



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE
CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

ANÁLISE MICRODEFORMACIONAL DAS ROCHAS SEDIMENTARES DA
REGIÃO DE CAMPINAS (SP).

EDUARDO MIRANDA DA SILVEIRA

Orientador: Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos

Campinas – SP
Janeiro de 2006

Biblioteca
Instituto de Geociências
UNICAMP



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE
CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**ANÁLISE MICRODEFORMACIONAL DAS ROCHAS SEDIMENTARES DA
REGIÃO DE CAMPINAS (SP).**

EDUARDO MIRANDA DA SILVEIRA

Orientador: Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos

**Campinas – SP
Janeiro de 2006**

201000262

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS	
N.º CHAMADA	
V.	EX. 5235a
TOMBO BC/	4322
TOMBO IG/	31
PROC.	16-134-10
C <input type="checkbox"/>	D <input checked="" type="checkbox"/>
PREÇO	R\$ 11,00
DATA	08/01/90
N.º CPD	

cod. lit. 480238

1. Rochas sedimentares - Campinas

Resumo

A área estudada está situada na região sudoeste do município de Campinas. Nela estão expostos sedimentos carboníferos do Grupo Itararé da Bacia do Paraná na parte oeste sobrepondo as rochas pré-cambrianas da Nappe Socorro-Guaxupé que estão a leste.

Dentro dos sedimentos da Bacia existem corpos de diabásios, em forma de *sills* e diques, pertencentes à Formação Serra Geral intrudidos durante o Cretáceo, porém não estão presentes na área. Dentro da área também estão presentes rochas miloníticas da estrutura dúctil de maior importância dessa região representada pela Zona de Cisalhamento Valinhos. Sobre todas essas unidades litológicas os depósitos cenozóicos pertencentes à Formação Rio Claro aparecem como os depósitos mais recentes.

Essa região passou por uma série de eventos tectônicos ao longo do tempo geológico. Esse trabalho apresenta a resposta dos sedimentos da bacia do Paraná a essa tectônica em escala microscópica.

Os grãos de quartzo aparecem fraturados mais próximos às zona falhadas e fraturadas, diminuindo a densidade de fraturas mais distante dessas regiões. Devido a presença de matriz nas rochas, envolvendo os grãos de quartzo, sugere-se que ela atuou como um isolante não permitindo o choque entre os grãos e amenizando o fraturamento.

Abstract

The study area is located in the southwestern part of the city of Campinas. Inside the area Carboniferous sediments of the Itararé Group of the Paraná Basin overlie on the eastern portion, Precambrian rocks of the Socorro-Guaxupé Nappe.

In the basin sediments occur diabases as sills and dykes related to Serra Geral Formation that were intruded during Early Cretaceous. This unit was not mapped on this area. Inserted in the area, mylonitic rocks are present as the most important ductile structure of this region. This ductile structure is represented by the Valinhos Shear Zone. Over all the previous lithological units are the most recent deposits (Cenozoic deposits) correspondent to the Rio Claro Formation.

This region has undergone through a range of tectonic events during the geological time. This work presents the behaviour of the sediments of the Paraná Basin related to these tectonic events in the microscope scale.

The grains of quartz are more fractured closer to the faulted and fractured zones decreasing the fractures density on the further distances related to this zones. Due to the matrix in the rocks involving the quartz grains, it was supposed that the matrix worked as an isolating material avoiding the grain contacts and making the fracturing softer.

Agradecimentos

Existem muitas pessoas que eu gostaria de agradecer e com certeza algumas eu vou esquecer. Gostaria de pedir desculpas às pessoas que não foram citadas aqui. São muitas!!!

Primeiramente gostaria de agradecer aos meus pais Sidiney e Ana Verônica por todo apoio em todas as minhas decisões e todo carinho. Ao meu irmão Daniel por dividir muitas vezes seus conhecimentos. À minha amada e compreensiva My, por todo o tempo que passou ao meu lado durante esse trabalho. Às famílias Tuccori, Siqueira e Hanson.

Gostaria de agradecer ao meu orientador Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos. Aos professores Asit Choudhuri, Celso Dal Ré Carneiro, Élon Paiva de Oliveira, Giorgio Basilici, Roberto Perez Xavier, Bernardino Ribeiro Figueiredo e Carlos Alberto Lobão S. Cunha.

Turma 99 (Ana Lícia, Anne, Bruno (Tru), Carmela, Carol, César, Darcy (Netão), Daniel (Magoo), Daniel (Minero), Fabíola, Jarbas, Juliana, Juliano, Mariane, Régis (Reginaldo), Ricardo (Ricardinho) e Thelma).

Turma 00 que me acolheu na volta à geologia (Adriano (Rejeito), Ana Carla, David (Divid), Felipe (Creisso), Fernando (Zaca), João Paulo, José Eustáquio (Fera), Márcio (Varve), Noele, Rafael, Vivian e Wagner (Lobinho)).

Turma 01 (Alberto (Lix), Alexandre (Cavera), André Henrique, André Luís, Beatriz, Bruno (Pampers), Carla, Carlos Eduardo (Caê/Isopor), Daniele, Edgar, Fernando (Sebão), Luiz Gustavo (Gutinho), Miguel, Paulo Augusto (Palmito), Rafael (Ponês), Talita, Tobias, Vanessa e Vitor).

Aos companheiros (as) de buteco e de conversas nos corredores: Lobato (antigo Lobinho), Dani Beck, Daleffe, Brunão (Tru), Netão, Mineiro, Régis, Brown, Julião, Gutinho, Baleia, Lix, Creisso, Isopor, Zaca, Tobias, Pampers, Cavera, Fino, Drinho, Roger, Ponês, Palmito, Noele, Juliana, Fera, Zaca, Vivão, Varve, Jão, Reginaldo, Ricardinho, Rejeito, Divid

Aos meus companheiros de campo: Pampers e Lobato. Sou muito grato por vocês terem me dado uma força nesse meu trabalho.

Aos meus amigos fora da universidade: Bruno Brocchi (Black), Marcelo Wigman, Eduardo Brocchi (Grande), Thiago Dini (Dinão), Sérgio Altieri (Velhote), Gabriel Tuccori (Peter), Ricardo Guidugli (Ricardão), Rogério Machado (Rô), João Renato (Jão), Thales, Fernando Piovesana (Nandoca), Wig e Leonardinho.

Índice

Resumo	02
Abstract.....	03
Agradecimentos	04
Índice	06
1. Introdução.....	08
1.1. Objetivos	08
1.2. Metodologia.....	08
1.3. Localização da área	08
1.4. Aspectos Fisiográficos.....	09
1.4.1. Relevo	09
1.4.2. Clima	09
1.4.3. Rede Hidrográfica.....	09
2. Geologia Regional	12
2.1. Complexo Itapira	14
2.2. Suíte Granítica Jaguariúna.....	15
2.3. Suíte Granítica Morungaba	15
2.4. Granito Itu.....	15
2.5. Rochas Miloníticas.....	16
2.6. Grupo Itararé.....	16
2.7. Formação Serra Geral.....	17
2.8. Depósitos Cenozóicos (Formação Rio Claro).....	18
3. Geologia Local	19
3.1. Embasamento (Unidades GnB e BPGn)	21
3.2. Grupo Itararé (Unidades IAM e IDR)	23
3.3. Formação Rio Claro	26

4. Análise Estrutural.....	28
4.1. Tectônica Frágil (Revisão).....	28
4.2. Modelos Tectônicos e Dados Atuais	31
4.3. Estrutura Rúptil em microescala.....	34
5. Conclusão.....	42
6. Referências Bibliográficas	44

1. Introdução

1.1. Objetivos

O principal objetivo é o estudo da tectônica rúptil atuante nas rochas sedimentares da região de Campinas, a partir da análise de campo e de lâminas delgadas. Pretende-se assim, fazer uma comparação entre o comportamento da deformação na escala de afloramento e sua continuidade ou não na escala microscópica. Adicionalmente é apresentado um mapa geológico, resultante das informações, em que parte resultante dos trabalhos de campo, bem como de informações/mapas disponíveis na literatura.

1.2. Metodologia

Para a execução deste trabalho foi realizada uma etapa pré-campo, na qual foram utilizadas as folhas Campinas e Valinhos na Escala 1:50.000. Foram utilizadas também todas as bandas do espectro da imagem ETM/Landsat7 cena 219/76 para a interpretação de litologia e estruturas presentes na área. Fez-se também uma revisão bibliográfica da área a qual foi utilizada na compilação para a confecção do mapa apresentado nesse trabalho.

Foi realizada uma etapa de campo com duração de 10 dias, onde os dados obtidos foram somados aos pesquisados na bibliografia. Foram coletadas amostras dos sedimentos da Bacia do Paraná, na área, e laminadas com o intuito da descrição dos mecanismos de deformação em microescala. Por último, as informações coletadas foram interpretadas tendo como resultado este relatório.

1.3. Localização da Área

A área de estudo localiza-se a sudoeste da cidade de Campinas no estado de São Paulo, próximo ao Aeroporto de Viracopos. Limita-se entre as

coordenadas UTM 7464000, 7454000 Norte-Sul e 288000, 278000 Leste-Oeste (Figura 1).

O acesso à área é feito pela Rodovia Santos Dumont (SP-075), pela Rodovia dos Bandeirantes (SP-348) e Estrada Velha para a cidade de Indaiatuba (SP-073).

1.4. Aspectos Fisiográficos

1.4.1. Relevo

O município de Campinas situa-se numa região de transição entre dois compartimentos geomorfológicos distintos, o Planalto Atlântico e a Depressão Periférica. O primeiro corresponde a morros e serras do Planalto de Jundiá (Ponçano *et al.* 1981), com altitudes máximas de 990 metros. O segundo é constituído por colinas altas e morrotes com altitudes médias entre 600 e 700 metros.

1.4.2. Clima

A distribuição pluvial no município de Campinas é típica de zonas tropicais de baixa altitude. O verão é chuvoso com média de temperatura em torno dos 23°C e o inverno seco com temperaturas abaixo dos 18°C. No mês mais seco recebe menos de 60mm de chuva. O clima do município é influenciado fortemente por várias massas de ar: Massa Equatorial Continental, Massa Tropical Atlântica e a Massa Polar Atlântica.

1.4.3. Rede Hidrográfica

Duas bacias hidrográficas drenam o município de Campinas. A bacia do rio Piracicaba, na porção norte, tem como seus afluentes rio Atibaia, rio Jaguari e ribeirão Quilombo, e a bacia do rio Capivari, na porção sul. O ribeirão das Anhumas, tributário do rio Atibaia, tem suas cabeceiras e a maior parte do seu curso no município de Campinas/SP, sendo que quase 50% de sua bacia está em área bastante urbanizada da cidade de Campinas (CANO, 1995). Muitas de suas

várzeas estão ocupadas com habitações precárias, que não provêm segurança no período chuvoso, quando as enchentes são ocorrência relativamente comum.

