



Universidade Estadual de Campinas



Instituto de Geociências

Curso de Graduação em Geologia

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO GRANITO ANTONINA E ROCHAS DE CISALHAMENTO ASSOCIADAS

Autora: Carolina de Athayde Pinto

Orientadora: Prof. Dra. Maria José Maluf de Mesquita

Co-orientador: Prof. Dr. Jefferson de Lima Picanço

Campinas, Julho de 2012



Universidade Estadual de Campinas



Instituto de Geociências

Curso de Graduação em Geologia

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO GRANITO ANTONINA E ROCHAS DE CISALHAMENTO ASSOCIADAS

Carolina de Athayde Pinto

Trabalho de Conclusão de Curso do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), sob a orientação da Prof. Dra. Maria José Maluf de Mesquita e co-orientação do Prof. Dr. Jefferson de Lima Picanço, como exigência para a obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Campinas, Julho de 2012

ÍNDICE

| | |
|--|-----------|
| Capítulo 1 – Introdução | 5 |
| 1.1. Apresentação | 5 |
| 1.2. Justificativa | 6 |
| 1.3. Objetivos | 7 |
| 1.4. Localização da Área de Estudo..... | 7 |
| 1.5. Aspectos Fisiográficos..... | 8 |
| Capítulo 2 – Materiais e Métodos..... | 10 |
| Capítulo 3 – Fundamentação Teórica | 12 |
| 3.1. Zonas de Cisalhamento | 12 |
| 3.1.1. Classificação de Rochas de Cisalhamento..... | 15 |
| 3.1.2. Zonas de Cisalhamento e Alterações Hidrotermais | 17 |
| 3.2. Microestruturas de Deformação nos Granitos | 19 |
| Capítulo 4 – Contexto Geológico e Geotectônico..... | 22 |
| 4.1. Cinturão Ribeira..... | 22 |
| 4.1.1. Microplaca Luis Alves..... | 23 |
| 4.1.2. Terreno Paranaguá..... | 24 |
| 4.1.2.1. Síntese Geocronológica da área..... | 25 |
| 4.1.1.2.1. Quadro Geotectônico..... | 26 |
| Capítulo 5 – Caracterização Geológica das Unidades Mapeadas..... | 28 |
| 5.1. Unidade I - Rochas metamáficas e metaultramáficas indiferenciadas | 28 |
| 5.2. Unidade II – Granito Antonina e Rochas de Cisalhamento Associadas..... | 29 |
| 5.2.1. Leucogranito e Biotita Granito | 29 |
| 5.2.2. Biotita clorita filonito..... | 33 |

| | |
|--|-----------|
| 5.2.3 Quartzo milonito | 34 |
| Capítulo 6 – Caracterização Petrográfica | 37 |
| 6.1. Granito Antonina..... | 37 |
| 6.1.1. Biotita Granito..... | 38 |
| 6.1.2. Leucogranito | 42 |
| 6.2. Rochas de Cisalhamento Associadas ao Granito Antonina..... | 46 |
| 6.2.1. Granito Protomilonítico..... | 46 |
| 6.2.2. Milonito | 48 |
| 6.3. Biotita-Clorita Filonito..... | 51 |
| 6.4. Quartzo milonito | 53 |
| 7. Discussão | 55 |
| 7.1. Processos Deformacionais e Reações Hidrotermais no Granito Antonina... | 55 |
| 7.1.1. Deformação Cristal-Plástica..... | 55 |
| 7.2. Processos Relacionados a Deformação Rúptil: Microfraturamento e deslizamento friccional | 58 |
| 7.3. Cronologia relativa da ação dos processos deformacionais | 59 |
| 7.4. Hidrotermalismo nas zonas de cisalhamento | 61 |
| 7.5. Estimativas das Temperaturas de Metamorfismo e Deformação..... | 63 |
| 7.6. Indicadores Cinemáticos..... | 63 |
| 7.7. Protólitos, Milonitos e Filonitos: Constituição..... | 64 |
| <u>7.8. Modelo para a Gênese do Granito Antonina: granitos sintectônicos.....</u> | 67 |
| 8 – Considerações Finais | 69 |
| 9 – Referências Bibliográficas | 71 |

ANEXOS

Capítulo 1 – Introdução

1.1. Apresentação

O presente trabalho de conclusão de curso consiste no mapeamento geológico-estrutural da área urbana do município de Antonina, PR em escala 1:10.000, e na caracterização petrográfica da suíte granítica, denominada neste trabalho como Granito Antonina, assim como da sequência milonítico-filonítica do Terreno Paranaguá. O mapeamento em detalhe e a análise petrográfica, com ênfase nos corpos graníticos deformados, permitiram avaliar a evolução microestrutural dos granitos para os milonitos e filonitos; e discutir as condições de colocação destes corpos na área de estudo.

O município de Antonina, PR está inserido entre o Terreno Paranaguá (Howell, 1989) e a microplaca Luis Alves (Basei *et al.*, 1992), na Faixa Ribeira. O contato ocidental entre os terrenos gnáissicos granulíticos da microplaca Luiz Alves e graníticos do Terreno Paranaguá é tectônico, sendo balizado por zonas de cisalhamento em regime rúptil-dúctil. Menos abrangentes em termos de área, na porção periférica da cidade, estão dispostos os terrenos máficos e ultramáficos pertencentes à Microplaca Luis Alves, formados no Proterozóico Inferior-Arqueano. No entanto, a quase totalidade do município é composta geologicamente por um complexo ígneo e rochas de cisalhamento associadas do Neoproterozóico. Sabe-se que a evolução estrutural das rochas ígneas ocorreu devido à combinação de processos de deformação cisalhante e de alteração hidrotermal.

Através de mapeamento e análise petrográfica e microtectônica é possível caracterizar em maior detalhe as microestruturas e microtexturas dos granitos e rochas de cisalhamento associadas, a fim de avaliar as relações entre elas e as condições tectônicas nas quais se desenvolveram as deformações características dessas unidades geológicas. Esses estudos são fundamentais para análise de granitos deformados, uma vez que o sistema quartzo-feldspático não é adequado à formação de minerais índices de metamorfismo. Nesse trabalho foi proposta uma sequência evolutiva a partir de um protólito granítico para rochas de falha, considerando as feições observadas em escalas macro e micro e. Em campo, os critérios utilizados para a separação das rochas foram: composição, granulação e presença ou não de estruturas geológicas. Enquanto que na etapa seguinte, foram analisadas as características petrográficas, enfocando as paragêneses primárias e secundárias e microestruturas.

Portanto, o presente trabalho integra aspectos de campo, características mesoscópicas e dados estruturais, com ênfase nas características petrográficas para apoiar discussões sobre a petrogênese e condições de colocação das suítes graníticas, permitindo a interpretação do contexto geológico-estrutural que caracteriza o município de Antonina, PR.

1.2. Justificativa

O presente projeto está inserido no Grupo de Pesquisa de Mapeamento das Áreas de Riscos de Antonina, PR que vem estudando os processos deflagradores dos movimentos de massa no evento catastrófico ocorrido no município em março de 2011 (figura 1.1). O mapeamento da região urbana de Antonina está sendo realizado pela equipe de alunos de graduação do IG sob a orientação do Prof. Dr. Jefferson de Lima Picanço e Dr^a. Maria José Maluf de Mesquita. O projeto também conta com a colaboração da MINEROPAR (Serviço Geológico do Paraná) e do CENACID – UFPR (Centro de Apoio Científico a Desastres da UFPR).



Figura 1.1: Conseqüências do desastre natural ocorrido na cidade de Antonina (PR) em 11 de março de 2011. Esse desastre foi decorrente de fortes chuvas seguidas de enchentes e movimentos gravitacionais de massa que afetaram diversos pontos do município (Fonte: DEFESA CIVIL, 2011).

O estudo em detalhe do Granito Antonina, bem como das zonas de cisalhamento, que consistem o substrato rochoso das regiões que sofreram processos de

escorregamentos, será importante para qualquer análise mecânica dos solos e dos maciços rochosos da área.

No campo da petrografia, essas rochas fornecem importantes indicadores da evolução do campo de deformação através das microestruturas. Atualmente, o grau metamórfico de granitos deformados tem sido amplamente estudado com o auxílio das microestruturas de deformação e petrografia (Johnson *et al*, 2003; Mesquita e Fernandes, 1991). Passchier e Trouw (2005) destacam que a partir da análise de fábrica em escala microscópica é possível caracterizar a história evolutiva estrutural e metamórfica da área. Sendo assim, a proposta desse trabalho de conclusão de curso é cientificamente relevante, pois é inédito o estudo dos corpos magmáticos do Terreno Paranaguá localizados no município, além de contribuir para os estudos do Grupo de Pesquisas de Mapeamento das Áreas de Riscos de Antonina, PR.

1.3. Objetivos

Os principais objetivos desse trabalho são (i) mapeamento geológico na escala 1:10.000 da área urbana do município de Antonina, PR; (ii) caracterização petrográfica das rochas da Unidade II do mapa geológico, com individualização de assembléia mineral primária e secundária, além de elementos microtexturais e microtectônicos; e (iii) discussão de um modelo geológico de evolução deformacional da área.

1.4. Localização da Área de Estudo

O município de Antonina está localizado no litoral do estado do Paraná, entre os municípios de Morretes e Paranaguá, distante aproximadamente 80 km de Curitiba (figura 1.2). Está inserido na margem sul-sudoeste da baía de Antonina, situado entre os estuários do rio Cachoeira, a norte e Nhundiaquara, ao sul, sendo balizada pela ilha de Ponta Grossa e pela ilha do Teixeira.

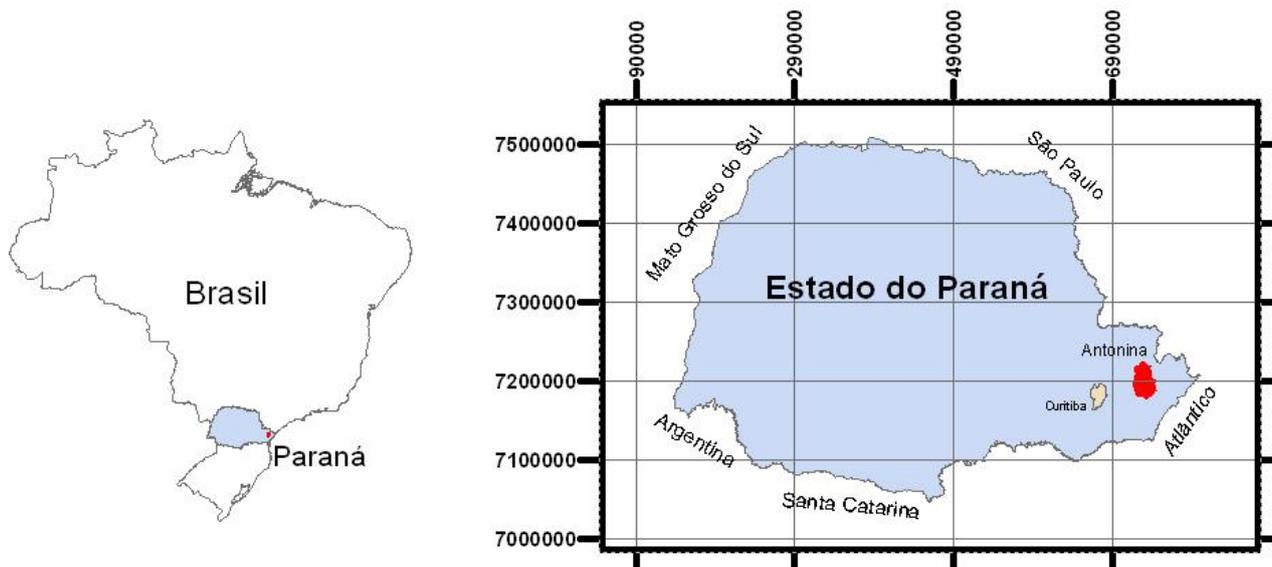


Figura 1.2.: (A) Localização da área de estudo no Brasil; (B) Localização do município de Antonina no Estado do Paraná. Em vermelho a área do município e em rosa o município de Curitiba.

1.5. Aspectos Fisiográficos

A geomorfologia de Antonina compreende a unidade de morros (Morros Isolados Costeiros, rampas de pé de serra) e de planície (Planície Litorânea e Planícies Fluvio-Marinhas) (Santos, 2009).

O clima do município, localizado na planície Costeira, é classificado como Clima Subtropical Úmido – Mesotérmico, no qual apresentam médias, em meses mais quentes, maior que 22°C e no mais frio, 18°C, não possuindo estação seca definida, com verão quente e poucas geadas (Santos, 2009). Segundo o autor, o clima da Serra do Mar, que chega a atingir cerca de 700m de altitude apresenta uma denominação semelhante, no entanto com algumas nuances no comportamento; trata-se do clima Subtropical Úmido – Mesotérmico com verão fresco; nessas regiões as precipitações são mais freqüentes, no qual a temperatura média não passa dos 22°C. Estes regimes são controlados pelo Anticiclone do Atlântico Sul, na qual as massas polares agem com maior influência no inverno e a tropical atlântica no verão (Santos, 2009)

Duas sub-bacias hidrográficas principais são identificadas na área de estudo: (1) sub-bacia da baía de Antonina que desemboca no eixo N-NW na cabeceira de Antonina, cujo principal rio é o Cachoeira, e (2) sub-bacia do Nhundiaquara, que deságua no eixo S-SW da baía de Antonina, tendo como principal afluente o rio de mesmo nome (Mantovanelli, 1999). Ainda de acordo com Mantovanelli (1999), os rios

destas sub-bacias nascem nas encostas da Serra do Mar, em altitudes entre 100 e 1900 m, com cotas da nascente superiores a 1000 m para os principais rios, sendo que os pontos mais elevados são encontrados nos divisores de drenagem da sub-bacia de Antonina (>1800 m) (Mantovanelli, 1999). As bacias hidrográficas de Antonina e Paranaguá apresentam deficiência hídrica no inverno e excedente hídrico no verão, com uma intensificação do aporte de água doce no estuário e maior potencial de erosividade resultante do aumento da precipitação (Noernberg, 2001).

Capítulo 2 – Materiais e Métodos

A execução deste trabalho está subdividida em quatro etapas: (i) levantamento bibliográfico, (ii) trabalho de campo, (iii) análise petrográfica e (iv) interpretação dos dados.

As atividades iniciais tiveram como foco o levantamento bibliográfico sobre as características geológicas, pedológicas e geomorfológicas do município de Antonina, PR. Para essa etapa foram analisadas fotos aéreas, mapas geológicos, mapas topográficos, imagens de sobrevôos e do Google Earth ® a fim de delimitar as áreas de interesse de estudo. Também foi efetuada uma pesquisa bibliográfica sobre o embasamento teórico de zonas de cisalhamento e granitos associados, apresentado no capítulo 3, e a revisão de trabalhos anteriores referentes à área de estudo, exposta no capítulo 4.

Seguida a essa fase inicial ocorreram duas etapas de campo pelo grupo de estudo, de uma semana cada, com o intuito de realizar o mapeamento geológico e geotécnico da área urbana do município. A localização e identificação dos pontos estão apresentadas no mapa de pontos e na tabela em anexo (ANEXO A e C). O trabalho de campo que a aluna participou ocorreu em setembro de 2011. Na etapa de campo foi realizado um mapeamento geológico na escala 1:10000, resultando na delimitação do corpo granítico e das faixas miloníticas e filoníticas. No morro central do município, denominado Morro do Bom Brinquedo, foi traçado um perfil a fim de caracterizar as variações litológicas e estruturais relacionadas a deformação. Durante o mapeamento foi feito o levantamento de dados estruturais e litológicos que serão tratados posteriormente. Parte significativa dos afloramentos estava exposta devido aos movimentos de massa ocorridos no dia 11 de março de 2011 (figura 1.1). Sendo assim, desta etapa resultou a elaboração do mapa geológico na escala 1:1000 (ANEXO B) e a coleta de 15 amostras de rochas para a confecção de lâminas delgadas no Laboratório de Laminação do IG/UNICAMP.

Durante o semestre, foram elaborados os mapas de localização, de ponto e geológico no Laboratório de Informática do IG (LEI), através dos *softwares* Arcgis ® e Envi®. Também foram tratadas as imagens de satélite LANDSAT 7 ETM+ e CBERS 2D da área de estudo, fornecidas no endereço eletrônico do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), para a elaboração de imagens SRTM e análise de estruturas geológicas.

A etapa de laboratório constou de análise petrográfica de 15 amostras pertencentes ao granito, protomilonito, milonito, filonito e quartzo, no Laboratório de

Microscopia e Microtermometria do IG. O estudo petrográfico teve dois objetivos: (a) serviu de subsídio para a caracterização das diferentes rochas na finalização do mapa em escala 1:10.000; (b) deu ênfase na individualização das rochas graníticas e demais rochas de cisalhamento. Neste segundo momento foi importante a separação das principais assembléias minerais primárias e secundárias, a análise das microestruturas primárias e de deformação e suas relações com as diferentes fases de alterações hidrotermais, feições estas típicas de rochas associadas a zonas de cisalhamento dúctil. A contagem modal, com 100 pontos por lâmina, foi realizada para a classificação dos granitos e das rochas de cisalhamento. Dessa forma foram obtidos os percentuais modais de quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita e opacos. Os valores modais de cada fase mineral foram correlacionados com cada amostra na forma de gráficos, e a composição modal total de cada amostra serviu para a classificação/nomenclatura das mesmas. Para as rochas ígneas utilizou-se a nomenclatura de Streckeisen (1976) e para as rochas de falha a proposta de Sibson (1977).

Capítulo 3 – Fundamentação Teórica

3.1. Zonas de Cisalhamento

As zonas de cisalhamento são feições estruturais de grande escala que concentram a deformação na crosta terrestre, influenciando a localização, arquitetura e evolução de diversos fenômenos geológicos. No metamorfismo dinâmico as rochas sofrem transformações microestruturais devido a variações na pressão dirigida, sob uma temperatura praticamente constante. Esse fenômeno ocorre nas zonas de cisalhamento.

O grande desenvolvimento nos estudos de zonas de cisalhamento na década de 80 se deu pelas descobertas de importantes depósitos minerais associados a esta. A partir daí ocorre uma explosão nos estudos da circulação dos fluidos e suas relações com terremotos e sismos. No entanto, várias são as definições dadas para elas, entre elas: “estruturas tectônicas que distribuem a maior parte da deformação litosférica gerada pelo encurtamento crustal que advém dos processos orogênicos” (Mckinstry, 1948); “feições estruturais de grande escala desenvolvidas em faixas estreitas e planares, onde ocorrem significantes movimentos de paredes rochosas subparalelas” (Ramsay, 1967); “zonas de fraqueza comuns em terrenos de embasamento rochoso e caracteriza-se por apresentar rochas adelgadas, submetidas a processos deformacionais localizados como milonitização e catáclase” (Sibson, 1977).

Uma das maneiras de analisar a deformação é a partir do elipsóide de deformação proposto por Ramsay, (1967). Segundo o autor, existem dois sistemas cinemáticos para a deformação, o cisalhamento puro e o cisalhamento simples (figura 3.1). Os produtos de deformação, processos e reologia das zonas de cisalhamento se modificam de acordo com a profundidade. Segundo Sibson (1977) é possível ocorrer deformações dúcteis e rúpteis em uma única zona de cisalhamento, de acordo a profundidade dos níveis estruturais. As zonas de cisalhamento foram classificadas e descritas por Ramsay (1980), conforme o tipo de deformação, em rúpteis, rúpteis-dúcteis e dúcteis (figura 3.2).

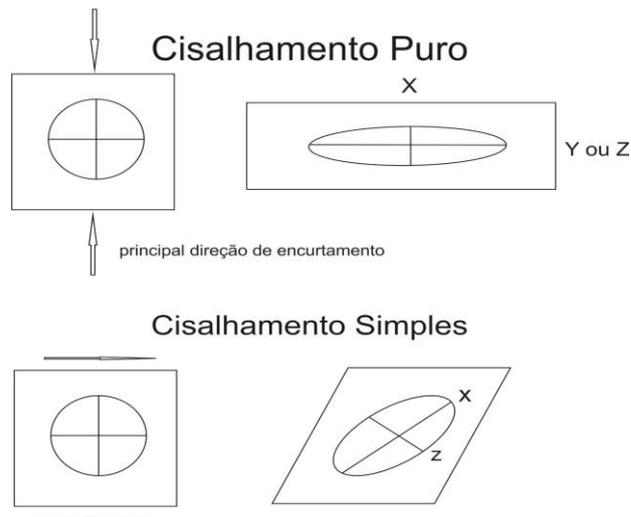


Figura 3.1.: Cisalhamento puro e cisalhamento simples (Ramsay, 1967).

As zonas de cisalhamento rúpteis são caracterizadas por longas e estreitas faixas onde a deformação é concentrada, conhecidas por zonas de falha, onde há perda da coesão interna, levando a intenso quebramento e cominuição da rocha. Os mecanismos do cisalhamento rúptil são controlados pela concentração de esforços em torno de imperfeições internas como microfaturas (Ramsay 1980). Fraturamentos, rotação e esmagamento dos minerais são desenvolvidos tanto em maciços rochosos quanto em nível cristalino. Ocorrem em níveis estruturais superior e intermediário, até uma profundidade de aproximadamente 15km. As rochas características de zonas de cisalhamento rúpteis são brechas, pseudotaquilitos, microbrechas e rochas da série dos cataclasitos.

As zonas de cisalhamento dúctil-rúptil ocorrem em profundidades de aproximadamente 10km e são caracterizadas pela ocorrência de elementos tanto típicos das zonas de cisalhamento dúcteis quanto das zonas de cisalhamento rúpteis, de acordo com o tamanho do grão da rocha, composição, pressão de fluidos nos poros e orientação das anisotropias (Bursnall, 1989). Essas zonas de cisalhamento intermediárias são importantes, pois segundo Ramsay (1980), grande parte dos depósitos minerais hospedados em veios ocorrem neste tipo de zona de cisalhamento.

As zonas de cisalhamento dúctil têm como principais mecanismos deformacionais o fluxo viscoso ou milonítico e o fluxo superplástico (Bursnall, 1989), relacionados ao objetivo de deformar um agregado poliminerálico sem a separação dos grãos. São necessárias temperaturas maiores que 300°C e profundidades maiores que 15km para o desenvolvimento de deformações dúcteis. As rochas formadas nas zonas de cisalhamento dúcteis são as pertencentes às séries dos milonitos, incluindo os protomilonitos, milonitos e ultramilonitos, além de rochas que apresentam

recristalização pronunciada, como os blastomilonitos. Essas rochas caracterizam-se pela orientação espacial e estiramento de seus minerais, originando foliações anastomosadas, ditas miloníticas, ou filoníticas como xistosidades. As zonas de cisalhamento dúcteis podem ser distinguidas a partir de indicadores cinemáticos como estruturas do tipo par S-C de foliações, geometria sigmoidal de minerais, feições lineares como lineações de estiramento e desenvolvimento de dobras assimétricas (Passchier e Trouw, 2005).

Para os estudos dos granitos deformados é fundamental a análise do comportamento rúptil-dúctil do quartzo e feldspato. Scholz (1988) propõe um modelo de zona de cisalhamento (figura 3.3). Nesse modelo, Scholz definiu a transição entre deformação rúptil, friccional e cristalplástica de acordo com as propriedades microestruturais daqueles minerais. Para a crosta quartzo-feldspática, essa zona de transição foi definida pelo aparecimento de plasticidade no cristal a partir de 300 °C, enquanto que no feldspato a cerca de 450 °C.

