribeirão Guaratinguetá.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	I
RESUMO.....	II
ABSTRACT.....	III
ÍNDICE DE FIGURAS	IV
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1. APRESENTAÇÃO.....	1
1.2. OBJETIVOS.....	2
1.3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	2
1.4. CLIMA E VEGETAÇÃO.....	3
1.5. HIDROGRAFIA.....	3
1.6. ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS.....	4
CAPÍTULO 2 MATERIAIS E MÉTODOS.....	7
CAPÍTULO 3 ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL.....	8
3.1 EVOLUÇÃO TECTÔNICA PROTEROZÓICA.....	9
3.2 SUBDIVISÃO ESTRATIGRÁFICA	10
3.1.1 Orógeno ou Faixa Ribeira	11
3.2.1 Terreno Embu	12
3.3 EVOLUÇÃO TECTÔNICA FANEROZÓICA.....	14
3.4 BACIA DE TAUBATÉ.....	16
CAPÍTULO 4 ASPECTO GEOLÓGICO LOCAL.....	18
4.1 UNIDADE I – (NPEGP) GNAISSES PROTOMILONÍTICOS.....	19
4.2 UNIDADE II – QUARTZO-MICA XISTOS MILONITIZADOS - ZONA DE CISALHAMENTO BUQUIRA - (ZCB).....	21
4.3 UNIDADE III – (NPEMH) MIGMATITOS HOMOGÊNEOS ESTROMATÍTICOS E OFTALMÍTICOS (EMBRECHÍTICOS).....	25
4.4 UNIDADE IV – (NPEGB) GNAISSES BANDADOS	27
4.5 UNIDADE V – (NPEME) MIGMATITOS HETEROGÊNEOS COM MESOSSOMA XISTOSO.....	31
4.6 UNIDADE VI – FORMAÇÃO RESENDE.....	34
4.7 UNIDADE VII – DEPÓSITOS DE TÁLUS	36
4.8 UNIDADE VIII – SEDIMENTOS INCONSOLIDADOS.....	39
CAPÍTULO 5 ASPECTO ESTRUTURAL LOCAL.....	40
5.1 ACAMAMENTO SEDIMENTAR	40
5.2 FOLIAÇÃO (S_N).....	41
5.3 LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO MINERAL (L_N).....	41
5.4 INDICADORES CINEMÁTICOS	42
5.5 DOBRAS (F_N).....	42
5.6 FRATURAS	43
5.7 FALHAS.....	43
5.8 EVENTOS DEFORMACIONAIS	45
CAPÍTULO 6 METAMORFISMO.....	48
CAPÍTULO 7 DISCUSSÃO.....	49
CAPÍTULO 8 CONSIDERAÇÕES FINAIS	51
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	52



"... Se o barato é loco e o processo é lento, no momento, deixa eu caminhar contra o vento...Geologia: só quem é de lá sabe o que acontece ..."(adaptado de Racionais MC's)

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

Este trabalho é produto da disciplina GE-001 (Trabalho de Conclusão de Curso) da grade curricular do curso de Geologia da UNICAMP e tem como finalidade básica avaliar e aplicar os conhecimentos do aluno adquiridos durante o período de graduação em geologia. Desta maneira, este relatório e seus anexos são frutos da pesquisa realizada na bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá, localizada nos arredores do município de Guaratinguetá – SP, no decorrer do segundo semestre de 2006.

O povoado de Guaratinguetá foi uma das raízes do Vale do Paraíba, e ainda hoje, graças à sua economia dinâmica, a cidade continua sendo uma das principais da região. Guaratinguetá é uma palavra de origem Tupi-Guarani que significa “abundância de garças brancas”. Segundo censo realizado em 2000 pelo IBGE, o município tem cerca de 104.219 habitantes e uma densidade demográfica 138,44 hab/km², com concentração de 92% na zona urbana.

O ribeirão Guaratinguetá responde por cerca de 80% do abastecimento público do município, e suas quedas d’água atraem o turismo regional. Do ponto de vista do meio físico esta bacia é caracterizada por apresentar grande diversidade de formas de relevo, cujos topos variam entre 560 e 2005 metros de altitude. Esta diversidade propicia certa heterogeneidade quanto à geologia, hidrografia, solos, fauna, flora e ocupação humana. A ocupação da bacia é influenciada pelas características geomorfológicas, predominando em áreas mais planas, correspondentes a planícies aluviais com baixo índice de cobertura vegetal, as atividades agropastoris intensivas e mecanizadas (rizicultura e pecuária leiteira).

Considera-se que os principais domínios tectônicos de parte da região sudeste do Brasil, abrangendo os Estados do Rio de Janeiro, São Paulo e porção sul de Minas Gerais, são separados por falhas de empurrão ou por zonas de cisalhamento transcorrente. De acordo com diversos autores (Heilbron *et al.*, 2004) as falhas observadas na região resultam da reativação tectônica de zonas de fraqueza pré-cambrianas.

Esta porção leste do Estado de São Paulo pertence a um espaço regional organizado segundo características físicas de amplo gráben encaixado entre as Serras do Mar e da Mantiqueira, que, de acordo com Almeida & Carneiro (1998), constituem as mais destacadas feições orográficas da borda atlântica do continente sul-americano.

1.2. Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo principal a produção do mapa geológico da bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá em escala 1:50.000. Os produtos deste trabalho são: Mapa de Pontos (Anexo I), Mapa Geológico contendo Perfil A-B (Anexo II) e o respectivo Relatório. Todos os produtos gerados nesta pesquisa têm como finalidade servir de banco de dados base para estudos posteriores nesta bacia (geológicos, hidrogeológicos, geotécnicos e uso e ocupação).

O intuito inicial deste projeto era realizar o mapeamento geológico e fazer considerações hidrogeológicas sobre a bacia do ribeirão Guaratinguetá. Por falta de acesso a dados hidrogeológicos (perfis de poços tubulares profundos existentes, dados de vazão etc.) isso não foi feito. Deste modo, o mapeamento geológico-estrutural desta bacia concentrou-se na ênfase ao reconhecimento e distinção das estruturas existentes (foliação, lineação, contatos, falhas em regime dúctil e rúptil, fraturas etc).

1.3. Localização e vias de acesso

O município de Guaratinguetá está localizado na porção leste do Estado de São Paulo, mais precisamente no médio vale do Rio Paraíba do Sul, faz divisa, a norte, com os municípios de Campos do Jordão, Piquete e Delfim Moreira; a sul, com Cunha, Aparecida, Lagoinha e Roseira; a leste, com Lorena e, a oeste, com Pindamonhangaba.

O acesso ao município (Fig. 1.1) pode ser feito pelas rodovias BR-116 (Rodovia Presidente Dutra), SP-66 (Rodovia Washington Luis) e BR-459. A rodovia estadual SP-171 é pavimentada e liga Guaratinguetá à Estância Climática de Cunha (SP) e à divisa com o Estado do Rio de Janeiro. A estrada SP-62 faz a ligação entre Guaratinguetá e Lorena (SP) e oferece acesso ao Sul do Estado de Minas Gerais pela BR-459, que passa por Itajubá (MG), Pouso Alegre (MG) até Poços de Caldas (MG).

Guaratinguetá encontra-se a aproximadamente 237 km do Rio de Janeiro, 176 km de São Paulo, 99 km de Parati, 84 km de São José dos Campos e 65 km de Campos do Jordão.

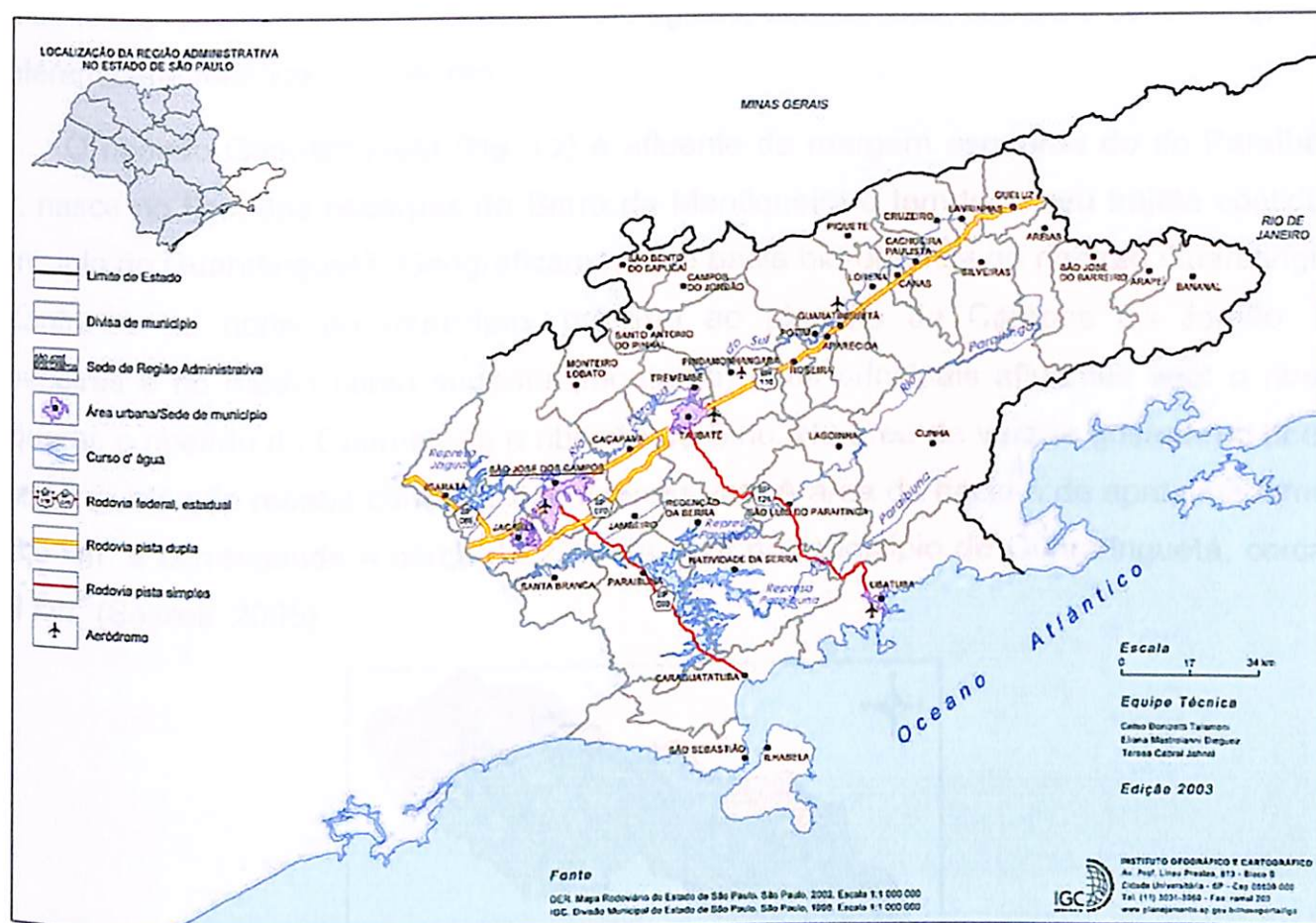


Figura 1.1: localização e principais acessos ao município de Guaratinguetá-SP.
Fonte: Instituto Geográfico e Cartográfico – IGC

1.4. Clima e vegetação

Na região estudada o tipo de clima predominante é o Tropical Úmido, com variações naturais decorrentes da variação da incidência de chuvas devido às mudanças de relevo. Em termos regionais, as massas de ar que influenciam no clima de Guaratinguetá são: Equatorial Continental, Tropical Atlântica e Frente Intertropical. O município apresenta índice pluviométrico por volta de 1.262 mm/ano temperatura média anual de 22°, com máxima de 35° e mínima de 3,5°, além de cerca de 40% de umidade relativa do ar.

1.5. Hidrografia

Segundo Botelho (1999), entende-se como bacia hidrográfica ou bacia de drenagem a área da superfície terrestre drenada por um rio principal e seus tributários, sendo limitada pelos divisores de água. É uma célula natural que pode, a partir da definição do seu ponto de saída, ser delimitada sobre uma base cartográfica que contenha cotas altimétricas ou que permita uma visão tridimensional da paisagem. As bacias, seus recursos naturais e seus

habitantes apresentam condições físicas, biológicas, econômicas, sociais e culturais que lhes conferem características peculiares.

O ribeirão Guaratinguetá (Fig. 1.2) é afluente da margem esquerda do rio Paraíba do Sul, nasce no final das escarpas da Serra da Mantiqueira e tem todo seu trajeto contido no município de Guaratinguetá. Geograficamente, a bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá encontra-se no norte do município, próximo ao planalto de Campos do Jordão. Nas cabeceiras e no médio curso superior (montante) seus principais afluentes são: o ribeirão Taquaral, o ribeirão do Guameral e o ribeirão do Sino. Na área de várzea (jusante) o ribeirão Guaratinguetá não recebe contribuições expressivas. A área da bacia é de aproximadamente 166,5 km² e corresponde a cerca de 22% da área do município de Guaratinguetá, cerca de 734 km² (Soares, 2005).

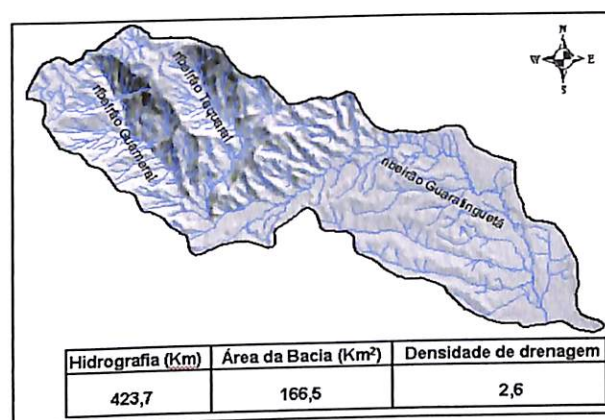


Figura 1.2: Esboço da bacia do ribeirão Guaratinguetá, com destaque para os ribeirões Taquaral e Guameral, que se encontram para constituir o ribeirão Guaratinguetá

1.6. Aspectos geomorfológicos

Almeida (1964) define duas importantes províncias geomorfológicas da parte leste do Estado de São Paulo: o Planalto Atlântico e a Província Costeira. O Planalto Atlântico compreende cinco zonas: Planalto do Paraitinga, Planalto da Bocaina, Médio Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e Planalto de Campos de Jordão. A Província Costeira compreende a zona de Serranias Costeiras.

A bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá está inserida na Província Geomorfológica do Planalto Atlântico. De modo geral, o Planalto Atlântico caracteriza-se como uma região situada na porção leste/sudeste do Estado de São Paulo, constituída por terras altas, por formas de topos convexos, elevada densidade de canais de drenagem e vales profundos (Ross e Moroz, 1997). Grande parte do relevo resulta diretamente da erosão fluvial exercida sobre complexo muito heterogêneo de rochas ígneas e metamórficas. As

variações estruturais resultantes da evolução histórica do Planalto Atlântico ocasionaram o aparecimento de inúmeras feições geomórficas (planaltos bem compartimentados) e grandes estruturas tectônicas, como o Rife por onde corre o rio Paraíba do Sul. O soerguimento final da Mantiqueira teria ocorrido durante todo Neógeno, paralelamente ao incremento dos deslocamentos verticais ao longo dos riftes, ao entulhamento das bacias, acentuação do basculamento dos testemunhos da Superfície do Japi e dissecação erosiva importante, tanto das vertentes meridional da Serra do Mar e setentrional da Mantiqueira, quanto da borda sudeste da Bacia do Paraná (Almeida, 1976). Nesta área, a superfície de aplainamento mais proeminente é a do Japi (Almeida, 1964), de idade paleocênica-eocênica (Fig. 1.3). O soerguimento, progressivo e pulsativo, da área plataformal e continental vizinha à bacia foi atribuído por Asmus e Guazelli (1981), Bacoccoli e Aranha (1984) e Macedo (1991) a efeito de compensação isostática entre a bacia em afundamento e a área continental em elevação e erosão que passa, portanto, a sofrer alívio de carga.

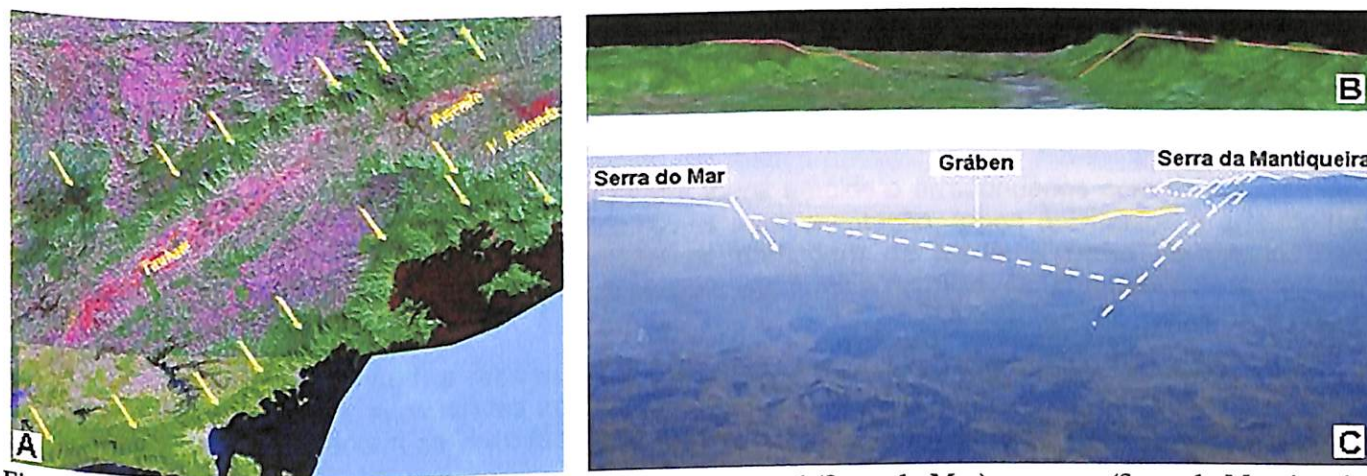


Figura 1.3: (A) Superfície de aplainamento do Japi, preservada a sul (Serra do Mar) e a norte (Serra da Mantiqueira) dos grábens do Paraíba do Sul. (B) e (C) Visão do Gráben Paraíba do Sul, na altura do Município de Resende. Detalhe para a borda norte (Serra da Mantiqueira) mais elevada, escarpada e falhada. Fonte: Zalán (2004)

Soares (2005), baseado em Ponçano *et al.* (1981), reconhece na bacia do ribeirão Guaratinguetá as unidades (Tabela 1): Planícies Aluviais, Colinas Pequenas com Espigões Locais, Morrotes Baixos, Morros Paralelos, Morros com Serras Restritas e Escarpas Festonadas (Fig. 1.4).

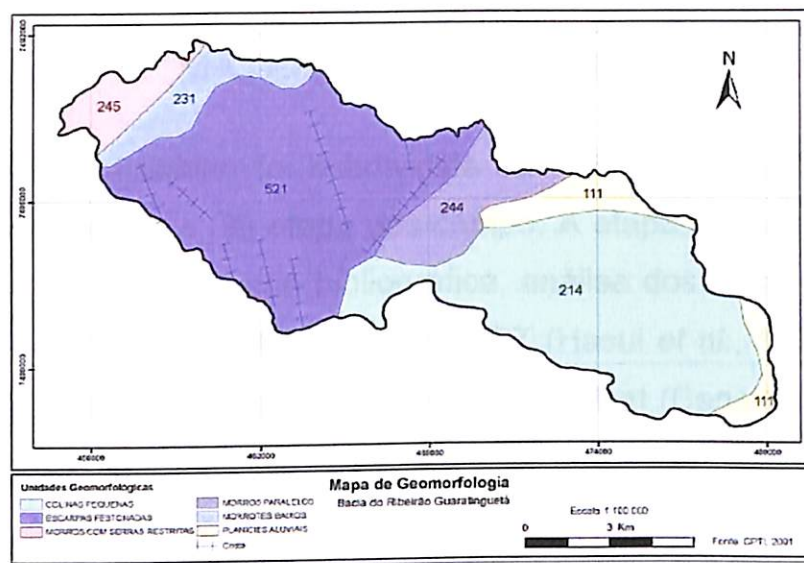


Figura 1.4: Mapa geomorfológico da bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá, em escala 1:100.000.
Fonte: CPTI, 2001, modificado de Soares (2005)

Relevos de aggradação

Planícies aluviais – Áreas com declividades inferiores a 5% sendo parte delas sujeita periodicamente a inundação. As maiores porções de planície aluvionar são aquelas acompanhando o curso principal do ribeirão Guaratinguetá.

