



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO - TCC

**GEOLOGIA DE PARTE DO DUPLEX TRANSPRESSIVO
LAVRAS DA MANGABEIRA, NEOPROTEROZOICO DA
PROVÍNCIA BORBOREMA, NE BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

ARTUR COSTA SARMENTO

Orientador: Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro (UFPA)

**BELÉM – PA
2019**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO - TCC

**GEOLOGIA DE PARTE DO DUPLEX TRANSPRESSIVO
LAVRAS DA MANGABEIRA, NEOPROTEROZOICO DA
PROVÍNCIA BORBOREMA, NE BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

ARTUR COSTA SARMENTO

Orientador: Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro (UFPA)

**BELÉM – PA
2019**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

S246g Sarmiento, Artur Costa
Geologia de parte do duplex transpressivo Lavras da
Mangabeira, Neoproterozoico da Província Borborema, NE Brasil /
Artur Costa Sarmiento. — 2019.
xix, 64 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Faculdade de
Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.
Belém, 2019.

1. Ciclo Brasileiro. 2. Zona de Cisalhamento Patos. 3.
Deformação Dúctil Particionada. 4. Anatexia Crustal. I. Título.

CDD 551.8



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Faculdade de Geologia

**GEOLOGIA DE PARTE DO DUPLEX TRANSPRESSIVO
LAVRAS DA MANGABEIRA, NEOPROTEROZOICO DA
PROVÍNCIA BORBOREMA, NE BRASIL**

**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO APRESENTADO POR:
ARTUR COSTA SARMENTO**

Como requisito à obtenção do Grau de Bacharel em GEOLOGIA

Data de Aprovação: 13 /12 /2019

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro

Orientador – UFPA

Msc. Livio Wagnér Chaves Correa

Relator – CPRM

Prof. Dr. Maurício da Silva Borges

Relator – UFPA

*Aos meus melhores amigos:
Valdemir, Silvaney, Gabriela e Ana Clara.*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, por ser minha paz e fortaleza desde sempre e para sempre.

Ao Papai, Mamãe e Maninha, pelo amor, zelo, paciência, confiança e compreensão em todas as fases da minha vida. Minhas vitórias nunca serão só minhas, sempre serão nossas. Também agradeço ao meu cunhado Felipe, pelos diversos momentos e amizade, e ao meu sobrinho Pedro, conquistador sem saber o que é conquistar.

A Universidade Federal do Pará, por ter sido minha terceira (ou quarta) casa nos últimos seis anos. Desejo que continue a ser um local plural, onde a educação permaneça gratuita e de qualidade, pois isso salva vidas.

Ao Instituto de Geociências e a Faculdade de Geologia, onde aprendi não só arte geológica básica, mas também a arte de viver, de compartilhar, de cuidar e que não importa quão ruim seus compromissos acadêmicos estejam, eles sempre podem piorar. Estendo meus agradecimentos a todo o corpo docente e técnicos-administrativos, essências em toda a trajetória, em especial aos Professores Fábio Henrique e Joel Macambira, a Professora Iara Santos, ao Paulo do LAIT (te falei que ia me formar!) e ao Afonso Quaresma (não te mete!).

Ao meu orientador, chefe, professor, instrutor de exercícios funcionais e amigo, Roberto Vizeu, pela paciência, disponibilidade, ensinamentos e inspirações. Esse é o cara que comanda as estruturas tectônicas de toda a galáxia e, mesmo assim, dono de uma humildade incomparável. Minha eterna gratidão e admiração ao Senhor.

A Ana Clara, minha melhor amiga, por estar sempre ao meu lado. Obrigado pela calma, apoio, carinho, amizade e amor de todos os dias. Sem você tudo seria mais difícil, então essa vitória também é sua.

Aos amigos que a UFPA me deu, por terem compartilhado essa jornada em meio a choros e risos. Em especial ao Silvio Sanches, João Alberto, Dominique Ferreira, Argel Sodré, Lenisson Miranda, Thays Ferreira e Marcelo Antônio, os quais, além de pessoas maravilhosas, foram incentivadores e me ajudaram a pensar esse trabalho.

Aos amigos dos grupos de pesquisa GES e LAPONE, por tantos debates de alta produtividade, seja em laboratório, seja na tora-tora sob quaisquer condições climáticas.

A Tia Sandra, por ter sido uma segunda mãe e grande amiga. A Tia Neca e família, pelo carinho e refúgio. As famílias Batista e Caldas, por terem me recebido tão bem, de forma que hoje me sinto parte de ambas.

Aos amigos do Jokers, Deuses Sheiks e Zueira, pelo importante papel de tornarem tudo mais leve.

*“Vou devolver o orgulho do gueto
e dar outro sentido pra frase:
tinha que ser preto!”*

- Leandro Roque de Oliveira (Emicida)

RESUMO

O Duplex Lavras da Mangabeira é uma estrutura localizada no Domínio Granjeiro da Província Borborema, nordeste brasileiro, formada em ambiente dúctil, sob regime tectônico transpressivo dextral e condições metamórficas de médio a alto grau. O desenvolvimento dessa estrutura tem sido relacionado a instalação da Zona de Cisalhamento Patos, durante a formação do Gondwana, a partir do Neoproterozoico. Litologicamente, o Duplex Lavras da Mangabeira compreende diversos domínios crustais pré-cambrianos, retrabalhados no Ciclo Brasileiro (0,950 – 0,490 Ga), evidenciado pela presença de gnaisses de alto grau metamórfico, milonitos, migmatitos e granitoides *sin-* a *tardi-* tectônicos. Foram estudados 43 afloramentos expostos na região de Várzea Alegre (CE), com ênfase no mapeamento de estruturas tectônicas dúcteis, por análise geométrica e cinemática. Mapas de detalhe (p.ex. 1:250, 1:500) foram elaborados em áreas chaves para o entendimento da evolução geológica do terreno. Os dados de campo foram tratados em SIG para a confecção de mapa geológico (1:25000). Na área de estudo são descritos quartzitos, protomilonitos, milonitos, sienogranitos e migmatitos, relacionados ao Complexo Caicó (2,2 Ga). As rochas metamórficas foram desenvolvidas na fácies anfibolito (500°C a 700°C) e apresentam foliações orientadas preferencialmente no *trend* NE-SW, com mergulhos que variam de 30° a subverticais para SE. Lineações de estiramento mineral e eixo de dobra ocorrem com baixos ângulos de caimento (8° a 16°) para NE e SW. Dobras isoclinais exibem planos axiais com mergulhos de aproximadamente 50°-60° para SE. Pórfiros e *boudins* são essencialmente simétricos e concordantes com os planos de foliação. As rochas da área de estudo experimentaram altas taxas de deformação com esforços coaxiais de NW e SE, com estiramento e remobilização tectônica na direção NE-SW. A análise geométrica e cinemática indica que a deformação foi dominada por cisalhamento puro. Assim, para a parte estudada do Duplex Lavras da Mangabeira é sugerido um domínio transpressivo dominado por cisalhamento puro com forte partição de *strain* traduzido em importante partição geométrica e cinemática. Com base nos dados de campo e bibliografia, é sugerido um modelo tectônico evolutivo com base na anatexia crustal em sistemas orogênicos.