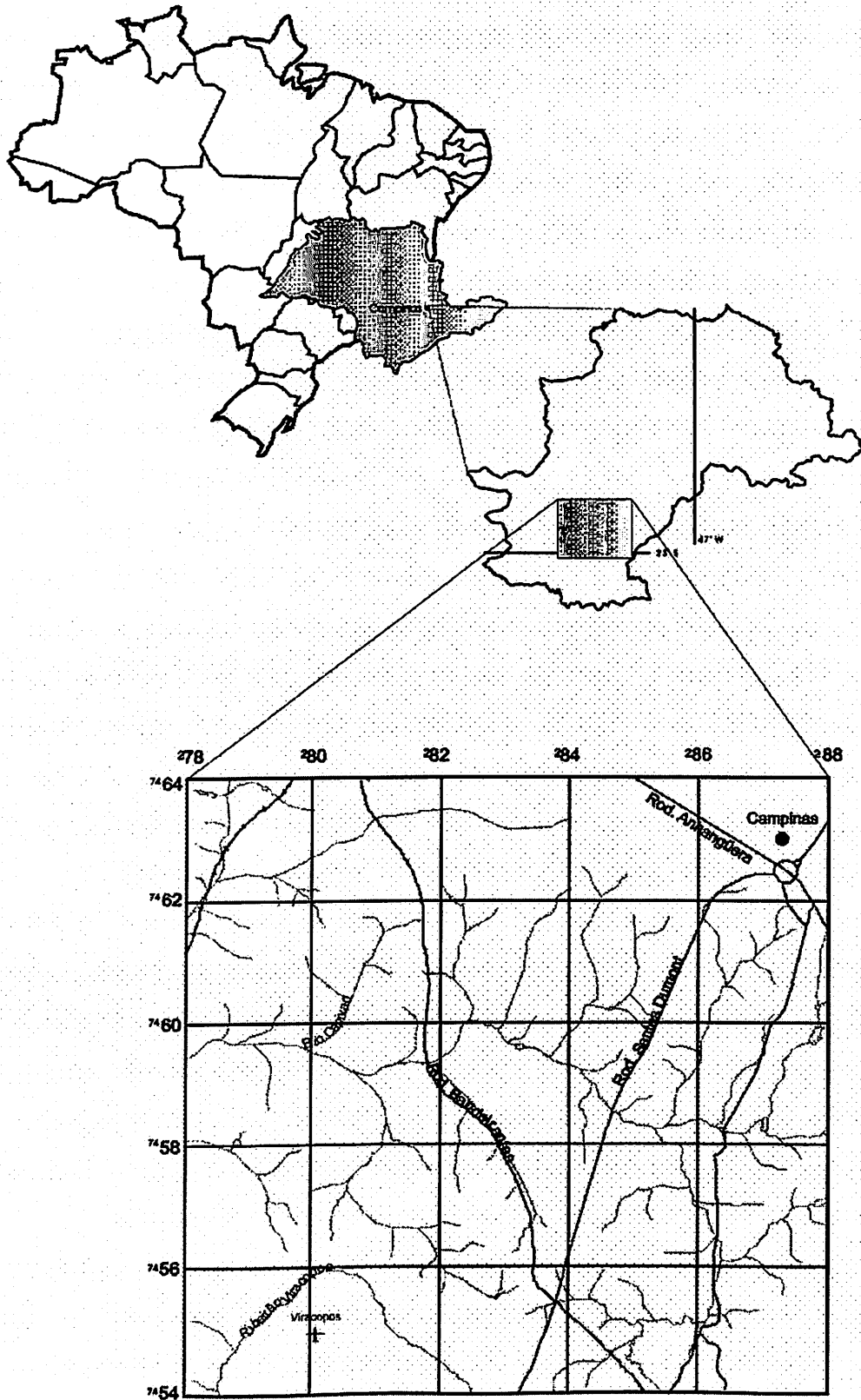


Figura 1: Mapa de Localização da área

2. Geologia Regional

A região de Campinas abrange, de maneira geral, três tipos de terrenos geológicos. A porção leste da área é constituída de rochas pré-cambrianas que consistem em dois grandes domínios: a Faixa Alta do Rio Grande (Arqueano-Proterozóico), reinterpretada por Trouw *et al.* (1994) como zona de interferência e a *Nappe* Socorro-Guaxupé (Mesoproterozóico e Neoproterozóico) (Campos Neto *et al.*, 1984; Campos Neto, 1990), ambas intrudidas pelos granitos Morungaba.

Essas rochas estão cobertas na parte oeste por unidades Fanerozóicas da Bacia do Paraná, que correspondem às rochas sedimentares do Grupo Itararé, intrusões de diabásio relacionadas ao magmatismo basáltico Serra Geral e depósitos Cenozóicos (Figura 2).

As rochas pré-cambrianas da região de Campinas, fazem parte do Setor Central da Província Mantiqueira, segundo a concepção de Hasui & Oliveira (1984) e situam-se na porção extrema sudoeste do Maciço Guaxupé de Almeida *et al.* (1976). De acordo com estes autores, o maciço é contornado pelas supracrustais dos Grupos Andrelândia e Itapira e nele predominam rochas granulítico-migmatítico-gnáissicas do Proterozóico Inferior que compõem o Complexo Amparo, pela primeira vez definido como grupo por Ebert (1968).

O Complexo Amparo é delimitado, a norte, pelo Complexo Varginha, a sudeste pelo Complexo Paraíba do Sul e, a sul, pelo Grupo São Roque, respectivamente, através das Falhas de Jacutinga, Camanducaia e Jundiuvira-Itu. Representa um pacote de sedimentos psamo-pelíticos e químicos, com intercalações de corpos máficos e ultramáficos, transformado em fácies anfibolito.

Cavalcante *et al.* (1979) mapearam na região os complexos Itapira, Amparo, Varginha e Socorro, pertencentes à Associação Barbacena.

O Grupo Itararé é Permo-Carbonífero e engloba duas unidades de mapeadas. Uma que corresponde a intercalação de argilito, ritmito e arenito muito fino; e outra que corresponde a arenito e conglomerados subordinados. Os diabásios são do Cretáceo Inferior e ocorrem como *sills* e diques irregulares.

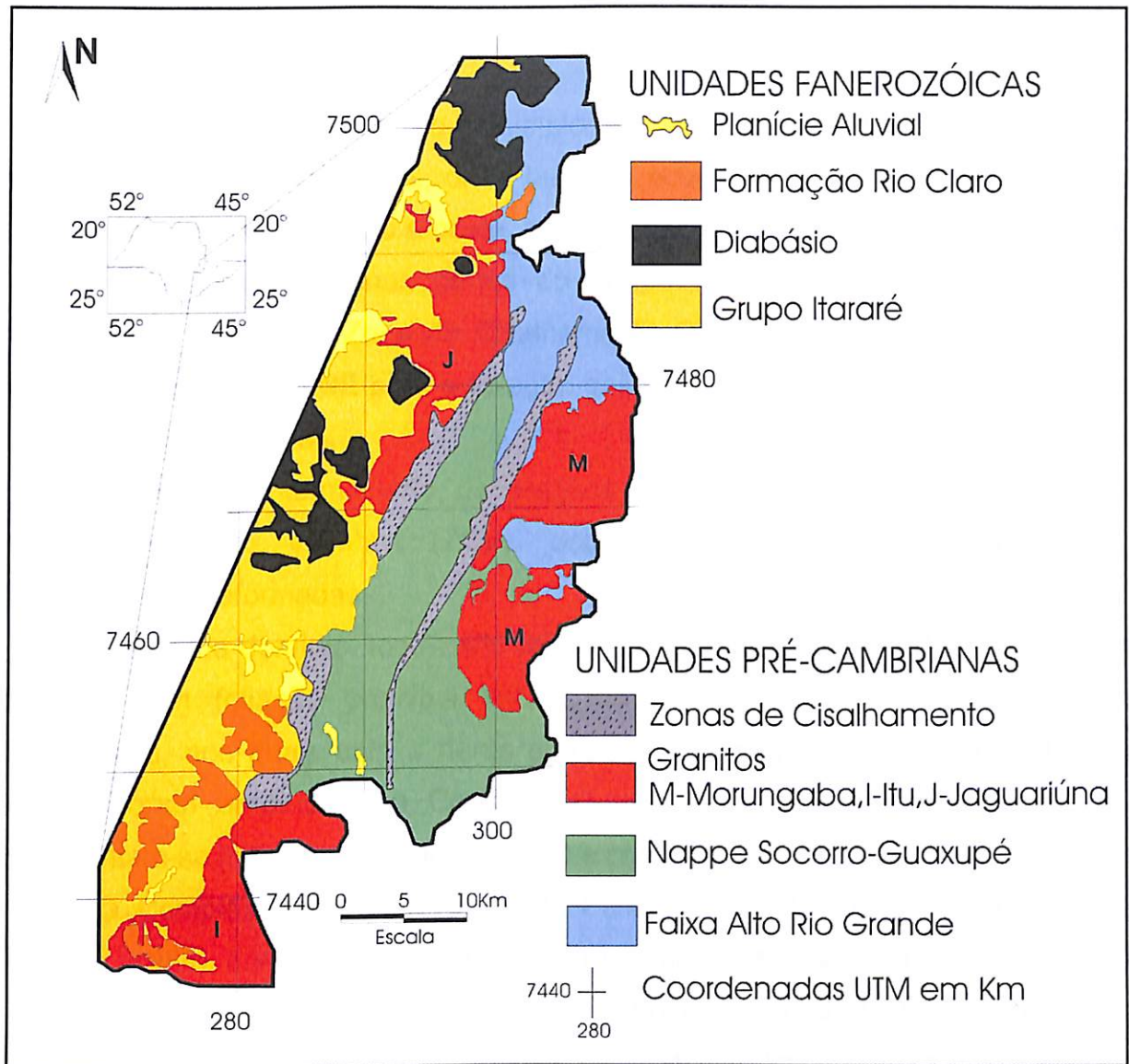


Figura 2: Mapa Geológico Simplificado (modificado de Instituto Geológico/SMASP, 2002)

Em 1993 foram mapeadas pelo Instituto Geológico, no município de Campinas, as seguintes unidades: Complexo Itapira, Suíte Granítica Jaguariúna, Suíte Granítica Morungaba, rochas miloníticas das Zonas de Cisalhamento Campinas e Valinhos, Grupo Itararé e diabásios da Formação Serra Geral. A essas unidades ainda foi acrescentado o Granito Itu mapeado por outros autores.

2.1. Complexo Itapira:

Este complexo ocupa, no município de Campinas, três domínios estruturais distintos. O domínio ocidental, onde também ocorrem rochas da Suíte Granítica Jaguariúna, está em contato a oeste, com a Bacia do Paraná, sendo recoberto em alguns locais por pequenas partes do Grupo Itararé; o domínio ocidental é delimitado a leste pela Zona de Cisalhamento Campinas (ZCC). Neste domínio predomina orientação NE para a foliação gnáissica, passando para WNW a norte da cidade de Campinas.

O domínio intermediário, de direções NNE, situa-se entre a ZCC e a Zona de Cisalhamento Valinhos (ZCV), ocorrendo em alguns trechos, rochas intensamente deformadas.

No último domínio, localizado na porção ocidental do município, a leste da ZCV e com foliação principal WNW, predominam os granitos do Maciço Morungaba, nos quais está a “lente gnáissica de Joaquim Egídio”, a qual suas rochas foram atribuídas ao Complexo Itapira. Os gnaisses da região leste, apresentam-se intensamente deformados e com foliação blastomilonítica.

O Complexo Itapira faz parte da Faixa do Alto Rio Grande de Hasui & Oliveira (1984), correspondendo à rochas metamórficas de alto a médio grau, com idades no Proterozóico Médio (1800 a 1400 Ma)(Tassinari et al, 1988; Artur, 1980; Vasconcellos, 1988). Segundo Campos Neto (1990), o limite entre a Faixa Alto do Rio Grande e a *Nappe* Socorro-Guaxupé passa, em parte, na porção norte do município de Campinas, com ortognaisses e migmatitos do Complexo Amparo (Arqueano-Proterozóico Inferior) ocorrendo a norte e rochas da *nappe* a sul, incluindo o Maciço Morungaba. Segundo Vasconcellos (1988), este limite passaria um pouco mais a sul com o Maciço Morungaba sobrepondo-se ao limite dos dois terrenos.

As rochas da “lente gnáissica de Joaquim Egídio”, devido sua foliação blastomilonítica proeminente, poderiam estar situadas na base da *Nappe* Socorro-Guaxupé, a exemplo de Vasconcellos (1988) que as atribui à Faixa Blastomilonítica Mostardas-Varginha.

2.2. Suíte Granítica Jaguariúna:

As rochas da Suíte Granítica Jaguariúna estão situadas na porção centro-norte do município de Campinas. Esse maciço é cortado e recoberto, a oeste, pelos diabásios da Bacia do Paraná, e em parte recoberto pelos sedimentos do Subgrupo Itararé. À leste, é delimitado pela Zona de Cisalhamento Campinas (ZCC).

Basei et al (1986), situam a Suíte Jaguariúna como sendo do Proterozóico Superior com sua evolução relacionada ao Ciclo Brasileiro.

Esta unidade, no município de Campinas, é composta predominantemente de hornblenda-biotita granito-gnaiss porfirítico ou facoidal e biotita granito-gnaiss inequigranular.

2.3. Suíte Granítica Morungaba:

A Suíte Granítica Morungaba ocupa a porção leste do município de Campinas tendo como limite ocidental a Zona de Cisalhamento Valinhos (ZCV).

Os dados geocronológicos da porção sul do maciço, constituído por granitos equigranulares e inequigranulares, situam a Suíte Granítica Morungaba no Proterozóico Superior. Vlach (1985) usando o método Rb/Sr em rocha total, obteve uma isócrona de 582 Ma para os granitos equigranulares e de 612 Ma para os porfiríticos. Com o método K/Ar em biotita, o mesmo autor obteve uma idade mínima média de 550 Ma para os tipos equigranulares e idades entre 550 e 590 Ma para as variedades porfiríticas. Esta diferença de idades dá-se em função das diferentes temperaturas de fechamento dos sistemas K-Ar e Rb-Sr, sendo este último de maior temperatura.

