



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**RELATÓRIO DE ESTÁGIO DE CAMPO IV**

**GEOLOGIA ESTRUTURAL DE UM  
SEGMENTO DA FALHA DA ITAJARA - PIRAPETINGA.**

**ALUNO: ROMUALDO LINS VITORIANO  
PROF: Dr.HENRIQUE DAYAN**

**Rio de Janeiro, Maio de 2006.**



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

## **RELATÓRIO DE ESTÁGIO DE CAMPO IV**

ALUNO: ROMUALDO LINS VITORIANO

**GEOLOGIA ESTRUTURAL DE UM  
SEGMENTO DA FALHA DA ITAJARA - PIRAPETINGA.**

PROF: Dr.HENRIQUE DAYAN

APROVADO POR

PROF: Dr.HENRIQUE DAYAN

PROF: Dr. JÚLIO CEZAR MENDES

PROF: Dr. CARLOS JORGE ABREU

Rio de Janeiro, Maio de 2006.

## ÍNDICE

<b>1 - Resumo</b>	1
<b>2 - Agradecimentos</b>	2
<b>3 - Introdução</b>	3
3.1 - Propósitos da Pesquisa	5
3.2 - Metodologia Usada	6
3.2.1- Etapa Pré-Campo	6
3.2.2 - Trabalho de Campo	6
3.2.3 - Trabalho de Gabinete	7
<b>4 - Geomorfologia da Região Estudada</b>	8
4.1- Relevo e Topografia	8
4.2- Hidrografia e Rede de Drenagens	9
4.3 - Vegetação	10
4.4 - Clima	11
4.5 - Disponibilidade dos afloramentos	12
<b>5. - Geologia Regional</b>	12
5.1 -Trabalhos Anteriores	12
5.2 - Estratigrafia e Domínio Regional	14
5.2.1 - Unidade Bela Joana	14
5.2.2 - Unidade Itaperuna.	15
5.2.3 - Unidade Santo Eduardo	16
5.2.3.a - Gnaisses granulíticos	16
5.2.3.b - Gnaisses quartzo-feldspáticos	16
<b>6 - Geologia da Área Estudada</b>	17
<b>6.1 - Litotipos</b>	17
6.1.1 - Granulito	17
6.1.2 - Gnaisse Bandado	19
6.1.3 - Ortognaisse Olho de Pombo	20
<b>6.2 - Geologia Estrutural</b>	23
6.2.1 - Elementos Estruturais	27
6.2.1 a - Planares	27
Foliação Regional	27
Foliação Milonítica	27
<b>6.2.1 b - Lineares</b>	29
Linha de <i>Boudins</i>	29
<b>6.2.1.c. - Dobras</b>	30
6.2.1.d - Sistemas Porfiroclásticos	31
6.2.2 - Transpressão inclinada	32
6.2.2.a - Introdução	33
6.2.2.b - Orientação e forma do Elipsóide de <i>Strain</i> (FSE)	35
<b>7 - Aplicação Geológica</b>	36
7.1 - Orientação da Trama na Zona de Transpressão Inclinada	36
<b>8 - Conclusões</b>	40
<b>9 - Bibliografia</b>	42
<b>10 - Anexo</b>	

ÍNDICE DE FIGURAS	PÁG
Figura 1 - Mapa de localização	3
Figura 2 - Mapa rodoviário	4
Figura 3 - Lineamentos secundários em imagens de satélites	9
Figura 4 - Junção da porção nordeste da Folha Recreio com a porção noroeste da Folha Santo Antônio de Pádua	10
Figura 5 - Lavra de Gnaisse olho de pombo	12
Figura 6 - Estrutura em flor positiva	14
Figura 7- Gnaisse bandado	18
Figura 8 - Dobra no gnaisse bandado	19
Figura 9 - Gnaisse banda Modelo de <i>Riedel Shears</i>	20
Figura 10 - Modelo de <i>Riedel Shears</i> Aplicado na área mapeada	21
Figura 11- Perfil esquemático na pedreira	22
Figura 12 - Geodo de calcita	23
Figura 13 - Feixe de falhas	24
Figura 14 - Feixe de falhas em <i>horse tail</i>	26
Figura 15 - Foliação milonítica	28
Figura 16 - Estereogramas	29
Figura 17 - Formação de estruturas do tipo <i>pinch &amp; swell</i> e <i>boudins</i>	30
Figura 18 – Desenvolvimento de dobras sem raiz	31
Figura 19 - Recristalização em porfiroclastos	32
Figura 20 - Transpressão inclinada em 3D e corte de seção ortogonal	34
Figura 21 - Típica orientação de foliação e lineação de estiramento em transpressão inclinada	37

Figura 22 - *Mullion* presente na área do granitóide madeira.

39

## RESUMO

O município Santo Antonio de Pádua tem na exploração das rochas ornamentais uma fonte de recursos muito importante para a sua economia. O crescimento das atividades de extração e beneficiamento de rochas aumentou muito, com o recuo da agricultura no município, devido ao baixo retorno econômico desta atividade.

O trabalho aqui realizado consistiu no mapeamento geológico estrutural, na escala de detalhe, (1:10000) numa porção da falha Itajara – Pirapetinga, localizada na Serra do Bonfim, município de Santo Antonio de Pádua. Esta tarefa veio a complementar trabalhos pretéritos efetuados na região, sendo aqui apresentada uma proposição de um estudo do processo conhecido por transpressão inclinada, com possibilidades de aplicação à zona da falha de Itajara – Pirapetinga. Esta falha pertence ao feixe de falhas transcorrentes as quais se ramificam assintoticamente a partir da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba de Sul, sendo aqui interpretadas como pertinentes ao regime transpressivo, produzindo uma estrutura em flor positiva.

A área mapeada neste trabalho revelou a existência de cinco faixas de ortogneisse “Olho de Pombo” com texturas proto a milonítica, encaixado no domínio litológico regional menos deformado, representado por gnaisses bandados e também por faixas granulíticas (granulitos e charnockitos).

## Agradecimentos

Sou grato a Deus por ter me concedido, forças para chegar até aqui.

Agradeço ao meu orientador professor H. Dayan pela experiência passada ao qual gerou bons frutos na minha vida profissional e pessoal. Ao professor C.J. Abreu o qual proveu meios materiais na elaboração deste trabalho e por seus incentivos, ao secretário da geologia Walgenor que muitas vezes ajudou na solução de problemas acadêmicos.

Agradeço aos colegas de curso Zaque, Marcelinho, Barba, Fernando, Padre e a todos os que de alguma maneira contribuíram nesta tarefa.

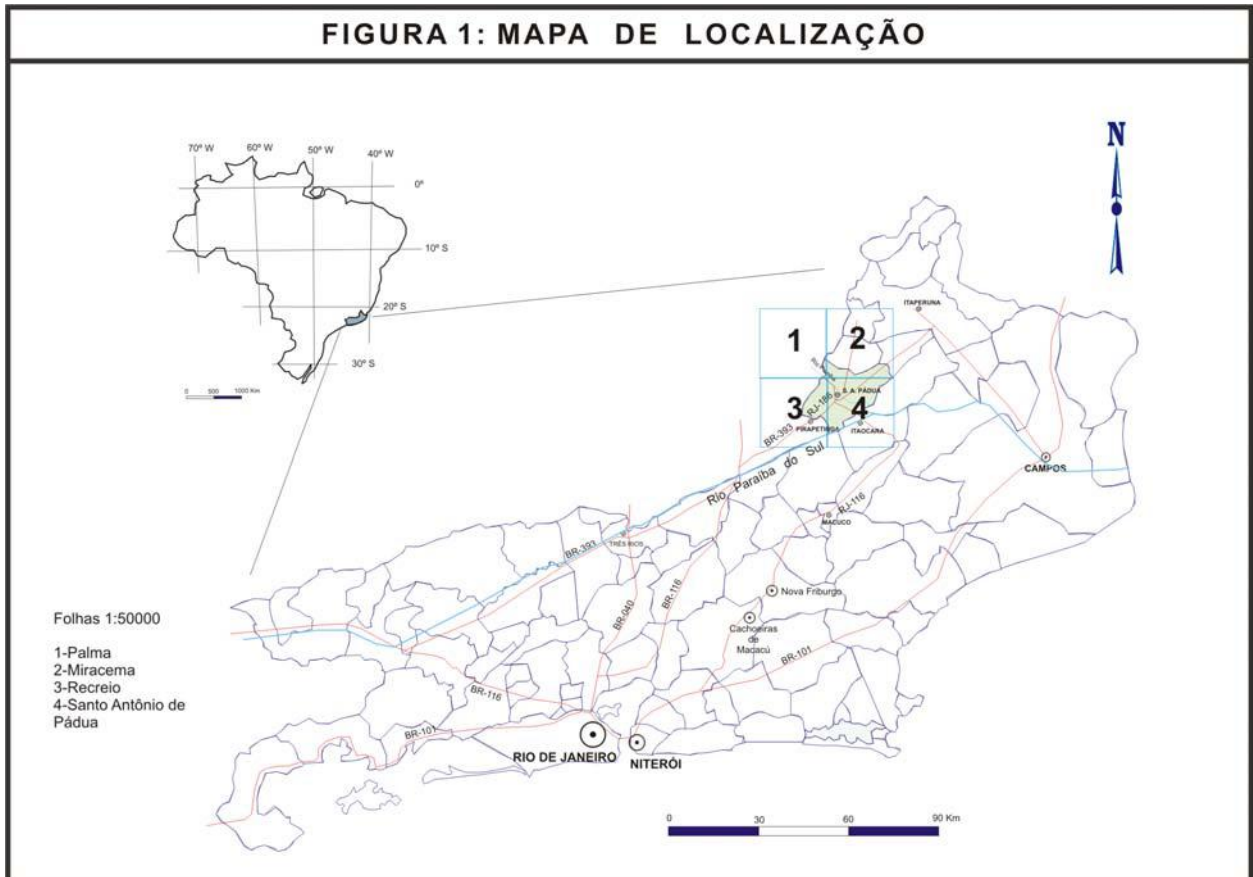
Agradeço ao meu pai e demais familiares e amigos que sempre estiveram presentes nos motivando em situações difíceis.

Em especial a minha esposa Andréa, ao meu filho Jonatas pelos vários momentos árduos vividos durante esta trajetória.

Dedico este trabalho a memória de minha querida mãe.

## INTRODUÇÃO

Santo Antônio de Pádua pertence à Região Noroeste Fluminense, que também abrange os municípios de Aperibé, Bom Jesus de Itabapoana, Cambucí, Italva, Itaocara, Itaperuna, Laje do Muriaé, Miracema, Natividade, Porciúncula, São José do Ubá e Varre-Sai (fig. 1).





A área total do Município de Santo Antônio de Pádua perfaz 610,7 km<sup>2</sup>, o que corresponde a 11,3% da área da Região Noroeste Fluminense. A malha viária é composta de quatro estradas estaduais: (i) a RJ-186, serve de via de acesso a Além Paraíba (MG) no sentido sudoeste e a nordeste, a rodovia conduz a São José do Ubá; (ii) a RJ-116 segue na direção norte à Miracema e a sudeste a Aperibé. (iii) A RJ-188 que, em leito não pavimentado, segue ao longo do limite entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro; (iv) a RJ-200 serve à localidade de Monte Alegre (Fig. 2). O transporte ferroviário atende ao Município de Santo Antônio de Pádua através de ramal que parte de Campos (RJ), o qual passa por São Fidélis (RJ) e Cambucí (RJ), em direção a Recreio, já em Minas Gerais.



FIGURA 2. Mapa rodoviário (TCE/RJ estudo sócio econômico de Santo Antonio de Pádua 2004).

O Município de Santo Antônio de Pádua sofreu nas últimas décadas mudanças no quadro sócio econômico. Com a decadência da agricultura, a migração para atividades de mineração mostrou-se mais atrativa, sobretudo no setor de rochas ornamentais. Esta atividade proporciona maior volume de renda em menor tempo de trabalho, tendo em vista as facilidades: abundância de rochas, clara localização das jazidas, disponibilidade de mão de obra por lavra, embora não especializada, flexibilidade nas aplicações da construção civil, valor de comercialização baixo, possibilitando o acesso a um maior faixa social e escoamento da produção por diversos meios de transporte desde pequeno até grande porte.

A história da exploração mineral local começou, em meados do século XX com extração da pedra de cantaria na região de Miracema e de Santo Antonio de Pádua, e ganhou grande expressão, especialmente no fim da década de 80. Hoje em dia, é o maior pólo mineiro do estado do Rio de Janeiro, excetuando-se o setor de petróleo e gás.

### **3.1 Propósitos da Pesquisa**

Este estudo teve como objetivo o mapeamento geológico de detalhe, na escala 1:10.000, de uma porção da Falha Itajara-Pirapetinga (Dayan, 2000) ao longo da Serra do Bonfim. Este trabalho faz parte de projetos maiores que elaboraram um diagnóstico do setor de rochas ornamentais no noroeste fluminense, tendo como referência no sistema de informações geográficas (SIG), pelo qual foi possível a delimitação de suas faixas de rocha exploradas comercialmente para fins de cantaria. Contou-se com os recursos dos projetos:

- (i) PADCT (convênio 88.98.0399.00) coordenado pelo Prof. Henrique Dayan, o qual se propôs a mapear zonas de falha onde concentram-se rochas ornamentais,
- (ii) RETECMIN (RECOPE-RJ), com participação do Departamento Geologia da UFRJ, DRM e INT.