Palavras-chave: Ciclo Brasileiro. Zona de Cisalhamento Patos. Deformação Dúctil Particionada. Anatexia Crustal.

ABSTRACT

The Lavras da Mangabeira Duplex is a ductile regional structure located at the Granjeiro Domain along the Borborema Province, NE Brazil. It is a large scale dextral transpressional structure that underwent medium to high metamorphic conditions. It is closely related to the development of the Patos Shear Zone, during the Neoproterozoic Gondwana assemblage. The Lavras da Mangabeira Duplex comprises several Precambrian crustal domains, reworked during the Brasiliano Cycle (0.950 – 0.490 Ga) with high grade gneisses, mylonites, migmatites and syn to late tectonic granitoids. The region was studied by accessing 43 outcrops where the geometric and kinematic analyses were developed by the preparation of several field sketches and detail mapping groundwork (e.g., 1:250, 1:500). Field data were processed in GIS to produce a 1:25000 geological map. The rocks in the studied area are quartzites, protomylonites, mylonites, syenogranites and migmatites, related to the Caicó Complex (2.2 Ga). These metamorphic rocks underwent amphibolite facies conditions (500°C and 700°C), and exhibit NE-SW trending foliations, with dips ranging from 30° to sub-vertical, towards SE. Stretching lineation and fold axes are shallow plunging (8° to 16°) towards NE and SW. Axial planes in isoclinal folds are mostly SE dipping with moderate angles from 50° to 60°. Porphyro and boudins are symmetrical and concordant with the foliation. The geometric and kinematic analyses point out to a dominated coaxial shear (pure shear-dominated), with high strain rates, with a NW-SE shortening direction and stretching along the NE-SW direction. The Lavras da Mangabeira Duplex is a pure shear-dominated transpressive feature, with both geometric and kinematic strain partitioning. Based on the field and available bibliographic data, a tectonic model of crustal orogenic system with related anatexis is suggested to the region.

Key-words: Brasiliano Cycle. Patos Shear Zone. Ductile Deformation Partitioning. Crustal Anatexis.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo e suas principais vias de acesso, com destaque para o município de Várzea Alegre que serviu como sede logística e executiva do trabalho. 2
- Figura 2 – *Grid* regular e orientado utilizado para mapeamento de detalhe com o método das quadrículas. Fonte: Lisle *et al.* (2014). 6
- Figura 3 - Configuração tectônica do Gondwana Oeste após o Ciclo Brasileiro/Pan-Africano. A instalação de faixas orogênicas neoproterozoicas promoveu intensa deformação, metamorfismo, migmatização e magmatismo. A Província Borborema resulta da interação entre os crátons Amazônico, São Francisco e Oeste Africano. Fonte: Modificado de Zvirtes *et al.* (2017). 9
- Figura 4 - Diagrama esquemático da variação vertical de zonas de cisalhamento em relação ao nível crustal. A transição rúptil-dúctil e os mecanismos de recristalização são relacionados à temperatura, intensidade de *strain* e quantidade de fluidos presentes. Fonte: Modificado de Fossen & Cavalcante (2017). 9
- Figura 5 – Ilustração da relação espaço-deformação em modelos dinâmicos de cisalhamento puro, transpressivo e cisalhamento simples. Transpressão e transtensão parecem ser os modelos mais comuns na natureza e são entendidas como o resultado da soma tensorial entre as componentes cisalhamento puro e simples. 11
- Figura 6 – A Província Borborema e sua compartimentação em setores e domínios morfoestruturais. O quadro vermelho na imagem localiza o Duplex Lavras da Mangabeira, foco deste trabalho. Fonte: Modificado de Hasui *et al.* (2012). 14
- Figura 7 – **a)** Localização do Duplex Lavras da Mangabeira no contexto da Província Borborema. Fonte: Modificado de Hasui *et al.* (2012). **b)** Relação espacial entre o Duplex Lavras da Mangabeira e o Lineamento Patos. Fonte: Modificado de Freimann (2014). **c)** Imagem ternária de espectrometria de raio gama para a região do Duplex Lavras da Mangabeira. Notar diversidade composicional e estrutural presente no terreno. O quadro em vermelho representa a área estudada nesta monografia. Fonte: Imagem disponibilizada pela Diretoria de Sensoriamento Remoto e Geofísica da CPRM. 17
- Figura 8 - Mapa geológico com destaque para as principais estruturas tectônicas identificadas nas rochas da área de estudo. Elaborado pelo autor na atual monografia. 22

Figura 9 – Aspectos petrográficos dos muscovita quartzitos encontrados na área de estudo. **A)** Vista em afloramento intensamente fraturado. A aparência brilhosa é conferida pelas muscovitas, a qual define plano de foliação. Cartão orientado para o norte. **B)** Amostra de mão com cristais de quartzo de granulação média. **C)** Textura geral em lâmina PVA18-I-1 com nicóis descruzados (||) e objetiva de aumento 2,5x. A rocha é composta essencialmente por quartzo e muscovita, minerais incolores. **D)** Textura geral em lâmina PVA18-I-1 com nicóis cruzados (X) e objetiva de aumento 2,5x. Qtz1 xenoblástico define textura granoblástica, está evidente na porção esquerda inferior com contatos lobados e formas estiradas na direção da foliação. Qtz2 são de menor granulação e estão concentrados nas porções centro-direita e centro-superior. As lamelas de muscovita subidioblástica contornam concentrados de quartzo e definem planos de foliação.23

Figura 10 – Aspectos petrográficos dos protomilonitos encontrados na área de estudo. **A) e B)** Amostra de mão com foliação definida pelos minerais máficos. **C)** Textura geral em lâmina PVA18-I-32 com nicóis descruzados (||) e objetiva de aumento 2,5x. Notar plagioclásios xenoblásticos a subidioblásticos alterados para argilominerais. Nessa rocha o mineral máfico predominante é o anfibólio, o qual forma concentrações alinhadas que definem plano de foliação. **D)** Textura geral em lâmina PVA18-I-32 com nicóis cruzados (X) e objetiva de aumento 2,5x. Os feldspatos alcalinos apresentam maclamento xadrez regular. **E)** Textura geral em lâmina PVA18-I-25 com nicóis descruzados (||) e objetiva de aumento 2,5x. O plagioclásio encontra-se alterado para argilominerais. A fase máfica é representada principalmente por biotitas orientadas que definem o plano de foliação. O quartzo se apresenta estirado em concordância com a estrutura planar. **F)** Textura geral em lâmina PVA18-I-25 com nicóis cruzados (X) e objetiva de aumento 2,5x. A biotita subidioblástica e idioblástica contorna agregados de quartzo e feldspato. O plagioclásio apresenta maclamento albita.24

Figura 11 – Aspectos petrográficos em escala de afloramento dos litotipos associados aos milonitos da área de estudo. Essas rochas ocorrem na forma de faixas estreitas ou lentes, e embora expressivas não são mapeáveis na escala de trabalho. **A)** Sienogranito porfirítico é a associação mais comum, ocorre intercalado com os milonitos na forma de faixas centimétricas a métricas concordantes com os planos de foliação. **B)** Lentes migmatíticas com leucossoma constituído por quartzo e feldspato alcalino; e melanossoma por biotita e anfibólio. Também são reconhecidas estruturas do tipo *schlieren*. **C)** Bolsões máficos ocorrem encaixados em planos de foliações miloníticas e podem ser biotititos ou anfibolititos. **D)** Blastomilonitos estão presentes em pequenas faixas onde os cristais apresentam granulação mais grossa do que seus arredores. 25