2.4. Granito Itu:

Este granito ocorre basicamente na porção leste do município de Indaiatuba sendo intrusivo nos gnaisses da Nappe Socorro-Guaxupé. Trata-se de anfibólio-

biotita granito róseo, grosso, variando de médio a grosso a muito grosso, maciço, inequigranular ou porfirítico, neste caso com feldspatos idiomórficos de 2 cm, hololeucocrático ou leucocrático. Subordinadamente, associa-se a ele um granito rosado claro, fino a médio, com alguns megacristais de quartzo arredondado (1 cm de diâmetro) e feldspatos idiomórficos de até 1cm (Instituto Geológico, 2002). A idade radiométrica do granito, em torno de 580 Ma, coloca-o no Neoproterozóico (Pré-Cambriano superior) (Rocha-Campos, 2000).

2.5. Rochas Miloníticas:

Estas rochas estão inseridas nas Zonas de Cisalhamento Campinas e Valinhos e não puderam ser atribuídas às demais unidades mapeadas devido à alta taxa de deformação ou à ausência de tipos litológicos característicos. Acredita-se que sua evolução se iniciou antes da intrusão da Suíte Granítica Morungaba, durante estágios de deformação dúctil, mas continuou até estágios posteriores quando a deformação já apresentava características rúpteis/dúcteis. As rochas pertencentes a esta unidade são milonitos quartzo-feldspáticos e protomilonitos a blastomilonitos.

O metamorfismo presente nos milonitos está abaixo da fácies anfíbolitos, já que as rochas miloníticas de composição anfíbolítica desta fácies apresentam quartzo, plagioclásio, actinolita, biotita, biotita verde e titanita.

2.6. Grupo Itararé:

As rochas deste grupo estão representadas predominantemente na porção ocidental do município de Campinas, em contato discordante e erosivo com as rochas do embasamento cristalino. Na parte central até a parte norte desta porção, estão presentes intrusões de diabásios relacionadas ao Magmatismo Basáltico Serra Geral do Mesozóico dispostos em diques e *sills*. Também estão presentes depósitos Cenozóicos correspondentes a Formação Rio Claro.

O limite entre os sedimentos e o embasamento, descreve contorno irregular direcionado segundo NNE-SSW, que passa pela região central da cidade de Campinas. Porções isoladas de sedimentos ocorrem sobre as rochas do embasamento.

O contato do Grupo Itararé com o embasamento é feito através de diamictitos de matriz argilosa e lamitos maciços estratificados e conglomerados, arenitos grossos ou arenitos médios. A superfície de contato é bastante irregular e marcada por estrias associadas à falhas de alto e baixo ângulo que cortam tanto o embasamento como os sedimentos. Os gnaisses do embasamento apresentam foliação milonítica ou protomilonítica.

Apesar da unidade de arenitos se encontrar topograficamente mais baixa, nos afloramentos, elas sempre se situam estratigraficamente acima dos diamictitos e ritmitos em contatos aparentemente erosivos com presença de conglomerados basais e amplas estruturas de corte e preenchimento.

Tendo em vista o modelo deposicional para o Subgrupo Itararé de Stevaux et al (1987), as associações faciológicas de diamictitos e lamitos, junto com os ritmitos, corresponderiam à seqüência de depósitos de correntes de turbidez com ocasionais depósitos de corridas de lama em ambiente de plataforma ou de planície deltáica. Sobrepostos a eles teriam os arenitos, dentro de um sistema deltáico, com os de estratificação sigmoidal representando a frente deltáica e os demais canais distributários.

2.7. Formação Serra Geral:

O Grupo Itararé é intrudido, principalmente da região de Campinas para norte, por soleiras e diques de diabásio (Almeida et al, 1981) contemporâneos aos derrames da Formação Serra Geral do Juro-Cretáceo.

A Formação Serra Geral ocorre na forma de *sills* e diques na porção noroeste do município de Campinas, como indicam a geometria dos corpos, as relações de contato e as características petrográficas. A rocha praticamente fresca aflora nas porções mais próximas de topos de colinas.

Petrograficamente, constitui-se essencialmente por plagioclásio ripiforme, às vezes microfenocristalino, e clinopiroxênios. Como minerais acessórios ocorrem a magnetita, ilmenita, apatita e quartzo. A textura é ofítica-subofítica (Almeida et al, 1981).

Normalmente, em superfície, aflora um solo de alteração de cor marrom escuro avermelhado, poroso, com grãos de quartzo, que pode atingir espessuras de, pelo menos, 6 metros.

2.8. Depósitos Cenozóicos (Formação Rio Claro):

São constituídos predominantemente de arenitos grossos mal selecionados com grãos de quartzo angulosos. Apresentam estratificação cruzada. Intercalam camadas subordinadas de espessura decimétrica muito persistente de argilitos esbranquiçados maciços, passando a argilitos laminados de cor de alteração vermelha ou de lamito muito coeso, maciço, com grãos de quartzo esparsos, cor de alteração variegada arroxeadada, lilás e acinzentada. A Formação Rio Claro assenta-se sobre rochas do Grupo Itararé, diabásios ou gnaisses e granitos do embasamento cristalino e Melo (1995) considera mais provável que a sua idade seja miocênica a pliocênica.

Os solos formados sobre a Formação Rio Claro, são bastante espessos de cor escura avermelhada, por vezes contendo grande quantidade de opacos e por isso assemelhando-se bastante aos solos dos diabásios. A ampla presença de opacos (provavelmente magnetita) nos lamitos que ocorrem no domínio da Bacia do Paraná, sugere grande contribuição de material de alteração de diabásios. Morfologicamente, a Formação Rio Claro associa-se a colinas bastante amplas e de topos aplainados entre as altitudes de 520 e 680 m. Alguns lamitos situam-se a uma altitude de 720 m, no topo de morros dentro do Planalto Atlântico, sobre as rochas pré-cambrianas.

3. Geologia Local

A área mapeada possui 100 km², e nela foram descritas unidades pertencentes ao embasamento cristalino, rochas miloníticas do Neoproterozóico e sedimentos da bacia do Paraná, representado pelas rochas do Grupo Itararé, e Formação Rio Claro (figura 3A e B). As diferentes unidades foram delimitadas a partir dos dados obtidos no mapeamento da área, junto com a interpretação de imagens de satélites Landsat 7 ETM+ e imagem Áster, e da compilação da literatura (Figura 3A e B) (Fernandes, 1997; Fernandes & Amaral, 2002). As unidades mapeadas são apresentadas a seguir:

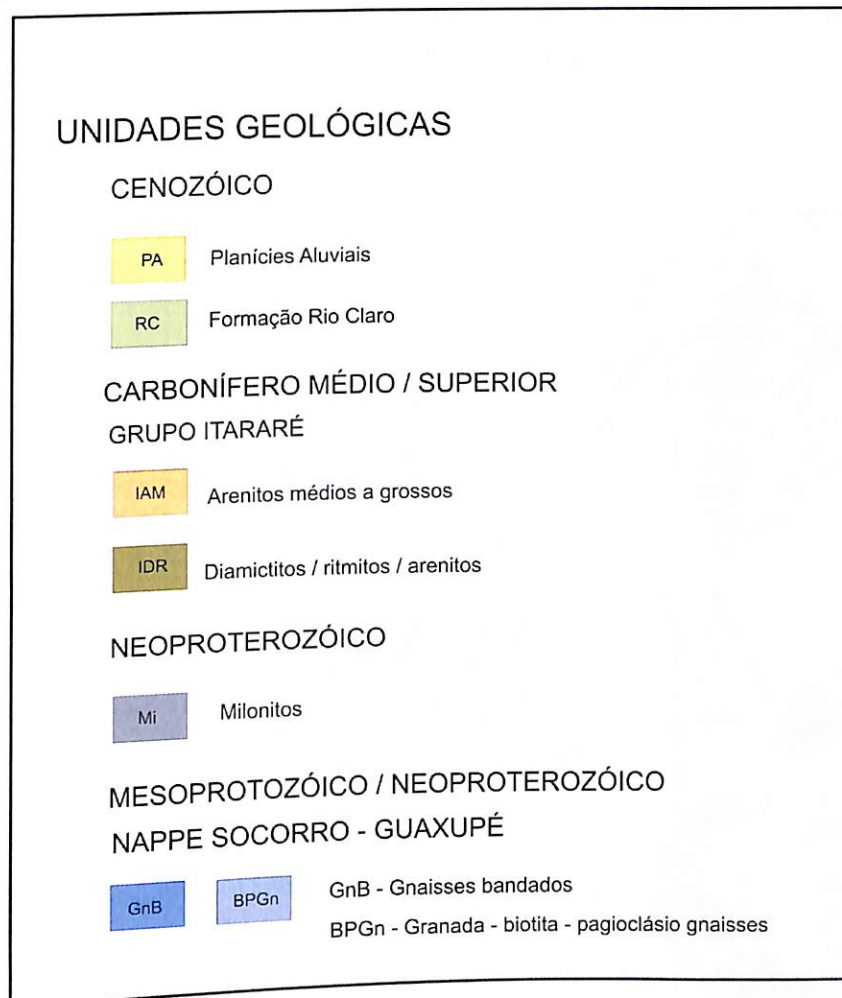
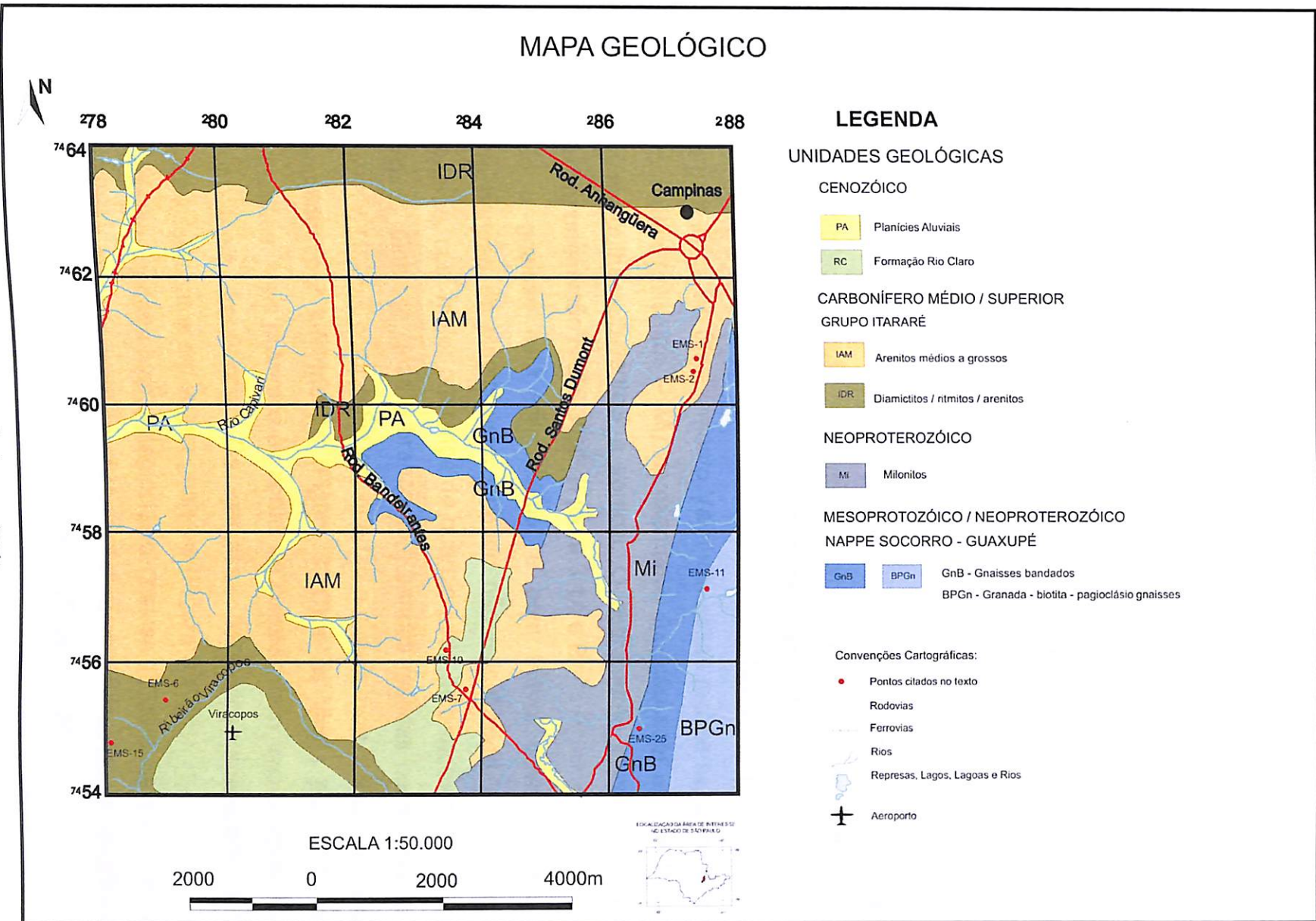


Figura 3A : Unidades Mapeadas na Área

Figura 3B : Mapa Geológico com pontos citados no texto



3.1. Embasamento (Unidades GnB e BPGn):

Essa unidade corresponde a rochas pertencentes a Nappe Socorro-Guaxupé de Campos Neto *et al.* (1984) e Campos Neto (1990), que estão sobre terrenos meta-vulcanossedimentares gnáissico-migmatíticos da antiga Faixa Alto Rio Grande, reinterpretada como zona de interferência por Trouw *et al.* (1994).

