



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
DISCIPLINA: ESTÁGIO DE CAMPO IV
PROFESSOR ORIENTADOR: HENRIQUE DAYAN
ALUNO: MARCELO VILLELA DA COSTA BRAGA
DRE: 085115880

RELATÓRIO FINAL DE ESTÁGIO DE CAMPO IV

MAPEAMENTO GEOLÓGICO – ESTRUTURAL
DE UM SEGMENTO DA FALHA DE SANTO
ANTÔNIO DE PÁDUA ENTRE SÃO PEDRO DE
ALCANTARA E MARANGATÚ - MUNICÍPIO DE
SANTO ANTÔNIO DE PÁDUA (RJ).

Rio de Janeiro, Março de 2001

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

RELATÓRIO FINAL DE ESTÁGIO DE CAMPO IV

ALUNO: MARCELO VILLELA DA COSTA BRAGA

MAPEAMENTO GEOLÓGICO - ESTRUTURAL DE UM SEGMENTO
DA FALHA DE SANTO ANTÔNIO DE PÁDUA ENTRE SÃO PEDRO
DE ALCÂNTARA E MARANGATÚ - MUNICÍPIO DE SANTO
ANTÔNIO DE PÁDUA (RJ).

PROF. DR. HENRIQUE DAYAN

APROVADA POR:

Rio de Janeiro, Março de 2001

*No meio do caminho tinha uma pedra
Tinha uma pedra no meio do caminho
Tinha uma pedra
No meio do caminho tinha uma pedra*

Carlos Drummond de Andrade

*Este trabalho é dedicado aos meus pais,
Geraldo e Maria Amélia
aos meus irmãos
e a Alzira.*

RESUMO

Município de Santo Antônio de Pádua(RJ), é atualmente o principal pólo de mineração do estado, em particular para extração de rochas para fins ornamentais. Devido a importância e a ausência de um estudo mais amplo na região produtora, o principal objetivo deste relatório consiste no mapeamento geológico – estrutural de um segmento da Falha de Santo Antônio de Pádua(Brenner et alli, 1980), à Sudoeste da cidade de Santo Antônio de Pádua.

As rochas aí encontram-se fortemente milonitizadas, sendo o ortognaisse quartzo-feldspático “Pedra Madeira”), principal produto de exploração nesta porção do referido município, alvo principal deste trabalho.

O ortognaisse quartzo-feldspático “Pedra Madeira” ocorre como intrusão em zona de falha. ocorrendo na forma de corpos tabulares sendo identificado pelo menos dois corpos paralelos ao longo da falha. Tem como composição básica aproximada; 30% de quartzo, 30% de K-feldspato, 30% de plagioclásio e 10% de acessórios. Tem como característica marcante sua foliação milonítica que na área apresenta-se orientada segundo a direção de strike média $040^{\circ}/220^{\circ}$ com mergulho variando entre 55° e 80° , e lineação mineral com direção média também de $040^{\circ}/220^{\circ}$ com mergulho sub-horizontal.

A Falha de Santo Antônio de Pádua, faz parte do grande contexto estrutural da “Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul”, possuindo vórtice principal de movimento tipicamente dextrógiro.

Agradecimentos

Para a realização deste trabalho, contei com a ajuda e compreensão de diversas pessoas ao longo desses anos, sem os quais teria sido possível realiza-lo.

Em primeiro lugar a minha família, estando presente em todos os momentos, difíceis ou não, são e serão sempre de grande importância em minha vida.

Aos amigos, pela força e incentivo demonstrados em todos esses anos

Agradeço a minha querida Alzira pelo companheirismo e carinho dedicados, principalmente nos momentos mais críticos.

Aos professores Joel G. Valença e Fernando R. M. Pires, que com seus conhecimentos transmitidos ao longo desses anos, em especial nas últimas fases de campo, foram de essencial importância para a realização deste trabalho .

Ao professor Julio Cezar Mendes, por sua grande colaboração facilitando o acesso aos equipamentos do laboratório de fluorescência e microscopia ótica.

Aos projetos RECOPE-RJ-RETCMIN e PADCT III-EGROM, sem a existência destes, o presente relatório não seria realizado.

Ao CETEM, pela cessão da toyota, essencial para os trabalhos de campo

Ao grande amigo e orientador, Prof. Henrique Dayan, por sua acolhida neste projeto e pela amizade demonstrada ao longo desses anos.

Resumo	I
Agradecimentos	II

ÍNDICE 01

I. Introdução	05
1.1. Objetivos	06
1.2. Localização	08
1.3. Metodologia	12
II. Meio Físico	14
2.1. Climatologia	14
2.2. Geomorfologia	14
2.3. Pedologia	15
2.4. Hidrografia	16
III. Trabalhos Anteriores	16
IV. Geologia Regional	25
V. Geologia Local	32
5.1. Introdução	32
5.2. Litologia	32
5.2.1. Domínio Regional	
A – Gnaiss Bandado	32
5.2.2. Domínio da Zona de Falha	
A – Granulitos	32
B – Ortognaisse Quartzo-feldspático	36
5.3. Geologia Estrutural	44
5.3.1. Elementos Estruturais	
A- Planares	
A.1- Foliação Milonítica	44

A.2- Foliação Regional	47
B- Lineares	
B.1- Lineação Mineral	48
B.2- Mullions	49
B.3- Boudin	50
C- Dobras	51
VI. Análise Cinemática	
6.1. Introdução	53
6.2. Indicadores Cinemáticos	54
A- Deflexão de Foliação	54
B- Assimetria de Dobras	54
D- Sistema Porfiroclásticos	56
VII. Conclusões e discussões	58
VIII. Bibliografia	60
Anexo : Mapa geológico - estrutural	
<u>Anexo 2:</u> Mapa geológico de detalhe	
<u>Anexo 3:</u> Perfis da área de detalhe	
<u>Anexo 4:</u> Resumo da Caderneta de Campo	

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

	Página
<u>Foto 01:</u> Lineamento Além Paraíba	05
<u>Figura 01:</u> Tabela com as Coordenadas da área estudada	08
<u>Figura 02:</u> Mapa de localização e via de acessos	10
<u>Figura 03:</u> Mapa de acessos locais	11
<u>Figura 04:</u> Sistema de coordenadas	13
<u>Figura 05:</u> Mapa de localização dos principais acidentes geográficos	29
<u>Figura 06:</u> Mapa hidrográfico	30
<u>Figura 07:</u> Sistema de falhas do nordeste fluminense	19
<u>Figura 08:</u> Diagrama esquemático do sistema de falhas	20
<u>Figura 09:</u> Modelo de estrutura em flor positiva	23
<u>Figura 10:</u> Tabela com a subdivisão estratigráfica	25
<u>Figura 11:</u> Mapa Geológico da Folha Santo Antônio de Pádua (DRM)	31
<u>Foto 02:</u> Foliação em gnaiss bandado	33
<u>Foto 03:</u> Gnaiss bandado em domínio regional	33
<u>Foto 04:</u> Gnaiss bandado em zona de falha	34
<u>Foto 05:</u> Granulito na zona de falha	35
<u>Foto 06:</u> Ortognaiss quartzo-feldspático	37
<u>Foto 07:</u> Ortognaiss quartzo-feldspático	37
<u>Foto 08:</u> Ortognaiss com nível porfiroclástico	38
<u>Figura 12:</u> Perfil esquemático no ponto MG-14	38
<u>Foto 09:</u> Xenólito de granulito no ortognaiss	39
<u>Foto 10:</u> Xenólito de granulito no ortognaiss parcialmente assimilado	39

<u>Foto 11:</u>	Porfiroclasto de feldspato	40
<u>Fotomicrografia 01-A e 01-B 24:</u>	Fitas de quartzo	41
<u>Fotomicrografia 02:</u>	Porfiroclasto de anfibólio com apatita	42
<u>Foto 12:</u>	Alanita no ortognaisse	43
<u>Figura 13:</u>	Desenho esquemático das fitas de quartzo	45
<u>Figura 14:</u>	Estereogramas com pólos de foliação milonítica	46
<u>Foto 13:</u>	Detalhe da foliação milonítica	46
<u>Figura 15:</u>	Estereograma com pólos de foliação regional	47
<u>Figura 16:</u>	Estereograma de lineação mineral	48
<u>Foto 14:</u>	Mullion	49
<u>Foto 15:</u>	Mullion	50
<u>Foto 16:</u>	Corpo máfico boudinado	51
<u>Figura 16:</u>	Estereogramas com pólos de planos axiais e eixos de dobras	52
<u>Foto 17:</u>	Dobra isoclinal em gnaisse bandado	52
<u>Foto 18:</u>	Dobra assimétrica em gnaisse bandado	53
<u>Foto 19:</u>	Foto de satélite mostrando deflexão das estruturas regionais	55
<u>Foto 20:</u>	Dobra assimétrica em granulito	55
<u>Foto 21:</u>	Porfiroclasto em gnaisse bandado	57

1 - INTRODUÇÃO

Uma das mais marcantes feições estruturais do Sudeste Brasileiro, o Lineamento Além Paraíba (Almeida et al., 1975), ressalta à vista em imagens de satélite ou radar (Figura 01). O relevo e a drenagem de toda região por ele cortado, são fortemente condicionados em toda a sua extensão. Para que se tenha idéia da intensidade deste condicionamento, basta citar que o Rio Paraíba do Sul possui trecho bastante retilíneo de aproximadamente 120 km de comprimento entre Três Rios (RJ) e Itaocara (RJ).

Este Lineamento se ramifica a partir da cidade de Além Paraíba (MG), em um sistema de falhas, formando um feixe divergente, defletidas para N. Sendo o presente trabalho efetuado ao longo de uma dessas falhas, a denominada Falha de Santo Antônio de Pádua (Brenner et al, 1980).

Apesar de sua magnitude e importância, não há na literatura geológica uma grande quantidade de dados a seu respeito, havendo uma considerável carência de informações coerentes sobre os litotipos da região, suas relações estratigráficas, idades e estruturas.

O presente trabalho, tem basicamente por meta, caracterizar do ponto vista estrutural da referida falha bem como, lançar alguma luz sobre os processos deformacionais atuantes na sua formação, dentro do contexto do Lineamento de Além Paraíba.

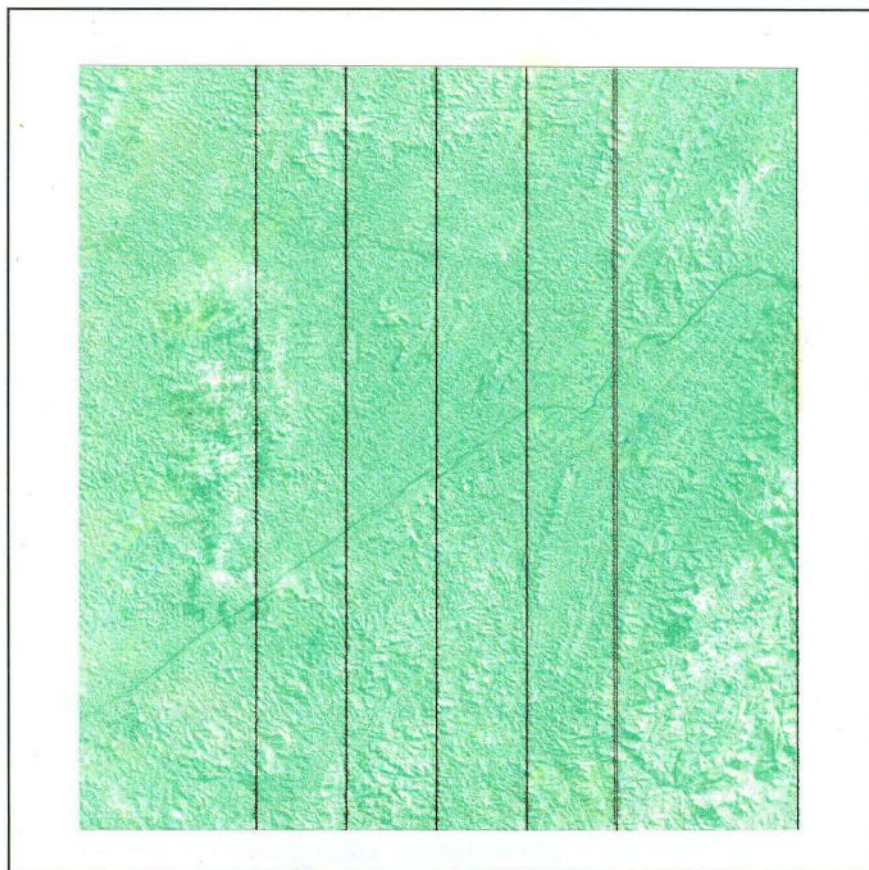


Foto 01: Lineamento Além Paraíba, trecho entre Três Rios e São Fidélis, podendo ser observado à nordeste, sua ramificação e deflexão para norte. (Foto de satélite).

1.1 – OBJETIVOS

O presente relatório vem cumprir as exigências curriculares da disciplina Estágio de Campo IV, oferecida pelo Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, sob orientação do Professor, Doutor Henrique Dayan. Tendo como objetivo básico o mapeamento geológico - estrutural, em escala 1:50000, de uma área de aproximadamente 40 km² ao longo da denominada falha de Santo Antônio de Pádua (Brenner et al, 1980), situado à NW da Serra do Catete, entre os distritos de São Pedro de Alcântara e Marangatú, Município de Santo Antônio de Pádua, estado do Rio de Janeiro.

Este trabalho é parte integrante dos projetos: RECOPE – RJ – Rede Cooperativa de Pesquisa sobre a Exploração e uso de bens minerais empregados na construção civil e mitigação de seus impactos ambientais, coordenado pelo Centro de Tecnologia Mineral (CETEM), com participação do Departamento de Geologia da UFRJ, DRM, INT, e UENF; PADCT III – EGRÔM – Estudos Geológicos do distrito de Rochas Ornamentais, coordenado pelo Departamento de Geologia da UFRJ.

O trabalho teve como objetivo principal, delimitar a zona de falha, descrevendo e caracterizando seus principais elementos, planares e lineares, bem como, através de análises estrutural o estudo da cinemática da deformação imposta às rochas da região estudada, caracterizar, a ocorrência da denominada *Pedra Madeira* (também conhecida como Pedra Paduana), de ocorrência, até onde se tem conhecimento, restrita à zona de falha milonitizada. Com esta finalidade foi realizado um levantamento de detalhe e confeccionado um mapa em escala 1:2000, de uma área localizada dentro da faixa milonítica.

Sendo esta rocha (*pedra Madeira*), de extrema importância econômica para região, onde é lavrada na forma de pequenos blocos de formatos regulares ou não para pedra almofadada ou na forma de blocos maiores com formato padrão para lajotas, sendo explorada em cercas de 200 pedreiras conhecidas na região.

Este relatório é composto de um único volume contendo texto e anexos, com Mapa Geológico-estrutural, Mapa Geológico de detalhe, perfis e resumo da caderneta de campo.

1.2 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS

A região estudada está localizada no Município de Santo Antônio de Pádua, nordeste do Estado do Rio de Janeiro (figura 02). A área mapeada está situada à Noroeste da Serra do Catete localizada a Sudoeste da cidade de Santo Antônio de Pádua (RJ) próximo aos limites dos Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais e corresponde a um polígono de aproximadamente 40 Km² de área, cujos vértices apresentam as seguintes coordenadas geográficas:

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRASVERSA DE MERCATOR		
DATUM: Córrego Alegre – MG – Zona 23 – Hemisfério Sul		
VÉRTICE 1	778994 E	7602765 N
VÉRTICE 2	787634 E	7610481 N
VÉRTICE 3	788515 E	7610503 N
VÉRTICE 4	788537 E	7606849 N
VÉRTICE 5	781258 E	7599915 N

Figura 01: Tabela com as Coordenadas dos vértices do polígono delimitador da área estudada.

Esta região está contida no limite das cartas topográficas de Recreio (SF-23-X-D-VI-1) e Santo Antônio de Pádua (SF-23-X-D-VI-2), ambas publicadas em escala 1:50.000 pelo IBGE.

O acesso ao local mapeado pode ser feito à partir da cidade do Rio de Janeiro seguindo pela Rodovia BR-040 até a altura de Saracuruna, prosseguindo então pela BR-116 até a cidade de Além Paraíba (MG), de onde prosseguimos pela BR-393 em

direção à Pirapetinga (MG), seguindo então pela RJ-186 sentido Pirapetinga (MG) - Santo Antônio de Pádua (RJ).

Opcionalmente pode-se atingir a área de estudo seguindo pela BR101 (trecho Niterói – Manilha) até Itaboraí de onde prosseguimos pela RJ 116, via Cachoeiras de Macacú, Nova Friburgo, Macuco e Itaocara, até o entroncamento com a RJ-186.

A área fica localizada ao longo da RJ-186, entre a estrada e os contra-fortes da Serra do Catete, Não distando mais do que 2 km da estrada, de onde pode ser atingida por estradas vicinais (figura 03).

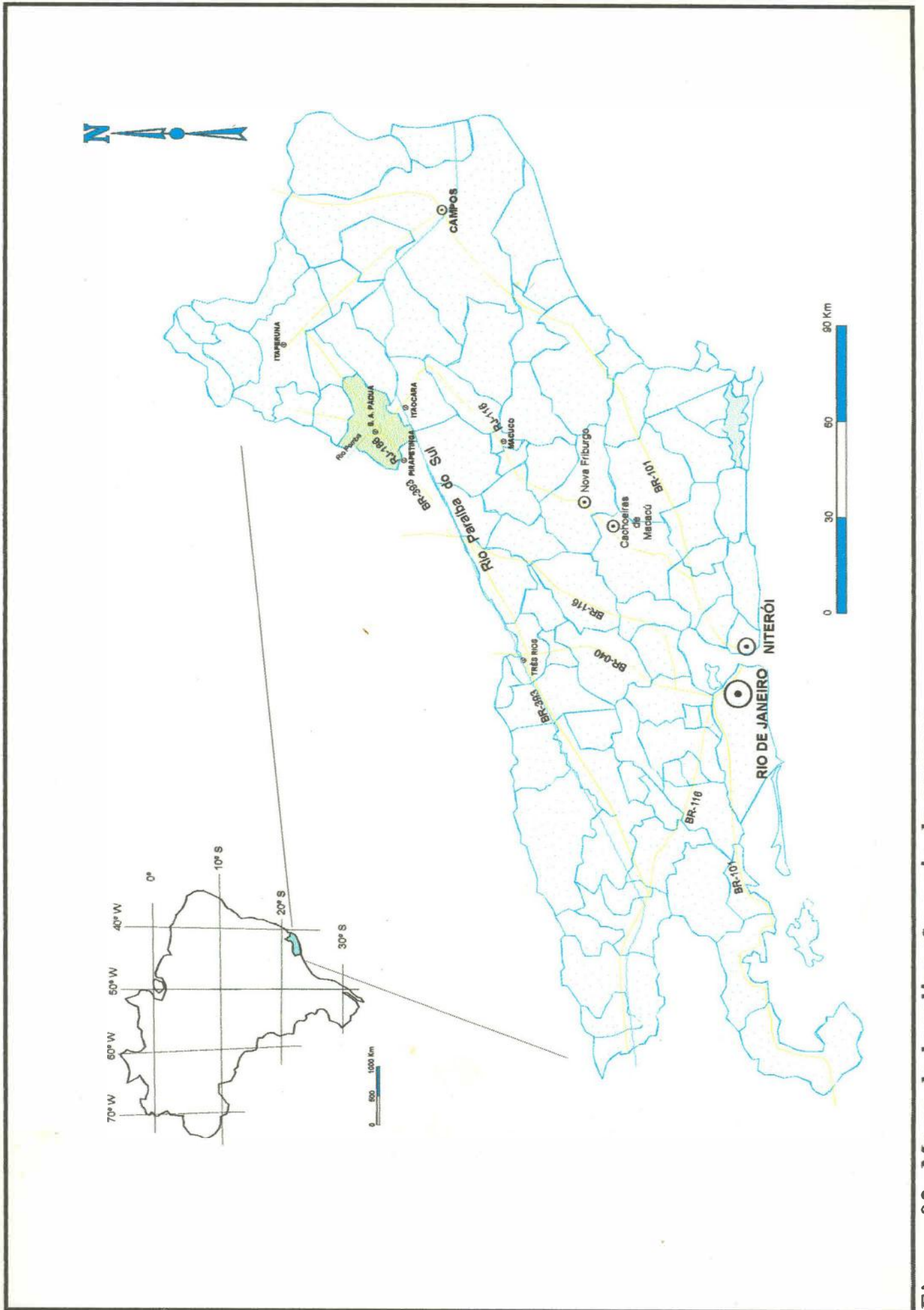


Figura 02: Mapa de localização e via de acessos.