### **3.2- Metodologia Usada**

Os trabalhos desenvolveram-se em três etapas relacionadas em seguida.

#### **3.2.1-Etapa Pré-Campo**

A pesquisa bibliográfica da região em questão foi efetuada em relatórios técnicos, periódicos, teses, dissertações e monografias. Foram também pesquisadas as vias de acesso bem como a cartografia das áreas a serem mapeadas, lançando-se mão das *medias* papel e digital. Nesta etapa utilizou-se a cartografia em duas escalas: (i) 1:50.000, conforme original da Folha Recreio (IBGE SF-23-X-D-VI-1) e (ii) 1:10.000, esta última ampliada da anterior, mediante técnicas de geoprocessamento. A folha original em 1:50.000 foi utilizada para fins de navegação. O mapeamento foi efetuado na escala de maior detalhe, 1:10000, onde a base topográfica foi obtida por ampliação das cartas vetorizadas, gentilmente cedidas pelo CARTAGEO/NCE/UFRJ, através do software MapInfo 7.5 e impressão em A3, as quais utilizamos no campo e posteriormente nos trabalhos de gabinete.

#### **3.2.2 Trabalho de Campo**

A pesquisa de campo foi efetuada numa área de 4.km<sup>2</sup>, sendo a maior parte localizada na Serra do Bonfim (figura 3 e 4). As vias de acesso às lavras

de rocha ornamental são inexistentes em cartas do IBGE, e foram traçadas simultaneamente ao trabalho de mapeamento geológico estrutural mediante os aparelhos DGPS. Para esse trabalho de campo utilizou-se:

(i) Jeep Toyota 4x4 com reduzida, pertencente ao Departamento de Geologia – UFRJ.

(ii) Lupa 10x e 8x, martelo de geólogo, bússolas, uma Silva e a outra do tipo Gefüge Kompass-Klar (bússola de estrutura), marreta de 2kg, talhadeira, ponteira e caderneta de campo.

(iii) GPS de navegação, Garmin II+, os quais auxiliaram nas tarefas de navegação para os acessos e posicionamentos das pedreiras e também dos diversos pontos das amostras coletadas.

(iv) Dois DGPS MARCH II. Um para traçar as vias de acesso e para posicionar pontos nas pedreiras, enquanto o outro para rastreamento de dados em uma base fixa. A posteriori foram efetuadas as correções diferenciais (i.e pós-processadas), mediante software dedicado.

Esta etapa de trabalhos de campo constou de duas campanhas, efetuadas em 15 dias. O mapeamento foi realizado seguindo o alinhamento das pedreiras, incluiu a descrição dos afloramentos, medidas das estruturas presentes e coletas de amostras dos litotipos locais.

### **3.2.3 Trabalho de Gabinete**

No gabinete foram transferidos os dados contidos nos aparelhos GPS, efetuaram-se os processamentos das correções diferenciais e conseqüente *plotagem* dos dados em cartas digitais. De posse destas informações foram

confeccionados os mapas de pontos e geológico-estrutural, e estereogramas contendo dados estruturais. Também foram anexados às informações contidas na caderneta de campo os pontos de GPS por meio de planilha eletrônica e etiquetadas no geoprocessamento (processo em que são inseridas informações do banco de dados no mapa).

Para a confecção do mapa geológico-estrutural e para a *plotagem* dos pontos e rotas na base cartográfica digital foi utilizado o programa *MapInfo 7.5*, enquanto que o (programa) *Corel Draw 11* foi utilizado no traçado dos contatos geológicos e acabamento final do mapa. Os estereogramas contendo os dados das medidas das foliações locais foram confeccionados pelo programa *Stereonet*.

#### **4 GEOMORFOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA**

##### **4.1. Relevo e Topografia**

A região onde está inserida a área estudada apresenta seus alinhamentos montanhosos (fig. 4) orientando-se, preferencialmente, segundo a direção NE-SW coincidentemente com a foliação regional. Este alinhamento se dá devido ao controle estrutural oriundo de extensas zonas de cisalhamento que cortam o Noroeste Fluminense (Dayan et al 1989).

Este controle estrutural conferiu ao conjunto de serras da região, que possuem cotas em torno de 800 m de altitude, um acentuado paralelismo e linearidade, que se destacam do relevo rebaixado constituído por morros arredondados de topo nivelado entre 130 e 320 m. Estes morrotes apresentam-se imersos em vales aluvionados na direção SE-NW com cotas superiores a 50m.

A área de estudo está inserida numa porção da Serra do Bonfim, que possui cota máxima de 458 m. A oeste da mesma, na divisa dos estados de

Minas Gerais e Rio de Janeiro, destaca-se a Serra da Pedra Bonita, com cerca de 797 m de cota, e a sudeste a Serra do Catete, que possui cota máxima em torno de 640 m (Figuras 3 e 4).

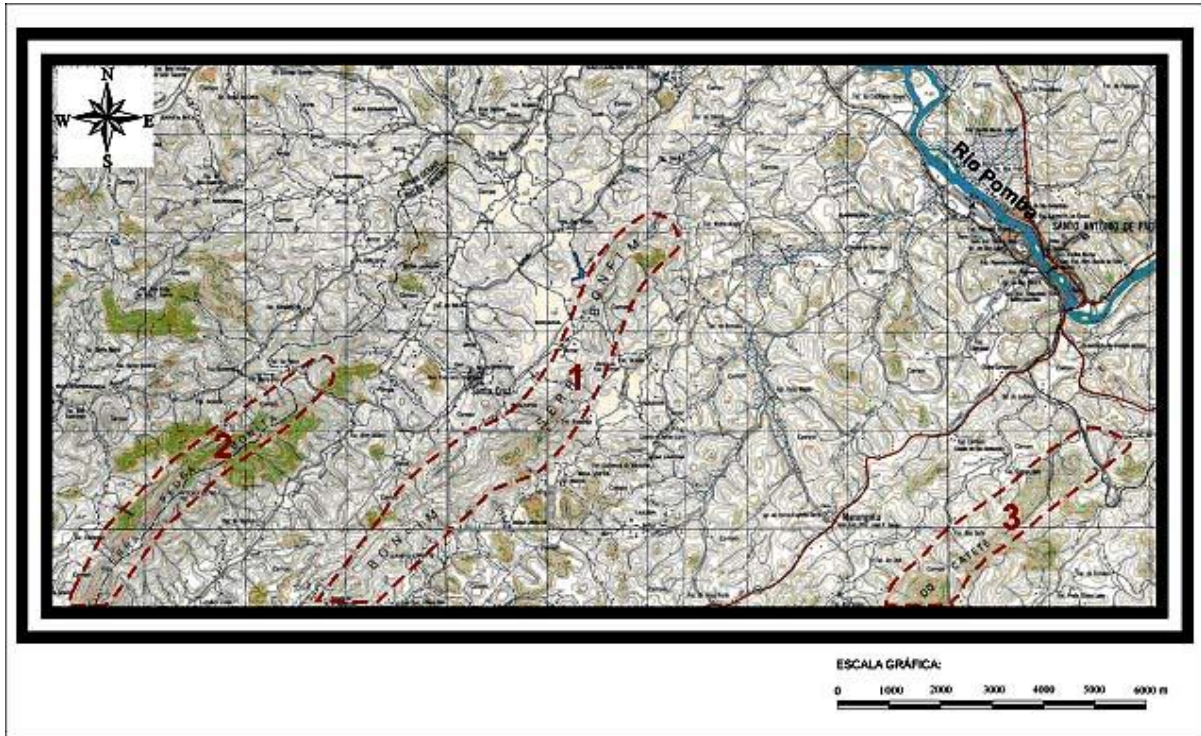


Figura 3 Lineamentos secundários NW-SE observados em imagens de satélites marcados em amarelo no canto inferior direito e vegetação restrita a áreas altas em vermelho.

#### 4.2. Hidrografia e Rede de Drenagens

O principal coletor de águas da região é o Rio Paraíba do Sul, que escoar no sentido ENE, e tem como principais afluentes o Rio Pombo e o Rio Pirapetinga, os dois na sua margem esquerda e com curso preferencial segundo o rumo NW. Todos possuem curso anguloso, com direções paralelas a NE, coincidentes com a foliação das rochas e NW, a qual é paralela à direção dos lineamentos secundários de direção NW-SE. O Rio Paraíba do Sul tem curso principal orientado segundo N45E; os rios Pombo e Pirapetinga têm seus cursos

principais segundo o rumo N45W. Toda a rede subordinada tem estas mesmas direções, sendo que os cursos mais longos são paralelos a N45E.



**Figura 4** -Junção da porção nordeste da Folha Recreio com a porção noroeste da Folha Santo Antônio de Pádua mostrando a hidrografia e indicando os acidentes: 1-Serra do Bonfim, 2-Serra Pedra Bonita e 3-Serra do Catete. O curso do rio Pomba, bem como a cidade de Santo Antonio de Pádua aparecem no canto superior direito desta ilustração.

A drenagem secundária se encaixa entre os alinhamentos serranos, freqüentemente associados a vales estruturais, ou segue a direção semelhante a dos canais tronco. A rede de drenagens possui o padrão em treliça com caráter anguloso em alguns locais (fig. 4).

### 4.3. Vegetação

A vegetação original, do tipo Mata Atlântica, há muito foi devastada, cedendo lugar as grandes monoculturas, com destaque para as plantações de café, algodão e cana-de-açúcar. Com o declínio da agricultura ocorreram substituições por pastagens, capoeiras e outras espécies.

As matas remanescentes que cobrem algumas áreas da região são constituídas, na maioria, por formações secundárias desenvolvendo-se apenas onde a floresta original foi derrubada. Esta vegetação encontra-se restrita a áreas mais altas, como podem ser vistas na figura 3.

Regionalmente, a vegetação é constituída de campos predominantemente herbáceos, com árvores de pequeno e médio porte, constituindo os campos sujos (IBGE/CIDE-2002).

#### **4.4. Clima**

O clima predominante na região é subquente úmido, tornando-se mais ameno (mesotérmico brando) nas partes mais elevadas e passando a quente úmido, na zona de baixada. As médias de precipitações situam-se entre 1000 e 1250 mm, com pequenos contrastes entre as zonas de serra e de baixada. A temperatura média anual é de 23° C atingindo máximos e mínimos absolutos de 38° e 4° C. respectivamente. Há uma estação seca entre junho e setembro e uma chuvosa entre outubro e abril (IBGE/CIDE-2002).

As campanhas de campo foram executadas no período de seca, pois na época de chuvas (Nov – Mar) as estradas vicinais tornam-se intransitáveis. Também é importante ressaltar que no verão as altas temperaturas tornam o trabalho de campo muito extenuante no período das 11 às 14 horas. Devido a estes fatos é aconselhável que quaisquer tarefas de campo sejam realizadas no período entre maio e outubro, o mais tardar.



#### 4.5 Disponibilidade dos afloramentos

A região trabalhada exhibe muitas lavras de rochas ornamentais, tanto ativas como abandonadas (fig 5). O relevo é suave, a cobertura do solo é de pequena espessura e com vegetação diminuta, possibilitando assim boa exposição dos litotipos nestas lavras. As rochas mapeadas nas lavras, em sua maioria, encontram-se pouco intemperizadas.



Figura 5 - Lavra de Gnaiss olho de pombo na área estudada com boa exposição das rochas.

### 5. Geologia Regional

#### 5.1 –Trabalhos Anteriores

Tem-se conhecimento que estudos da Geologia do Nordeste do Estado do Rio de Janeiro foram realizados no século XIX por nomes da importância de Eschwege (*Pluto Brasiliensis*, 1833, in Corrêa Neto, 1995), que reconheceu na região granitos-gnaisses intercalados a gnaisses e granitos característicos da Serra dos Órgãos. Estudos mais sistemáticos só começaram com Ebert (1953, 1955 e 1957) e Rosier (1957 e 1965).

Rosier (1957 e 1965) publicou trabalhos na escala 1:250.000 que incluiu as rochas das folhas Santo Antônio de Pádua e Recreio na Série Paraíba – Desengano. Nesta, estão incluídos gnaisses kinzigíticos (sillimanita –granada –biotita gnaiss), leptito, quartzito, mármore e anfibolitos, originados de sedimentos orogenéticos, depositados em ambiente geossinclinal, enquanto charnockitos e tactitos, como sendo de origem ígnea.

Segundo Brandalise *et al* (1976) as litologias da folha são atribuídas a uma Associação Paraíba do Sul, composta por dois complexos: (i) charnockítico e (ii) complexo migmatítico.