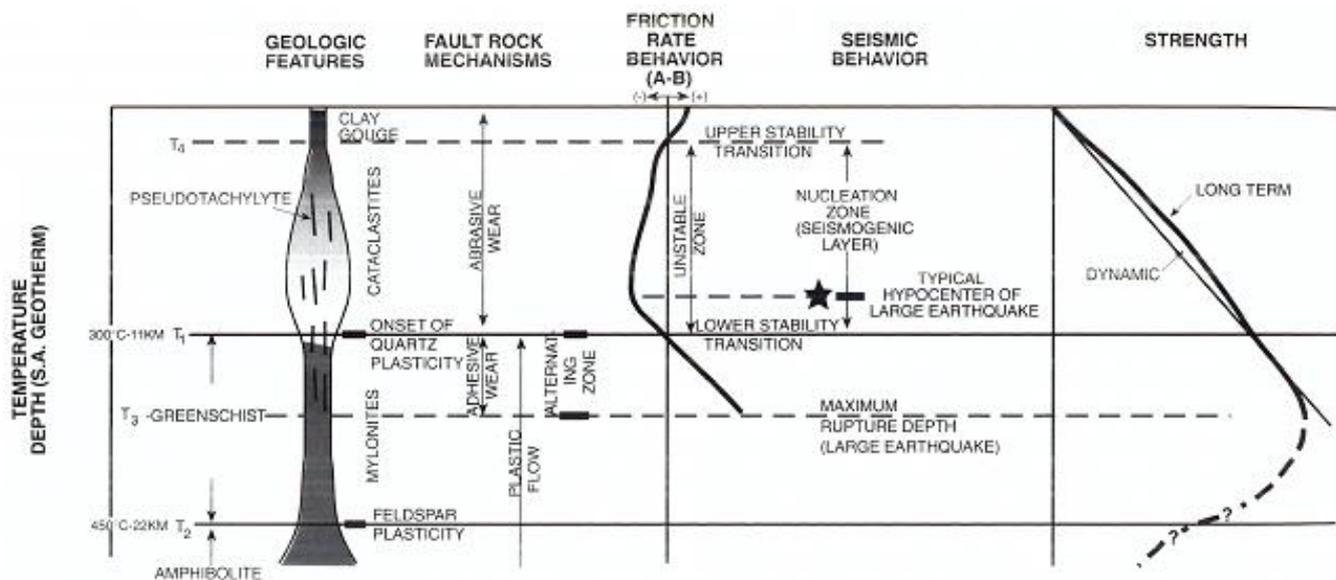


Figura 3.3. Modelo de zona de cisalhamento proposto por Scholz (1988) com base no comportamento rúptil-dúctil do feldspato e quartzo. Entre as temperaturas 300–450 °C (fácies xisto verde) e profundidades entre 11-22 km, a deformação intracristalina do quartzo é dúctil. Para os feldspatos a temperatura de deformação intracristalina dúctil é a partir de 450°C (fácies anfíbolito) e profundidade igual ou superior a 22 km.

A caracterização das zonas de cisalhamento e o conhecimento das rochas correspondentes são importantes, pois estas são formadas sob diferentes condições de deformação e temperatura e apresentam estruturas que dependem da assembléia mineral e do tamanho dos grãos das rochas afetadas pela deformação.

A mineralização em zonas de cisalhamento, por exemplo, é comum, sendo estas reconhecidas como importantes locais de ocorrência de depósitos viáveis de *commodities* como ouro, prata, chumbo, zinco, cobre, platina, entre outros. De acordo com McKinstry (1948) os tipos de zonas de cisalhamento onde são mais comuns o desenvolvimento de mineralização são as oblíquas, nas quais os veios são oblíquos na direção dos limites das zonas de cisalhamento e mostram o mesmo sentido de movimento da zona que contém estes veios.

3.1.1. Classificação de Rochas de Cisalhamento

As características das falhas e zonas de cisalhamento são amplamente variáveis. O aumento da intensidade de deformação é expresso através do decréscimo do tamanho do grão e pela recristalização (Berthé *et al*, 1978) refletindo distintas texturas e estruturas em relação ao protólito.

Rochas associadas com falhas e com zonas de cisalhamento são conhecidas como rochas de falha (Sibson, 1977) e variam de rúptil, as brechas incoesas, os cataclasitos coesos, aos milonitos, de níveis estruturais mais profundos, temperaturas mais altas, onde os cristais apresentam comportamentos plásticos na base da crosta ou no manto superior.

Alguns autores usam o termo “brechas incoesas” e “cataclasitos coesos” como genéticos, mas Rutter (1986) utiliza os termos rúptil-dúctil para descrever a natureza macroscópica da deformação. Se a deformação envolve uma descontinuidade na falha ela é rúptil; se apresenta deformação contínua e homogeneamente distribuída ela é dúctil. Para o autor, os critérios para classificá-las são: descritivos (foliação, tensão localizada) e genéticos (rúptil-dúctil, mecanismos de deformação, taxa de recuperação e taxa de tensão).

Uma modificação do regime de Sibson (1977) foi feita por Killick (2003), envolvendo a remoção da categoria “crush breccias” da classificação brecha coeso, e a sua inclusão dentro do grupo protoclasito (figura 3.4)

| | | | | | |
|-------------------------|--|---|----------------------|-------|---------|
| a | random fabric | foliated | | | |
| | fault breccia (>30% visible fragments) fault gouge (<30% visible fragments) | ? | | | |
| cohesive | glass or de-vitrified glass | pseudotachylyte | ? | | |
| | | crush breccia (fragments >5 mm) fine crush breccia (fragments 1-5 mm) crush microbreccia (fragments <1 mm) | | 0-10% | |
| | tectonic reduction in grain size dominates grain growth by recrystallisation | protocataclasite | protomylonite | | 10-50% |
| | | cataclasite | mylonite | | 50-90% |
| | | ultracataclasite | ultramylonite | | 90-100% |
| grain growth pronounced | ? | blastomylonite | | | |

| | | | | | |
|----------|--|-------------------------|----------------------|--|---------|
| b | random fabric | foliated | | | |
| | fault breccia (>30% visible fragments) fault gouge (<30% visible fragments) | ? | | <70% >70% | |
| cohesive | glass or de-vitrified glass | pseudotachylyte | | | |
| | | protocataclasite | protomylonite | 0-50% | |
| | tectonic reduction in grain size dominates grain growth by recrystallisation | cataclasite | mylonite | | 50-90% |
| | | ultracataclasite | ultramylonite | | 90-100% |
| | | grain growth pronounced | ? | blastomylonite mylonitic gneiss | >0-100% |

Figura 3.4: A esquerda a classificação para rochas de falhas segundo Sibson (1977), e a esquerda a revisada por Killick (2003).

A nova classificação proposta por Woodcock e Mort (2008) utiliza o tamanho do clasto como o principal critério para designar brecha de falha (figura 3.5). Para os autores pelo menos 30% do volume de rocha deve conter clastos maiores que 2 mm de diâmetro. Nessa definição, as brechas de falha podem ser coerentes ou coesas, e podem ter grandes clastos estabelecidos em qualquer combinação com fragmentos pequenos (0,1 a 2 mm), a matriz do grão fino (inferior a 0,1 mm) ou cimento cristalino. Woodcock e Mort (2008) ainda removem o critério embasado na idéia de que brechas de falha possuem fábrica desordenada, propondo uma alteração na classificação de Killick (2003).

| | | non-foliated | foliated | |
|----------------------------|------------------------------|----------------------------|--------------------------|-----------------------------------|
| >30% large clasts >2 mm | 75-100% large clasts (>2 mm) | fault breccia | crackle breccia | |
| | 60-75% large clasts (>2 mm) | | mosaic breccia | |
| | 30-60% large clasts (>2 mm) | | chaotic breccia | |
| <30% large clasts >2 mm | incohesive ¹ | fault gouge | | |
| | cohesive | glass or devitrified glass | pseudotachylyte | |
| | | 0-50% matrix (<0.1 mm) | protocataclasite | protomylonite |
| | | 50-90% matrix (<0.1 mm) | (meso)cataclasite | (meso)mylonite |
| | | 90-100% matrix (<0.1 mm) | ultracataclasite | ultramylonite |
| | | pronounced grain growth | | blastomylonite² |

¹incohesive at present outcrop

²some blastomylonites have >30% large porphyroclasts

Figura 3.5: Classificação revisada das rochas de falha proposta por Woodcock e Mort (2008).

Os filonitos são rochas geradas em zonas de cisalhamento dúcteis a rúpteis dúcteis predominantemente por mecanismos de solução por pressão, metassomatismo e hidrotermalismo (Mesquita *et al.* 2009). Estão incluídos na classificação de Sibson (1977) como milonitos hidratados (ricos em mica). Alguns autores o preferem classificar como ultramilonitos. Os filonitos são rochas foliadas ou xistosas, e é provável que ocorram em locais preferenciais da zona de cisalhamento onde a pressão de fluidos é igual ou maior que a pressão litostática (Mesquita *et al.*, 2009). Nessas condições, onde o fluido governa a reologia da rocha, é possível ocorrer segregações hidrotermais, induzidas por solução por pressão, gerando os filonitos e rochas ricas em sílica, como quartzo milonitos e veios de quartzo (Cruz *et al.*, 2006).

3.1.2. Zonas de Cisalhamento e Alterações Hidrotermais

As zonas de cisalhamento funcionam como locais privilegiados de circulação de fluidos e favoráveis aos mecanismos metassomáticos (Etheridge *et al.*, 1983). Segundo os autores, as transformações são controladas pelos equilíbrios químicos com um fluido externo em um sistema aberto. Janney e Wenk (1994) afirmam que os fluidos aquosos geralmente estão presentes em rochas deformadas, transportando espécies químicas ao longo de distâncias que variam de menos de um diâmetro em escala de grão a centenas de quilômetros. Por sua vez, facilitam a dissolução, a

difusão do contorno de grão e conseqüentemente a formação de novos minerais (Janney e Wenk, 1994).

Nos granitos deformados em zonas de cisalhamento é possível observar que a circulação de fluidos consiste em um processo ativo em todas as fases de deformação, levando à formação de reações de hidratação que resulta na formação da mica branca e dissolução/precipitação de quartzo (Cruz *et al*, 2006). Deste modo, com o incremento da deformação, o plagioclásio e o feldspato potássico desaparecem, enquanto o quartzo e mica branca passam a ser os minerais predominantes na composição da rocha. Esse fenômeno amplamente reconhecido ocorre devido à hidratação das rochas, promovendo o surgimento de uma assembléia mineral secundária. Sendo assim, as mudanças químicas e microestruturais dos minerais nas diferentes zonas de alteração metamórfico-hidrotermal nas zonas de cisalhamento refletem as flutuações de temperatura, tensão cisalhante, pressão e composição de fluidos (Mesquita *et al.*, 2006). Em relação à diminuição da granulação, Gapais (1989) descreve que em situações com alta atividade hidrotermal, a diminuição dos grãos é resultado de (1) mudança de deformação rúptil para dúctil acomodada pela difusão e transferência de solução, e (2) destruição do feldspato para formação de mica branca, epidoto e albita.

A circulação de fluidos em zonas de cisalhamento altera as taxas dos processos químicos e mecânicos, o que influencia os mecanismos de deformação dominantes e reologia da rocha (Hippert, 1998). Em paralelo com a alteração progressiva de rochas de falha, transferência de massa associada a circulação de fluidos cada vez mais começa a operar dentro dos cataclasitos à medida que evolui para filonitos (Jefferies *et al*, 2006). Segundo os autores, os filonitos exibem muito mais evidências de alteração hidrotermal controlando a transferência de massa por difusão que as outras rochas de falha. A característica hidrotermal das transformações mineralógicas na formação dos filonitos a partir do granito está na formação de paragênese cada vez mais simples, culminando com quartzo e micas (Jefferies *et al*, 2006). A solubilidade da sílica pode ser evidenciada pela formação de quartzo globular, bandamento hidrotermal e formação de veios de quartzo heterogeneamente deformados (Mesquita *et al.*, 2009). O consumo total dos reagentes (feldspatos) em detrimento dos produtos (micas) pode indicar que estas reações ocorreram em desequilíbrio, não tamponadas. Portanto, os fluidos levam a um aumento progressivo das reações de abrandamento (*strain softening*) da rocha (Gapais, 1989).

3.2. Microestruturas de Deformação nos Granitos

A microtectônica consiste em uma importante ferramenta para auxiliar na interpretação das relações entre deformação e metamorfismo, e também na análise cinemática dos eventos deformacionais. Esse estudo é fundamental para análise de granitos deformados, uma vez que o sistema quartzo-feldspático não é adequado à formação de minerais índices (Mesquita *et al.*, 2006). Através da microtectônica é possível observar as feições características do protólito granítico e dos milonitos e filonitos associados e estabelecer uma sequência de evolução estrutural. A fábrica dessas rochas em escala microscópica compreende a completa configuração espacial e geométrica de todos os componentes que a formam, como a textura, estrutura e cristalografia. A geometria das estruturas em rochas deformadas é o produto final da complexa evolução e pode reconstruir essa evolução se interpretada corretamente, conferindo as ferramentas necessárias para a reconstrução do modelo de evolução tectônica (Passchier e Trouw, 2005).

Nos granitos deformados em zonas de cisalhamento, a transição entre fácies é reconhecida principalmente através das microestruturas (Voll, 1976). As mudanças mais significativas em relação à assembléia mineral ígnea estão nos feldspatos (Gapais, 1989). Mecanismos de recristalização e sistemas de defeitos cristalinos e dislocações em quartzo, feldspato e outros minerais são também dependentes da temperatura e podem ser usados para avaliar as condições metamórficas durante a deformação (Stipp *et al.*, 2002; Passchier e Trouw, 2005). Em rochas de baixo grau, o feldspato sofre deformação dútil e desenvolve núcleo e estruturas de manto (Passchier e Trouw, 2005). Em temperaturas altas, a deformação tanto do quartzo como do feldspato ocorre por deslocamento intracristalino e difusão, desenvolvendo monocristais alongados e fitas (ribbon) ou, mais comumente, agregados de grãos recristalizados (Rosenberg e Stünitz, 2003).

O feldspato potássico é o principal componente mineral de muitos granitóides e o seu comportamento deformacional é importante para estabelecer a reologia da crosta continental (Menegon *et al.*, 2006). Em condições de temperatura iguais ou menores do que o fácies xisto verde, os feldspatos mostram deformação dútil acompanhada de significativa redução dos tamanhos dos grãos (Gapais, 1989). Nessas condições de temperatura, a mimerquita e a pertita em chama também são indicadores de deformação (Pryer, 1993). A albitização do feldspato potássico através da evolução do processo de pertitização está relacionada ao mecanismo de difusão por deformação, pois observa-se o aumento das estruturas pertíticas com a deformação (Debat, 1978). Em granitos deformados, a formação das pertitas em

chama é impulsionada pela quebra retrógrada de plagioclásio e hidratação de K-feldspato. Dentro dos fenocristais, as pertitas em chama se formam preferencialmente subparalelas à direção de compressão máxima inferida e também se formam em pontos de alta tensão, como contato entre grãos (Pryer e Robin, 1996). Já em condições de fácies anfíbolito, a maioria dos feldspatos é dúctil, sendo a presença de subgrãos e recristalização dinâmica um marcador de temperaturas entre 500 e 700 °C. Tullis (1982) afirma que os movimentos de dislocações são difíceis nestes minerais devido à grande célula unitária e aos baixos coeficientes de difusão, o que requer altas temperaturas, acima de 500 °C. Com o incremento da deformação, a recristalização dinâmica extensa produz milonito com composição granítica e textura homogênea.

Quanto à deformação do plagioclásio, o aspecto que deve ser abordado diz respeito às implicações cristalográficas deste mineral, traduzidas pela forma e posição do cristal original, relativamente aos esforços aplicados (Ji *et al.*, 1988). A morfologia dos cristais de plagioclásio favorece a orientação dos planos (010) paralelamente à foliação. Entretanto, quando esses planos e a direção de encurtamento fazem ângulos pequenos, os cristais apresentarão extinção ondulante, curvamento das maclas ou, ainda, kink bands (Ji *et al.*, 1988).

A deformação do quartzo é evidenciada pela presença de extinção ondulante. Passchier e Trouw (2005) explicam que a extinção ondulante no quartzo, resulta no deslizamento de deslocações (dislocations) ao longo dos planos basais (basal <a>) e conseqüente acumulação de defeitos intracristalinos, principalmente em cristais cujos eixos c orientaram-se em baixo ângulo com a direção de encurtamento máximo. O quartzo é um mineral essencial para a compreensão da deformação através da recristalização dinâmica (Passchier e Trouw, 2005). Segundo o autor, o seu comportamento deformacional tem um importante papel em investigações das propriedades cinemáticas e geodinâmicas da crosta e temperaturas de deformação de cisalhamento, cobrindo muitas questões em geologia estrutural. Existem várias razões para isso: (1) o quartzo é um dos minerais mais comuns constituintes de rochas da crosta terrestre, e seu comportamento de deformação geralmente domina a reologia da crosta (Carter, 1976); (2) é estável em condições de metamorfismo na crosta, e este sofre deformação cristalplástica e produz uma grande diversidade de microestruturas e planos cristalográficos com orientações preferenciais (Weiss e Wenk, 1985); (3) microestruturas e texturas que são diagnósticos específicos de condições metamórficas ou deformacionais podem ser facilmente reconhecidas utilizando técnicas de padrões ópticos. No entanto, o comportamento deformacional do quartzo é parcialmente compreendido devido a influência complexa da água no retículo cristalino (Passchier e Trouw, 2005).

Posteriormente, quando a recristalização predomina, os mecanismos de deformação esperados correspondem à rotação de subgrãos e migração de limites de grãos, os quais favorecem o comportamento dúctil global da rocha. A distinção entre o predomínio de um destes mecanismos nem sempre é fácil somente com base nos estudos óticos; porém, muitos autores sugerem que, quando a forma dos subgrãos/novos grãos é poligonal e com limites retos a levemente curvos, devem ser mais importantes os mecanismos de deslizamento de limites de grãos (White, 1977). Por outro lado, quando a forma e dimensões dos novos grãos são similares às dos subgrãos, predomina a rotação de subgrãos também chamada de recuperação-recristalização (White 1977). Alternativamente, podem estar presentes dois ou mais mecanismos simultaneamente ou, ainda, podem atuar processos de difusão (Tullis 1983).

Capítulo 4 – Contexto Geológico e Geotectônico

4.1. Cinturão Ribeira

O Cinturão Ribeira, ocupa a porção sudeste do Brasil, é um orógeno relacionado a montagem do Gondwana Ocidental durante o Neoproterozóico (Brito Neves *et al*, 1999). O Cinturão ribeira é constituído por vários domínios com características litológicas, geoquímicas e isotópicas distintas (Cordani e Sato, 1999; Campos Neto, 2000). As diferentes unidades magmáticas e metamórficas neoproterozóicas a eopaleozóicas que o caracteriza é produto de diversas acreções de fragmentos litosféricos continentais, conhecido como Ciclo Brasileiro-Pan Africano (Campanha *et al*, 2009). O litoral paranaense, por sua vez, está localizado na porção sul do Cinturão Ribeira, no contato entre o Terreno Paranaçu e a microplaca Luis Alves (figura 4.1).

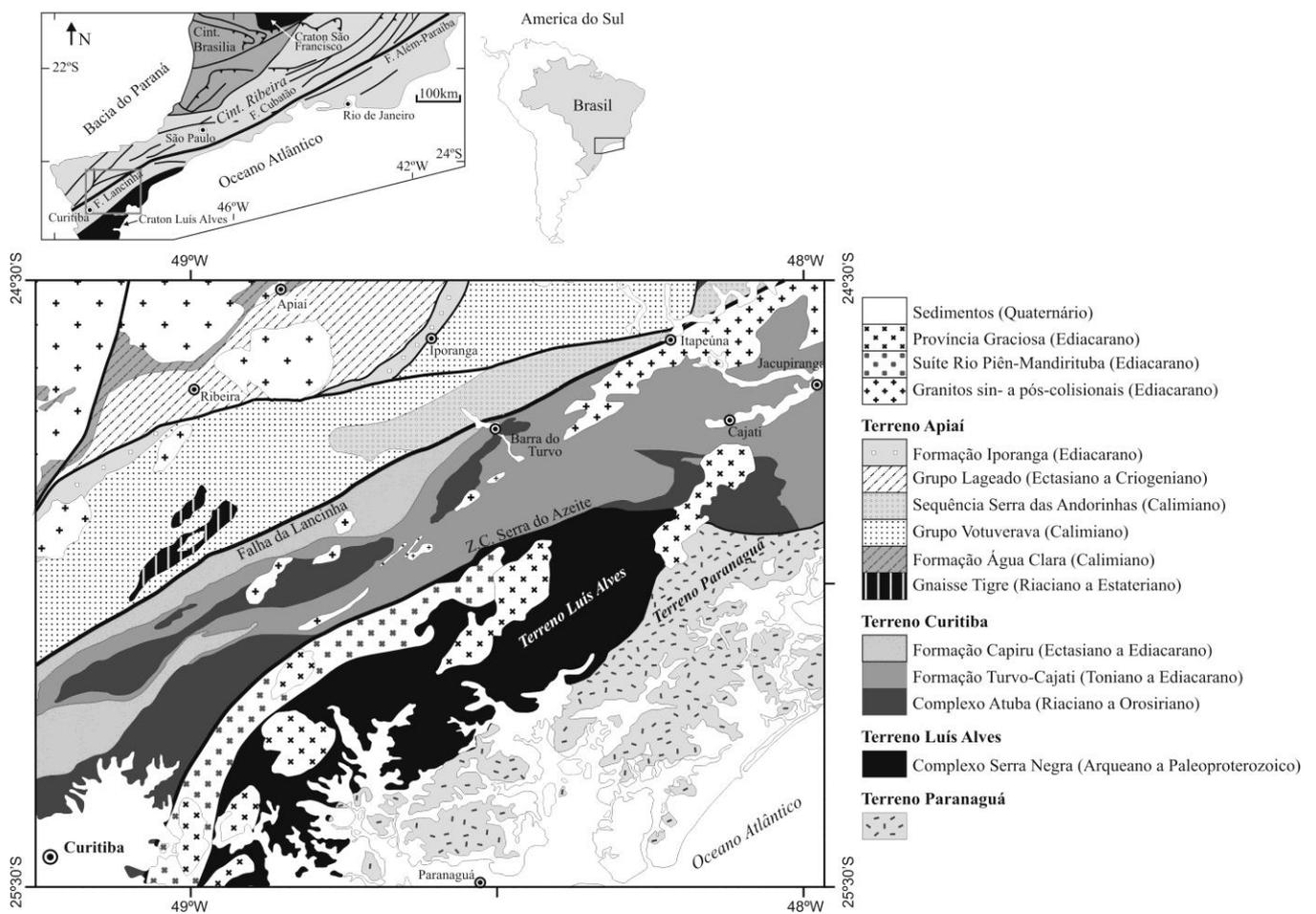


Figura 4.1: Localização do litoral paranaense na porção sul do Cinturão Ribeira (Campanha *et al*, 2009).

O Cinturão Ribeira foi desenvolvido marginalmente a massas continentais arqueanas/paleoproterozóicas, durante a construção do Supercontinente Gondwana. Nele são reconhecidas quatro unidades geotectônicas maiores, colocadas lado a lado durante a aglutinação do Supercontinente Gondwana. Partindo do interior do continente até o litoral, no leste do Paraná, é encontrado o Domínio Apiaí, Microplaca Curitiba, Microplaca Luis Alves e o Terreno Paranaguá (Basei *et al.*, 1992).