Figura 12 – Aspectos petrográficos dos milonitos encontrados na área de estudo. **A)** e **B)** Amostras de mão com foliação milonítica definida por minerais máficos e quartzo fitado. **C)** Textura geral em lâmina PVA18-I-33 com nicóis descruzados (||) e objetiva de aumento 2,5x. Os cristais de quartzo ocorrem estirados e com contatos lobados. O plagioclásio encontra-se alterado para argilominerais e mica sericita. **D)** Textura geral em lâmina PVA18-I-33 com nicóis cruzados e objetiva de aumento 2,5x. O qtz1 ocorre como *ribbons*, com extinção ondulante e contatos lobados. Qtz2 está presente por toda a rocha como cristais de menor granulação e contatos retos. Nessa rocha a biotita subidioblástica é o mineral máfico predominante. **E)** Detalhe de lâmina PVA18-I-32 com nicóis descruzados e objetiva de aumento 10x. O anfibólio é composto principalmente por hornblenda, que se apresenta com pleocroísmo mais evidente e tons mais escuros de verde; contudo esses cristais podem apresentar variações para actinolita, com pleocroísmo mais discreto e tons mais pálidos de verde. **F)** Detalhe de lâmina PVA18-I-32 com nicóis cruzados e objetiva de aumento 10x. Cores anômalas distribuídas irregularmente destacam os cristais de epidoto na porção inferior. Esse mineral ocorre associado à actinolita. Notar a presença de contato tríplice entre cristais de Qtz2 na porção inferior esquerda. **G)** Detalhe de lâmina PVA18-I-32 com nicóis descruzados e objetiva de aumento 20x. A variação nos tons de verde do anfibólio indica mudança entre os membros hornblenda e actinolita. **H)** Detalhe de lâmina PVA18-I-32 com nicóis cruzados e objetiva de aumento 20x. Cristais aciculares a fibrosos de epidoto ocorrem associados à actinolita. 27

- Figura 13 - Mapa de detalhe no afloramento PVA18-I-4. Os sienogranitos foram classificados com base nas suas composições modais mineralógica plotadas no diagrama Streckeisen (QAP). Nessa região a predominância é dos milonitos, embora os sienogranitos e veios quartzofeldspáticos ocorram expressivamente, com espessuras métricas e relativamente constantes. Note que as rochas ígneas estão concordantes com os planos de foliação milonítica.28
- Figura 14 - Aspectos petrográficos dos sienogranitos encontrados na área de estudo. **A)** Vista em afloramento PVA18-I-4 com destaque para a granulação média a grossa e fenocristais de quartzo e feldspato alcalino. Nesse caso os minerais máficos são pouco evidentes. **B)** Amostra de mão com granulação média e presença de biotita que define um plano de foliação sutil. **C)** Textura geral em lâmina PVA18-I-25 com nicóis descruzados (||) e objetiva de aumento 2,5x. A rocha é constituída essencialmente por quartzo e feldspato. O plagioclásio está intensamente alterado. **D)** Textura geral em lâmina PVA18-I-25 com nicóis cruzados (X) e objetiva de aumento 2,5x. Os fenocristais de quartzo e feldspatos se destacam na porção esquerda. A textura mimerquítica ocorre em cristais na porção inferior esquerda, enquanto a pertítica ocorre nos fenocristais centrais de feldspato alcalino. Plano de foliação é definido por Qtz1 estirado da porção superior esquerda à inferior direita.29
- Figura 15 - Classificação morfológica para a foliação em rochas deformadas. Os tipos encontrados nas rochas da área de estudo estão destacados em vermelho. Fonte: Modificado de Twiss & Moores (1992).30

- Figura 16 – Foliações encontradas nas rochas da área de estudo e suas posições geométricas. O cartão de plástico e martelo estão orientados em relação ao norte **A:** Foliação do tipo xistosidade encontrada nos muscovita quartzitos. Estrutura definida principalmente pelos minerais micáceos. **B, C e D:** Foliação do tipo milonítica encontrada nos milonitos e protomilonitos. Estrutura definida por quartzo fitado e minerais máficos. **E:** Estereograma para a xistosidade. Os planos mergulham com ângulos de aproximadamente 30° para SE. Planos com mergulho para NE também ocorrem, contudo são relacionados à presença de estruturas rúpteis posteriores. **F:** Estereograma para a foliação milonítica. Os planos mergulham com ângulos que variam de 30° a subverticais principalmente para SE. **G:** Estereograma para planos de foliação milonítica com lineações. As lineações podem ser do tipo eixo de dobra ou de estiramento mineral, que se apresentam paralelas entre si com ângulos de caimento que variam de 8° a 16° para NE e SW. A relação entre essas duas estruturas determina um *rake* de baixo ângulo..... 31
- Figura 17 - Classificação morfológica para a lineação em rochas deformadas. Os tipos encontrados nas rochas da área de estudo estão destacados em vermelho. Fonte: Modificado de Twiss & Moores (1992). 32
- Figura 18 - *Boudins*, *augens* e pórfiros encontrados nos milonitos da área de estudo. Essas estruturas são sempre concordantes com os planos de foliação que as contem e essencialmente simétricas. **A:** *Boudins* caracterizados pelo rompimento de lentes de leucossoma. **B:** *Augen* definido por agregado quartzofeldspático. **C:** Pórfiro simétrico. **D:** Pórfiro levemente assimétrico destrá..... 34
- Figura 19 – Dobras encontradas em lentes de material menos deformado nos milonitos. Observar foliação milonítica que limita o domínio dessas estruturas a partir dos traços em azul. **A:** Dobra apertada com antiformal e sinformal preservados. **B:** Dobras isoclinais. Notar a progressão de foliação milonítica entre elas. **C:** Dobra intrafolial transposta com charneira preservada. **D:** Dobra “sem raiz”, resultado de intensa transposição tectônica..... 34