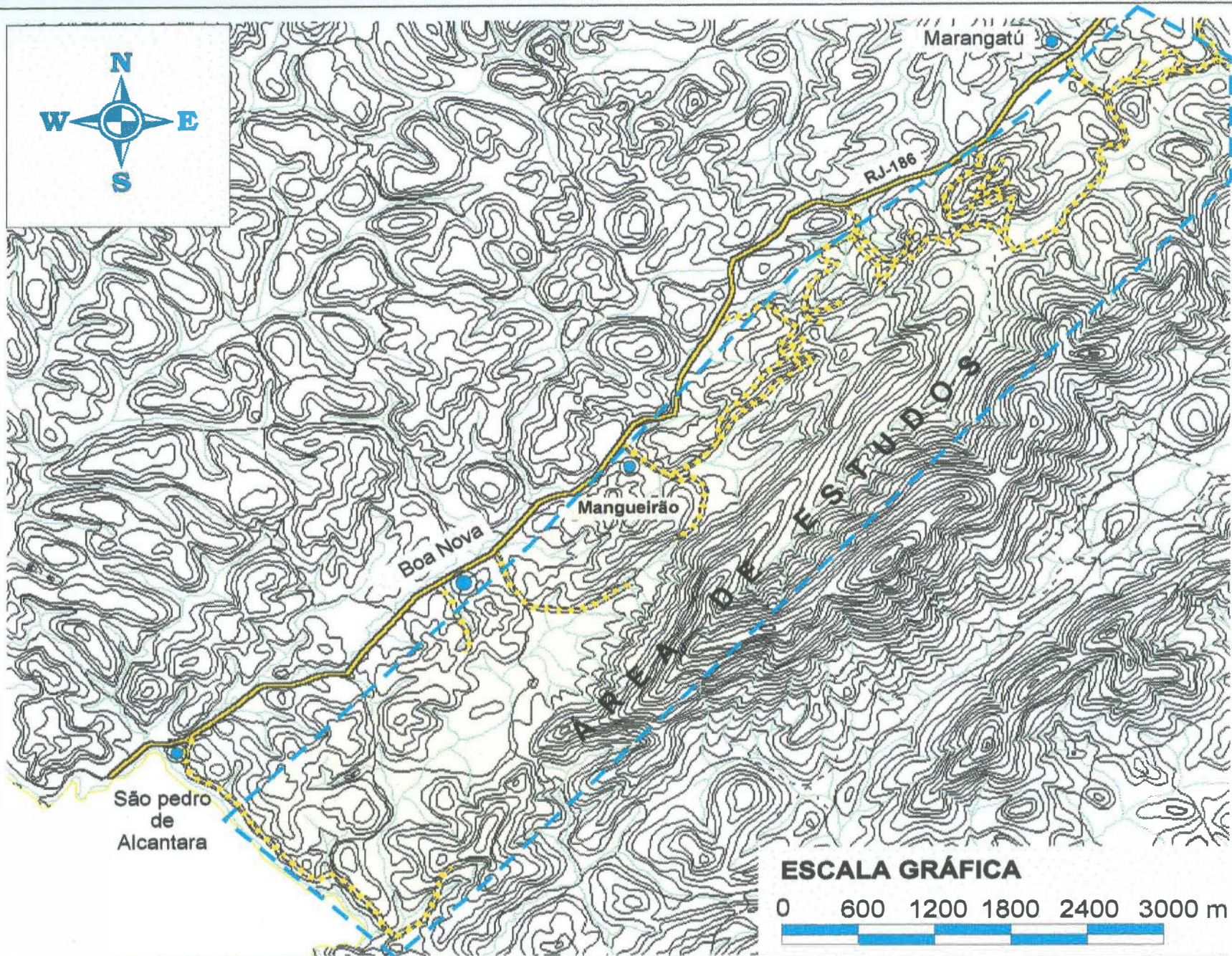


Figura 03: Mapa de acessos locais à área de estudo.

1.3 – METODOLOGIA

A realização deste trabalho foi dividida em três etapas. Na primeira, a denominada etapa pré-campo foi organizado todo material necessário a realização das etapas de campo e de escritório. O material utilizado para as etapas de campo constituiu-se de, cartas topográficas em escala 1:50.000 do IBGE, folhas Recreio (SF-23-X-D-VI-1) e Santo Antônio de Pádua ((SF-23-X-D-VI-2), de 1966, GPS Garmin II Plus, aquisição de todo material utilizado para os trabalhos de campo. Nesta etapa foi realizado também o levantamento bibliográfico, que compreendeu visitas a bibliotecas como as do DRM-RJ, do DNPM, do CCMN-UFRJ.

A segunda etapa correspondeu as etapas de campo, ou seja nas proximidades da cidade de Santo Antônio de Pádua. Para realizar o mapeamento contou-se com um veículo de tração a quatro rodas (Jeep) Toyota fornecida pelo CETEM, a qual ajudou na realização de 8 campanhas, durante o período de julho de 1999 até agosto de 2000. Na área em apreço foram medidas as atitudes de estruturas planares (foliações) e lineares (lineações) das rochas.

O levantamento plani-altimétrico utilizado no mapa de detalhe, foi realizado em junho de 1998, para complementação do Plano de Controle Ambiental (PCA) para cumprimento de exigência junto ao DRM, sendo utilizado para este fim, um teodolito da marca Kern.

Foram também coletadas cerca de 70 amostras, sendo que a maior parte delas foram coletadas orientadas, para a confecção de seções delgadas no Departamento de Geologia da UFRJ. As amostras foram orientadas de acordo com a metodologia recomendada por Turner e Weiss (1963). Foi utilizado um sistema de coordenadas que serviu como base tanto para a análise cinemática, como para a definição dos cortes a serem feitos durante a fase de laminação das amostras (figura 04), sendo denominado

seção A ou XZ, as seções ortogonais à foliação e paralelas à lineação, seção B ou XY, as seções ortogonais tanto à lineação quanto à foliação e seção C ou YZ, as seções paralelas a estes dois elementos estruturais. Todas as lâminas confeccionadas para o presente relatório foram feitas na seção A

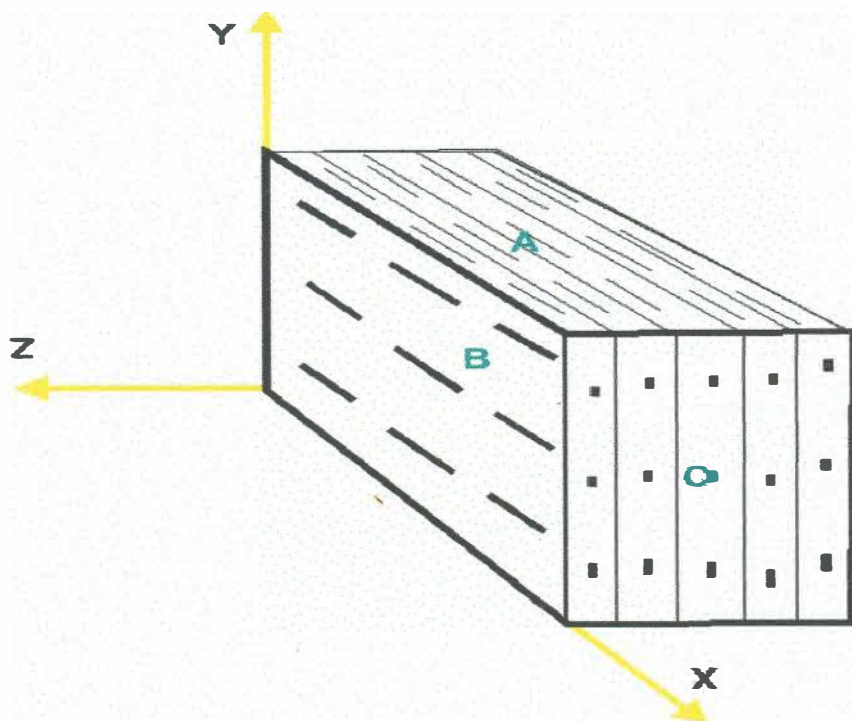


Figura 04: Sistema de coordenadas adotado para laminação de amostras e descrição dos elementos estruturais (Côrrea Neto, 1995).

Para a granulometria dos minerais, estabeleceu-se arbitrariamente a seguinte classificação:

Fina: Abaixo de 1mm.

Média: Entre 1 a 5mm.

Grossa: Acima de 5mm.

A terceira etapa consistiu nos trabalhos de escritório que foram realizados após cada etapa de campo e culminaram na confecção deste relatório final. Estes trabalhos

incluiram a cartografia do mapa geológico, em escala 1:50.000, a confecção de estereogramas, a confecção e descrição das seções delgadas e a compilação de todos os dados obtidos nas etapas de campo para a confecção deste relatório.

Para a confecção do mapa, foi utilizado o programas, Mapinfo, para plotagem e análise dos dados e Corel Draw para o acabamento final mesmo. A base cartográfica digital foi gentilmente cedida pelo CARTOGEO.

II - MEIO FÍSICO

2.1-Climatologia

O clima dominante é sub quente úmido , sendo mais ameno nas partes altas e , quentes na zona de baixada do Rio Paraíba do Sul . A precipitação média anual é de 1000 a 1500 mm , enquanto que a temperatura média anual é de 20°C , atingindo valores entre 4° e 38°C .

2.2-Geomorfologia

Na região de Santo Antônio de Pádua os alinhamentos montanhosos regionais posicionam-se segundo N45E , coincidentemente com a direção geral de foliação . Os principais cursos d'água são angulosos , escoando-se segundo N45E (foliação) ou N45W (*tear faults*) . A rede geral é uma treliça (figura 6). O relevo atual exhibe linearidade e paralelismo para as serras (figura 5) , que se destacam do relevo rebaixado , com morros arredondados de topo nivelado a 130 metros , imersos em vales aluvionares , com cotas pouco superiores a 50 metros . Três superfícies de aplainamento foram caracterizadas, correspondendo a três ciclos erosivos. A superfície mais antiga exhibe remanescente discreto a cota superior a 800 m (Serra das Frecheiras – figura 5) .

A superfície seguinte, com cotas superiores a 308 m , se encontra em fase de desmonte pelo ciclo erosivo atual . Tangencia todas as elevações lineares da área e seus remanescentes são fortemente intemperizados , com raras ocorrências de picos elevados . A superfície atual tem um conjunto de morros tangenciados pela cota 220 m e pela cota 130 m, caracterizando evolução atual polifásica. O nível de base local é o Rio Paraíba do Sul .

As peculiaridades do relevo do Município de Santo Antônio de Pádua são:

- As Serras do Bonfim e do Catete (figura 5) , extração de gnaisses , de direção NE-SW .
- As serras das Frecheiras , Santa Candida e Pedra Bonita (figura 5) de direção NE-SW .
- Os alinhamentos de cristas do Rio Paraíba do Sul.
- A depressão (vale) do médio Paraíba do Sul.
- A planície aluvial do Rio Pomba .
- Os Rios Pomba, Paraíba do Sul e Pirapetinga.

2.3 - Pedologia

Os solos da região de Santo Antonio de Pádua, segundo classificação do Anuário Estatístico do IBGE - Estado Do Rio De Janeiro 1990/1991, são subdivididos em:

- Latossolo alaranjado .
- Podzólico vermelho-amarelo
- Associações latossolo alaranjado podzólico .

- latossolo vermelho podzólico .
- Solos hidromórficos .
- Aluviões

2.4 - Hidrografia

O principal coletor de águas da região é o Rio Paraíba do Sul (Figura 05). O principal afluente pela margem esquerda é o Rio Pomba (figura 05), banhando a sede municipal. As elevações da área condicionam-se na direção NE-SW, controlando todo o sistema secundário de drenagem (Figura 06).

Outros importantes rios da região são o Rio Pirapetinga (figura 06) que também é um dos principais coletores da região e alguns rios secundários como o Ribeirão Bom Jardim, Ribeirão dos Motas, Córrego do Suíço e Córrego da Fortaleza, que podem ser visto no mapa hidrográfico (figura 6).

III - TRABALHOS ANTERIORES

As rochas que compõem a região nordeste do Estado do Rio de Janeiro, nas vizinhanças dos Estados de Minas Gerais e Espírito Santo já foram estudadas por diversos autores. Ainda no século passado, nomes da importância de Eshwege (*Pluto Brasiliensis*, 1833, in Corrêa Neto, 1995), que reconheceu na região granitos-gnaisses intercalados a gnaisses e granitos característicos da Serra dos Orgãos; seguido também por Hartt (1870, in Carneiro, 1996) e posteriormente por Derby (1888, *idem*).

Estudos mais sistemáticos desta região, somente começaram com os trabalhos de Ebert (1953, 1955 e 1957) e Rosier (1957 e 1965). Ebert, em seu trabalho de 1955 (*in* Dayan, 1993) identifica um geossinclinal de idade Assíntica a cujas *internides* corresponderia a faixa orogenética. O mesmo autor em artigo publicado em 1967, dividiria esta faixa em dois segmentos distintos, os “Araixaidés” e “Paraibides”, definindo este último como um cinturão orogenético que se estenderia do Rio de Janeiro até Santa Catarina com direção Sudoeste. A faixa Paraibides se ramificaria para nordeste, passando a ser conhecida por “Faixa Araxaídes”. Ainda a Ebert (1955, *in* Corrêa Neto, 1995) se deve a nomenclatura Série Paraíba para as rochas do vale do rio Paraíba do Sul, substituindo o termo Série Paraibuna, criada pelo mesmo, em seu trabalho de 1953. Baseando-se em conclusões e análises da geologia dos Alpes, Rosier (1957, *in* Dayan, 1993), interpretou a intensa deformação sofrida nas rochas da região como consequência de esforços compressivos, situados entre um sistema de *nappes* e seu antepaís, gerando uma extensa faixa de deformação. Rosier ainda apresentaria mais uma contribuição em 1965, criando a Série Paraíba-Desengano.

Machado Filho & Gomes (1972, *in* Corrêa Neto, 1995) propõem uma configuração tectônica para a região limítrofe entre os Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais formada por grandes anticlinórios e sinclinórios. A Serra dos Orgãos seria caracterizada pelo "Anticlinório Central" e o vale do Rio Paraíba do Sul pelo "Sinclinório Paraíba" correspondente à estrutura já definida por Lamego (1936) e Moraes Rego (1941).

Brandalise *et alli*, 1976, as litologias da folha são atribuídas a uma Associação Paraíba do Sul, composta por dois complexos: o complexo charnockítico e o complexo migmatítico.

Reconhecendo as mesmas litologias de Rosier, Oliveira *et alli*, 1978 no mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro, em escala 1:40.000 coloca as rochas desta região no Grupo Paraíba do Sul.

Grossi Sad e Donadello Moreira, em 1978, a serviço do DRM no Projeto Carta Geológica, realizaram o mapeamento geológico da folha Santo Antônio de Pádua em escala 1:50.000. Neste, os autores incluíram as rochas da folha em agrupamentos, baseados no mapeamento de folhas vizinhas (como Cambuci e Santa Maria Madalena) correlacionáveis com as divisões de outros autores.

Lamego (1946 e 1949), mostrou que as partes mais meridionais das faixas do Paraíba possuem as mesmas direções das faixas mais setentrionais, até os limites do Estado do Espírito Santo. Braun, 1972 considerou a região como uma faixa rúptil e Almeida *et al*, 1975 que definiu os lineamentos ENE ao norte do Estado do Rio de Janeiro como rochas miloníticas que cortam a Série Paraíba-Desengano.

Almeida *et al.* (1975) definiram o Lineamento de Além Paraíba, como correspondendo a uma enorme falha transcorrente dextrógira de grande escala, sendo marcada por uma faixa de rochas blastomiloníticas transamazônicas, que cortariam a Série Paraíba-Desengano de Rosier (1965). O caráter dextrógiro do movimento foi inferido pela deflexão da foliação regional.

Segundo Dayan (1993), os gnaisses e charnockitos das séries Paraíba-Desengano de Rosier (1965) e do Grupo Paraíba de Ebert (1967), foram renomeados por Brandalise *et al*, (1976) para **Associação Paraíba do Sul**, que passaram a possuir duas subdivisões, os **Complexos Migmatítico e Charnockíticos**.

Para Campanha (1980, *in* Carneiro, 1996), a primeira tese de mestrado desenvolvida na região, considera o Lineamento de Além Paraíba como uma megazona de cisalhamento dúctil. Para tanto, esse autor fez uma reavaliação dos dados

geocronológicos, o que lhe permitiu concluir que os movimentos transcorrentes, de regime predominantemente dúctil, teriam um vórtice de caráter dextrógiro, mais com concentração no Ciclo Brasileiro. Mostrou ainda a existência de esforços compressivos associados à deformação e movimentação transcorrente dextrógiro.

Brenner *et al.* (1980) confirmaram a movimentação transcorrente principal, definindo ainda uma componente vertical menor, que seria a principal responsável pelo soerguimento do bloco à NW do lineamento, que tenderia a aumentar em direção NE. Mostraram ainda que haveria uma subdivisão da estrutura numa série de ramos menores, originando-se a partir de Itaocara, passando a ter direção norte-sul (Figura 07 e 08).

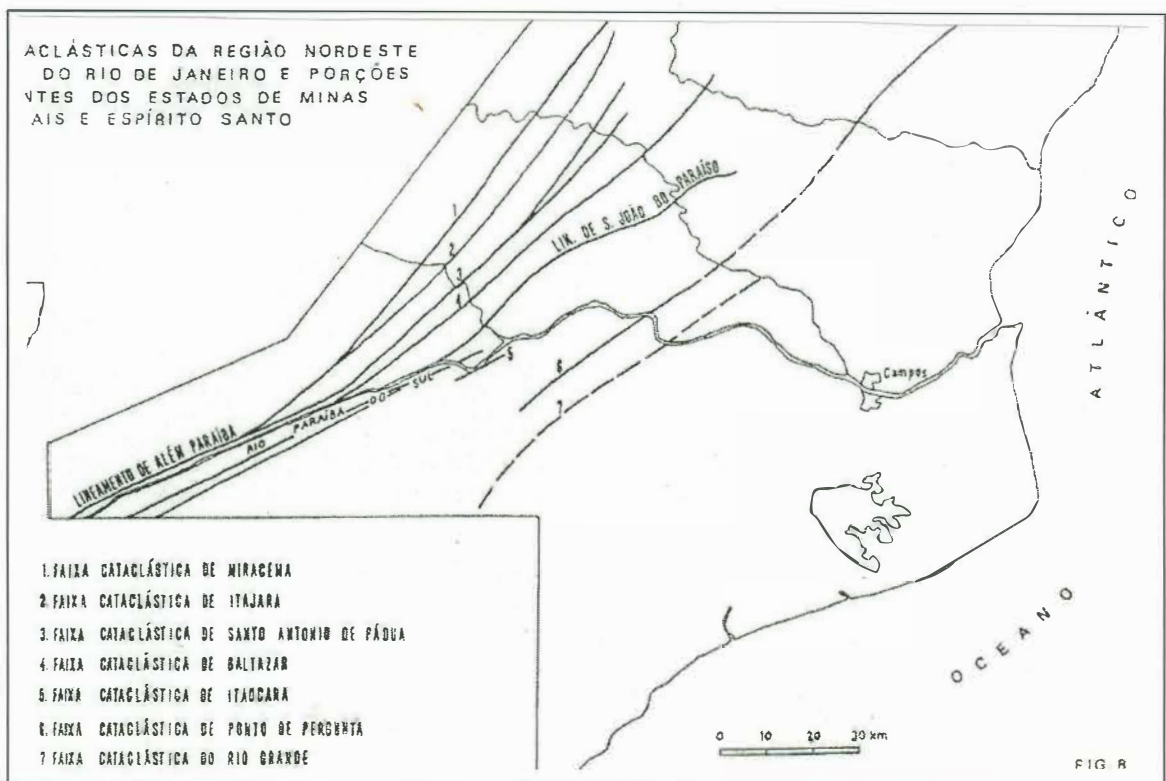


Figura 07: Sistema de Falhas da região nordeste do estado do rio de Janeiro (Brenner *et alli*, 1980).

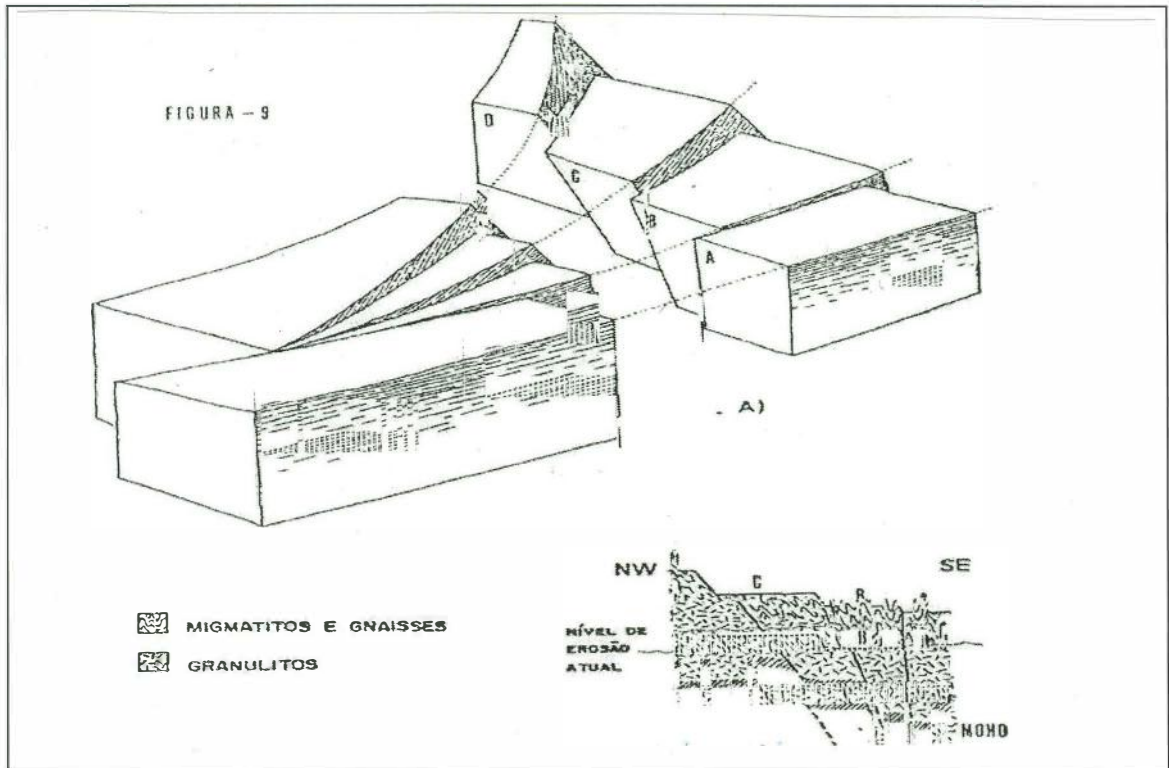


Figura 08: Diagrama esquemático mostrando o comportamento estrutural do Sistema de Falhas do nordeste do estado do Rio de Janeiro, segundo Brenner *et al.*, 1980

Para Barbosa *et al.* (1981, *in* Dayan, 1993) e Machado Filho *et al.* (1983, *idem*) o Lineamento de Além Paraíba corresponde à uma faixa de rochas extremamente deformadas, localizadas na parte mais interna de cinturão móvel, onde a transcorrência seria somente um componente do rejeito principal, evocando assim, as idéias anteriormente propostas por Ebert (1955, 1967, 1968) e Rosier (1965). No entender destes autores, a deformação teve caráter essencialmente compressivo, basicamente por cisalhamento puro, e a movimentação deu-se predominantemente na direção vertical.