Em 1978, Grossi Sad e Donadello Moreira, através do Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro (desenvolvido pelo DRM), elaboraram as cartas, na escala 1:50.000, das folhas Santo Antônio de Pádua e Miracema.

Brenner *et al.* (1980) confirmaram a movimentação transcorrente principal considerada por Campanha (1980), definindo ainda uma componente vertical menor, que seria a principal responsável pelo soerguimento do bloco a NW do lineamento, que tenderia a aumentar em direção NE.

Almeida *et al.*, 1975, definiram os lineamentos ENE ao norte do Estado do Rio de Janeiro como rochas miloníticas que cortam a Série Paraíba – Desengano de Rosier (1965).

Dayan e Keller (1989) também estudaram o Lineamento Além Paraíba nas cercanias de Três Rios (RJ), realizando os primeiros estudos de quantificação de deformação na região, encontrando um padrão de zonas de maior concentração de deformação e confirmando também a predominância de movimentos transcorrentes. Esses autores são ainda responsáveis pela interpretação de um regime de caráter transpressivo (Sanderson e Marchini, 1984, vide fig. 6) para esta zona, alegando a predominância de um *strain* rotacional com eixo principal de extensão posicionado horizontalmente (060-240°). Com base nesse tipo de análise, os autores apresentam também para esta zona um modelo de *positive flower structure*.

Segundo Corrêa Neto (1995), a região sofreu dois eventos tectônicos. Um primeiro evento gerou falhas de empurrão e foliações de baixo ângulo, e um

segundo, possuindo caráter transpressivo, deu origem a um sistema de zonas de cisalhamento, compondo a parte inferior de estrutura em flor positiva.

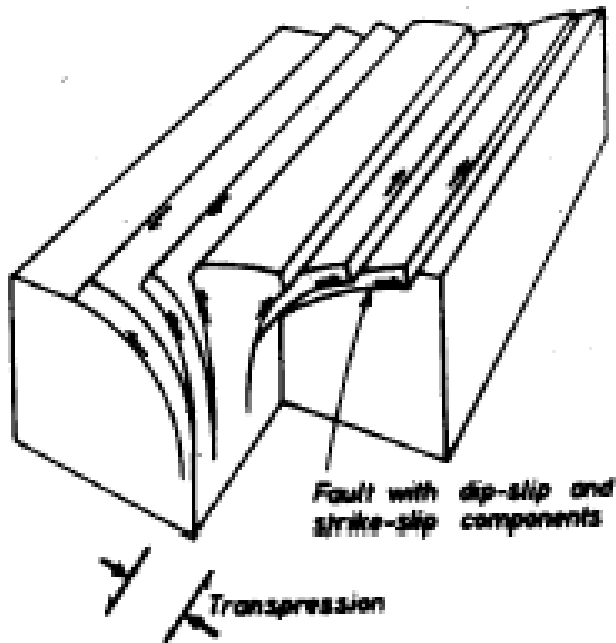


Figura 6 - Estrutura em flor positiva (Sanderson & Marchini, 1984; Ramsay, 1987).

## 5.2 –Estratigrafia e Domínio Regional

A área pesquisada faz parte da Folha Recreio (IBGE SF-23-X-D-VI-1) e até a presente data, esta região não foi mapeada pelo DRM-RJ. Desta forma tentou-se fazer correlações com as folhas já anteriormente mapeadas (DRM-RJ - 1:50000), Miracema e Santo Antonio de Pádua e também com a Folha Juiz de Fora (1:200.000), editada pela CPRM e de autoria de Vieira (2000).

A nomenclatura e estratigrafia utilizada foi aquela proposta por Grossi Sad e Donatello (1978).

**5.2.1 - Unidade Bela Joana.** Esta litologia inclui gnaiss charnockítico, de coloração verde-acastanhado, com deformação milonítica limitada. Apresenta bandamento bastante homogêneo, marcado por bandas máficas e félsicas de

espessura milimétrica a centimétrica. Lentes félsicas do bandamento podem estar dobradas isoclinalmente ou boudinadas. Veios mais jovens cortam esse bandamento. Segundo o mapeamento de Grossi Sad *et al* (1980), essas rochas foram reconhecidas como intrusivas (in Porcher, 1997). Na folha Recreio (IBGE SF-23-X-D-VI-1), corresponde ao charnockito da Serra da Pedra Bonita e do charnockito que ocorre nas proximidades da cidade de Recreio (MG).

**5.2.2 - Unidade Itaperuna.** As rochas características desta unidade são os granulitos. Predominam os granulitos claros, com intercalações abundantes mais estreitas de granulitos máficos, que formam bandas centimétricas a decimétricas, paralelas à foliação e extensas de até 4 a 5 mm, terminando em cunha. A estrutura singularmente plana da foliação é acompanhada geralmente pelo bandamento, mas há zonas de dobramento isoclinal das bandas e da antiga foliação que as acompanha, cortado por foliação de plano axial. As dobras quase sempre são limitadas à região das charneiras, já que nos flancos o bandamento sofre transposição segundo a nova foliação (Grossi Sad *et al* ,1980)

Em todos os granulitos de cor clara e em parte no escuro, quartzo é nitidamente identificável em amostras de mão, sendo, por vezes, o único constituinte “fanerítico”. Este mineral sempre orientado planarmente, seja com forma discóide típica, de poucos décimos de milímetro de espessura, seja em placas mais espessas e coalescentes. Quase sempre a fração fanerítica compreende também porfiroclastos de feldspato branco (ocasionalmente caramelado ou esverdeado, raramente róseo).

Nos granulitos escuros o constituinte predominante é piroxênio ou uma

associação deste com anfibólio, o segundo substituindo o primeiro.

### **5.2.3 - Unidade Santo Eduardo**

#### **5.2.3.a - Gnaisse granulítico**

O Gnaisse granulítico constitui o principal litotipo da Unidade Santo Eduardo. É caracterizado por coloração verde-acastanhado e pela ocorrência de piroxênio. A presença de lentes pegmatóides com textura oftalmítica e de grandes *augen* de plagioclásio (de 5-7 cm de diâmetro maior) é outra feição característica. Essas, por vezes estão levemente oblíquas ao bandamento, sugerindo tratar-se de veios pegmatóides. A granada é um mineral comum, mas nem sempre presente. Ocorre geralmente na forma de grandes porfiroblastos alongados (em geral de 1-2 cm de diâmetro maior), em bandas de todas as composições. Hornblenda e biotita estão sempre presentes (Porcher, 1997).

#### **5.2.3.b - Gnaisse quartzo-feldspático**

Além do gnaisse granulítico acima descrito, ocorre ainda, abundantemente, na Unidade Santo Eduardo, gnaisse quartzo-feldspático (granada-biotita-plagioclásio gnaisse e biotita-plagioclásio - K-feldspato gnaisse). São rochas geralmente claras, acinzentadas ou rosadas. O bandamento é decimétrico, bem definido, marcado pela intercalação de bandas quartzo-feldspáticas com bandas máficas. O aspecto é muitas vezes de um “migmatito estromático”. Fora das zonas de cisalhamento principais, pode estar afetado por zonas de cisalhamento transcorrentes discretas, com movimentação dextral, ou por bandas de cisalhamento com movimentação sinistral, que parecem ser feições tardias (Porcher, 1997).

## **6 - GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA**

### **6.1 - Litotipos**

#### **6.1.1 - Granulito**

O litotipo acima mencionado compõe-se de rocha na fácies metamórfica granulito e constitui-se de: quartzo, feldspatos, granada, piroxênio e anfibólio nas variedades ácidas, feldspatos, piroxênio e anfibólios nas variedades básicas. Aflora ao longo da Serra do Bonfim e faz parte do grupo de rochas encaixantes do ortognaisse olho de pombo. Destaca-se pelo bandamento composicional marcando a foliação, por vezes composta de plagioclásio e quartzo e ora por minerais máficos. Sua textura varia de milonítica a não milonítica e segue a orientação NE-SW com mergulhos para SE. Contém pórfiros de ortopiroxênio e anfibólio e ainda agregados de feldspato e ortopiroxênio recristalizados (Bloomfield 2001).

Microscopicamente verifica-se que é composto de ortopiroxênio (hiperstênio), plagioclásio (oligoclásio ou andesina), hornblenda verde, biotita, granada e quartzo e possui como acessórios apatita e minerais opacos. A granulometria da matriz é fina, variando de 0,1 a 0,4mm e o diâmetro dos porfiroclastos e cristaloblastos não ultrapassa 3 cm (Novellino, 1999, Bloomfield 2001). A presença de hiperstênio e, às vezes, granada, que aparece associada ao plagioclásio recristalizado, indica fácies granulito (Bloomfield 2001).

A trama da rocha foi classificada como granoblástica foliada, com porfiroclastos de ortopiroxênio e anfibólio, agregados cristaloblásticos de feldspato e ortopiroxênio recristalizados (Pasin 2000).

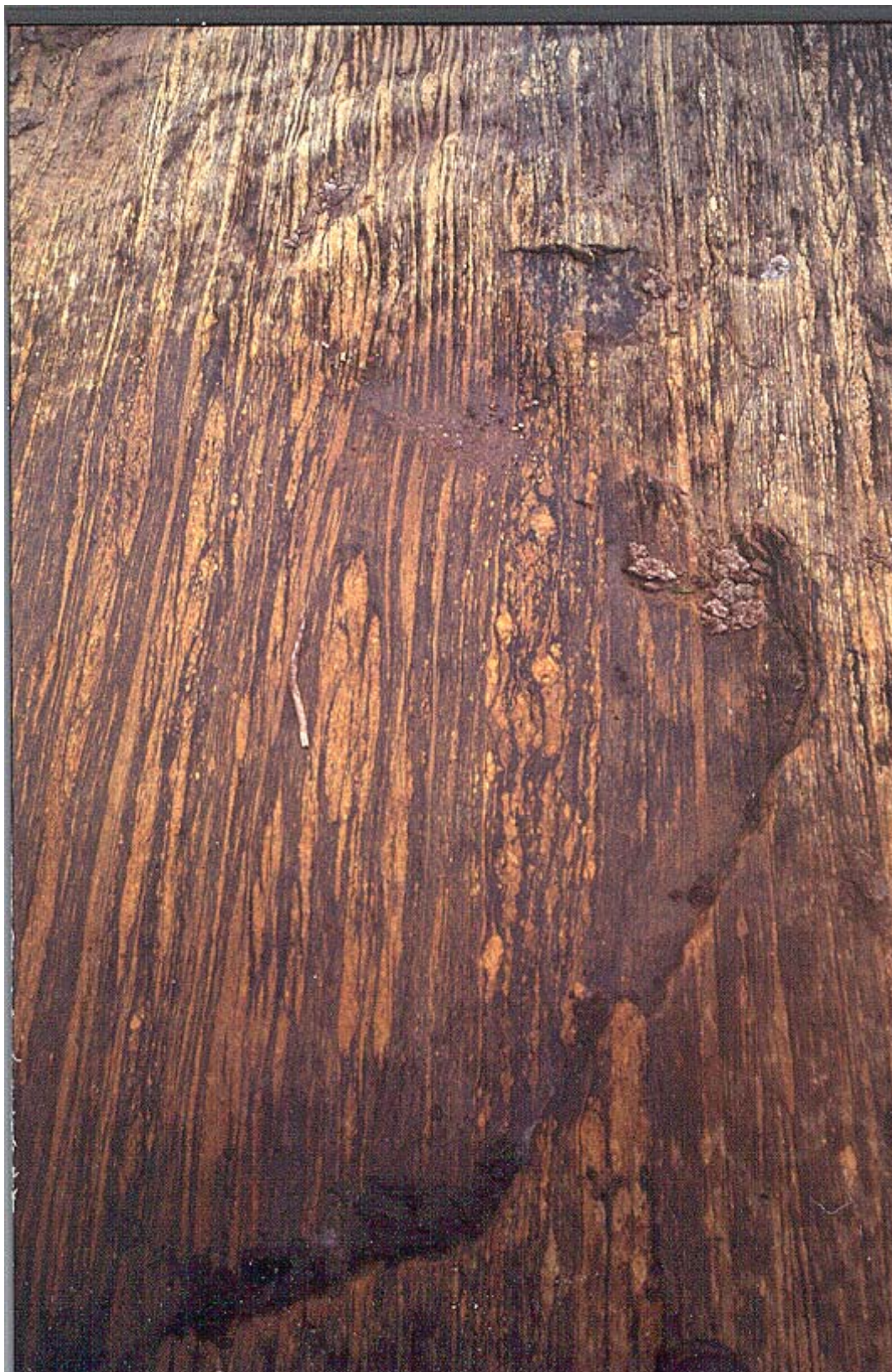


Figura 7 - Gnaiss bandado que envolve os granulitos e os ortognaisses da Falha Itajara-Pirapetinga exibindo dobras sem raiz e *boudins*. Foto H. Dayan.