- Figura 20 – Fraturas nas rochas da área estudada. **A:** Fraturas subverticais, com espaçamento centimétrico e alta densidade, associadas aos muscovita quartzitos. O cartão de plástico está orientado em relação ao norte. **B:** Fraturas subverticais, com espaçamento centimétrico e densidade moderada, associadas aos milonitos. **C:** Estereograma para as fraturas nos muscovita quartzitos. Observar a boa definição das famílias com direções NE-SW e NW-SE. **D:** Estereograma para as fraturas nos protomilonitos. Embora a família NE-SW também apresente ângulos de mergulho de aproximadamente 30°, as fraturas são principalmente subverticais. **E:** Estereograma para as fraturas nos milonitos. As fraturas são essencialmente subverticais e definem duas famílias de direções NE-SW e NW-SE.....36
- Figura 21 - Mapa de detalhe no afloramento PVA18-I-01. Lentes de quartzito maciço estão encaixadas no quartzito foliado. Observe que as fraturas de direção NW-SE, subverticais e com cinemática dextral, rotacionam os planos de foliação e geram dobras forçadas36
- Figura 22 – Detalhe em afloramento de milonito PVA18-I-21. O domínio de foliação milonítica (DF) prevalece nas rochas da área de estudo. Essas estruturas representam zonas de maior *strain*, em contraste com os domínios de dobra (DB) que representam regiões menos deformadas. Note a presença de veios quartzofeldspáticos concordantes com as foliações e que fornecem aspectos de camadas no DF.....37
- Figura 23 - Detalhe em afloramento de milonito PVA18-I-21. Os domínios geométricos e cinemáticos identificados são resultados da deformação particionada que atuou nas rochas estudadas. O domínio de foliação milonítica (DF) progride em relação ao domínio de dobras (DB) à medida que o *strain* aumenta. Essa relação é evidenciada pela transposição de dobras por foliação no canto inferior esquerdo, o que determina um domínio de cinemática dextral (DD). Novamente os veios quartzofeldspáticos ocorrem concordantes com os planos de foliação e conferem aspecto de camada no DF.38

Figura 24 – Microestruturas de baixa temperatura (<400°C) relacionadas ao quartzo. As setas amarelas indicam as feições de pressão de solução, as quais estão presentes nos contatos de cristais de quartzo e indicam a dissolução e remobilização de material devido a interação intracristalina. Os traços vermelhos indicam a direção das lamelas de deformação que são marcadas por inclusões fluidas. Outra microestrutura em comum é a extinção ondulante. **A:** Lâmina de muscovita quartzito (PVA18-I-1) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 2,5x. **B:** Lâmina de protomilonito (PVA18-I-17) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 2,5x. **C:** Lâmina de milonito (PVA18-I-33) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 5x. **D:** Lâmina de sienogranito (PVA18-I-4) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 5x. 39

Figura 25 – Microestruturas de baixa temperatura (<400°C) relacionadas aos feldspatos. **A:** Lâmina de milonito (PVA18-I-33) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 5x. As setas em laranja indicam a presença de extinção ondulante em cristais de feldspato alcalino. **B:** Lâmina de milonito (PVA18-I-38) vista com nicóis descruzados e objetiva de aumento 10x. O destaque é para o único pórfiro assimétrico encontrado nas rochas estudadas. O cristal é de plagioclásio e exibe cinemática destal, como indicado pelas setas amarelas. **C e D:** Lâmina de sienogranito (PVA18-I-4) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 2,5x. Fraturas em cristais de plagioclásio (plg) são preenchidas por agregado de minerais mais tardios, como quartzo (qtz) e feldspato alcalino (Kf). 40

Figura 26 - Microestruturas de alta temperatura (400°C-700°C) relacionadas ao quartzo. **A:** Lâmina de milonito (PVA18-I-33) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 2,5x. Quartzo *ribbons* definem plano de foliação milonítica. **B:** Lâmina de protomilonito (PVA18-I-17) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 10x. A nítida variação de tons de cinza em um mesmo cristal determina a formação de limites de subgrão pelo mecanismo de *recovery*. Notar os contatos muito curvados a lobados que indicam o processo de recristalização por migração de borda de grão (MBG). **C:** Lâmina de sienogranito (PVA18-I-39) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 2,5x. Na faixa de quartzo, que vai do canto superior esquerdo ao canto inferior direito, esses cristais podem apresentar o início da formação de *ribbons*; formação de limites de subgrãos; e recristalização por MBG, indicada pelos contatos lobados. MBG pode gerar neocristais por bulging. **D:** Lâmina de protomilonito (PVA18-I-17) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 2,5x.

A recristalização MBG pode se desenvolver por *bulging* (seta laranja) e *dragging* (seta amarela). **E:** Lâmina de milonito (PVA18-I-38) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 10x. O mecanismo de rotação de subgrão (RSG) é provavelmente o responsável por gerar cristais de quartzo de granulação mais fina e contatos retos entre si (seta verde). **F:** Lâmina de muscovita quartzito (PVA18-I-1) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 2,5x. Notar os contatos lobados entre os cristais de quartzo devido a recristalização por MBG. A seta verde indica região de neocristais originados provavelmente por RSG.....41

Figura 27 - Microestruturas de alta temperatura (>500°C) relacionadas aos feldspatos. **A e B:** Lâmina de milonito (PVA18-I-38) vista com nicóis descruzados e cruzados, respectivamente, em objetiva de aumento 2,5x. O maclamento nos feldspatos tem ocorrência restrita. **C:** Lâmina de milonito (PVA18-I-33) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 5x. As setas amarelas indicam contatos muito curvados a lobados dos cristais de feldspato, o que indica recristalização por MBG. **D:** Lâmina de protomilonito (PVA18-I-25) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 5x. As setas laranjadas apontam a presença de intercrescimento mimerquítico, o qual nas rochas metamórficas indica o consumo de feldspato alcalino para a geração de plagioclásio e quartzo devido o aumento de temperatura no sistema.....42

Figura 28 – Aspectos microestruturais definidos em micas e anfibólios. Note a obliquidade formada pela trama de minerais máficos em relação a trama definida pelos cristais de quartzo. **A:** Lâmina de muscovita quartzito (PVA18-I-1) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 5x. A muscovita no centro da imagem apresenta forma lenticular do tipo mica *fish*. **B:** Lâmina de milonito (PVA18-I-32) vista com nicóis descruzados e objetiva de aumento 2,5x. Os minerais máficos se concentram em faixas (tracejado verde), o que indica o início de um processo de bandamento composicional. **C e D:** Lâmina de milonito (PVA18-I-33) vista com nicóis descruzados e cruzados, respectivamente, em objetiva de aumento 10x. A biotita se apresenta arqueada com dobramentos internos.43

Figura 29 - Duplex Lavras da Mangabeira e sua relação com o Lineamento Patos. Essa estrutura tem sido caracterizada como desenvolvida em regime tectônico transpressivo dextral. Para que esse modelo mecânico seja válido é necessário que o eixo principal de estiramento esteja posicionado na direção NE-SW, em concordância com o eixo X do elipsoide de deformação; enquanto o eixo de encurtamento principal deve

estar posicionado na direção NW-SE, em concordância com o eixo Z do elipsoide de deformação.....47

Figura 30 - Modelo geométrico e cinemático para a deformação nas rochas estudadas. A relação entre foliação e lineação define um *rake* de baixo ângulo, o qual indica transporte tectônico para NE e SW. Isso deve ser explicado pela presença e predomínio da componente cisalhamento puro (CP), que em zonas de cisalhamento provoca a extrusão de material na direção do eixo x do elipsoide de deformação. CS: Cisalhamento simples.47

Figura 31 – Modelo para a geração, segregação e migração de *melt* na crosta terrestre no contexto de orógenos. A fusão parcial tem início na escala de cristais com a geração de pequenas bolsas de leucossoma, as quais podem se conectar e formar uma rede de diques e sills graníticos, que funciona como conduto de material anatético para fora da zona parcialmente fundida. Fonte: Modificado de Vanderhaeghe (2009).51