As rochas afloram à leste da área de estudo e estão sob os sedimentos da Bacia do Paraná. Foram individualizadas duas unidades: a unidade de gnaisses bandados (GnB) que ocorre intercalada com a unidade de granada biotita plagioclásio gnaisse (BPGn).

A unidade GnB está disposta como gnaisses compostos por feldspato (plagioclásio), anfibólio, biotita e quartzo, biotita-gnaisse mesocrático ou leucocrático de cor cinza e granada-biotita gnaisse granitóide leucocrático, mais homogêneo que bandado. Próximo à zona de cisalhamento transcorrente, representada pela Zona de Cisalhamento Valinhos, essas rochas se apresentam bastante deformadas (milonitos – Mi) apresentando foliação com atitude N20E, N30E e com mergulho sub-vertical a vertical. O estiramento mineral é muito persistente e com orientação N15E/30NE (Figura 3.1A e B).

Quando o gnaisse está milonitizado, é bem friável devido à maior quantidade de bandas de plagioclásio. Quando não milonitizado, o gnaisse é bastante resistente, com maior presença de quartzo junto às bandas mais claras de plagioclásio. Gnaisse cinza e branco com bandas máficas compostas por biotita e anfibólio e félsicas compostas por quartzo e plagioclásio, tinham grandes fraturas preenchidas por k-feldspatos (Figura 3.1C) e às vezes por veios de composição granítica. Mais próximos às zonas de cisalhamento, esses veios não aparecem com tanta freqüência. Os gnaisses bandados aparecem com porfiroblastos de k-feldspatos em augen-gnaisses (Figura 3.1D).

A unidade de granada-biotita-plagioclásio gnaisse (BPGn) de cor cinza a cinza escuro. Nessa unidade pode se observar registros da atuação da tectônica rúptil, com pequenas falhas nos afloramentos vistos (Figura 3.1E).

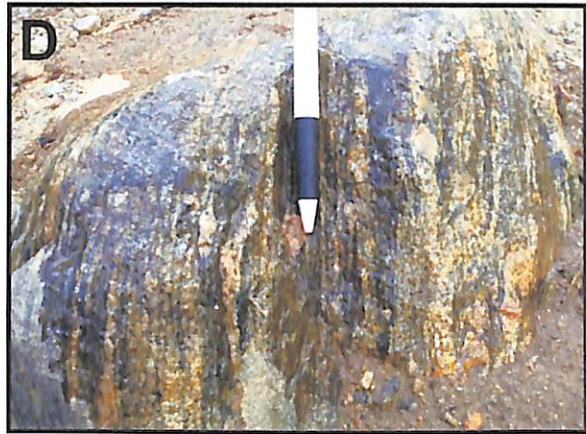


Figura 3.1: A) Foliação em zona de transcorrência. B) Estiramento mineral mostrando a direção de movimento nessa zona. C) K-feldspato, preenchendo fraturas nos gnaisses do embasamento. D) Porfiroblastos de K-feldspato em gnaisses bandados. E) Falha Transcorrente Dextral em gnaisse (N50W/80SW).

3.2. Grupo Itararé (Unidades IAM e IDR):

Existe grande dificuldade em se correlacionar as colunas estratigráficas montadas para o Grupo Itararé devido à complexidade de seu ambiente deposicional, tido pelo menos em grande parte como glacial *lato sensu* (Instituto Geológico, 1993).

A unidade IDR, ocorre no norte, no centro e no sudoeste da área mapeada. Essa unidade é formada por diamectitos, ritmitos e arenito. A unidade IAM, formada por arenitos médios a grossos estão localizadas na porção central do mapa geológico.

Pertencentes a unidade IDR, próximo ao Aeroporto de Viracopos, foram mapeados ritmitos com intercalações de argilitos e siltitos com estratificações plano-paralelas, com espessuras dos pacotes variando entre 15 e 20 cm nos siltitos e nos argilitos entre 5 e 10 cm (Figura 3.2A). Estes aparecem bastante fraturados, com os planos de fratura (N90E/75SE e N90W/80NE) se intersectando. Os ritmitos ocorrem ainda como espessas camadas de argilitos de até 30 cm. Nas fraturas em ritmitos, raízes de plantas se infiltram até 3 metros da superfície para alcançar as camadas mais argilosas que estão abaixo das camadas mais siltosas.

Siltitos ocorrem em camadas abaixo dos ritmitos, como pacotes de espessura métrica, bastante fraturados e com presença de falhas normais (N52E/55SE) detectadas a partir de deslocamento de camadas (Figura 3.2B e C). Estrias não foram vistas nesses sedimentos. Os planos de fratura e os de falha se intersectam como nos ritmitos. Intercaladas aos siltitos estão raramente presentes, finas camadas de arenitos muito finos.

Ainda nessa unidade, tem-se um conglomerado polimítico, com clastos de xistos, quartzitos, materiais pelíticos, gnaisses e milonitos suportados por uma matriz de granulação que variam de argila a areia média (Figura 3.2D). Muito dos clastos estão facetados, levando a interpretação de que o depósito foi provavelmente formado em um ambiente glacial. Esse corpo está em contato lateral, interdigitado com arenitos finos a médios.

Os arenitos dessa unidade são finos a médios, com presença de feldspatos, muscovita e sericitas. Estão dispostos em laminações plano-paralelas, estratificações cruzadas acanaladas e tabulares. No norte, ainda pertencente a essa unidade, aparecem argilitos de espessuras variando de milimétricas a centimétricas com laminações plano-paralelas. Esse tipo de depósito é típico de ambiente de baixa energia, onde os sedimentos mais finos puderam se depositar.

A unidade IAM é formada por arenitos médios a grossos mal selecionados com grãos de quartzo arredondados a angulosos, feldspatos e micas (muscovita e biotita). Nesses arenitos observa-se clastos de material pelítico.

Os pacotes de arenitos dessa unidade têm espessuras métricas e aparecem dispostos em estratificações plano-paralelas, estratificações cruzadas acanaladas e estratificações cruzadas tabulares. Os arenitos dessa unidade, quando mais grossos apresentam clastos esparsos de gnaisses, argilito, arenitos e veios de quartzo (Figura 3.2E). Localmente esse arenito aparece bastante falhado (Figura 3.2F). Essas camadas aparecem dobradas também, porém essas dobras se formaram aparentemente não por tectônica e sim por escorregamento de sedimentos, formando dobras convolutas.

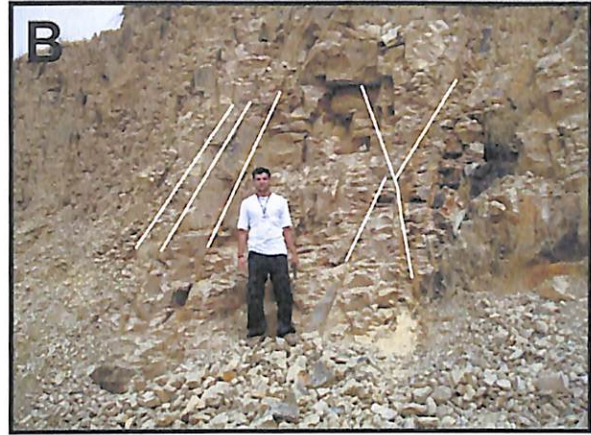


Figura 3.2: A) Ritmos com intercalações de siltito e argilito. B) Falhas e fraturas em siltitos. C) Detalhe do deslocamento de camadas mostrando uma falha normal. D) Clasto de quartzito envolvido por matriz composta por argila a areia média. E) Clastos de argilito e gnaiss no detalhe. Bandas amarelas, acompanhando estratificações cruzadas, formadas por concentração de óxido de ferro (Bandas de *Liesegang*). F) Falhas normais em arenitos de mesma composição do da foto 3.2E.

3.3. Formação Rio Claro

Essa unidade mapeada às margens da Rodovia dos Bandeirantes (Figura 3.3A) e próximo ao Aeroporto de Viracopos, é correlata a descrita por Fernandes (1997) como sendo da Formação Rio Claro. Esse depósito sedimentar encontra-se acima dos sedimentos do Grupo Itararé, em discordância erosiva.

O pacote de sedimentos (Figura 3.3B) é composto por arenito conglomerático de matriz suportada, mal selecionado com grânulos e seixos de quartzo angulosos a subangulosos. Envolvidas por esse arenito, encontram-se lentes de material psamo-pelítico, compostas por siltito/arenito muito fino (Figura 3.3C), dispostas em laminação plano-paralela. Raramente, ocorrem seixos de arenitos nesse material mais fino.

O arenito conglomerático apresenta um acréscimo na quantidade de feldspato rumo a sul da área mapeada. Ao mesmo tempo aparecem seixos maiores e de mais variedades e, dentre eles, aparecem alguns facetados (como visto anteriormente em depósitos do Grupo Itararé). Esses depósitos aparecem bastante fraturados (Figura 3.3D), com maior evidência nos sedimentos mais grossos.

A Formação Rio Claro foi definida por Bjornberg & Landim (1966) e segundo Fernandes & Amaral (2002), essa formação corresponde a um dos principais depósitos cenozóicos. Melo (1995) *apud* Fernandes & Amaral (2002), considerou que essa formação tem idade no neógeno.

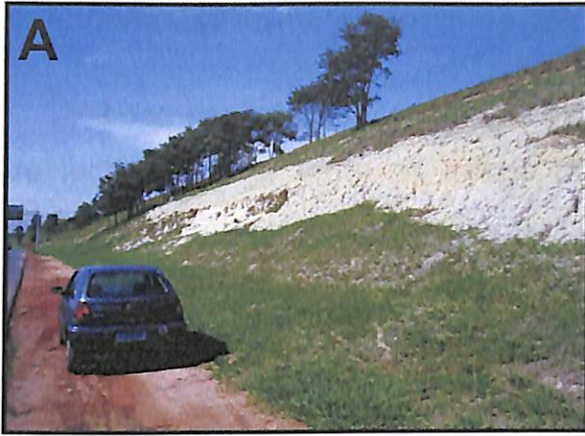


Figura 3.3: A) Panorâmica de afloramento da Formação Rio Claro. B) Pacote de arenito conglomerático da Formação Rio Claro. C) Contato do pacote de arenito (parte superior esquerda da foto) com lente de material pelítico. D) Topo do Afloramento mostrando fraturamentos na camada de arenito.

4. Análise Estrutural

Esse capítulo apresenta uma breve revisão da literatura sobre os conceitos de tectônica frágil tanto na escala macroscópica quanto microscópica e ainda discerne sobre alguns modelos propostos para a região (Fernandes, 1997 e Fernandes & Amaral, 2002). Por último, é feita uma comparação desses modelos com dados obtidos em estudo de campo no presente trabalho.

4.1. Tectônica Frágil (Revisão):

A análise da tectônica frágil tem sido de grande importância na área de prospecção mineral e petrolífera bem como na área científica. As falhas e fraturas exercem um importante papel na percolação de água, petróleo e minérios.

De acordo com os critérios de fraturamento de Anderson ou Mohr-Coulomb, a relação entre o campo de esforço e a posição dos planos de estruturas descontínuas geradas é sempre a mesma, já que o esforço principal máximo (σ_1) sempre tem um ângulo menor do que 45° (próximo a 30°). Estas estruturas descontínuas são denominadas geralmente como fraturas e de acordo com o movimento de deslocamento entre as rochas podem ser chamadas de: diáclases, quando os movimentos são perpendiculares aos planos de fraturas e falhas, quando os movimentos são subparalelos aos planos de fraturas.

Quando é levada em consideração a posição dos esforços e discontinuidades em relação ao horizonte terrestre (principal plano de referência geológico) as falhas são chamadas de falhas normais quando a capa desce em relação à lapa e falhas inversas quando a capa sobe em relação à lapa. Quando ocorre deslocamento subhorizontal são chamadas de falhas transcorrentes. A figura 4.1 apresenta alguns modelos de falhas e suas variações dependendo da movimentação da capa em relação à lapa.