### 6.1.2 - Gnaiss Bandado

Trata-se de granulito de cor cinza escuro a bege com granulometria média



Fig 8 Dobra no gnaiss bandado na área mapeada com eixo de atitude 221/05. Foto H. Dayan.

e aparente textura proto á milonítica (fig 7). Sua composição mineralógica é de quartzo, feldspatos e pirobólios, identificados nas amostras de mão. Este litotipo exhibe claramente indícios de fortes estiramentos, dados pela grande freqüência de *boudins* de feldspatos, anfibólios e piroxênios .

A foliação é dada pela intercalação dos minerais máficos e fitas de quartzo

e feldspatos, ou se distribuem anastomoticamente quando na presença de porfiroclastos (*fluxion struture*). A atitude é concordante com a foliação do ortognaiss olho de pombo que é de N48E/68SE (fig 8).

Ao microscópio, esta litologia é composta de quartzo, plagioclásio, hornblenda, ortopiroxênio, biotita e como minerais acessórios, zircão, apatita e sericita, todos estes imersos numa matriz fina e abundante (90%), constituída de



quartzo, hornblenda e plagioclásio (Bloomfield 2001). A partir da associação mineralógica quartzo, ortopiroxênio, plagioclásio e ortoclásio conclui-se que o metamorfismo atingiu a fácies granulito. A formação de hornblenda sobre hiperstênio sugere retrometamorfismo em fácies anfibolito alto. Uma rocha sedimentar rica em cálcio e alumínio é o provável protólito desta rocha, dada às proporções de hornblenda e plagioclásio (Bloomfield 2001).

### 6.1.3 – Ortognaisse Olho de Pombo

Este litotipo apresenta-se em três variedades, denominadas localmente como “Olho de Pombo”, “Granito Fino” e “Pinta Rosa”. Trata-se de gnaiss de composição granítica (quartzo, feldspatos, biotita, piroxênio e anfibólio). O mapeamento desta litologia desenvolveu-se ao longo de pedreiras (ativas e abandonadas), e revelou a existência de cinco faixas de rochas lavráveis (vide Mapa Geológico anexo), colocadas em *en échelon* ao longo das *P-shears*, do sistema de *Riedel Shears* (vide figs. 9 e 10).

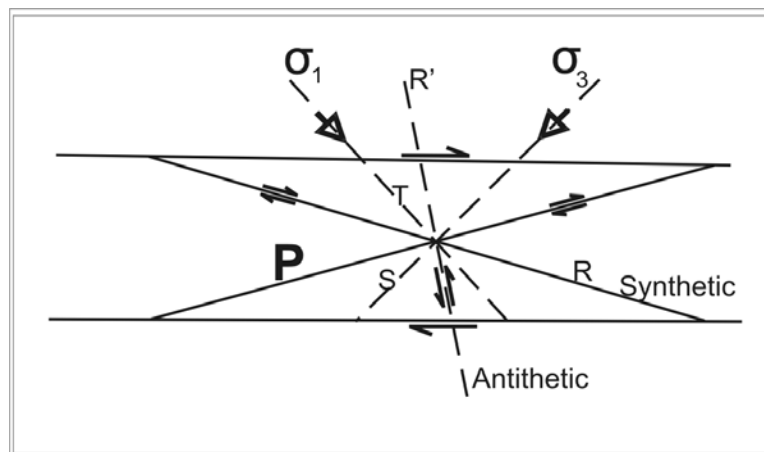


Fig 9- Modelo de Riedel Shears, observe a posição das chamadas P-shears, sintéticas ao movimento desta zona.

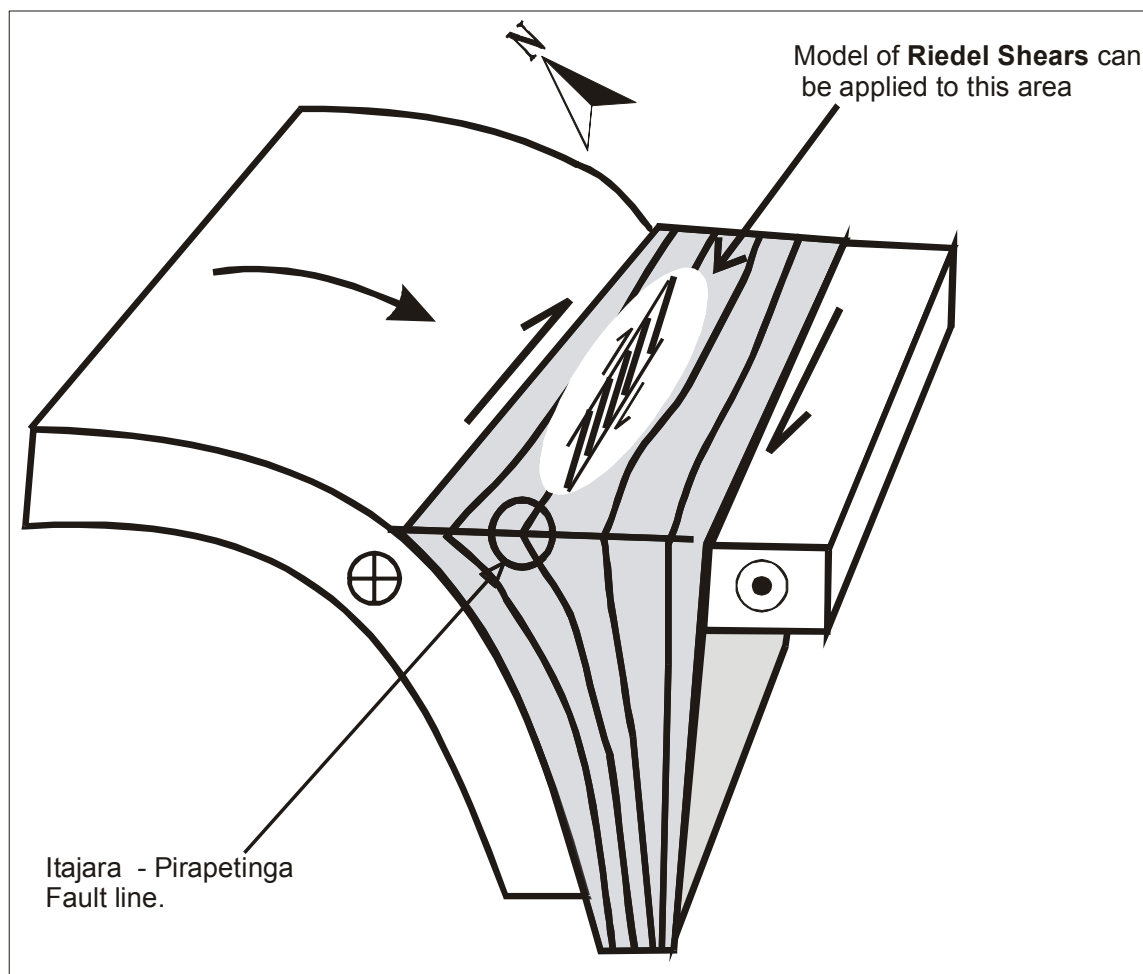


Fig 10 - Modelo de Riedel Shears aplicado à área mapeada (Dayan et al 2005). As cisalhantes escalonadas correspondem às P-shears assinaladas na figura 9. As faixas de gnaissse olho de pombo, estariam “colocadas” ao longo destas cisalhantes.

A rocha ornamental desta zona é conhecida comercialmente de três formas, segundo as suas variações litológicas: (i) “Granito olho de pombo” - gnaissse de granulometria média contendo porfiroclastos brancos de ortoclásio e agregados de cristaloblastos rosados de microclina, (ii) “Granito pinta rosa” – gnaissse de granulometria média a grossa contendo agregados cristaloblastos de microclina e (iii) “Granito fino” – gnaissse de granulometria fina com porfiroblastos de plagioclásio. Este litotipo tem composição mineralógica: quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita e piroxênio e anfibólio, com granulometria variando de fina a média, por vezes grossa e texturas proto a milonítica na região trabalhada.

Por vezes ocorrem porfiroclastos, predominantemente de plagioclásio (0,5cm) e agregados cristaloblásticos de microclina (1,5 cm), os quais aparecem inclusos em uma matriz granoblástica de granulometria fina (0,1 a 0,3mm) (Bloomfield 2001).

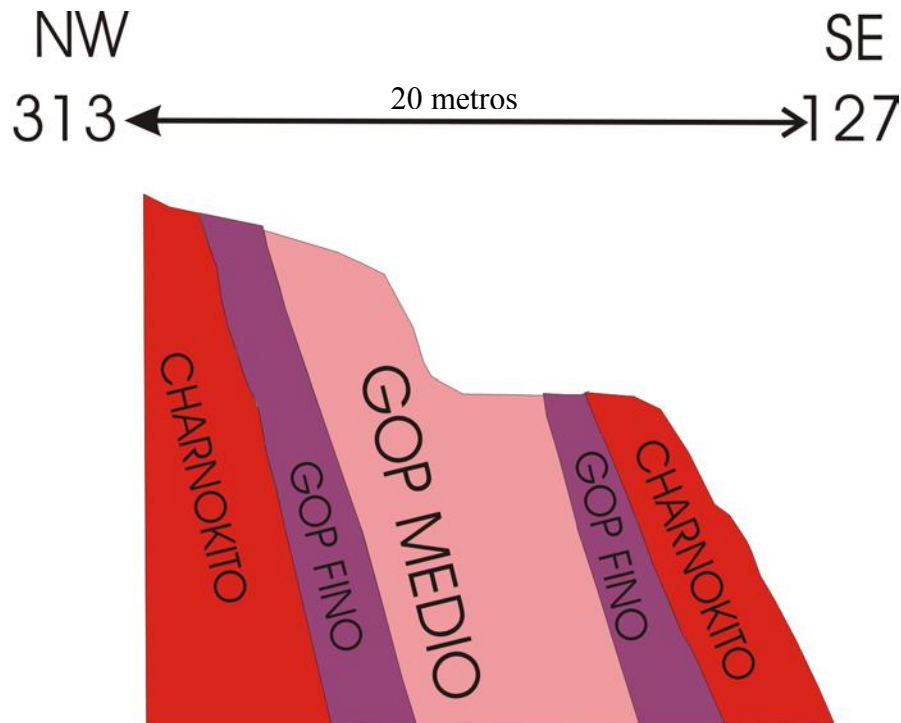


Figura 11 - perfil esquemático na pedreira de coordenadas UTM na zona 23 sul de datum WGS84 é 783728E e 7613843N, próximo à fazenda Oriente.

A trama desta rocha é extremamente planar fornecendo uma clivagem com baixa rugosidade, fato que contrasta com os demais gnaisses regionais. Esta característica permite a fácil clivagem manual do litotipo, para a confecção dos vários formatos de pedra ornamental e é causa do seu aproveitamento econômico (Dayan 2002).

O “granito olho de pombo” (GOP) ainda traz marcas do seu caráter intrusivo, pois em afloramentos visitados encontrou-se xenólitos e margem de resfriamento (*chilled margem*), onde é vista a grã fina nas bordas dos contatos

com o charnockito aumentando à medida que se aproxima do centro da faixa (conforme esquema ilustrado na figura 11).

Por vezes observa-se a presença de cavidades associadas a corpos pegmatíticos tabulares, às vezes concordantes e outras discordantes da foliação, que formam geodos (figura 12) de morfologia e tamanhos variados. A mineralogia ali encontrada consiste de alcalifeldspato, quartzo, hornblenda, calcita, allanita, biotita e sulfetos (Pires *et al.*, 2001).



Figura 12 – Geodo de calcita com aproximadamente 50 centímetros de comprimento encontrado no ortognaisse olho de pombo. H.Dayan.

## 6.2 - Geologia Estrutural

Brenner, Ferrari e Penha (1980), definiram a estrutura regional desta área como a de “faixas cataclásticas”, de domínio gnáissico e estruturas arqueadas com a concavidade para NW (fig 13). A espessa “faixa cataclástica” começa a partir do lineamento do Rio Paraíba do Sul com direção N70E, na cidade de

Além Paraíba, ramifica-se paulatinamente em um leque de falhas assumindo para norte a direção N30E. A virgarção destas faixas deflete a foliação das rochas regionais.