Figura 32 – Modelo evolutivo de rochas parcialmente fundidas para a geração de magma com o avanço da fusão parcial. A fase sólida é representada pela porção cinza e a fase líquida pela porção amarela. O acúmulo de *melt* no sistema conduz à conectividade da fase líquida, seguida por descontinuidade da fase sólida, até que a fração fundida seja suficiente para a definir a formação de magmas. Fonte: Modificado de Vanderhaeghe (2009).....51

Figura 33 - Proposta de modelo tectônico evolutivo para as rochas da área estudada. **(1)** O protólito começa a ser estruturado pela evolução da tectônica transpressiva dextral. **(2)** A conectividade do *melt* gera migmatização com a segregação de fases líquidas evoluídas e fases sólidas residuais. As dobras passam a ser transpostas pela foliação milonítica. **(3)** Os milonitos passam a ser predominantes e magmas anatéticos se colocam concordantes aos planos de foliação. Dobras são preservadas em lentes de material menos deformado. **(4)** Protomilonitos são formados a partir da milonitização de granitoides. Intrusões de diques de sienogranitos concordantes aos planos de foliação ocorrem de forma expressiva.....54

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	vii
AGRADECIMENTOS	ix
EPÍGRAFE	x
RESUMO	xi
ABSTRACT	xii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xiii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	2
1.3 JUSTIFICATIVA	2
1.4 OBJETIVOS	3
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	3
1.5.1 Sensoriamento Remoto	3
1.5.2 Mapeamento Geológico e Análise Estrutural	5
1.5.3 Petrografia Microscópica e Microtectônica	6
2 REVISÃO DE CONCEITOS	8
3 GEOLOGIA REGIONAL	13
3.1 PROVÍNCIA BORBOREMA	13
3.1.1 Setor Setentrional	13
3.1.1.1 Domínio Granjeiro	13
3.1.2 Lineamento Patos	15
3.1.3 Duplex Lavras da Mangabeira	15
3.1.4 Evolução Geológica do Domínio Granjeiro	16
4 RESULTADOS	20
4.1 PETROGRAFIA DE ROCHAS AFLORANTES	20
4.1.1 Muscovita quartzitos	20
4.1.2 Protomilonitos	21
4.1.3 Milonitos	25
4.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	29
4.2.1 Estruturas Tectônicas Dúcteis	29
4.2.1.1 Foliação.....	30
4.2.1.2 Lineações Tectônicas.....	32
4.2.1.3 <i>Boudins</i>	33

4.2.1.4 <i>Augens</i> e Pórfiros	33
4.2.1.5 Dobras	33
4.2.2 Estruturas Tectônicas Rúpteis	35
4.2.2.1 Fraturas	35
4.2.2.2 Dobras Forçadas	35
4.2.3 Partição Geométrica e Cinemática da Deformação	37
4.3 MICROTECTÔNICA	38
4.3.1 Microestruturas de baixa temperatura em quartzo (<400°C)	38
4.3.2 Microestruturas de baixa temperatura em feldspatos (<400°C)	39
4.3.3 Microestruturas de alta temperatura em quartzo (400°C-700°C)	40
4.3.4 Microestruturas de alta temperatura em feldspatos (>500°C)	42
4.3.5 Microestruturas em micas e anfibólio	43
5 DISCUSSÕES	44
5.1 MAGMATISMO	44
5.2 METAMORFISMO E DEFORMAÇÃO MICROTECTÔNICA	44
5.3 CARACTERIZAÇÃO GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA	46
5.4 ELEMENTOS DE TRAMA	48
5.5 INTENSIDADE DE <i>STRAIN</i> E PARTIÇÃO DA DEFORMAÇÃO	48
5.6 ANATEXIA CRUSTAL EM ORÓGENOS	49
5.7 MODELO TECTÔNICO EVOLUTIVO	52
5.8 CONSIDERAÇÕES SOBRE OS MUSCOVITA QUARTZITOS	53
6 CONCLUSÕES	55
REFERÊNCIAS	56

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A crosta terrestre tem seu desenvolvimento marcado por diversos momentos de construção e destruição, os quais ocorrem devido movimentos contínuos que geram campos deformacionais, capazes de alterar forma, volume e posição de rochas crustais. As modificações geradas pela deformação são registradas nas rochas em estruturas tectônicas, as quais são associadas a condições específicas no momento da deformação, tais como ambiente tectônico, intensidade de *strain* e reologia.

Nesse contexto, a Geologia Estrutural é a responsável pela observação, descrição e interpretação de estruturas tectônicas, que podem ser encontradas a partir de mapeamento geológico. Os dados estruturais coletados em campo são utilizados para a construção de um modelo tectônico evolutivo, ou seja, a reconstrução da história deformacional das rochas analisadas em função do tempo.

A presente monografia se propõe a investigar, caracterizar e fornecer um modelo tectônico evolutivo para rochas deformadas de parte do duplex transpressivo Lavras da Mangabeira, uma importante estrutura regional desenvolvida durante a formação do supercontinente Gondwana. Para isso, utiliza principalmente técnicas de Geologia Estrutural, além de Sensoriamento Remoto, Mapeamento Geológico, Petrografia Microscópica, Microtectônica e Cartografia.

O primeiro capítulo apresenta o trabalho, sua região de estudo, as justificativas para sua execução, os objetivos que se pretendem alcançar e a metodologia utilizada para cumpri-los. O segundo capítulo fornece uma revisão conceitual para apresentar a linguagem e os principais conceitos utilizados no desenvolvimento do estudo. O terceiro capítulo compreende informações bibliográficas referentes à geologia regional, a fim de contextualizar o leitor quanto ao panorama geral encontrado atualmente na literatura da região.

O quarto capítulo apresenta os resultados de mapeamento geológico e estrutural encontrados pelo autor, inclui mapa geológico, descrição de unidades litológicas, descrição de estruturas tectônicas e mapas estruturais. O quinto capítulo discute os resultados e apresenta a proposta de modelo tectônico e evolutivo para as rochas da área de estudo, desenvolvida com base os conceitos de deformação progressiva e partição da deformação. O sexto capítulo conclui e verifica se os objetivos propostos foram alcançados. Por fim são apresentadas as referências bibliográficas que embasaram esta monografia.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo está localizada na região sul do Estado do Ceará, nas proximidades dos municípios de Granjeiro, Lavras da Mangabeira e Várzea Alegre, a última utilizada como sede logística e executiva do trabalho (Figura 1). Compreende uma área de 80 km² limitada pelas coordenadas GMS 39°14'30,83"W, 39°14'30,99"W, 6°40'41,34"S e 6°46'6,97"S (UTM 9261823.73329, 9251824.51765, 473264.238147 e 473264.269264).

O principal acesso à Várzea Alegre se dá pela Rodovia Transamazônica/BR-230, no perímetro entre os municípios Farias Brito (CE) e Lavras da Mangabeira (CE), a qual se pode chegar a partir de Belém (PA) ou Teresina (PI) pela BR-316, ou ainda a partir de Fortaleza (CE) pela BR-116 e BR-122. Há ainda a alternativa de voos com destino a Juazeiro do Norte (CE), seguido de trecho rodoviário de aproximadamente 60 km pela CE-060.