Relevos de degradação

Colinas Pequenas com Espigões Locais – Possuem topos amplos e arredondados com declividade de até 20%, raramente atingindo 30%. Predominam interflúvios sem orientação, topos aplainados e arredondados, vertentes ravinadas com perfis convexos a retilíneos, drenagem de média a baixa densidade, padrão subparalelo a dendrítico, vales fechados, planícies aluviais interiores e restritas. Ocorrem associados às rochas sedimentares.

Morrotes Baixos – Correspondem a relevos ondulados onde predominam amplitudes inferiores a 50 metros. Os topos são arredondados e as vertentes apresentam um perfil convexo a retilíneos. A drenagem possui alta densidade e os vales apresentam-se tanto fechados quanto abertos. Ocupam uma pequena faixa associada às cotas mais elevadas da bacia em sua porção noroeste.

Morros Paralelos – Nesta unidade predominam relevos com topos arredondados e vertentes com perfis retilíneos a convexos. A densidade de drenagem é alta, os vales são fechados a abertos e ocorrem planícies aluvionares interiores restritas. Ocupam uma pequena faixa no centro da bacia.

Morros com Serras Restritas – Nesta unidade os morros são arredondados, as vertentes possuem perfis retilíneos e ocorrem localmente serras restritas. Ocupam uma pequena faixa na porção noroeste da bacia. A drenagem é de alta densidade, os vales são fechados e as planícies aluvionares interiores restritas.

Escarpas Festonadas – Os topos são angulosos e as vertentes apresentam perfis retilíneos. A drenagem possui média densidade e os vales são fechados. O relevo de escarpas festonadas ocupa uma porção bastante expressiva em termos espaciais sendo a principal unidade associada às rochas pré-cambrianas.

Tabela 1: tabela explicativa contendo a descrição dos diferentes tipos de relevo existentes na bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá. Fonte: Adaptado de Ponçano *et al.* (1981)

Capítulo 2

MATERIAIS E MÉTODOS

A confecção deste trabalho foi subdividida em três etapas, a saber: (i) etapa pré-campo, (ii) trabalho de campo e (iii) etapa pós-campo. A etapa pré-campo compreendeu as atividades preparatórias, como revisão bibliográfica, análise dos mapas geológicos do Vale do Paraíba, em escala 1:200.000, elaborado pelo IPT (Hasui *et al.*, 1977), e ao milionésimo (Bistrichi *et al.*, 1981), análise de imagens de satélite Landsat (Cena 218/76) e confecção do mapa de lineamentos estruturais em escala 1:100.000.

A etapa de campo teve duração de duas semanas de campo, a primeira em maio, de 23 a 29 e a segunda em outubro, de 02 a 08. Foi realizado o mapeamento geológico em escala 1:50.000, abrangendo os limites da bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá, cerca de 166,5 km², com obtenção de 132 pontos dentre afloramentos e pontos de controle. Para a confecção dos Mapas de Pontos (Anexo I) e Geológico (Anexo II) foi utilizado um mosaico constituído da junção de quatro cartas topográficas: Pindamonhangaba (SF.23-Y-B-VI-3), Delfim Moreira (SF.23-Y-B-VI-1), Lorena (SF.23-Y-B-VI-2) e Guaratinguetá (SF.23-Y-B-VI-4), em escala 1:50.000. As coordenadas de cada ponto foram obtidas com GPS da marca Garmin, georreferenciado segundo o Datum Córrego Alegre zona 23S. Foram coletadas amostras de todas as rochas mapeadas e, ao final desta etapa, selecionadas 11 amostras representativas das unidades mapeadas para análise petrográfica e estrutural. As análises geomorfológica e morfotectônica foram executadas visando à definição das características gerais do relevo, como a morfologia, rupturas de declive, anomalias de drenagem, facetas triangulares entre outras, na tentativa de relacioná-las com as estruturas tectônicas presentes.

Na etapa pós-campo as respectivas lâminas delgadas foram analisadas, com ênfase na classificação das principais associações minerais (paragênese) e nas microestruturas, para caracterizar os mecanismos de deformação e a cinemática dos corpos. Por fim, o conjunto de informações produzido foi revisado e resultou na confecção do presente relatório e dos mapas anexos.

Para entrada, organização, manipulação, processamento e saída das informações dos resultados cartográficos da presente pesquisa, foi utilizada a versão ArcGIS®, 9.1 da ESRI (Environmental Systems Research Institute, Inc).

Capítulo 3

ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL

A presença de importantes falhas de caráter transcorrente constitui aspecto fundamental do Pré-Cambriano do leste paulista, que delimitam blocos tectônicos com aspectos litológicos e estruturais diferentes dos adjacentes. As descontinuidades mais recentes são falhamentos normais, que configuram no relevo como escarpas de linha de falha, por exemplo, a Falha do Ronco e de Piedade, que estão relacionadas ao desenvolvimento do Sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida 1976) ou *Rift* Continental da América do Sul (Riccomini, 1989), no Cenozóico (Paleógeno).

A região de Guaratinguetá, no médio vale do Rio Paraíba do Sul, faz parte da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981) e encontra-se no Segmento Central do Orógeno ou Faixa Ribeira (Heilbron *et al.*, 2004), que representa uma das várias unidades neoproterozóicas desenvolvidas ao redor do Cráton São Francisco, estando associada à Orogênese Brasileira (Almeida & Hasui, 1984). Além disso, de acordo com Almeida *et al.* (1976) a bacia do ribeirão Guaratinguetá está inserida, regionalmente, na Região de Dobramentos Sudeste, que inclui rochas geradas no Ciclo Brasileiro e, em parte, resultantes do retrabalhamento de rochas mais antigas.

A Província Mantiqueira (Fig. 3.1), tal como definida por Almeida *et al.* (1977, 1981), é paralela à costa atlântica do sudeste e sul do Brasil, delineando uma faixa de direção NE-SW, com mais de 3.000 km de comprimento, que se estende do Brasil até o Uruguai.

O Sistema Orogênico Mantiqueira é constituído pelos orógenos Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel (Heilbron *et al.*, 2004), além da zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira. É importante lembrar que as etapas de subducção e posterior colisão continental são diacrônicas ao longo desse sistema orogênico. Este diacronismo se demonstra por meio da discrepância de idades entre fases sincolisionais. Por exemplo, a fase sincolisional na extremidade sul do Orógeno Brasília ocorreu em torno de 630 Ma, enquanto nos orógenos Araçuaí e Ribeira, o estágio sincolisional ocorreu há cerca de 580 Ma (Hasui *et al.*, 1975; Trouw *et al.*, 2000; Pedrosa-Soares & Wiedemann, 2000; Pimentel *et al.*, 2000; Schmitt, 2000).

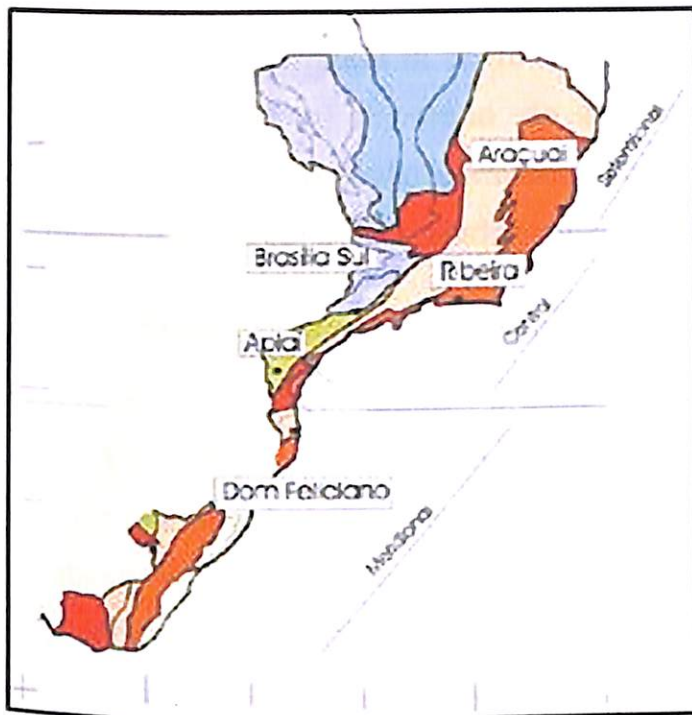


Figura 3.1: Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e o orógeno Ribeira, além dos terrenos Apiaí, São Roque e Embu; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. As cores roxas e laranja indicam os terrenos que alojam os arcos magmáticos neoproterozóicos. Fonte: Heilbron *et al.*, (2004)

3.1 Evolução Tectônica Proterozóica

Durante a Orogênese Brasiliana, que resultou na amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental, o paleocontinente do Congo movimentava-se na direção do atual Cráton São Francisco, promovendo cavalgamentos, grandes dobramentos e acarretando transporte tectônico de massa de leste para oeste e noroeste. A evolução desta orogenia proterozóica iniciou-se com o desaparecimento diacrônico dos oceanos Goianides e Adamastor, situados respectivamente, a oeste e a leste do paleocontinente São Francisco. Um processo de subducção foi o responsável pela geração de suítes de arcos magmáticos e foi sucedido por colisões arco-continente e continente-continente, de maneira diacrônica.

No decorrer desta interação convergente de placas, em determinado instante, ocorre uma reorientação no sistema de esforços principal, passando-se progressivamente do regime convergente (gerando cavalgamentos para W e NW) para o regime transcorrente (gerando transcorrências com direção geral ENE). Este instante se dá no final do Neoproterozóico, com a diminuição (arrefecimento) do calor e mudança no regime de esforços, uma vez que a compressão passa a produzir falhas transcorrentes que recortam o sudeste brasileiro, devido escape lateral de massa. Desse estágio final, no Cambro-Ordoviciano, resultou denso arranjo de zonas de cisalhamento dextrais anastomosadas, orientadas segundo ENE (Hasui & Sadowski 1976). As sucessivas colagens e interações de placas formaram faixas móveis acrescionárias, colisionais ou transpressionais, retomadas

sucessivas vezes (Almeida *et al.*, 1997). Após cada uma delas, sucederam-se processos de tafrogenia (quebra) e dispersão de supercontinentes, acompanhados de magmatismo anorogênico e sedimentação intracratônica. As faixas móveis circundam núcleos menores, que foram reestruturados e afetados pela orogenia transamazônica.

3.2 Subdivisão Estratigráfica

Apesar da diversidade existente entre as muitas propostas de nomenclatura estratigráfica disponíveis na literatura, a seguinte subdivisão simplificada aplica-se à Província Mantiqueira como um todo:

- a) Embasamento arqueano e/ou paleoproterozóico mais velho que 1,7 Ga;
- b) Sequências metassedimentares depositadas em bacias intracontinentais paleoproterozóicas a mesoproterozóicas;
- c) Sequências metassedimentares e metavulcano-sedimentares neoproterozóicas que incluem sequências de margem passiva (abertura oceânica), sequências relacionadas ao fechamento de oceanos (bacias de ante-arco e retro-arco), e ao estágio da colisão continental (bacias molássicas e de antepaís);
- d) Granitóides neoproterozóicos pré-colisionais, gerados em arco magmático intra-oceânico ou de margem continental ativa e, portanto, contemporâneos a processos de subducção;
- e) Granitóides neoproterozóicos sincolisionais;
- f) Coberturas neoproterozóico-cambrianas associadas a bacias tardi-orogênicas e magmatismo pós-colisional.

Esta subdivisão simplificada é adotada na abordagem dos três segmentos geográficos da Província Mantiqueira, que são:

- O segmento setentrional correspondente ao Orógeno Araçuaí;
- O segmento central que engloba o Orógeno Ribeira, a Zona de Interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira, e os terrenos Apiaí, São Roque e Embu;
- O segmento meridional que inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel.

O conceito de Orogênese Brasileira designa o amplo período orogenético Neoproterozóico-Cambriano, essencialmente diacrônico de uma a outra região, que engloba o conjunto de colagens responsável pela estruturação do embasamento da Plataforma Sul-Americana (Brito-Neves *et al.*, 1999). Na Província Mantiqueira, a Orogênese Brasileira inclui processos estritamente acrescionários, como a edificação do arco-de-ilhas São Gabriel no

Rio Grande do Sul, colisões continente-continente, a exemplo da estruturação principal do Orógeno Ribeira e sua Zona de Interferência com o Orógeno Brasília, e tem seu término com o colapso extensional de partes dos orógenos, a exemplo do Orógeno Araçuai. Estes processos ocorreram num período de tempo que teve início em torno de 880 Ma e findou há cerca de 480 Ma.

O segmento central da Província Mantiqueira registra claramente o diacronismo de diferentes etapas da Orogênese Brasileira. Ele resulta da interação, em épocas distintas, de outro(s) continente(s) e/ou micro-continente(s) (Paranapanema ou Paraná, Oriental ou Serra do Mar, Cabo Frio) e/ou arco(s) de ilhas com a Placa São Francisco-Congo. Os estágios colisionais, principais responsáveis pela deformação, metamorfismo e geração de granitóides crustais, foram marcadamente diacrônicos. O estágio colisional na extremidade sul do Orógeno Brasília ocorreu em torno de 630 Ma (Colisão I), mas no Orógeno Ribeira situa-se entre 580 e 560 Ma (Colisão II). Os efeitos da Colisão II atingiram o recém-estruturado Orógeno Brasília, resultando na complexa Zona de Interferência entre os dois orógenos, materializada na região sul/sudoeste do Estado de Minas Gerais. O Orógeno Ribeira registra ainda uma colisão tardia em 520-510 Ma (Colisão III), no Terreno Cabo Frio (Schmitt, 2000, *apud* Heilbron *et al.*, 2004). A etapa de colisão entre a borda sul-sudoeste da paleoplaca São Francisco-Congo e outra placa, situada a oeste-sudoeste, atualmente encoberta pelas seqüências deposicionais fanerozóicas da Bacia do Paraná é denominada Colisão I. Esta etapa colisional neoproterozóica é a mais antiga da Orogênese Brasileira no Segmento Central da Província Mantiqueira, tendo atingido seu ápice aproximadamente em 630-625 Ma.

3.1.1 Orógeno ou Faixa Ribeira

O Orógeno Ribeira (Fig. 3.2), que apresenta *trend* estrutural NE-SW, resulta da interação entre o Cráton do São Francisco e outra(s) placas e/ou microplaca(s) e/ou arcos de ilha situados a sudeste deste cráton, bem como com a porção sudoeste do Cráton do Congo. A segunda etapa de colisão continental (Colisão II, *ca* 580 Ma) resultou no empilhamento de terrenos de leste para oeste-noroeste. Como a colisão entre estes terrenos foi oblíqua, a deformação principal exibe clara partição entre zonas com predomínio de encurtamento frontal e zonas com componente transpressivo dextral. Assim, os limites entre os compartimentos tectônicos são representados por empurrões com mergulhos mais íngremes ($>30^\circ$), ou por zonas de cisalhamento oblíquas. No Orógeno Ribeira, a polaridade da

subducção foi para leste, resultando na geração do Arco Magmático Rio Negro, localizado no Terreno Oriental.

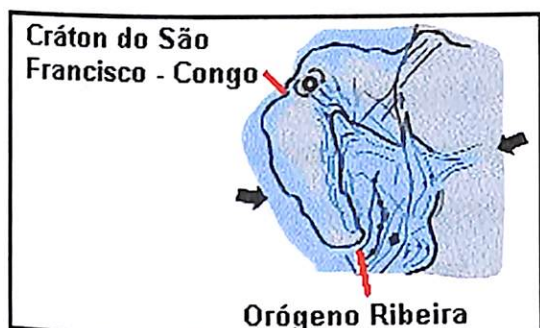


Figura 3.2: As colisões brasileiras levaram à aglutinação do Gondwana e formação dos cinturões orogênicos que definem o contorno do Cráton do São Francisco-Congo. Detalhe para a Faixa Ribeira. Fonte: modificado de Alkmin & Martins Neto (2001)

O Orógeno Ribeira é subdividido em cinco terrenos tectono-estratigráficos (no sentido de Howell, 1989) separados ora por falhas de empurrão, ora por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas. Estes terrenos são: Ocidental, Paraíba do Sul, Embu, Oriental e Cabo Frio. A docagem destes terrenos é caracterizada pelo imbricamento de escamas crustais com vergência para oeste, em direção à margem do Cráton do São Francisco. Os quatro primeiros foram amalgamados há cerca de 580 Ma, enquanto o Terreno Cabo Frio só foi colado aos demais em torno de 520 Ma (Schmitt, 2000, *apud* Heilbron *et al.*, 2004).

Durante a evolução do conhecimento geológico da Faixa Ribeira (Hasui *et al.*, 1975) foram elaboradas uma série de propostas de compartimentação tectônica (Heilbron, 1993, 1995; Heilbron *et al.*, 1995, 1999b; Machado & Demange, 1995; Campos Neto & Figueiredo, 1995). Para delimitar o objeto de estudo e dar objetividade ao trabalho, são apresentados neste trabalho dados referentes à principal unidade de mapeamento da área, o Terreno Embu.

3.2.1 Terreno Embu

Este compartimento corresponde ao Complexo Embu (Hasui *et al.*, 1981), ao Bloco Embu (Dantas *et al.*, 1987a), ao Terreno Acrescido Embu (Campos Neto & Figueiredo, 1995) e ao Complexo Embu como parte do Terreno Juiz de Fora (Campos Neto, 2000).

O Terreno Embu (Fig. 3.3) está limitado a norte pela zona de cisalhamento Caucaia-Rio Jaguari e a sul, pela zona de cisalhamento Cubatão, acunha-se longitudinalmente no Terreno Juiz de Fora, a norte, e no Terreno Apiaí-Guaxupé, a sul, em contatos tectônicos ainda pouco conhecidos. Diferencia-se dos demais terrenos pela natureza e idade de sua infraestrutura e de seu magmatismo granítico, bem como pelas idades neoproterozóicas mais antigas de seus episódios metamórficos. Faixas miloníticas cortam o Terreno Embu e

definem importantes lineamentos subparalelos às grandes estruturas regionais, com direções em torno de EW e mergulhos subverticais. Falhamentos transcorrentes de movimentação dextral afetam as rochas metassedimentares e balizam diversos *stocks* graníticos.

A infraestrutura paleoproterozóica (Complexo Rio Capivari; Fernandes *et al.*, 1990), alongada e encravada em zonas de cisalhamento, possui composição ortognáissico-migmatítica com mesossoma granito-tonalítico, orosiriano (2,0 Ga; Babinski *et al.*, 2001). A supraestrutura metassedimentar, de idade desconhecida, corresponde ao Complexo Embu (Hasui, 1975), cujas associações litológicas foram agrupadas em três unidades estratigráficas (Fernandes *et al.*, 1991):

- Unidade Rio Una, superior e dominada por micaxistos e quartzitos imaturos;
- Unidade Rio Paraibuna, clasto-química, com abundantes quartzitos e calciossilicáticas, e intercalações de biotita gnaisses finos e anfibolitos;
- Unidade Redenção da Serra, mais expressiva, composta por gnaisses peraluminosos, plagioclásio-biotita gnaisses/xistos porfiroclásticos, anfibolitos, gnaisses cálcio-silicáticos e mármore restritos. Observam-se freqüentes transições a migmatitos.

Um importante evento termal em ca. 655 Ma (Janasi *et al.*, 2003) foi responsável pelo Batólito Quebra-Cangalha, peraluminoso, que contém foliação incipiente, no estado sólido, correlata, na orientação, à xistosidade S_2 . Um dobramento inclinado e apertado, vergente para NW, deforma essa foliação e responde por uma xistosidade fina/crenulação S_3 .

As zonas de cisalhamento transcorrentes, que limitam o terreno e o fatiam em padrão anastomosado, são faixas miloníticas dextrais, espessas e verticais, que controlam a colocação de granitos de cerca de 590 Ma (Filipov & Janasi, 2001; Janasi *et al.*, 2003). Os tipos petrográficos predominantes variam desde biotita granitos porfiríticos a inequigranulares (Mauá, Itapeti, Santa Catarina e fácies dominante no Batólito Lagoinha) até muscovita-biotita monzogranitos equigranulares (Guacuri, Santa Branca, Mogi das Cruzes e fácies dominante no Batólito Quebra-Cangalha). Os termos mais diferenciados são muscovita-granada-turmalina granitos, aplitos e pegmatitos, que formam pequenos corpos isolados ou intrusões tardias dentro de alguns maciços.