A cidade de Antonina está assentada no contato entre a microplaca Luis Alves e o Terreno Paranaguá, ou seja, em terrenos de idade proterozóica superior e arqueana, respectivamente. O embasamento possui médio a alto grau metamórfico, com a ocorrência de rochas máficas e ultramáficas características da microplaca Luis Alves, e rochas graníticas e metassedimentares associadas ao terreno Paranaguá (Cury, 2008, 2010). Estas unidades encontram-se cortadas por diques de diabásio de direção NW, de idade mesozóica, associados ao soerguimento do arco de Ponta Grossa. Além dessas, ocorrem importantes intrusões graníticas e sieníticas de natureza alcalina e peralcalina, com características notadamente anorogênicas. Os inúmeros maciços graníticos representam a mais expressiva granitogênese do tipo – A do sudeste brasileiro, a Província Serra da Graciosa (Gualda e Vlach, 2007). O município se encontra recoberto por depósitos sedimentares de origem fluvial marinha e mista que datam do Quaternário (Angulo, 1992).

4.1.1. Microplaca Luis Alves

Os terrenos pertencentes à microplaca Luis Alves são constituídos predominantemente por gnáisses granulíticos, caracterizados pelo bandamento milimétrico a centimétrico de níveis quartzo-feldspáticos com intercalações de corpos máficos-ultramáficos, formações ferríferas, paragnáisses, metamorfisados em médio a alto grau (Basei *et al.*, 1992; Harara *et al.*, 2002 e 2003, Siga Junior, 1993). Para Basei *et al.* (1994) ocorrem subordinadamente rochas migmatíticas e graníticas, básicas e ultrabásicas, além de gnáisses cálcio-silicáticos, kinzigitos, formações ferríferas e quartzos.

Os padrões geocronológicos observados por Siga Júnior *et al.* (1993); Siga Junior (1995) e Sato *et al.* (2003), indicam idades de formação entre o Arqueano (c.a. 2,7 – 2,5 Ga) e o Paleoproterozóico (2,2 – 1,8 Ga). Idades K-Ar em biotita e anfibólio espalham-se no período entre 2,1 e 1,7 Ma, sem registros neoproterozóicos, indicando que este domínio encontrava-se estável durante a orogenia Brasileira (Siga Júnior *et al.*, 1993). Idades U/Pb indicam pelo menos dois eventos metamórficos de alto grau no

Paleoproterozóico, em ca. 2,35 e 2,1 Ga. Segundo os autores, os leucogranitos deformados indicam idades de 2,01 Ga.

4.1.2. Terreno Paranaguá

O Terreno Paranaguá ocupa a porção sul-sudeste do território brasileiro, sendo limitado a leste pela linha de costa, a sudoeste pelas rochas gnássico-granulíticas da Microplaca Luis Alves (Cury, 2008). Os afloramentos de rochas ígneas ocorrem por toda extensão do Terreno Paranaguá, sendo principalmente representados por litotipos graníticos, com rochas intermediárias e básicas subordinadas. Apresentam diferenças composicionais, texturais e estruturais, com freqüentes feições de cisalhamento e contatos delineados por falhas (Cury, 2008). O complexo ígneo do Terreno Paranaguá foi subdividido por Lopes (1987) em suítes Morro Inglês, Rio do Poço e Canavieiras – Estrela. Como encaixantes desses granitos, ocorrem rochas metassedimentares pertencentes à Sequência Rio das Cobras (Lopes e Lima, 1985 e Lopes 1987a).

Os granitóides denominados na Suíte Canavieiras por Lopes (1978) são representados por corpos alongados balizados por zonas de cisalhamento. Através de mapeamentos geológicos no setor ocidental do Terreno Paranaguá, Siga Junior (1995) e Cury (2008) descrevem esses corpos como granitos leucocráticos de cor cinza claros à cinza rosados, equi à inequigranulares, de granulação fina, que exibem normalmente feições de deformação (cataclásticas e miloníticas).

A Suíte Rio do Poço é composta por granitos leucocráticos, de coloração cinza clara, geometria inequigranular média, que podem se apresentar foliados ou isotropos (Cury, 2008). Lopes (1978) classificou esses granitóides de acordo com a granulação média e foliados somente nas bordas, enquanto que Cury (2008) individualizou as rochas da Suíte Rio do Poço de acordo com as diferenças petrográficas e litogeoquímicas, incluindo variações texturais e mineralógicas. O autor denominou as fácies, como leucogranito com duas micas, fácies leucogranito fino e fácies rapakivi. Segundo Cury (2008) a fácies Leucogranito com duas micas é representada por sienitos e monzogranitos com texturas xenomórficas e hipidiomórfica, inequigranular média. O critério de classificação do autor foi a existência de duas micas de origem ígnea na assembléia mineral primária, com a muscovita e a biotita. A Fácies Leucogranito Fino é representada por sienogranitos com textura equigranular fina e coloração cinza. Já a Fácies Rapakivi ocorre na proximidade de Guaraqueçaba –PR como sienogranitos e monzogranitos porfíricos, com textura hipidiomórfica a xenomórfica e estrutura maciça (Cury, 2008).

A Suíte Morro Inglês é composta por litotipos leucocráticos, cinza-claros, foliados, granulometria média a grossa, com fenocristais de feldspato (2 a 5 cm) que ocorrem normalmente com formas tabulares, e mais raramente ocoelares. Os corpos magmáticos são predominantemente isotrópicos, mas pode ser apresentar foliados e/ou miloníticos principalmente nas porções próximas as zonas de cisalhamento.

4.1.2.1. Síntese Geocronológica da área

Os estudos geocronológicos pioneiros dos litotipos do Terreno Paranaguá referem-se em quase sua totalidade Cordani e Girardi (1967). Os dados de Cordani e Girardi referem-se, no caso dos anfibolitos, a litotipos do terreno Luis Alves; o migmatito é no terreno Paranaguá. Os autores utilizaram os métodos de datação Rb/Sr e K- Ar, sendo a tabela 4.1 referente aos resultados do segundo.

Tabela 4.1: Dados Geocronológicos de Rochas Metamórficas das Planícies Litorâneas Paranaenses, propostos por Cordani e Girardi (1967).

| <i>Rocha</i> | <i>Mineral</i> | <i>Idade (Ma)</i> |
|----------------------|----------------|-------------------|
| Anfibolito (1) | ANF | 579 ± 29 |
| Anfibolito (2) | PLAG | 1730 ± 110 |
| Anfibolito (3) | ANF | 619 ± 30 |
| Anf gnaisse (1) | ANF | 540 ± 27 |
| Migmatito (1) | ANF | 608±30 |
| Xisto magnesiano (1) | ANF | 1920±380 |
| Anfibolito (4) | ANF | 1190±60 |
| Anfibolito (5) | PLAG | 860±40 |
| | ANF | 2320±180 |
| Anfibolito (6) | ANF | 690±70 |
| Migmatito (2) | ANF | 616±31 |
| Anfibolito (7) | ANF | 1410±70 |
| Anfibolito (8) | PLAG | 780±60 |
| | ANF | 1690±90 |
| Migmatito (3) | BIO | 485±15 |

Na década de 90, Siga Junior (1995) empregou os métodos U-Pb e Sm-Nd em amostras dos granitos Morro Inglês, Rio Canavieiras-Estrela, Rio do Poço, obtendo as idades da Tabela 4.2.

Tabela 4.2: Idades das amostras das suítes graníticas Morro Inglês, Canavieiras, Rio do Poço, Estrela (Siga Junior, 1995).

| Suíte Granítica | Idade U-Pb | TDM | €Nd |
|-----------------|------------|--------|-----------|
| Morro Inglês | 614±9 Ma | 1.9 Ga | -12 a -20 |
| Canavieiras | X | 2.4 Ga | |
| Rio do Poço | 609±28 Ma | X | |
| Estrela | 590 Ma | 2.5 Ga | |

Os estudos geocronológicos a área referem-se em quase sua totalidade a Basei *et al.* (1990), Siga Junior (1995) e Cury (2009). Os valores isotópicos U-Pb e Rb-Sr caracterizam um amplo intervalo de tempo para a formação e cristalização das suítes graníticas do Terreno Paranaguá (620-570 Ma), e padrão de resfriamento (K-Ar, micas) entre 560 – 480 Ma.

4.1.1.2.1. Quadro Geotectônico

Estudos mais artigos, como os efetuados por Cordani e Bittencout (1967), Cordani e Kawashita (1971), Minioli (1971) e Hasui e Hama (1972), propõem uma sequência evolutiva para as rochas do Cinturão Ribeira (Tabela 4).

Tabela 4.3: Sequência evolutiva das rochas do Cinturão Ribeira, segundo os autores Cordani e Bittencout (1967), Cordani e Kawashita (1971), Minioli (1971) e Hasui e Hama (1972).

| Período | Evento tectônico |
|--------------|---------------------------------------|
| 650 m.a. | Fase sintectônica regional |
| 610 m.a. | Intrusões de granitos tarditectônicos |
| 540 m.a. | Fase postectônica regional |
| 450-500 m.a. | Resfriamento regional |

Recentes dados geocronológicos obtidos através do método U-Pb em rochas cálcio-alcálicas que afloram em significativo volume entre os limites das microplacas Curitiba e Luis Alves (Suíte Rio Pien-Mandirituba) e no terreno Paranaguá (Morro Inglês, Rio do Poço, e Canavieiras-Estrela Suites) apontam para sua colocação e cristalização em torno de 590 e 615 Ma (Harara, 2001; Harara *et al.*, 2002; Cury *et al.*, 2008). Idades semelhantes em monazita (Th - U - Pb) e zircão (U - Pb) foram obtidas

para a seqüências metassedimentares que atingem metamorfismo de fácies anfibolito do Complexo Turvo-Cajati no domínio Curitiba e o Rio das Cobras, no Complexo Terreno Paranaguá, respectivamente (Cury e Faleiros, 2011). Estes resultados sugerem uma idade mínima para a aglutinação destes domínios de cerca de 590 Ma.

No contexto tectônico do sul-sudeste brasileiro a justaposição do Terreno Paranaguá ocorreu após a colagem dos terrenos Luis Alves e Curitiba. Os valores de idades, bem como os dados relativos a assinatura isotópica, o diferenciam dos demais, sugerindo a formação desse domínio granítico, ou parte dele, a partir do retrabalhamento de rochas de crosta inferior (idades de formação entre 620-570 Ma).

O resfriamento desse segmento atingiu o Cambro-Ordoviciano (dados (K-Ar em biotitas), sugerindo processos relacionados a aglutinação dos Crátons Congo/São Francisco, Kalahari e Parapanema, consolidando a porção ocidental do Gondwana. Neste contexto, o Terreno Paranaguá pode representar a continuidade lateral do Cinturão Kaoko, do africano, fazendo parte de um grande cinturão colisional, que balizaria toda a porção costeira das regiões sul (parte do Cinturão Dom Feliciano) e sudeste (Terreno Paranaguá) do Brasil.

O posicionamento atual dos maciços rochosos do Terreno Paranaguá, além dos eventos pré-cambrianos, também é função dos eventos tectônicos ocorridos desde o Mesozóico, relativos à ruptura do Gondwana Sul-Occidental e a conseqüente geração do Oceano Atlântico Sul. As evidências desses eventos tectônicos podem ser observadas nos litotipos do Terreno Paranaguá, tais como falhas rúpteis de caráter normal (horst e graben), transformantes e inversas, ou pela presença de diques basálticos com direção NW-SE (Cury, 2008).

Os registros do Neoproterozóico Brasileiro e do ciclo orogênico Pan-Africano registram a fusão do Gondwana e é caracterizada, no sul e sudeste do Brasil, por arcos e as configurações de colisões, com significativa magmatismo granítico (Siga Júnior et al, 2009). Os eventos de colisões levou também a zonas de cisalhamento transpressivas com um sistema de mergulho íngreme dextral que cortam anteriores orogenos consolidados e o período pós-colisão é registrada por extenso magmatismo ao longo principais zonas de cisalhamento transcorrentes (Heilbron *et al.*, 2004).

Capítulo 5 – Caracterização Geológica das Unidades Mapeadas

Nesta seção serão caracterizadas as principais unidades geológicas observadas na área urbana do município de Antonina e cartografadas no mapa geológico 1:10.000, apresentado no ANEXO B. As principais unidades são: a) rocha metamáficas e metaultramáficas indiferenciadas, b1) granito Antonina, b2) biotita-clorita filonito, b3) Quartzo milonito, c) diques de diabásio e d) sedimentos recentes. Os contatos geológicos foram traçados de acordo com os dados de campo e com o auxílio de fotografias aéreas 1:25.000, imagens de satélite LANDSAT ETM+ E CBERS 2D.

5.1. Unidade I - Rochas metamáficas e metaultramáficas indiferenciadas

A Unidade I é composta por rochas metamáficas e metaultramáficas indiferenciadas. Está disposta como uma faixa de espessura quilométrica, de forma alongada N-S na porção oeste da área. Esta unidade se encontra nas porções mais baixas topograficamente. O contato geológico com a Unidade II (Quartzo milonito) é tectônico, sendo balizado por zona de cisalhamento rúptil-dúctil.

O maior afloramento desta unidade possui dimensão entre 50 metros de comprimento e 5 metros de altura (ponto 1.29) – também foram descritas rochas máficas e ultramáficas dos pontos 1.27 e 1.32 (figura 5.1). Estes afloramentos encontram-se completamente intemperizados (figura 5.1), sendo que as melhores exposições com rocha fresca ocorrem imediatamente ao sul da área mapeada. As rochas metamáficas e metaultramáficas são marrons, possuem granulação média e textura equigranular. A assembleia mineral é composta por piroxênio, anfibólio e plagioclásio, contudo as amostras estão totalmente intemperizadas para descrições microscópicas.

No contato e em alguns afloramentos é possível reconhecer a unidade através do solo vermelho-roxo a ocre (cor típica de alteração dos minerais máficos para hidróxidos de ferro e argilominerais) e textura variegada presente no saprolito.



Figura 5.1: Afloramento 29 correspondente as rochas metamáficas e metaultramáficas, localizado no limite da área urbana do município de Antonina, PR (UTM: 729000 mE, 7186000 mN). É possível observar o avançado grau de intemperismo destas rochas, com a substituição dos minerais originais por argilominerais e hidróxidos de ferro.

5.2. Unidade II – Granito Antonina e Rochas de Cisalhamento Associadas

A Unidade II é constituída pelo Granito Antonina, dividido em duas fácies, e as rochas de cisalhamento associadas da sequência milonítico-filonítica, biotita clorita filonito e Quartzo milonito. É a unidade geológica de maior distribuição areal, predominando no setor central do município e sustentando o morro mais alto, denominado Morro do Bom Brinquedo. As rochas dessa unidade ocorrem como várias faixas alongadas de orientação principal N-S e espessura quilométrica, delimitadas por zonas de cisalhamento rúptil a rúptil-dúctil.

O Granito Antonina sustenta um relevo íngreme, associado frequentemente a uma cobertura de solo saprolítico marrom avermelhado nas porções mais inferiores, localmente com coberturas de material coluvionar. Nas porções de declividade intermediária a alta, o solo encontra-se pouco espesso (menor que 2m) logo abaixo apresentando saprolito de granito e afloramentos de rocha.

5.2.1. Leucogranito e Biotita Granito

Durante o mapeamento geológico foram individualizadas duas fácies graníticas, conforme diferenças de cor, textura, granulação e composição mineralógica: leucogranito e biotita granito.

Os leucogranitos (figura 5.1A e F) possuem maior distribuição na área de estudo e correspondem aos pontos de 1.35 a 1.60, no mapa de ponto em anexo. Ocorrem em afloramentos com dimensões de aproximadamente 3 metros de comprimento por 5 metros de altura, apresentando boa exposição no Morro do Bom Brinquedo ou como blocos rolados (figura 5.1C e D). Os leucogranitos apresentam-se variavelmente deformados em amostra de mão, contudo em lâmina delgada apresentam sempre deformação dúctil. A foliação, quando presente é anastomosada, marcada pela orientação de fitas de quartzo e sombra de pressão em feldspato. Pode ocorrer uma lineação de estiramento de quartzo com orientação média N13W/08 NE. A rocha é rosa pálida, leucocrática de granulação grossa a muito grossa e com textura porfírica. Os fenocristais perfazem 20% da rocha; são grãos subédricos, róseos, com dimensões entre 0,5 e 1,2 cm de comprimento. A matriz é clara, possui granulação entre 0,5 e 1,0 cm, contém 50 % de quartzo, 35% de feldspato alcalino, 20% de plagioclásio e em menor quantidade biotita. Os principais minerais acessórios são magnetita e titanita. Os feldspatos encontram-se alterados a mica branca e hidróxidos de ferro.

O biotita granito (figura 5.1B e D) possui ocorrência areal restrita a S-SE do mapa, na porção sudeste do Morro do Bom Brinquedo. O contato geológico com o leucogranito é abrupto. A estrutura é predominantemente isotrópica e possui padrão de fraturas com orientação N15E/85 SE, que podem estar preenchidas por clorita ou não (Figura 5.1D). O biotita granito é marrom a esverdeado, mesocrático com textura equigranular e granulação média entre 0,5 e 0,8 cm. Contém 35% de quartzo 55% feldspatos e biotita. Os principais minerais acessórios são magnetita e titanita. Os feldspatos encontram-se alterados a mica branca e epidoto.

Em perfis realizados ao longo do leucogranito é possível observar zonas de cisalhamento discretas e descontínuas, métricas a centimétricas que alternam faixas de protomilonito, milonito, ultramilonito e filonito (figuras 5.1E e F) Nestas faixas observa-se a transição lateral para rochas progressivamente mais deformadas, evidenciadas pela redução na granulação da rocha original, aumento no conteúdo de matriz e filossilicatos.

O protomilonito é rosa claro e apresenta feições de alteração hidrotermal como formação de micas e argilominerais (figura 5.2 E). Os porfiroclastos de feldspatos estão orientados com sombra de pressão, perfazendo 10% da rocha; são grãos subédricos arredondados, rosa, com dimensões entre 0,5 e 0,7 cm. A matriz de quartzo e feldspatos perfaz 20% da rocha, com granulação entre 0,2 e 0,4 cm. A porcentagem de quartzo é 50%. Do total de feldspatos, os feldspatos alcalinos ocorrem em quantidade 20% e o plagioclásio aproximadamente 15%. O mineral

máfico presente é a biotita, parcialmente substituída por clorita. Os principais minerais acessórios são apatita e titanita. Os feldspatos encontram-se parcialmente substituídos por mica branca.

O milonito ocorre associado a finas faixas de filonito (figura 5.2 F). A foliação milonítica é anastomosada, de orientação N50E/50 SE e marcada por fitas de quartzo e feldspatos alongados. Os porfiroclastos de feldspatos tem dimensões entre 0,3 e 0,5 cm e perfazem 8% da rocha. A matriz equivale a 60% da rocha e está completamente recristalizada, composta de 50% de quartzo, 10% de feldspato alcalino e 8% de plagioclásio. Não observa-se mais biotita e ocorre aumento de mica branca e magnetita.

Os filonitos ocorrem em níveis milimétricos nos milonitos (figura 5.2F). A foliação é do tipo xistosidade, penetrativa segundo orientação N35E/50SE. A rocha é esverdeada e tem granulação extremamente fina. A composição mineralógica é a base de quartzo e mica branca.

Granitos e milonitos são truncados por veios de quartzo e diques pegmatíticos e aplíticos (figura 5.2, G e H). Os veios de quartzo têm orientação média N95E/90, e os diques de aplitos com orientação N80W/75 NE.

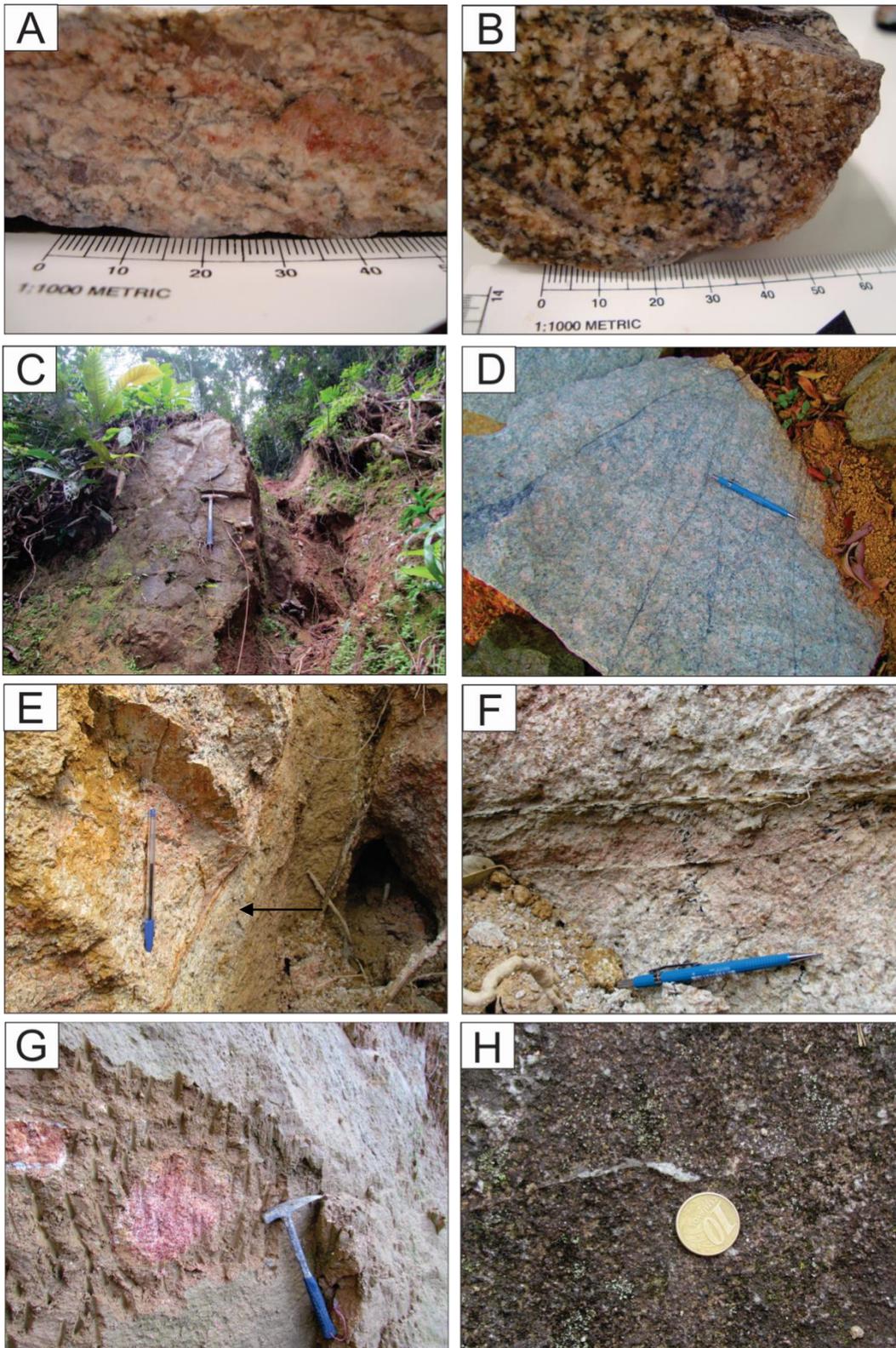


Figura 5.2: Ilustrações do Granito Antonina na cidade homônima, PR.: (a) amostra de mão da facies Leucogranito com granulação grossa (UTM 729919mE, 7186021mN); (b) amostra de mão da facies Biotita granito (UTM 730085 mE, 7186285 mN); (c) afloramento de biotita granito Intemperizado no Morro da Laranjeira (UTM 729925mE, 7185991mN); (d) afloramento do biotita granito cortado por vênulas de clorita no biotita granito localizado na Avenida Nenê Chaminé (UTM 729513 mE, 7185791 mN); (e) afloramento de leucogranitoprotomilonítico com faixas centimétricas de filonitos (flexa); (f) afloramento de leucogranitomilonítico intercalado com faixas de filonito (UTM 729855 mE, 7185896 mN); (g) granito com textura pegmatóide (UTM 729865 mE, 7185894 mN); (h) diques aplíticos afetando granito intemperizado (UTM 729625 mE, 7185953 mN).