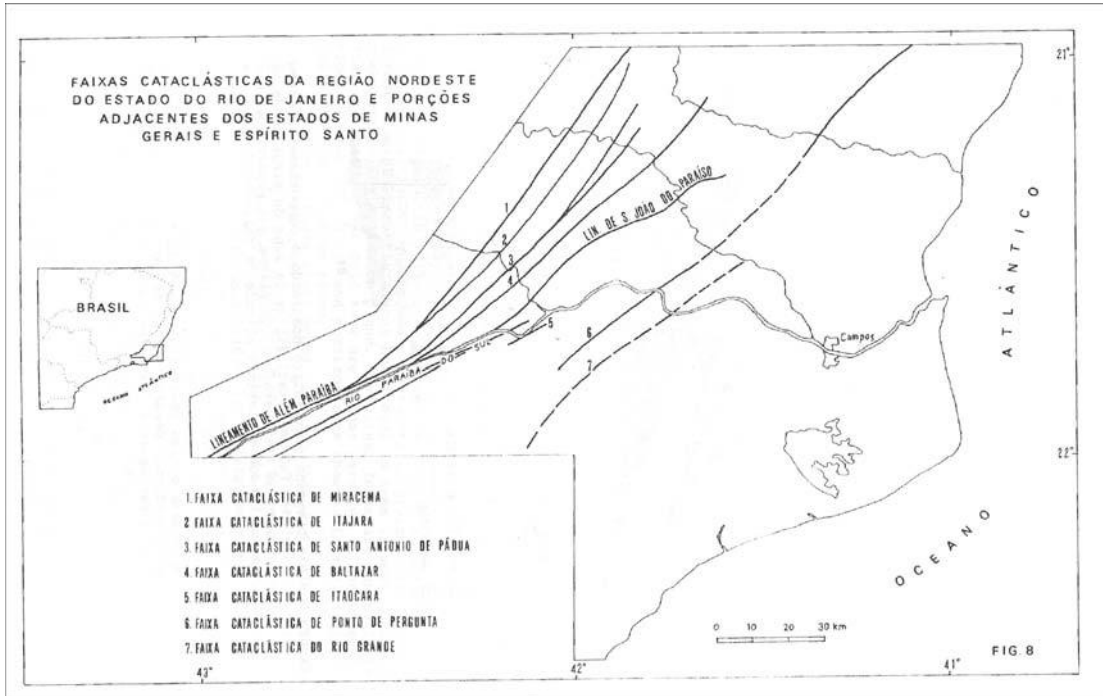


Figura 13 Feixe de falhas que cortam a região noroeste do Estado do Rio de Janeiro, segundo Brenner *et al* (1980).

Dayan (2000) afirma que a “Zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul é uma franja de rochas miloníticas com aproximadamente 3 a 4 quilômetros de largura e cerca de 120 quilômetros de comprimento, orientada NE-SW”. Esta faixa consiste de um conjunto de zonas miloníticas, verticais, anastomóticas e de formas oblatas, as quais encerram no seu interior núcleos pouco a não miloníticos, sendo o movimento relativo de blocos predominantemente dextrógiro.

A Serra do Bonfim constitui-se em um lineamento contido no flanco Noroeste do Sinformal de Santa Maria Madalena (DRM-RJ, 1980), principal estrutura de cunho regional presente na folha geológica de Santo Antônio de Pádua e adjacências.

Para facilitar os estudos geológicos, a área mapeada foi dividida em dois domínios estruturais: o domínio da zona de falha constituído por granulitos e gnaiss milonítico, e o domínio regional constituído por gnaiss bandado.

O domínio da zona de falha corresponde a uma faixa com espessura média em torno de 1000 metros contida em um *trend* de N 45° E, a qual coincide exatamente com a direção da Serra do Bonfim, tendo como característica uma foliação proto-milonítica bem desenvolvida, apresentando um mergulho médio de 65° para SE. Corresponde a uma *Shear zone* limitada por falhas transcorrentes, denominadas de Falhas Itajara – Pirapetinga (Dayan, 2000), com vórtice principal de movimento dextrógiro e alguma movimentação levógira (ver sistemas porfiroclásticos item 6.2.1.d).

O domínio regional do gnaiss bandado é muito rico em estruturas, como dobras, *boudins*, pequenas falhas e indicadores cinemáticos, como sistemas porfiroclásticos e assimetrias de dobras (fig 7). Na zona de falha estas estruturas não são, comparativamente, tão abundantes.

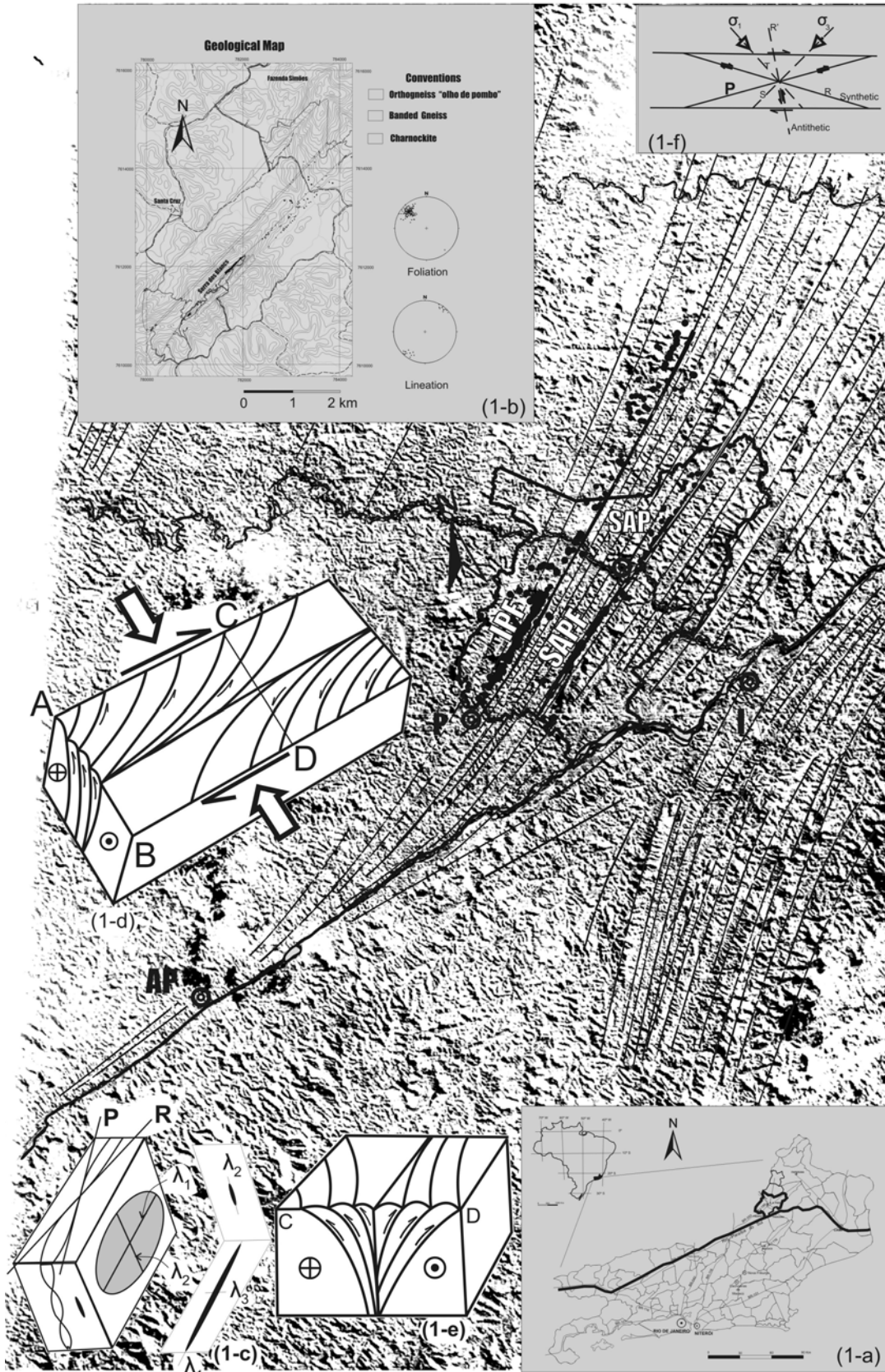


Figura 14 - Feixe de falhas em *horse tail* partindo do Rio Paraíba do Sul e modelos estruturais (Dayan et al, 2005).

## **6.2.1 - Elementos Estruturais**

### **6.2.1. a - Planares**

#### **Foliação Regional**

A orientação da foliação da rocha é dada pelos minerais máficos planares, em particular a biotita, e também por grãos de hornblenda e opacos. A rocha apresenta dois domínios composicionais: (i) quartzo feldspático e (ii) minerais máficos. A intercalação destes proporciona um bandamento composicional com espessura variando na ordem de milímetros a centímetros.

#### **Foliação Milonítica**

O resultado da deformação sofrida nas zonas de cisalhamento produziu nas rochas estudadas uma fina laminação, marcadas pelas fitas de quartzo e finas banda de minerais máficos (biotita, piroxênio), os quais apresentam uma marcante redução granulométrica (fig 15). Estas são as características de uma foliação milonítica, na qual podem ainda restar porfiroclastos de feldspatos, os quais não foram consumidos durante o processo de deformação progressiva.

Milonitos são normalmente encontrados nas zonas de cisalhamento resultantes de recristalização dinâmica dos grãos em conjunto com processos de fluxo, conferindo à rocha coesa, granulometria fina e bandamento. Tais transformações podem levar à produção de grandes cristais, usualmente grãos equidimensionais com relações intercristalinas poligonais e ocasionalmente à formação de cristais ou porfiroblastos facilmente visíveis a olho nu. Milonitos podem ser classificados quanto à percentagem de recristalização dinâmica da

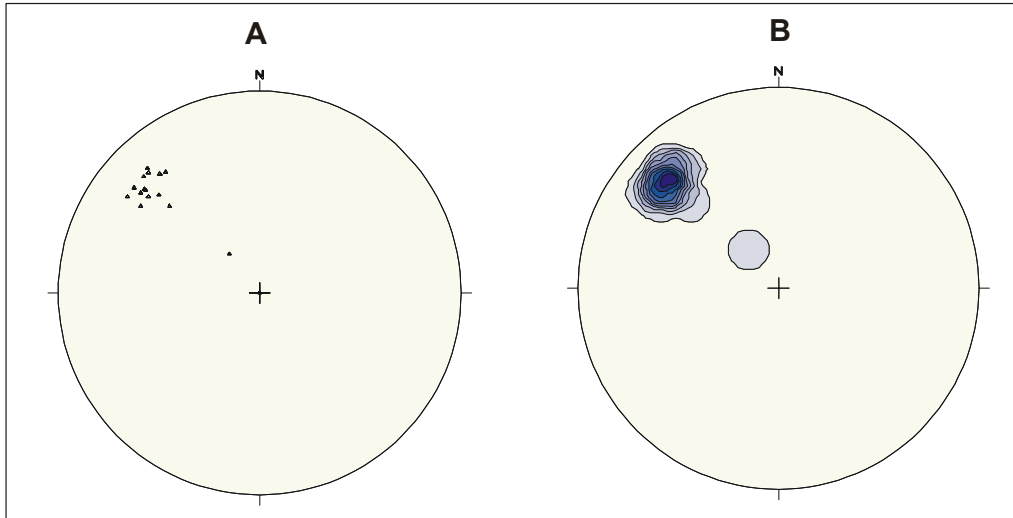


matriz em relação aos porfiroclastos em: protomilonito (<50%), milonito (50–90%) e ultramilonito (>90%) (Davis & Reynolds 1996).

A foliação milonítica desenvolvida na zona de maior deformação apresenta mergulhos médio em torno de 68° e strikes NE-SW (fig 16) que permanecem quase constantes na área mapeada.



Figura 15 – Foliação milonítica presente na zona de maior deformação, planos estes ao longo dos quais é realizada a extração das rochas devido a sua fissibilidade.



Figuras 16 -(A) e (B)- Estereogramas (hemisfério inferior) confeccionados com auxílio do programa StereoNett, ilustrando a orientação da foliação milonítica: (A)-Diagrama de pólos; (B)-Curvas de isofreqüências. As áreas entre as curvas, de fora para o centro possuem os seguintes valores: 6,25%, 12,50%, 18,75%, 25,00%, 31,25%, 37,50%, 43,75%, 50,00%, 56,25%, 62,50% e 68,75%.

## 6.2.2 b Lineares

### Linha de boudins

São estruturas produzidas durante a extensão de bandas competentes envolvidas numa matriz menos competente. Bandas competentes demonstram regiões mais ou menos regulares de “estreitamento” (ou quebra) separando-as em pedaços subparalelos chamados *boudins*. As Bandas quando estão paralelas ao eixo maior de deformação configuram *boudins* simétricos e camadas oblíquas à deformação principal. Entretanto, mantendo a direção de estiramento, conduzem o aparecimento de fragmentos alinhados com o *trend* principal, conhecido como *boudin* em *en-échelon* (fig17).

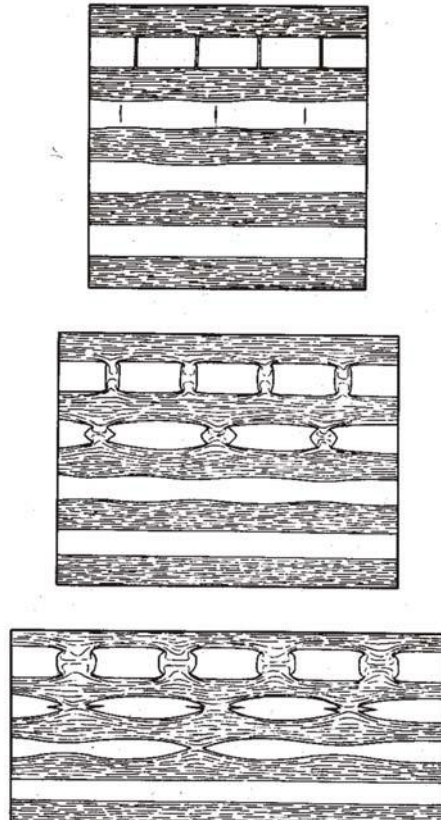


Figura 17-Formação de estruturas do tipo *pinch & swell* e boudins (Ramsay 1967 in Davis & Reynolds 1996).