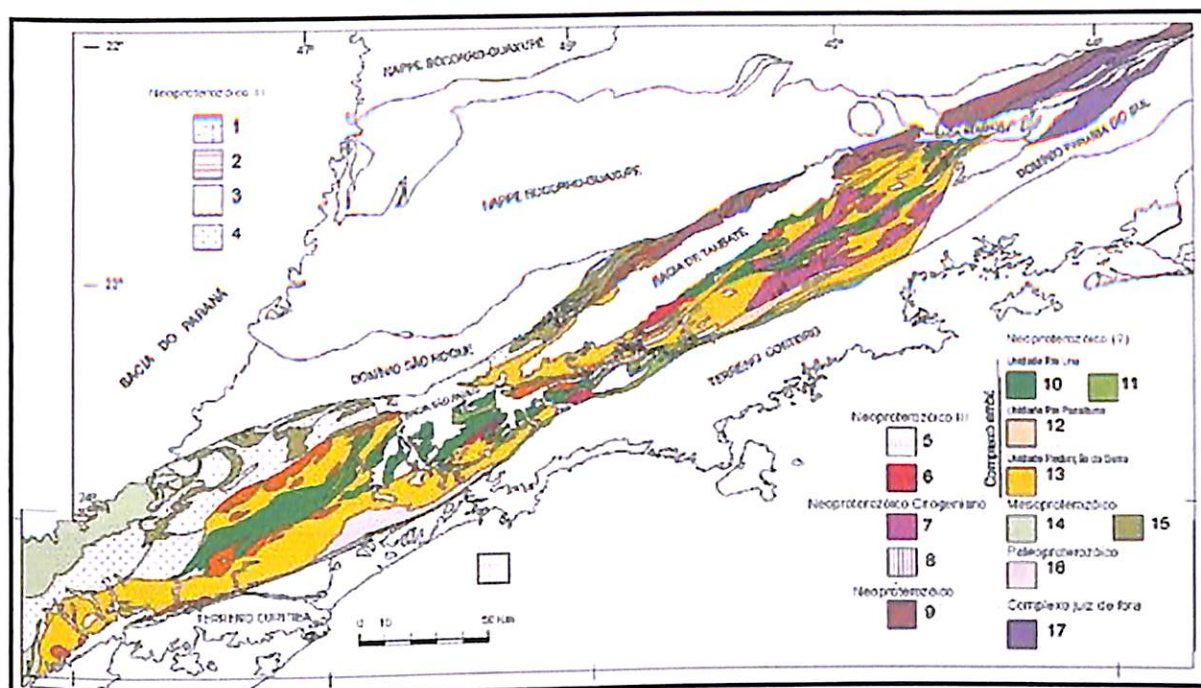


Figura 3.3 -Mapa Geológico do Terreno Embu e Terreno Apiaí-Guaxupé, (Domínio Apiaí) adjacente. Detalhe para a Bacia de Taubaté no centro (branco). Fonte: Heilbron *et al.*, (2004). **Legenda:** Complexo Embu (10-13) 10-Unidade Rio Una- Xistos, quartzitos e rochas calciossilicáticas (Fácies anfibolito); 11-Unidade Rio Una- Xistos e quartzitos (Fácies Xisto Verde); 12-Unidade Rio Paraíba- Gnaisses quartzosos com intercalações de Bt gnaisses finos, Sil gnaisses e rochas calciossilicáticas; 13-Unidade Redenção da Serra-Sil gnaisses com anfibolitos, Bt gnaisses, rochas calciossilicáticas e raros mármore. Transições frequentes a migmatitos

3.3 Evolução Tectônica Fanerozoica

De acordo com Almeida & Carneiro (1998), o sistema de montanhas representado pelas serras do Mar (Fig. 3.4) e da Mantiqueira constitui a mais destacada feição orográfica da borda atlântica do continente sul-americano. A Plataforma Sul-Americana formou-se após a ruptura de Gondwana e as etapas de sua evolução, segundo Zalán, Carneiro e Almeida (2006), são:

- Etapa de **Plataforma Transicional**: Neoproterozóico-Cambriano (500-450 Ma): Corresponde ao término da evolução das faixas móveis do Ciclo Brasileiro.
- Etapa de **Plataforma Estável**: Ordoviciano-Triásico (450-220 Ma). A etapa de Plataforma Estável compreende as sub-fases: *Grandes Sinéclises Paleozóicas* (450-250 Ma) e *Mega-Desertos* (250-130 Ma)
- Etapa de **Plataforma Ativada**: Compreende o intervalo Triásico-Neógeno (220-10 Ma) e corresponde a estágio generalizado de ativação plaformal, sendo subdividido nas sub-fases de *Rifteamentos* (220-98 Ma), que afetaram áreas diferentes de ruptura dos supercontinentes Pangea e Gondwana (subdivisões: *Rifteamentos I* [220-140 Ma],

Rifteamentos II [140-110 Ma], Rifeamentos III [113-98 Ma]), e *Deriva Continental* (98-10 Ma)

- Etapa de **Plataforma Moderna**: Plioceno-Recente (10-0 Ma): Estágio de relativa quiescência da plataforma.

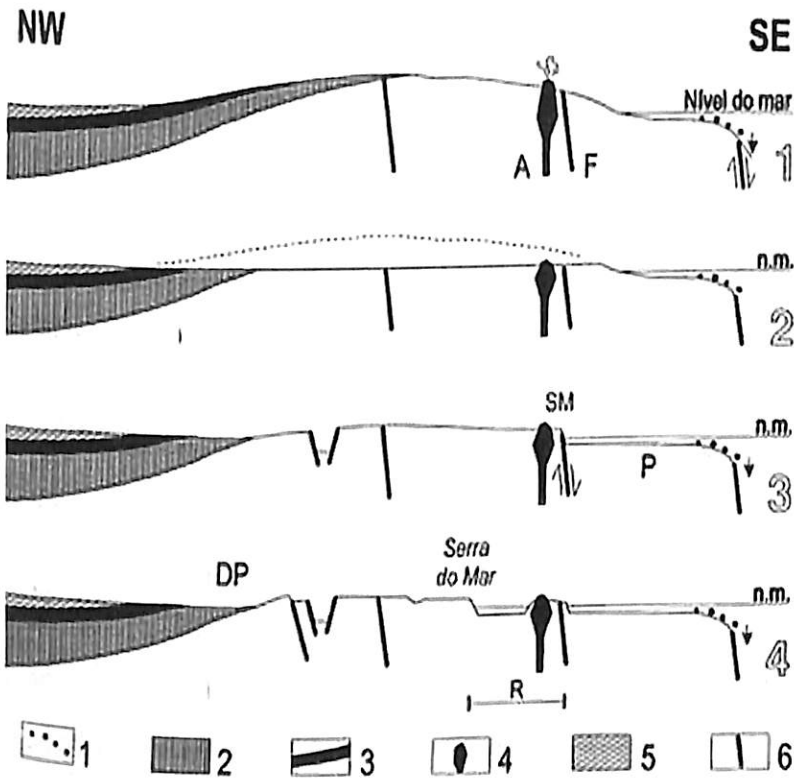


Figura 3.4: Esquema da origem e recuo erosivo da Serra do Mar. Estágios: 1. Soerguimento senoniano erodido, causando deposição nas bacias de Santos e do Paraná. Vulcanismo alcalino (A); Falha de Santos (F). 2. Desenvolvimento da superfície de aplainamento Japi, no final do senoniano. 3. Deformação da Superfície Japi no Paleoceno. Surge a Serra do Mar (SM) na Falha de Santos (F), o sistema de grábens continentais e começa a se desenvolver, na costa, a plataforma continental (P). 4. Recuo erosivo (R) da Serra do Mar para sua posição atual. Convenções: 1-Depósitos da Formação Santos; 2-Cobertura fanerozoica sotoposta ao basalto; 3-Formação Serra Geral; 4-Corpos Alcalinos; 5-Grupo Bauru; 6-Falhas. Fonte: Almeida & Carneiro (1998)

A partir do Neojurássico, a região foi submetida a fenômenos relacionados com a Ativação Mesozóica (Almeida, 1972), que culminaram com a ruptura do Gondwana Ocidental e a abertura do Oceano Atlântico Sul, no Eocretáceo. Movimentos verticais, descendentes na Bacia de Santos, e ascendentes na região continental teriam tido importantes efeitos na porção continental e na porção *offshore*.

Durante o Paleógeno (Eoceno-Oligoceno) a reativação normal de antigas zonas de cisalhamento originou importante feição tectônica: o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil – RCSB (Riccomini 1989), anteriormente denominado de Sistema de Riftes da Serra do Mar por Almeida (1976). Na porção leste do Estado de São Paulo, a evolução desta feição tectônica deu origem à configuração atual do relevo, representado pelas serras do Mar e da Mantiqueira, como feições soerguidas, e a Bacia de Taubaté, como feição rebaixada. O basculamento de blocos se estendeu até após a sedimentação do Grupo Taubaté.

Rochas resistentes sustentam planaltos e escarpas, enquanto falhas, zonas de cisalhamento e fraturas condicionam lineamentos maiores e segmentos locais da rede de drenagem. Tal evolução, originada no Mesozóico, acentuou-se no Paleógeno e prosseguiu, atenuada, durante o Neógeno, até os dias atuais (Riccomini *et al.* 1989, Suguio 1996).

Esse contexto litológico constitui embasamento para deposição de vários pacotes de rochas sedimentares, entre o Paleógeno e o Neógeno, nas bacias tafrogênicas de Curitiba, São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda.

3.4 Bacia de Taubaté

A Bacia de Taubaté (Fig. 3.5) também está localizada no Planalto Atlântico, posicionada entre as serras do Mar e Mantiqueira, apresentando forma alongada com cerca de 170 km de comprimento, largura média de 25 km e espessura máxima aproximada de sedimentos de 850 m. Ela é caracterizada pela heterogeneidade geológica, herança da tectônica do tipo rifte, que dividiu a bacia em compartimentos e condicionou a sedimentação, constituída por depósitos de leques aluviais associados a planícies aluviais e sedimentos lacustres do tipo *playa-lake*. A sedimentação é sintectônica e tipicamente continental, com deposição de sedimentos de granulometria grossa nas bordas falhadas da bacia, além de depósitos arenosos e argilosos na parte central da bacia, ligados a ambiente flúvio-lacustres (Riccomini, 1989).

A forma alongada da bacia está condicionada por descontinuidades antigas de direção geral ENE do embasamento, as quais favoreceram sua reativação.

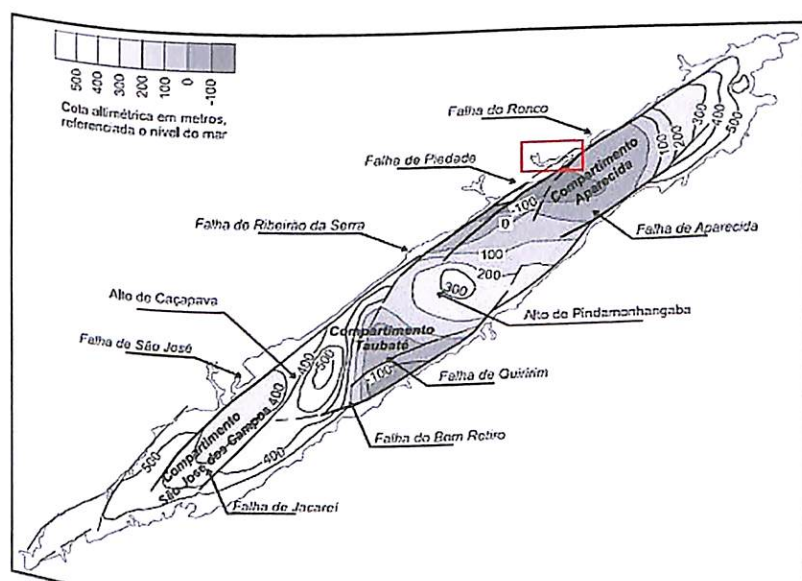


Figura 3.4: Mapa do arcabouço estrutural da Bacia de Taubaté. Dentro do retângulo vermelho está localizada a Bacia Hidrográfica do Ribeirão Guaratinguetá (área do estudo). Detalhe para a falha normal do Ronco. Fonte: adaptado de Fernandes & Chang (2003)

O arcabouço da bacia é formado por semi-grábens separados por zonas de transferência ou de acomodação e leques aluviais associados às falhas de borda, em típica geometria de bacia do tipo rifte.

O sistema deposicional de leques aluviais é afetado por tectonismo sin-sedimentar, onde as falhas de borda e a subsidência flexural criam fonte de sedimentos e depocentros. A subsidência assimétrica associada com o desenvolvimento de semigráben afeta a forma externa e a relação estratigráfica entre sucessivas seqüências de leques.

Na maioria dos trabalhos desenvolvidos nesta bacia, o pacote sedimentar foi subdividido em duas formações, a Formação Caçapava (Carneiro *et al.*, 1976) associada a depósitos fluviais e a Formação Tremembé (Almeida, 1958), referente aos pelitos lacustres. Com a evolução dos estudos e o melhor conhecimento da bacia, surgiram novas propostas estratigráficas, como a de Riccomini (1989). De acordo ele, a Formação Resende é constituída por um sistema de leques aluviais associados à planície fluvial de rios entrelaçados. As fácies proximais são compostas por conglomerados polímiticos, interdigitados com arenitos e lamitos arenosos de leques aluviais, oriundos de corridas de lama. Nas porções distais predominam os sedimentos formados em ambiente de planície aluvial, que correspondem a arenitos intercalados com lamitos.

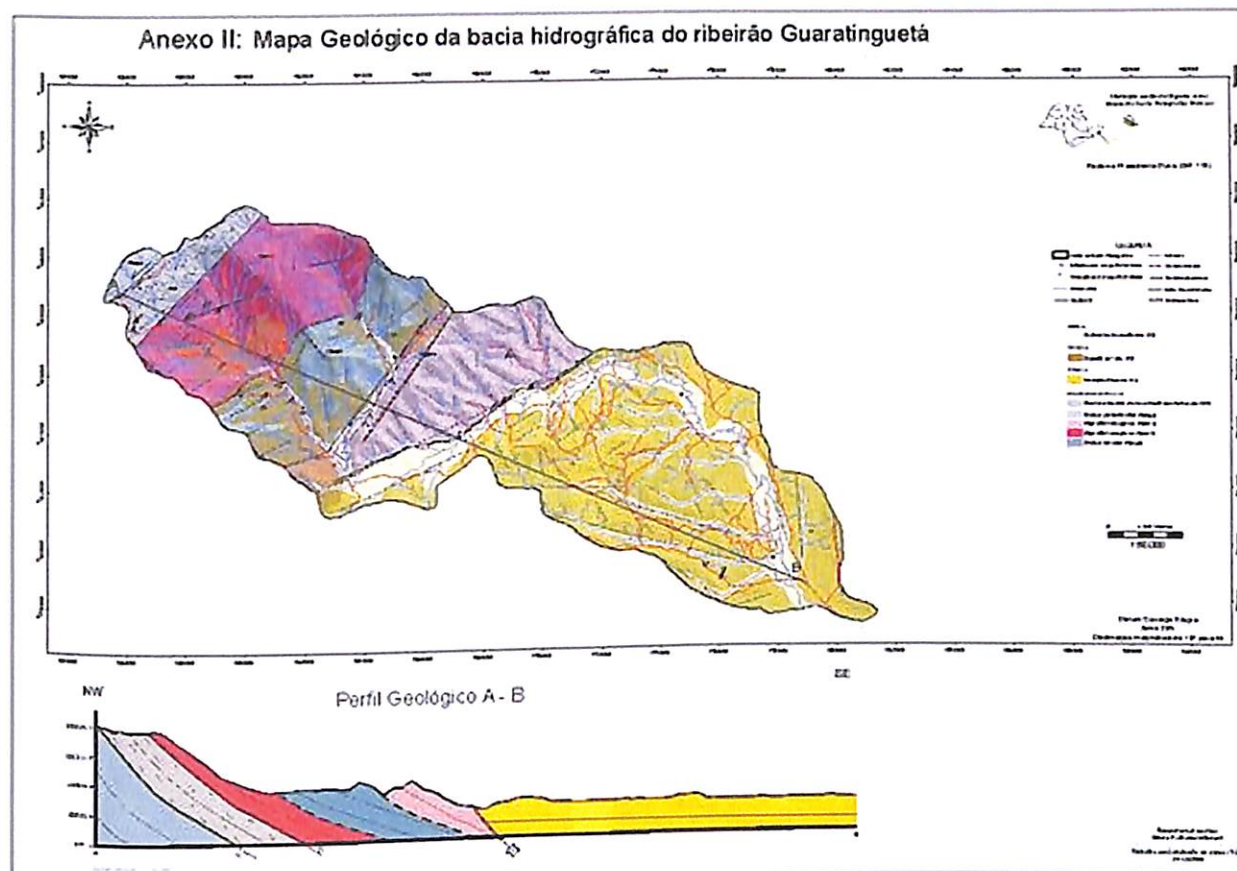
Capítulo 4

ASPECTO GEOLÓGICO LOCAL

Neste capítulo serão caracterizadas as unidades litológicas identificadas na área de estudo e cartografadas no mapa geológico 1:50.000 (Anexo II), que compreendem rochas metassedimentares de idade desconhecida (Heilbron *et al.*, 2004) da Unidade Redenção da Serra (Fernandes *et al.*, 1991) e depósitos sedimentares da Formação Resende, pertencente ao Grupo Taubaté, datada do Paleógeno (Riccomini, 1989). A principal unidade de mapeamento pré-cambriana existente na área é o Terreno ou Complexo Embu (Ebert, 1968; Hasui, 1975; Machado, 1986; Fernandes, 1991).

A área mapeada possui cerca de 166,5 km² e corresponde aos limites da bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá (Fig. 4.1), onde foram individualizadas, a partir da compilação de dados de campo e interpretação de imagens Landsat SRTM, cinco unidades litológicas metamórficas, uma sedimentar, além dos depósitos de Tálus e aluviões.

Migmatitos são encontrados com razoável frequência em associação com os gnaisses bandados, dificultando sua correta delimitação. Os migmatitos foram distinguidos em função de suas estruturas mesoscópicas predominantes (Mehnert, 1968). Os migmatitos com mesossoma gnáissico foram denominados homogêneos e os migmatitos de mesossoma xistoso de heterogêneos. Foram observados migmatitos heterogêneos e homogêneos, com textura estromatítica, oftalmítica (embrechítica), dobrada e *schlieren*.



4.1 Unidade I – (Npegp) Gnaisses Protomiloníticos

Esta unidade ocorre na porção do extremo-oeste da bacia e representa faixa de direção nordeste (NE), constituindo cerca de 3% do mapa geológico em área. Representa o relevo de Morros com Serras Restritas e seu contato com a Unidade II é tectônico, uma vez que a rocha está inserida no contexto da Zona de Cisalhamento Buquira. Seu bandamento tem direção geral nordeste (NE) e mergulho de 55° para sudeste (SE).

Foi amostrada uma rocha de coloração que varia em tons de cinza e bege, granulação média a grossa, textura porfiroblástica, composta por microclínio (35%), quartzo (30%), biotita (15%), muscovita e sericita (10%), além de 10% dentre acessórios, como magnetita (Fig.4.2 F,G), titanita, apatita, granada, clorita, clinozoizita, zircão (Fig.4.2 E) e opacos. Os megacristais (Fig.4.2 B) de feldspato (microclínio) encontram-se rotacionados segundo a foliação (S_n) e envoltos por biotita, muscovita, quartzo e plagioclásio. A quantidade de biotita é variável, assim como a granulação dos megacristais e a porcentagem de matriz. Trata-se de um protomilonito derivado de gnaiss, pois ainda observa-se uma proporção de cerca de 65% de cristais e 35% de matriz microcristalina.

Amostra BPM-107.