5.2.2. Biotita clorita filonito

O biotita clorita filonito reinterpretado neste estudo, foi chamado durante a etapa de campo de “rocha cálcio-silicática” e será posteriormente discutido. Os afloramentos possuem dimensões métricas na forma de perfis de estrada e ocorrem nos pontos 1.33, 2.9, 2.10 e 2.11 (ANEXO C).

O solo típico é vermelho-amarelado, com textura argilosa, apresentando grande cerosidade. Trata-se de um solo bastante espesso, apresentando transição para um solo maduro quando comparado a um solo formado a partir da rocha granítica.

A rocha apresenta uma foliação do tipo xistosidade extremamente bem marcada por biotita e clorita de orientação N20E/83 SE. A xistosidade apresenta-se localmente dobrada, com eixo N16W/23SE. As dobras são assimétricas, centimétricas marcadas por veios de calcita e quartzo recristalizados.

Em amostra de mão o biotita-clorita filonito é preto esverdeado e com granulação muito fina (figura 5.3). A rocha pode apresentar bandamento milimétrico caracterizado por níveis descontínuos de vênulas de calcita paralelizadas com a foliação.

Nas rochas filoníticas a foliação é conferida essencialmente pela mica branca, biotita e clorita. A matriz é fina e está completamente recristalizada. Há praticamente ausência de plagioclásio e feldspato alcalino, sendo representados apenas por porfiroclastos relictos em processo de total transformação.

A assembleia mineral é composta por quartzo, epidoto, biotita II e clorita. Os indicadores cinemáticos são *shear bands* e sombras de pressão.

Em campo a rocha foi classificada como “cálcio silicática”, pois não era possível reconhecer o protólito. Os níveis carbonáticos emersos na matriz preta serviram como base para a classificação. No entanto, durante as atividades de laboratório a rocha foi classificada como biotita clorita filonito devido a matriz fina completamente recristalizada composta por quartzo e filossilicatos. A biotita II ocorre como mineral hidrotermal, indicando altos níveis de deformação. As bandas filoníticas são formadas através da intercalação de filossilicatos e quartzo. As vênulas são compostas clorita e quartzo recristalizado.

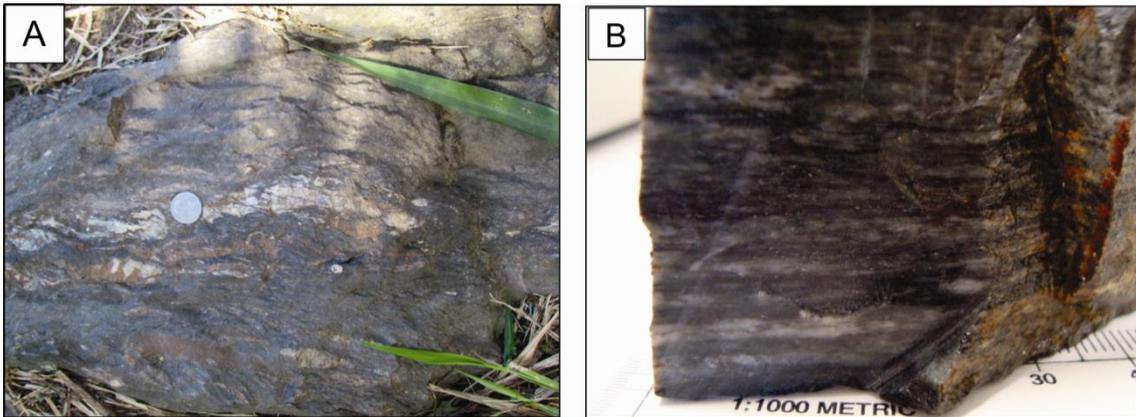


Figura 5.3: Afloramento 2.9e amostra de mão referente ao biotita clorita filonito localizado no bairro Batel, Antonina, PR (UTM: 729230 m E, 7185280 m N). A foliação é bem marcada pelos filossilicatos e veios de quartzo deformados.

5.2.3 Quartzo milonito

O quartzo milonito está disposto de forma alongada em contato tectônico com a Unidade I, estão localizados no Bairro Tucunduva, na porção oeste do município (figura 5.4). Neste ponto observa-se a mudança abrupta do relevo, possuindo morros mais suaves a sudoeste e a sudeste mais acidentados, evidenciando uma mudança na litologia.

O afloramento 2.17 é uma antiga saibreira e possui aproximadamente 30 metros de largura. Apresentam foliações com direção média segundo N10E e mergulho vertical e família de fraturas, sendo a principal de com atitude N10E 80 SE e a secundária com N70E 80 NW.

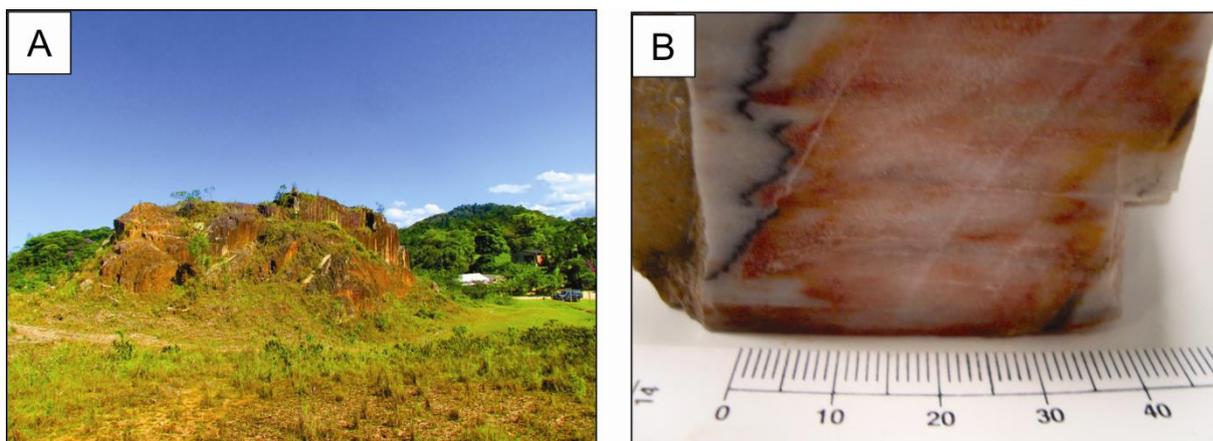


Figura 5.4: Quartzo Milonito (a) Afloramento 2.17 localizado no bairro Tucunduva (UTM: 728795 m E, 7186137 m N); (b) amostra da rocha em escala 1:1000.

O solo característico é arenoso, esbranquiçado, com minerais micáceos.

O quartzo milonito tem com principal característica a composição de quartzo, muscovita, e minerais opacos. As feições de cisalhamento são evidenciadas pelo par S-C, onde a muscovita *fish*, marca a superfície S e o estiramento de quartzo e muscovita fina marcam a superfície C. Os grãos recristalizados de quartzo dentro das fitas também podem estar orientados marcando a superfície S.

5.3. Unidade III – Diques de Diabásio

A unidade III é composta por diques de diabásio de espessura métrica a decamétrica que seccionam as rochas ortoderivadas. Ocorrem como faixas alongadas segundo a direção aproximada N50W. Os afloramentos foram identificados na avenida Nenê Chaminé, localizada no sopé do Morro do Bom Brinquedo. Além disso, blocos de diabásio métricos a decimétricos encontravam-se rolados em uma das vertentes do Morro do Bom Brinquedo e em afloramento no contato com o granito (pontos 1.46, 1.47, 2.22 e 2.29).

O solo associado à Unidade III é vermelho, plástico e possui textura argilosa.

Os afloramentos encontram-se completamente intemperizados, não sendo identificadas boas exposições com rocha fresca. A rocha sã é cinza-escura a preta, a granulação fina e a estrutura maciça.

5.4. Unidade VI – Sedimentos Recentes

As coberturas cenozóicas na área de trabalho ocorrem ao redor do município, já que Antonina está inserida na baía homônima. Esta unidade é composta por sedimentos estuarinos com deposição de sedimentos finos (figura 5.6).

Existem dois tipos de sedimentos recentes: os coluviões da base dos morros e os sedimentos fluviais e estuarinos. Os coluviões estão relacionados a evolução do relevo continental; os demais, associados ao trabalho dos rios do estuário e dos mangues. Estes processos estão relacionados com as flutuações do nível do mar no Quaternário.



Figura 5.6: Em primeiro plano e no centro os manguezais da baía de Antonina (Unidade IV)

Capítulo 6 – Caracterização Petrográfica

No presente capítulo serão expostas as estruturas e texturas, assembléias minerais primárias e secundárias e microestruturas ígneas e de deformação observadas através do estudo petrográfico em detalhe das rochas da Unidade II do mapa geológico (Anexo C). O Granito Antonina foi dividido em duas fácies: biotita granito e leucogranito. A partir destes protólitos graníticos foi possível observar um incremento da deformação cisalhante dentro das zonas de cisalhamento.

Foram encontrados protomilonitos, milonitos, ultramilonitos e filonitos, classificados com base na classificação de Sibson (1977). Para o autor, os critérios para classificar as rochas de falha são o tamanho e a proporção dos porfiroclastos em relação a matriz.

6.1. Granito Antonina

Durante o mapeamento geológico foram individualizadas duas fácies graníticas, conforme diferenças de cor, textura, granulação e composição mineralógica: leucogranito e biotita granito. Através da composição modal no diagrama normativo QAP de Le Maitre (1989), também foi possível observar que as composições das fácies graníticas variam de sieno (mais abrangente) a monzogranítica, como ilustra a figura 6.1.

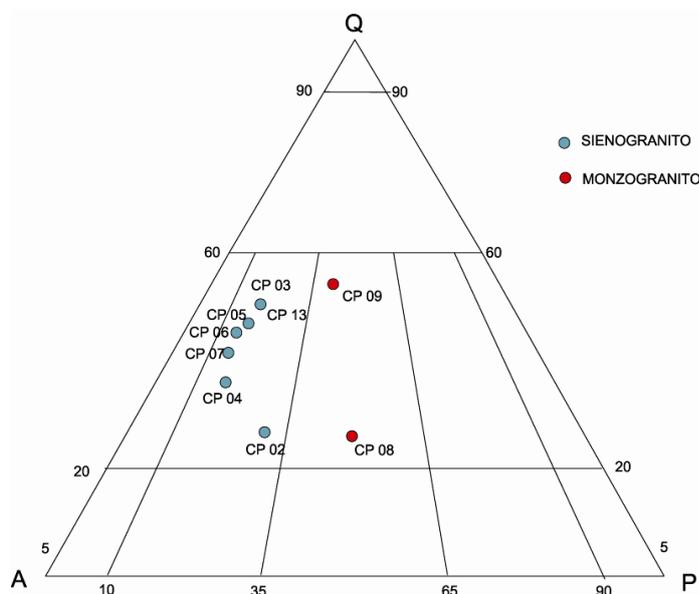


Figura 6.1.: Variação modal do Granito Antonina (Diagrama QPA). Lâminas CP02, CP03, CP04, CP05, CP09 correspondem ao leucogranito, enquanto CP08, CP06 e CP13 são referentes ao biotita granito.

6.1.1. Biotita Granito

O Biotita granito possui textura equigranular a porfírica com granulação média. Os fenocristais são predominantemente de plagioclásio e medem 1 a 2 mm de diâmetro. A matriz é constituída por quartzo, feldspatos e biotita. Pode-se separar a matriz em primária e recristalizada. Na matriz primária existem feições ígneas como agregados de minerais máficos, na matriz secundária a textura é granoblástica e tem-se quartzo e feldspatos recristalizados. A rocha é predominantemente isotrópica, no entanto, há locais onde se observa que os fenocristais de feldspato estão orientados definindo uma foliação anastomosada e irregular.

A assembleia mineral primária e a granulação estão representadas na tabela 6.1. O número I ou II depois do nome do mineral refere-se as gerações diferentes encontradas. Há duas assembleias minerais secundárias: (I) epidoto, biotita II, titanita II e muscovita, clorita, carbonato e mica branca.

Tabela 6.1: Percentagem dos principais minerais do biotita granito e granulação dos minerais. FK é feldspato alcalino, PL é plagioclásio.

| Quartzo | FK primário | PL primário | Mica Branca | Biotita I | Minerais Opacos | Matriz Recristalizada (Quartzo, KF, PL) | Tamanho dos grãos |
|---------|-------------|-------------|-------------|-----------|-----------------|---|-------------------|
| 32% | 30% | 24% | 4% | 4% | 2% | 4% | 1 – 2 mm |

Os feldspatos medem 0,2 mm nas bandas recristalizadas e 1,0 a 2,0 mm nos fenocristais. Estes são hipidiomórficos a xenomórficos. É possível separar as microestruturas de deformação dos feldspatos em dúcteis e rúpteis. As principais microestruturas dúcteis intracristalinas são extinção ondulante, lamelas de deformação, pertitas em chama e subgrãos.

O feldspato alcalino alterna extinção ondulante. em alguns locais dos grãos e bandas de deformação, concentradas entre os maclas em xadrez presentes no cristal.

A pertita ocorre nos feldspatos de duas maneiras: tipo filete ou tipo chama (figura 6.2D e E). A primeira ocorre distribuída em todo o fenocristal, enquanto que a pertita em chama ocorre preferencialmente no limite do grão ou a partir de inclusões, não atingindo o fenocristal por completo. O feldspato alcalino contém muitas inclusões de biotita, plagioclásio, opacos, apatita, alanita e titanita, o que lhe confere um aspecto poiquilítico (figura 6.2D).

Foi possível observar raros subgrãos em plagioclásio. Medem 0,2 – 0,4 mm e tem em média seis lados com tamanhos irregulares (figura 6.2A). As maclas polissintéticas ocorrem de duas maneiras: cristograficamente bem distribuídas; como em locais específicos dos grãos, como os seus limites e com terminações em forma de cunha. Este também apresenta textura mimerquítica, na borda do cristal, quando incluso em k-feldspato ou em contato com este.

As feições rúpteis mais evidentes dos fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio são as microfraturas e microfalhas. (figura 6.2D e B). Estas podem ser de cisalhamento ou não e podem estar preenchidas por mica branca, clorita e opacos (figura 6.2 C). O feldspato potássico está parcialmente substituído por mica branca e o plagioclásio apresenta alteração do tipo saussuritização e a carbonatação (figura 6.2A).

O quartzo ocorre em agregados mais preservados de deformação ou nas bandas mais recristalizadas. Os grãos dentro das bandas medem 2,6 mm nas mais preservadas e 0,2 mm nas mais recristalizadas. As microestruturas de deformação observadas são extinção ondulante, subgrãos, lamelas e bandas de deformação. Possuem subgrãos que variam de 0,6 a 0,8 mm. O quartzo pode ocorrer como quartzo globular em todos os minerais do granito.

Ocorrem duas gerações de biotita: biotita I, primária e biotita II, secundária. A biotita I é o principal mineral máfico do granito, sendo as lamelas euédricas e medem mais que 0,5 mm (figura 6.2F). É esverdeada em luz natural, com pleocroísmo marrom escuro a verde claro. A biotita I tem inclusões de zircão, apatita e alanita. As principais microestruturas de deformação na biotita são bandas de deformação e bandas de dilatação. As bandas de dilatação ocorrem pela dilatação da clivagem (001) preenchida por biotita II, mica branca e minerais opacos (figura 6.2F). As bandas de deformação ou *kink-bands* ocorrem pela torção e dobramento das lamelas, como se vê na figura acima citada. Outra feição importante é os limites das lamelas irregulares e reativos, formando uma coroa de outros minerais como biotita II, epidoto, opacos e mica branca. A biotita II ocorre como lamelas pequenas e mal formadas, tendendo ao arredondamento, menores que 0,1mm. A biotita está parcial ou totalmente transformada em clorita e minerais opacos, o que dificulta a sua identificação.

Entre os minerais acessórios estão o zircão, apatita, alanita e titanita I, este último o mais abundante. A apatita ocorre como cristais idiomórficos, em agulhas ou glóbulos inclusos nos feldspatos. (figura 6.2, G). Dentre os minerais opacos da rocha, somente a magnetita foi identificada. A titanita I tem hábito navicular e ocorre

associada aos agregados máficos originais com biotita I e alanita. A alanita ocorre com limites de grão muito reativos, substituídos por epidoto.(figura 6.2, H). Quando inclusa na biotita I desenvolve processo de metamictização. O zircão ocorre como cristais idiomórficos de tamanhos variados (menores que 0,01mm), em geral inclusos na biotita. Os cristais maiores podem estar zonados.

Ocorre duas gerações de paragêneses secundárias. A primeira é composta por biotita II, titanita II, mica branca, epidoto, e quartzo. A paragênese I ocorre em agregados (figura 6.2H) ou bandas na matriz recristalizada ou substituindo biotita I e os feldspatos. A segunda paragênese clorita, mica branca, carbonato e minerais opacos ocorre substituindo as duas gerações de biotita principalmente nos limites dos grãos (figura 6.2A e C) em microvênulas (figura 6.2 C) ou preenchendo microfraturas em feldspatos (figura 6.2, D).

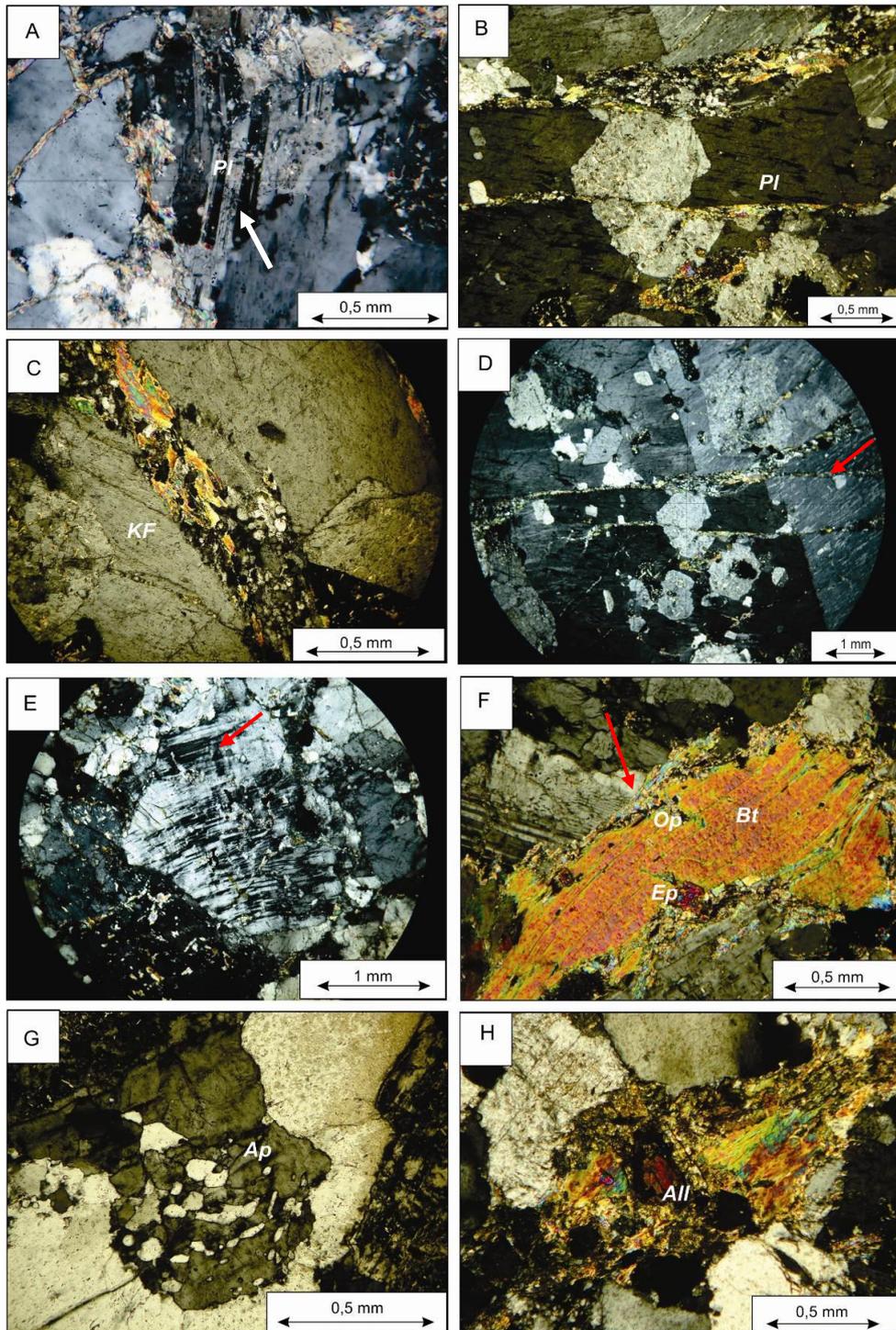


Figura 6.2.: Fotomicrografia do biotita granito (Lâmina CP08 – LN para luz natural e LP para luz polarizada): (a) plagioclásio com subgrãos (flexa branca). Os limites dos grãos estão preenchidos por carbonato (flecha vermelha). ; (b) Detalhe da figura B, mostrando microfalha de cisalhamento em inclusão de plagioclásio no feldspato alcalino. As microfalhas são preenchidas por mica branca e opacos ; (c) Microfratura em feldspato alcalino preenchida por mica branca, epidoto e minerais opacos.; (d) Fenocristal de feldspato alcalino com inclusões de plagioclásio euédrico. As inclusões de plagioclásio são mais alteradas a mica branca que o fenocristal de feldspato alcalino. Nota-se a presença de pertita do tipo filete no limite do grão (flexa vermelha). O fenocristal é afetado por microfraturas intercristalinas preenchidas por mica branca; (E) Perthite em chama em fenocristal de feldspato alcalino (flexa vermelha); (F) Lamela de biotita deformada (Bt), com a clivagem (001) arqueada e substituída por clorita áreas mais claras), mica branca e opacos (Op), observa-se epidoto (Ep) e opacos nos limites do grão irregulares e reativos. Flexa vermelha indica mirmekites nos limites de plagioclásio; (G) Apatita incluída em feldspato potássico (esverdeado); (H) Alanita com limite de grão substituído por epidoto. agregado da paragênese biotita II e titanita.

6.1.2. Leucogranito

O leucogranito possui textura porfirítica a pegmatóide e granulação grossa a muito grossa. Os fenocristais são de feldspato alcalino e medem 2,0 – 3,0 mm de diâmetro. A matriz é constituída por quartzo e feldspatos. Assim como no biotita granito, pode-se separar a matriz em primária e recristalizada. A matriz primária é constituída pela assembleia ígnea original que ocorre em agregados de grãos embricados euédricos a subédricos. A rocha tem uma foliação marcada pelos fenocristais de feldspato orientados e agregados máficos. A foliação é irregular e de difícil observação devido a granulação grossa da rocha.