Liu (1983) através de imagens de sensoriamento remoto do satélite MSS-Landsat do Estado do Rio de Janeiro, agrupou os lineamentos em três sistemas, A, B e C. O sistema B seria composto por cinco subsistemas. O sistema A englobaria o

Lineamento de Além Paraíba, com orientação N60°E e oito faixas menores, de atitude média N30°E. Estas faixas menores representariam zonas de transcorrência dextrógira, sendo a principal o Lineamento de Além Paraíba e as menores originadas por movimentos subordinados à falha maior ou por eventuais reativações.

Em Oliveira (1983) há a descrição de seis diferentes faixas litológicas sendo distribuídas pelas unidades dos complexos **Juiz de Fora e Barbacena**.

Hasui *et al.* (1984) afirmam que os falhamentos transcorrentes tendem a se localizar na região central de vasta estrutura divergente, o megassinclínório anteriormente delimitado por Moraes Rego (1933) e Lamego (1936). Propõem ainda chamar o conjunto formado pelo Lineamento de Além Paraíba e pelas Falhas de Cubatão (Almeida, 1953), Taxaquara (Hennies *et al.*, 1967), Itapeúna e de Lancinhas, de Faixa de Cisalhamento São Paulo. A transcorrência para Hasui *et al.* (1984) teria ocorrido no final do Brasileiro.

Para Hasui *et al.* (1984) a estrutura divergente precederia as faixas transcorrentes. Supõem que ela talvez tenha se formado durante evento distensional posterior ao Transamazônico e anterior ao Brasileiro, durante o qual depositaram-se sedimentos clásticos e químicos (Grupo Açunguí).

Chrispin & Tupinambá (1989), baseados em informações verbais de H. Dayan (1988), supõem a existência de transpressão e *strike-slip duplexes* na região. Propõem ainda denominar a estrutura como um todo de "Zona de Cisalhamento do Paraíba do Sul", admitindo a continuidade do Lineamento de Além Paraíba com a Zona de Cisalhamento ou Lineamento de Guaçuí (cf. Lammerer, 1987), localizada no Sul do Espírito Santo, após uma inflexão da atitude das foliações para norte. A

movimentação dextrógira transcorrente, bem como a transposição de foliações anteriores foram admitidas, (já descritas anteriormente por Campanha, 1980;1981).

Dayan e Keller (1989) também estudaram o Lineamento de Além Paraíba nas cercanias de Três Rios (RJ) realizando os primeiros estudos de quantificação de deformação na região, encontrando um padrão nas zonas de maior concentração de deformação e confirmando também a predominância de movimentos transcorrentes. Dayan e Keller são ainda responsáveis pela interpretação de um regime de caráter transpressivo (Sanderson e Marchini, 1983) predominando cisalhamento rotacional, predominantemente simples, com o eixo principal de estiramento posicionado horizontalmente, com direção 060-240.

Segundo Corrêa Neto (1995), Heilbron *et al.* Baseando-se em Lamego (1936) e conciliando as idéias propostas por Ebert (1955, 1968), Rosier (1965), Campanha (1980 e, 1981) e Dayan & Keller (1989) apresentam uma evolução polifásica para a região, e durante o estágio compressivo, empurrões subhorizontais com vergência para NW teriam se formado. Ainda segundo os autores, posteriormente a deformação se concentrou na a região do atual leito do Rio Paraíba do Sul, verticalizando os falhamentos. Concomitante a este evento, formar-se-ia o megassinclinório, e terminado a fase compressiva, estabeleceria um regime de transcorrência dextrógira.

Corrêa Neto *et al.* (1993) e Dayan *et al.* (1993) confirmam que a Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul é parte de um sistema de falhas que agrupa deste a falha de Lancinha, no Paraná, até a falha de Cubatão, em São Paulo, defletindo rumo ao norte, tendo continuidade no Lineamento Guaçuí, no Espírito Santo. Estes autores confirmam ainda o regime transpressivo, através da análise de petrotramas de eixo-c de quartzo. Corrêa Neto *et al.* (1993) com base na análise estrutural da região, acabam por adaptar um modelo de estrutura em flor positiva (Harding & Lowell, 1979), como o

que melhor se adequaria a região, explicando desta forma o soerguimento de blocos, os empurrões verticais e o estiramento ocorrido nesta mesma direção, conforme já anteriormente sugerido por Brenner *et al.* (1982), Barbosa *et al.* (1981) e Dayan & Keller (1989).

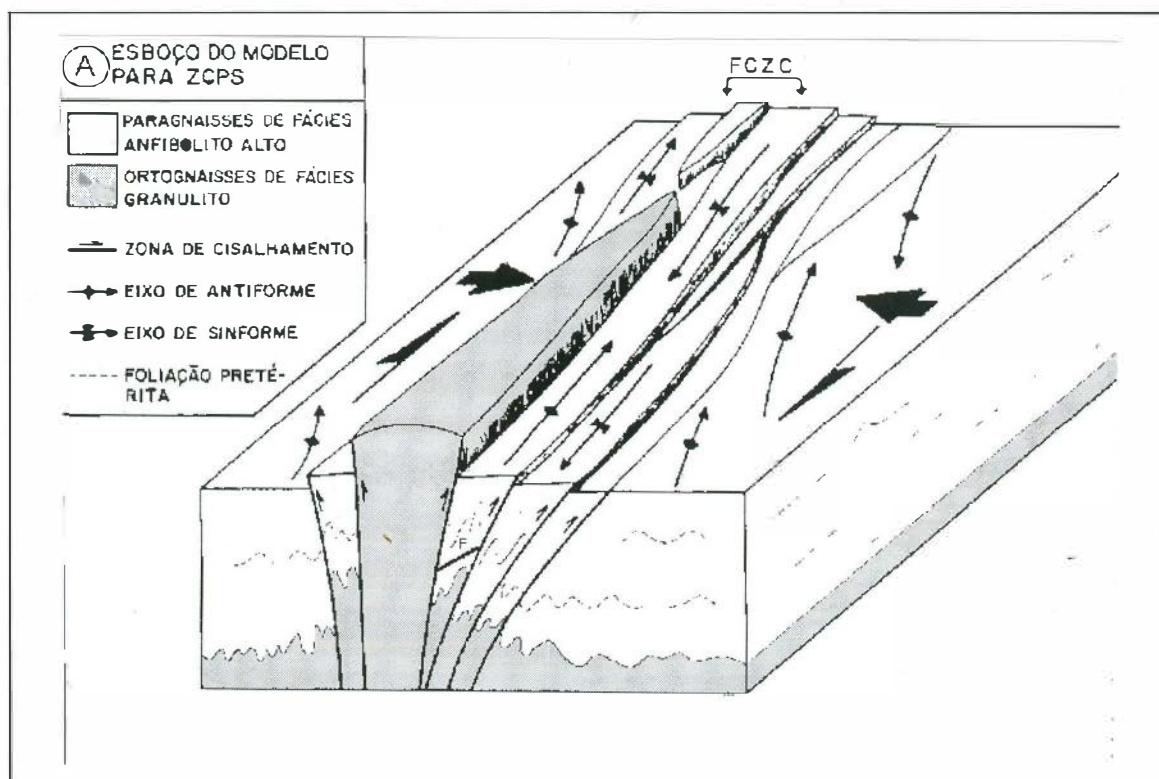


Figura 09: Modelo de estrutura em flor positiva adaptada por Corrêa Neto, 1995.

Endo & Machado (1993, *in* Corrêa Neto, 1995) e Machado & Endo (1993, *idem*) propuseram um complexo sistema de faixas transpressivas brasileiras, denominado Cinturão de Cisalhamento Atlântico, do qual faria parte o Sistema de Cisalhamento Atlântico, denominação dada por eles à Faixa Ribeira. Este sistema seria composto por diversas zonas de cisalhamento, e dentre estas destacaria-se a Zona de Cisalhamento Além-Paraíba-Taxaquara-Lancinha, inserida no Lineamento de Além Paraíba. Estes autores consideram ainda, a hipótese da existência de uma megaestrutura

em flor, que controlaria a disposição das unidades litoestratigráficas bem como as foliações tectônicas da região.

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.

No seu relatório de conclusão de curso, Carneiro, (1996) delimitou uma Zona Milonítica Principal em contraposição a um Domínio Regional. O autor observou ser, o padrão anastomótico, uma característica penetrativa na área, podendo ser observada em todas as escalas, desde a microscópica, em *ribbons* de quartzo, até nas escalas meso e macroscópicas, dadas pelas separações de corpos menos deformados no campo, até a sinuosidade do limite SE da Zona Milonítica Principal, confirmando as análises já realizadas por Dayan (1993) e Corrêa Neto (1995). Identificou ainda, a presença de quatro litotipos diferentes: Hornblenda-biotita gnaisses, Biotita gnaisses com intercalações de quartzitos, Gnaisses Quartzo-Feldspáticos e Rochas charnockíticas, ratificando os litotipos descritos anteriormente por Corrêa Neto (1995).

Canha (2000) e Pasin (2000), em seus respectivos relatórios finais de estágio de campo – IV, descrevem foliações miloníticas com mergulho variando entre 65° e 90°, como também lineação mineral com mergulho sub-horizontal, ao da Falha de Santo Antônio de Pádua.

IV – GEOLOGIA REGIONAL

4.1 – ESTRATIGRAFIA:

A divisão aqui adotada corresponde àquela apresentada no texto explicativo da Folha Geológica de Santo Antônio de Pádua (Figura 10), publicação do DRM em 1980, baseada, mas com algumas modificações, no mapeamento realizado por Grossi Sad e Donadello Moreira de 1978 (Figura 11).

Divisão / Ano	Grossi Sad e Donadello Moreira (1978)	DRM (1980)
————	Diques Máficos	Diques Máficos
————	Leptito Serra das Frecheiras	Leptito Serra das Frecheiras
Agrupamento I	Charnockito Serra da Bolívia	Unidade Bela Joana
Agrupamento II	Unidade Macuco Unidade Serra Vermelha Unidade Itaocara	Unidade Macuco Unidade Serra Vermelha Unidade Santo Eduardo

Figura 10: Tabela com Subdivisão estratigráfica segundo: Grossi Sad e Donadello Moreira, 1978; Departamento de Recursos Minerais (DRM), 1980.

AGRUPAMENTO 2:

O Agrupamento 2 reúne rochas de caráter grauvaquiano, com intercalações de arenitos, calcários e margas, depositadas em ambiente geossinclinal nas fácies anfibolito alto e granulito e arrançadas segundo uma estrutura sinforme regional.

Este agrupamento é correlacionado ao Grupo Paraíba do Sul e foi dividido em três unidades, nas folhas de Santo Antônio de Pádua, Santa Maria Madalena e Trajano de Moraes: Unidade Santo Eduardo, Unidade Serra Vermelha e Unidade Macuco.

- **Unidade Santo Eduardo**

Esta unidade aflora na maior parte da folha Santo Antônio de Pádua flanqueando o núcleo do Sinforme de Santa Maria Madalena, ocupando toda a área Nordeste da Serra da Caledônia (figura 05), exceto as porções onde ocorrem os Leptitos da Serra das Frecheiras e os Charnockitos da Serra da Bolívia (figura 05), e também uma pequena parcela no canto inferior direito da folha Santo Antônio de Pádua.

As principais litologias desta Unidade foram separadas em cinco grupos: biotita-gnaisses e migmatitos; biotita-granada-gnaisses e migmatitos; anfibólio-biotita gnaisses; quartzito e quartzo-xistos; granulitos e mármore dolomíticos.

- **Unidade Serra Vermelha**

As rochas desta Unidade foram originalmente descritas na folha Santa Maria Madalena (Grossi Sad e Donadello Moreira, 1978) e exibem continuidade litológica e estrutural na folha Santo Antônio de Pádua. Compõe-se de mármore calcíticos e dolomíticos, anfibolitos e gnaisses pelíticos. Duas faixas de exposição estão presentes

- **Unidade Macuco**

Esta Unidade foi definida a partir de exposições a NE da cidade de Macuco, na folha Santa Maria Madalena, por Grossi Sad e Donadello Moreira em 1978. Ocorre em uma faixa com 1,5 Km de extensão e 2,5 a 3,5 Km de largura, limitada a NW e a SE por rochas da Unidade Serra Vermelha, formando o núcleo da estrutura denominada

Sinforme de Santa Maria Madalena. As exposições da Unidade são pouco salientes, portando biotita gnaisses, biotita granada gnaisses, anfibólio gnaisses, anfibólitos, produtos migmatizados destas rochas e pegmatitos.

AGRUPAMENTO 1 – UNIDADE BELA JOANA (Charnockito Serra da Bolívia)

Na folha Santo Antônio de Pádua foram identificadas rochas da série charnockítica correspondente a tipos básicos (gabros e noritos) e intermediários (dioritos, tonalitos e quartzo monzonitos), com ausência da parte ácida.

Dois corpos foram mapeados, nas Serras da Bolívia e José de Melo (figura 05). São corpos alongados, com formas lenticulares e contatos bruscos, apresentando assim um caráter de intrusão ao longo de estratos dobrados da encaixante. O maciço da Serra de José de Melo tem extensão mínima de 10 Km e largura máxima de 2 Km, enquanto que o maciço da Serra da Bolívia tem extensão mínima de 15 Km e largura máxima de 3 Km.

A origem destas rochas está ligada a diferenciação magmática com assimilação parcial das encaixantes.

LEPTITO SERRA DAS FRECHEIRAS

G. F. Rosier, em 1957, descreveu leptitos na folha de Santo Antônio de Pádua, referindo-se aos “... leptitos de granulação fina...” ao sul de Ibitiguaçu e Ibitiporã (figura 05). O termo leptito é utilizado para descrever rochas essencialmente formadas por microclina e quartzo com trama gnaissica muito fina.

Dois corpos foram identificados nos flancos da Serra das Frecheiras, um com aproximadamente 5 Km de extensão e 250 m de largura e outro com 2,5 Km de extensão e 150 m de largura.

DIQUES MÁFICOS

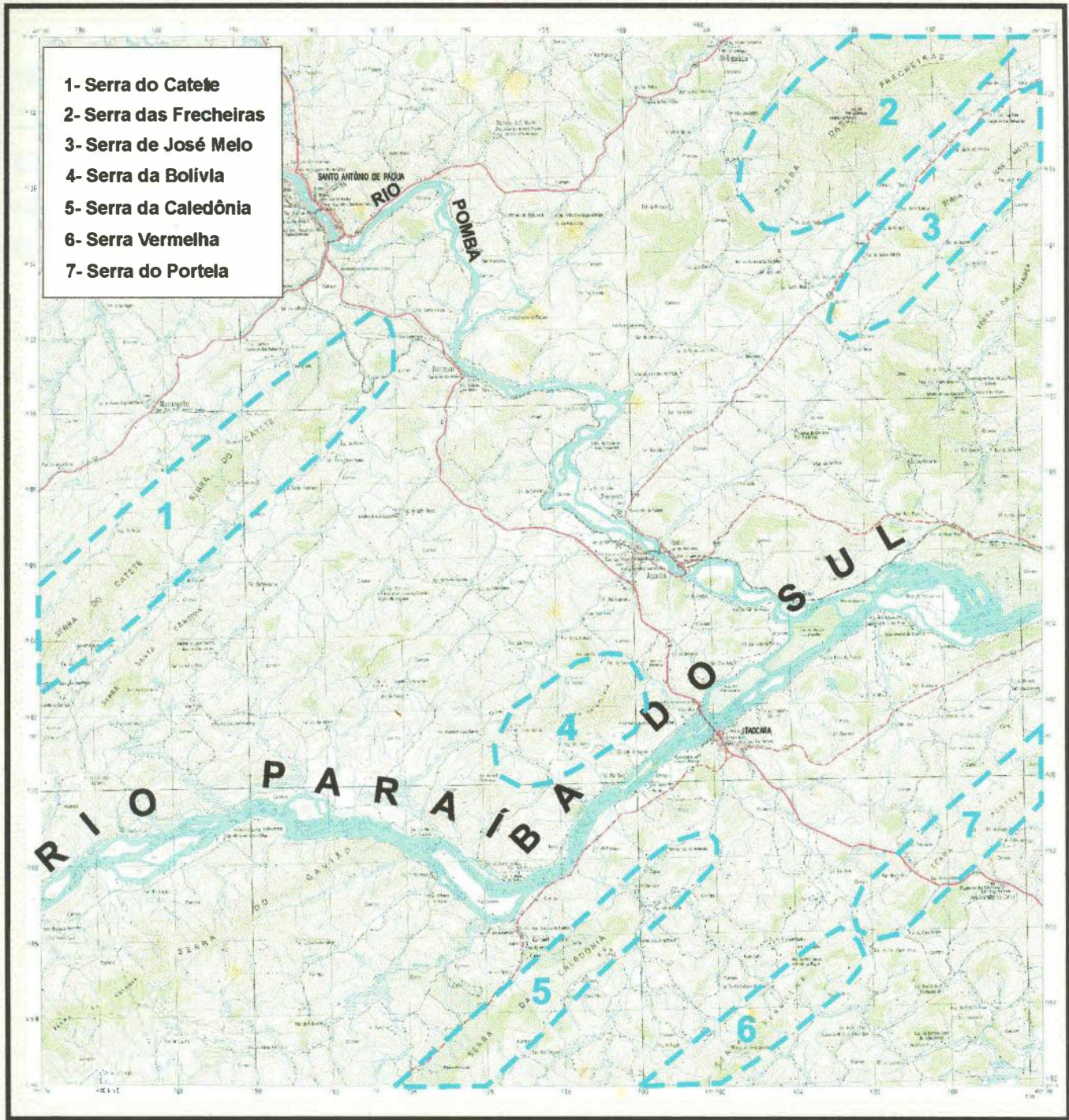
Foram identificados corpos em forma de diques portando diabásio não metamorfizado, possuindo 0,5 a 4 Km de extensão e largura inferior a 50 m. São paralelos entre si arranjados segundo N45E e são atribuídos ao magmatismo Cretácico / Terciário do Brasil meridional.

A estrutura da folha de Santo Antônio de Pádua é complexa, especialmente se considerarmos que a área foi submetida a processos metamórficos e plutônicos.

Apesar da ausência de estruturas sedimentares, o registro sedimentar é óbvio, demonstrado pela presença de mármore e quartzitos.

A sequência metassedimentar representada pelo Grupo Paraíba do Sul se distribui segundo um grande sinforme, denominado Sinforme de Santa Maria Madalena, cujo eixo tem atitude N46E e é subhorizontal. No centro desta estrutura, a Unidade Macuco encontra-se verticalizada, concordante com as Unidades Santo Eduardo e Serra Vermelha.

Dois conjuntos de falhas são observados nesta região: (1) *Tear faults*, em “S” ou de deslocamento sinistro verticalizadas deslocam os contatos das Unidades, quando transversais ao sinforme; (2) um conjunto mais antigo que as *tear faults*, de caráter direcional e paralelas ao eixo do sinforme.



- 1- Serra do Catete
- 2- Serra das Frecheiras
- 3- Serra de José Melo
- 4- Serra da Bolívia
- 5- Serra da Caledônia
- 6- Serra Vermelha
- 7- Serra do Portela

ESCALA GRÁFICA

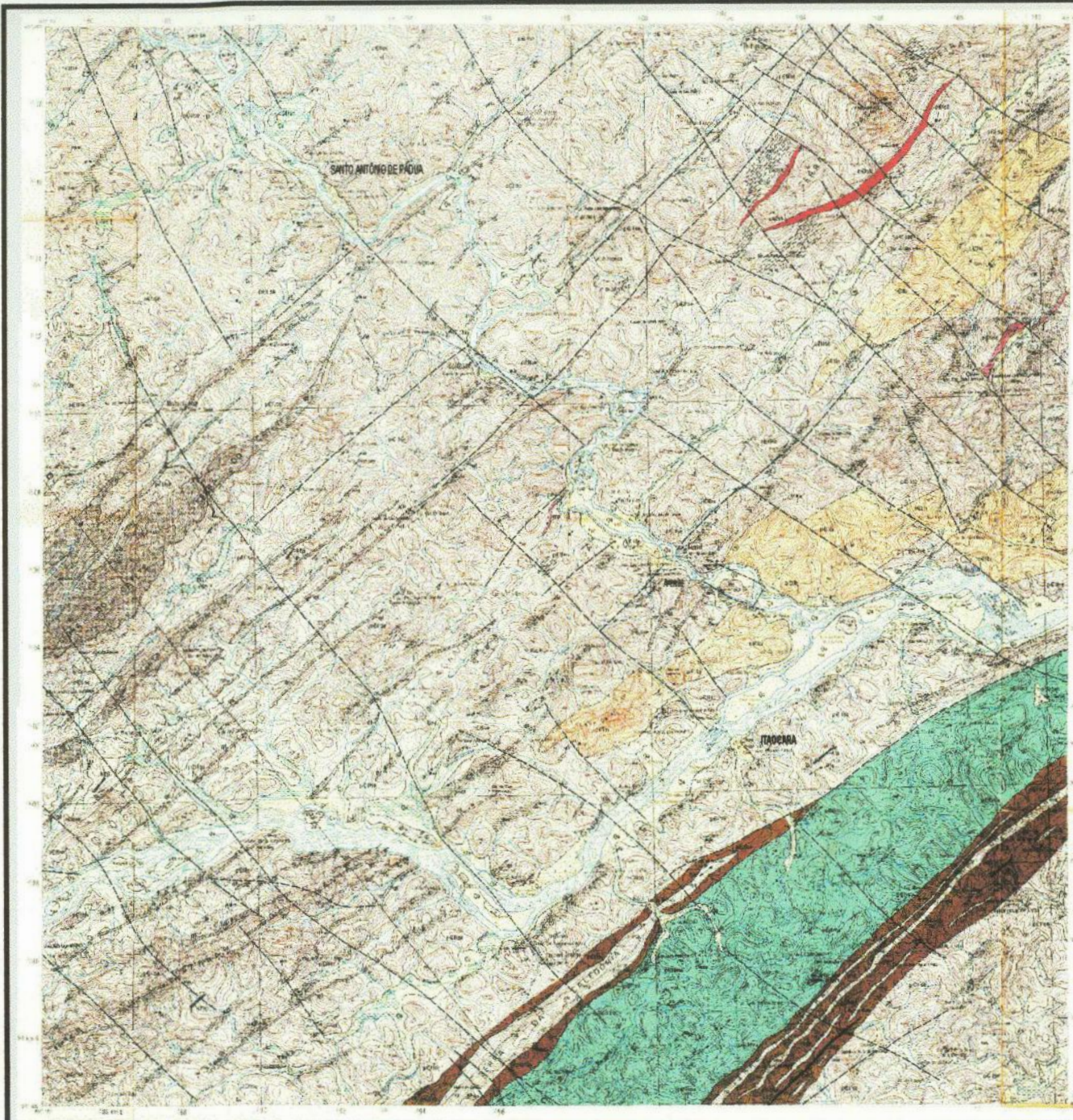


Figura 5: Mapa de localização dos principais acidentes geográficos, na área de abrangência da Folha Santo Antônio de Pádua (SF-23-X-D-VI-2). Este mapa consiste na redução da Folha Santo Antônio de Pádua (SF-23-X-D-VI-2) publicada pelo IBGE com escala 1/50.000.