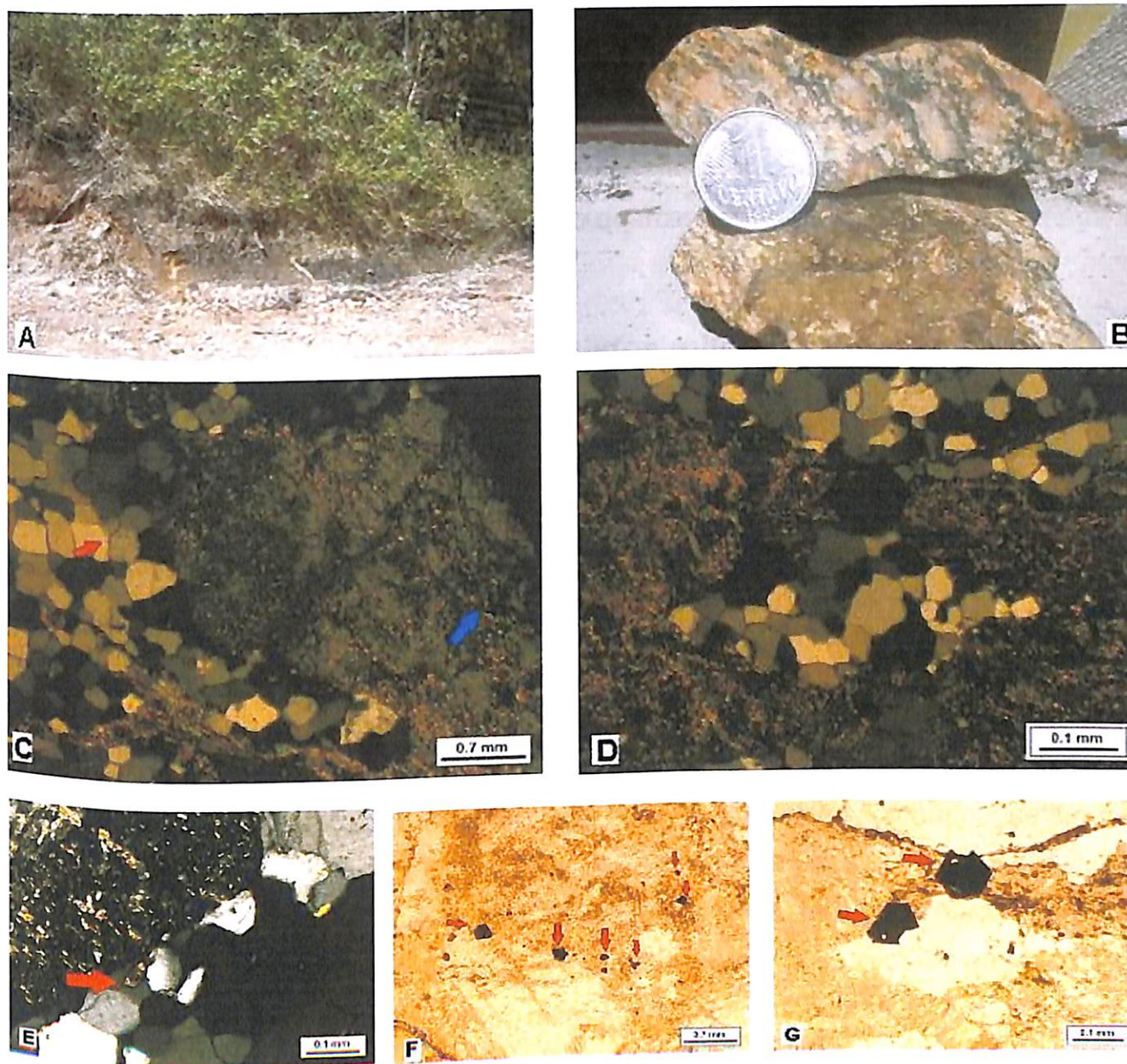


Figura 4.2: Ponto 107. (A) Lente de anfibolito no contato desta unidade com os xistos milonitizados. (B) Amostra do gnaíse protomilonítico. (C) Seta azul indica grão de microclínio sericitizado. A seta vermelha indica grãos de quartzo com contatos poligonais, extinção ondulante e sub-grãos (2,5x). (D) Observar grão de quartzo sigmoidal envolto por matriz de quartzo microcristalino e sericita. Notar sinais de deformação no quartzo. Detalhe para seção basal da magnetita (10x). (E) Seta indica grão de zircão (10x). (F) Setas indicam magnetitas ao lado de grão de microclínio (2,5x). (G) Setas indicam magnetita com seção basal (10x)

Os grãos de quartzo são subédricos a anédricos, variam de 0,25 a 0,5 mm de diâmetro e apresentam contatos poligonais (ângulos diedrais de 120°) (Fig. 4.2 C,D). Apresentam sinais de recristalização, como extinção ondulante, limite de sub-grãos, migração de bordas e lamelas de deformação (Fig. 4.2 C,D). Os feldspatos estão representados pelo microclínio e constituem os megacristais com dimensões de 0,3 mm até 1 cm. Apresentam formato anédrico e estão rotacionados e deformados segundo a foliação

(S_n) e com sombras de pressão. A geminação ou macla é muitas vezes deformada. Encontram-se intensamente sericitizados (Fig. 4.2 C) e saussuritizados (inclusões de clinozoizita). A biotita possui coloração marrom e ocorre como ripas subédricas, de 0,25 a 1,0 mm, marcando a foliação (S_n). A muscovita e a sericita apresentam-se como ripas de 0,1 a 0,5 mm e ocorrem como ripas associadas ao quartzo na matriz e inclusas nos megacristais de microclínio (sericitização).

4.2 Unidade II – Quartzo-mica xistos milonitizados - Zona de Cisalhamento Buquira - (ZCB)

Esta unidade ocorre na porção oeste da bacia e representa cerca de 7% em área do mapa geológico, estando exposta como uma faixa de direção nordeste (NE). Sustenta o relevo de Morrotes Baixos, fazendo contatos tectônicos com as Unidades I e III. Sua foliação apresenta direção geral nordeste (NE) e geralmente mergulhos de 40° a 55° para sudeste (SE).

Trata-se de um pacote de rochas xistosas milonitizadas (Fig. 4.3 A), por vezes porfiroblásticas (Fig. 4.3 C), compostas por quartzo (35%), muscovita e sericita (30%), biotita (5 a 25%), feldspatos (10%) além de cerca de 10% de acessórios, como magnetita, clorita e óxido de manganês. Este pacote apresenta variação rítmica em sua coloração (Fig. 4.3 A, B, D), ou seja, em campo observam-se porções métricas vermelhas intercaladas com porções decimétricas bege. Nas porções vermelhas a rocha assemelha-se com um quartzo-mica xisto e possui biotita, muscovita e quartzo, além de foliação penetrativa bem marcada pelos filossilicatos (micas). Nas porções bege, esta rocha assemelha-se com um quartzito, uma vez que aumenta-se consideravelmente a quantidade de quartzo e diminui-se a quantidade de biotita, porém muscovita ainda ocorre.

Foram observadas cerca de cinco lentes de anfibolito de dimensões decimétricas a métricas (Fig. 4.3 E, F), associadas às porções mais ricas em quartzo. Estas rochas são pretas, possuem textura nematoblástica, apresentam foliação concordante com a das encaixantes, granulação média e possuem cerca de 85% de anfibólio, 10% de feldspato (plagioclásio) e 5% de quartzo. No contato desta unidade com os gnaisses protomiloníticos da Unidade I foi observada uma lente de material preto decomposto, semelhante a uma lente de anfibolito intemperizada (Fig. 4.2 A).

Merece destaque o fato de esta unidade apresentar o nível do lençol freático muito próximo à superfície, quase aflorante, mesmo estando por volta de 2.000 m de altitude. Em todos os afloramentos observados estes xistos milonitizados encontram-se totalmente intemperizados (Fig. 4.3 D) e friáveis (decompostos), dificultando a coleta de amostras para confecção de lâmina delgada. Por este motivo, a amostra BPM-109 (Fig. 4.3 A, B), é representativa da porção bege, isto é, a mais competente (quartzosa). O quartzo está representado por grãos subédricos a anédricos, variando de menores que 0,1 mm a 0,5 mm nos "agregados sigmoidais" (Fig. 4.4 E,F) de grãos de quartzo. O contato entre eles é poligonal (120°) (Fig. 4.4 D) e freqüentemente existe matriz circundando os grãos de quartzo, situação que caracteriza os planos S-C (Fig. 4.4 C), nos quais S é dado pelo quartzo e o C pela foliação (S_n) com sericita e quartzo. Observa-se evidência de recristalização, como extinção ondulante, limite de sub-grão, migração de borda e lamelas de deformação (Fig. 4.4 B). A muscovita e sericita apresentam-se como placas ou ripas variando de 0,1 a 0,25 mm. Representando os feldspatos, observa-se formação de mirmequitas (Fig. 4.4 A) próximo ao contato do microclínio com quartzo, evidenciando exsolução.

Amostras: BPM-109; BPM-16.



Figura 4.3: (A) Ponto 109. Xistos milonitizados. Nas porções vermelhas o pacote apresenta biotita (intemperizada). Nas porções bege o pacote apresenta muito quartzo e pouca biotita (maior competência frente ao intemperismo). (B) Ponto 109. Xistos milonitizados (vermelho) intercalados com lentes de mais quartzozas (bege) ($S_n = 140/50$). Notar colúvio (laranja) recobrindo estas rochas. (C) Ponto 106. Trata-se de um milonito com porfiroblastos de quartzo rotacionados segundo a foliação ($S_n = 125/50$) (D) Ponto 9. Aspecto de campo e coloração típicas desta unidade. (E) e (F) Ponto 104. Em (E) temos a visão geral de um gnaiss bandedo milonitizado em contato com uma lente de anfibolito. Em (F) vemos o anfibolito com porções de feldspato (bandas brancas)

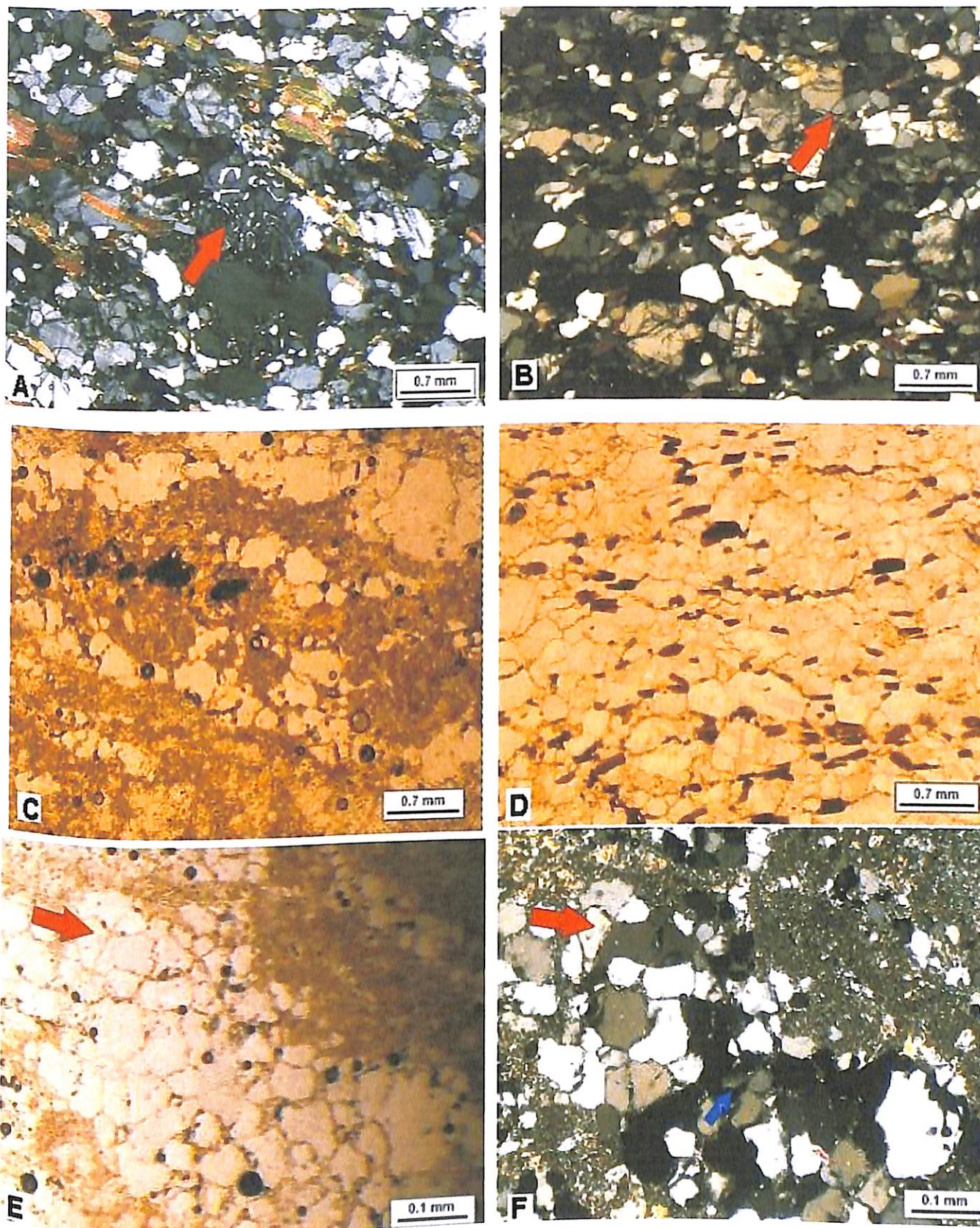


Figura 4.4: (A) Ponto 16. Seta indica mirmequita (exsolução) no contato entre feldspato e quartzo (2,5x). (B) Ponto 16. Seta indica grão de quartzo com extinção ondulante, e à esquerda, observa-se alguns grãos com lamelas de deformação (2,5x). (C) Ponto 109. Plano S-C, grãos de quartzo sigmoidais materializam o plano S e a matriz microcristalina materializa o plano C. Indicativo de movimentação sinistral (2,5x). (D) Ponto 16. Foliação dada por bandas de quartzo estirados e placas de biotita orientadas (2,5x). (E) Ponto 109. Seta indica agregados de quartzo com formato sigmoidal sob luz natural (10x). (F) Ponto 109. Seta vermelha indica agregados de quartzo com formato sigmoidal (120°) (10x) indica contato poligonal (120°) (10x)

4.3 Unidade III – (Npemh) Migmatitos homogêneos estromatíticos e oftalmíticos (embrechíticos)

Esta unidade é composta por migmatitos homogêneos de mesossoma gnáissico e textura ora estromatítica (bandada) (Fig. 4.5), ora oftalmítica (Fig. 4.6). Ocorre na porção centro-oeste da bacia e representa uma faixa de direção nordeste (NE), compondo cerca de 15% da área do mapa geológico. Representa parte do relevo de Escarpas Festonadas, fazendo contatos tectônicos com as unidades II e IV. Sua atitude média é representada por direção geral nordeste (NE) e mergulhos de 35° a 45° para sudeste (SE).

Dentro dos migmatitos homogêneos estromatíticos é possível discriminar porções onde a textura bandada dá lugar a uma textura porfiroblástica, ou seja, oftalmítica (embrechítica), representada por sigmóides de feldspato rotacionados segundo a foliação (S_n) e envoltos por uma matriz rica em biotita, com pouco quartzo. Os sigmóides de composição quartzo-feldspática (Fig. 4.6 B) apresentam tamanho variável, desde 0,5 centímetros até 20 centímetros. Estas rochas são compostas por biotita (40%), feldspatos (30%), quartzo (20%) e cerca de 10% de acessórios, como titanita, magnetita, carbonato (Fig.4.7 E), epidoto (Fig.4.7 A,B), zircão e apatita (Fig.4.7 C), além dos opacos.

Os grãos de quartzo são subédricos a anédricos, de 0,25 a 3,0 mm, possuem contatos poligonais (120°), extinção ondulante, migração de borda e lamelas de deformação. Os feldspatos são subédricos a anédricos, sendo representados pelo microclínio, plagioclásio e por mirmequitas (exosolução). Observa-se intensa sericitização dos feldspatos (Fig.4.7 D). A biotita apresenta-se subédrica, variando de 0,25 a 1,5 mm e marca a foliação (S_n). A muscovita e sericita aparecem como placas subédricas, variando de 0,2 a 1,5 mm. A clorita aparece associada à biotita como ripas de 0,5 a 1,0 mm.

Amostra: BPM-95.





Figura 4.5: (A) Ponto 82. Observar bandas centimétricas máficas (Bt + Pl + Qtz) predominando sobre as bandas félsicas (K-felds + Qtz + Pl). Detalhe para dobra intrafolial à direita da cabeça do martelo. (B) Ponto 7. Notar porfiroblastos de quartzo e feldspato em meio ao bandamento, rotacionados segundo a foliação

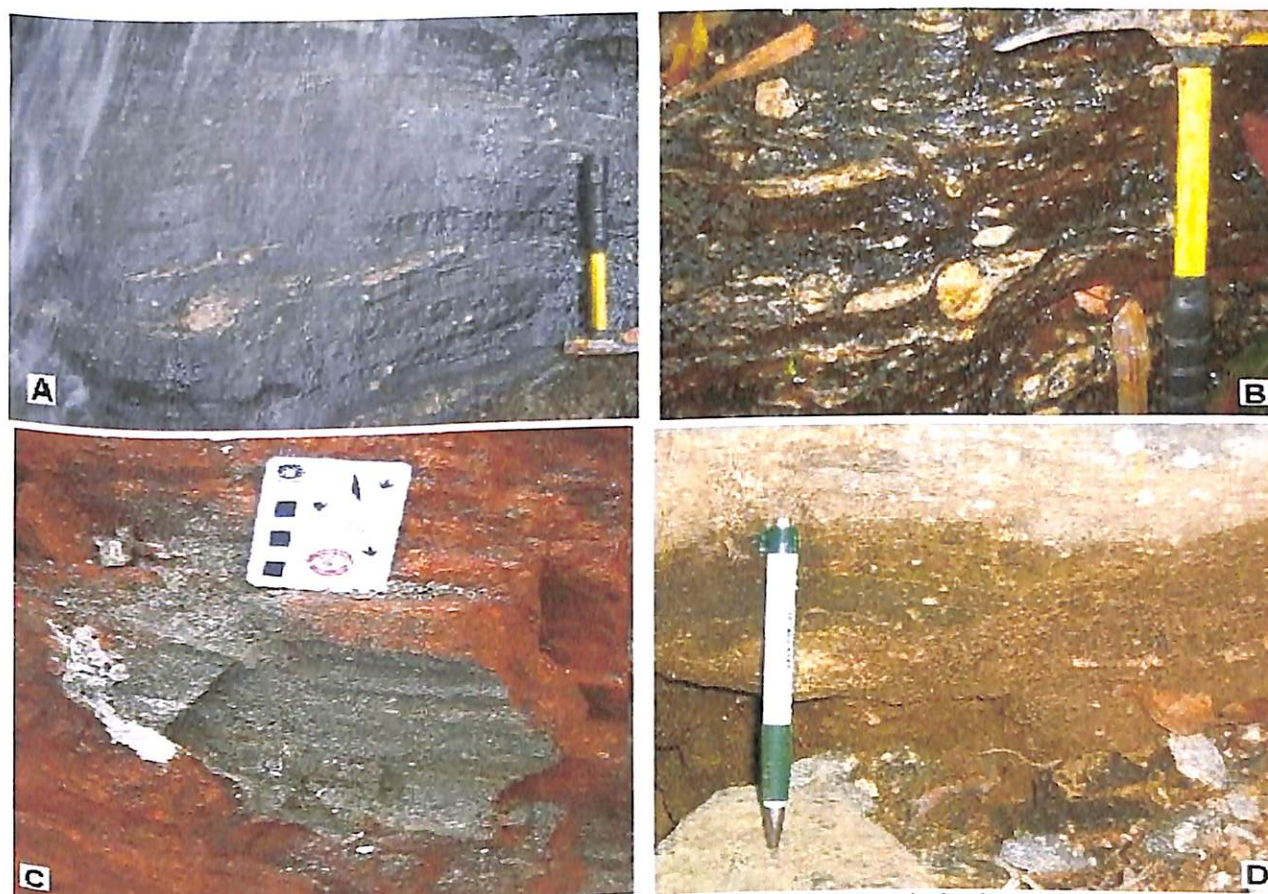


Figura 4.6: (A) Ponto 95. Observar a foliação curvilínea evidenciada pelas sombras de pressão estiradas dos sigmóides quartzofeldspáticos. (B) Ponto 95. Sigmóides centimétricos de feldspato rotacionado, indicando movimentação de topo para oeste. (C) Ponto 3. Os sigmóides de feldspato são menores que 0,5 cm, predominando matriz máfica (Bt + Pl + Qtz). (D) Ponto 20. Aspecto de campo dos migmatitos homogêneos oftalmíticos (semelhantes a gnaisses tipo augen)