Nos planos de falhas ocorrem superfícies lisas e brilhantes chamadas de *slickensides* ou espelhos de falha. Essas feições ajudam a determinar esse tipo de

estrutura rúptil. Porém, nem sempre essa feição pode ser encontrada nos planos

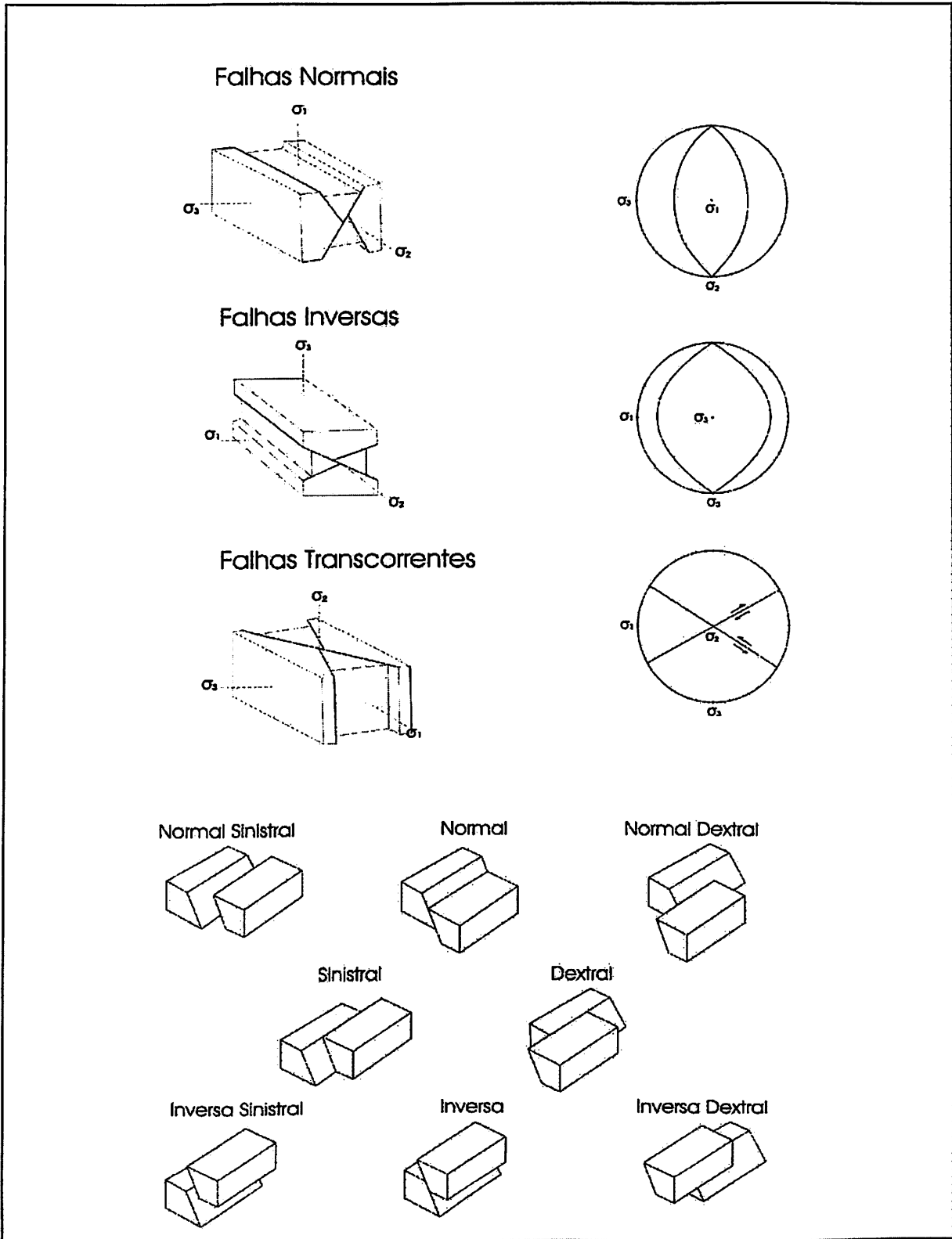


Figura 4.1: Os tipos de falhas e os tensores relacionados. Nome das falhas de acordo com a orientação de deslocamento.

de falhas devido à propriedade física da rocha ou devido à perda dessa característica lisa e brilhante, pela ação do intemperismo.

Outra característica dos planos de falhas é a presença de *slickenlines* ou estrias. As estrias são linhas que indicam a direção de movimento da falha e são mais visíveis nos espelhos de falha. São formadas pelo crescimento de minerais numa direção preferencial, durante o falhamento na direção do movimento (Davis & Reynolds, 1996). Degraus presentes no plano de falha indicam o sentido de movimento.

Muitos autores como Fernandes et al. (2005), Fernandes (1997), Fisher & Knipe (2001), Coriolano (2000) e Rostirolla et al. (2001) vêm estudando esses tipos de estruturas com mais ênfase.

Rostirolla et al. (2001) descreveram fraturas associadas à falhas regionais que funcionaram como condutos para a migração de fluídos durante a fase de movimentação das rochas e que atualmente funcionam como barreiras para a migração dos mesmos devido à precipitação de minerais. Fernandes et al. (2005) do mesmo modo relatam a ocorrência de ouro em sedimentos, condicionados a fraturas que ocorrem como estruturas subsidiárias à zona de cisalhamento. Essas fraturas provavelmente serviram como condutos para o fluído.

Fernandes (1997) estudou a influência da tectônica cenozóica frágil sobre a produção de água subterrânea em aquíferos cuja porosidade principal é dada por fraturas que facilitam o fluxo da água. No mesmo campo da hidrogeologia, Coriolano et al. (2000) desenvolveram um trabalho com o intuito de local poços em fraturamentos de terrenos cristalinos e, observaram que nem sempre o fluxo e o acúmulo de água estavam relacionados aos fraturamentos. E sim ao intemperismo das rochas foliadas, aumentando sua porosidade e permeabilidade. As fotointerpretações foram equivocadas na distinção das fraturas e falhas, pois relacionaram essas estruturas às drenagens, o que não se confirmou no campo.

Fisher & Knipe (2001), fizeram estudos microtectônicos em falhas nos reservatórios siliciclásticos de petróleo para obter informação da permeabilidade dos mesmos. Mostraram que os arenitos puros (*clean sandstones*) (< 15% de argila) deformam sem fraturamento significativo de grãos e redução de

permeabilidade. Nos arenitos impuros (*impure sandstones*) (15-40% de argila) ocorre uma compactação sin-deformacional e redução da permeabilidade. Os sedimentos ricos em argila (> 40% de argila) deformaram e produziram uma massa argilosa de baixa permeabilidade.

As falhas têm um papel importante na movimentação do petróleo tanto em escala do tempo geológico como em escala do tempo de produção (Fisher et al., 2001). Fyfe et al. (1993) apud Fisher & Knipe (2001) sugeriram que as falhas aumentam a taxa de fluxo do óleo em certos poços. Porém também podem funcionar como barreiras (falhas selantes), impedindo a circulação e causando o acúmulo de óleo.

4.2. Modelos Tectônicos e Dados Atuais

Alguns trabalhos desenvolvidos na região de Campinas, como o de Fernandes (1997), Fernandes & Amaral (2002), Fernandes & Melo (2002) e Instituto Geológico – IG/SMASP (2002), propuseram um modelo evolutivo envolvendo diferentes eventos tectônicos ocorridos após o magmatismo Serra Geral, que afetaram depósitos cenozóicos da Formação Rio Claro.

Dentre estes eventos foi sugerido que apenas um deles, considerado o mais velho, não afetou os depósitos cenozóicos. Os autores sugerem que as fraturas conjugadas e as falhas normais e inversas ocorrem subordinadas aos eventos principais de transcorrência. Os eventos foram denominados do mais velho para o mais novo de E1-NE, E2-EW, E3-NW, E4-NS e E5-NNE (Fernandes & Amaral, 2002), onde a letra E se refere ao evento seguido da direção de esforço máximo σ_1 .

O evento E1, segundo os autores supracitados, é caracterizado por falhas nos diabásios, secundariamente nos afloramentos do Granitóide Morungaba (ambos não estavam inseridos na área do presente trabalho) e como fraturas conjugadas com um padrão muito claro e ângulos agudos persistentes no Grupo Itararé. As estruturas indicam direção de esforço máximo σ_1 em torno de N40-60E e σ_3 ortogonal, ambos sub-horizontais.

O evento E2 foi interpretado como contemporâneo à deposição da Formação Rio Claro e fortemente sugerido como sin-sedimentar a essa formação. Os esforços associados a esse evento são sub-horizontais e com direção em torno de EW para σ_1 e NS para σ_3 .

O evento E3 indicou direção de esforço máximo σ_1 sub-horizontal em torno de N40-30W nos depósitos da Formação Rio Claro. Estruturas extensionais NW, produzindo grandes juntas plumosas foram encontradas nos diabásios e no Grupo Itararé. Fernandes & Amaral (2002), sugerem um possível regime transtraccional para esse evento.

O evento E4 apresenta uma tendência NS para σ_1 e EW para σ_3 , ambos sub-horizontais. A interação das fraturas mostra que aquelas geradas por E3 são mais velhas que as fraturas relacionadas ao evento E4, as quais tem direção N45W.

O mais novo evento descrito por Fernandes & Amaral é o E5 e tem σ_1 baseado em estruturas das rochas pré-cambrianas e do Grupo Itararé, variando entre N10E a N35E. Nos diabásios, esse evento foi descrito como falhas EW reativadas sinistralmente. Seixos em lamitos aparecem no Grupo Itararé cortados e movimentados por falhas ENE correspondente a esse evento.

Em imagens ETM/Landsat7, foram traçados os lineamentos mais contínuos e de maior expressão na área, de direções WNW, NW, NS, NE e ENE. Essas direções em escala regional se assemelham com a orientação das estruturas rúpteis mapeadas nesse presente trabalho. É evidente a continuação de lineamentos do embasamento cristalino para os sedimentos da bacia, sendo que o primeiro apresenta a maior densidade dessas estruturas. Na imagem da área de estudo, houve dificuldade na interpretação e distinção dos lineamentos devido à intensa urbanização, dificultando a distinção dos lineamentos

No campo deste presente trabalho, as estruturas definidas como falhas eram pobres em estrias e em espelhos de falhas. Foi a partir do deslocamento das camadas (Figura 3.2C) de siltito intercaladas a arenitos muito finos, por falhas normais que foi definido esse tipo de estrutura rúptil (ponto EMS – 6/Figura 3B). Na mesma direção (N52E/55SE) dessas falhas normais, existem planos de

Na mesma direção (N52E/55SE) dessas falhas normais, existem planos de fraturas subordinados, e ambos estão intersectados por fraturas de direção NNE com mergulho subvertical. Essas estruturas apresentadas nas falhas conjugadas em escala de campo, sugerem um possível regime extensional. Essas podem estar relacionadas a direção de esforço máximo de Fernandes & Amaral (2002) do evento E1-NE. No embasamento (ponto EMS – 25/Figura 3B), fraturas de mesmas direções das falhas normais foram medidas nos gnaisses estas por suas vezes foram preenchidas por K-feldspatos (Figura 3.1C). Apesar das estruturas terem atitudes parecidas o preenchimento por K-feldspato leva a crer que estas se formaram durante o pré-cambriano, e foram preenchidas pela intrusão de material granítico.

No sentido da zona de cisalhamento, esses veios feldspáticos em gnaisses bandados não ocorrem e o gnaixe passa a ter o K-feldspato como porfiroblastos.

Em dois (ponto EMS – 1 e 10/Figura 3B) afloramentos, dos 25 analisados, foi possível descrevê-los em planta. Porém não foram vistos planos de fraturas para a análise de máximo esforço para a geração das estruturas.

Em um dos pontos analisados, nas rochas do embasamento (ponto EMS-11/Figura 3B), observou-se estrutura rúptil representada por falha transcorrente dextral com atitude N50W/80SW. Essa foi a única estrutura rúptil na área em que foi possível definir com segurança sua cinemática.

Nas rochas sedimentares da Formação Rio Claro e do Grupo Itararé, foram medidas fraturas com orientação correspondentes a da falha transcorrente, porém como já citado antes, não havia nenhum indicador cinemático demonstrando esse tipo de movimento transcorrente. Essa continuidade de estruturas rúpteis do embasamento para o Grupo Itararé (Figura 4.1), também foi observada nos depósitos Cenozóicos da Formação Rio Claro, condizendo com trabalhos anteriores de Fernandes (1997), Fernandes & Melo (2002) e Fernandes & Amaral (2002). Mergulhando ora pra NE ora pra SW. Nos arenitos do Grupo Itararé fraturados nessa direção, ocorrem juntas plumosas. Essas estruturas parecem ser semelhantes às descritas no evento E3 de Fernandes & Amaral (2002).