MUNICÍPIO DE SANTO ANTÔNIO DE PÁDUA



30 Figura 06: Mapa Hidrográfico do município de Santo Antônio de Pádua (RJ).



LEGENDA

Aluviões de várzea superficial

- Aluviões em várzea
- Aluviões em várzea

LEPTITO DEBIL DAS FREIXEIRAS: granito fibroso de coloração a levemente amarelada a marrom, com obras típicas, contendo de 10% a 15% de quartzo.

UNIDADE DA SERRA VERMELHA: granito fibroso de coloração a levemente amarelada a marrom, com obras típicas, contendo de 10% a 15% de quartzo.

UNIDADE SANTO EDUARDO: granito fibroso de coloração a levemente amarelada a marrom, com obras típicas, contendo de 10% a 15% de quartzo.

<p>— Contorno do relevo</p> <p>— Contorno aplanado</p> <p>— Contorno arredondado</p> <p>— Contorno transicional</p> <p>— Falha vertical normal</p> <p>— Falha normal</p> <p>— Direção e margem do plano de dobra</p> <p>— Direção e margem do plano de dobra</p> <p>— Direção de plano axial vertical de dobra</p> <p>— Rio e curso de água de 1ª ordem</p> <p>— Rio de 2ª ordem</p>	<p>— Direção e margem de falção</p> <p>— Direção de falção vertical</p> <p>— Zona tectônica</p> <p>— Nota de nível em altitude</p> <p>— Nota de nível</p> <p>— Nota de nível</p> <p>— Nota de nível</p> <p>— Nota de nível</p> <p>— Nota de nível</p> <p>— Nota de nível</p> <p>— Nota de nível</p> <p>— Nota de nível</p> <p>— Nota de nível</p>
--	---



Figura 09: Mapa geológico Folha SF-23-X-D-VI-2 (Santo Antônio de Pádua) - Projeto - CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO - DRM - 1980.. Redução de carta geológica realizada pela GEOSOL LTDA, escala original 1/50.000.

V. GEOLOGIA LOCAL

5.1. INTRODUÇÃO

Este trabalho foi realizado sob o enfoque da geologia estrutural, sendo que a maior parte do levantamento de campo ter se realizado em um único litotipo, foi possível delimitar dois domínios litológicos distintos, aqui denominados de, Domínio Regional (Gnaiss bandado) e Domínio da Zona de Falha (Granulito e Ortognaiss quartzo-feldspático).

5.2. LITOLOGIA

5.2.1. Domínio Regional

A - Gnaiss Bandado

Ocorre bordejando a Zona de Falha tanto a NW quanto SE desta, não ficando muito claro, embora haja algumas evidências de contato tectônico (foto 02), a natureza do contato entre este gnaiss e o Granulito ocorrente na Zona de Falha.

Caracteriza-se uma rocha de cor cinza escuro, fortemente bandada, de grã média sendo constituída principalmente por quartzo, feldspato, pirobólios e biotita (foto 03), ocorrendo também domínios com granada. Ocorrem também na Zona de Falha onde podem ser observadas a presença de fitas de quartzo, conferindo à rocha um aspecto mais finamente foliado (foto 04).

Apresenta estrutura bandada, com bandas variando de milimétrica a centimétrica, sendo formadas por domínios quartzo-feldspáticos e domínios máficos (biotita e pirobólios).

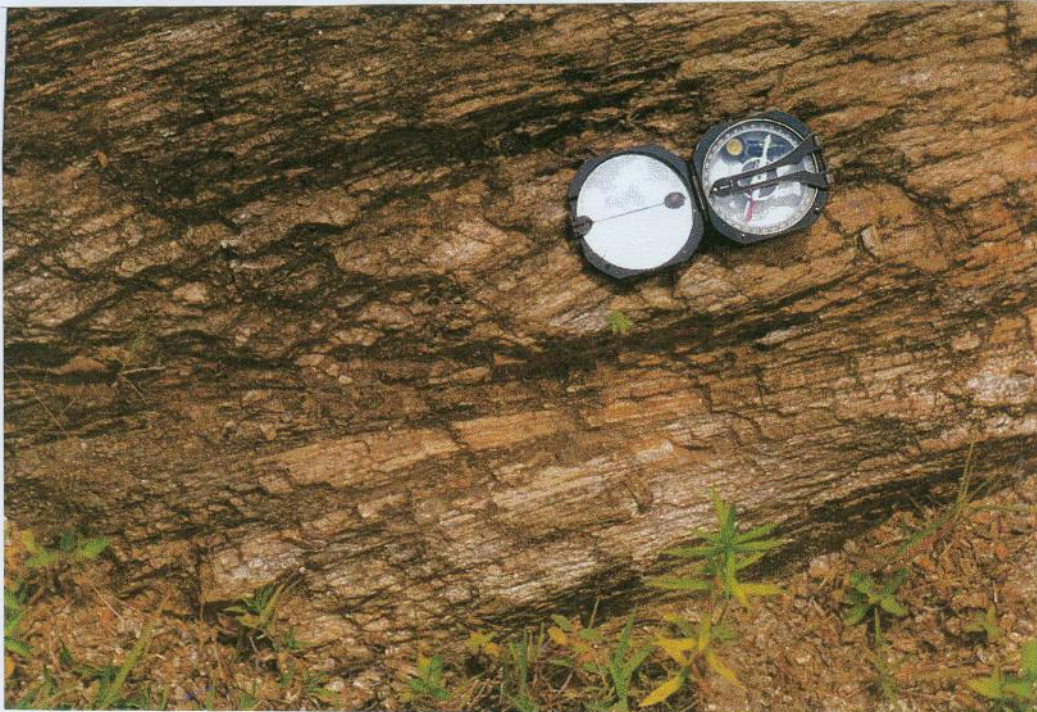


Foto 02: Foliação truncada em gnaiss Bandado, próximo à Zona de Falha.



Foto 03: Gnaiss bandado em domínio regional.



Foto 04: Gnaiss bandado na Zona de Falha.

5.2.2. Domínio da Zona de Falha

A - Granulitos

Os Granulitos em geral são rochas de cor verde de tonalidade escura (foto 05), com estrutura em geral bandada. Esta rocha de modo geral não é explorada comercialmente, sendo denominada pelos mineradores, de “*moledo*”, denominação usada para qualquer tipo litológico cuja exploração não é economicamente viável. A mineralogia principal do chamado “*moledo*”, segundo Novellino (1999) e Pasin (2000), é constituída principalmente de piroxênio, anfibólio, plagioclásio, biotita, granada e quartzo. Entretanto, esta composição mineralógica não é constante, ora predominando tipos com grande quantidade de quartzo e diminuição do piroxênio e anfibólio, ora com decréscimo de quartzo e aumento no percentual de piroxênio e

anfibólio. A foliação da rocha é aspecto marcante em todos os afloramentos observados, sendo dada pela alternância de bandas félsicas (quartzo-feldspáticas) e máficas (piroxênio, anfibólio e biotita). O quartzo pode ainda formar fitas que se dispõem paralelamente ao plano da foliação.



Foto 05: Granulito finamente foliado na Zona de Falha.

B – Ortognaisse quartzo-feldspático

Conhecida pelos mineradores da região como *Pedra Madeira* ou *Pedra Paduana*, é uma rocha de grande importância econômica, podendo ser considerada como minério, pois apresenta preço médio de mercado em torno de R\$ 35,00 por tonelada. Sua cor varia de amarelo à branco, quando mais alterada, passando colorações de tons rosa à verde quando pouco ou não intemperizadas (fotos 06 e 07). Apresenta granulometria em geral média, tornando-se fina quando mais deformadas, sendo também observados níveis porfiroclásticos mais grosseiros de espessura decimétricas (foto 08).

Ocorre na forma de corpos tabulares encaixados na Falha de Santo Antônio de Pádua. No levantamento de detalhe da Zona de Falha realizado nas Pedreira, Vicente Carlos Inocência ME e Crésio Machado da Silva ME, foi reconhecido a ocorrência de dois corpos dispostos em faixas paralelas, sendo que a nordeste da área detalhada, foi observado a existência de uma terceira faixa também paralela às duas já mencionadas, localizada à SE das mesmas.

Esta rocha ocorre intercalada com o granulito, sendo a natureza deste contato de caráter intrusivo, podendo ser observado no ponto MG – 14, contato interdigitado com o granulito (figura 12). São observados a presença de xenólitos (foto 09) e pequenos núcleos ricos em pirobólios dentro deste corpo, que segundo informação pessoal de Joel G. Valença, seriam xenólitos assimilados (foto 10).



Foto 06: Ortognaisse quartzo-feldspático, seção B (figura 03), onde podemos observar a lineação mineral. O plano de exposição é sub-vertical.



Foto 07: Ortognaisse quartzo-feldspático, seção A (figura 03), onde pode ser observado o seu aspecto finamente foliado (foliação milonítica). O plano de exposição é sub-horizontal.

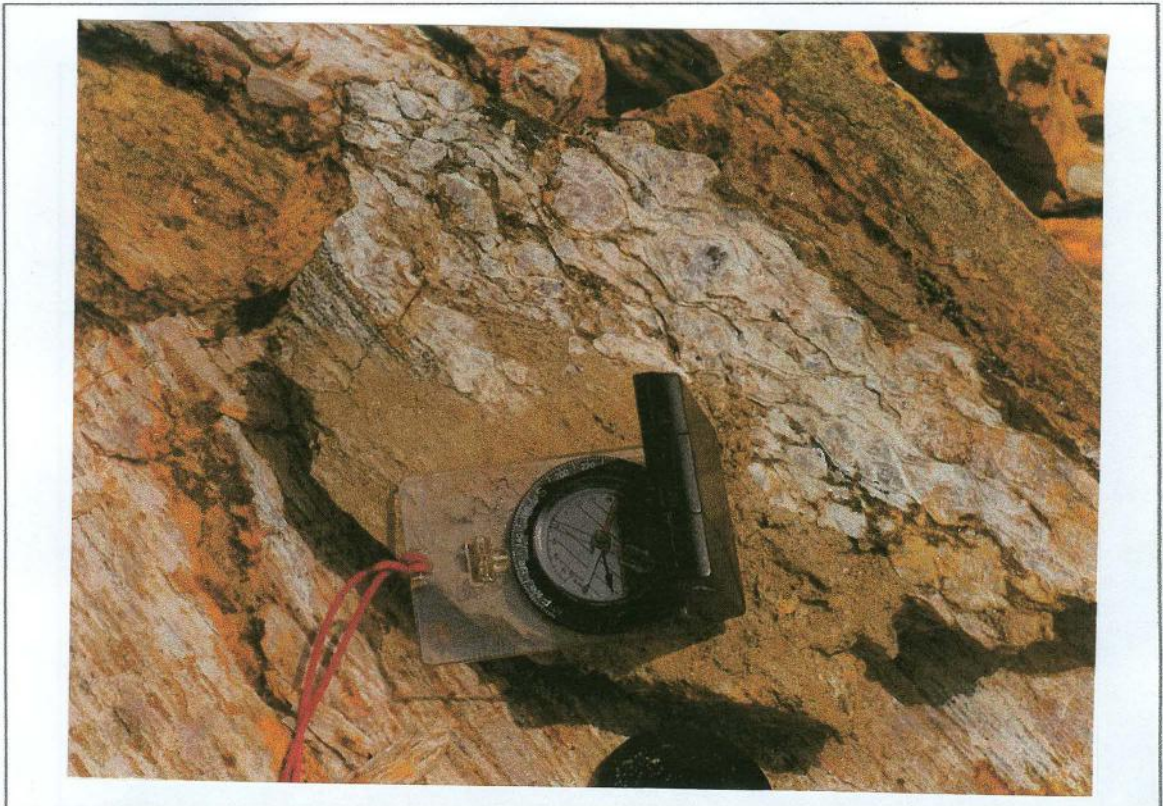


Foto 08: Nível porfiroclástico em ortogneisse quartzo-feldspático.

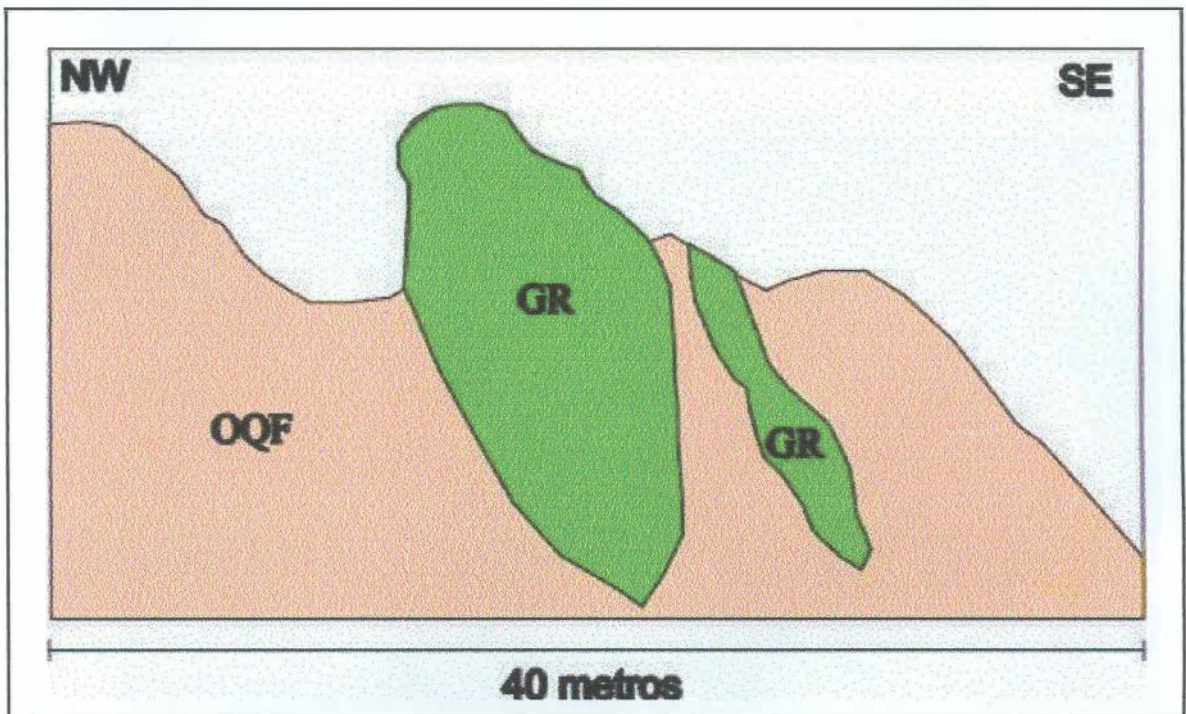


Figura 12: Perfil esquemático no ponto MG-14.

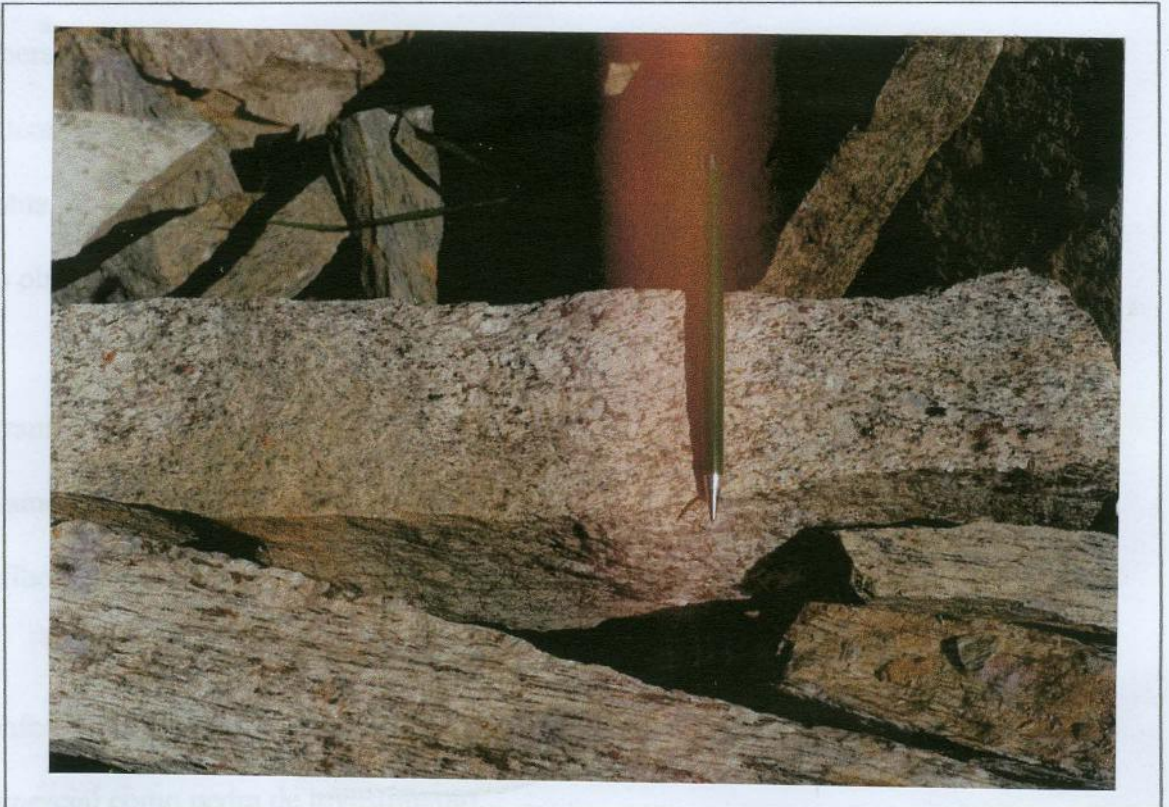


Foto 09: Xenólito de granulito incluído no ortogneisse quartzo-feldspático.



Foto 10: Xenólito de granulito parcialmente assimilado.

Sua mineralogia é essencialmente quartzo-feldspática, constituindo estes minerais responsáveis mais de 90% da composição da rocha, em percentuais praticamente iguais de microclina, Plagioclásio e quartzo, os principais acessórios são biotita, anfibólios, alanita, apatita, opacos e mais raramente titanita e zircão. Também são observados associados à hidrotermalismo, carbonatos e sulfetos.

A rocha exibe uma trama em geral milonítica, e em zonas de maior deformação, ultramilonítica. Porfiroclastos com tamanhos de grão variando de 0,1 à 2 cm e mais raramente chegando à 10 cm (foto 11), em geral de feldspato e com menor frequência, anfibólio, são observados inclusos em matriz granoblástica de grã fina.

A foliação milonítica é muito bem desenvolvida (ver em geologia estrutural), conferindo à rocha um excelente plano de clivagem, permitindo sua exploração comercial como pedra de revestimento.

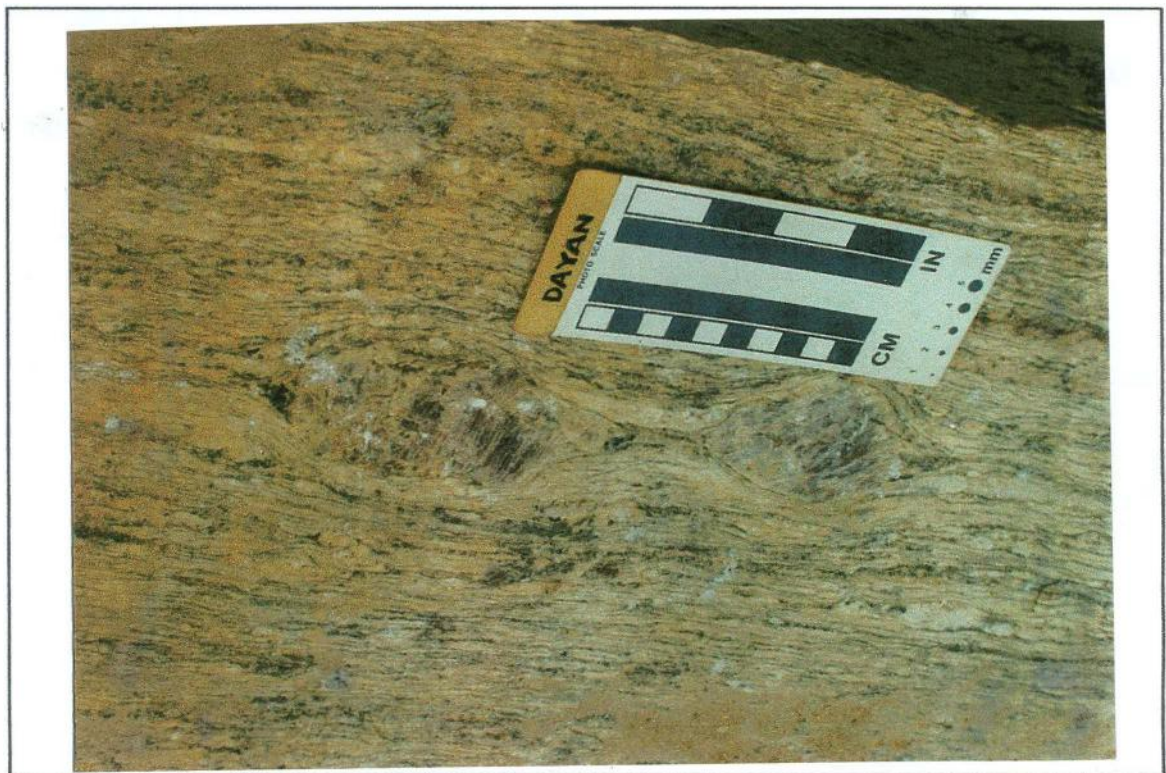


Foto 11: Porfiroclastos decimétricos de feldspato.