Nos granulitos e no gnaiss bandado é muito comum a ocorrência desta feição, indicando uma componente de encurtamento ortogonal à foliação e duas componentes de estiramento, respectivamente horizontal e vertical ao longo da referida foliação.

Os corpos máficos presentes na área estudada mostram-se boudinados, com espessuras e comprimentos de variação centimétrica a métrica, geralmente presentes no domínio regional, confirmando estiramento.

#### **6.2.1.c. - Dobras**

As dobras encontradas no mapeamento são produtos da deformação na zona de cisalhamento. São produzidas por encurtamento ortogonal à foliação e apresentam assimetria das charneiras, confirmando assim o caráter de bom indicador cinemático. São dobras isoclinais fechadas e intrafolias, sem raiz, com eixo de atitude 221/05, encontradas no domínio regional (zona de menor

deformação) e nos gnaisses miloníticos (zona de maior deformação) com poucas ocorrências neste último (fig 8 e 18).

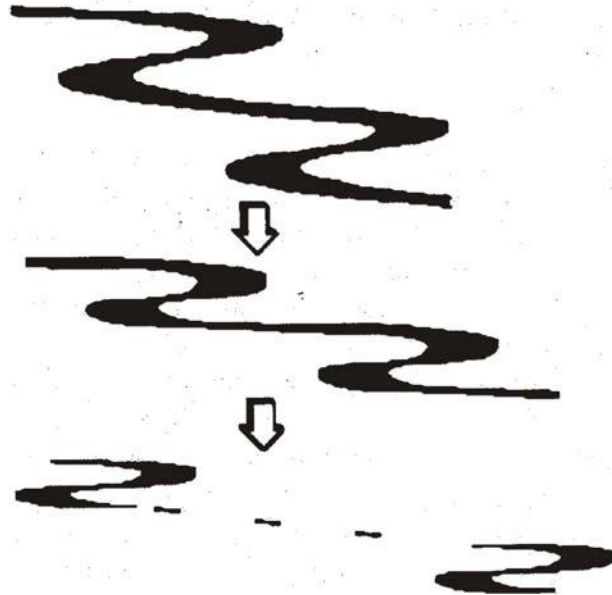


Figura-18 Desenvolvimento de dobras sem raiz; achatamento de uma camada dobrada isoclinalmente (preto) que seja mais competente que sua encaixante causará boudinagem preferencialmente nos flancos delgados e relativamente menos competentes. (extraído de Passchier *et al.* 1993).

#### **6.2.1.d - Sistemas Porfiroclásticos**

Em processos deformacionais há determinados cristais mais resistentes que a matriz, os quais permanecem como megacristais resistentes aos processos da deformação. A estes cristais dá-se o nome de porfiroclastos.

Por definição, indicadores cinemáticos são elementos estruturais dotados de uma configuração assimétrica, os quais permitem inferir a direção do movimento (giro) imposto às rochas de uma determinada região por um episódio deformacional. Segundo White (1976 in Passchier & Simpson, 1986), um manto de recristalização dinâmica pode ser criado por concentração de energia deformacional na borda de porfiroclastos, sob regime de fluxo na matriz. Este manto, quando é menos resistente que o grão original, sofre variação na sua

forma dando origem a um conjunto ao qual Passchier & Simpson (1986) caracterizam como sistemas porfiroclásticos (fig 19).

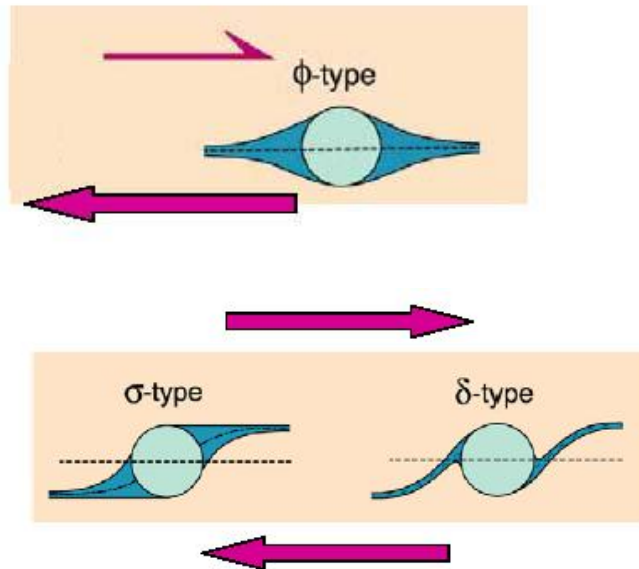


Figura 19 - desenvolvimento idealizado de caudas de recristalização em porfiroclastos ao redor de núcleos esféricos durante a deformação progressiva (extraído de Passchier & Trouw 1998).

Os três litotipos descritos na área de mapeamento desenvolvem nos grãos de feldspatos sistemas porfiroclásticos, com tamanhos que variam de milímetros até 15 cm. Também é possível verificar a presença deste processo em grãos de pirobólios.

Na área de estudo estas estruturas são em sua maioria do tipo  $\phi$  tail, ou seja, não são bons indicadores cinemáticos, pois se trata de estruturas simétricas. (Passchier & Simpson 1986).

### 6.2.2 -Transpressão Inclinada

O estudo do processo de transpressão inclinada e sua aplicação (sugestão do professor H. Dayan) teve sua motivação no fato que a área mapeada necessita de esclarecimentos quanto ao caráter transpressivo que a afeta. Por tratar-se de

um conceito relativamente recente serão aqui apresentados o seu princípio e sua possível aplicação à área mapeada.

### **6.2.2 a - Introdução**

A deformação não coaxial, não planar é conseqüência do movimento de placas litosféricas na superfície terrestre (Dewey, 1975; Dewey et al., 1998). Transpressão e transtração são conceitos que podem nos ajudar a entender a natureza da deformação em três dimensões e são freqüentemente usados quando analisamos regiões deformadas da crosta terrestre (e.g Holdsworth et al., 1998). O modelo de transpressão inclinada é aplicado, na maioria das vezes, às placas de margens colisionais e a algumas zonas de cisalhamento na crosta, que freqüentemente não são verticais. Transpressão inclinada é definida como um processo de contrações simultâneas de transcorrência e *dip-slip*, resultando em cisalhamento simples e cisalhamento puro conforme explicado pelo modelo matemático descrito adiante e ilustrado na figura 20.

Podem ser consideradas duas hipóteses de movimento dos blocos transcorrentes: (i) uma em que só há transcorrência, ou seja, os blocos permanecem na horizontal como ilustra a fig 20b e (ii) associado à transcorrência, os blocos possuem movimentos verticais, vide fig 20c.

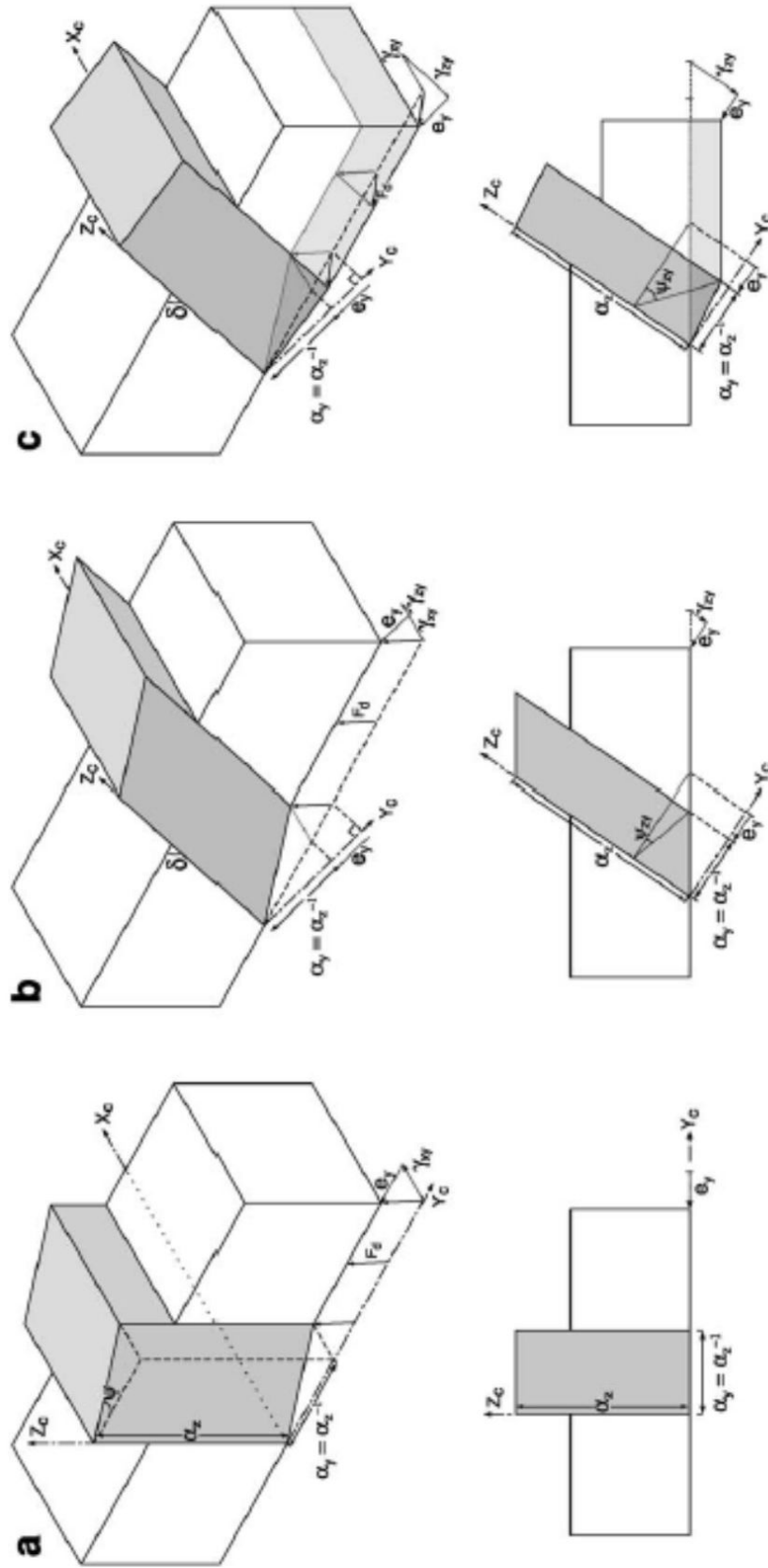


Figura – 20 Transpressão inclinada e vertical vista em 3D (topo) e corte de seção ortogonal à zona de borda é a unidade. Deformação a volume constante (a) Zona de transpressão vertical, Sanderson e Marchini (1984). Os eixos de coordenadas cartesianas  $X_c$  e  $Y_c$  são horizontais, e  $Z_c$  é vertical. A zona de borda desloca o vetor no plano  $X_c Y_c$ . (b) Zona de transpressão inclinada; dip da zona =  $\delta$ . Deslocamento da zona não deformada, onde o movimento relativo dos blocos ocorre dentro do plano de horizontal. (c) Transpressão

Devido à orientação do encurtamento transpressional através da zona inclinada, estando oblíqua aos três eixos do plano de referência do sistema de coordenadas (i.e os planos  $X_cY_c$ ,  $X_cZ_c$  e  $Y_cZ_c$ ), a componente de cisalhamento simples atuante no plano da zona de borda, será oblíqua a ambos os eixos  $X_c$  e  $Z_c$ . A componente de cisalhamento simples no plano  $X_cZ_c$  pode ser fatorada em dois cisalhamentos simples, um atuando paralelo ao eixo  $X_c$ , e outro paralelo ao  $Z_c$ , e a deformação transpressional inclinada poderá ser descrita em termos da matriz de deformação de cisalhamento simples oblíquo em transpressão, dado por Jones e Holdsworth 1998, pela seguinte relação:

$$\begin{aligned}
 \mathbf{D} &= \begin{pmatrix} 1 & \gamma_{XY} & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & \gamma_{ZY} & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \alpha_z^{-1} & 0 \\ 0 & 0 & \alpha_z \end{pmatrix} \\
 &\quad \begin{array}{ccc} \text{simple shear in } X_cY_c & \text{simple shear in } Y_cZ_c & \text{pure shear in } Y_cZ_c \\ \text{(strike-slip)} & \text{(dip-slip)} & \text{(contraction)} \end{array} \\
 &= \begin{pmatrix} 1 & \gamma_{XY}\alpha_z^{-1} & 0 \\ 0 & \alpha_z^{-1} & 0 \\ 0 & \gamma_{ZY}\alpha_z^{-1} & \alpha_z \end{pmatrix} \quad (1) \\
 &\quad \text{inclined transpression}
 \end{aligned}$$

**6.2.2b - Orientação e forma do Elipsóide de Strain Finito (Finite Strain Ellipsoid - FSE) durante a transpressão inclinada.** A transpressão inclinada leva em conta uma geometria de deformação não-planar e não coaxial do elipsóide de strain. A forma exata do elipsóide finito de deformação dependerá da interação de todos os três componentes da deformação,  $\gamma_{YZ}$ ,  $\gamma_{ZY}$ ,  $\gamma_z$ , Eq (1).