O leucogranito possui composição sienogranítica, sendo a assembléia mineral primária e a granulação representada na tabela 6.2. Há duas assembleias minerais secundárias: (I) epidoto, biotita II e muscovita e (II) clorita, carbonato e mica branca.

Tabela 6.2: Percentagem dos principais minerais do leucogranito. FK é feldspato alcalino, PL é plagioclásio.

| Quartzo | FK primário | PL primário | Mica Branca | Biotita I | Minerais Opacos | Matriz Recristalizada (Quartzo, KF, PL) | Tamanho dos grãos |
|---------|-------------|-------------|-------------|-----------|-----------------|---|-------------------|
| 32% | 28% | 28% | 3% | 3% | 2% | 5% | 2,5 a 3 mm |

Os feldspatos ocorrem como fenocristais e na matriz. Possuem formato subédrico, com aproximadamente 3,0 mm de diâmetro. De ocorrência mais restrita compondo a matriz, ocorrem cristais menores, idiomórficos, com forma poligonal, ou ainda, cristais hipidiomórficos, fraturados, incluso ou parcialmente incluso nos cristais maiores.

As microestruturas de deformação dos feldspatos são divididas em dúcteis e rúpteis. As principais microestruturas dúcteis intracristalinas identificadas são extinção ondulante, bandas de deformação, maclas de deformação polissintética e em xadrez, pertitas em chama e subgrãos.

Os feldspatos alternam extinção ondulante e bandas de deformação nos fenocristais. As bandas são grandes e apresentam certo paralelismo em relação as maclas polissintéticas.

A pertita ocorre nos feldspatos de duas maneiras: tipo filete ou tipo chama (figura 6.3H). A primeira ocorre distribuída em todo o fenocristal, enquanto que a pertita em chama ocorre preferencialmente no limite do grão ou a partir de inclusões,

não atingindo o fenocristal por completo. Maclas em xadrez (*tweed twining*) ocorrem associadas as pertitas em chama em locais específicos dos grãos.

O feldspato alcalino contém inclusões de biotita, plagioclásio, opacos, apatita e titanita, adquirindo um aspecto poiquilítico (figura 6.3D).

No plagioclásio as maclas polissintéticas, podem ter terminações em cunha e estas serem afetadas por bandas de deformação (figura 6.3D). O plagioclásio frequentemente desenvolve mirmequita na borda do cristal, quando incluso em k-feldspato ou em contato com este (figura 6.3G). O plagioclásio possui subgrãos que medem 0,6 – 0,9 mm, são poligonais com lados de tamanhos diferentes.

As microestruturas rúpteis identificadas nos feldspatos são microfalhas de cisalhamento (figura 6.3A). Microfraturas irregulares e que aproveitam os limites dos grãos da matriz ocorrem preenchidas por mica branca, clorita e opacos (figura 6.3C).

O feldspato potássico está parcialmente substituído por mica branca, e o plagioclásio por epidoto ou em menor escala carbonato.

O quartzo ocorre em agregados recristalizados (0,1 a 0,3 mm) ou disseminado na matriz primária (0,6 a 2,0 mm). As microestruturas de deformação visualizadas são extinção ondulante e bandas de deformação e subgrãos (figura 6.3E).

Ocorrem duas gerações de biotita, biotita I, primária e biotita II, secundária. A biotita I é o principal mineral máfico do granito (figura 6.3F). É esverdeada em luz natural, com pleocroísmo marrom escuro a verde claro. A biotita I tem inclusões de zircão, biotita II e opacos.

As principais microestruturas de deformação observadas são os limites das lamelas irregulares e reativos, formando uma coroa de outros minerais como biotita II, epidoto, opacos e mica branca.

A biotita II ocorre como lamelas pequenas e sem definição, tendendo ao arredondamento, menores que 0,1mm. Ocorrem nos limites da biotita I ou em agregados com titanita e epidoto nas bandas de recristalização. A biotita está parcial ou totalmente transformada em clorita e minerais opacos, o que dificulta a sua identificação (figura 6.3F).

Entre os minerais acessórios estão o zircão, apatita e titanita I, este último o mais abundante. A apatita ocorre como cristais idiomórficos, em agulhas ou glóbulos inclusos nos feldspatos (figura 6.3, G). Dentre os minerais opacos da rocha, somente a magnetita foi identificada. A magnetita surge como cristais hipidiomórficos associados aos feldspatos. A titanita I tem hábito navicular e ocorre associada aos agregados máficos originais com biotita I. O zircão ocorre como cristais idiomórficos de tamanhos variados (menores que 0,01mm), em geral inclusos na biotita.

São identificadas duas gerações de paragêneses secundárias. A primeira é composta por biotita II, titanita II, mica branca, epidoto e quartzo. A paragênese I ocorre em agregados ou bandas na matriz recristalizada ou substituindo biotita I e os feldspatos. A segunda paragênese composta por clorita, mica branca, carbonato e minerais opacos substituindo as duas gerações de biotita, principalmente nos limites dos grãos, em microvênulas ou preenchendo microfraturas em feldspatos.

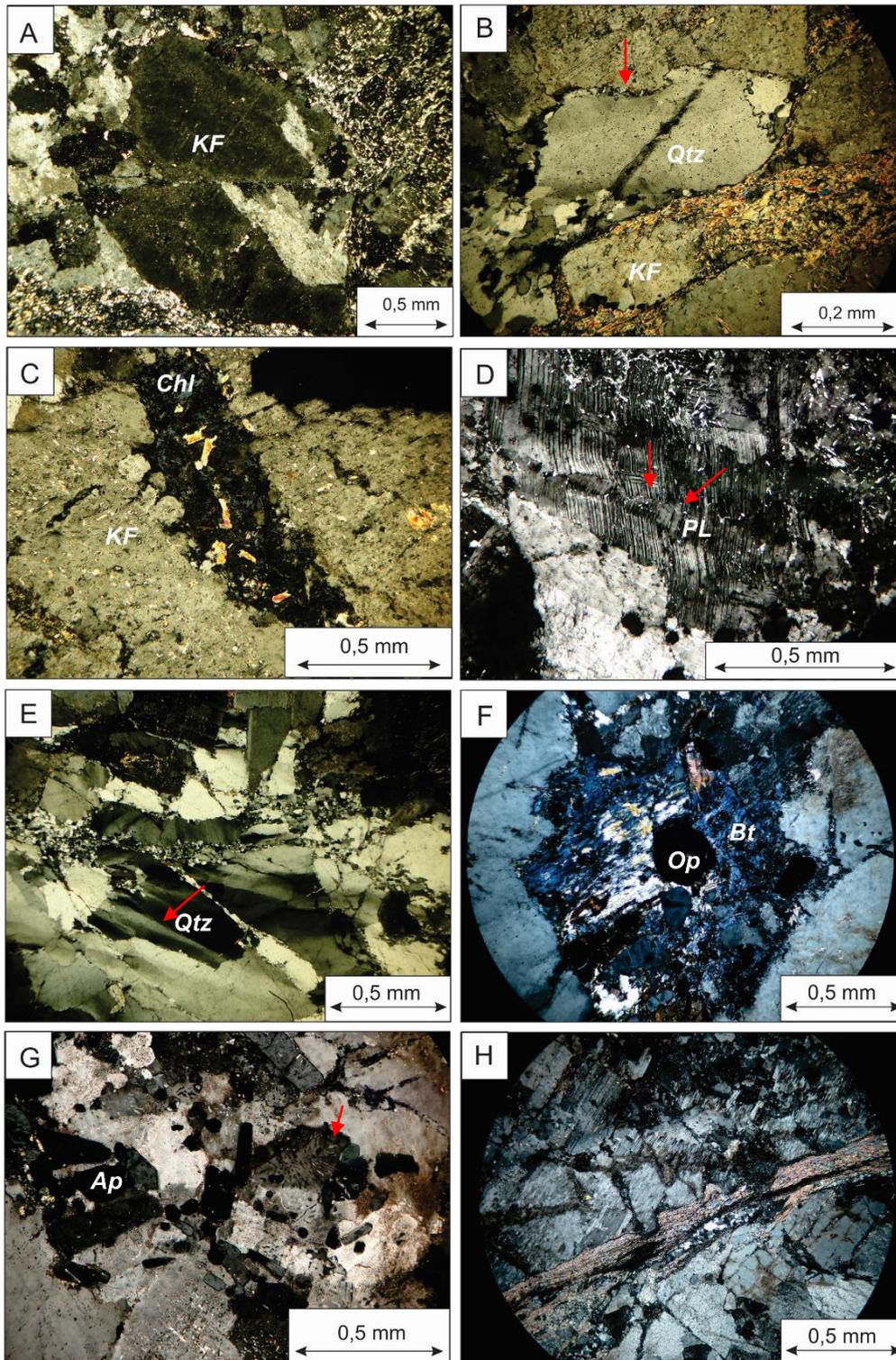


Figura 6.3. Fotomicrografia das lâminas de leucogranito (Lâminas CP02, CP06, CP06, CP12): (a) Fenocristal de feldspato alcalino (KF) afetado por microfalha de cisalhamento; (b) KF substituído por mica branca (mc). Quartzo (Qtz) com extinção ondulante e limites de grão recristalizados (flecha), novos grãos muito pequenos; (c) vênula irregular de clorita e mica branca afetando FK. Notar o caráter pouco retilíneo das paredes da vênula; (d) fenocristal de plagioclásio (PL) com deformação intracristalina do tipo kink bands e subgrãos (flechas); (e) quartzo (Qtz) com diversas microestruturas: extinção ondulante a bandas de deformação (flecha), recristalização de grãos bem pequenos por migração de limite dos grãos; (f) Biotita parcialmente substituída por clorita mica branca e opacos; (g) Inclusões de apatita em KF. Mimerquita (flecha) em limites de grãos de feldspatos; (H) Vênula composta e de cisalhamento. A porção central é preenchida por clorita (em preto) e mais para as paredes da vênula é composta por mica branca e quartzo. Notar que o feldspato apresenta pertita em chama.

6.2. Rochas de Cisalhamento Associadas ao Granito Antonina

6.2.1. Granito Protomilonítico

O granito protomilonítico apresenta uma foliação milonítica bem marcada devido a orientação preferencial dos porfiroclastos de feldspatos, *ribbons* de quartzo e níveis de mica branca, epidoto e clorita. Estes níveis são visualizados nas figuras 6.4 A e D. Os porfiroclastos são de feldspato e plagioclásio e medem 0,8 a 1,2 mm de diâmetro. O granito protomilonítico apresenta uma diminuição na quantidade dos feldspatos primários e aumento de quartzo e da matriz recristalizada, como pode ser visto na tabela 6.3.

Tabela 6.3: Percentagem dos principais minerais e matriz recristalizada do protomilonito. FK é feldspato alcalino, PL é plagioclásio.

| Quartzo | FK primário | PL primário | Mica Branca | Clorita | Minerais Opacos | Matriz Recristalizada (Quartzo, KF, PL) | Tamanho dos porfiroclastos |
|---------|-------------|-------------|-------------|---------|-----------------|---|----------------------------|
| 19% | 24% | 14% | 7% | 2% | 2% | 32% | 1,2 mm |

As assembleias minerais secundárias identificadas são (I) epidoto e mica branca, e (II), mica branca, clorita, quartzo e opacos. Os feldspatos medem aproximadamente 0,3 – 1,2 mm de diâmetro, mantêm as formas originais, porém apresentam maior arredondamento e tendência ao estiramento.

Observa-se que a maioria das microestruturas dúcteis, foram formadas nos protólitos, como as bandas de deformação em plagioclásio (figura 6.4B). As principais feições dos feldspatos são rúpteis. Os porfiroclastos estão intensamente fraturados e substituídos por quartzo e mica branca bem fina.

O quartzo ocorre principalmente como fitas (*ribbon*) com espessuras centimétricas. Dentro das fitas o quartzo pode estar todo recristalizado, com grãos retangulares, equigranulares orientados segundo a foliação milonítica (figura 6.4A). Ou as fitas são formadas por grãos maiores e menos deformados, com limites de grão recristalizados (figura 6.4D).

É difícil identificar microestruturas na biotita, pois esta encontra-se totalmente substituída por clorita e minerais opacos.

Os minerais opacos ocorrem microfraturados e orientados, definindo a foliação milonítica (Figura 6.4C).

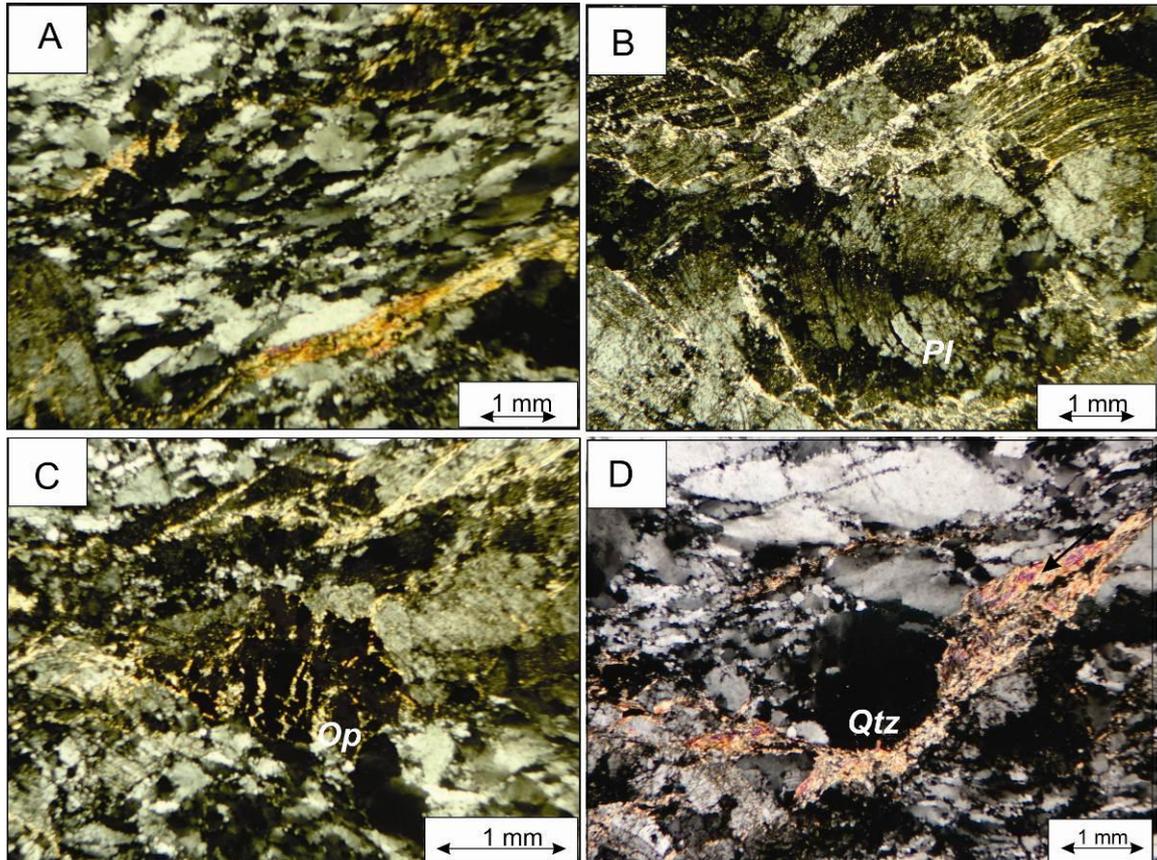


Figura 6.4. Fotomicrografia do protomilonito (Lâminas CP10 e CP12). (a) Fitas (ribbon) de quartzo. Os grãos recristalizados dentro da fita são alongados segundo a foliação; (b) Plagioclásio com bandas de deformação bem pronunciadas. O porfiroclasto está intensamente substituído por mica branca fina; (c) Mineral opaco quebrado, alongado segundo a foliação milonítica. Microfraturas preenchidas por mica branca; (d) Vênulas de mica branca e opacos. Notar grãos de quartzo (superior esquerdo da foto) com mantos de recristalização e internamente com extinção ondulante.

6.2.2. Milonito

A trama milonítica é marcada pela redução e alongamento dos porfiroclastos de feldspatos e pelo aumento da matriz recristalizada de quartzo e mica branca (figura 6.5C a F). A foliação milonítica é marcada por porfiroclastos de feldspatos arredondados a alongados com sombra de pressão assimétrica e por níveis de mica branca e quartzo. Estes níveis podem se tornar espessos e formar bandas filoníticas em meio aos milonitos (figura 6.5D e F). Uma outra foliação de caráter rútil-ductil se desenvolve oblíqua a foliação milonítica, denominada de C' ou *shear bands*, por Passchier e Trouw (2005) (figura 6.5F).

A matriz é composta por quartzo, mica branca, feldspatos recristalizados e minerais opacos, correspondendo a 53% da rocha total. As principais características dos milonitos estão reunidos na tabela 6.4:

Tabela 6.4.: Percentagem dos principais minerais e matriz recristalizada do milonito e granulação da rocha.

| Quartzo | FK primário | PL primário | Mica Branca | Clorita/ Biotita | Minerais Opacos | Matriz Recristalizada (Quartzo, KF, PL) | Granulação matriz | Tamanho dos porfiroclastos |
|---------|-------------|-------------|-------------|------------------|-----------------|---|-------------------|----------------------------|
| 9% | 8% | 6% | 14% | 2% | 2% | 53% | 0,1 a 0,2 mm | 0,3 a 0,6 mm |

Observa-se que os porfiroclastos de feldspatos dos milonitos apresentam quase exclusivamente feições de deformação dúctil, diferentemente dos protomilonitos. A grande maioria dos porfiroclastos de feldspato alcalino apresentam-se pertizados (figura 6.5D). A pertita do tipo chama ocorre preferencialmente no limite do grão ou a partir de inclusões, quase que atingindo o fenocristal por completo. Essas possuem formas irregulares, são pontiagudas com terminações voltadas para o interior do grão.

O plagioclásio apresenta maclas polissintéticas deformadas e subgrãos (figura 6.5F).

As microestruturas rúpteis presentes no plagioclásio são as microfalhas. (figura 6.5 D e B). Estas podem ser de cisalhamento ou não e podem estar preenchidas por mica branca e opacos (figura 6.5 C).

O quartzo concentra-se em fitas policristalinas que podem conter mica branca intercalada.

A mica branca concentra-se em níveis filoníticos compostos de mica branca e quartzo (figura 6.5D). A biotita deixa de existir nessas rochas, embora em algumas porções das zonas de cisalhamento esse mineral se concentre residualmente.

Os minerais opacos são abundantes nos níveis filoníticos. Os grãos são, em geral, prismáticos e automórficos, com dimensões inferiores a 0,06 mm. Encontram-se microfraturados e preenchidos por mica branca.

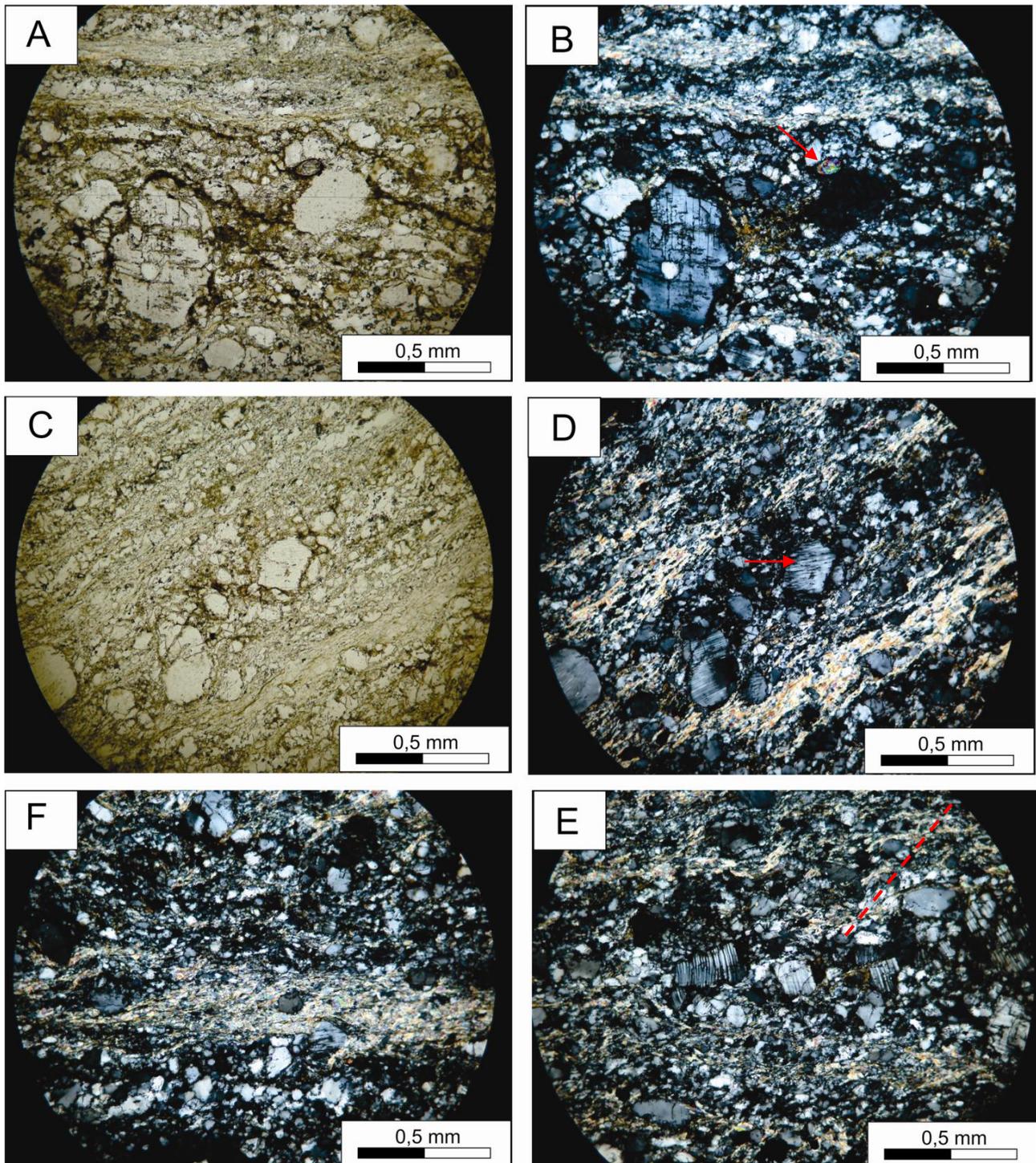


Figura 6.5: Fotomicrografia do milonito, luz polarizada LP e luz natural LN (Lâmina CP14): (a) Intercalação de faixa protomilonítica (centro) e milonítica (acima). Cristais feldspato potássico, quartzo e minerais opacos, subordinadamente plagioclásio em luz natural; (B) idem ao A, em LP. Porfiroclastos de feldspato potássico arredondados e com sombra de pressão assimétrica marcando a foliação milonítica. Matriz de quartzo, mica branca, feldspatos recristalizados e minerais opacos, seta indicando o epidoto; (C) LN e (D) LP Níveis de filonito intercalados a níveis de milonitos. Porfiroclastos de feldspato potássico extremamente pertitizados (pertita em chama). Foliação milonítica marcada por níveis de mica branca e quartzo; (E) Foliação definida por níveis de mica branca e quartzo; (f) Estrutura de cisalhamento do tipo C ou shear band (linha tracejada) que afeta a foliação milonítica.

6.3. Biotita-Clorita Filonito

O biotita-clorita filonito caracteriza-se por uma foliação filonítica pronunciada, do tipo xistosidade marcada pela orientação preferencial de mica branca, biotita e clorita (figura 6.6A, D, H) É possível observar uma intercalação das bandas de filossilicatos com bandas de quartzo (figura 6.6 A e H). Os porfiroclastos relictos de feldspatos compõem 2% mas remetem a uma origem ígnea dos filonitos (figura 6.6B e C).