Nos ritmitos do Grupo Itararé (ponto EMS – 15/Figura 3B) as fraturas conjugadas aparecem com direção E-W, mergulhando para Norte e para Sul. Analisando individualmente essas rochas e suas fraturas, os tensores σ_1 e σ_3 são vertical e horizontal, respectivamente. O ângulo entre os planos de fratura é 25° colocando o σ_1 na bissetriz desse ângulo (12,5°).

A região estudada passou por uma história tectônica que começou no pré-cambriano. As estruturas formadas nestes eventos são zonas de cisalhamento dúcteis chamadas de Campinas e Valinhos. As rochas pertencentes a essas zonas foram descritas no campo e apresentam direção aproximadamente de N30E, correlata às descritas no trabalho de Fernandes (1997). A foliação milonítica mergulha para NW e SE.

Os sistemas de fraturas e falhas estudados nesse trabalho, é restrito a área mapeada e provavelmente estão representando estruturas de segunda ordem de um sistema regional.

4.3. Estrutura Rúptil em Micro-escala

O principal interesse desse trabalho para a área de estudo, é a descrição de estruturas rúpteis nas escalas macro e micro dos arenitos finos a médios da Bacia do Paraná, mais precisamente do Grupo Itararé. Devido à alta fragilidade dessas rochas, houve certa dificuldade para coletar amostras para lâminas delgadas com estruturas representativas da tectônica rúptil identificada em afloramento. Dentre as estruturas encontradas, falhas e fraturas são as de maior importância, mas na maioria das vezes estas estão em sedimentos muito finos ou em sedimentos bastante friáveis dificultando a amostragem.

Neste item são descritos os aspectos microtexturais e deformacionais das amostras coletadas em campo, analisando as diferentes características dos grãos próximos ao plano de falha e os mais distantes.

As lâminas que foram dadas mais ênfase devido a presença de planos de falha, foram coletadas no trevo da Rodovia dos Bandeirantes (SP-348) com a Rodovia Santos Dummont (SP-075) e laminados num corte transversal WSW-ENE, condizente ao sentido de mergulho do plano.

O afloramento é composto por arenitos do Grupo Itararé da unidade IAM. Aparece intensamente tectonizado, em comparação com outras áreas. Na sua maior parte são falhas normais (Figura 4.3.1), mas também ocorrem falhas inversas (Figura 4.3.1). Os planos das falhas amostradas têm direção NNW-SSE e mergulham para leste.

As lâminas (EMS-7a, b e c), são compostas por 82% de quartzo, juntamente com 5 a 6% de microclina. Como acessórios podem aparecer plagioclásio, sericita/muscovita, zircão detrítico e fragmentos líticos. A matriz representa 10% e é composta por material bem fino composto por sericita e grãos de quartzo, variando de 0,07mm a 0,5mm. Na rocha como um todo, predominam grãos de 0,5 mm, sendo assim classificados como areia média e os mais finos como areia muito fina a fina segundo classificação de Udden-Wentworth e Blair & McPherson (1999) *apud* Tucker (2001). A matriz tem granulometria muito fina (< 0,01mm), formada por argilo-minerais.

Na maioria dos grãos de quartzo, pode-se observar inclusões fluidas (Figura 4.3.2 A e B) em planos de microfraturas. Inclusões fluidas são cavidades preenchidas por fluidos, que também pode conter material sólido. Ocorrem como inclusões isoladas, juntas (“agrupadas”) ou em planos (Blenkinsop, 2000). Essas inclusões foram consideradas secundárias e se formaram na rocha protolítica (primária).

Secundárias, pois estão dispostas em planos de fraturas formados após o crescimento do mineral. Chegou-se a conclusão de que foram formadas na rocha primária, pois não ocorrem atravessando bordas de grãos em contato.

Os contatos entre os grãos são côncavo-convexo, pontual, reto e às vezes os grãos aparecem suturados. Alguns aparecem como subgrãos (Figura 4.3.2 C e D) formados na fonte de origem, já que não ocorrem com tanta persistência nas lâminas. Se essa feição fosse adquirida durante um evento tectônico pós-sedimentar, estaria em maior quantidade na lâmina, o que não ocorre.

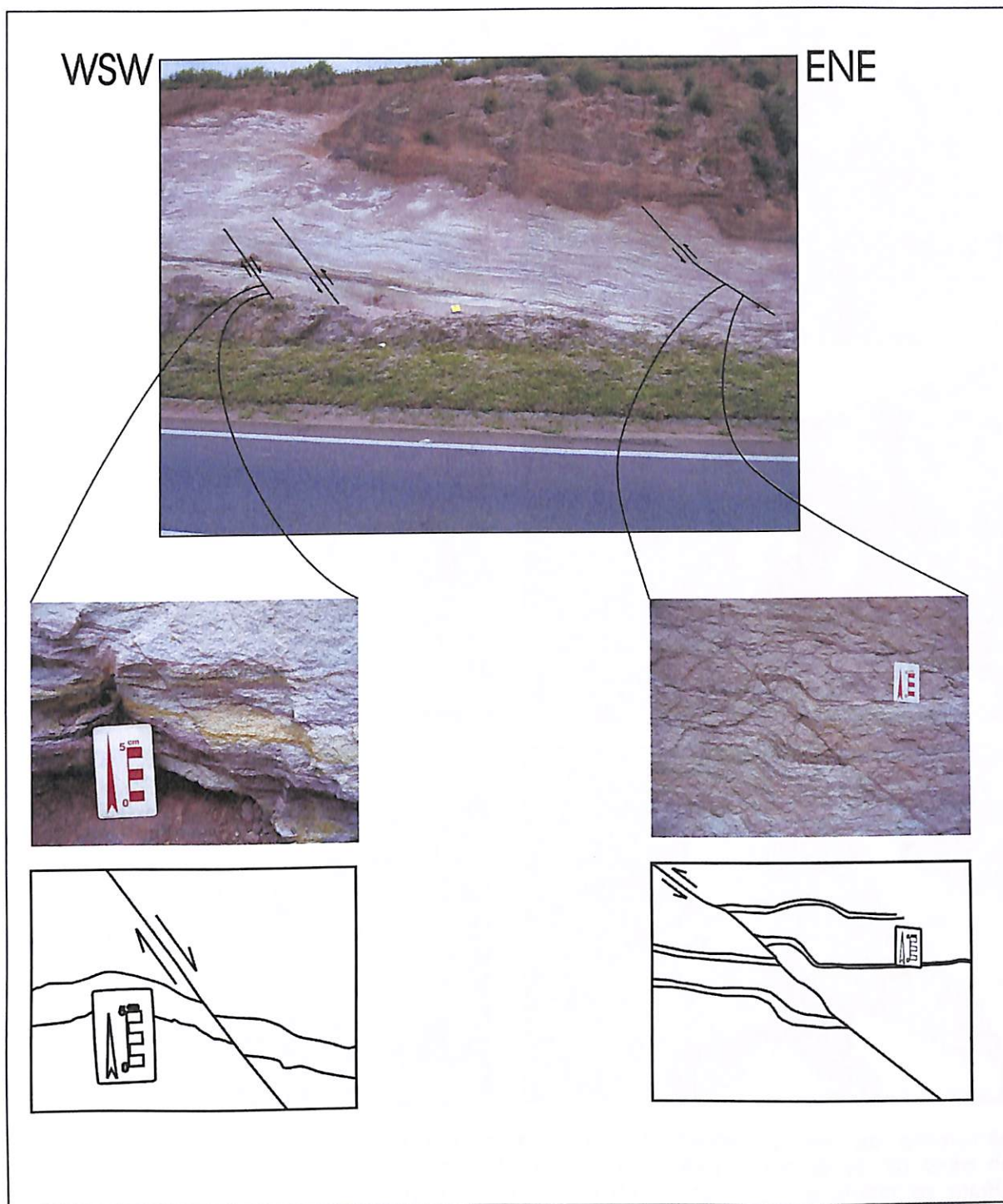


Figura 4.3.1: Afloramento no trevo da Rodovia Santos Dumont com Bandeirantes

Das microfraturas existentes nos grãos, muitas podem ter sido geradas a partir de planos de fraquezas pré-existentes gerados na rocha fonte dos sedimentos. Esses planos podem ser bandas de deformação ou mesmo limites de

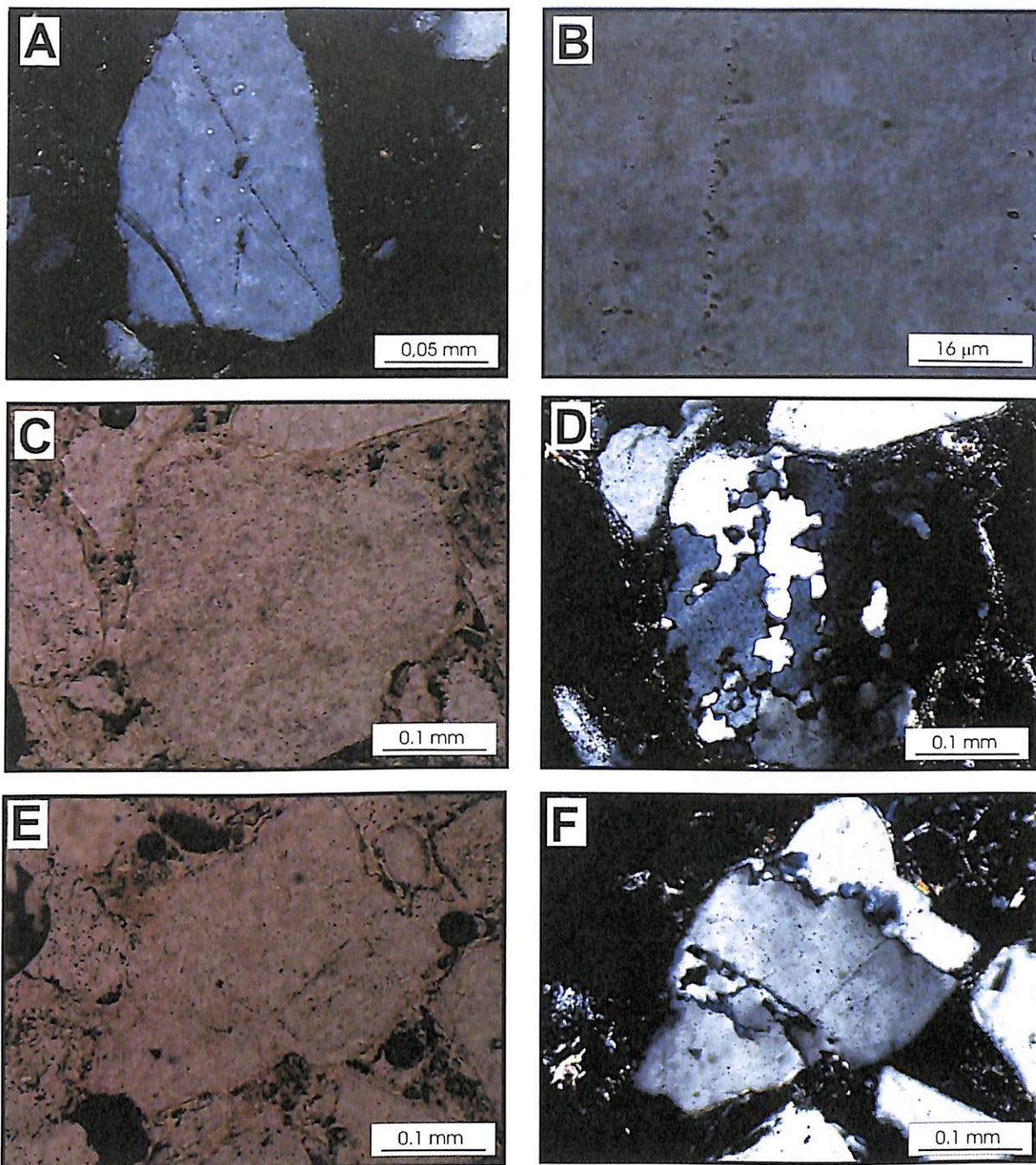


Figura 4.3.2: A) Inclusões fluídas em microfraturas limitadas apenas ao grão, não atravessando contato. B) Detalhe da microfratura preenchida por inclusões. C) Grão de quartzo com nicóis descruzados. D) O mesmo grão da figura “C”, ao cruzar os nicóis observa-se os subgrãos. E e F) Bandas de deformação em grão de quartzo.

subgrão (Figura 4.3.2 E e F) formados na rocha primária num evento mais antigo. Aparentemente as microfraturas apresentam uma tendência de quebra com sentido de mergulho para leste, como visto em afloramento. Porém o mergulho não é tão intenso quanto o medido em mesoescala. Nessa tendência, aparecem sercitas acompanhando, não assiduamente, essa mesma direção. Segundo Blenkinsop (2000), as microfraturas extensionais podem ter, regionalmente, uma orientação sistemática pois se formam perpendicular a σ_3 , e têm sido muito utilizadas para dedução de sistema regional de tensão.