Descrição dos Minerais

- Feldspatos

Predominam o feldspato potássico (microclina) e plagioclásio, ocorrendo ambos com mesma porcentagem. O álcalifeldspato aparece de duas maneiras: como porfiroclastos de microclina e como pequenos cristais de microclina na matriz granoblástica. O plagioclásio aparece na forma de pequeninos cristais na matriz ou raros porfiroclastos recristalizados.

- Quartzo

Este mineral se faz presente na forma de pequenos cristais poligonizados que compõem a matriz granoblástica, ou então na forma de fitas paralelas ou subparalelas a foliação da rocha e como inclusões arredondadas em feldspatos.

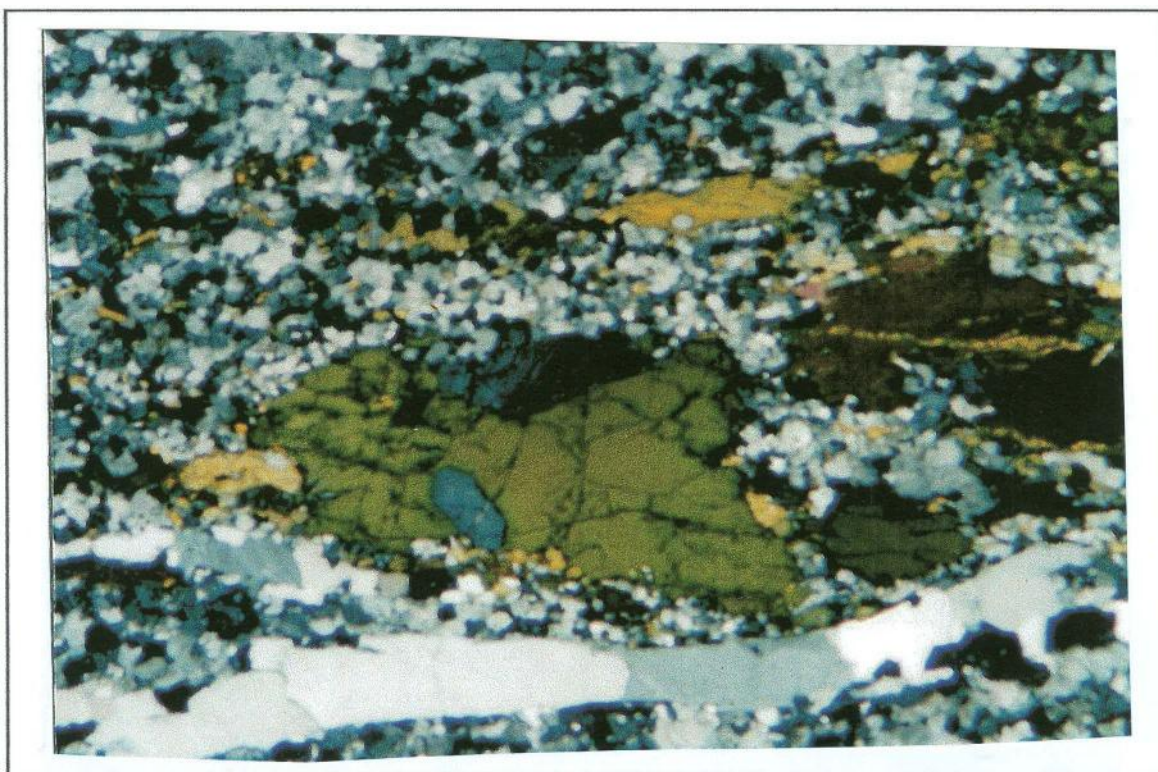
As fitas são mono e policristalinas, sendo visíveis tanto em escala de mão quanto em escala microscópica (Fotomicrografia 01-A e 01-B) exibindo em geral, extinção brusca. Os cristais poligonizados apresentam-se com extinção ondulante forte, demonstrando terem sofrido deformação. As fitas estão deformadas tanto dúctil quanto rutilmente. Os cristais que formam as fitas têm tamanhos máximos de 3 mm, com dimensão maior ao longo da foliação, as inclusões, diâmetro de 0,2 mm e os cristais da matriz, até 0,5 mm.



Fotomicrografias 01-A e 01-B: Fitas de quartzo. Seção A (figura 03).

- **Anfibólio**

O anfibólio encontrado nesta rocha é uma hornblenda hipidiomórfica a xenomórfica, com forte absorção e pleocróica, que varia de verde – amarelado claro até verde bem escuro. Dispõe-se principalmente como pequenos cristais na matriz e mais raramente como porfiroclastos (fotomicrografia 02). São cristais alongados e orientados segundo a foliação, apresentando clivagens bem desenvolvidas e indícios de deformação dúctil (bandas de deformação) e rúptil (muitas fraturas, vistas principalmente nos cristais maiores).



Fotomicrografia 02: Porfiroclasto de anfibólio com inclusão de apatita (lâmina MG-21).

- **Acessórios**

Os acessórios principais são: biotita, alanita, opacos, apatita, titanita e zircão. A biotita apresenta variedades amarelo claro até marrom escuro, ocorre na forma de pequenos cristais hipidiomórficos a xenomórficos tabulares, agregados ou não, com tamanhos que variam de 0,1 a 0,4 mm (dimensão maior).

Alanita é mineral muito freqüente, sendo bem visível até em escala de mão (foto 12). Ocorre em cristais em geral de forma circular, com diâmetros de até 0,5 mm.

A apatita ocorre como cristais na matriz ou como inclusões (fotomicrografia 02). Os grãos possuem formas ovais, com diâmetros de até 0,2 mm.

Titanita não é mineral muito freqüente, mas aparece na matriz, Em geral os cristais são hipidiomórficas e pleocróicos, varia de amarelo claro a escuro.

O zircão também muito raro, aparece como pequenos cristais na matriz. Possui formas arredondadas a ovóides, com diâmetros máximos de 0,1 mm e uma birrefringência anômala.

Os minerais opacos não ultrapassam 0,2 mm e possuem formas arredondadas ou são xenomórficos.

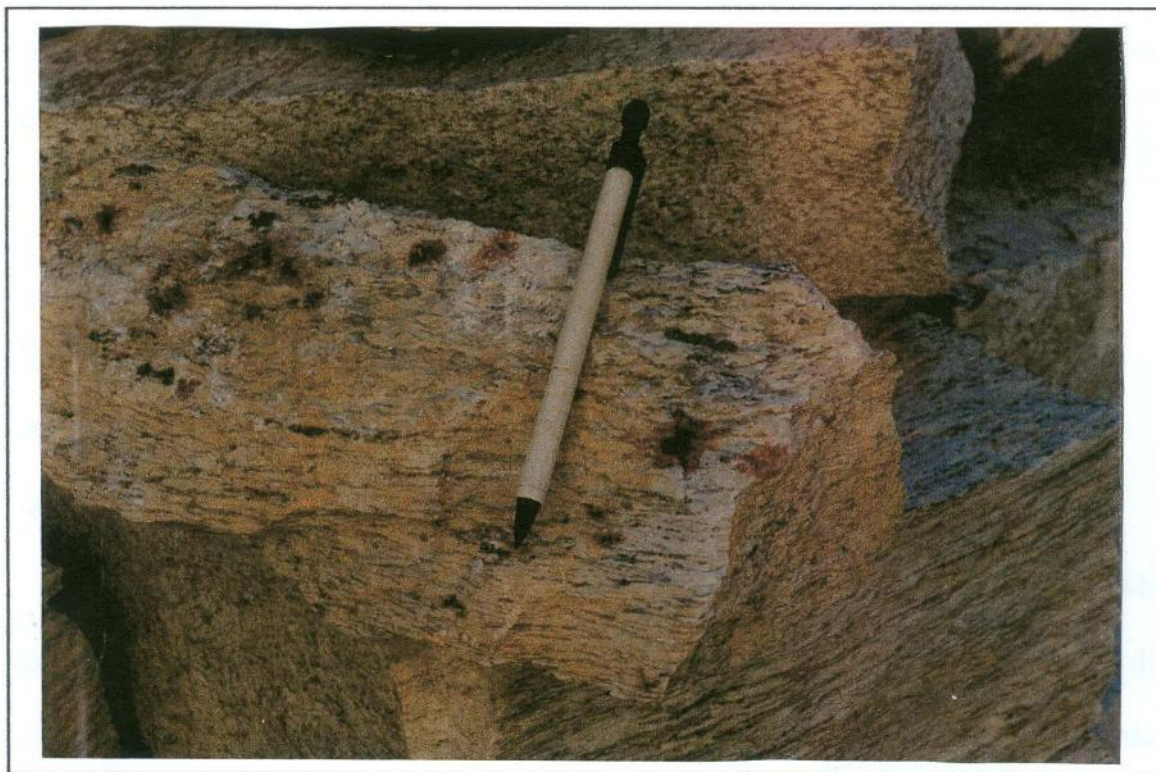


Foto 12: Alunite em orto-gnaiss quartzo-feldspático, com dimensão centimétrica.

5.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Para facilitar os estudos a área foi dividida em dois domínios estruturais, já citados no capítulo anterior, um composto de estruturas regionais, e outro com predomínio de zonas de cisalhamento, que delimitada a de Zona de Falha.

A Zona de Falha é composta por rochas que se encontram fortemente milonitizadas, sendo formadas por lentes anastomóticas muito estiradas, as vezes ultramiloníticas, separando núcleos com grau menor de deformação. Esta zona apresenta uma espessura média em torno de 300 metros, tendo como característica uma foliação milonítica bem desenvolvida não verticalizada, apresentando um mergulho de alto ângulo (em média 64°) para SE.

5.3.1. ELEMENTOS ESTRUTURAIS

A) PLANARES

A.1 - Foliação Milonítica

A foliação milonítica, desenvolvida nas zonas de maior deformação, é definida por fitas de quartzo e também, algumas vezes, por agregados submilimétricos de minerais máficos, especialmente biotita. Apresentam espaçamento que em geral não ultrapassam 0,5 mm, sendo caracterizado-se pelo pronunciado paralelismo entre as fitas de quartzo ou pelos agregados máficos, conferindo à rocha um aspecto fortemente laminado (foto 06 e 13).

Fitas monominerálicas policristalinas de quartzo ocorrem em todas as rochas milonitizadas. Sendo observadas desde a amostra de mão, até em escala microscópica, mostrando-se formadas por cristais de quartzo límpido, apresentando-se normalmente

livres de sinais de deformação, com pouca ou nenhuma extinção ondulante. São observadas fitas retilíneas principalmente nas áreas de maior deformação, mostrando-se anastomosadas, quando defletidas pela presença de porfiroclastos. Tridimensionalmente, estas fitas apresentam-se oblatas (figura 13), possuindo eixo maior paralelo à direção da foliação milonítica.

Dados analisados no programa QuickPlot (Everdingen & Van Gool, 1990) demonstra um caimento médio de 64° para esta foliação com strike em torno de $040^\circ/220^\circ$, pouco variando ao longo da área mapeada (ver figura 14 e anexo 1, mapa geológico-estrutural), apresentando porém significativa variação de mergulho ao longo da Zona de Falha como pode ser observado no anexo 1, com ângulos de mergulho aumentando de NE para SW.

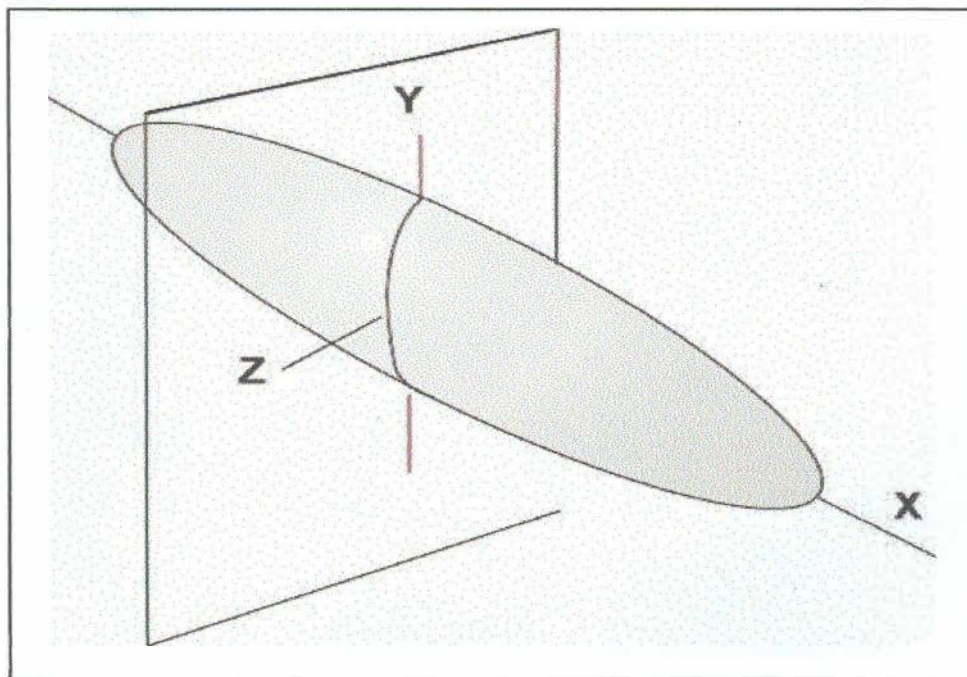


Figura 13: Desenho esquemático das fitas de quartzo.

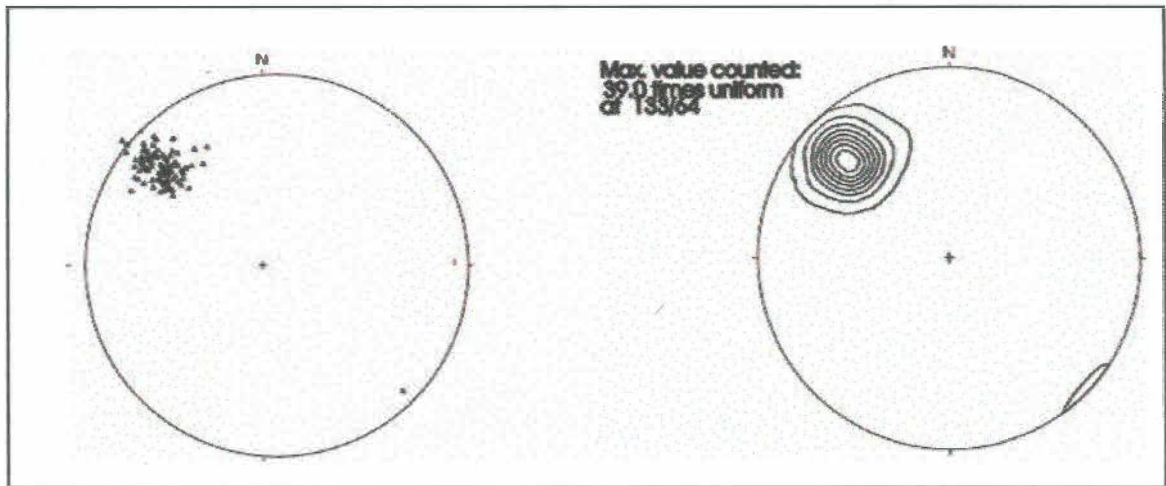


Figura 14: Pólos de foliação milonítica, com e sem contagem, rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. Isolinhas de frequência: 1, 5, 10, 15, 20, 25, 30 e 35%.

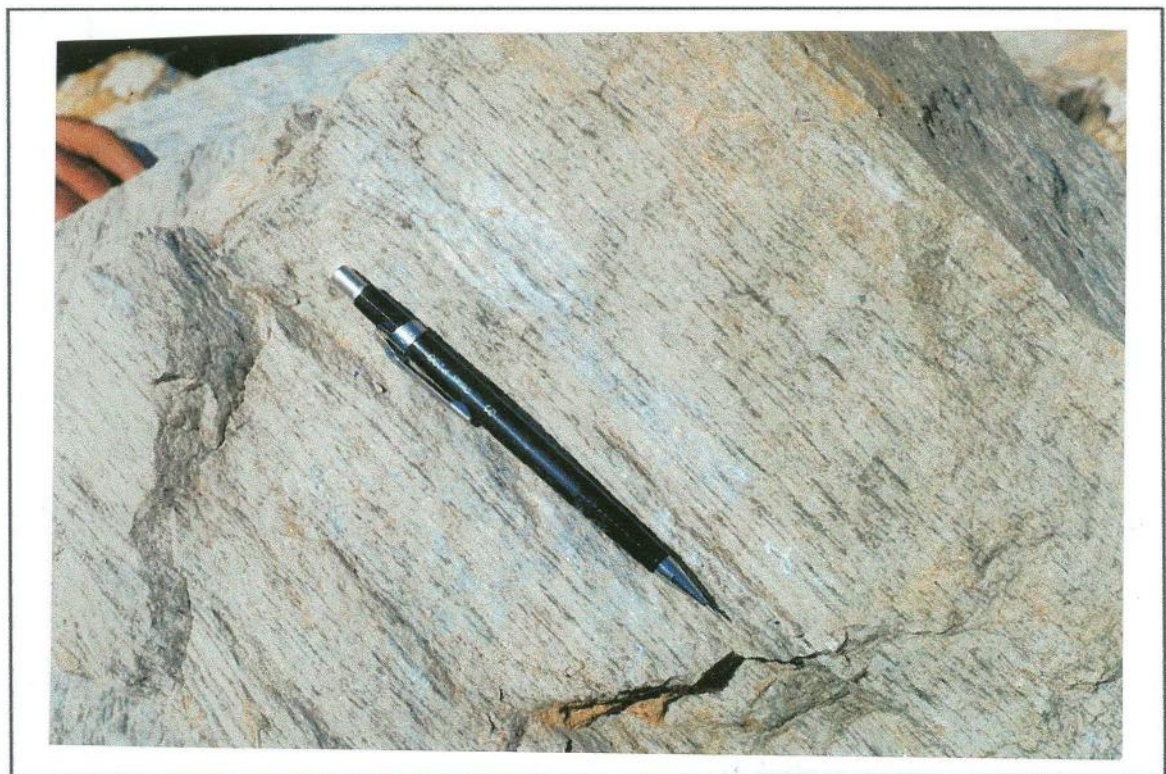


Foto 13: Detalhe da foliação milonítica.

A.2 - Foliação Regional

A foliação regional não milonítica é definida principalmente por orientação de minerais máficos planares (biotitas) que podem apresentar conjuntamente cristais de hornblenda e minerais opacos, que ao se intercalarem com níveis ricos em quartzo e feldspatos, conferem à rocha com bandamento composicional, cuja espessura varia de centimétrica a milimétrica.

Esta foliação apresenta atitudes com strike de 035° - $045^{\circ}/215^{\circ}$ - 225° , mergulho médio de 64° para SE (figura 15), este mergulho apresenta significativa variação, sendo mais suave à NW da Zona de Falha, verticalizando para SE.

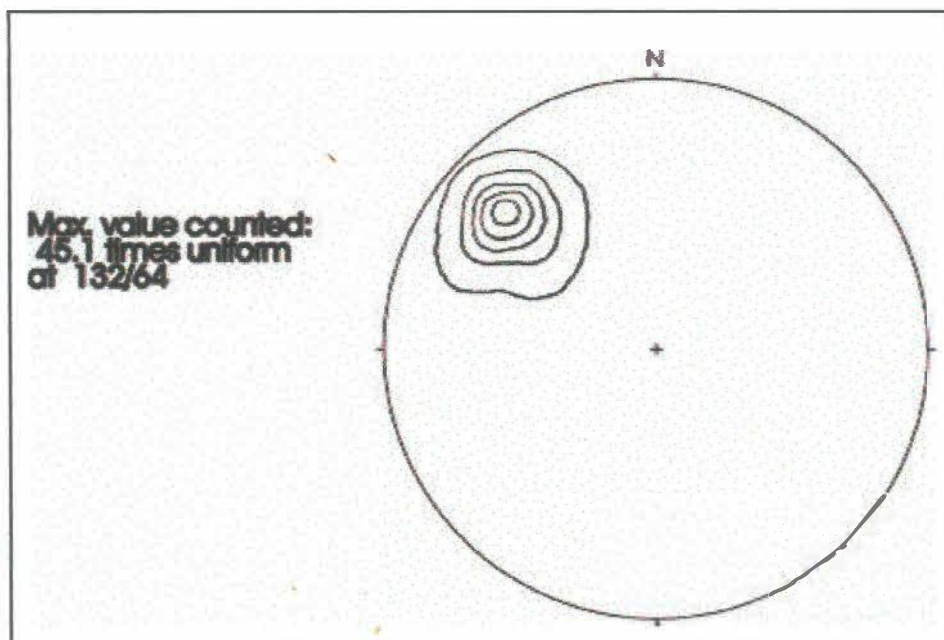


Figura 15: Pólos de foliação regional com contagem. Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. Isolinhas de frequência: 1, 10, 20, 30, 40 e 50%.

B) LINEARES

B.1 – Lineação mineral

A lineação mineral é caracterizada por uma orientação preferencial dimensional de grãos tabuliformes como micas e feldspato, prismáticos como os anfibólios ou pela alongação de agregados minerais como as fitas e quartzo (foto 07).

A lineação observada no campo é dada pela alongação das fitas de quartzo ao longo do eixo X (figura 04), apresentando pouco ou nenhum caimento, estando muito próximo à horizontal, dados analisados no programa QuickPlot indicam um mergulho sub-horizontal (figura 16), e direção de $035^{\circ}\text{-}040^{\circ}/215^{\circ}\text{-}225^{\circ}$, constante ao longo da falha.