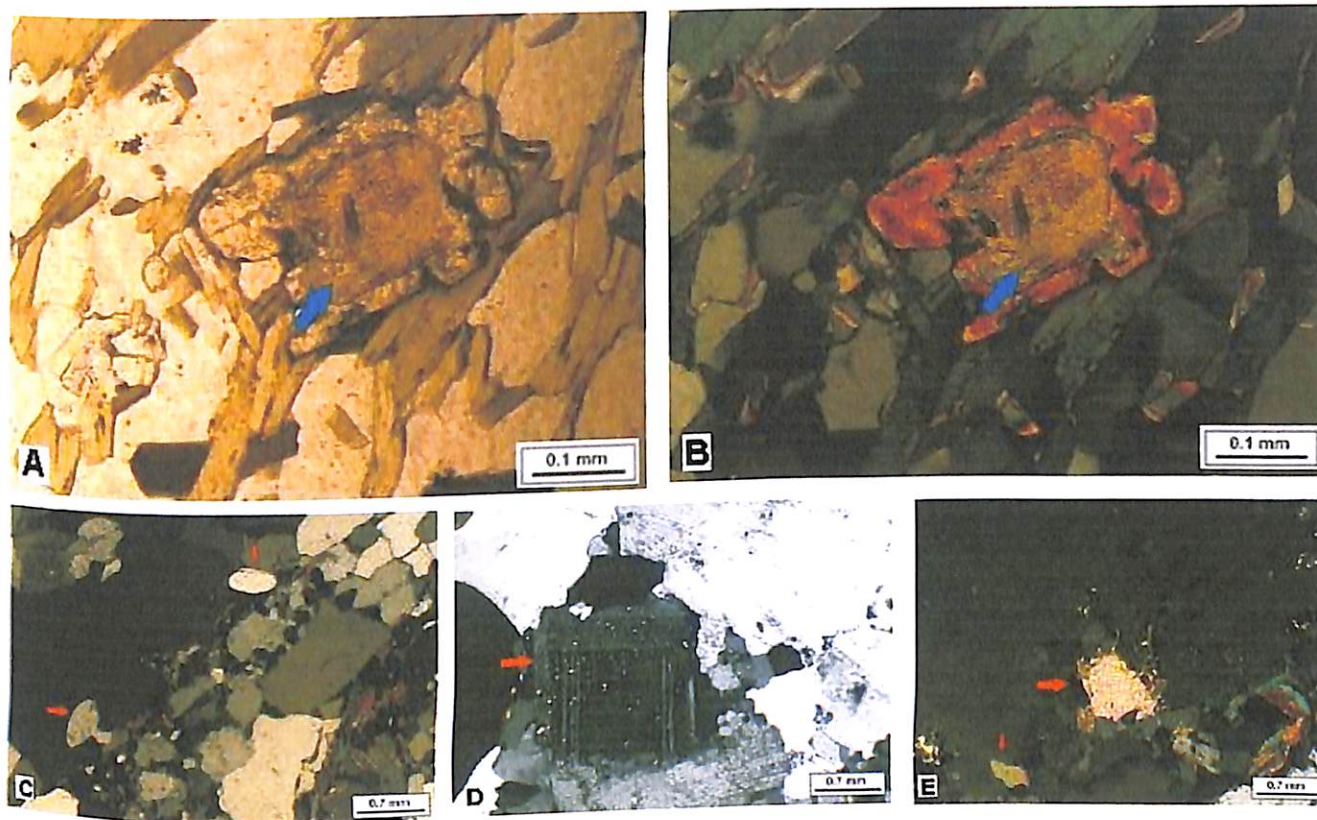


Figura 4.7: Ponto 95. (A) Seta indica epidoto sob luz natural (10x). (B) Seta indica epidoto com nicóis cruzados (10x). (C) Setas indicam apatitas inclusas no feldspato (2,5x). (D) Seta indica grão de plagioclásio com inclusões de sericita (sericitização) (2,5x). (E) Setas indicam carbonato secundário produto de alteração do feldspato (2,5x)

4.4 Unidade IV – (Npegb) Gnaisses bandados

Esta unidade ocorre na porção centro-oeste da bacia e representa uma faixa de direção nordeste (NE) com cerca de 15% do mapa geológico em área. Representa parte do relevo de Escarpas Festonadas, fazendo contato com as Unidades III e V de maneira gradacional. O bandamento apresenta uma direção geral nordeste (NE) e mergulhos de 25° a 45° para sudeste (SE).

Predomina uma rocha de coloração cinza, branco e rosa (Fig. 4.8 A), granulação média a fina, textura bandada, compostas por quartzo (30%), feldspatos (35%), biotita (25%), muscovita e sericita (5%), além de 5% de acessórios, como clorita, zircão, titanita, apatita, óxido de manganês e granada. As bandas máficas são compostas por biotita, quartzo e plagioclásio e raro anfibólio. As bandas félsicas são compostas por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, muscovita e rara biotita.

Dentro desta unidade a porcentagem de biotita varia razoavelmente (5 a 30%), ou seja, observa-se desde biotita gnaisses bandados de cor cinza escuro (Fig. 4.8 A, B, C, D) até

gnaisses graníticos bandados de coloração rosa (Fig. 4.8 E, F). Foram observadas algumas juntas conjugadas nos gnaisses graníticos bandados.

Os grãos de quartzo são subédricos a anédricos e variam de 0,1 a 1,5 mm. Encontram-se estirados segundo a foliação (S_n), com formato sigmoidal (Fig. 4.9 C,D) e com contatos poligonais (120°), porém, sem presença de matriz neste contato. Podem ocorrer como inclusões nos feldspatos. Apresentam extinção ondulante, limite de sub-grão, migração de borda e lamelas de deformação. Os feldspatos são subédricos a anédricos e representados por microclínio, plagioclásio e mirmequitas (exsolução), variando de 0,4 a 1,5 mm. Estão deformados plasticamente e rotacionados, evidenciado pela presença de sombras de pressão (Fig.4.9 A). Tanto o microclínio quanto o plagioclásio estão com a macla ou geminação deformada (Fig.4.9 B) e com formato sigmoidal. Observa-se intensa sericitização (inclusões de sericita) e sinais de saussuricitização (inclusões de epidoto) nos feldspatos.

A biotita tem coloração marrom e ocorre como ripas subédricas de 0,2 a 1,0 mm, marcando a foliação (S_n). Nota-se que a biotita está se alterando e formando clorita. A clorita ocorre associada à biotita como ripas verdes, de 0,2 a 0,5 mm (Fig.4.9 E).

Amostras: **BPM-93; BPM-82; BPM-32; BPM-34.**



Figura 4.8: (A) Ponto 16. Afloramento típico de biotita gnaiss bandado. (B) Ponto 19. Bandas máficas (biotita, quartzo e feldspato) de coloração cinza e bandas félsicas (K-feldspato, quartzo, plagioclásio) de coloração branca. (C) Ponto 93. Afloramento de biotita gnaiss exibindo textura porfiroblástica (sigmóides de feldspato) em direção ao topo. (E) bandada, na base. (D) Ponto 93. O mesmo afloramento anterior exibe textura porfiroblástica (sigmóides de feldspato) em direção ao topo. (F) Ponto 92. Afloramento típico de gnaiss granítico

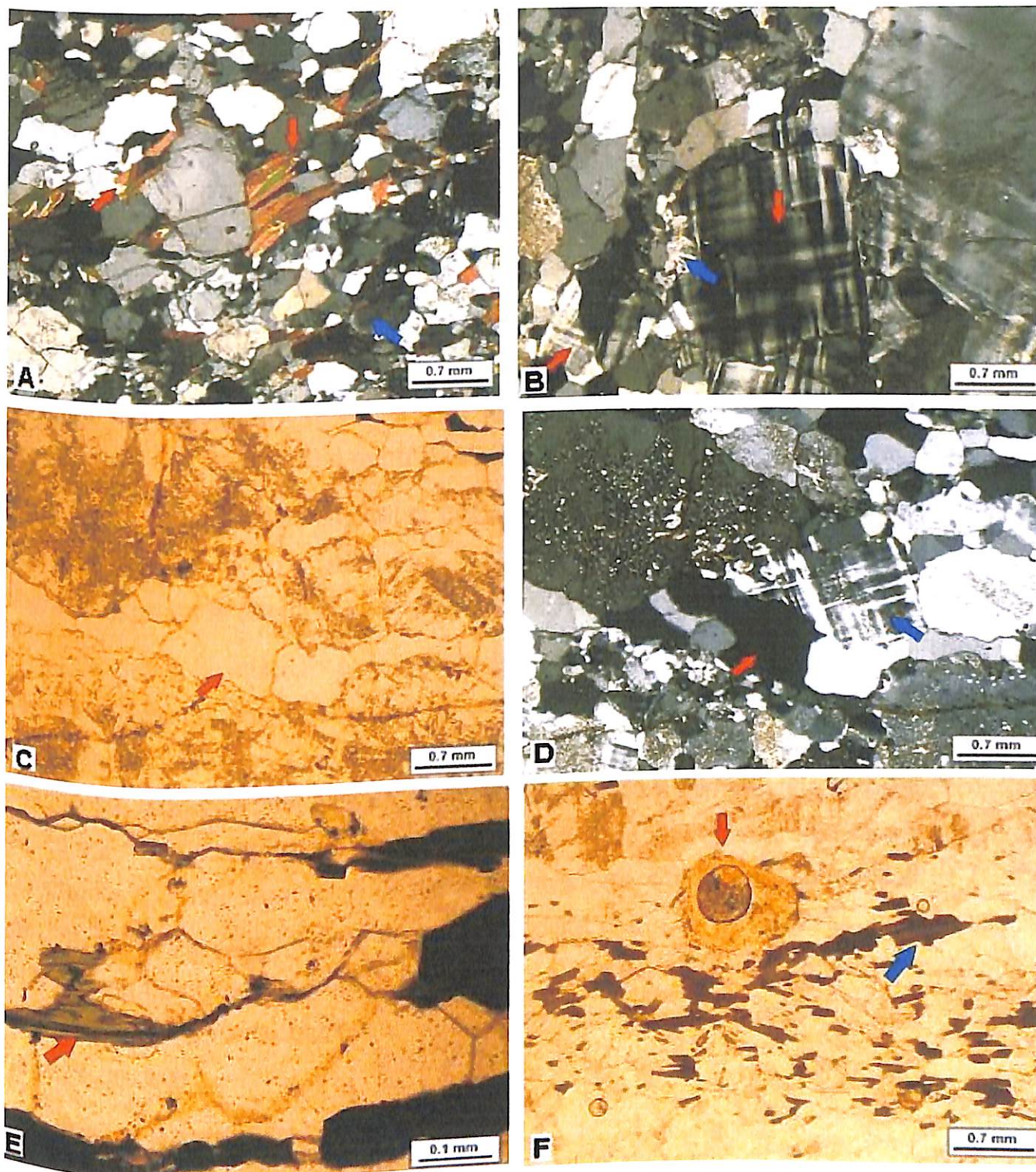


Figura 4.9: (A) Ponto 32. Grão de feldspato rotacionado segundo a foliação exibindo sombra de pressão de biotita e quartzo, indicando cinemática sinistral. Setas indicam a biotita (2,5x). (B) Ponto 34. Seta vermelha indica grão de microclínio exibindo extinção ondulante. Seta azul indica mirmequita (2,5x). (C) Ponto 34. Seta vermelha indica sigmóide de quartzo sob luz natural, detalhe para os contatos poligonais (2,5x). (D) Ponto 34. Seta vermelha indica sigmóide de quartzo com nicóis cruzados. Seta azul indica microclínio com extinção ondulante (2,5x). (E) Ponto 34. Seta vermelha indica sigmóide de quartzo com nicóis cruzados, seta vermelha indica banda de quartzo e feldspato estirados e seta azul indica clorita desestabilizando a biotita (10x). (F) Ponto 93. Gnaiss bandado, seta vermelha indica banda de quartzo e feldspato estirados e seta azul indica clorita desestabilizando a biotita e muscovita orientadas (2,5x)

4.5 Unidade V – (Npeme) Migmatitos heterogêneos com mesossoma xistoso

Esta unidade é composta por migmatitos heterogêneos com mesossoma xistoso (Fig. 4.10 D) e textura *schlieren* (Fig. 4.10 A, E) e estromatítica (Fig. 4.10 B, C), ocorre na porção centro-leste da bacia e representa uma faixa de direção nordeste (NE), compondo cerca de 10% do mapa geológico em área. Representa o relevo de Morros Paralelos, fazendo contatos tectônicos com a Unidade IV e VI. Sua atitude média é representada por uma direção geral nordeste (NE) e mergulhos de 30° a 40° para sudeste (SE).

Estas rochas são compostas por biotita (30%), quartzo (25%), muscovita e sericita (25%), feldspatos (10%) e cerca de 10% de acessórios, como titanita (Fig. 4.11 H), magnetita (Fig. 4.11 J), granada (Fig. 4.11 G), zircão (Fig. 4.11 I), apatita, sillimanita (Fig. 4.11 A,B) e óxidos.

Os grãos de quartzo apresentam-se subédricos a anédricos e variam de 0,25 a 3,0 mm, com contatos poligonais (120°), apresentam extinção ondulante (Fig. 4.11 D), limite de sub-grão, migração de borda e lamelas de deformação. Os feldspatos são subédricos a anédricos e representados por microclínio, plagioclásio e mirmequitas (exosolução), variando de 0,5 a 3,1 mm. Observa-se intensa sericitização (Fig. 4.11 F) e alguma saussuricitização dos feldspatos. A biotita tem coloração marrom e ocorre como ripas subédricas de 0,25 a 1,5 mm, marcando a foliação (S_n) junto à muscovita (Fig. 4.11 C). A clorita ocorre associada à biotita como ripas verdes, de 0,2 a 0,5 mm (Fig. 4.11 E,F). Observa-se formação de plano S-C (Fig. 4.11 C,D), com a biotita e muscovita materializando o C e grãos de quartzo sigmoidais materializando o S.

Amostras: BPM-49; BPM-48; BPM-53.

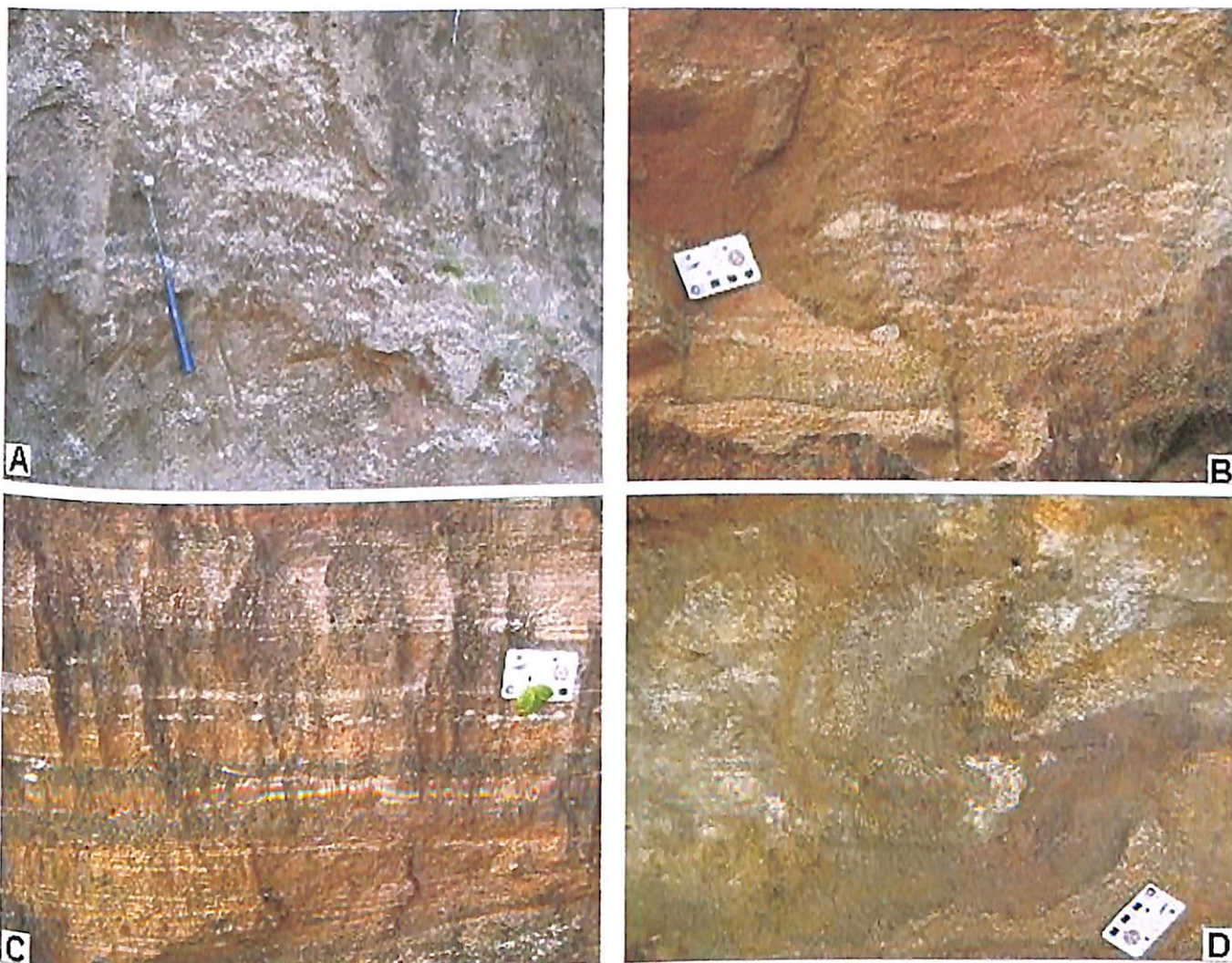


Figura 4.10: (A) Ponto 23. Migmatito heterogêneo de melanossoma xistoso e textura *schlieren*. (B) Ponto 24. Migmatito heterogêneo de mesossoma xistoso e textura estromatítica. (C) Ponto 25. Observar a segregação em bandas máficas e félsicas. (D) Ponto 26. Observar os bolsões félsicos representando o leucossoma e o mesossoma xistoso de cor roxo

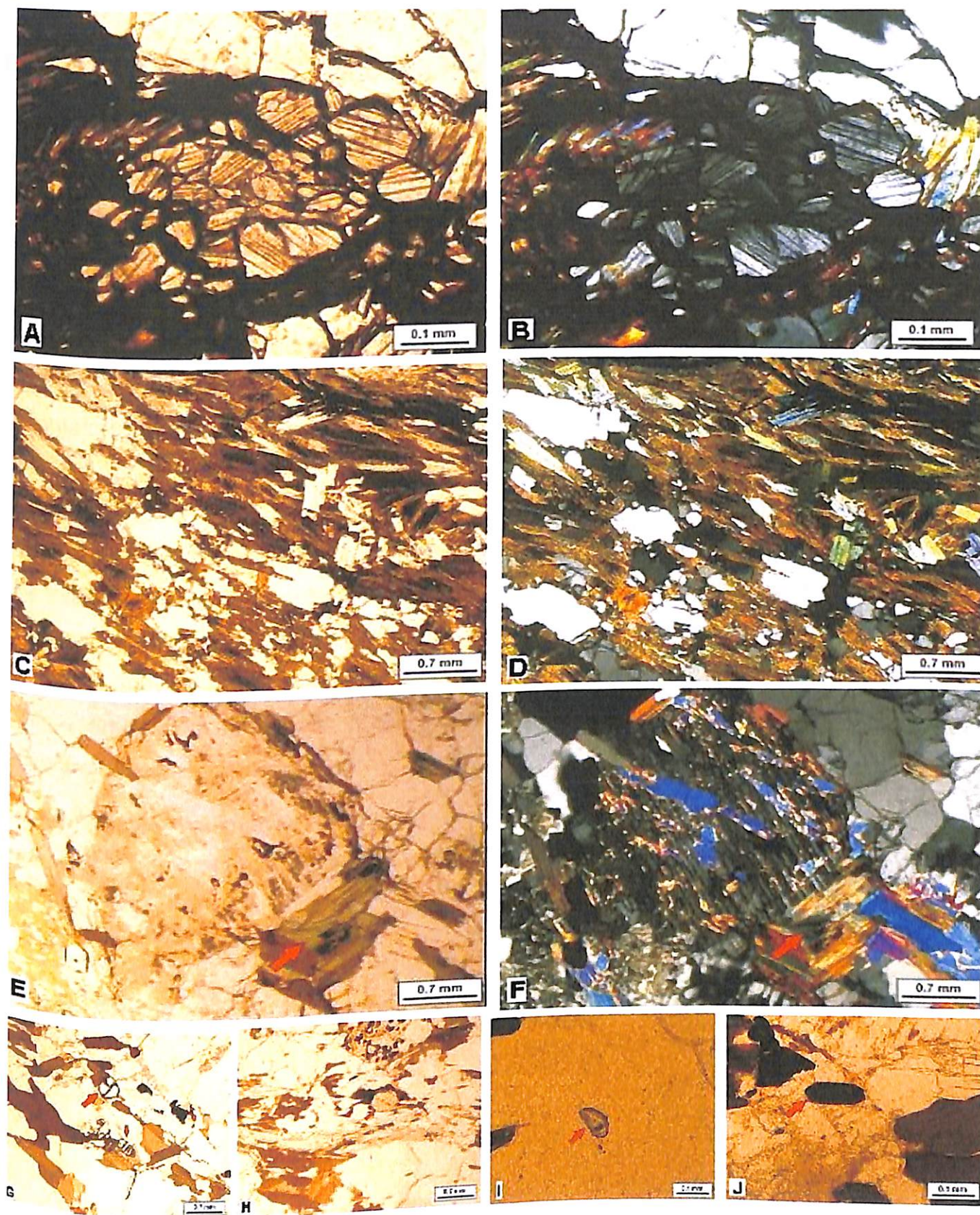


Figura 4.11: (A) Ponto 53. Seção basal de sillimanita sob luz natural (10x). (B) Ponto 53. Seção basal de sillimanita com nicóis cruzados (10x). (C) Ponto 48. Gãos de quartzo materializando o plano S e placas de biotita materializando o plano C, sob luz natural (2,5x). (D) Ponto 48. Gãos de quartzo materializando o plano S e placas de biotita materializando o plano C, com nicóis cruzados (2,5x). (E) Ponto 49. Seta indica clorita (verde) associado à biotita (marrom), sob luz natural. Detalhe para o contato poligonal (120°) dos grãos de quartzo (10x). (F) Ponto 49. Seta indica clorita associada à biotita (marrom) com nicóis cruzados (10x). (G) Ponto 49. Setas indicam granadas (2,5x). (H) Ponto 53. Seta indica grão de titanita (2,5x). (I) Ponto 48. Seta indica grão de zircão (10x). (J) Ponto 53. Seta indica grão de magnetita (10x)

4.6 Unidade VI – Formação Resende

Esta unidade ocorre na porção leste da bacia e representa cerca de 50% do mapa geológico em área. Representa o relevo de Colinas Pequenas com Espigões Locais e seu contato com os gnaisses da Unidade IV é tectônico, representado por uma escarpa de linha de falha, denominada Falha do Ronco (falha normal).