Nas lâminas onde os planos de falha estão presentes, não é possível observar o mesmo em microescala, como visto no afloramento, mas alguns minerais mais alongados, se alinham conforme esse plano (Figura 4.3.3)

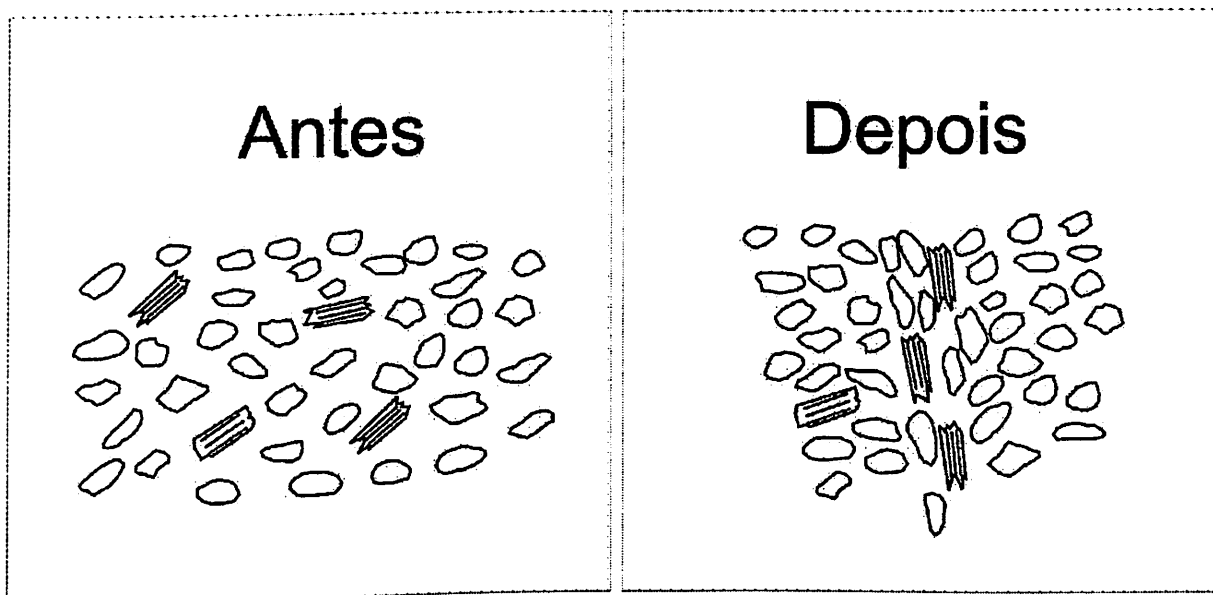


Figura 4.3.3: Esquema do comportamento em microescala dos minerais antes do tectonismo e depois do tectonismo.

Fischer & Knipe (2001), estudaram falhas cataclásticas em arenitos do Mar do Norte e Plataforma Continental na Noruega em escala microscópica, e verificaram que os arenitos com menos de 15% de argila deformaram sem fraturamento de grãos e redução de permeabilidade significativa. Falhas em arenitos com 15-40% de argila apresentaram compactação sindeformacional e

redução de permeabilidade significativa. Sedimentos com mais de 40% de argila deformaram produzindo uma massa de argila com baixa permeabilidade. Menéndez et al. (1996) em estudos de laboratório relatou que a quebra de grãos e o colapso de poros parecem ser mais intensos em regiões menos cimentadas dos arenitos. Nas regiões que apresentam uma maior cimentação e presença de matriz, amenizando o contato entre grãos, a concentração de tensão é inibida evitando a quebra de grãos.

Nos grãos das lâminas analisadas neste presente trabalho, apesar da presença de matriz, os grãos de quartzo se fraturaram e falharam aparentemente em razão dos eventos tectônicos, já que em lâminas de mesma composição em regiões mais distantes das zonas de falhas, os grãos não se apresentam tão quebrados. A cinemática do quebramento dos grãos em escala microscópica, condiz, nem sempre, com a cinemática descrita em escala macroscópica (Figura 4.3.4 A e B).

Quando não fraturados, os grãos se alinham (Figura 4.3.4 C) conforme o plano de falha observado em mesoescala. Estes talvez não se fraturaram, pois tenderam a se acomodar conforme a movimentação do material fino que os envolve.

Nas lâminas amostradas dos arenitos médios a grossos presentes na Estrada Velha de Indaiatuba, mais distantes das zonas de falhamentos, mas ainda sob o efeito das mesmas numa escala regional, pode se ver rochas com a mesma composição das descritas anteriormente nas lâminas EMS-7, sobrepostas por um arenito mais fino com presença de muscovita. O contato entre esses dois pacotes é erosional.

Na lâmina descrita (EMS-2/figura 3B e figura 4.3.4 D), amostrada do contato é possível observar que apesar do pacote inferior ter a mesma composição vista nos outros arenitos, os grãos não aparecem com grande quantidade de fraturamentos como observado nas lâminas anteriores apesar de estarem sob ação de deformação em escala macroscópica, levando a conclusão de que os grãos que estão próximos às zonas de falhas, estão bastante fraturados pois passaram por um maior esforço causado pelo deslocamento do arenito.

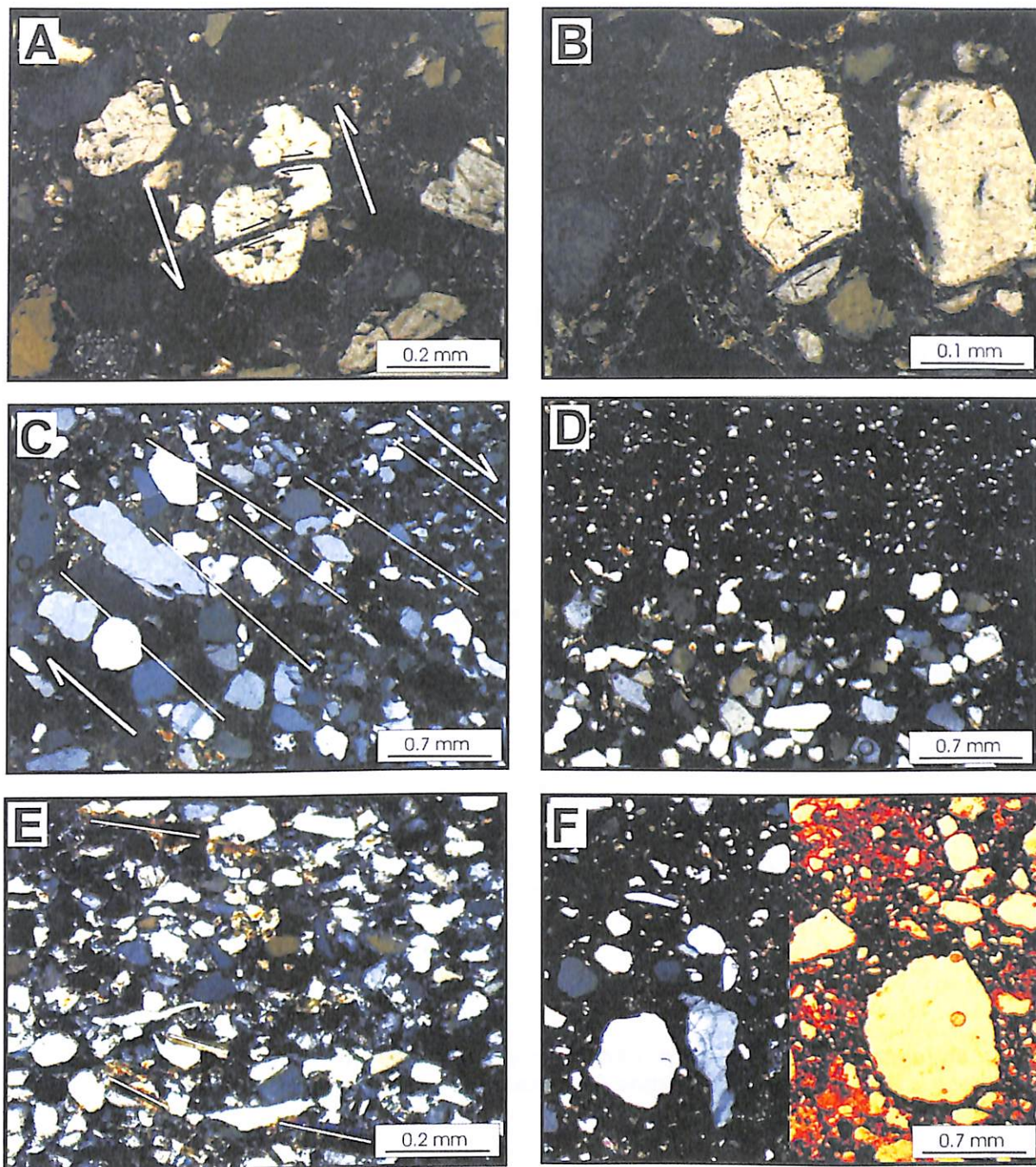


Figura 4.3.4: A e B) Grãos de quartzo falhados com cinemática dextral, nem sempre acompanhando o movimento em escala mesoscópica. C) Alinhamento dos grãos (traços brancos para facilitar visualização) condizente com o plano de fratura do afloramento. D) Contato do pacote inferior (arenito médio a grosso) com o pacote superior (arenito fino). E) Micas com direção preferencial não tectônica (traços brancos sobre as micas). F) Grãos mal selecionados e pouco fraturados envolvidos por matriz com grande presença de óxidos (parte esquerda nicóis cruzadas, parte direita nicóis descruzados da mesma lâmina).

No pacote superior (Figura 4.3.5), estão arenitos bem mais finos com grãos de quartzo bastante angulosos e sericitas, envolvidos por uma matriz mais fina de argilo-minerais. Grãos de feldspatos (microclina e plagioclásio) e zircões também estão presentes, mas não aparecem com tanta freqüência como nas outras lâminas. Nesse mesmo pacote (EMS-1/Figura 3B e figura 4.3.4 E), mais para o topo da camada os grãos de micas (biotitas e muscovitas) aumentam de tamanho e parecem agora ter uma direção preferencial como dito anteriormente, possivelmente de deposição, já que no pacote inferior, essa orientação não está clara. Nessa camada de arenito mais fino, os grãos não aparecem fraturados como nos outros pacotes.

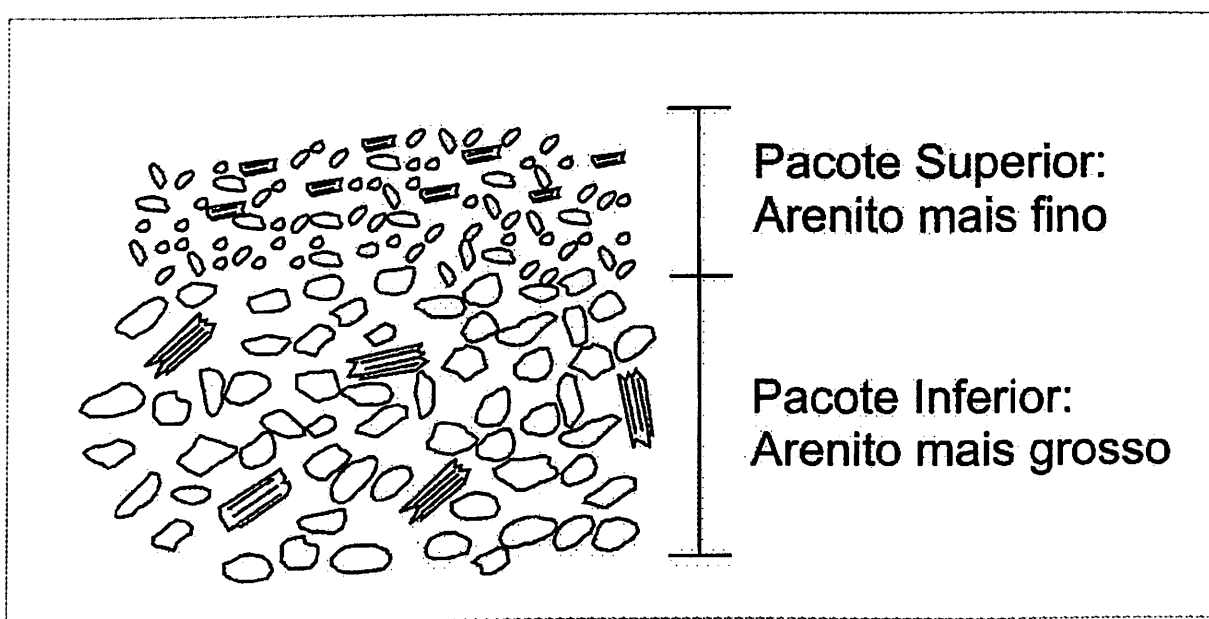


Figura 4.3.5: Pacote superior composto por arenito mais fino e presença de micas orientadas mais ao topo sobreposto a um pacote de arenito mais grosso sem a ocorrência de orientação das micas

Num outro pacote, o qual foi descrito como depósito glacial na Estrada Velha de Indaiatuba, vistos em lâmina (EMS-3/Figura 3B e Figura 4.3.4 F) pode ver que os grãos estão muito mal selecionados, como descritos em macroescala. São compostos por grãos de quartzo angulosos a subarredondados, quartzo policristalino, microclina, plagioclásio, muscovita, biotita e alguns grãos de zircão detrítico. A matriz é composta por argilo-minerais aparentemente com presença de óxido ferro devido a sua cor avermelhada. Nessa lâmina, diferentemente das

outras analisadas, os grãos quase não estão em contato, pois estão envolvidos pela matriz. Os minerais estão dispostos como grãos flutuantes ("floating grains", Pettijohn *et al.*, 1987) na matriz.