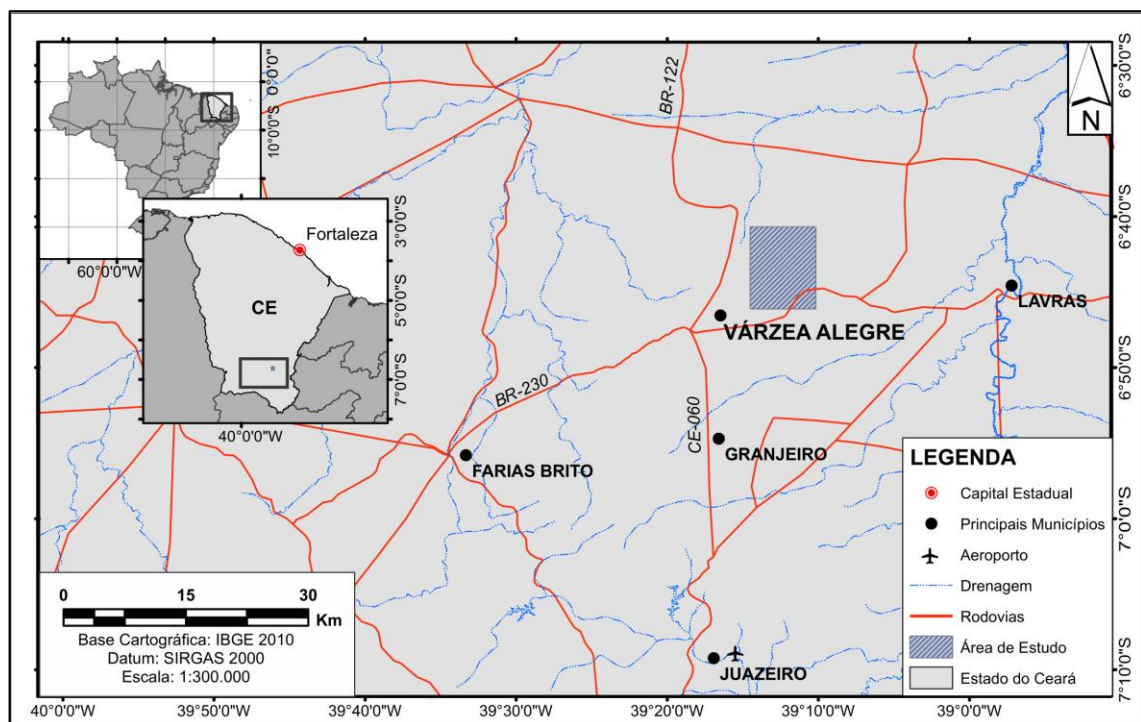


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo e suas principais vias de acesso, com destaque para o município de Várzea Alegre que serviu como sede logística e executiva do trabalho.

1.3 JUSTIFICATIVA

O Duplex Lavras da Mangabeira teve seu arcabouço estrutural definido por Corsini *et al.* (1996), quem primeiro sugeriu sua natureza transpressiva desenvolvida sob condições dúcteis. Essa estrutura está relacionada à formação do Gondwana durante o ciclo Brasiliano/Pan-africano, o qual gerou um sistema interconectado de zonas de cisalhamento

transcorrentes de escala continental, tais como os lineamentos Brasileiro, Pernambuco e Patos (Freimann 2014).

Zonas transpressivas são regiões cuja arquitetura interna é complexa e, portanto, necessita ser melhor documentada (Woodcock & Rickards 2003), sobretudo em zonas de cisalhamento dúcteis. Entender o desenvolvimento dessas zonas representa uma parte de grandes esforços em trabalhar de maneira mais realista com a deformação geológica (Dewey *et al.* 1998).

Nesse sentido, o Duplex Lavras da Mangabeira se torna um importante exemplar que auxilia no melhor entendimento da arquitetura interna de zonas transpressivas, especialmente duplexes transpressivos dúcteis, uma vez que existem poucos modelos dessa estrutura documentados no mundo. Além disso, a área de estudo oferece boas exposições de rochas, tornando-a uma excelente área de treinamento de técnicas de levantamento de dados estruturais e mapeamento geológico, o que possibilita uma satisfatória coleta de dados e informações.

1.4 OBJETIVOS

O objetivo do estudo consiste em (i) melhorar a documentação e compreensão da arquitetura interna de duplexes transpressivos dúcteis em diferentes escalas; e (ii) elaborar uma proposta de modelo tectônico evolutivo para áreas complexas relacionadas ao ciclo Brasileiro/Pan-africano.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho teve sua metodologia pautada principalmente na aplicação de técnicas rotineiras de mapeamento geológico em terrenos deformados de alto grau metamórfico. Foi desenvolvido a partir de constante pesquisa bibliográfica e cartográfica acerca da Província Borborema. Além disso, foram utilizados métodos de Sensoriamento Remoto; Mapeamento Geológico e Estrutural; Petrografia Microscópica e Microtectônica; e, Cartografia.

1.5.1 Sensoriamento Remoto

A análise de imagens provenientes de sensores remotos teve início a partir da geração de anaglifo da área de estudo com base nos princípios da estereoscopia digital (Centeno & Silva Junior 2015, Silva *et al.* 2011, Silva *et al.* 2017). A geração do anaglifo ocorre com a seleção de duas imagens de satélite orbital em alta resolução referentes à área de estudo. No caso, as utilizadas foram captadas no ano de 2017 pelo satélite *GeoEye* e disponibilizadas na plataforma

Google Earth PRO. Cada uma deve representar a mesma área, observada a partir de pontos de vista distintos, com sobreposição de no mínimo 60%, o que dá origem a um par estereoscópico (Silva *et al.* 2017). Em seguida, são processadas com auxílio do *software Zoner Photo Studio 18*, o qual as combina e gera um anaglifo que apresenta tridimensionalidade quando observado com óculos bicromáticos.

O anaglifo foi georreferenciado e analisado sob os conceitos básicos do Método Lógico e Sistemático de Soares & Fiori (1976). Esse método consiste em: i) fotoleitura, que busca reconhecer e identificar elementos na imagem; ii) fotoanálise, que analisa a relação e ordenação entre os elementos identificados; e, iii) fotointerpretação, que objetiva fornecer um significado para os elementos e suas relações na imagem.

Dessa forma, foram extraídos elementos de drenagem, como cursos de água intermitentes, cursos de água perenes, e massas de água; e atributos logísticos, como caminhos, estradas pavimentadas e não pavimentadas, propriedades rurais e povoados. Esses elementos foram sintetizados a informações prévias contidas na Folha Planialtimétrica Cedro (SB-24-Y-B-VI), disponibilizada pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil (Calado *et al.* 2017), e reunidos no mapa de logística. Os elementos de drenagem também permitiram a identificação de lineamentos de drenagem, os quais foram fotointerpretados a partir do alinhamento dos cursos d'água. Outros elementos extraídos foram traços que apresentavam *trend* preferencial e que aparentemente se sobrepunham ao terreno, interpretados como possíveis traços de foliação.