Trata-se de um pacote sedimentar que pode ocorrer intercalado (Fig. 4.12 A, B), representado por conglomerados, arenitos conglomeráticos (predominante) e lamitos com areia. Os conglomerados ocorrem apenas na porção próxima as escarpas, ou seja, próximo ao contato com os migmatitos. Trata-se de um conglomerado polimítico (Fig. 4.12 C, D), clasto suportado, com variação de dimensão e grau de arredondamento dos clastos. Existem grânulos, seixos e matacões de milonitos, gnaisses bandados, augen gnaiss e xistos. A matriz tem coloração vermelha e composição areno-argilosa. O arenito (Fig. 4.13 D) é o que mais extenso, possui coloração cinza e amarelo, cerca de 40% de clastos (fragmentos líticos de milonitos, xistos e gnaisses), matriz de areia média e caráter arcoseano. Intercalado aos pacotes de arenito e relativamente afastado das escarpas, observa-se pacotes de lamito (argila + areia) com laminação plano-paralela (Fig. 4.13 B) e alguns grãos de quartzos na fração areia média.

O pacote sedimentar apresenta direção noroeste (NW) e mergulho de 10° para nordeste (NE). Sua atitude, em notação Clar, é 75/10 e foi medida nos lamitos (Fig. 4.13 A).



Figura 4.12: (A) Ponto 68. Aspecto de campo demonstrando a intercalação existente no pacote sedimentar da Formação Resende. (B) Ponto 60. Afloramento de lamito (argila com areia fina) intensamente úmido. (C) e (D) Ponto 54. Afloramento de conglomerado polimítico de matriz lamítica

Foi observado um falhamento rúptil (325/65; 165/60; 150/65; 160/70; 140/70; 340/55; 155/65) em forma de gráben no **Ponto 120** (Fig. 4.13 C, D) afetando os arenitos conglomeráticos e os lamitos (Fig. 4.13 D). Recobrimdo o pacote sedimentar, em contato abrupto, ocorrem os colúvios (Fig. 4.13 E, F).

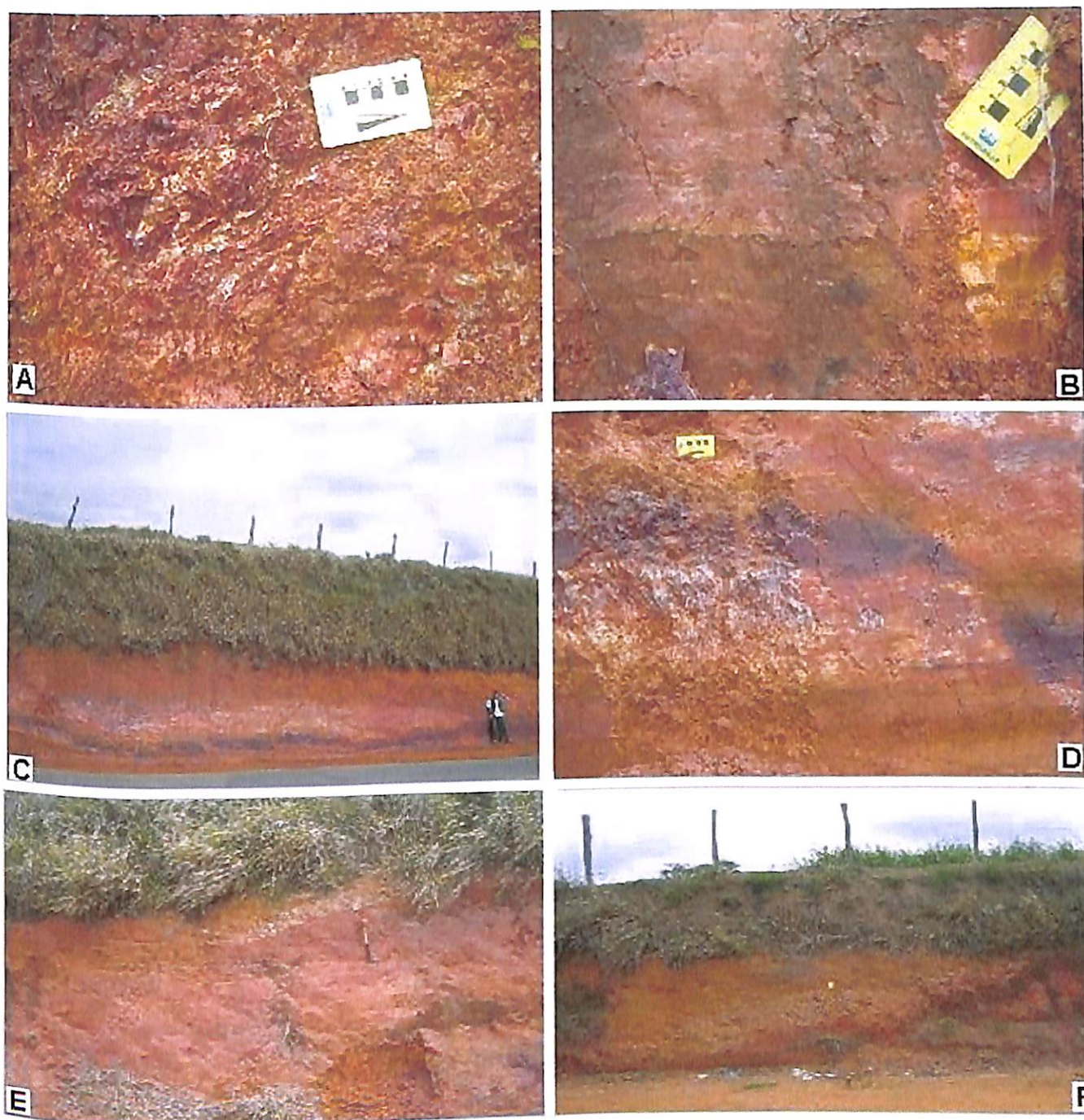


Figura 4.13: (A) Ponto 117. Aspecto de campo dos lamitos. (B) Ponto 119. Observar a laminação existente nos lamitos. As lentes (brancas) são de areia fina. (C) Ponto 120. Visão geral de um falhamento rúptil do tipo graben. (D) Ponto 120. Falha normal afetando o pacote sedimentar. Em roxo observa-se o lamito e em branco observa-se o arenito conglomerático. (E) e (F) Ponto 123. Colúvio, evidenciado por *stone lines*, em contato abrupto com o pacote sedimentar da Formação Resende

4.7 Unidade VII – Depósitos de Tálus

Estes depósitos gravitacionais de solo transportado podem ser observados na paisagem como extensas rampas de material rudáceo localizadas no sopé das Escarpas Festonadas (gnaisses bandados e migmatitos) (Fig. 4.15 D, E). Atualmente estão submetidos

ao entalhamento pela rede de drenagem e vias de acesso (estradas de terra) (Fig. 4.15 A). Geralmente apresentam contatos erosivos sobre rochas do embasamento, tendo sua origem ligada a movimentos de massa ocorrido nas escarpas (Fig. 4.15 E).

Trata-se de um depósito inconsolidado, de tipo gravitacional, composto por grânulos, seixos, matacões e blocos de gnaisses bandados, gnaiss milonítico, *augen* gnaiss, migmatitos etc (Fig. 4.14 A, B). Estes clastos variam de angulosos a sub-arredondados. A matriz, de coloração laranja, perfaz cerca de 10% deste depósito e têm composição areno-argilosa, com 60% de areia fina-média e 40% de argila. Predominam os blocos de gnaiss milonítico.



Figura 4.14: (A) Próximo ao Ponto 87 e (B) Ponto 81. Depósito inconsolidado do tipo Tálus, composto por matacões e seixos de várias rochas imersos em uma matriz areno-argilosa de coloração laranja

Estes depósitos são evidenciados pela presença de grandes matacões de gnaisses na paisagem (Fig. 4.15 c). O depósito de Tálus está sendo erodido pelos córregos atuais na base, e por um tipo de escorregamento denominado planar (Fig. 4.15 A, B) deixando várias “cicatrices” na encosta.



Figura 4.15: (A) Ponto 85. Observar o corte da estrada e a quantidade de escorregamentos do tipo planar existentes nos Tálus. (B) Próximo ao Ponto 87. Detalhe dos escorregamentos do tipo planar, muito comum nos depósitos de Tálus. (C) Observar a quantidade e a dimensão dos matacões. (D) Morfologia típica de um depósito de Tálus, localizado no sopé do relevo de Escarpas Festonadas. (E) Esta foto demonstra que o material que está sendo depositado é proveniente do topo das Escarpas Festonadas. (F) Matacão e seixo de gnaiss bandado pertencente a um depósito de Tálus (depósito gravitacional)

4.8 Unidade VIII – Sedimentos inconsolidados

Esta unidade é representada por sedimentos inconsolidados transportados pelos córregos atuais ou nas proximidades dos mesmos. São sedimentos inconsolidados denominados de aluvião (Fig. 4.16 A), constituídos de materiais não coesos de barras de meio e fundo de canal. São representados por seixos (gnaisse bandado, migmatitos, gnaisse milonítico, *augen* gnaisse, xistos etc), areia grossa e média. Na planície de inundação nota-se presença de brejos, ou seja, locais de deposição de argila.

Ao lado de um afluente do ribeirão Guameral ocorre um depósito inconsolidado conglomerático clasto suportado (Fig. 4.16 B). Os clastos são de gnaisse bandado, migmatitos e milonitos. A matriz tem coloração laranja e é areno-argilosa. Trata-se de um terraço abandonado pela atual drenagem.

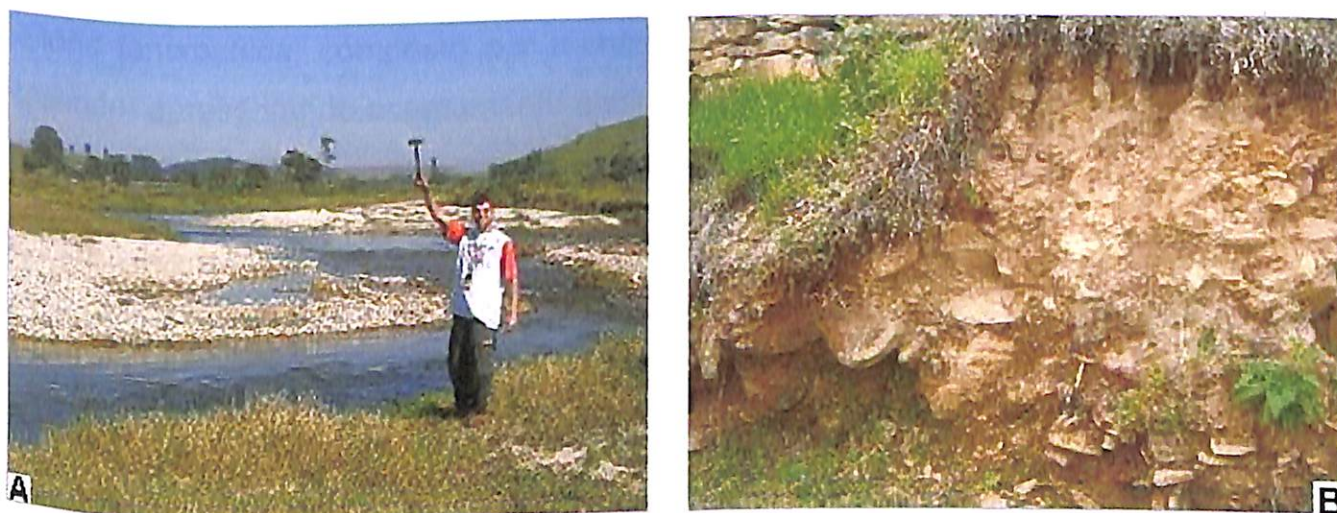


Figura 4.16: (A) Ponto 46. Aluviões do ribeirão Guaratinguetá. (B) Ponto 97. Depósito inconsolidado do tipo conglomerado polimítico clasto suportado localizado ao lado do córrego atual

Capítulo 5

ASPECTO ESTRUTURAL LOCAL

Este tópico tem como objetivo principal a descrição e interpretação dos elementos estruturais reconhecidos no âmbito da bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá. Foram observados em campo os seguintes elementos estruturais de interesse geológico: S_0 (acamamento sedimentar), S_n (foliação, representada ora por bandamento gnáissico ora por xistosidade), L_n (lineação de estiramento mineral), sigmóides de feldspato e quartzo, dobras (F_n) e fraturas. Cada um desses elementos tem um significado para análise estrutural da bacia, que serão discutidos neste capítulo.

A bacia do ribeirão Guaratinguetá pode ser dividida em dois domínios estruturais diferentes: o primeiro contendo toda uma história proterozóica, composto por rochas metamórficas do Terreno Embu (Unidade Redenção da Serra), caracterizado por uma foliação S_n com direção geral NE-SW e mergulho para SE; e outro, contendo toda uma história fanerozóica, composto por rochas sedimentares da Bacia de Taubaté (Formação Resende) apresentando acamamento sedimentar com direção geral NW-SE e mergulho para NE.

5.1 Acamamento sedimentar

O acamamento sedimentar é observado no pacote sedimentar da Formação Resende, apenas nos lamitos, uma vez que tanto no conglomerado polimítico quanto no arenito conglomerático ele não apresenta penetratividade. Em notação Clar, sua atitude é cerca de 75/10, ou seja, o pacote sedimentar tem direção nordeste (NNW) e mergulho para nordeste (NE) com 10° a 15° (Fig. 5.1).

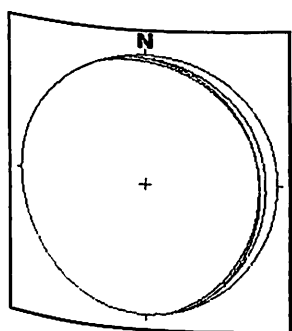


Figura 5.1: Estereograma da orientação dos planos do acamamento sedimentar S_0 .

Não foram encontrados afloramentos de rocha sã nesta unidade mesmo esta sendo a maior em área, apenas afloramentos muito intemperizados. Isto porque o pacote sedimentar está localizado em um local rebaixado topograficamente, onde o lençol freático aflora muito próximo à superfície, formando verdadeiros "brejos".

5.2 Foliação (S_n)

A foliação (S_n) é uma feição dúctil associada a uma fase de deformação D_n que afeta todas as rochas metamórficas do Terreno Embu presentes nesta bacia hidrográfica. Esta feição planar se materializa como bandamento (segregação de bandas máficas e félsicas) em rochas gnáissicas e xistosidade (orientação das micas) em rochas xistosas. Em notação Clar, sua atitude média é 140/35, ou seja, a S_n possui direção geral nordeste (NE) e mergulho para sudeste (SE) com ângulos variando de 25° a 55°. A foliação mergulha em sua maioria para sudeste, porém mergulhos para noroeste (NW) ocorrem subordinadamente (Fig. 5.2).

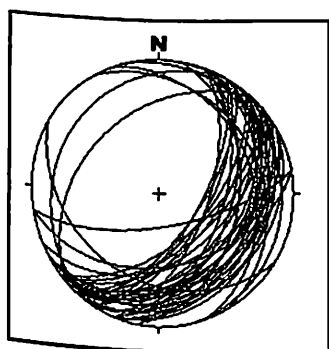


Figura 5.2: Estereograma representando os planos da foliação S_2

A foliação (S_n) descrita acima pode ser correlacionada por apresentar a mesma atitude à foliação S_2 , pertencente a um evento denominado Colisão II (580 Ma), responsável pelo fechamento do oceano Adamastor. Esta segunda etapa de colisão continental promoveu grandes dobramentos regionais e resultou

no empilhamento de terrenos de leste para oeste-noroeste. A foliação S_2 se desenvolveu devido dobramento de S_0/S_1 , como plano-axial de grandes dobramentos regionais com vergência para o cráton São Francisco. Esta foliação é bem marcada nos gnaisses, migmatitos e xistos milonitizados, apenas variando sua penetratividade, alta nos xistos milonitizados e média-baixa nos gnaisses e migmatitos.

5.3 Lineação de estiramento mineral (L_n)

O plano XY do elipsóide de deformação representa a foliação (S_2) e contém uma lineação de estiramento mineral (L_n) evidenciada por placas de biotita, feldspatos alongados e quartzos estirados. Esta feição linear apresenta uma orientação predominante nordeste (NE) com intensidade de mergulhos que variam de 10° a 30°. (Fig. 5.3).

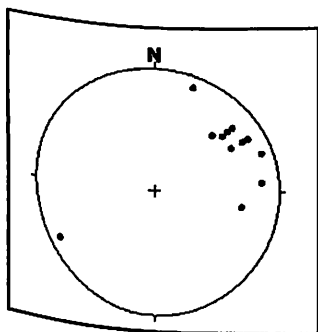


Figura 5.3: Estereograma representando a orientação da feição linear L_n (lineação de estiramento mineral)

5.4 Indicadores cinemáticos

Alguns elementos estruturais presentes nas rochas durante sua deformação têm a capacidade de registrar evidências cinemáticas do processo deformacional. Sigmóides de quartzo, megacristais de feldspatos, além de vergência de dobras, todos observados no plano XZ do elipsóide de deformação, são denominados indicadores cinemáticos (Fig. 5.4) e foram utilizados para reconstituição do sentido de transporte de massa na área de estudo.



Figura 5.4: Ponto 95. Indicador cinemático representado por um sigmóide de composição quartzo-feldspática orientado segundo a foliação S_2 , demonstrando movimentação do topo para noroeste (NW). Detalhe para a serra de pressão bem desenvolvida

Os principais minerais que representam as condições de pressão e temperatura dessa deformação são grãos de quartzo, feldspatos e minerais micáceos.