As principais características do biotita-clorita filonito estão reunidas na tabela tabela 6.5.:

Tabela 6.5.: Percentagem dos principais minerais e matriz recristalizada do milonito e granulação da rocha.

| Quartzo | FK primário | PL primário | Mica Branca | Clorita/ Biotita | Minerais Opacos | Matriz Recristalizada (Quartzo, KF, PL) | Granulação matriz | Tamanho dos porfiroclastos |
|---------|-------------|-------------|-------------|------------------|-----------------|---|-------------------|----------------------------|
| 0% | 1% | 1% | 16% | 10% | 8% | 74% | ≤ 0,1 mm | 0,2 mm |

Os feldspatos são raros e ocorrem localmente como porfiroclastos. Está arredondado e possui diâmetro de 0,2 mm em média, podendo apresentar sombra de pressão de mica branca (figura 6.6, B). O plagioclásio está fraturado e parcialmente substituído por carbonato. Outros porfiroclastos encontrados são os minerais opacos e o epidoto (figura 6.6 B e H).

O quartzo ocorre como agregados policristalinos. Estes parecem ter sido produto das fitas de quartzo que foram boudinadas, tipo estrutura do tipo *pinch and swell* (figura 6.6D). Estes níveis mais espessos também podem ter sido vênulas de quartzo deformadas. O quartzo ocorre igualmente na matriz bem fina recristalizada (figura 6.6, D).

Os níveis filoníticos são compostos de biotita, clorita, mica branca, minerais opacos e em menor quantidade turmalina (figura 6.6, F). O carbonato ocorre preenchendo cavidades irregulares, vênulas monominerálicas ou os poucos porfiroclastos de carbonato (figura 6.6, C e G).

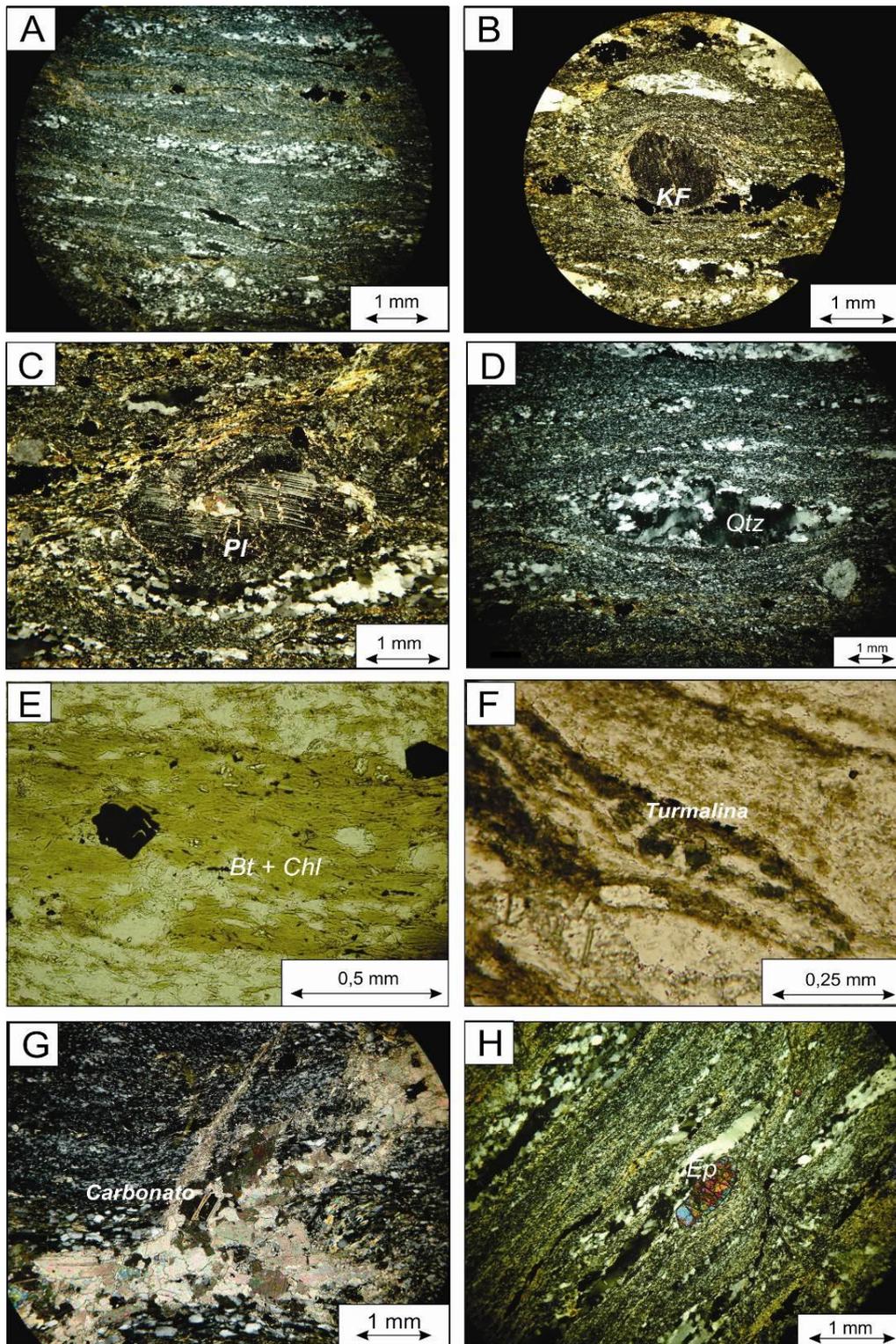


Figura 6.6: Fotomicrografia do biotita-clorita filonito (Lâmina CP15 e CP16): (A)Foliação filonítica marcada pela intercalação de banda formadas por mica branca, clorita e biotita e por bandas de quartzo, LP; (B) Porfiroclasto de arredondado defeldspato alcalino com sombra de pressão de mica branca. Notar nível de minerais opacos a baxio do porfiroclasto, LP; (c) Porfiroclasto de plagioclásio fraturado, fraturas preenchedas por carbonato, LP; (D) agregado policristalino amendoado em luz polarizada, LP; (E) nível de clorita e biotita (Bl+Chl), com minerais opacos, LN; (F) Nível de biotita com turmalina intercalado com nível de quartzo, LN; (G) cavidades e vênulas preenchedas por carbonato, LP; (H) Porfiroclasto de epidoto microfraturado, marcando a foliação filonítica, LP.

6.4. Quartzo Milonito

O quartzo milonito tem como principal característica a composição de quartzo (80%), muscovita (12%) e minerais opacos (8%). As feições de cisalhamento são evidenciadas pelo par S-C, onde a muscovita *fish*, marca a superfície S e o estiramento de quartzo e muscovita fina marcam a superfície C (figura 6.7B e C). Os grãos recristalizados de quartzo dentro das fitas também podem estar orientados marcando a superfície S (figura 6.7D).

O quartzo forma agregados monocristalinos de 0,1 mm. São fortemente alongados, com contatos serrilhados ou difusos, e formação de mica branca fina (figura 6.7A).

A microestrutura mais característica é a muscovita *fish*. As lamelas medem 0,1 mm a 1,0 mm e tem a clivagem (001) preferencialmente paralela a superfície S e em menor quantidade paralela a superfície C. podem apresentar sombra de pressão de mica branca de granulação mais fina (figura 6.7C).

Os minerais opacos e alanita ocorrem como grãos relictos, quebrados, ao longo da foliação (figura 6.6D). Vênulas irregulares e descontínuas de epidoto, mica branca e minerais opacos afetam a foliação da rocha (figura 6.6E e F).

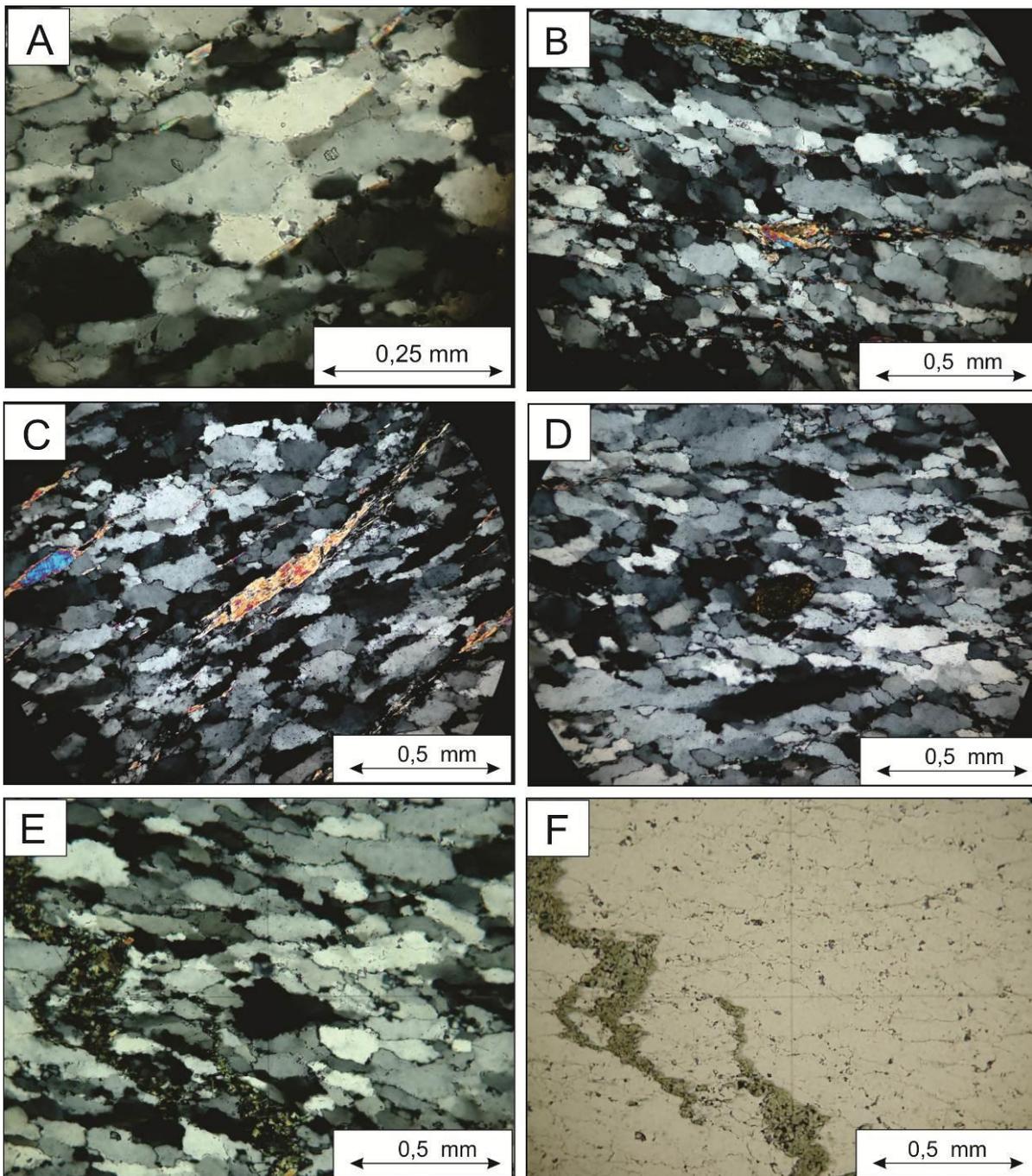


Figura 6.7: Fotomicrografia do quartzo milonito (Lâmina CP11): (a) Quartzo policristalino com limite de grão difuso e com formação de pequenas lamelas de mica branca, LP; (b) textura granoblástica do quartzo. Níveis de mica branca intercalam os ribbon de quartzo, LP CP11 ; (c) lamelas grandes de 0,5mm de muscovita estirada do tipo mica fish com sombra de pressão; (d) clasto de alanita em quartzo; (e) vênula de epidoto, mica branca e opacos afetando a foliação de quartzo LP; (f) Idem ao (e) em LN.

7. Discussão

Nos granitos deformados em zonas de cisalhamento, a evolução metamórfica é reconhecida principalmente através das microestruturas dos minerais (Voll, 1977). As mudanças mais significativas estão no feldspato e quartzo (Gapais, 1989). Os processos microestruturais ocorridos em zonas de cisalhamento dúctil podem ser divididos em processos intercristalinos e intracristalinos. Os intercristalinos mais comuns ocorrem em limites de grãos como deslizamento intercristalino e solução por pressão. Os intracristalinos envolvem os processos cristal-plásticos (ou plasticidade cristalina) governados pelo movimento dos defeitos cristalinos e deslocamentos como maclamento, pertitização, migração de limite de grão, rotação de subgrãos; e os processos de difusão e reações de abrandamento (*softening reaction*). Quando a rocha é deformada em zona de cisalhamento rúptil-dúctil, os minerais mais resistentes como os fenocristais de feldspatos são sujeitos à processos de microfraturamento e deslizamento friccional em conjunto com processos envolvendo transferência de soluções.

Nas zonas de cisalhamento rúpteis, a rocha é sujeita à cataclase e fraturamento, contudo estes processos não são restritos aos grãos e envolvem toda a rocha.

Durante a caracterização petrográfica foram identificadas microestruturas do regime dúctil e de mais alta temperatura e microestruturas do regime rúptil-dúctil de mais baixa temperatura. A seguir, serão discutidos as microestruturas e os processos de deformação dúcteis e rúpteis-dúcteis, além das modificações mineralógicas e estimativas das temperaturas de metamorfismo hidrotermal e deformação.

7.1. Processos Deformacionais e Reações Hidrotermais no Granito Antonina

7.1.1. Deformação Cristal-Plástica

As microestruturas de deformação dúctil são importantes para a caracterização da gênese do Granito Antonina.

A recristalização é um dos principais mecanismos atuantes durante a deformação dúctil. Pelas estruturas do quartzo no granito Antonina, a recristalização dos grãos pode ter sido gerada por dois mecanismos principais: a migração de limite de grãos induzida por deformação e a recuperação ou formação e rotação de subgrãos conforme descrito por Geoffrey e Freeman (1993). Feições indicativas da migração de limite de grãos são observadas no Granito Antonina em limites de grãos de quartzo com aspecto lobado ou serrilhado, manto de pequenos cristais, ou cristais

manteados (*mantle-core structure*). Os limites dos grãos apresentam mantos de grãos recristalizados muito pequenos e evidenciam migração de borda. No protólito pequenos grãos recristalizados estão presentes nos limites dos cristais, conferindo feições tipo *bulgings*. Esse processo é conhecido como migração do limite do grão em baixa temperatura ou recristalização tipo *bulging* – BLG (Passchier e Trouw, 2005). Os feldspatos e a biotita apresentam via de regra os cristais manteados, evidenciando a recristalização por migração de limite de grão, como no quartzo.

No Granito Antonina, o feldspato potássico e o plagioclásio exibem extinção ondulante e bandas de deformação, ou *kink bands*. Contudo, as microestruturas mais importantes identificadas são subgrãos equidimensionais de 1,0 – 1,2 mm. Segundo Tullis (1982), os movimentos de deslocamentos são dificultados em feldspatos devido a grande célula unitária e aos baixos coeficientes de difusão, requerendo temperaturas em fácies anfíbolito. Outros autores como Khrull (1987 e 2000) tem usado os subgrãos em feldspatos como geotermômetros de temperaturas acima de 400°C.

7.1.2. Reações de Abrandamento (*softening reaction*)

O termo abrandamento por reação (*softening reaction*) foi proposto por White (1980) como um dos muitos processos de abrandamento ou amolecimento do cristal frente a deformação dúctil. O processo é muito comum em zonas de cisalhamento, onde há presença de fase fluida significativa, em geral aquosa. Nesses locais a percolação de água propicia o abrandamento (*softening*) da rocha através da hidrólise dos minerais e da participação em reações minerais, como a formação de epidoto e mica branca mais quartzo de feldspatos.

As pertitas em chama são microestruturas de deformação desenvolvidas devido à reações de abrandamento no feldspato. Nos protólitos e milonitos nota-se a presença de pertita em chama nos feldspatos. Esse tipo de pertita pode ser tectônica, pois não segue nenhum plano cristalográfico, ao contrário, ocorre em porções de maior tensão nos grãos, como os limites. A sua geração ocorre devido à substituição do K-feldspato pela albita, estando relacionada ao abrandamento por reação do feldspato alcalino (Pryer e Robin, 1995). O processo de formação da pertita em chama envolve trocas catiônicas entre os álcalis, pois o Na, liberado do plagioclásio, substitui o K para formar albita, na forma de pertita em chama, no feldspato alcalino, enquanto o K do feldspato alcalino é utilizado para formar mica branca na matriz (O'Hara, 1988). Segundo Pryer (1993), a formação de pertitas em chama ocorre em temperaturas entre 300 e 500°C.

A formação de mirmequita em fenocristais de feldspatos também é um indicador de abrandamento ou enfraquecimento do grão por reação (Simpson e Wintsch, 1989). No Granito Antonina é muito comum a pertita em chama nos fenocristais de feldspato potássico. Nessas condições metamórficas os grãos de feldspato alcalino presentes no milonito são substituídos por albita, na forma de pertitas em chamas.

Outro processo que parece ocorrer concomitante à formação de pertitas é a formação das maclas de deformação como a polissintética em plagioclásio e em xadrez do microclínio. Conforme Putnis (1992), a macla de deformação é relacionada com a migração de deslocações (defeitos cristalinos em linhas) em planos de deslizamento. São geradas por movimentos coordenados de deslocações parciais em planos sucessivos. Estes movimentos coordenados invocam a existência de deslocações em parafuso a ângulos retos com as deslocações parciais, onde a primeira forma uma escada em espiral. A macla xadrez no microclínio se forma durante o processo de ordem Si-Al e a troca de simetria monoclínica-triclínica do ortoclásio para o microclínio. O aspecto xadrez do microclínio é devido à superposição de algumas partes do cristal que apresentam macla da albita com outras partes que apresentam macla da periclina (Putnis, 1992).

No caso das maclas com terminação em cunha, observadas no plagioclásio, a deformação leva a uma perda de simetria, onde o eixo-b não é mais perpendicular ao plano (010) na estrutura triclínica, resultando em um *strain* local nos limites de intersecção. Dois fenômenos são observados: (a) as paredes adjacentes a ângulos retos tornam-se curvas próximo da intersecção; e (b) duas paredes adjacentes a ângulos retos combinam-se para formar a macla tipo agulha, para reduzir a área de superfície das paredes distorcidas Putnis (1992).

Em relação a eventos hidrotermais ou metamórficos hidrotermais, sabe-se que parte das zonas de cisalhamento, as ditas zonas de cisalhamento hidratadas são locais de circulação de fluido intensa (Mesquita *et al.* (2012). São locais privilegiados para reações de abrandamento (Etheridge *et al.*, 1983). As reações de feldspatos gerando quartzo e micas são interligadas, ocorrendo trocas químicas entre estes minerais auxiliadas pela presença de fluídos, o que possibilita a formação de novas fases minerais, Hippertt (2008) e Mesquita *et al.* (2012) descrevem a formação de filonito desta maneira. É possível observar que as reações que ocorrem em concomitância com a deformação dos granitos envolvem a presença de um fluido rico em água que em contato com o feldspato, levam à sua transformação em mica branca

ou um fluido rico em água e gás carbônico formando localmente carbonato através de reações de hidratação. Nos protólitos e mais acentuadamente nos protomilonitos e milonitos observa-se uma intrínseca relação entre o microfraturamento e a hidratação do feldspato.

Deste modo, são observados nos granitos associados a zonas de cisalhamento transformações vistas principalmente pelas desestabilizações do feldspato potássico, plagioclásio e biotita. Uma desestabilização comum a todos, é a descalcificação dos cristais de plagioclásio e a saussuritização dos cristais de feldspato. Segundo Nascimento (1998), a formação de carbonato a partir do plagioclásio reflete a atuação de fluidos tardi-magmáticos com considerável $f\text{CO}_2$, enquanto que a saussuritização indica a introdução de uma fase rica em H_2O . Através da análise petrográfica nota-se que a biotita desestabiliza-se para clorita, mica branca e opacos. Tal paragênese reforça a ideia de introdução de H_2O e O_2 no sistema (Nascimento, 1998). Os opacos são freqüentes nessas reações, indicando perda de ferro da biotita para a formação da clorita.

7.2. Processos Relacionados a Deformação Rúptil: Microfraturamento e deslizamento friccional

O microfraturamento e o deslizamento friccional são processos que levam à progressiva diminuição do tamanho dos feldspatos em rochas graníticas (Pryer, 1973). Esses mecanismos deformacionais são responsáveis pelo desenvolvimento de estruturas do tipo *pull-apart* paralelos e verticais em feldspatos (Hippertt 1998), comum nos protomilonitos, para o plagioclásio e biotita e nos milonitos.

Nos protomilonitos os feldspatos apresentam comportamento mais rúptil frente a deformação, sendo o microfraturamento intracristal o principal processo observado. As microfraturas estão preenchidas por mica branca, epidoto, clorita e opacos. O microfraturamento facilita a percolação dos fluidos já que essas discontinuidades passam a ser os sítios preferenciais das reações de hidratação e de substituição do K-feldspato pelo plagioclásio (Hippertt 1998; Cruz *et al.*, 2005). Portanto, as reações de abrandamento ocorrem preferencialmente, ao longo de microfraturas desenvolvidas durante a deformação e marcam um evento metassomático. Os profiroclastos diminuem de tamanho o que facilita a atuação de processos dúcteis nos estágios miloníticos (Mesquita e Fernandes, 1991).

A assembleia mineral secundária também ocorre em vênulas evidenciando a natureza rúptil. Os pequenos veios e vênulas apresentam comumente forma sigmoidal, o que indica que se formaram antes e durante a deformação. Pode indicar o

aumento na rotação cisalhante, ou refletir a rotação progressiva do principal eixo de tensão (Ramsay, 1980).

7.3. Cronologia relativa da ação dos processos deformacionais

A análise microestrutural permitiu estabelecer uma cronologia relativa dos processos deformacionais na evolução das zonas de cisalhamento (Figura 7.1). Na figura 7.2 demonstra-se que os vários processos microestruturais descritos não são exclusivos a uma única classe de tectonitos.

No protólito granítico (figuras 7.1 e 7.2) ocorre predominância de microestruturas dúcteis. Os feldspatos e quartzo, as microestruturas identificadas como extinção ondulante, pertitas, maclas de deformação e subgrãos evidenciam processos do tipo cristal-plásticos.

Nas rochas protomiloníticas (figuras 7.1 e 7.2), observa-se o incremento da relação entre o microfraturamento e as reações de abrandamento por reação no feldspato. Segundo Sibson (1977) os protomilonitos refletem as estruturas e texturas dos protólitos, porém importantes modificações já podem ser observadas. As microestruturas analisadas sugerem que esses processos estão intimamente relacionados e que a atuação do microfraturamento controla a extensão das reações de abrandamento e plasticidade cristalina (Tullis, 1983). Nesse estágio de deformação, enquanto os grãos de feldspato são cominuídos e substituídos por mica branca, calcita e epidoto, o quartzo acomoda a deformação por processos cristal-plásticos.

Nos milonitos (figuras 7.1 e 7.2), as estruturas primárias do protólito foram totalmente obliteradas e os feldspatos voltam a reagir ruptilmente frente as tensões cisalhantes. A contínua produção de mica branca leva ao desenvolvimento de uma foliação penetrativa, aumentando a ductibilidade do meio e favorecendo a concentração da deformação (Cruz *et al.*, 2005).