Outro sensor analisado foi o Modelo Digital de Elevação (MDE) representado pelo mapa de relevo sombreado com resolução de 30 metros. Esse mapa faz referência a uma escala de cor em função das cotas no terreno e, portanto, permite a caracterização da geometria do relevo com maior detalhamento (Crepani & Medeiros 2004). A análise permitiu a identificação de prováveis limites de corpos e *trends* preferenciais das estruturas geomorfológicas fotointerpretadas, tais como cristas e vales, que quando alinhados foram interpretados como lineamentos de relevo. Esses dados permitiram a sugestão de um arranjo geométrico para possíveis corpos rochosos na área de estudo, os quais foram posteriormente conferidos em campo.

As informações geométricas cartografadas foram complementadas por dados provenientes de imagem ternária de espectrometria de raio gama, que representa as concentrações dos elementos K-U-Th no terreno (Ulbrich *et al.* 2009). A análise definiu regiões com concentrações ternárias semelhantes, as quais foram áreas alvos de pesquisa de campo na busca por um significado geológico que pudesse ser relacionado as variações registradas por esse método.

O mapa de relevo sombreado e a imagem ternária de espectrometria de raio gama foram disponibilizadas pela Diretoria de Sensoriamento Remoto e Geofísica da CPRM. Todos os sensores foram processados e analisados em um Sistema de Informação Geográfica (SIG) na plataforma *ArcGis 10.5*. As informações geométricas provenientes do MDE e posicionais da imagem ternária foram combinadas e definiram unidades fotointerpretadas. Os lineamentos de drenagem, lineamentos de relevo e traços de foliação definiram elementos fotoestruturais. Todos os produtos gerados foram sintetizados no mapa fotogeológico, em escala de 1:25000, que representa o resultado final da análise de sensoriamento remoto.

1.5.2 Mapeamento Geológico e Análise Estrutural

O mapeamento geológico contou com auxílio de equipamentos geológicos básicos, mapa de logística e mapa fotogeológico. 43 afloramentos foram descritos sistematicamente, com a extração de informações mineralógicas, texturais e estruturais, com ênfase nas estruturas tectônicas dúcteis, suas geometrias e indicações cinemáticas. Os litotipos encontrados foram classificados de acordo com Streckisen (1974) e Fettes & Desmons (2011). A análise estrutural foi realizada com base nos conceitos de deformação progressiva e partição da deformação (Fossen *et al.* 2018), a partir da confecção de seções geológicas, mapeamento detalhado em afloramentos e coleta de medidas estruturais.

Seções geológicas métricas foram confeccionadas em escala de afloramento, perpendicularmente aos planos de foliação. Esse método permite a representação gráfica e caracterização de informações geológicas contidas num determinado plano vertical, inclusive estruturas tectônicas (Lisle *et al.* 2014, Rowland *et al.* 2013).

Mapas detalhados em afloramento foram realizados com base no Método de Mapeamento Detalhado com Quadrículas apresentado por Lisle *et al.* (2014). Esse método consiste na criação de polígonos que devem constituir uma malha orientada, ortogonal e regular sobre a exposição (Figura 2). Os polígonos são desenhados individualmente e, em seguida, formam um mosaico composto onde as informações geológicas se complementam. Na ocasião, malhas de polígonos métricos (p.ex. 2x2, 4x4) foram orientadas em posição N-S e/ou E-W.

Medidas estruturais foram coletadas com auxílio de bússolas tipo *Clarck* com precisão de 2°. As estruturas planares, como planos de foliação, tiveram suas atitudes registradas na nomenclatura “ângulo de mergulho/azimute da direção de mergulho”; enquanto as estruturas lineares, como eixo de dobra e lineações de estiramento mineral, tiveram suas atitudes anotadas no formato “ângulo de caimento/azimute da direção de caimento”. Esses dados foram

estatisticamente tratados no hemisfério inferior de estereograma de igual-área no *software OpenStereo*.



Figura 2 – *Grid* regular e orientado utilizado para mapeamento de detalhe com o método das quadrículas. Fonte: Lisle *et al.* (2014).

Foliações e lineações foram classificadas com base em sua morfologia de acordo com Twiss & Moores (1992). Quando inseridas em ambiente SIG permitiram a confecção de um mapa de trajetória da foliação e lineação. *Boudins*, *augens* e dobras foram registradas principalmente em relação à suas geometrias, grau de simetria, vorticidade e relação com *trends* regionais e planos de foliação. O conjunto dessas estruturas possibilitou a caracterização geométrica, cinemática e de intensidade de *strain* das rochas deformadas mapeadas.

Seções e mapas detalhados foram escaneados com dispositivo móvel no aplicativo *Adobe Scan* e digitalizados com auxílio do *software Corel Draw 2018*. Os dados de campo foram registrados manualmente no mapa geológico de campo e em equipamento *Portable Application Description (PAD)*, a partir de coordenadas geográficas Universal Transversa de Mercator (UTM). Posteriormente, foram transferidos para o ambiente SIG no *software ArcGis 10.5*, onde realizou-se a confecção do mapa geológico em escala de 1:25000 (Figura 8).

1.5.3 Petrografia Microscópica e Microtectônica

Onze lâminas delgadas foram confeccionadas, a partir de amostras representativas dos litotipos mapeados e suas estruturas deformacionais. Os cortes foram preferencialmente paralelos ao plano XZ e perpendiculares aos planos de foliação observados nas amostras de mão. As análises foram realizadas em microscópios óticos de luz transmitida.

A análise petrográfica foi semiquantitativa, com a composição modal dada pela média de dez visadas não superpostas por lâmina. A classificação de rochas ígneas foi dada pela plotagem das estimativas mineralógicas modais no Diagrama QAPF proposto por Streckeisen (1974); enquanto as rochas metamórficas foram classificadas nos critérios propostos por Fettes & Desmons (2011). O estudo microtectônico ocorreu com a identificação de microestruturas e fábricas, as quais foram associadas a mecanismos deformacionais em determinadas condições de temperatura e *strain*, como proposto por Passchier & Trouw (2005).

2 REVISÃO DE CONCEITOS

Para melhor compreensão na leitura dessa monografia, são apresentados resumidamente os principais conceitos e termos utilizados no decorrer do estudo.

- **Ciclo Brasileiro/Pan-africano:**

Ciclo geodinâmico que envolve a África e América do Sul, desenvolvido durante o Neoproterozoico e Cambriano (~1000 à ~500 Ma; Rogers & Santosh 2004). No Brasil, foi responsável pela formação de faixas orogênicas nas regiões nordeste, centro oeste, sudeste e sul. Tem provável início com a fragmentação do Rodínia e termina com a formação do Gondwana (Figura 3; Hasui *et al.* 2012). Além disso, está relacionado a intensa deformação, metamorfismo de médio a alto grau, expressivo magmatismo e migmatização (Hasui *et al.* 2012, Rogers & Santosh 2004).

- **Zonas Miloníticas**

Zonas de alto *strain* compostas por milonitos, as quais são interpretadas como antigas zonas de cisalhamento dúctil (Figura 4; Fossen 2012, Passchier & Trouw 2005). Podem atingir vários quilômetros de espessura, sobretudo em escudos pré-cambrianos e áreas erodidas de orógenos colisionais (Fossen 2012). Nesses casos, o interior da zona é geralmente marcado por fortes heterogeneidades, o que resulta em uma variedade de estruturas.