5.5 Dobras (F_n)

Apenas quatro dobras foram observadas, nos pontos 7, 82 (Fig. 5.6) e 129, a medida do eixo, segundo notação Clar é 100/30, ou seja, com o eixo apresentando caimento de 30° para sudeste (SE) e vergência para sudoeste (SW). Estas dobras, semelhantes a dobras de arrasto e ocorrem no bandamento dos migmatitos, indicando movimentação de topo para oeste (W), isto é, transporte tectônico de massa de leste (E) para oeste (W). No Ponto 22 observa-se uma dobra com eixo aproximadamente N-S, indicando movimentação de topo para oeste (Fig. 5.5).



Figura 5.5: Ponto 22. Dobra em banda fêlsica de migmatito indicando topo para oeste (W)



Figura 5.6: Dobra intrafolial com formato em S, ocorrendo nos migmatitos homogêneos

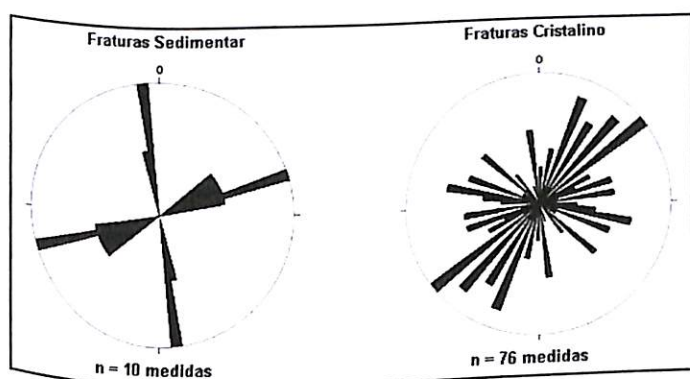
5.6 Fraturas

As fraturas relacionam-se aos eventos finais da evolução de uma faixa de dobramentos, uma vez que são planos rúpteis que cortam todas as unidades. As principais direções de fraturamento observadas foram: NE-SW, ENE-WSW, NW-SE e N-S (Fig. 5.8). Na tentativa de se especular sobre a direção das paleotensões foram observados alguns planos característicos, denominados juntas conjugadas (Fig. 5.7).

Estas fraturas são planos rúpteis que se interceptam na forma de um X. Nelas, a bissetriz do menor ângulo formado está associada ao tensor principal do elipsóide de tensão (σ_1), sendo paralelo a ele. As fraturas conjugadas relacionam-se com o cisalhamento não-coaxial (cisalhamento simples), porém em regime essencialmente rúptil.



Figura 5.7: Ponto 82. Juntas conjugadas. Setas vermelhas indicam sentido do tensor principal (σ_1)



A orientação de (σ_1) obtida após análise de cerca de dez juntas conjugadas observadas em campo resultou em (σ_1) paralelo à direção NW-SE.

Figura 5.8: Diagramas de roseta representando as direções principais das fraturas existentes nas rochas da bacia do ribeirão Guaratinguetá

5.7 Falhas



As falhas observadas nesta bacia foram divididas segundo o regime atuante para sua formação. De acordo com Carneiro (1977) as falhas transcorrentes

apresentam tipos litológicos que refletem, pelo grau de moagem e recristalização, a intensidade variável da milonitização. Sob o regime dúctil foi observado a Zona de Cisalhamento Buquira ou Falha do Buquira (Carneiro, 1977), representada por gnaisses protomiloníticos e xistos milonitizados presentes na porção noroeste (NW) da área. Esta falha transcorrente tem cinemática sinistral evidenciada em escala mesoscópica (rotação de sigmóides de quartzo e microclínio) e microscópica (sigmóides de quartzo).

Sob ação do regime rúptil observa-se uma série de escarpas associadas à falhas (Fig. 5.9), evidenciadas no relevo pela morfologia típica de facetas triangulares.

Figura 5.9: Visada lateral das Escarpas Festonadas evidenciando o basculamento de blocos

O contato entre as unidades V e VI é dado por uma escarpa de linha de falha, representada pela falha normal do Ronco (Fig. 3.5). Esta falha normal resulta de uma reativação de planos de falha transcorrente de direção ENE pré-existentes (Ciclo Brasileiro Pan-Africano), reativados como falhas normais durante o Meso-cenozóico.

No Ponto 34 é observado um plano de falha (*slickenside*) com degraus indicando movimento descendente da capa sobre a lapa, ou seja, falha normal afetando os gnaisses bandados (Fig. 5.10 B). No Ponto 120 existe uma série de falhas normais (Fig. 5.10 A) com rejeito centimétrico delimitando um gráben (Fig. 5.11).

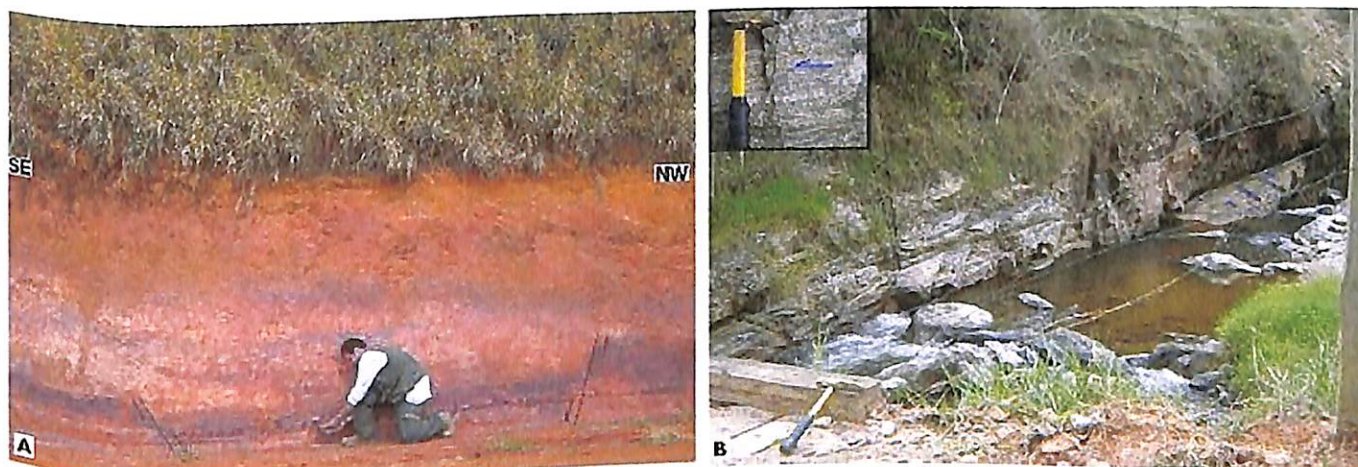


Figura 5.10: (A) Ponto 120. Gráben formado devido série de falhamentos normais. (B) Ponto 34. Plano de falha normal com degraus indicando movimentação descendente da capa sobre a lapa



Figura 5.11: Ponto 120. Falhas normais rúpteis com rejeito centimétrico.

5.8 Eventos deformacionais

A evolução geológica da área está relacionada ao Ciclo Brasileiro Pan-Africano (Neoproterozóico) e à Ativação da Plataforma Sul-Americana (Meso-cenozóico). No decorrer do Ciclo Brasileiro, a intensa deformação resultante da Colisão II originou dobras apertadas a isoclinais, forte xistosidade, muitas vezes milonítica, e lineação de estiramento. Nessa parte da região sudeste do Brasil, os principais domínios tectônicos são separados por falhas de empurrão ou por zonas de cisalhamento transcorrente. Com relação à cinemática, os empurrões representam deformações que acompanharam a etapa de dobramentos e cavalgamentos regionais, estando associados a movimentos compressivos com vergência para NNW a NNE, enquanto as transcorrências seriam posteriores, vinculadas a movimentações dextrais.

Em alguns afloramentos dentro dos limites da área de estudo são encontradas pequenas dobras intrafoliais desenhadas pelo bandamento dos migmatitos (Fig. 5.6). A análise em escala regional, através de perfis NW-SE ortogonais ao *trend* NE-SW regional, revelou a existência de grandes dobramentos regionais com vergência para oeste (W). Nas rochas pré-cambrianas do Terreno Embu não foram observadas estruturas primárias reliquias relacionadas ao acamamento primário S_0 , nem à foliação S_1 .

O reconhecimento dos dobramentos regionais deformando a xistosidade ou foliação levou Hasui (1973) a considerar o primeiro evento deformacional como uma fase de dobramentos regionais, produzindo dobras isoclinais e recumbentes com xistosidade ou

foliação plano-axial e transposição intensa, que estão representadas nos afloramentos por dobras intrafoliais. Cavalgamentos de leste para oeste foram os responsáveis por este primeiro evento deformacional. A continuidade progressiva e gradual deste processo dúctil promoveu o dobramento de S_0/S_1 , resultando em novo plano de foliação (S_2).

Desta forma, o evento deformacional D_n observado na área pode ser correlacionado à Colisão II (ca 580 Ma) descrita na literatura, uma vez que possui características dúcteis, sendo responsável pela geração de uma foliação S_2 , através do dobramento de S_0/S_1 . A foliação (S_2) é penetrativa, possui direção geral nordeste (NE), médio ângulo (25° a 55°) de mergulho para sudeste (SE) e é bem marcada por minerais placóides (biotita e muscovita).

No plano desta foliação está impressa uma lineação de estiramento mineral (L_n) evidenciada por biotitas, feldspatos alongados e grãos de quartzo estirados. No geral, a lineação (L_n) medida é paralela ao eixo dos grandes dobramentos regionais com vergência para oeste (W) descritos na literatura como responsáveis pela materialização de S_2 no decorrer da Colisão II. Observa-se que esta lineação possui características de uma rampa lateral oblíqua, pois apresenta componente oblíqua. Deste modo, percebe-se que ela está associada diretamente às transcorrências (segundo evento deformacional).

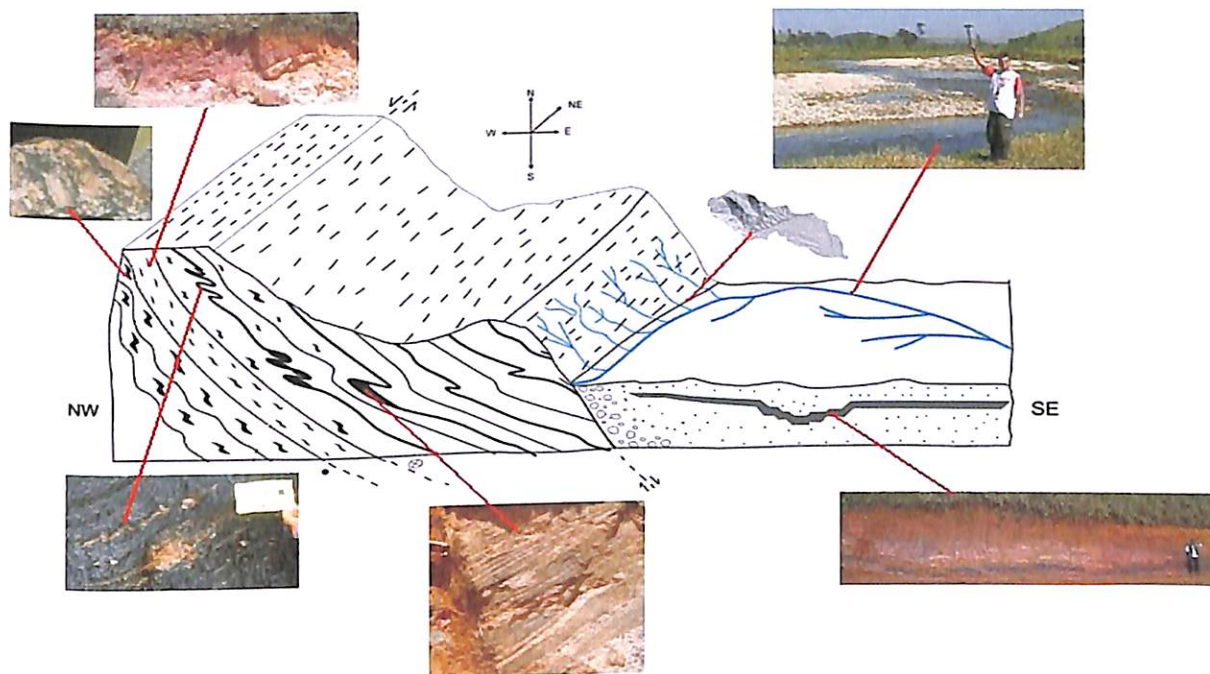
O segundo evento deformacional ocorre no momento em que os cavalgamentos proporcionam espessamento do pacote litológico empurrado de leste para oeste, dificultando a continuidade do movimento, até que progressiva e gradualmente, os ângulos de cavalgamento aumentam de 35° para 55° e a movimentação torna-se transcorrente (escape lateral de massa), com desenvolvimento de zonas de cisalhamento, como, por exemplo, a Zona de Cisalhamento Buquira (Carneiro, 1977).

A partir do Neojurássico, a região foi submetida a fenômenos relacionados com a Ativação Wealdeniana (Almeida 1967), resultando na ruptura do Gondwana Ocidental e a abertura do Oceano Atlântico Sul, no Eocretáceo. Movimentos verticais, descendentes na Bacia de Santos, e ascendentes na região continental vizinha, (Almeida 1967, Asmus & Ferrari, 1978) teriam tido importantes efeitos na porção continental e na porção *offshore*.

No Paleógeno (Eoceno-Oligoceno) a reativação normal de antigas zonas de cisalhamento originou uma importante feição tectônica: o Rifte Continental do Sudeste do Brasil – RCSB (Riccomini 1989). Nota-se que a evolução desta feição tectônica deu origem à configuração atual do relevo, representado pelas serras do Mar e da Mantiqueira, como

feições soerguidas, e a Bacia de Taubaté, como feição rebaixada. O basculamento de blocos (Fig.5.9) se estendeu até após a sedimentação do Grupo Taubaté (Fig.5.10 A).

O acamamento sedimentar descrito no **Capítulo 4** acima corresponde ao acamamento sedimentar da Formação Resende, do Paleógeno.



Esquema 1: Modelo estrutural.

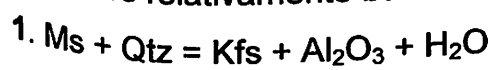
Capítulo 6

METAMORFISMO

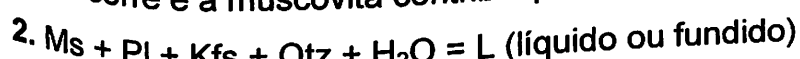
No Terreno Embu o metamorfismo principal é de fácies anfibolito, zona da sillimanita-muscovita, com gradações longitudinais até a zona da sillimanita-feldspato potássico, com anatexia (605-770°C a 5-6 kbar; Vieira, 1996). A idade deste metamorfismo é de aproximadamente 790 Ma (Vlach, 2001), compatível com os resultados obtidos por Vieira & Tassinari (1988) e por Cordani *et al.* (2002). Nas rochas da bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá foi observada a seguinte paragênese de minerais índices: sillimanita (Fig. 4.11 A,B), K-feldspato (microclínio), biotita, granada (Fig. 4.11 G) e muscovita, além da presença de titanitas e feições, como mirmequitas e extinção ondulante na macla do K-feldspato (microclínio).

A clorita (Fig. 4.11 E,F) ocorre com frequência, porém sempre associada à biotita ($Kfs + Cl = Bt + Ms + Qtz + H_2O$). A muscovita ocorre com maior frequência nos xistos milonitizados e nos migmatitos heterogêneos com mesossoma xistoso. No restante das rochas, se faz presente através de placas de sericita, em inclusões nos megacristais de feldspato (sericitização) ou como porfiroblastos truncando a foliação S_2 . A biotita apresenta-se como placas de coloração marrom e verde, além disso, observa-se, em lamina delgada, ocorrência de biotita hidrotermal, apresentando crescimento radial. Estes dados apontam que estas rochas foram metamorfisadas em grau médio metamórfico, segundo Winkler (1977), correspondente a metamorfismo em fácies anfibolito superior (fusão parcial nos migmatitos).

Rochas como gnaisses e anfibolitos são típicas de fácies anfibolito ($T = 500$ até 700°C). Um processo típico de fácies anfibolito superior é a anatexia ou fusão parcial. Sob pressões relativamente baixas a muscovita se desestabiliza por desidratação:



Porém, no caso do Terreno Embu, sob pressões relativamente elevadas essa reação não ocorre e a muscovita contribui para a formação de um fundido quartzo-feldspático:



As reações 2 e 3 diferem de 1, pois em 2 e 3 a água liberada pela muscovita é dissolvida no fundido (*melt*), que forma o leucossoma nos migmatitos. Caracteristicamente o mesossoma tem aspecto metamórfico de um gnaiss, enquanto o leucossoma possui uma trama de quartzo e feldspato com textura ígnea por ter se cristalizado a partir de um fundido.

Capítulo 7

DISCUSSÃO

A Bacia do Ribeirão Guaratinguetá está inserida na porção marginal norte da Bacia cenozóica de Taubaté. O embasamento exposto adjacente à bacia, que inclui as rochas estudadas, pertence ao Complexo Embu (Unidade Redenção da Serra), cuja datação permanece indefinida (Heilbron *et al.*, 2004). Essas rochas fazem parte do contexto da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977, 1981), que inclui a Região de Dobramentos Sudeste (Almeida *et al.*, 1976) cuja estrutura geral formou-se no Ciclo Brasileiro e, em parte, resulta do retrabalhamento de rochas mais antigas. Alguns autores utilizam a denominação Faixa Ribeira (Ferreira, 1972; Almeida *et al.*, 1973) ou Orógeno Ribeira (Heilbron *et al.*, 2004) para designar essa parte do Planalto Atlântico.

As rochas da bacia registram evidências das etapas evolutivas da Plataforma Sul-Americana, desde o Pré-Cambriano até o Cenozóico, sob forma de estruturas (foliações, lineações, falhas, fraturas etc). O estudo minucioso de fraturas indicou a presença das seguintes direções principais: NE-SW, ENE-WSW, NW-SE e N-S. As direções NE-SW e ENE-WSW coincidem com a estruturação pré-cambriana, representada pelas foliações metamórficas das rochas (bandamento e xistosidade) e pela zona de cisalhamento do Buquia. As direções N-S e NW-SE têm sua origem possivelmente relacionada a uma estruturação mais recente, ou seja, são planos de fraqueza associados à estrutura pré-cambriana a eopaleozóica.

O traçado da drenagem na bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá obedece à direção geral NW-SE, uma vez que os principais rios que compõem esta bacia, ribeirões Guameral, Taquaral e Guaratinguetá, também correm segundo a direção NW-SE. Nota-se que as falhas recentes, representadas na topografia pelas escarpas de linha de falha mapeadas (Fig. 7.1 A), desenvolveram-se por reativação tectônica de zonas de fraqueza preexistentes. A dissecação das escarpas retilíneas gera facetas trapezoidais e, em estágios mais avançados, facetas triangulares (Fig. 7.1 B). Tais feições podem ser observadas facilmente no relevo de Escarpas Festonadas, ao longo dos principais lineamentos, nos ribeirões Guameral e Taquaral. O basculamento de blocos é evidenciado na bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá através de sua assimetria (Fig. 7.1 C). Outra feição

morfotectônica observada foi o notável alinhamento de pequenas drenagens ao longo dos migmatitos heterogêneos (Fig. 7.1 D).