Nos filonitos (Figuras 7.1 e 7.2), a deformação é principalmente acomodada pela recristalização e formação das fitas policristalinas de quartzo e dissolução na interface destes com as micas. A diferença de competência entre as fitas de quartzo e as bandas de filossilicatos leva ao estrangulamento das fitas. Veios de quartzo deformados podem estar presentes e serem confundidos com as fitas. Os feldspatos quase desaparecem.

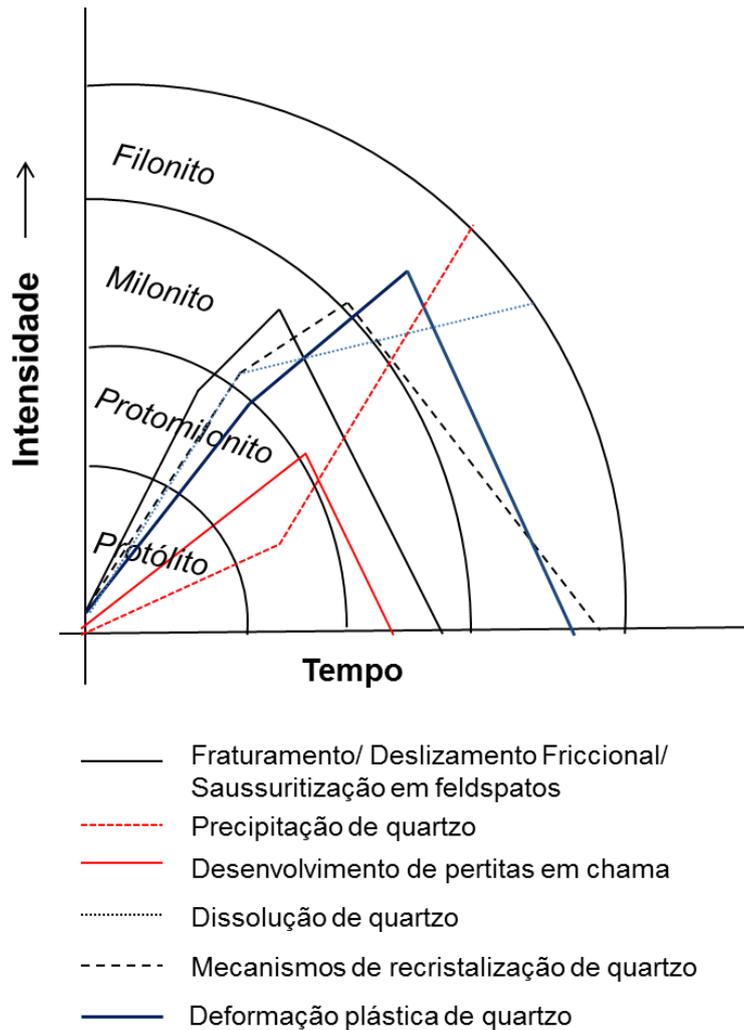
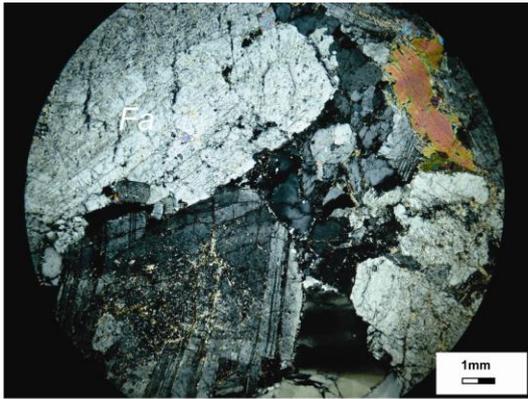
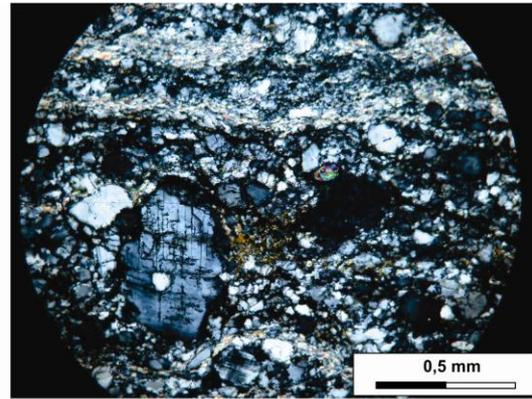


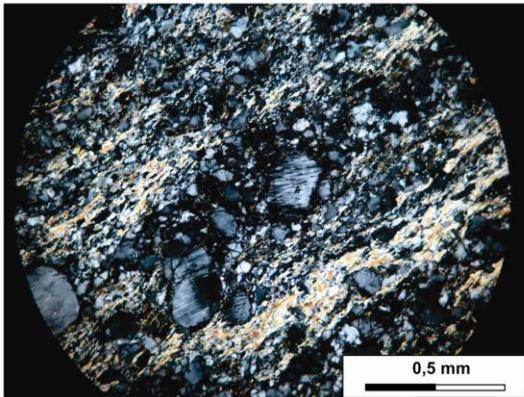
Figura 7.1.: Diagrama qualitativo ilustrando os processos deformacionais rúpteis e dúcteis e pela estruturação da trama na zona de cisalhamento dúctil. O fraturamento/deslizamento friccional têm relação com a saussuritização nos feldspatos porque esses mecanismos facilitam a percolação de fluidos no interior dos grãos, promovendo reações de abrandamento nestes minerais. A precipitação do quartzo é um processo comum principalmente nas zonas de cisalhamento de maior deformação, especialmente nos filonitos, com a formação da matriz completamente recristalizada. O desenvolvimento de pertitas em chama é visualizado nos protólitos até os milonitos. Nos filonitos as temperaturas de metamorfismo são maiores do que aquelas necessárias para a formação da pertita em chama (350 a 500°C), inviabilizando a formação destas. A dissolução de quartzo consiste em um processo ativo principalmente nos estágios finais de deformação. Durante a caracterização petrográfica foi possível observar a introdução de um fluido rico em sílica. O mecanismo de recristalização de quartzo é tipo BLG e ocorre a temperaturas correspondentes a fácies anfíbolito. A deformação plástica do quartzo ocorre em todos os estágios de deformação.



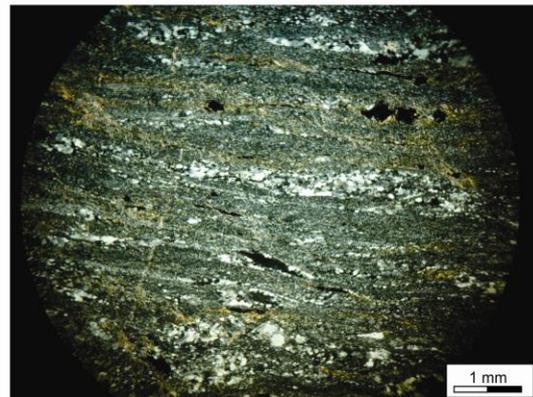
a) Granito Antonina



b) Protomilonito



c) Milonito



d) Filonito

Figura 7.2.: Evolução da trama nos tectonitos presentes no interior das zonas de cisalhamento. (A) No protólito Granito Antonina, os fenocristais de feldspato apresentam microestruturas de deformação por pertitas em chama, extinção ondulante e subgrãos. O tamanho médio dos fenocristais é 2,5 mm e a matriz recrystalizada equivale a 4%. No quartzo é observado feições tipo bulging. (B) Nos protomilonitos ocorre a redução do tamanho dos feldspatos (1,2 mm) e matriz recrystalizada equivale a 32%. Os feldspatos apresentam microfraturas intracristalinas. (C) No milonito ocorre a drástica redução da granulação. Notar que não se reconhece mais a textura original ígnea. A matriz está recrystalizada (54%) e é formada por quartzo e filossilicatos. (D) Nos filonitos a matriz está completamente recrystalizada (74%) e os grãos de quartzo poligonais agrupam-se em fitas. A assembléia mineral é formada basicamente por filossilicatos e quartzo. A intercalação de níveis destes minerais confere o bandamento hidrotermal.

7.4. Hidrotermalismo nas zonas de cisalhamento

As zonas de cisalhamento funcionam como locais privilegiados para a circulação de fluídos, sendo favoráveis aos mecanismos metassomáticos (Etheridge *et al.*, 1983). Em escala macro e microscópica foram observadas evidências do hidrotermalismo típico de rochas associadas a zonas de cisalhamento.

Em escala de afloramentos, os veios de aplitos e pegmatitos associados aos granitos são importantes indicadores da presença de fase fluída pós-magmática significativa (Bitencourt e Nardi, 2003). Durante o mapeamento notou-se a presença desses corpos com dimensões centimétricas a métricas associados ao Granito Antonina.

Outro aspecto observado foi a progressiva diminuição da granulação das rochas em relação aos protólitos. Gapais (1989) descrevem que em situações com alta atividade hidrotermal, a diminuição dos grãos é resultado de (1) mudança de deformação rúptil para dúctil acomodada pela difusão e transferência de solução, e (2) destruição do feldspato para formação de mica branca, epidoto e albita.

Vale ressaltar que a formação de filonitos é considerada uma evidência da circulação de fluidos nas zonas de cisalhamento (Mesquita et al. 2006 e 2012). A característica hidrotermal das transformações mineralógicas na formação dos filonitos a partir do granito está na formação de paragêneses cada vez mais simples, culminando com quartzo e micas (Jefferies, 2007). Os filonitos são rochas foliadas e ocorrem em locais preferenciais da zona de cisalhamento onde a pressão de fluidos é igual ou maior que a pressão litostática (Sibson, 1977). Durante a caracterização petrográfica foi identificado opacos e turmalina na assembleia mineral secundária, nas bandas de filossilicatos do biotita-clorita filonito, evidenciando o hidrotermalismo.

Nas condições de formação dos filonitos, onde o fluido governa a reologia da rocha, é possível ocorrer segregações hidrotermais, induzidas por solução por pressão, gerando os filonitos e rochas ricas em sílica, como quartzo milonitos e veios de quartzo (Jefferies, 2007). A presença do quartzo milonito com espessura métrica em contato tectônico com o biotita-clorita filonito foi caracterizada como uma unidade devido a sua espessura e extensão. Cruz *et al.* (2005) propõem que além da hidratação e da transferência de sílica em larga escala, o hidrotermalismo tem outros registros nas zonas de cisalhamento. Para os autores, silicificação generalizada de setores das mesmas e formação de grandes massas de quartzo como veios de tração (*tension gashes*), inclusive nas encaixantes, são os mais evidentes. Em algumas zonas, o volume de sílica segregada pode ser tão intenso que se formam corpos lenticulares decamétricos de quartzo, dispostos paralelamente à foliação milonítica principal (Cruz *et al.*, 2005), como é o caso da unidade mapeada. Na bibliografia regional Lopes (1987) denomina e generaliza as rochas metassedimentares encaixantes aos granitos como Suíte Rio das Cobras. No entanto, no presente trabalho propõe-se que os quartzos milonitos e o biotita-clorita filonito mapeados tenham origem hidrotermal e não sedimentar. Sugere-se isso de acordo com dados de campo como o paralelismo das foliações miloníticas do quartzo milonito e biotita-clorita filonito, e observações microscópicas como contatos intergranulares e assembleias minerais similares aos granitos além dos resquícios dos porfiroclastos de feldspatos.

7.5. Estimativas das Temperaturas de Metamorfismo e Deformação

Através das microestruturas presentes no quartzo e feldspato potássico é possível estimar as temperaturas de metamorfismo e deformação. Mecanismos de recristalização e sistemas de dislocações em quartzo, feldspato e outros minerais são dependentes da temperatura e pode ser usado para avaliar as condições metamórficas durante a deformação (Stipp *et al.*, 2002; Passchier e Trouw, 2005).

No Granito Antonina, a extinção ondulante os subgrãos observados nos fenocristais de feldspato indica que a deformação em um primeiro momento ocorreu a altas temperaturas, acima de 500 °C. Segundo Passchier e Trouw (2005) a presença de subgrãos nos feldspatos ocorre em temperaturas acima de 500 °C. A presença da pertita em chama também é um indicador de temperaturas: entre 300 e 530°C (Pryer, 1993).

Nos protomilonitos e milonitos, as fraturas de extensão predominam em rochas deformadas sob condições metamórficas de fácies xisto verde (300 – 400 °C) (Boullier, 1980). Existe também microfaturas extensionais e de cisalhamento nos feldspatos, estipulando condições de fácies epidoto-anfibolito transicionando para xistos verdes, segundo Wakefield (1977).

No quartzo, as estruturas em *bulging* indicam que a deformação dessas rochas atingiu temperaturas da ordem de 400° a 500° C (Passchier e Trouw, 2005). Segundo os autores, a extinção ondulante nos cristais ocorre entre 250 a 400 °C.

7.6. Indicadores Cinemáticos

As relações microtexturais indicativas do sentido de movimento de massa, frequentemente são marcadas por feições de assimetria dadas pela geometria entre porfiroclastos e sombras de pressão (Paschier e Simpson, 1987), rotações de cristais, formato das foliações S-C ou ainda pela configuração da deformação intracristalina com a foliação externa (Nicolas, 1984).

Dentre esses, durante o estudo petrográfico dois foram identificados: bandas de cisalhamento, sombras de pressão e muscovita *fish*.

Bandas de cisalhamento são zonas de cisalhamento sutis onde podem ocorrer dois conjuntos de anisotropias planares definidas como superfícies C e S (Passchier e Trouw, 2005). Superfícies C são paralelas à zona principal de cisalhamento; superfícies S são perpendiculares ao eixo menor do elipsóide de deformação. Formam ângulo máximo de 45° com as superfícies C, porém com a deformação progressiva tendem a paralelizar-se a ela. O aspecto sigmoidal da superfície (foliação S) indica o

sentido de movimento. As bandas de cisalhamento foram observadas nas lâminas CP15 e CP16, referentes a unidade dos biotita clorita filonitos.

Sombras de pressão são áreas localizadas em ambos os lados de um cristal rígido, que protegeu da deformação estas zonas imediatamente adjacentes a ele. A microestrutura e, as vezes, a mineralogia dentro da sombra, são diferentes da rocha e a foliação contorna o cristal rígido e a sua sombra. Determinam o contraste de ductilidade entre o grão e sua matriz e geralmente bordejam megacristais. Nas lâminas analisadas as sombras de pressão podem ser caracterizadas pelas franjas de quartzo e mica branca. Os eixos desses minerais seguem a direção de estiramento. Passchier e Simpson (1987) subdividem os porfiroclastos que possuem cauda em (1) cauda cuneiforme, quando as taxas de recristalização dinâmica são maiores que a taxa de deformação (a cauda apresenta um lado côncavo e outro plano); (2) cauda fina, quando taxa de recristalização dinâmica é menor que a taxa de deformação (a cauda tende a formar um embaciamento). As sombras de pressão foram analisadas em lâminas de todas as unidades mapeadas.

Muscovita fish ocorre quando porfiroclastos de mica em rochas miloníticas têm comumente uma forma assimétrica lenticular e são ladeados por caudas com finos cristais de mica originados da recristalização dinâmica parcial destes porfiroclastos. A forma muito característica dos *mica fish* permite identificar-se o sentido do movimento na zona de cisalhamento (Simpson, 1987). Essas feições são comuns no quartzo milonito (lâmina CP11).

7.7. Protólitos, Milonitos e Filonitos: Constituição

Através da contagem modal, foi possível observar que em comparação com o protólito, há o progressivo decréscimo no conteúdo de plagioclásio e feldspato potássico com o incremento da deformação, combinado com o aumento nas quantidades de quartzo e mica branca.

Em relação ao protólito, importantes modificações composicionais já são observadas no protomilonito. Através da figura 7.3 é possível observar que há o decréscimo no conteúdo de plagioclásio, combinado com aumentos nas quantidades de quartzo e mica branca. Foi observado ainda o crescimento de epidoto, calcita, clorita e opacos. Entretanto, no protomilonito a proporção de feldspato potássico em relação ao plagioclásio ainda é alta.

Já nos milonitos, a principal variação mineralógica, quando comparados aos protólitos e aos protomilonitos, é a brusca diminuição no conteúdo de plagioclásio e feldspato alcalino ígneos, associada a um aumento no conteúdo em quartzo e mica

branca (figura 7.3). A biotita praticamente deixa de existir nessas rochas, embora em algumas porções das zonas de cisalhamento esse mineral se concentre residualmente.

Nos filonitos, em termos modais, importantes modificações são observadas. De maneira geral, observa-se um enriquecimento relativo em mica branca e o desaparecimento completo dos cristais de plagioclásio, K-feldspato e biotita (figura 7.3). Em algumas porções das zonas de cisalhamento, entretanto, nota-se um enriquecimento em biotita e clorita. Segundo Cruz *et al.* (2005) essa assembléia mineral secundária indica a formação em porções mais deformadas nas zonas de cisalhamento, com geração de biotita clorita filonitos. A geração de rochas desse tipo deve-se à acumulação progressiva da biotita em função da eliminação dos minerais quartzo-feldspáticos por reações envolvendo um fluido aquoso (Cruz, 2000).

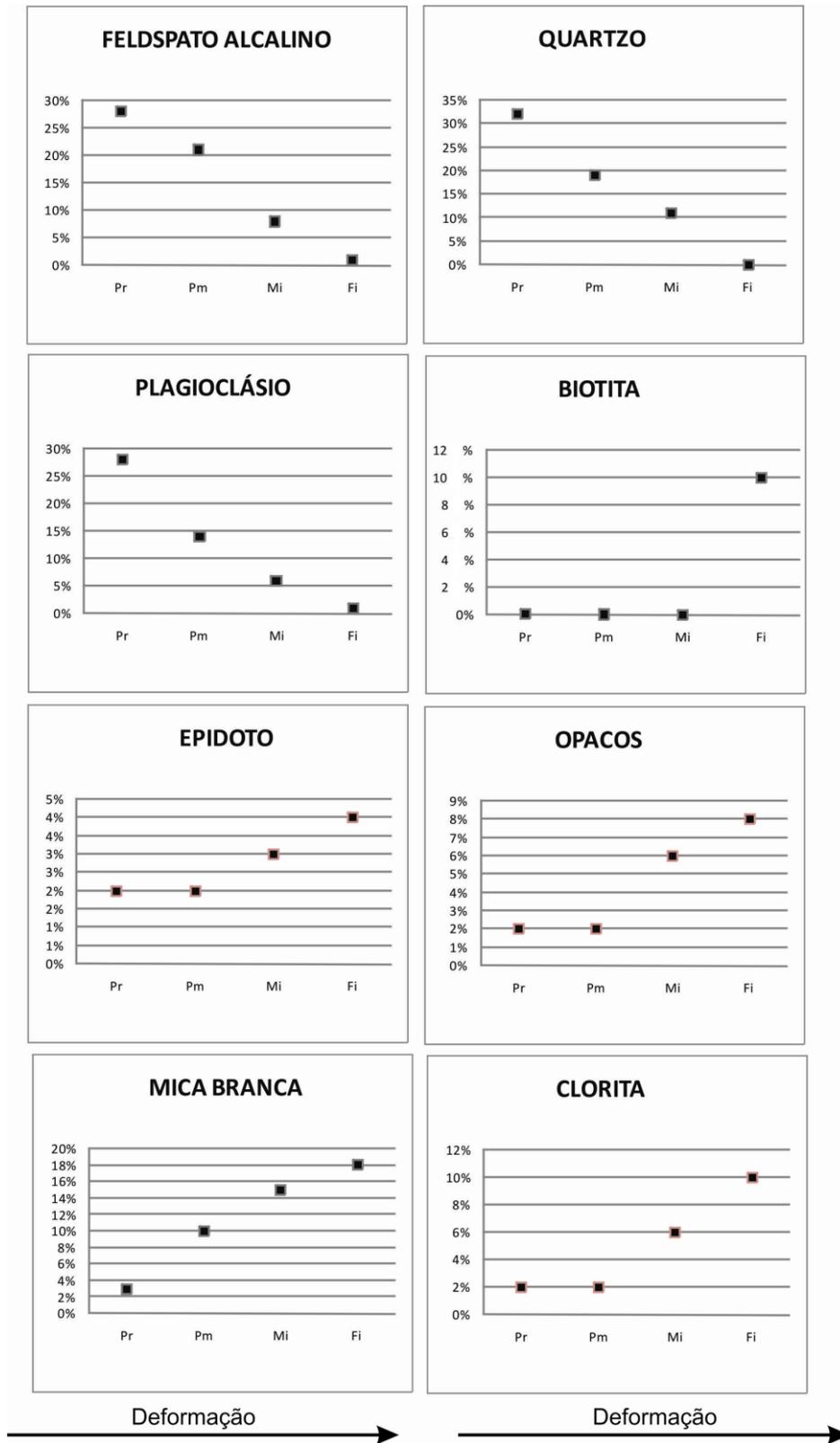


Figura 7.3. Variação composicional modal transversalmente às zonas de cisalhamento. Notar o enriquecimento em mica branca e o empobrecimento em feldspato alcalino e plagioclásio, em direção às áreas mais deformadas. Os dados dos gráficos são resultantes da contagem modal de 100 pontos em cada amostra de lâmina analisada (15 no total). Legenda: Pr =Protólito, Pm = protomilonito, Mi=milonito, Fi = Filonito.

7.8. Modelo para a Gênese do Granito Antonina: granitos sintectônicos

No Granito Antonina foram identificadas duas fácies graníticas, denominadas como leucogranito (mais abrangente) e biotita granito. O Granito Antonina está inserido na Suíte Rio do Poço, classificada inicialmente por Lopes (1987) e subdividida em fácies por Lopes (2008). A Suíte Rio do Poço é composta por granitos leucocráticos, de coloração cinza clara, geometria inequigranular média, que podem ser foliados ou isótopos (Cury, 2008). Cury (2008) denominou três fácies para a Suíte Rio das Cobras: leucogranito com duas micas, leucogranito fino e rapakivi. Segundo Cury (2008) a fácies leucogranito com duas micas é representada por sienitos e monzogranitos com texturas xenomórficas e hipidiomórfica, inequigranular média. O critério de classificação do autor foi a existência de duas micas de na assembléia mineral: a muscovita e a biotita. Por sua vez, a fácies leucogranito fino é representada por sienogranitos com textura equigranular fina e coloração cinza. Deste modo, de acordo com a bibliografia, o leucogranito está inserido na fácies leucogranito com duas micas, pois possui na assembleia mineral a biotita em associação com a muscovita, enquanto o biotita granito na fácies leucogranito fino.

Com base nas microestruturas de deformação dos feldspatos é possível propor um modelo para a gênese do Granito Antonina. Bitencourt e Nardi (2004) analisam os granitos sintectônicos de acordo com a transição das texturas: inicialmente texturas magmáticas a texturas de alta temperatura (*subsolidus*), para texturas de baixa temperatura. As foliações magmáticas sin-cinemáticas são definidas pelo alinhamento de minerais ígneos e enclaves. Com o resfriamento do magma, a quantidades maiores da fração cristal, os grãos podem interagir e serem fraturados, com as fraturas preenchidas por minerais magmáticos (Bitencourt e Nardi, 2004). À medida que a temperatura cai abaixo da *solidus*, deformação é caracterizada inicialmente por fluxo plástico, seguida por ruptura rúptil dos minerais (Bitencourt e Nardi, 2004).