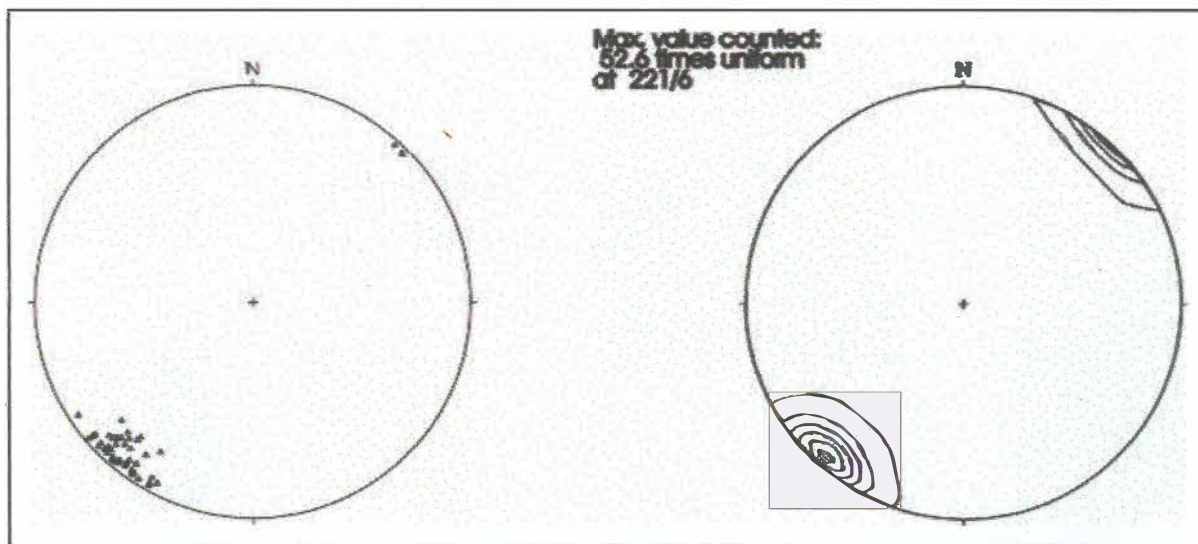


Figura 16: Lineação mineral com e sem contagem. Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. Isolinhas de frequência: 1, 10, 20, 30, 40 e 50%.

B.2 – Mullions

São estruturas que se formam no material original da rocha em resposta ao material introduzido. Formam-se em uma camada competente ocorrendo como corpos alongados confinados parcialmente pelos planos de acamamento ou outras superfícies pré existente. O mullion é então um enrugamento da superfície de uma camada competente. Possui forma notavelmente cilíndrica com uma aparência superficial estriada (foto 14).

Representam a mais notável feição estrutural da área estudada. Ocorrem no contato entre o granulito mais competente e o ortognaisse quartzo-feldspático menos competente (foto 15), com dimensões métricas. Apresenta o seu eixo maior sub-horizontal, paralelo à lineação mineral, denotando estiramento ao longo do eixo X (figura 04).

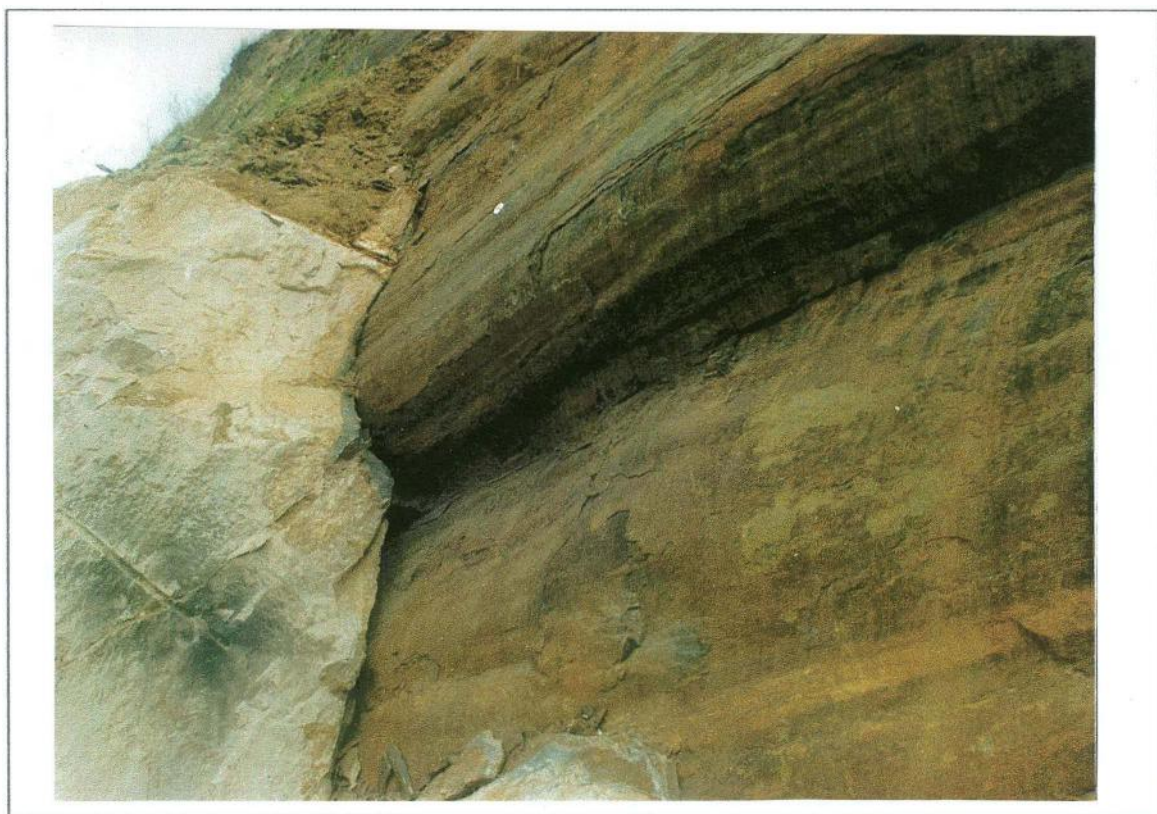


Foto 14: Mullion formado no contato entre o granulito e o ortognaisse quartzo-feldspático, onde pode ser observado o seu aspecto estriado.

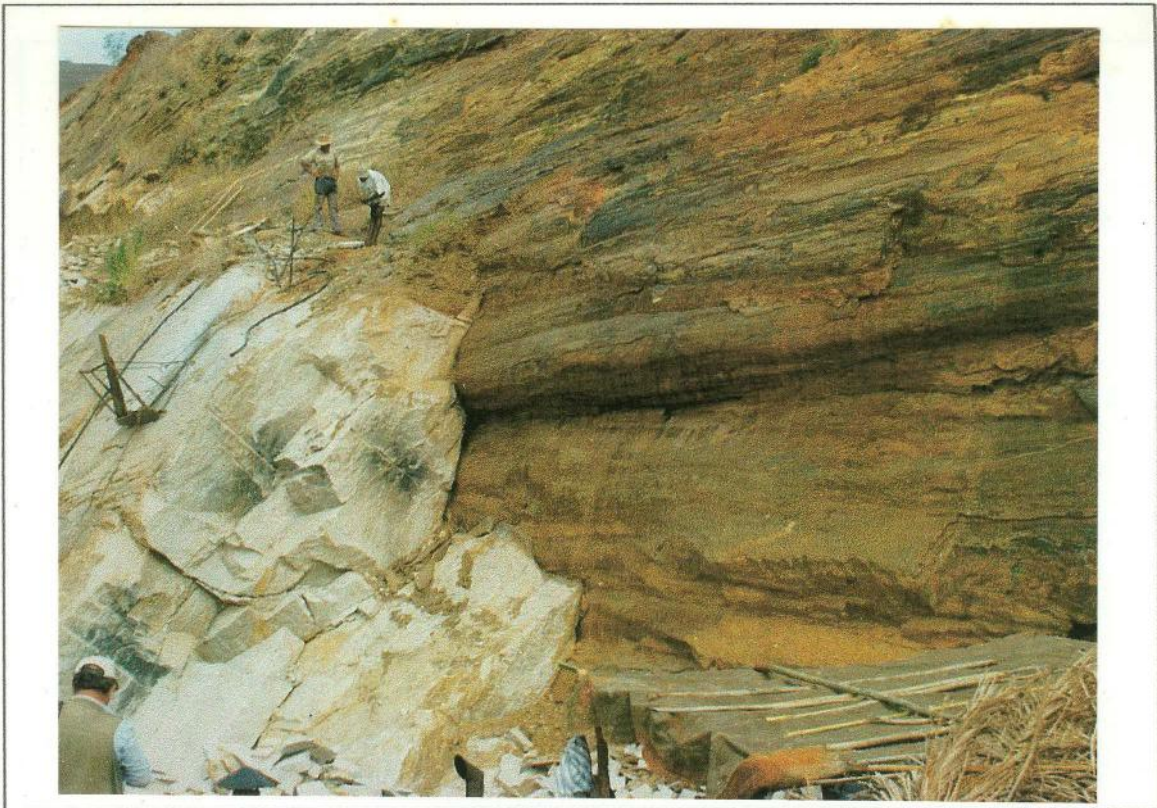


Foto 15: Mullion formado no contato entre o granulito e o ortognaisse quartzo-feldspático.

B.3 – Boudins

São estruturas formadas pela segmentação de corpos preexistentes, que sofrem espessamento adelgaçamento e constrições, de tal modo que se obtenha em seção uma série de elipses simulando um cordão de salsichas. É resultante de um processo de estiramento em uma seqüência de rochas de competência diferentes.

Na área estudada são comuns a ocorrência de corpos máficos Boudinados, em geral apresentam duas direções de estiramento, sendo à de maior estiramento, paralelo ao eixo X (figura 04) a segunda paralela ao eixo Y (figura 04) e uma direção de compressão paralela ao eixo Z (figura 04), indicando com isto um movimento tranpressivo. Na foto 16 podemos observar um corpo máfico boudinado.

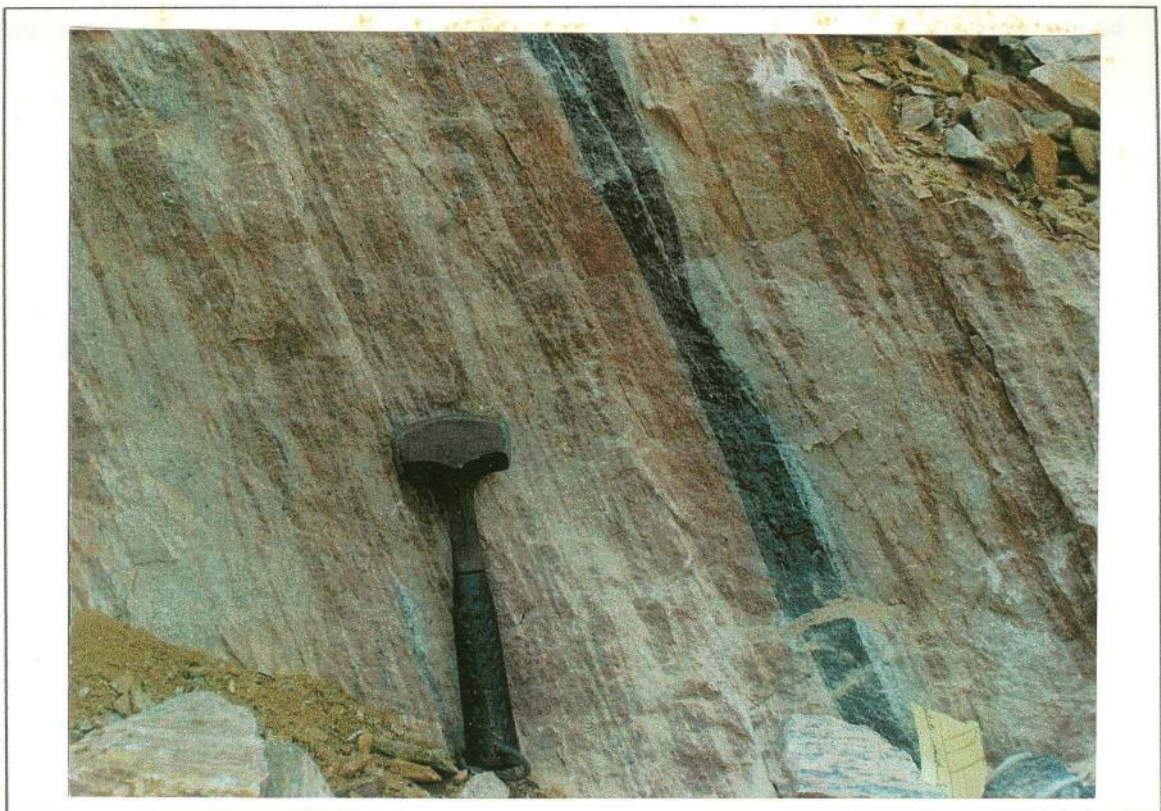


Foto 16: Corpo máfico boudinado, o plano de exposição é paralelo à seção C (Figura 04).

C) DOBRAS

São encontradas em ambos os domínios, sendo observadas tanto no gnaiss bandado como nos granulitos, não sendo até então observada no ortognaiss quartzo feldspático. Possuem amplitude e comprimento de onda variando de métrico a decimétrico.

Caracterizam-se basicamente dobras do tipo isoclinal (Foto 17), estas dobras, são um dos melhores e mais confiáveis indicadores da vorticidade do movimento na região,

Estas dobras possuem eixo sub-horizontais paralelos a direção dos planos de foliação e a lineação mineral (figura 17), apresentam vergência para NW sendo os flancos e planos axiais também concordantes com a foliação milonítica. Os planos

axiais mergulham para SE Em cortes horizontais, subparalelos ao eixo e ortogonais ao plano axial, apresentam forte assimetria (foto 18).

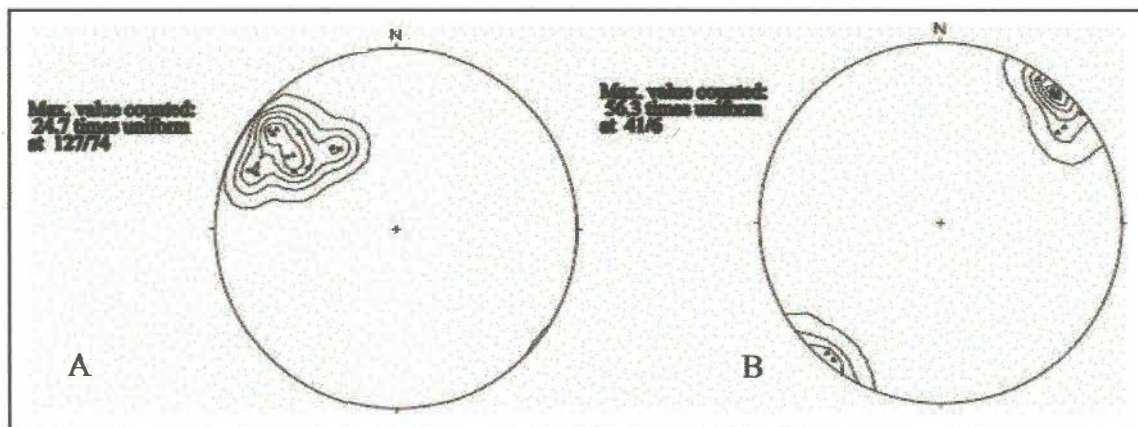


Figura 16: (A) Pólos de planos axiais com contagem e (B) Eixos de dobras. Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. Isolinhas de frequência: 1, 10, 20, 30 e 40%.

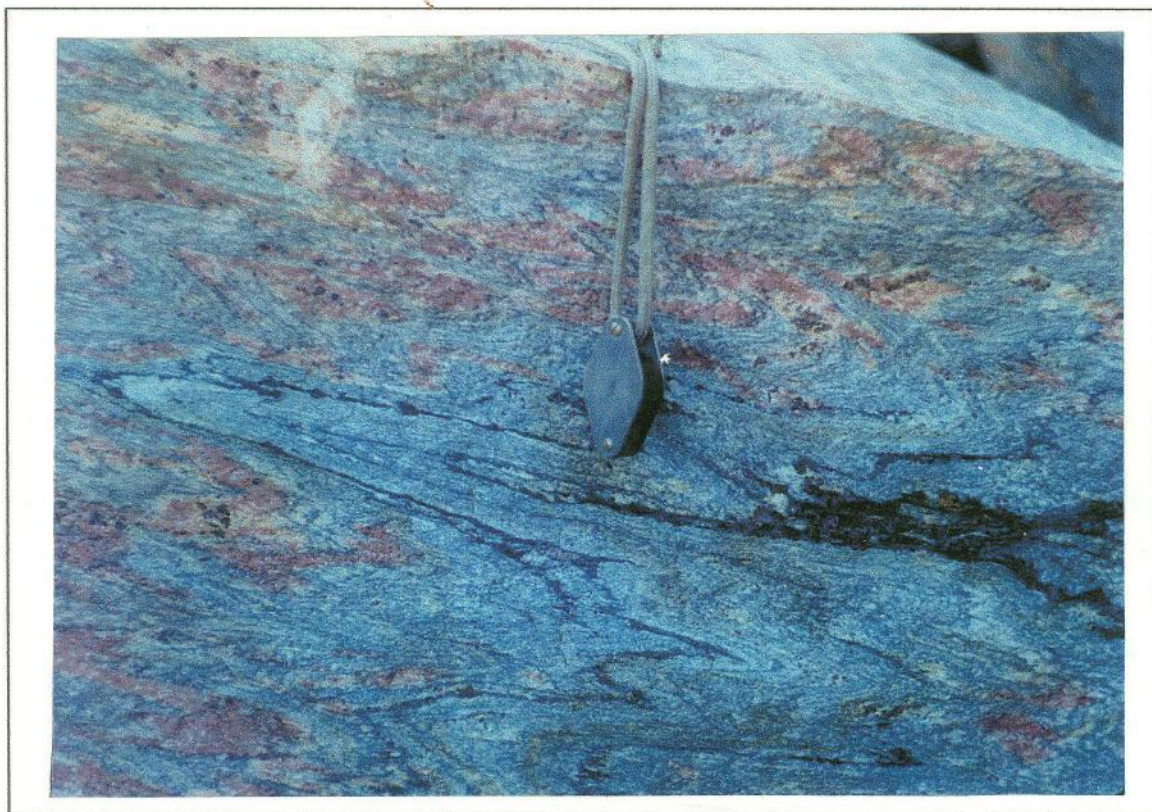


Foto 17: Dobra isoclinal no gnaiss bandado, plano de exposição é ortogonal ao plano axial e ao eixo.



Foto 18: Dobra assimétrica no gnaiss bandado, plano de exposição é ortogonal ao plano axial e paralelo ao eixo.

VI. ANÁLISE CINEMÁTICA

6.1. INTRODUÇÃO

O conhecimento da direção e sentido de movimentação das rochas durante um evento deformacional é de crucial interesse para a Geologia Estrutural.

A análise cinemática permite o estudo da evolução tectônica de uma região, podendo ajudar a definir qualitativamente ou quantitativamente como se deu esta deformação.

Para tanto, utilizou-se como instrumento para esta análise elementos estruturais portadores de uma confirmação assimétrica, denominados indicadores

cinemáticos. Tais elementos permitem inferir a vorticidade do movimento relativo das rochas de uma região em função de seu caráter assimétrico imposto por deformação rotacional.

Diversos tipos de indicadores cinemáticos estão disponíveis na região estudada.

6.2. INDICADORES CINEMÁTICOS

A) DEFLEXÃO DA FOLIAÇÃO E DAS ESTRUTURAS REGIONAIS

O arrasto de foliações e estruturas pretéritas nas bordas de falhas e zonas de cisalhamento é um dos mais confiáveis indicadores cinemáticos observados.

Na área de estudo com um todo, infelizmente pois próximo às bordas da Zona de Falha tais feições encontram-se reorientadas paralelamente à direção de movimento. Ao observarmos porém uma imagem de satélite, fica evidente a deflexão das estruturas regionais, indicando a vorticidade do movimento (foto 19), denotando uma movimentação transcorrente dextrógira.

B) ASSIMETRIA DE DOBRAS

A assimetria de dobras contemporâneas foi o indicador cinemático que forneceu os resultados mais consistentes e constantes, podendo ser utilizado como indicador cinemático tanto em domínio regional, como no domínio da Zona de Falha (fotos 18 e 20). Foi observada em seções, paralelas à lineação e ortogonais a foliação. A assimetria observada permitiu inferir uma movimentação transcorrente dextrógira. As dobras fechadas, que aparecem nas bordas da Zona de falha e no interior da mesma, são melhores indicativos desse movimento transcorrente.

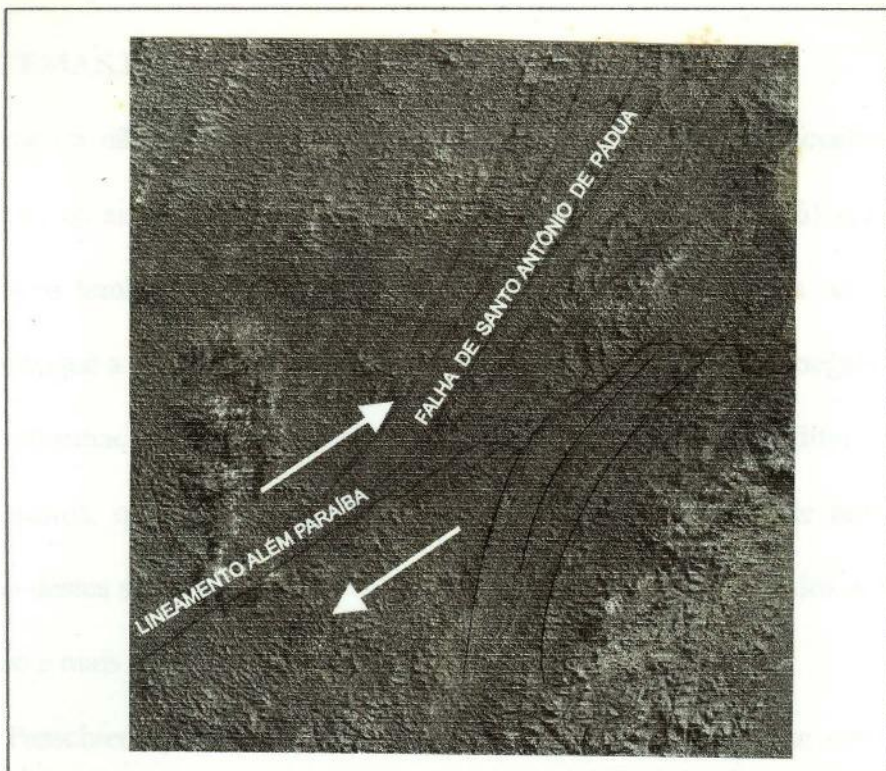


Foto 19: Foto de satélite, onde pode ser observada a deflexão ocorrente nas estruturas regionais, podendo também ser inferido a vorticidade do movimento.