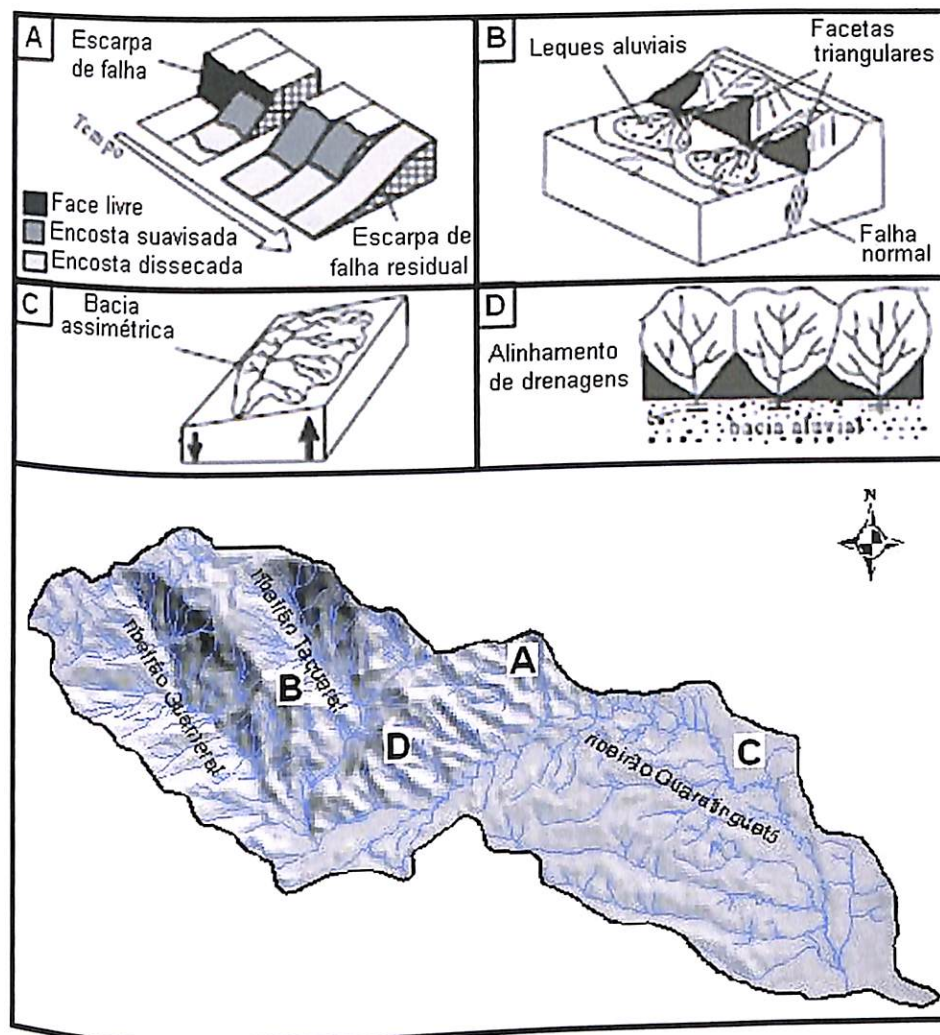


Figura 7.1: Desenho esquemático das feições morfotectônicas reconhecidas na bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá. (A) Evolução das escarpas de falha para escarpas de linha de falha (Stewart & Hancock, 1990). (B) Formação de facetas triangulares e leques aluviais (modificado de Burbank & Anderson, 2001). (C) Bacia assimétrica indicando basculamento tectônico (modificado de Keller & Pinter, 1996). (D) Alinhamento de confluências em zona de falha com abatimento de bloco tectônico

A origem dos sistemas de montanhas que compõem as serras do Mar e da Mantiqueira remonta provavelmente ao Paleoceno (Almeida & Carneiro, 1998). A superfície de aplainamento Japi, cujos restos podem ser observados junto ao limite NW da área de aplainamento Japi, foi deformada por flexuras e grandes falhamentos, erguendo-se gradualmente por flexão até 1.650 m. Durante a deformação da superfície Japi o Planalto Atlântico sofreu importantes desnivelamentos por falhas, desenvolvendo semigrábens, orientados segundo direções ENE dos falhamentos pré-cambrianos então reativados (Almeida e Carneiro, 1998). Na parte estudada da bacia tafrogênica de Taubaté foram encontradas evidências de reativação de estruturas antigas, representadas por escarpas de linha de falha identificadas junto à borda NW da bacia, como por exemplo a Falha do Ronco.

Capítulo 8

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Após análise morfotectônica, interpretação de imagens de satélite Landsat e literatura pode se dividir em três grandes grupos as estruturas da bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá:

- I. As antigas, do Pré-Cambriano ao Eo-Paleozóico, que atuaram como zonas de fraqueza para reativações posteriores;
- II. Aquelas relacionadas com a Ativação Mezozóica (Almeida, 1967, 1969, 1972);
- III. As decorrentes da tectônica atuante no Cenozóico (Riccomini, 1989);

As estruturas I são: foliação (S_2), lineação de estiramento (L_n), dobras (F_n) e Zona de Cisalhamento Buquira. Estas feições foram geradas durante as etapas de consolidação de Gondwana (Neoproterozóico-Cambriano), devido à ação de um regime convergente de placas (compressivo) ocorrido quando da Colagem Brasileiro Pan-Africano (Neoproterozóico). As estruturas II resultaram em um conjunto de escarpas de linha de falha com rejeitos da ordem de centenas de metros, caracterizando falhamentos normais. Estas estruturas foram produzidas no Neógeno, ao final da etapa de Ativação da Plataforma Sul-Americana, no contexto regional do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989). As falhas são evidenciadas no relevo pela existência de facetas triangulares em encostas da Serra da Mantiqueira. Bem no centro da bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá, dividindo as rochas metamórficas da Unidade Redenção da Serra e as sedimentares da Formação Resende, observa-se a Falha do Ronco, uma falha normal de direção ENE e rejeito de aproximadamente 250 m. As estruturas III são: falhas normais, delimitando grábens e *horsts*, com rejeitos centimétricos afetando sedimentos (arenitos conglomeráticos e argilitos) da Formação Resende (Paleógeno). Estas foram formadas no decorrer do Cenozóico, na transição da fase de Plataforma Ativada para a etapa de Plataforma Moderna, no decorrer da evolução da Plataforma Sul-Americana (Plioceno-Recente).

A partir desses elementos, pode-se concluir que a atual configuração da rede de drenagem da bacia hidrográfica do ribeirão Guaratinguetá é reflexo direto da estrutura pré-cambriana, condicionada fortemente pelos tipos litológicos e, principalmente, pela orientação das estruturas presentes, como fraturas de tração de direção NW-SE.

Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M. (1964). *Fundamentos geológicos do relevo paulista*. Boi IGG, 41:169-263.
- Almeida, F.F.M. (1967). *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 36p. (Boletim 241).
- Almeida, F.F.M. (1972). *Tectono-magmatic activation of the South American Platform and associated mineralization*. In: IUGS, Inst. Geol. Congr., 24, Montreal, 1972. Actas..., Montreal, Section 3 – Tectonics, p.339-346.
- Almeida, F.F.M. (1976). *The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48 (Suplem.): 15-26.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. (1977). *As províncias estruturais brasileiras*. In: SBG, Simp. Geol. NE, 8, Campina Grande. Atas..., Campina Grande, p. 363-391.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. (1981). A. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, v. 17, p. 1-29.
- Almeida, F.F.M.; Carneiro, C.D.R. (1998). Origem e evolução da Serra do Mar. São Paulo. Revista Brasileira de Geociências, v. 28(2): 135-150.
- Almeida, F.F.M. de; Brito Neves, B.B. de; Carneiro, C.D.R. (2000). *Origin and evolution of the South-American Platform*. *Earth Science Reviews* v. 50, n. 1-2, p. 77-111.
- Almeida, F.F.M., et al. (1981) - *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), 1981. Escala: 1:500.000.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y. (1984). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Editora Edgar Blucher, 378p.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. (1976). *The upper Precambrian of South America*. São Paulo, Instituto de Geociências – USP, 5-80 (Boletim 7).
- Arthaud, M.H. – *Elementos de geologia estrutural*. Universidade Federal do Ceará, 1998, Fortaleza, 123p.
- Asmus H.E.; Ferrari A.L. (1978). *Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil*. In: Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil, Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP, p.75-88 (Série Projeto REMAC4).
- Asmus H.E.; Gazelli, M. (1981). *Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes, hipóteses sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos de recursos minerais*. In: PETROBRÁS, relatório final. Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP. p. 187-269. (Projeto REMAC9).
- Babinski, M.; Tassinari, C.C.G.; Nutman, A.P.; Sato, K.; Martins, P.O.R.; Iyer, S.S. (2001). *U/Pb SHRIMP zircon ages of migmatites from the basement of the Embu Complex, Ribeira Belt, Brazil: indications for ~1,4-1,3 Ga Pb-Pb and Rb-Sr 'isochron' ages of no geological meaning*. In: SERNAGEOMIN, Simpósio Sudamericano en Geología Isotópica, 3, Pucón, 2001. Atas..., Pucón, p. 91-93. (CD-ROM).
- Bacoccoli, G.; Aranha, L.G.F. (1984) - *Evolução estrutural fanerozóica do Brasil Meridional*. Rio de Janeiro: Petrobrás. (Relatório interno).
- Bistrichi, C.A. et al. (1990) - Instituto de Pesquisas Tecnológicas - IPT – *Geologia das Folhas Jacareí, Tremembé, Taubaté e Pindamonhangaba, escala 1:50.000, Estado de São Paulo*. DGRM-AGR, 1990, São Paulo, 327pp.
- Campos Neto, M.C.; Figueiredo, M.C.H. (1995). *The Rio Doce Orogeny, southeastern Brazil*. Journal of South American Earth Sciences, v. 8, n. 2, p. 143-162.
- Campos Neto, M.C. (1991). *A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande – ensaio de evolução tectônica*. São Paulo, Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Carneiro, C.D.R. (1977). *Evolução Geológica da Região de São José dos Campos*. In: SIMP. GEOL. REGIONAL, São Paulo, 1977. Atas... São Paulo: SBG/NSP. p. 91-111.
- Carneiro, C.D.R. (1977). *Geologia e evolução geológica da Folha de São José dos Campos, SP*. São Paulo: IG/USP. 106p. (Dissert. Mestr.).

- Carneiro, C.D.R. (colaborador) (1978). *Mapa Geológico da Folha SF-23-Y-D-II, São José dos Campos*. São Paulo: IPT. (IPT, Monografias 2, anexo).
- Carneiro, C.D.R.; Hasui, Y.; Giancursi, F.D. (1976). *Estrutura da Bacia de Taubaté na região de São José dos Campos*. In: CONGR. BRAS GEOL., 29, Ouro Preto, 1976. *Anais...* Belo Horizonte: SBG. v. 4, p. 247-256.
- Cordani, U.G.; Coutinho, J.M.V.; Nutman, A.P. (2002). *Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brazil*. J. South Am. Earth Sci., 14: 903-910p.
- Dantas, A. S. L.; Gimenez FILHO, A.; Teixeira, A. L.; Nagata, N.; Fernandes, L. A.; Albuquerque Filho, J. L.; Frascá, M. H. B. O. *Evolução geológica e estrutural da faixa costeira nas regiões de Juquiá e Miracatu, Sul do Estado de São Paulo*. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6., Rio Claro, 1987. *Anais...* Rio Claro: SBG. v.1, p. 173-189, 1987a.
- Ebert, H. (1968). *Ocorrência de fácies granulítica no sul de Minas Gerais e regiões adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem*. Anais da academia Brasileira de Ciências, v. 40, Suplemento, p. 215-229.
- Fernandes, A.J. (1991). *O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: Contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica*. São Paulo, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 120p.
- 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: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, 1990. *Anais...*, Natal, v. 6, p. 2755-2763.
- Filipov, M.; Janasi, V.A. (2001). *The Mauá granitic massif, Central Ribeira Belt, São Paulo: Petrography, geochemistry and U-Pb dating*. Ver. Brás. Geoc., 31: 341-348p.
- Godoy, A.M.; Hackspacher, P.C.; Gomes, A.B.; Malagutti Filho, W. (1999). *Integração dos dados gravimétricos e geológicos das folhas Sorocaba, São Roque, Cabreúva e Itu – SP*. Geociências, v. 18, n. 1, p. 179-183.
- Godoy, A.M.; Hackspacher, P.C.; Oliveira, M.A.F. (1996). *Geologia da região de Sorocaba – SP*. Geociências, v. 15, n. 1, p. 89-110.
- Guerra, A.J.T.; Soares da Silva, A.; Botelho, R.G.M. (1999). *Erosão e conservação de solos: conceitos, temas e aplicações*. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 1999.
- Hackspacher, P.C.; Morales, N.; Zanardo, A.; Godoy, A.M.; Oliveira, M.A.F.; Artur, A.C. (1996). *A tectônica transcorrente-transpressiva brasileira da Folha São Roque, SP*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, Salvador. *Anais. Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 1, p.348-349.
- Hasui, Y.; Ponçano, W.L. (1978). *Geossuturas e sismicidade no Brasil*. In: ABGE, Congr. Bras. Geol. Eng., 2, São Paulo, *Anais*, 1:331-338.
- Hasui, Y. (1973). *Tectônica da área das folhas de São Roque e Pilar do Sul*. Tese de Livre Doc., Inst. Geoc. USP, 190 p, São Paulo.
- Hasui, Y. (1975). *Evolução polifásica do pré-cambriano a leste de São Paulo*. Boletim do Instituto de Geociências, USP, Série Científica, v. 6, p. 95-108.
- Hasui, Y. (1990). *Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil*. In: SBG, Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro, 1, Belo Horizonte, *Bol. Soc. Bras. Geol – Núcleo Minas Gerais*, 11:1-31.
- Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Coimbra, A.M. (1975). *The Ribeira Folded Belt*. Rev. Bras. Geoc., v.5, n.4, p.257-266.
- Hasui, Y.; Bistrichi, C.A.; Carneiro, C.D.R.; Stein, D.P.; Melo, M.S. de; Pires Neto, A.G.; Ponçano, W.L. (1978). *Geologia da Folha de São José dos Campos, SP, SF-23-Y-D-II*. São Paulo: IPT. 50p. (IPT, Monografias 2).
- Hasui, Y.; Dantas, A. S. L.; Carneiro, C. D. R.; Bistrich, C. (1981) A. O embasamento Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico em São Paulo. In: INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DE SÃO PAULO. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1.500.000*. São Paulo: IPT, v.1, p.12-45. (Publicação, 1184).
- Hasui, Y.; Ponçano, W.L. Bistrichi, C.A.; Stein, D.P.; Galvão, C.A.C.F.; Gimenez, A.F.; Almeida, M.A.de; Pires Neto, A.G.; Melo, M.S. de; (Carneiro, C.D.R., colaborador) (1977). *Mapa Geológico da Região Administrativa 3 e parte da Região Administrativa 2 do Estado de São Paulo*. São Paulo: IPT (IPT, Monografias 1, anexo).

- Heilbron, M. (1993). *Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas – MG-Barra do Pirai – RJ, setor central da Faixa Ribeira*. São Paulo, 268 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Heilbron, M. (1995). *O segmento central da Faixa Ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução geotectônica*. Rio de Janeiro, 1995. 110 p. Tese (Livre Docência) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
- Heilbron, M. et al., (2004). *Província Mantiqueira*. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. orgs. 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Ed. Beca.p. 203-234.
- Heilbron, M.; Mohriak, W.; Valeriano, C.M.; Milani, E.; Almeida, J.C.H.; Tupinambá, M. (1999). *From collision to extension: The roots of the southeastern continental margin of Brazil*. In: W.U Mohriak; M. Talvani (Eds.). *Geology and geophysics of continental margins*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 1999a. p. 1-31.
- Higgins, M. W. 1971. *Cataclastic Rocks*. USGS Prof. Paper. 97 pages, 36 figs., 2 tables.
- Hiruma, S.T.; Riccomini, C.; Modenesi-Gauttieri, M.C. (2001). *Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, SP*. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3): 375-384.
- Howel, D.G. (1989). *Tectonic of suspect terranes: Mountain building and continental growth*. Chapman, Hall (eds), London, 232p.
- Janasi, V.A.; Alves, A.; Vlach, S.R.F.; Leite, R.J. (2003). *Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: Sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozóico*. *Geologia USP: Publ. Esp.*, 3: 13-24p.
- Macedo, J.M. (1991). *Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes*. In: Gabaglia, G.P.R.; Milani, E.J. coords. *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro. 1991. PETROBRÁS. P. 361-374.
- Machado, R.; Demange, M. (1995). *Classificação estrutural e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro*. *Boletim, Instituto de Geociências, USP, Série Científica*, v. 25, p. 81-96.
- Machado, R. (1986). *Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia. *Anais. Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 2, p. 1088-1095.
- Mancini, F. (1995). *Estratigrafia e aspectos da tectônica deformadora da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté, SP*. Instituto de Geociências, USP, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 107p.
- Mello, C.L., Moura J.R.S., Carmo I.O., Silva T.M. Peixoto M.N.O. (1995). *Eventos de sedimentação durante o Holoceno no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ) – alostratigrafia e datações por radiocarbono*. In: ABEQUA, Congr. Assoc. Brás.Est.Quat., 5, Niterói, *Anais*, 193-200.
- Morais, S.M.; Dehler, N.M.; Sachs, L.L.B.; Rodrigues, J.B. (1998). *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Folha SF. 23 – Y – B Guaratinguetá, Escala 1:250.000. Ministério Minas e Energia – Companhia Pesquisa Recursos Minerais.
- Passarelli, C.R.; Basei, M.A.S.; Campos Neto, M.C.; Junior, O.S.; Filho, J.P. (2004). *Geocronologia e geologia isotópica dos Terrenos Pré-Cambrianos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo*. Instituto de Geociências, USP. *Geol. USP Sér. Cient.*, São Paulo, v. 4, n. 1, p.55-74.
- Pedrosa-Soares A.C., Wiedemann-Leonardos C. (2000) *Evolution of the Araçuaí- Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil*. In: U.G. Cordani, E.J Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*. 31st. Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 265-285.
- Pereira, R.M.; Ávila, C.A.; Moura, C.A.V. (2001). *Geologia da região entre Resende e São José do Barreiro e idade Pb/Pb do Granito Funil, Segmento Central da Faixa Ribeira (RJ/SP) Brasil*. São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 20, n.1, p. 37-48.
- Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Jost, H.; Ferreira Filho, C.F.; Araújo, S.M. (2000). *The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc*. In: U.G. Cordani, E.J Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*. 31st. Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 195-229.
- Ponçano, W.L.; Carneiro, C.D.R.; Bistrichi, C.A.; Almeida, F.F.M.; Prandini, F.L. (1981) – *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, IPT. 1981.

- Riccomini, C. (1989). *O Rift continental do Sudeste do Brasil*. São Paulo: Instituto de geociências Universidade de São Paulo. (Tese de Doutorado).
- Ross, J.L.S.; Moroz, I.C. (1997) - *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo*. Revista do Departamento de Geografia, FFLCH/USP, 1997. n. 10, p. 41-56.
- Saadi, A.; Hasui,.; Magalhães, F.S. (1991). *Informações sobre a neoectônica e morfogênese de Minas Gerais*. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro. Boletim. Rio Claro, SBG, p. 105-107.
- Salvador, E.D.; Riccomini, C. (1995). *Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil)*. São Paulo, Instituto de Geociências, USP. Revista Brasileira de Geociências, v. 25(3): p.151-164.
- Schmitt, R.S. (2000) *Um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no Domínio tectônico Cabo Frio, Faixa Ribeira – Sudeste do Brasil*. Rio de Janeiro, IG-UFRJ, Tese Doutorado, 273p.
- Soares, P.V. (2005). *As interrelações de elementos do meio físico natural e modificado na definição de áreas potenciais de infiltração na porção paulista da bacia do rio Paraíba do Sul*. Instituto de Geociências-IG, UNICAMP, 2005, Campinas – SP, Tese de Doutorado. 192p.
- 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: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988. Belém. *Anais...Recife*: SBG, v. 6, p. 2840-2853.
- Trouw, R.A.J.; Heilbron, M.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.; Valeriano, C.M.; Almeida, J.C.; Tupinambá, M.; Andreis, R. (2000). *The central segment of the Ribeira Belt*. In: U. Cordani; E. Milani; A. Thomaz Filho; D. Campos (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 287-310.
- Vieira, S.R.S.S. (1996). *Estudo de processos metamórficos-metassomáticos nos complexos Embu e Pilar, no Bloco Juquitiba, SP*. São Paulo, IGc-USP, Dissert. Mestr., 144p.
- 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: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, 1988, Belém. *Anais...Recife*: SBG 1988, v. 3, p. 1391-1399.
- Vlach, S.R. (2001). *Microprobe Monazite Constraints for na early (ca. 790Ma) Brasiliano Orogeny: the Embu Terrane, Southeastern Brazil*. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3, 2001, Pucón. Extended Abstracts. Pucón: Sociedad Geológica de Chile, 2001. 1. (CD-ROM).
- Zalán, P.V. 2004. *Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras*. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. orgs. 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Ed. Beca. p. 595-612. (Cap. 33). ISBN 85-87256-45-9.
- Wernick, E.; Töpfner, C. (1997). *Idades do magmatismo brasileiro nos estados de São Paulo e Minas Gerais: implicações na caracterização temporal da evolução do Cinturão Ribeira*. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA SUDESTE, 5, 1997, Itatiaia. Atas. Itatiaia: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Rio de Janeiro - Espírito Santo, v. 1, p. 159-161.
- Winkler, H.G.F. (1977). *Petrogênesed as rochas metamórfica*. Editora Edgard Blücher Ltda., Porto Alegre.
- Yardley, B.W.D.; Mackenzie, W.S.; Guilford, C. (1990). *Atlas of Metamorphic Rocks and their Textures*. Longman, Essex, England.