Destas, o *dip-slip* componente de cisalhamento simples  $\gamma_{ZY}$  terá pouca influência na forma do FSE, a menos que o mergulho da zona de transpressão tenha um



significativo movimento vertical entre os blocos. Este caso particular não foi constatado na área de estudos.

Como a direção regional de encurtamento é oblíqua aos três planos principais do nosso sistema de coordenadas, a orientação dos três eixos do FSE será continuamente alterada durante a transpressão inclinada progressiva (cf Jones e Holdworth 1998). Cada eixo não permanece com um mesmo ângulo durante a deformação contínua. Assim, o vetor vórtice para a deformação finita muda de orientação progressivamente e permanece oblíquo aos três eixos principais da deformação finita (quando  $0 < \delta < 90$  e  $0 < \beta < 180$ ), onde  $\delta$  é o dip e  $\beta$  o strike.

Por causa da componente de vórtice atuando nos três eixos do FSE a geometria resultante possui simetria triclínica (Paterson Weiss, 1961; Robin e Cruden, 1994; Jones e Holdsworth, 1998; Lin et al. 1998).

## **7 - Aplicação Geológica**

### **7.1 - Orientação da Trama na Zona de Transpressão Inclinada.**

A foliação tectônica que é desenvolvida durante a deformação transpressional geralmente tem um *strike* e *dip* não paralelo a zona de borda (fig 21). O *strike* oblíquo da foliação refletirá na componente de transcorrência,  $\gamma_{xy}$ . O *dip* da foliação será geralmente mais íngreme que o *dip* da zona de borda devido a componente não-coaxial *overthrusting*,  $\gamma_{zy}$  (através da soma do *strain* finito a direção de *dip* da foliação pode ser oposta a da zona de borda, como mostrado na fig 21b).

A lineação de estiramento pode apresentar-se na zona de transpressão inclinada em três situações distintas: (i) quase paralela ao *strike*, (ii) fortemente oblíqua, (iii) ou aproximadamente *down-dip*, tal que o ângulo de *pitch* da lineação com o

plano da foliação pode variar de quase  $0^\circ$  a próximo de  $90^\circ$ . Quando a direção de alongação permanece aproximadamente paralela ao *down-dip* (e.g fig 21b) ou paralelo ao *strike* (e.g fig 21c) a simetria de *strain* pode aparecer quase monoclinica (Lin et al., 1998; Jiang et al., 2001), enquanto que valores intermediários de *pitch* estão associados com *strains* que são mais reconhecidamente triclinicos (e.g fig 21.a).

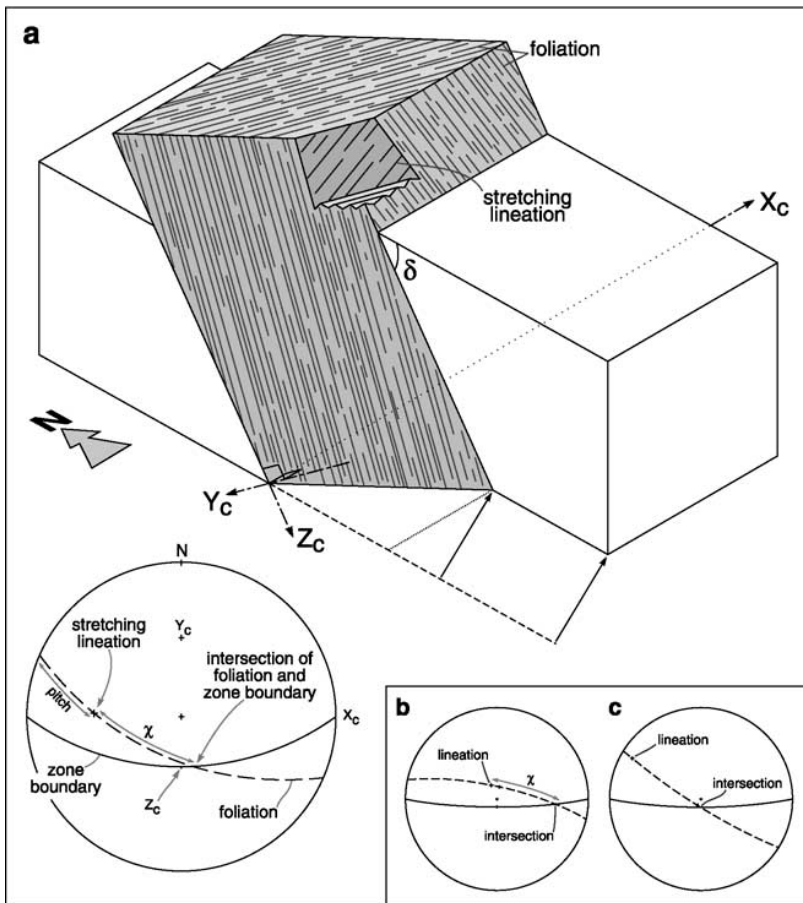


Figura 21- Típica orientação de foliação e lineação de estiramento em transpressão inclinada (segundo Bailey et al., 2004). O *strike* da foliação é oblíquo à zona de deformação; A foliação está aqui no sentido horário da zona de borda, porque a componente de transcorrência é sinistral. A foliação geralmente tem *dips* mais acentuados que a zona de borda devido a componente não-coaxial de  $\gamma_{zy}$ , mostrado em (a) com *overthrusting* para o topo e para o norte. Quando a zona tem *dip* acentuado a foliação pode ter direção oposta de *dip*, como mostrado em (b). O *pitch* da lineação de estiramento com o plano da foliação pode ser íngreme(b) moderado(a) ou raso(c) dependendo do estado do *strain* finito.  $\chi$  é o ângulo entre a lineação de estiramento e a intersecção da foliação e a zona de borda, medido no plano da foliação, e para *strains* triclinico  $0^\circ < \chi < 90^\circ$ .

A região trabalhada pertence à zona de falha Itajara – Pirapetinga, que foi interpretada no regime de caráter transpressivo, produzindo uma estrutura em flor positiva. Isso conduziu a uma investigação sobre o caráter transpressivo, que até então era interpretado como vertical. No entanto, o estudo do processo de transpressão inclinada trouxe dúvidas quanto a outras possibilidades de deformações, pois é mais comum a ocorrência de transpressões inclinadas que verticais. Associando os dados das foliações do granito olho de pombo, adquiridos no mapeamento, com os dados de trabalhos anteriores das lineações de estiramento e das foliações do mesmo litotipo, bem como do granitóide madeira, verificou-se que as falhas estudadas provavelmente sofreram o processo de uma transpressão inclinada. Esta influência nas relações geométricas das foliações e lineações de estiramento durante o processo deformacional, fazendo com que estas formem ângulos, que variam de quase  $0^\circ$  a próximo de  $90^\circ$ , mostrando que mesmo ângulos pequenos entre si denotam a transpressão inclinada. No caso em pauta temos evidências de lineações subhorizontais. No granito olho de pombo são raras estas lineações de estiramento, devido à obliteração causada pelos minerais planares e prismáticos (biotitas e anfibólios respectivamente). Contudo, são abundantes no granitóide madeira, onde esses minerais são menos frequentes. Também na área deste litotipo existem estruturas de *mullions* em posição subhorizontal, as quais confirmam este estiramento (vide fig 22). As foliações do granito olho de pombo têm mergulhos médios de  $68^\circ$  fazendo um pequeno ângulo entre as lineações de estiramento, mas o suficiente para confirmar a transpressão inclinada (vide estereograma fig 14). No caso do granitóide madeira ocorre do mesmo modo

lineações subhorizontais com foliações de direção NE-SW com mergulhos médios em torno de  $60^\circ$  confirmando o caráter transpressivo inclinado. Tais fatos corroboram a hipótese de uma transpressão inclinada.

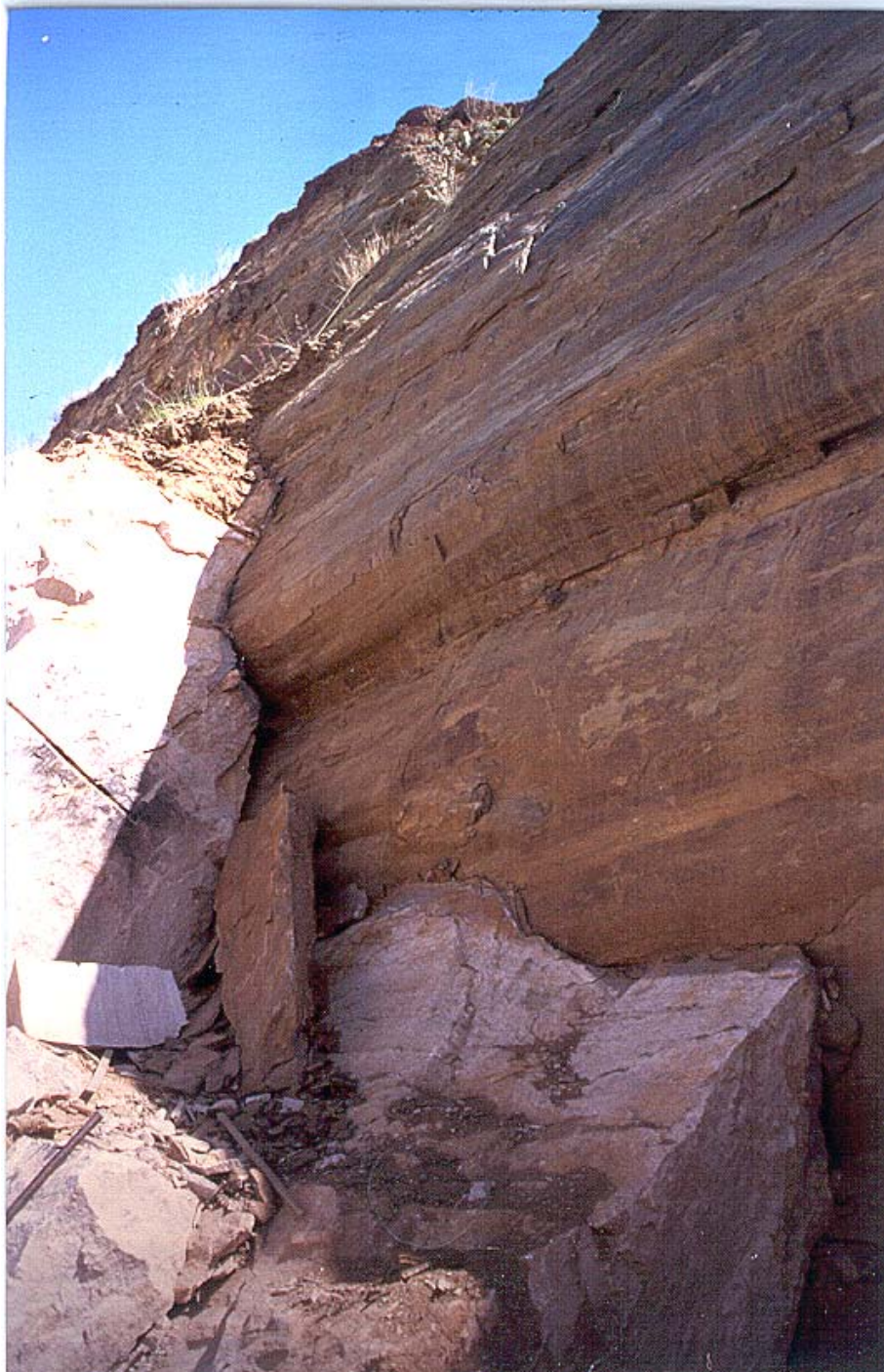


Fig 22 - *Mullion* presente no charnockito em contato com do granitóide madeira. Este denota o estiramento ocorrido na falha Santo Antonio de Pádua.

## 8 – Conclusões

O trabalho desenvolvido na área mapeada permitiu chegar as seguintes conclusões:

1 - A falha Itajara – Pirapetinga pertence ao feixe de falhas transcorrentes as quais ramificam assintoticamente a partir da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba de Sul, sendo interpretadas no regime de caráter transpressivo, produzindo uma estrutura em flor positiva.

2 - O ortognaisse “olho de pombo” foi estruturalmente colocado em uma zona de cisalhamento de rejeito direcional dextral, conferindo à rocha texturas que variam de proto a milonítica, fator responsável por uma excelente clivagem ao longo de planos com baixa rugosidade.

3 - Foram mapeadas cinco faixas de ortognaisse “olho de pombo” na área de trabalho, as quais são interpretadas como faixas em *en échelon* paralelas às *P-shears*, do sistema de *Riedel Shears*.