Foto 20: Dobra assimétrica no Granulito, plano de exposição é ortogonal ao plano axial e paralelo ao eixo, Podendo ser inferido um movimento transcorrente dextrógiro.

C) SISTEMAS PORFIROCLÁSTICOS

Embora não sejam tão freqüentes como os encontrados associados à Falha de Miracema, os sistemas porfiroclastos (Passchier & Simpson, 1986) são indicadores cinemáticos também disponíveis na área de estudo. São formados por cristais mais resistentes que a matriz onde estão inseridos, permanecendo como megacristais após o evento deformacional. Estes cristais denominam-se porfiroclastos, diferentemente dos porfiroblastos, que são formados simultaneamente ao episódio de deformações. O tamanho destes sistemas varia de milimétrico a centimétrico, formados geralmente por feldspato e mais raramente por pirobólios.

Passchier & Simpson (1986) conferem a estes sistemas um eixo de simetria interna, que configuraria a forma do sistema, o eixo, de simetria externa que representaria a relação do conjunto com a foliação. A maioria dos porfiroclastos tem simetria interna e externa ortorrômbica, configurando o sistema do tipo ϕ , comum no domínio da Zona de Falha, sendo impróprios para a determinação de sentido da deformação.

Os que se prestam para serem utilizados como indicadores cinemáticos têm que possuir simetria interna monoclinica e externa ortorrômbica. Os mantos de recristalização mostram *stair-stepping* em relação ao plano de referência do sistema porfiroclástico, que coadunado com os embainhamento de material da matriz, nos permite inferir o vórtice (Passchier & Simpson, 1986).

Em função da geometria dos mantos de recristalização, os sistemas porfiroclastos podem ainda ser classificados em tipos σ e δ . Segundo os já referidos autores, o tipo δ é geralmente encontrado em condições onde a deformação foi mais atuante, gerando milonitos e ultramilonitos. O tipo σ já se apresenta como característico de rochas menos deformadas, pode comumente observado tanto em

domínio regional próximo às bordas da Zona de Falha (foto 21), como no interior em domínios menos deformados.

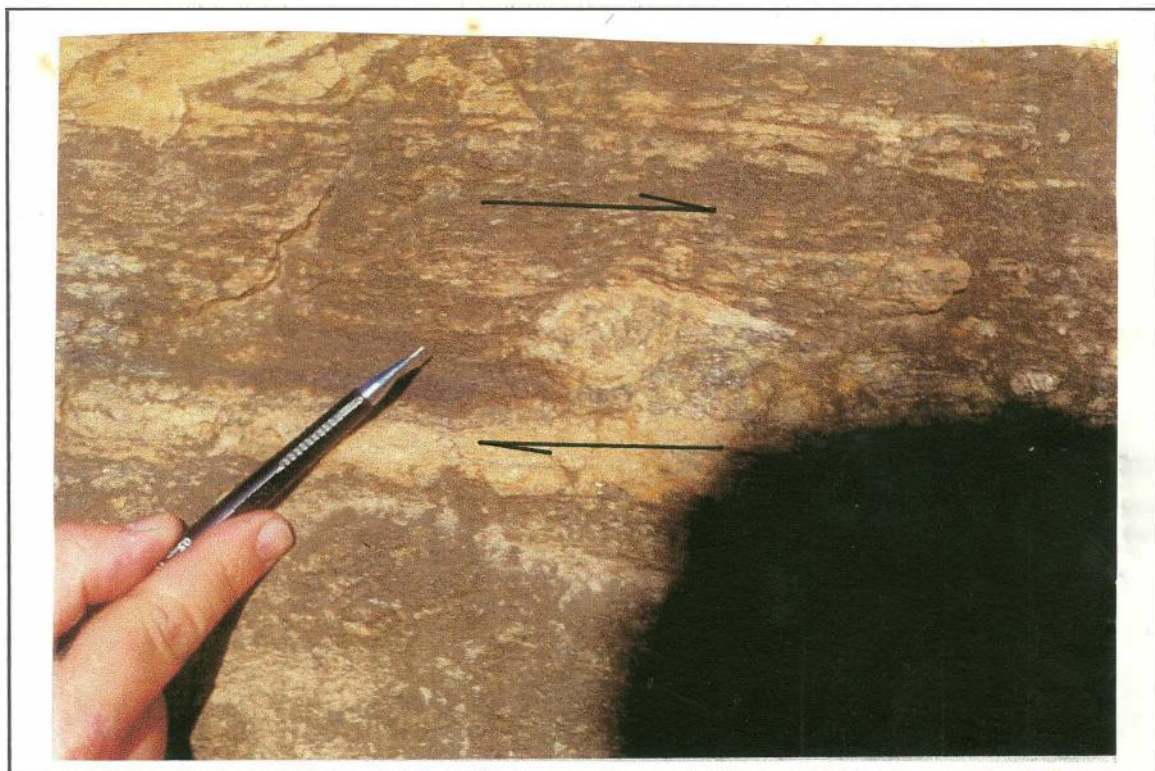


Foto 21: Porfiroclasto do tipo σ , no gnaiss bandado. A vorticidade do movimento é dextrógira.

VII. CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

Com o decorrer do trabalhos de mapeamento executados ao longo da Falha de Santo Antônio de Pádua (Brenner *et alli*, 1980) foi delimitado dois domínios principais, um de maior deformação denominado de Zona de Falha e outro de menor deformação denominado de Domínio Regional.

Ortognaisse quartzo-feldspático conhecido como Pedra Madeira ocorre como intrusão em Zona de Falha. Sendo observado na área do levantamento de detalhe sua ocorrência de forma intrusiva no granulito. É composto mineralogicamente por partes praticamente iguais de microclina, plagioclásio e quartzo, perfazendo praticamente 90% da rocha, sendo o restante compostos pelos acessórios: biotita; anfibólios; piroxênios; opacos; alanita; apatita e mais raramente titanita e zircão.

Pode-se também observar na área em apreço a ocorrência de dois eventos deformacionais principais. O primeiro evento deformacional, de caráter compressivo, foi responsável pela foliação regional e também pelos dobramentos isoclinais com vergência para NW. Já um segundo, foi responsável pela implantação das zonas de cisalhamento.

Através do estudo de indicadores cinemáticos, disponíveis na área, tornou-se possível inferir os seus sentidos de movimentação. Estas análises permitem ainda inferir que a componente transcorrente dextrógira como sendo o principal evento do segundo episódio deformacional.

A assimetria de dobras, estiramento vertical dos *boudins*, atestam a existência de uma componente de encurtamento ortogonal à Falha de Santo Antônio de Pádua, atuando concomitantemente a transcorrência. A movimentação transcorrente, com

direção de cisalhamento horizontal, encurtamento horizontal e ortogonal, com conseqüente estiramento vertical, indicam a ocorrência de transpressão.

Tramas pretéritas do Domínio Regional reorientadas paralelamente com a Falha de Santo Antônio de Pádua.

A estrutura que melhor se adapta à região a de uma Estrutura em Flor positiva, proposta por Côrrea Neto (1995) para a Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul. Sendo a Falha de Santo Antônio de Pádua, localizada na bordas dessa estrutura.

VIII – BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. & CARNEIRO, C.D.R. ,1975. O Lineamento de Além Paraíba. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **47**(3/4).
- BOULLIER, A.M. & BOUCHEZ, J.C. ,1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bulletin Société Geologique Francese*, **22**: 253-262.
- CAMPANHA, G.A.C. ,1981. O Lineamento de Além Paraíba na área de Três Rios (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, **11**(3): 159-171.
- CANHA, GUILHERME SIDOU, (2000). Mapeamento geológico estrutural de um segmento da Falha de Santo Antônio de Pádua e aspectos econômicos e ambientais da lavra do sr. Ailson Magalhães Macedo. *Relatório final de conclusão de curso – Estágio de Campo – IV*, Inst. De Geociências, UFRJ, 38 pp, inédito.
- CARNEIRO, J.T.G., (1996). Mapeamento estrutural e petrografia de um segmento da zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul nas cercanias de Além Paraíba (MG). *Relatório Final de Conclusão do curso - Estágio de Campo IV*, Inst. de Geociências, UFRJ, 82 pp, Inédito.
- CARNEIRO, J.T.G., ANISIO, L.C.C. & DAYAN, H. (1996). Caracterização petrográfica e metamórfica de um segmento da zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul nas cercanias de Além Paraíba (MG). XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador – Bahia, pp. 381-384.
- CORRÊA NETO, A.V. & DAYAN, H., 1994. Justaposição tectônica de terrenos de níveis crustais diferentes em faixas transpressivas: a Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul. SIMPÓSIO FAIXAS MÓVEIS PROTEROZÓICAS, *In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXVII Boletim de Resumos Expandidos*, **1**: 160-161
- CORRÊA NETO, A.V.; DAYAN, H.; VALENÇA, J.G. & RAPHAEL CABRAL, A. ,1993. Geologia e estrutura da zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul entre Três Rios (RJ) e Sapucaia (RJ). *In: III Simpósio de Geologia do Sudeste, Atas do ...* pp. 194-200. SBG-RJ.

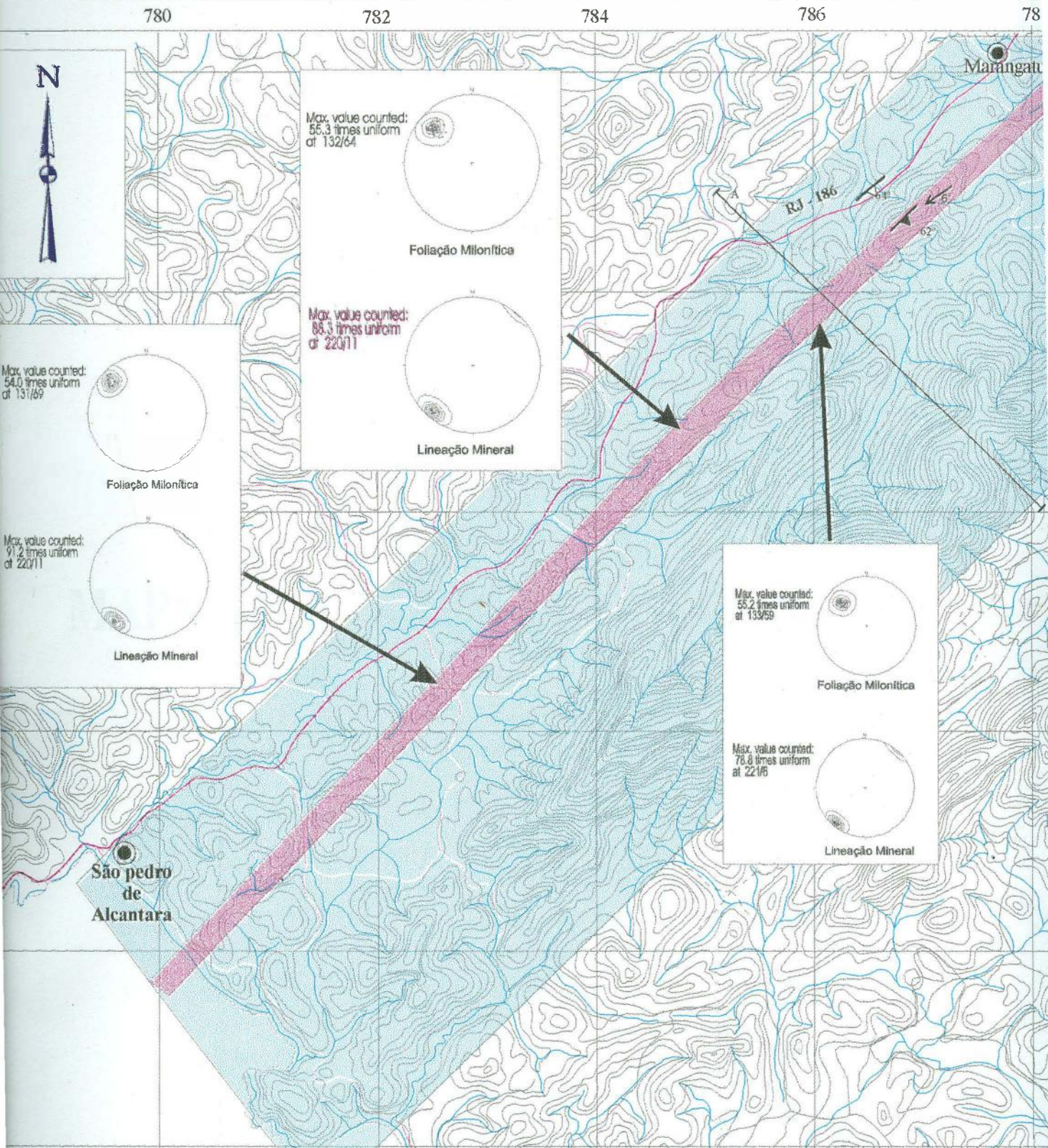
- DAYAN, H., 1981. Deformation studies of the folded mylonites of the Moine Thrust, Eriboll District, NW Scotland. *PhD Thesis*, Department of Earth Sciences, University of Leeds. 439p. INÉDITA.
- DAYAN, H. & KELLER, J.V., 1989. A Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios (RJ): uma análise da deformação por algumas feições estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(4): 464-506.
- DAYAN, H., (1993). Meso e micro estruturas da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul, no trecho entre Três Rios (RJ) e Itaocara (RJ). *Relatório Final ao CNPq* (Proc. 300005/82 - 2 - RN). Rio de Janeiro, agosto de 1993 (inédito), 81pp.
- DAYAN, H.; CORRÊA NETO; 1997. Re-milonitização nas rochas da Ilha dos Pombos (RJ), Rio Paraíba do Sul. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, IV. In: *Anais do ...*. Bol. SBG núcleo MG (12):339-342.
- EBERT, H., 1967. A estrutura pré-Cambriana do sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. *Boletim Paranaense de Geociências*, 26:4-42.
- HARDING, T.P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flow structures, positive flower structures and positive structural inversion. *The American association of petroleum Geologists Bulletin*, 69(4):582-600.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F., 1976. An outline of structural geology. John Willey & Sons Inc. New York. 571p.
- LAW, R. D.; KNIPE, R. J. & DAYAN, H., 1984. Strain path partitioning within thrust sheets: microstructural and petrofabric evidence from the Moine Thrust zone at Loch Eriboll, northwest Scotland. *Journal of Structural Geology*, 6(5):477-497.
- LAW, R.D.; SCHMID, S.M. & WHEELER, J., 1990. Simple shear deformation and quartz crystallographic fabrics: a possible natural example from the Torridon area of NW Scotland. *Journal of Structural Geology*, 12(1): 1-29.
- LISTER, G.S., 1974. Discussion: crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*.

- LISTER, G.S. & PRICE, G.P. ,1978. Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. *Tectonophysics*, 49:37-78.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. ,1984. S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6(6): 617-638.
- LIU, C.C. ,1987. A geologia estrutural do Estado do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do Landsat. in: I Simpósio de Geologia Regional RJ-ES, *Anais do ...*, pp. 164-188. SBG-RJ.
- LOCZY, L. & LADEIRA, E. A. ,1980. Geologia estrutural e introdução à geotectônica. Ed. Edgard Blücher Ltda- CNPq. São Paulo. 571p.
- MACHADO, L.C. ,1993. Geologia estrutural da zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas cercanias da cidade de Três Rios (RJ). Relatório de Estágio de Campo IV, *Instituto de Geociências, UFRJ*. 56pp. INÉDITO.
- OLIVEIRA, M.A.F. ,1981. Granulitos da faixa Paraíba do Sul: cálculos químicos dos piroxênios e valores geotermométricos. *Revista Brasileira de Geociências*, 11(4): 222-226.
- PASIN, DANIEL 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. *Relatório final de conclusão de curso – Estágio de Campo – IV*, Inst. De Geociências, UFRJ, 74 pp, inédito.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. ,1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8(8): 831-843.
- PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A.J.; ZWART, H.J. & VISSERS, R.L.M. ,1992. Porphyroblast rotation: *Eppur si muove?* *Journal of Metamorphic Geology*, 10:283-294.
- RALSER, S., ,1990. Shear zones developed in an experimentally deformed quartz mylonite. *Journal of Structural Geology*, 12(8):1033-1045.
- RALSER, S.; HOBBS, B.E. & ORD, A. ,1991. Experimental deformation of a quartz mylonite. *Journal of Structural Geology*, 13(7):837-850.
- SANDERSON, D.J. & MARCHINI, W.R.D. ,1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 8(5): 449-458.

- SCHMID, S.M. & CASEY, M. ,1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz *c*-axis patterns. *American Geophysical Union Monograph*, 36. *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies. The Patterson Volume*, B.E. Hobbs & H.C. Heard, editors. 36: 263-286.
- SIMPSON, C. & DE PAOR, D.G. ,1993. Strain and kinematic analysis in general shear zones. *Journal of Structural Geology*, 15(1):1-20.
- SYLVESTER, A.G. ,1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1666-
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. ,1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill Book Co., Inc. 545pp.
- YARDLEY, B.W.D., 1989. An introduction to metamorphic petrology. Longman Group UK Limited, London, 340pp.

ANEXO 1
MAPA GEOLÓGICO - ESTRUTURAL

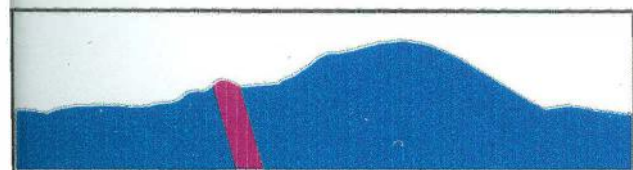
MAPA GEOLÓGICO - ESTRUTURAL DE UM SEGMENTO DA DA FALHA DE SANTO AN



SEÇÃO GEOLÓGICA

Escala Horizontal: 1: 50.000
Escala Vertical: 1: 10.000

(B)

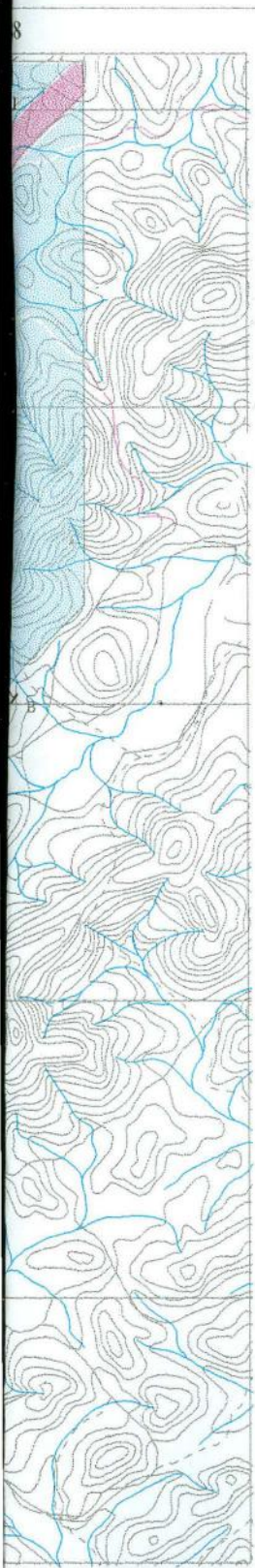


ESCALA NUMÉRICA 1:50.000

ESCALA GRÁFICA



ANTÔNIO DE PÁDUA ENTRE SÃO PEDRO DE ALCANTARA E MARANGATÚ



LEGENDA



DOMÍNIO DA ZONA DE FALHA - Ortognaisse quartzo-feldspático e granulito



DOMÍNIO REGIONAL - Gnaiss bandado

CONVENÇÕES



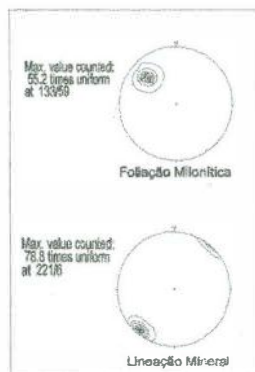
Foliação Milonítica



Foliação Regional



Lineação Mineral



Estereogramas - Rede de Schmidt - Lambert, hemisfério inferior



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
DISCIPLINA: ESTÁGIO DE CAMPO IV

MAPA GEOLÓGICO - ESTRUTURAL DE UM SEGMENTO DA FALHA DE SANTO ANTÔNIO DE PÁDUA ENTRE SÃO PEDRO DE ALCANTARA E MARANGATÚ - MUNICÍPIO DE SANTO ANTÔNIO DE PÁDUA (RJ).

AUTORES: MARCELO VILLELA DA COSTA BRAGA E HENRIQUE DAYAN

ANEXO 2
MAPA GEOLÓGICO DE DETALHE

MAPA GEOLÓGICO DE DETALHE

PEDREIRA VICENTE CARLOS INOCÊNCIO M.E. & PEDREIRA CRÉZIO MACHADO DA SILVA M.E.