A matriz na sua maior parte é difícil de ser identificada devido a oxidação da mesma formando uma massa de coloração avermelhada, porém em partes da lâmina onde essa descrição se torna possível, ela é composta por sericita e argilo-minerais. Não se vê fraturamentos como nas lâminas mais afetadas pela tectônica atuante na área e quando ocorrem, são muito incipientes em poucos grãos, não seguem nenhuma tendência ou padrão de direção.

5. Conclusão

Com a cartografia da área, foram individualizadas cinco unidades de mapeamento mais as rochas miloníticas da Zona de Cisalhamento Valinhos.

Representando o embasamento, tem-se a unidade de gnaisses bandados (GnB) que ocorre como gnaisses compostos por feldspato, anfibólio, biotita e quartzo, biotita-gnaiss acinzentado ou branco e granada-biotita gnaiss branco, mais homogêneo que bandado. Intercalado a essa unidade encontra-se granada-biotita-plagioclásio gnaiss (BPGn) de cor cinza a cinza escuro.

Sobre o embasamento estão sobrepostos os sedimentos da Bacia do Paraná que foram divididos nas unidades IAM e IDR e depósitos cenozóicos. A unidade IAM é representada por arenitos médios a grossos mal selecionados compostos por quartzo, feldspato e mica. Ocorre na maior parte da área junto com a unidade IDR, formada por diamictitos, ritmitos e arenitos. Estas estão sobrepostas por sedimentos mais novos da Formação Rio Claro.

As rochas da área foram afetadas por diferentes eventos tectônicos após a deposição dos sedimentos da bacia. Esses eventos resultaram na geração de estruturas rúpteis como falhas e fraturas. As falhas são do tipo inversas e normais e às vezes aparecem muito incipientes e isoladas. Essas estruturas provavelmente ocorreram como falhas e fraturas subordinadas a um evento tectônico regional. Estas também foram descritas nas rochas do embasamento.

Algumas estruturas aparentemente dúcteis nos sedimentos, foram definidas como sendo atectônicas, formadas por gravidade, sendo assim classificadas como dobras convolutas.

Na análise microtectônica, foi possível perceber que os minerais presentes, principalmente quartzo, que está em maior quantidade, se fraturaram mais próximo das zonas de falhas do que nas partes mais distantes. Alguns grãos isolados seguiram a cinemática da falha em macroescala. Devido a presença de matriz nesses sedimentos, o choque entre os grãos foi amenizado consideravelmente. Quando não fraturados, os grãos se alinham conforme o plano de falha.

A presença de planos de fraqueza (lamelas de deformação ou bandas de deformação) pré-existentes nos grãos, foi uma hipótese levantada para explicar esse fraturamento em microescala. O estudo microtectônico dessas rochas mostrou que os planos de fraqueza se formaram na rocha primária, antes mesmo da desagregação dos grãos da rocha pretérita. Esta afirmação teve por base a presença de alinhamentos de inclusões fluídas que estava restritas a grãos isolados, ou seja, não havia continuidade nos grãos adjacentes. Outra evidência de zonas de fraqueza pré-existentes, foi a pequena quantidade de subgrãos dispersos na rocha, denotando uma herança de grãos deformados de uma rocha pré-sedimentação.

Os eventos tectônicos posteriores a deposição dos sedimentos da bacia provavelmente ocorreram a profundidades e temperaturas muito baixas. Essa afirmação foi evidenciada com base em que os grãos de quartzo não apresentaram recristalização nas amostras analisadas. Desse modo, pode-se dizer que as falhas geradas nesse evento não funcionam como falhas selantes e sim como conduto para a circulação de fluidos.

Estudos prévios da região já demonstraram que os corpos rochosos fraturados, são bons produtores de poços de água. Devido a presença de matriz e a baixa porosidade na rocha, o sedimento talvez não seja uma boa rocha reservatório. Porém, a presença de fraturas faz com que esses sedimentos possam ter essa característica.

Devido a grande urbanização e a dificuldade de amostragem dos sedimentos na área de estudo, os resultados desse trabalho talvez não tenham tido uma representação da região como um todo. Portanto, seria necessária uma análise microestrutural em diferentes afloramentos numa escala regional. Esse tipo de estudo nessa região ainda não foi bastante explorado.

Outro trabalho futuro que é de extrema importância nessa área, seria o ensaio em laboratórios para o estudo de mecânica das rochas, podendo assim determinar qual o tipo e intensidade de tensão que esses corpos foram expostos.

6. Referências Bibliográficas:

- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Ponçano, W.L.; Dantas, A.S.L.; Carneiro, C.D.R & Bistrichi, C.A. 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000. Volume 1 – Nota Explicativa. IPT-DMGA. 126p.
- Almeida, F.F.M. 1976. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. DNPM-DGM, Boletim (24¹). 36p.
- Artur, A.C. 1980. Rochas metamórficas dos arredores de Itapira, SP. (Dissertação de Mestrado). Instituto de Geociências - USP. 193p.
- Basei, M.A.S.; Campos Neto, M.C.; Bergman, M. & Figueiredo, M.C.H. 1986. Geologia da Folha Amparo. Pró-Minério/USP. Vol.1 (geologia). 109p.
- Blenkinsop, T. 2000. Deformation Microstructures and Mechanisms in Mineral and Rocks. Kluwer Academic Publishers. 150p.
- Campos Neto, M.C.; Basei, M.A.S.; Alves, F.R. & Figueiredo, M.C.H. 1984. Geologia da Folha Bragança Paulista, 1:50.000. Relatório Final, Convênio IG-USP/Pró-Minério, v.1. 162p.
- Campos Neto, M.C. 1990. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande – Ensaio de evolução tectônica. (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências - USP. 210p.
- Cano, W. (coord.). 1995. Campinas: Plano Diretor/Prefeitura Municipal de Campinas. Campinas, SP. PMC.
- Cavalcante, J.C.; Cunha, H.C.S.; Chierigati, L.A.; Kaefer, L.Q.; Rocha, J.M.; Daitx, E.C. & Ramalho, R. 1979. Projeto Sapucaí. Relatório Final, MME/DNPM, Série Geologia 4, Seção Geológica Básica 2. 299p.
- Coriolano, A.C.F.; Jardim de Sá, E.F. & da Silva, C.C.N. 2000 Structural and neotectonic criteria for location of water wells in semi-arid crystalline terrains: a preliminary approach in the eastern domain of Rio Grande do Norte state, northeast Brazil. Revista Brasileira de Geociências 30(2): 350-352.
- Davis, G.H. & Reynolds, S.J. 1996. Structural eology of rocks and regions. (2^aed.) John Wiley & Sons. 776p.

- Ebert, H. 1968. Ocorrências de fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 40 (supl.): 215-229.
- Fernandes, C.J.; Ruiz, A.S.; Pinho, F.E.C & Kuyumjian, R.M. 2005. Compartimentação tectônica da deformação na Faixa Móvel Aguapeí, Sudoeste do Cráton Amazônico, e as mineralizações auríferas associadas. *Revista Brasileira de Geociências*. 35(1):1-12.
- Fernandes, A.J. 1997. Tectônica Cenozóica na porção média da bacia do rio Piracicaba e sua aplicação á hidrogeologia. (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências – USP. 244p.
- Fernandes, A.J. & Amaral, G. 2002. Cenozoic tectonic events at the border of the Paraná Basin, São Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 14(8): 911-931.
- Fernandes, A.J. & Mello, C.L. 2002. Coberturas Cenozóicas e neotectônica na borda da Bacia do Paraná, Região de Campinas, SP. *Anais XLI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa*. pág 356.
- Fischer, Q.J. & Knipe, R.J. 2001. The Permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf. *Marine and Petroleum Geology*. 18: 1063-1081.
- Fischer, Q.J.; Harris, S.D.; McAllister, E., Knipe, R.J. & Bolton A.J. 2001. Hydrocarbon flow across sealing faults: theoretical constraints. *Marine and Petroleum Geology*. 18: 251-257.
- Hasui, Y. & Oliveira, M.A.F. 1984. Província Mantiqueira: Setor Central. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (coords.), *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blücher Ltda. 308-344.
- Hobbs, B.E.; Means, E.D. & Williams, P.F. 1976. *An outline of structural geology*. John Wiley & Sons. 571p.
- Instituto Geológico. 1993. Subsídios do meio físico-geológico ao planejamento do município de Campinas (SP). Vol. II, Relatórios Técnicos, Secretaria do Meio-Ambiente do Estado de São Paulo.

- Instituto Geológico – IG/SMASP. 2002. Mapeamento de vulnerabilidade natural dos aquíferos fraturados pré-cambrianos da região metropolitana de Campinas. São Paulo/SP. Relatório Interno do Instituto Geológico – SMASP/FEHIDRO. 81p.
- Menéndez, B; Wenlu, Z & Wong, T.F. 1996. Micromechanics of brittle faulting and cataclastic flow in Berea sandstone. *Journal Of Structural Geology*. 18(1): 1-16.
- Nichols, G. 1999. *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell Science. 355p.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag. 289p.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E. & Siever, R. 1987. *Sand and Sandstone 2ª Ed.* 553p.
- Ponçano, W.L.; Carneiro, C.D.R.; Bistrichi, C.A.; Almeida, F.F.M & Prandini, F.L. 1981. Mapa geomorfológico do estado de São Paulo. v.2. IPT. São Paulo.
- Rocha-Campos, A.C. 2000. Rocha Moutonneé de Salto, SP. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Berbert-Born, M. (edit.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*.
- Rosselo, E.A. 2001. Sistemas tectônicos transcurrentes: una síntesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geoeconómicas. *Avances en Microtectónica*, Asociación Geológica Argentina. Serie D:Publicación Especial. 5: 19-43.
- Rostirolla, S.P.; Appi, C.J.; Mancini, F.; Kraft, R.P. & Bartoszeck, M.K. 2001. Fraturas controladoras da migração de fluídos nos arenitos Vila Velha, Grupo Itararé, Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*. 31(3):349-356.
- Stevaux, J.C.; Souza Filho, E.E.; Teixeira, J.A. & Landim, P.M.P. 1987. Sistemas deposicionais do Subgrupo Itararé (P-C) na Bacia Hidrográfica do Baixo Rio Capivari (SP): Um modelo de prospecção de água subterrânea. In: SBG, Simp. Reg. Geol, Rio Claro, 6, Atas. 355p.
- Tassinari, C.C.G. & Campos Neto, M.C. 1988. Precambrian continental crust evolution of Southeastern São Paulo State – Brazil, based on isotopic evidences. *Geoch. Brasil*. 2(2): 175-183.
- Trouw, RAJ.; Paciullo, F.V.P.; Ribeiro, A. 1994. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa

Ribeira. *In*: CBG., 38, Balneário Camboriú, SC, 1994. *Bol. res. exp....*, SBG, v3, p. 234-235.

Tucker, M.E. 2001. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks* (3^aed.). Blackwell Science. 262p.

Vasconcellos, A.C.B.C. 1988. O Grupo Andrelândia na Região a norte de Ouro Fino, MG. (Dissertação de Mestrado). Instituto de Geociências - USP. 199p.

Vlach, S.R.F. 1985. Geologia, petrografia e geocronologia das regiões meridional e oriental do Complexo de Morungaba. (Dissertação de Mestrado). Instituto de Geociências - USP. 253p.