4 - O modelo de transpressão inclinada, aplicado às zonas de cisalhamento Itajara – Pirapetinga e Santo Antonio de Pádua propõe a existência de cisalhamentos simples e puros simultaneamente durante a deformação progressiva. Estes influenciaram nas relações geométricas das foliações e lineações de estiramento durante o processo deformacional, produzindo um arranjo geométrico que confirma o processo de transpressão inclinada. Para a falha itajara – Pirapetinga as foliações possuem mergulhos médios de 68° e direções NE-SW e lineações subhorizontais e o mesmo ocorre na falha Santo Antonio de Pádua com lineações subhorizontais, e também *mullions* subhorizontais corroborando este estiramento, bem como foliações que também

têm mergulhos em torno de  $60^\circ$  para SE na direção NE-SW. Sendo assim acredita-se que as falhas tenham sido afetadas pelo mesmo processo de transpressão inclinada.

## 9- Bibliografia

- Almeida, F.F.M., de, Hasui, Y, Carneiro & C.D.R.,(1975). O lineamento de Além Paraíba. Na. Acad. Bras. Ciênc. Res. das Comum, v.47, nos. ¾, p.575.
- Bloomfield, L.N., 2001. Geologia Estrutural e Petrografia de um Trecho da Serra do Bonfim Município de Santo Antonio de Pádua, Rio de Janeiro.Fevereiro de 2001.Estágio de Campo IV. Departamento de Geologia, UFRJ, 48p.
- Brandalise, L.A., Ribeiro, J.H. & Ferrari, P.G.(1976). Projeto Vale do Paraíba do Sul. Rel. Fin. DNPM/CPRM, Belo Horizonte, pp 411.
- Brenner, T.L., Ferrari, L.A. & Penha, H.M. 1980. Lineamentos estruturais do nordeste do estado do Rio de Janeiro. XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Santa Catarina, SBG, 5: p 2551-2564
- Corrêa Neto, A.V. 1995. Geologia e Análise Estrutural do Lineamento de Além Paraíba entre as cidades de Três Rios e Sapucaia (RJ). Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado. p 293.
- Davis, G.H. & Reynolds, S.J., (1996). Structural geology of rocks and regions. 2nd ed. John Wiley & Sons. United States of America. p 776.
- Dayan H. & Keller J. V. A. , (1989). A zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios - RJ: uma análise da deformação dada por algumas feições estruturais. *Rev. Bras. Geoc.*, 19:494-506.
- Dayan, H.,(2000). The Paraíba do Sul shear belt, SE Brazil. In: General Symposia, Rio de Janeiro. 31st International Geological Congress, 2000. v. 1. p. 1-1.

- Dayan, H.,(2000). The itajara-pirapetinga and Serra do Catete Shear zones, SE Brazil. In: Strike-slip Faulting and Major Shear Zone, Rio de Janeiro. 31st. International Geological Congress, 2000. v. 1. p. 1-1.
- Dayan, H., Valença, J.G., Braga, M.V., Santos, F.C., Leite, M.N. & Vitoriano, R.L. (2001). Lavras de Rochas Ornamentais ao Longo das Falhas Itajara-Pirapetinga e Santo Antônio de Pádua -Geologia e Estrutura. 7° Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro-RJ, Anais SBG, p. 192.
- Dayan, H. (2002). Projeto: RETECMIN. Relatório final de projeto referente ao mapeamento geológico-estrutural (equipe da UFRJ). Media Digital (inédito).
- Dayan, H. Valença, J.G., Braga, M.V., Santos, F.C., Leite, M.N., Pires, F.R.M., (2005). Dimension Stones of the Mining District of Santo Antônio de Pádua, SE Brazil Geology and Structure.
- Dewey, J.F., 1975. Finite plate evolution: some implications for the evolution of rock masses at plate margins. *American Journal of Science* 275A, 260–284.
- Dewey, J.F., Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., 1998. Transpression and transtension zones. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Special Publication of the Geological Society, London 135, pp. 1–14
- Ebert H., (1953). Pesquisas na parte sudeste de Minas Gerais. DNPM – MME, Divisão de Geologia e Mineralogia, Relatório Anual do Diretor.
- Ebert H., (1955). Pesquisas Geológicas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. DNPM – MME, Divisão de Geologia e Mineralogia, Relatório Anual do Diretor: 62 – 81.



Ebert H., (1957). Discordâncias Pré-Cambrianas em Carandaí, Minas Gerais.

DNPM – MME, Boletim do Departamento de Geologia e Mineração, 48pp.

Estudo Socioeconômico 2004 – Santo Antônio de Pádua. TCE/RJ. 108 páginas.

FIRJAN – Agenda Brasil 2003 – Temas Prioritários.

Grossi Sad, J.H. & Moreira, M.D., 1978. Geologia e Recursos Minerais da Folha

Miracema, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. Inédito, Relatório preparado por Geosol – Geologia e Sondagens Ltda. Departamento de Recursos Minerais-RJ.

Grossi Sad, J.H. & Moreira, M.D., 1978. Geologia e Recursos Minerais da Folha

Santo Antônio de Pádua, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. Inédito, Relatório preparado por Geosol – Geologia e Sondagens Ltda. Departamento de Recursos Minerais-RJ.

Grossi Sad, J.H.; Moreira, M.D.; Figueiras, R.R. & Arantes, D. (1980). Projeto

Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Folha Miracema (texto explicativo). Departamento de Recursos Minerais - RJ, Niterói.

IBGE/CIDE – 2002.

Holdsworth, R.E., 1988. The stereographic analysis of facing. *Journal of*

*Structural Geology* 10, 219–223.

Jiang, D., Lin, S., Williams, P.F., 2001. Deformation path in high-strain 275A,

260–284. zones, with reference to slip partitioning in transpressional plate boundary regions. *Journal of Structural Geology* 23, 991–1005.

Jones, R.R., Holdsworth, R.E., 1998. Oblique simple shear in transpression

zones. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), *Continental*

Transpressional and Transtensional Tectonics. Special Publication of the Geological Society, London 135, pp. 35–40.

Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, T., Tavarnerelli, E., 2004. Inclined transpression. *Journal of Structural Geology* 26, 1531-1548

Leite, M.N., 2002 Estudo Geológico e Aspectos Econômicos-Ambientais de uma Porção da Falha de Itajara-Pirapetinga, Município de Santo Antônio de Pádua, Rio de Janeiro. Estágio de Campo IV. Departamento de Geologia, UFRJ, 68p

Lin, S., Jiang, D., Williams, P.F., 1998. Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modelling. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Special Publication of the Geological Society, London 135, pp. 41–57.

Novellino, V.S., 1999. Mapeamento Geológico Estrutural e Estudo Econômico de um Segmento da Serra do Bonfim, Município de Santo Antônio de Pádua, Estado do Rio de Janeiro, Rel. Estágio de Campo IV, 1999, IGEO-UFRJ. 79p

Pasin, D.A.B. (2000). Estudo Preliminar das Zonas de Cisalhamento do Norte do Estado do Rio de Janeiro, Cercania das Cidades de Miracema e Santo Antônio de Pádua, Rel. Estágio de Campo IV, setembro de 2000, IGEO-UFRJ. 74p.

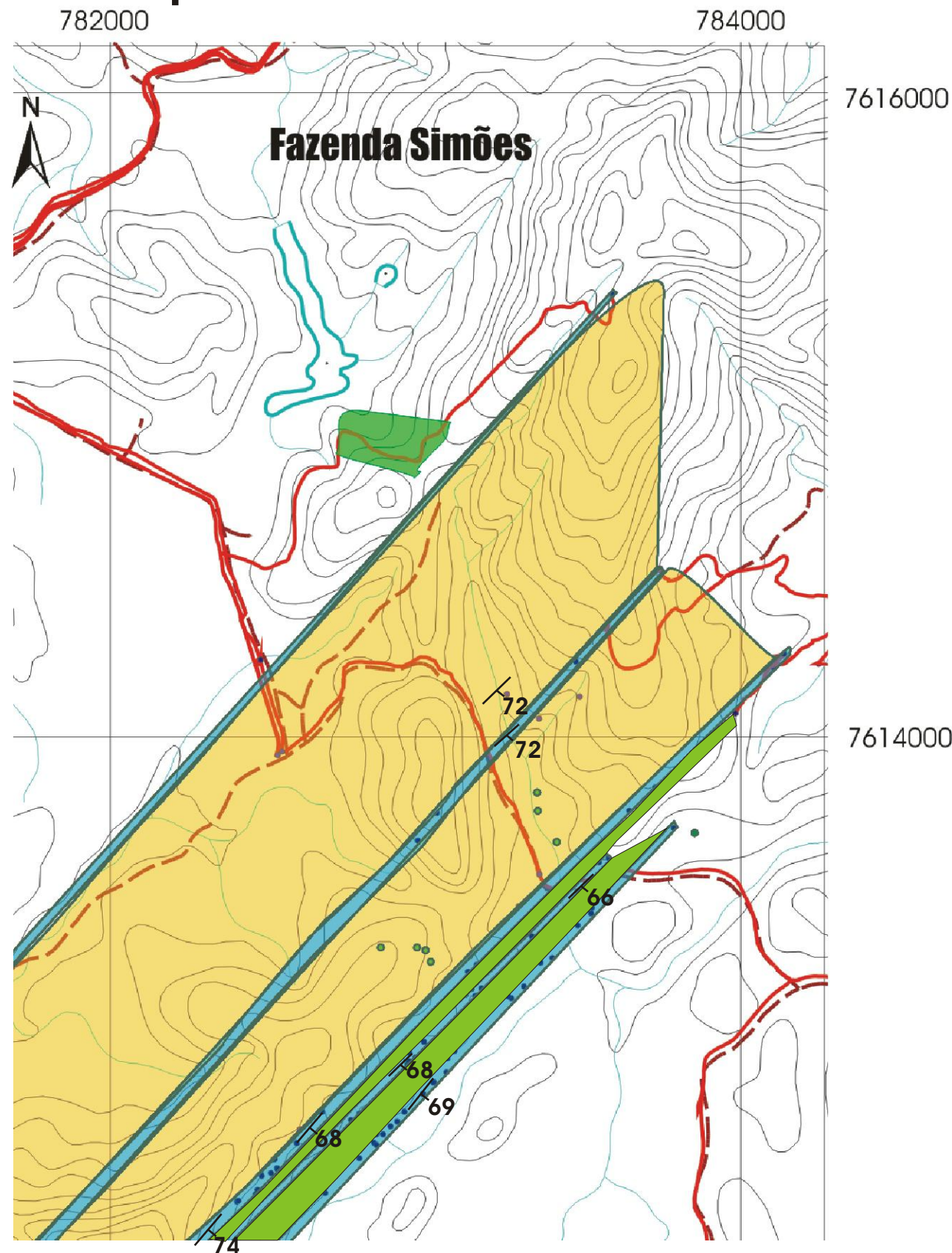
Passchier, C.W. & Simpson, C. (1986). Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8(8): 831-843.

- Passchier, C.W.; Myers, J.S. & Kröner, A. (1993). *Geologia de Campo de Terrenos Gnáissicos de Alto Grau*. Edusp. 188p
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. (1996). *Microtectonics*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 289p
- Paterson, M.S., Weiss, L.E., 1961. Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. *Geological Society of America Bulletin* 72, 841–882.
- Pires, F.R.M., Dayan, H., Valença, J.G., Pasin, D.A.B., Braga, M.V. da C. (2001). Alteração e deposição hidrotermal seqüencial em ortogneisses tipo "olho de pombo" e "madeira" na região de Santo Antônio de Pádua (RJ). 7º Simpósio de Geologia do Sudeste. SBG-RJ, nov 2001, vol. 1, p. 97.
- Porcher, C.C. (1997). *Relações entre metamorfismo e deformação na Faixa Ribeira. Regiões de Três Rio e Santo Antônio de Pádua (RJ)*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de doutorado. 309p
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., (1987). *The Techniques of modern Structural Geology – Strain Analysis*. Vol2. Academic Press, London, 699 p.
- Robin, P.-Y.F., Cruden, A.R., 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology* 16, 447–466.
- Rosier, G.F. (1957). A geologia da Serra do Mar entre os Picos Maria Comprida e do Desengano. *Boletim do Departamento de Geologia e Mineralogia-DNPM-RJ, Rio de Janeiro*. 166: 58p.
- Rosier, G.F. (1965). *Pesquisas Geológicas na Parte Oriental do Estado do Rio de Janeiro e na Parte Vizinha do Estado de Minas Gerais*. Dep. Nac. Prod. Min., Div. Geol. Min., Bol. 222, Rio de Janeiro.






Sanderson, D.J., Marchini, W.R.D., (1984). Transpression. *Journal of Structural Geology* 6, 449–458.

Vieira, V.S. (2000). Geologia da Falha Juiz de Fora (SF-23-X-D). Programa de Levantamentos Geológicos Básico, do Brasil. CPRM.

# Mapa Geológico de uma porção da falha Itajara-Pirapetinga, Município de Santo Antonio de Pádua



## Legenda:

-  Ortognaisse Olho de Pombo
-  Gnaiss Bandado
-  Granulito
-  Afloramentos
-  Vias de acesso