ESCALA: 1:4000



LEGENDA

 Ortognaisse quartzo-feldspático - *Pedra Madeira*

 Gnaisse bandado (GB) e Granulito (GR)

 Contato geológico

 Contato Geológico Inferido

 Perfis

Escala Gráfica
0 20 40 60 80 100 m



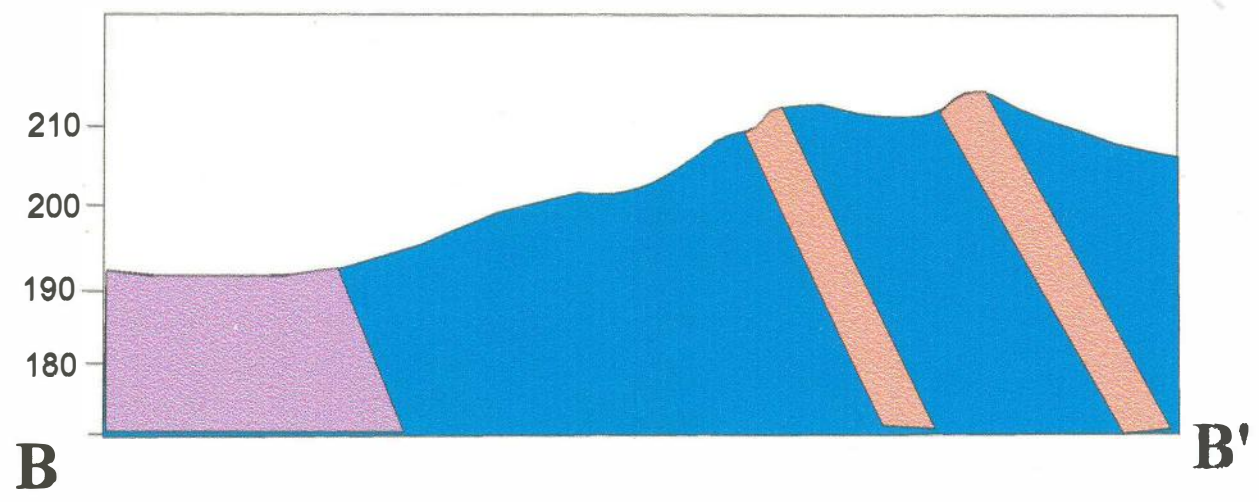
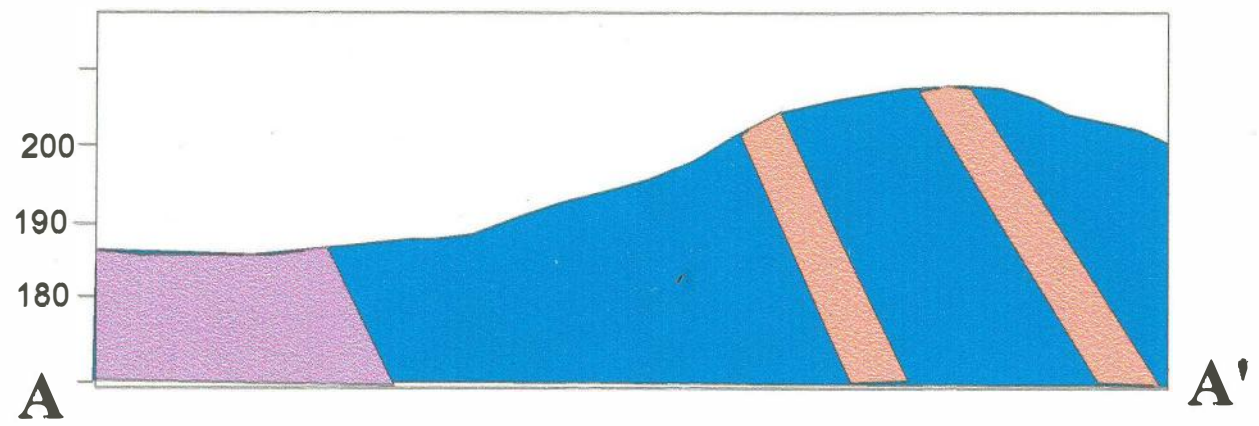
LEVANTAMENTO PLANI-ALTIMÉTRICO REALIZADO POR
Marcelo Villela da Costa Braga
Alberto Saraiva Maia
Daniel Augusto Bozóti Pasin
Molsés Pereira Schimdt

ANEXO 3
PERFIS DA ÁREA DE DETALHE

P E R F I S D A Á R E A D E D E T A L H E

Escala horizontal
1:2.000

Escala vertical
1:2.000



ANEXO 4
RESUMO DA CADERNETA DE CAMPO

MG-001

Coordenada: 7612733 N 791713 E

Gnaiss claro muito alterado, rico em k-feldspato, biotita e quartzo, a rocha apresenta fitas de quartzo bem nítidas.

Sn - 135/52 Lx-225/04

MG-002

Coordenada: 7610087 N 790271 E

Gnaiss bandado em contato com rocha de aspecto granulítico.

Sn-145/70

MG-003

Coordenada: 7610968 N 789449 E

Pedreira de propriedade de Decore Pedras Decorativas - ME

Gnaiss Pedra madeira, de cor variando de um tom esbranquiçado à amarelado quando mais alterado.

Apresenta principalmente k-feldspato, fitas de quartzo e agregados de biotita estirados, sendo observado ocasionalmente granadas.

Sn-135/55 Lm-220/07

MG-004

Coordenada: 7610898 N 789341 E

Varição lateral do ponto MG-03. Não foi observado granada.

Sn-145/75 Lm-225/11

MG-005

Coordenada: 7610879 N 789268 E

Gnaiss Pedra Madeira semelhante ao ponto anterior, sendo observado fraturas preenchidas por manganês.

Sn-145/55 Lm-235/11

MG-006

Coordenada: 7610874 N 789213 E

Gnaiss Pedra Madeira semelhante ao ponto anterior, porém não foi observado fraturas preenchidas por manganês.

Sn-135/56 Lm-218/08

MG-007

Coordenada: 7610668 N 789185

Pedreira do Ernesto Carlos Blanc.

Gnaiss Pedra Madeira de cor amarelado, variando para tonalidades rosa e verde quando pouco alterado.

No contato com a encaixante pode ser observado a ocorrência de Mullions.

Sn-148/62 Lm-240/05 Lmullion- 225/03

MG-008

Coordenada: 7610392 N 788805 E

Pedreira Aventureira

Gnaiss Pedra Madeira de cor variando de uma tonalidade amarelo esbranquiçada quando mais alterado à tons de rosa e verde quando pouco alterado.

Sn-145/56 Lm-224/08

MG-009

Coordenada: 7611893 N 790499 E

Pedreira do Salvador

Pedra madeira de coloração rosa com vênulos de k-feldspato em contato interdigitado com pedra madeira de cor verde ocorrendo nesta última menor teor de biotita e porfiroclastos de pirobólios, sendo observado nas duas, fitas de quartzo

Sx 140/55 Lx 230/08

MG-010

Coordenada: 790347 E 7611647 N

Pedreira do Nelson

Pedra madeira rosa, sendo esta coloração devido aos vênulos de feldspato. Contato brusco com rocha charnockítica, sendo observado mullions no contato entre as duas devido à diferença de competência. Podendo ser observado na pedra madeira, allanita como mineral acessório.

Sx 140/55 Lx 222/09 L mullions 224/04

MG-011

Coordenada: 7611610 N 790287 E

Pedreira do Carlos Augusto

Contato da pedra madeira com rocha de cor verde escura (charnockito), sendo observado a notável presença de mullions no contato.

Sx 135/55 Lx 220/08 L mullions 225/04

MG-012

Coordenada: 7611516 N 790019 E

Pedreira Abandona

Pedra madeira de cor rosa com vênulos de k-feldspato, sendo observado próximo à pedreira o aspecto da pedra madeira fora da zona de falha onde podemos ver vênulos de k-feldspato e corpos máficos dobrados.

Sx 137/47 Lx228/10

MG-013

Coordenada: 7611489 N 789951 E

Pedreira do Altair

Contato do Gnaiss Pedra madeira com rocha rocha escura, aparentemente, Charnockítica. A pedra madeira se apresenta pouco alterada exibindo coloração rosa.

Sn-132/56 Lm-218/06

MG-014

Coordenada: 7611627 N 790274 E

Pedreira do Altair

Contato do Gnaiss Pedra Madeira com encaixante, sendo observados mullions na superfície de contato NW. No lado SE o contato se mostra interdigitado.

Sn 132/56 Lm 218/06

MG-015

Coordenada: 7611706 N 790394 E

Pedreira do Carlos Antônio.

Gnaiss Pedra Madeira em contato com Charnockito alterado. Pedra madeira ocorre nas variedades rosa e verde.

Sn-135/52 Lm-220/08

MG-016

Coordenada: 7611503 N 790175 E

Pedreira abandonada em cima da pedreira do Carlos Augusto.

Gnaiss Pedra Madeira alterado de cor amarelada.

Sn-138/64 Lm-228/05

MG-017

Coordenada:

Pedreira Ailson Magalhães Macedo (frente 1)

Gnaiss Pedra madeira predominantemente verde ocorrendo também, a variedade rosa com vênulos de k-feldspato e presença de allarita.

Sx 142/55 Lx 228/05

MG-018

Coordenada: 7609754 N 788083 E

Pedreira Ailson Magalhães Macedo (frente2)

Gnaiss Pedra madeira predominantemente rosa ocorrendo intercalações com a verde

MG-019

Coordenada: 7609754 N 788083 E

Pedreira Ailson Magalhães Macedo (frente3)

Gnaiss pedra madeira de cor rosa passando para pedra madeira de cor verde, sendo observados porfiroclastos centimétricos de feldspato e granada. A rocha tem granulometria fina porém, apresenta níveis grosseiros ricos em biotita.

Sx 136/68 Lx 225/06

MG-020

Coordenada: 7609649 N 787978 E

Pedreira do Hermano Garcia Terra

Gnaiss Pedra madeira rosa em contato com rocha charnockítica. Sendo observado pirita e carbonato em sombra de boudins.

Sx 132/67 Lx 225/08

MG-021

Coordenada: 7608266 N 786553 E

Pedreira do Deni Macedo

Contato do Gnaiss pedra madeira rosa com rocha charnockítica, sendo observado xenólitos do charnockito dentro da pedra madeira.

Sx 137/62 Lx 223/12

MG-022

Coordenada: 7608580 N 786850 E

Pedreira do Deni Macedo

Gnaiss Pedra madeira amarela passando para pedra madeira rosa.

Sx 130/58 Lx 218/08

MG-023

Coordenada: 7608580 N 786850 E

Contato interdigitado do Gnaiss pedra madeira com rocha charnockítica.

MG-024

Coordenada: 7608749 N 786977 E

Contato do Gnaiss pedra madeira alterado com rocha charnockítica.

Sx 130/82 Lx 215/06

MG-025

Coordenada: 7608374 N 786588 E

Gnaiss Pedra madeira alterada com granulometria fina com lentes ricas em porfiroclastos. Contato com rocha charnockítica com presença de mullions.

SX 136/70

Lx 222/04

MG-026

Coordenada: 7608453 N 786930 E

Afloramento com Bolders de Gnaiss Pedra Madeira exibindo pouca deformação

MG-027

Coordenada: 7608129 N 786338 E

Pedreira Valão Suíço Pedras Decorativas (frente 1)

Extensão da frente: 80 metros Altura de bancada: 20 metros.

Gnaiss Pedra Madeira alterado, de coloração amarelada. São observados Mullions no contato com a encaixante.

Sn 132/60

Lm 222/12

L_{mullions} 225/06

MG-028

Coordenada: 7607988 N 786163 E

Pedreira Valão Suíço Pedras Decorativas (frente2)

Gnaiss Pedra Madeira alterada de coloração amarelada, adquirindo tonalidades verde e rosada quando pouco ou não alterados. Está em contato com rocha charnockítica alterada, podendo ser observado a ocorrência de granada hidrotermal. São também observados ao longo do afloramento dobras isoclinais fechadas sem raiz.

Sn 138/52

Lm 218/08

128/50

MG-029

7608097 N 786276 E

Gnaiss Pedra Madeira de cor rosa com alanita.

Sn 146/46

224/06

MG-030

7608166 N 786270 E

Gnaiss Pedra Madeira com cor variando de branca até verde.

Sn 140/56

223/06

MG-031

Coordenada: 7607951 N 786209 E

Gnaiss Pedra Madeira fresco com cor predominantemente verde com tons rosas próximo ao contato com rocha charnockítica. Apresenta-se extremamente fitado

Sn 130/56

Lm 218/06

MG-032

Coordenada: 7607876 N 786242 E

Gnaiss Pedra madeira alterado de cor amarela, quando mais fresco adquire tonalidades rosadas ou verde próximo ao contato com rocha charnockítica

Sn 142/72

Lm 228/20

MG-033

Coordenada: 7607721 N 785994 E

Pedreira do Crézio

Gnaiss Pedra Madeira alterado de cor amarela passando à esbranquiçado

Sn 150/52

Lm 230/06

MG-034

Coordenada: 7607634 N 785868 E

Pedreira do Vicente Carlos Inocêncio

Gnaiss Pedra Madeira muito fitado, com coloração variando de rosa e verde quando pouco alterado à amarelo ou branco quando alterado, observa-se notável presença de allanita, bem como a ocorrência de granada e carbonato hidrotermais.

Sn 130/52

Lm 215/05

MG-035

Coordenada: 7607839 N 786013 E

Pedreira do Nilo Lopes de Sousa.

Gnaiss Pedra Madeira pouco alterado de cor predominantemente branca, tornando-se amarelado próximo ao contato com o charnockito, onde ocorre mais alterado. Encontra-se extremamente fitado, sendo observado porém um nível porfíclástico bem grosseiro, onde observa-se porfiroclastos centimétricos, chegando decimétricos. Observa-se também a presença de sulfetos e carbonatos de origem hidrotermal, bem como presença discreta de allanita.

Sn 140/60

Lm 218/06

MG-036

Coordenada: 7607977 N 786131 E

Extremo NE da pedreira do Nilo.

Gnaiss Pedra Madeira alterado com cor amarela passando para branco, intercalado com lentes máficas boudinadas de rocha charnockítica.

Sn 134/58

Lm 225/05

MG-037

Coordenada: 7607754 N 785968 E

Parte inferior da pedreira do Crézio.

Gnaiss Pedra Madeira com cor variando de amarelo à esbranquiçado em contato com rocha charnockítica, não sendo observado lentes máficas como no ponto anterior.

Sn 130/52

Lm 222/04

MG-038

Coordenada: 7607515 N 785701 E

Extremidade SW da pedreira do Vicente.

Gnaiss Pedra Madeira de cor predominantemente, verde claro e branco, em contato com rocha Charnockítica, apresenta níveis enriquecidos em allanita.

Sn 120/68

Lm 208/06

MG-039

Coordenada: 7607445 N 785566 E

Pedreira do Anelton.

Gnaiss Pedra Madeira de cor predominante, branca tornando-se amarelada quando mais alterada. Cortado por diques graníticos, não deformados de direção NNW – SSE.

Sn 132/73

Lm 225/13

MG-040

Coordenada: 7607354 N 785411 E

Gnaiss Pedra Madeira em contato com rocha charnockítica. Pedra madeira de cor branca. Não foi observado allanita.

Sn 132/62

210/07

MG-041

Coordenada: 7607055 N 785205 E

Pedreira do Antônio Robson.

Intercalação do Gnaiss Pedra Madeira com Charnockito. Pedra Madeira de cor predominantemente branca.

Sn 130/60

Lm 220/04

MG-042

Coordenada: 7615218 N 794468 E

Gnaiss Pedra Madeira fresco, com cor predominante rosa. Rocha aflorante em beira de açude.

Sn 143/55

Lm 222/03

MG-043

Coordenada: 7615513 N 795248 E

Gnaiss Bandeado bem alterado, de grã média com níveis porfíclásticos.

Sn 138/60

Lm 220/05

MG-044

Coordenada: 7614753 N 793983 E

Gnaiss bandeado aflorando no leito do rio Pomba. Extensão de afloramento em torno de 50 metros de espessura.

Sn 135/60

Lm 225/04

MG-045

Coordenada: 7614383 N 793424 E

Gnaiss Pedra Madeira com lentes anfíbolíticas, cor predominantemente rosa, sendo observado granadas sin-tectônicas e a ocorrência de sulfetos em zona de sombra de boudins.

Sn 136/60

Lm 218/05

MG-046

Coordenada: 7612079 N 795625 E

Margem do Rio Pomba, próximo a Baltazar.

Extenso afloramento de blocos de rocha máfica, com textura equigranular e estrutura maciça basicamente composta por plagioclásio e pirobólitos.

MG-047

Coordenada: 7613722 N 797044 E

Fazenda Humaitá

Gnaiss bandado com núcleos máficos aparentemente pouco ou não deformados, aflorantes em leito de rio.

Sn-1 130/68

MG-048

Coordenada: 7612361 N 796538 E

Gnaiss bandado com inúmeros núcleos máficos, o gnaiss se mostra menos deformado que o do ponto anterior, sendo observado dobra em escala métrica.

S_{n-1} 128/62 P.A. 130/85 Ex. 052/19

MG-049

Coordenada: 7616272 N 795437 E

Gnaiss bandado alterado com lentes anfíbolíticas, sendo observado dobras.

S_{n-1} 138/65 Lm 224/04 P.A 140/74 Ex 050/14

MG-050

Coordenada: 7616330 N 796075 E

Corte na beira da estrada para Itaperuna.

Gnaiss bandado com granada, sendo observado fitas de quartzo, próximo à faixa de ocorrência da Pedra Madeira.

Sn 145/70 Lm 220/13

MG-051

Coordenada: 7616079 N 796506 E

Gnaiss bandado com núcleos anfíbolíticos.

S_{n-1} 130/70

MG-052

Coordenada: 7615592 N 798685 E

Gnaiss bandado não apresentando núcleos anfíbolíticos como no ponta anterior. Apresenta muita granada, sin e tardi- tectônica.

S_{n-1} 128/70 S_{n-1} 134/70

MG-053

Coordenada: 7616210 N 799227 E

Afloramento na beira da estrada Pádua-Itaperuna.

Gnaiss bandado com granada, apresenta núcleos máficos

S_{n-1} 133/70

MG-054

Coordenadas

Pedreira do Levi (Robert Camacho Pedras Decorativas)

Gnaiss Pedra Madeira de cor branco.

MG-055

Coordenadas

Pedreira do Jocel (Robert Camacho Pedras Decorativas)

Gnaiss Pedra Madeira branco, Não apresentando Allanita.

Sn 145/75

Lm 226/11

MG-056

782374 N 7604236 E

Gnaiss Pedra Madeira, cor amarela e rósea, Pedreira Flupel Pedras Decorativas, cunha anfibolítica

Sn 130/68 – 138/67

Lm 220/02 – 222/16

MG-057

782313 N 7604176 E

Gnaiss Pedra Madeira, cor amarela e rósea, Pedreira Flupel Pedras Decorativas

Sn 132/74

Lm 220/18

MG-058

782200 N 7603952 E

Gnaiss Pedra Madeira, cor amarela, Pedreira recém aberta (50 m de extensão)

Sn 140/77

Lm 227/05

MG-059

782233 N 7604075 E

Gnaiss Pedra Madeira, em contato com anfibolito, Pedreira no outro extremo do Ponto

MG-061

7615218 N 794468 E

Gnaiss Pedra Madeira, Pedreira do Antônio Robson

MG-062

7615513 N 795248 E

Gnaiss Pedra Madeira, cor verde presença de mullions, Pedreira do Jadilson...

Sn 143/63

Lm 230/00

MG-063

7614753 N 793983 E

Gnaiss Pedra Madeira, cor branca em contato com o charnockito, Pedreira Waltinho...

Sn 133/68

Lm 222/13

MG-064
7614383 N 793424 E
Gnaiss Pedra Madeira, cor verde, Pedreira do Ismar...

MG-065
7612079 N 795625 E
Gnaiss Pedra Madeira, cor branca amarelada em contato com o charnockito, Pedreira de Ismar...

Sn 130/60 Lm 221/03

MG-066
7613722 N 797044 E
Gnaiss Pedra Madeira, cor branca amarelada, Madei Pedras Decorativas

Sn 130/52 Lm 221/02

MG-067
7612361 N 796538 E
Gnaiss Pedra Madeira, cor branca amarelada, Pedreira Antônio Robson
Sn 120/54 Lm 210/04

MG-068
7616272 N 795437 E
Gnaiss Pedra Madeira, cor amarela em contato com charnockito, Pedreira J. J. A. Mangeirão

Sn 145/70 Lm 230/05

MG-069
7616330 N 796075 E
Gnaiss Pedra Madeira, cor esverdeada em contato com charnockito, Pedreira Joaquim Camacho

Sn 138/74 Lm 215/15

MG-070
7616079 N 796506 E
Gnaiss Pedra Madeira, cor esverdeada, cortada por um dique ígneo de grã fina. Pedreira Joaquim Camacho

Sn 134/75 Lm 224/10

MG-071
7615592 N 798685 E
Gnaiss Pedra Madeira, cor amarela toda fraturada, Pedreira Joaquim Camacho

Sn 125/65 Lm 224/06

MG-072
7616210 N 799227 E
Gnaiss Pedra Madeira, cor branca, amarela e rosa, Pedreira Joaquim Camacho

Sn 135/75 Lm 223/03

MG-073

782909 N 7604755 E

Gnaiss Pedra Madeira, cor amarela, Pedreira Abel José Ventura (J J A Mangeirão)

Sn 133/sv

Lm 225/04

MG-074

Gnaiss Pedra Madeira, cor branca amarelada

Sn 140/54

Lm 230/06

MG-075

782374 N 7604236 E

Gnaiss Pedra Madeira, cor amarela e rósea, Pedreira Flupel Pedras Decorativas, cunha anfibolítica

Sn 130/68 – 138/67

Lm 220/02 – 222/16

MG-076

782313 N 7604176 E

Gnaiss Pedra Madeira, cor amarela e rósea, Pedreira Flupel Pedras Decorativas

Sn 132/74

Lm 220/18

MG-077

782200 N 7603952 E

Gnaiss Pedra Madeira, cor amarela, Pedreira recém aberta (50 m de extensão)

Sn 140/77

Lm 227/05

MG-078

782233 N 7604075 E

Gnaiss Pedra Madeira, em contato com anfibolito

*A humanidade Necessita Ter a mente aberta
Mas ela não deve ser tão aberta a ponto do cérebro cair*

Carl Sagan