Durante o Evento Brasileiro, quando houve a intrusão granítica, as zonas de cisalhamento dúcteis estavam ativas. Deste modo, o magma se aloja nesse campo tensional e começa a cristalizar os minerais em meio a um magma não totalmente solidificado chamado mush. Logo, os minerais vão se formando e deformando ao mesmo tempo, caracterizando a deformação *subsolidus*. Notar que como o magma ainda está resfriando, as feições de deformação, como os subgrãos em plagioclásio, correspondem as microestruturas formadas a altas temperaturas. Portanto, nesse estágio, os feldspatos se cristalizam com a deformação dúctil, observada através das microestruturas desta natureza como pertita em filete, maclas de deformação, extinção ondulante e principalmente subgrãos. Essas características são típicas de granitos sintectônicos, pois a deformação que ocorreu em alta temperatura é devido ao magma

ainda quente. Neste mesmo ambiente, tem-se matriz primária ígnea e recristalizada que até pode estar relacionada a paragênese II de mais alta temperatura (fácies anfíbolito).

Com o progressivo arrefecimento do magma, em um ambiente mais rúptil-dúctil os feldspatos fraturam em ambiente dúctil, ou seja, estes atuam rúptilmente e depois que quebram começam a reagir ductilmente formando perfitas em chama por reações de abrandamento.

A segunda paragênese de mais baixa temperatura (fácies xisto verde), pode se formar neste momento, ou não. Pode ser que a segunda paragênese continue sendo formada durante os milonitos e filonitos e depois tem-se fluidos mais frios que formam os carbonatos e cloritas.

8 – Considerações Finais

Através dos estudos petrográficos é possível concluir que a evolução da deformação da área que abrange o município de Antonina, PR compreende duas fases. Essas fases foram caracterizadas de acordo com as microestruturas de deformação presentes no feldspato e quartzo. Sugere-se no presente trabalho que a gênese do Granito Antonina pode está relacionada a atuação dos esforços tectônicos regionais concomitantes com a intrusão, sugerindo a sua natureza sintectônica.

Em um primeiro momento, a temperatura de deformação alcançou as fácies anfíbolito, identificadas através das microestruturas com subgrãos de plagioclásio e feldspato potássico e a assembléia secundária relacionada biotita II, titanita, mica branca. A segunda deformação ocorreu em fácies xisto verde, sendo relacionada as vênulas e feições mais rúpteis-dúcteis com assembléia mica branca, clorita, carbonato e opacos.

Devido as diferentes tensões cisalhantes, são geradas rochas de domínio milonítico/filonítica na área. Nas zonas de cisalhamento ocorre uma grande quantidade de mica branca que se distribuem de forma orientada, paralelas a foliação milonítica. Apresentam lineações de estiramento e foliações penetrativas bem definidas de alto ângulo, mergulhando para SE.

De maneira sucinta, as rochas miloníticas/filoníticas das zonas de cisalhamento apresentam os seguintes aspectos:

i) As rochas miloníticas/filoníticas evoluem a partir dos protólitos graníticos, identificadas por aumentos progressivos na geração de matriz de filossilicatos.

ii) Processos deformacionais e hidrotermais atuaram em conjunto no curso da evolução das zonas de cisalhamento. Na escala de grão os principais processos foram fraturamento de K-feldspato e plagioclásio e consequente hidratação destes minerais e formação da mica branca, transformação da clorita em biotita, rotação dos fragmentos gerados, deformação plástica de grãos de quartzo e feldspato, substituição do K-feldspato pelo plagioclásio e saussuritização do feldspato.

iii) O desenvolvimento da orientação preferencial de quartzo nas porções mais deformadas deve-se à dissolução do mineral. Além disso, a precipitação do quartzo com crescimento anisotrópico se constitui como um importante processo na geração da orientação de forma (*ribbons*).

iv) Da periferia para o centro das zonas de cisalhamento, de uma maneira geral, há progressiva diminuição no conteúdo de plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, clorita e quartzo e enriquecimento progressivo em mica branca. Associado ao

Granito Antonina observou-se um grande aporte de sílica, que se expressa na forma de veios de quartzo, pegmatitos e aplitos. As principais fontes de sílica, neste caso, foram às reações de hidratação que levaram à formação da unidade representada pelos biotita-clorita-filonitos no interior das zonas de cisalhamento. Nas porções mais deformadas onde havia muita biotita, a assembleia mineral evidenciava quebra total dos minerais quartzo-feldspáticos.

v) A presença de fluidos foi fundamental para o desenvolvimento das zonas de cisalhamento estudadas. Eles foram responsáveis pelo desenvolvimento de reações de hidratação em feldspato que levaram à formação de grandes volumes de filonitos, pela dissolução do feldspato e consequente formação de quartzo e pelo transporte dos produtos daquelas reações.

vi) Tendo em vista as microestruturas observadas conclui-se que a temperatura de deformação e do metassomatismo, para ambas as fases, atingiu temperatura inicial de 500°C (*fácies* anfíbolito) seguida de condições *fácies* xisto verde, entre 300 e 400°C.

Para próximos estudos geológicos da área urbana do município de Antonina, sugere-se que seja feita a geoquímica do Granito Antonina e a caracterização petrográfica da Unidade I (Metamáficas e Metaultramáficas indiferenciadas).

9 – Referências Bibliográficas

- ALSOP, G. I., HOLDSWORTH, R. E., MCCAFFREY, K. J. W. & HAND, M. (eds) 2004. *Shear Zones – An Introduction and Overview*. Flow Processes in Faults and Shear Zones. Geological Society, London, Special Publications, 224, 1-9.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2):216-221.
- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. 1979. Orthogneiss, mylonites and non-coaxial deformation of granites: The example of the South American Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1:31-42.
- BRYANT, B. 1966. Formation of phyllonites in the Granfather mountain area, northeast North Carolina. *U.S. Geological Survey Research* 550: 144-150.
- BITENCOURT, M. F., NARDI, L. V. S. 2004. The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapena Granite, a crustally derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lithos* 73: 1-19.
- CAMPANHA, G.A.C., BASEI, M.A.S., FALEIROS, F.M., TASINARI, C.C.G., NUTMAN, A.P., VASCONCELOS, P.M., DANTAS, E.L., 2009. Geocronologia do Terreno Apiaí no Sul do Estado de São Paulo. In: 45 Anos de Geocronologia no Brasil. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo: IGc-USP, p. 220-221.
- CARTER, N. L., 1976. Steady state flow of rocks: Reviews of Geophysics and Space Physics, v.14, p. 301-360.
- COX, S.F.; ETHERIDGE, M.A. & WALL, V.J. 1987. The role of fluids in syntectonic mass transport, and the localization of metamorphic vein type ore deposits. *Ore Geology Reviews*, Amsterdam, v. 2, p. 65-86.
- CRUZ, S.C.P. 2000. Zonas de Cisalhamento no núcleo do Anticlinal de Gouveia: Processos
- CRUZ, S.C.P., ALKMIN, F.F., LAGOEIRO, L.A., 2006. Zona de Cisalhamento do Núcleo do Anticlinal de Gouveia, Cordilheira do Espinhaço, MG, Cinemática e Processos Deformacionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (4): 441-452.
- CURY, L.F. 2008. Geologia do Terreno Paranaguá. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Debat P., Soula J.C., Kubin I., Vidal J.L. 1978. Optical studies of natural deformation microstructures in feldspar (gneiss and pegmatites from Occitania, Southern France). *Lithos*, 11: 133-145.
- ETHERIDGE, M.A., Wall, V.J., and Vernon, R.H. (1983) The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *Journal of Metamorphic Geology*, 1, 205-226.
- Gapais, D. 1989. Les orthogneiss-structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. *Mémoires et Documents du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles*, Rennes, n_28, 366p.
- GIRARDI, V. A. V. Os anfíbolitos da região de Morretes - Antonina, PR. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, n. 1, v. 1, p. 43-65, 1971.
- GUALDA, G.A.R. & VLACH, S.R.F. 2007a. The Serra da Graciosa A-type Granites & Syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79: 405-430.
- HARARA, O.M.M.; BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O. 2002. From subduction to late and post-collision settings: a record from neoproterozoic successive magmatic in the upper Rio Negro regions. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa – PB, v. 1, p. 310.
- HARARA, O.M.M.; BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; Campos Neto, M.C.; Prazeres Filho, H.J. 2003. Dating of high-grade metamorphism by U-Pb, Sm-Nd na K-Ar isotopic systems: Paleoproterozoic I-type granulites from the northern border of the Luis Alves gneiss-granulite terrain, southern Brazil. *IV SSAGI*, Salvador – BA, v.2, p. 568-571.

- HIPPERTT, J.F.M., 1994, Grain boundary microstructures in micaceous quartzite: Significance for fluid Movement and Deformation Processes in Low Metamorphic Grade Shear Zones. *Journ. Geol.*, 102: 331-348.
- HIPPERTT J. F. 1998. Breakdown of feldspar, volume gain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic shear zone. *Journal of Structural Geology* 20:175-193.
- HIPPERTT, J.F. & Hongn, F.D. 1998. Deformation mechanisms in the mylonite/ultramylonite transition. *Journ. Struct. Geol.*, 1: 1-14 Pryer, L.L. 1993. Microstructures in feldspar from a major crustal thrust zone: The Greenville Front, Ontario, Canada. *Journ. Struct. Geol.*, 15: 21-36.
- HOBBS, B.E., MEANS, B.W.D., WILLIAMS P.F. 1976. An outline of structural geology, New York: J Wiley & Sons, 379 p.
- Howell, D.G., 1989. Tectonic of suspect terranes: mountain building and continental growth. Chapman & Hall (eds), London, 232p.
- Janney, D. E. and Wenk, H. R. 1994. Some typical microstructures in deformed rocks. *Mat. Sci. Eng.* , A175, 201-209.
- JEFFERIES, S.P. R.E. Holdsworth a,* , C.A.J. Wibberley b, T. Shimamoto c, C.J. Spiers d,A.R. Niemeijer d, G.E. Lloyd. The nature and importance of phyllonite development in crustal-scale fault cores: an example from the Median Tectonic Line, Japan *Journal of Structural Geology* 28 (2006) 220–235.
- Jl. S.; MAINPRICE, D. & BOUDIER, F. 1988. Sense of shear in high temperature movement zones from asymmetry of plagioclase feldspars. *J. Struct. Geol.*, 10(1):73-81.
- KILLICK A.M., 2003. Fault Rock Classification: An aid to structural interpretation in mine and exploration geology. *South African Journal of Geology* 106 (4): 395-402
- KRUHL, J.H. 1987. Preferred lattice orientations of plagioclase from amphibolite and greenschist facies rocks near the Insubric Line (Western Alps), *Tectonophysics*, 135, 233-242.
- KRUHL, J. H. 2000. Thermometry by microfabrics. *Muenchner Geologische Hefte*, 113-127.
- LLOYD E. GEOFFREY A., FREEMAN (1993). Dynamic recrystallization of quartz under greenschist conditions.
- MANTOVANELLI, A. Caracterização da dinâmica hídrica e do material particulado em suspensão na Baía de Paranaguá e em sua bacia de drenagem. Curitiba, 1999. 152p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Federal do Paraná.
- MENEGON, L., Pennacchioni, G., Stünitz, H., 2006. Nucleation and growth of myrmekite during ductile shear deformation in metagranites. *Journal of Metamorphic Geology* 24, 553e568.
- MESQUITA, M. J., VASCONCELOS, E., BITENCOURT M. .F., PICANÇO, J., MORETO, A. L. Evolução microestrutural do Granito Água Comprida, Antiforme Setuva, Paraná *Boletim Paranaense de Geologia* (aceito para publicação).
- MESQUITA, M. J., HARTMANN, L. A., FYFE, W. S., PICANÇO, J. L., CASTRO, A. B. 2006. Alteração metamórfico-hidrotermal nos depósitos de ouro tipo-veio da Província de Porto Nacional, TO, Brasil: evidências de química mineral e microestruturas. *Revista Brasileira de Geociências.*, 36:34 – 50.
- MESQUITA, M. J.; FERNANDES, L. A. 1991. Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Cangucu, Região Quitéria/Capivarita, RS.. *Acta Geológica Leopoldensia*, UNISINOS, 30:55-74.
- MESQUITA, M. J.; VASCONCELLOS, E. M G., BITENCOURT, M. F.; PICANÇO, J., MORETO, A. L. Evolução microestrutural do granito Água Comprida e formação de filonito, Antiforme Setuva, Paraná. *Revista Geociências* (submetido para publicação).
- MCKINISTRY, H.E. 1948. *Mining Geology*. Prentice-Hall Inc., New York, 680 p.

- NASCIMENTO, R. S. 1998. Petrologia dos granitóides brasileiros associados à zona de cisalhamento Remígio-Pocinhos (PB). Dissertação de mestrado 04/PPGG. Natal-RN, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- NOERNBERG, M.A. Processos morfodinâmicos no complexo estuarino de Paranaguá - Paraná – Brasil: Um estudo a partir de dados in situ e Landsat TM. Curitiba, 2001. 180 p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Paraná.
- O'HARARA, K. 1988. Fluid flow and volume loss during phyllonitization – and origin for phyllonite in an overthrust setting, North Caroline, USA. *Tectonophysics* 156: 21-36.
- PETERSON, E.; MESQUITA, M. J.; VASCONCELLOS E. 2005. Geologia do Granito Água Comprida, Antiforme
- PRYER, L.L. & ROBIN, P.Y. F. 1991. A model for albite flame growth. *Terra Abstract*, 5: 32.
- PRYER, L.L. & ROBIN, P.Y.F. 1995. Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. *Journ. Metam. Geol.*, 13: 645-659.
- PUTNIS, A. (1992). Crystalline defects. In: *Introduction to mineral sciences*, Cambridge: Cambridge University.
- RAMSAY, J.G. 1967. Folding and fracturing of rocks. New York: McGraw Hill
- RAMSAY, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review *Journal of Structural Geology*, 2, 83-99.
- Rosenberg, C.L. and Stünitz, H., 2003. Deformation and recrystallisation of plagioclase along 707 a temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. *J. Struct. Geol.* 25, 389-408.
- RUTTER, E.H. (1986) On the nomenclature of mode II failure transitions in rocks: *Tectonophysics*, 122(3-4), 381-387.
- SANTOS, L. J. C. Mapeamento geomorfológico como subsídio a identificação e à estima dos solos na área de drenagem da Baía de Antonina (PR). *Revista Brasileira de Geomorfologia* - v. 10, nº 2 (2009).
- SCHOLZ, C. H., The critical slip distance for seismic faulting, *Nature*, 336, 761-763, 1988.
- SIBSON, R.H. 1975. Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. *Geoph. J. R. Astr. Soc.* 43: 775-794.
- SIBSON, R.H. 1987. Earthquakes rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology*, 15: 701-704.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geological Society, London*, 133, 191-213.
- SIGA JUNIOR, O. 1995. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e evolução crustal. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212p.
- SIMPSON, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journ. Struct. Geol.*, 5: 503-511.
- SIMPSON, C. 1986. Fabric development in brittle-to-ductile shear zones. *Pure appl. Geophysic*, 124: 269-288.
- Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S.M. 2002. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. In: De Meer S., Drury M.R., De Bresser J.H.P., Pennock G.M. (eds.) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*. London, Geological Society, Special Publications 200, p. 171-190.
- STRECKEISEN et al, 1976. To Each Plutonic Rock its Proper Name. *Earth Sci. Rev.*, 12: 1-33.

TULLIS, J. 1983. Deformation of feldspar, In: Ribbe, P.H (ed), Feldspar Mineralogy. Mineralogical Society of America, Washington, 2: 297- 323.

TULLIS, T.E. 1989. Development of preferred orientation due to anisotropic dissolution/growth rates during solution-transfer creep. EOS Trans. Am. Geophys. Union, 70: 457-458.

VAUCHEZ, A. 1987. The development of discrete shear-zones in a granite: Stress, strain and changes in deformation mechanisms. Tectonophysics, 133: 137-156.

VOLL, G. 1976. Recrystallization of quartz, biotite and feldspar from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological significance. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 56: 641-647.

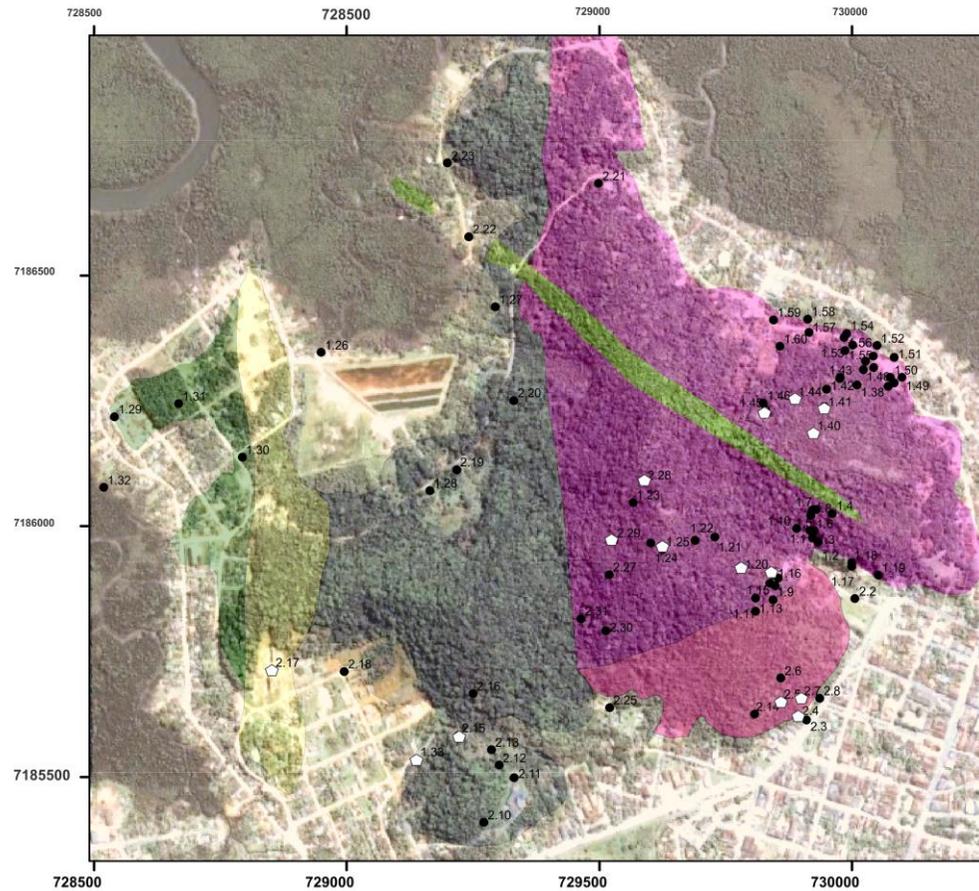
WHITE, S. 1977. Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. Tectonophysics, 39:143-170.

WISE, D.U.; Dunn, D.E.; ENGELDES, J.T.; GEISER, P.A.; HATCHER, R.D.; KISH, S.A.; Odom, A.L. & SCHAMEL, S. 1984. Fault-related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, v. 12, p. 391-394.

WOODCOCK, N. H. and MORT, K. (2008). Classification of fault breccias and related fault rocks. *Geological Magazine*, 145 (3). 435-440 . ISSN 0016-7568.

ANEXO A

MAPA DE PONTOS NA ÁREA URBANA DO MUNICÍPIO DE ANTONINA, PR



| Unidades Geológicas | |
|---|---|
| Quaternário | |
| | Depósitos sedimentares recentes |
| Juro - Cretáceo | |
| | Diques de diabásio |
| Proterozóico Superior | |
| Seqüência Milonítica - Filonítica | |
| | Quartzo Milonito |
| | Biotita Clorita Filonito |
| Granito Antonina | |
| | Leucogranito |
| | Biotita Granito |
| Proterozóico Inferior - Arqueano | |
| | Rochas máficas e ultramáficas indiferenciadas |

● Pontos descritos
 ◻ Pontos laminados

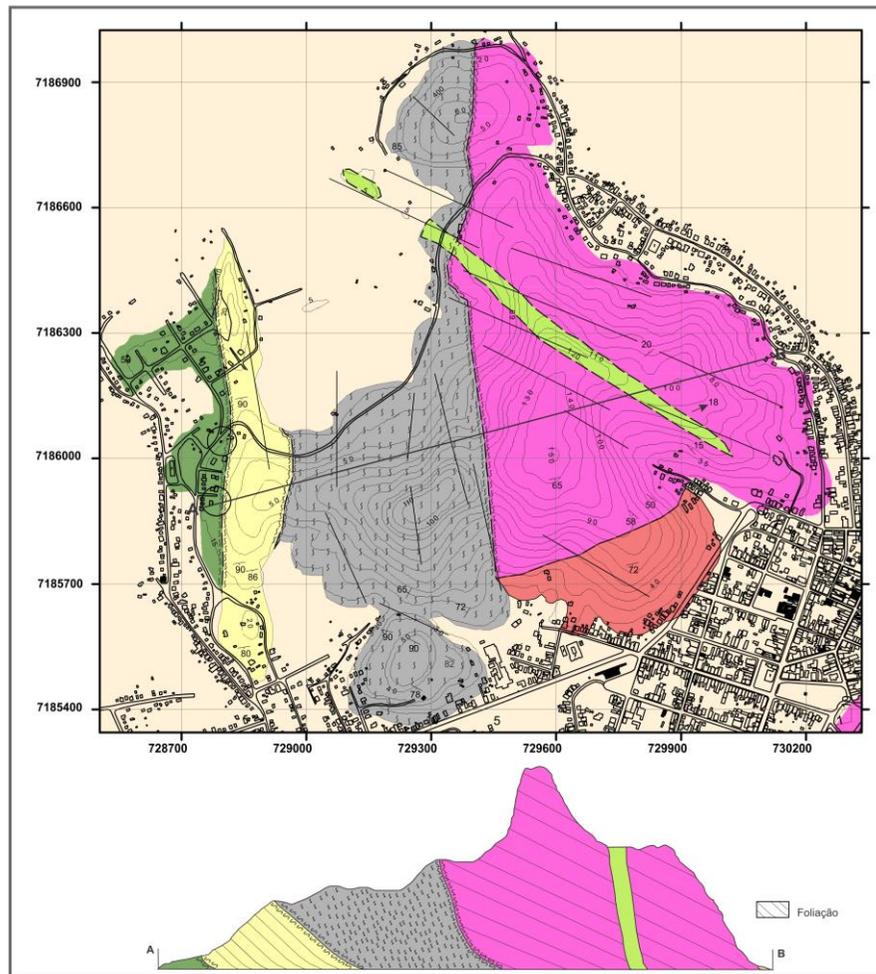
1:10.000



Fonte: Google Earth

ANEXO B

MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA URBANA DO MUNICÍPIO DE ANTONINA, PR



Legenda

| Unidades Geológicas | |
|---|---|
| Quaternário | |
| | Depósitos sedimentares recentes |
| Juro - Cretáceo | |
| | Diques de diabásio |
| Proterozóico Superior | |
| Sequência Milonítica - Filonítica | |
| | Quartzo Milonito |
| | Biotita Clorita Filonito |
| Granito Antonina | |
| | Leucogranito |
| | Biotita Granito |
| Proterozóico Inferior - Arqueano | |
| | Rochas máficas e ultramáficas indiferenciadas |

| | |
|--|-------------------------------|
| | Lineamentos fotointerpretados |
| | Contatos Geológicos |
| | Zona de Cisalhamento |
| | Atitude da foliação |
| | Lineação de Estiramento |

Arruamento

1:10.000



Fontes
 Datum Vertical: Imbituba - Santa Catarina
 Datum Horizontal: SAD-69
 Coordenadas UTM Zona 22S
 Mapa Base: Carta Topográfica da Região Sul do Brasil, produção pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) escala 1:50000 (1992)