Fossen & Cavalcante (2017) indicam que a deformação em microescala nessas regiões é dominada por mecanismos cristaisplásticos (Figura 4), controlados pela mineralogia, temperatura, pressão, presença de fluidos, granulação e intensidade de *strain*. Os tipos de recristalização do quartzo e feldspato podem ser utilizados como indicativos geotérmicos (Figura 4).

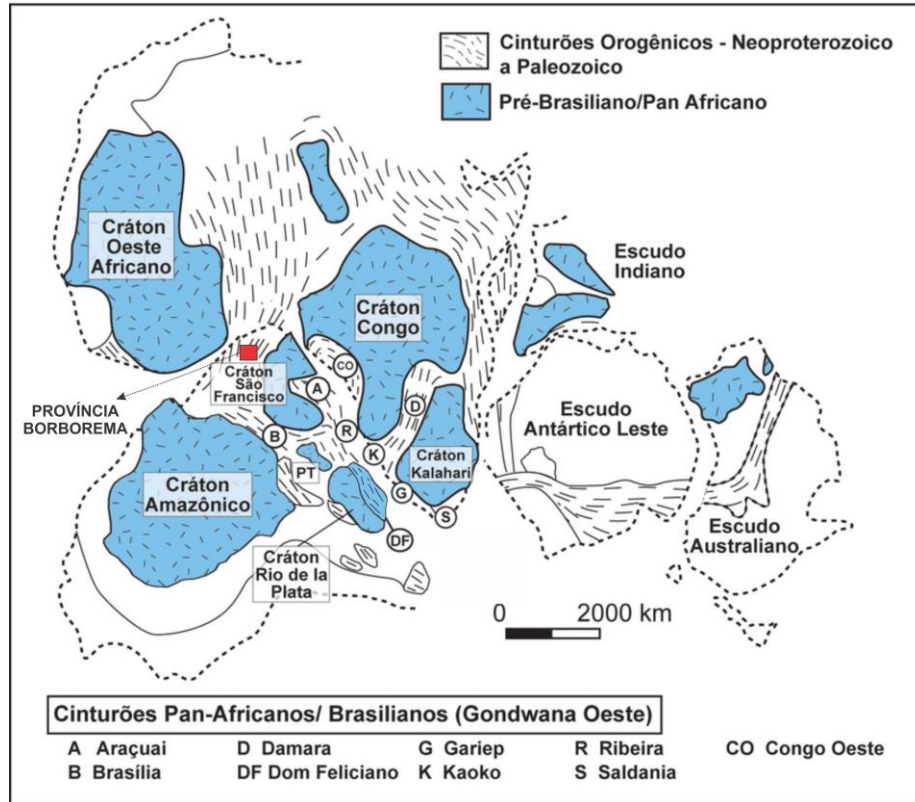


Figura 3 - Configuração tectônica do Gondwana Oeste após o Ciclo Brasiliano/Pan-Africano. A instalação de faixas orogênicas neoproterozoicas promoveu intensa deformação, metamorfismo, migmatização e magmatismo. A Província Borborema resulta da interação entre os crátons Amazônico, São Francisco e Oeste Africano. Fonte: Modificado de Zvirtes *et al.* (2017).

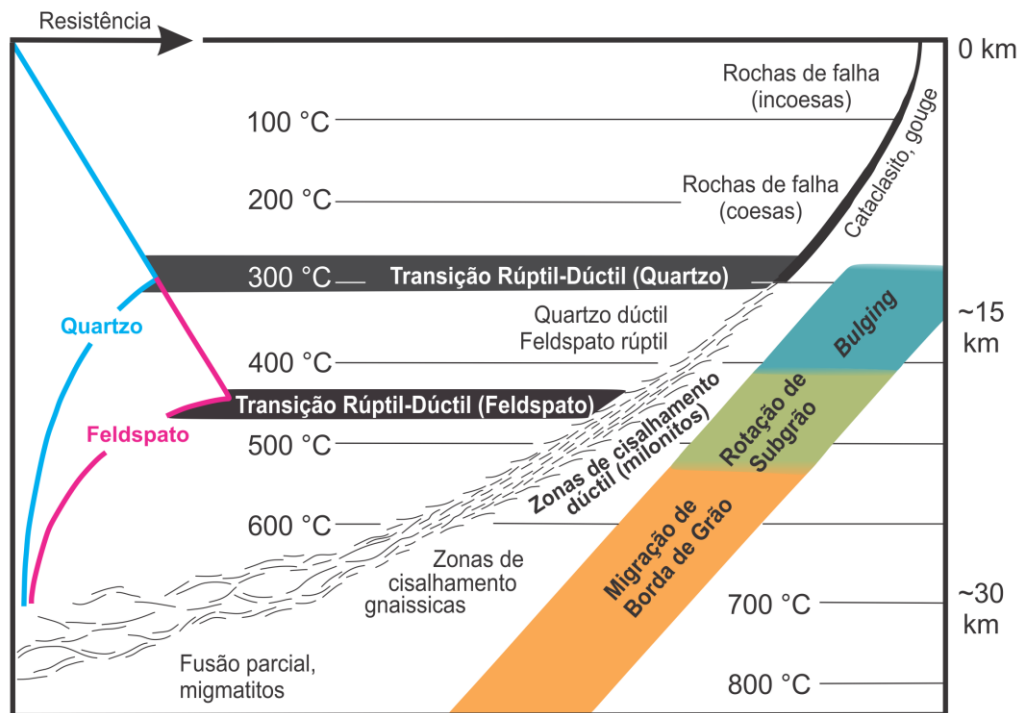


Figura 4 - Diagrama esquemático da variação vertical de zonas de cisalhamento em relação ao nível crustal. A transição rúptil-dúctil e os mecanismos de recrystalização são relacionados à temperatura, intensidade de *strain* e quantidade de fluidos presentes. Fonte: Modificado de Fossen & Cavalcante (2017).

- **Cisalhamento Puro**

Modelo dinâmico que descreve a relação espaço-deformação quando os principais tensores deformacionais são aplicados em um determinado corpo rochoso de modo coaxial, sem causar rotação (Figura 5; Twiss & Moores 1992). Nesse modelo os tensores são ortogonais ao corpo a ser deformado.

- **Cisalhamento Simples**

Modelo dinâmico que descreve a relação espaço-deformação quando os principais tensores deformacionais são aplicados em um determinado corpo rochoso de modo não-coaxial, causando rotação, a qual pode ser horária ou anti-horária (Figura 5; Twiss & Moores 1992). Nesse modelo os tensores são paralelos às bordas do corpo a ser deformado.

- **Transpressão e Transtensão**

Modelo dinâmico que descreve a relação espaço-deformação quando existe uma combinação entre as componentes cisalhamento puro e cisalhamento simples, sendo que na transpressão os tensores coaxiais devem ser compressivos, enquanto na transtensão os tensores coaxiais devem ser distensivos (Figura 5; Dewey *et al.* 1998, El-Wahed & Kamh 2010, Sanderson & Marchini 1984).

Esses movimentos ocorrem como consequência do deslocamento relativo das placas tectônicas em uma superfície elipsoidal, o que faz com que os vetores convergentes e divergentes não sejam perfeitamente ortogonais aos limites de placas e outras zonas de deformação (Cembrano *et al.* 2002, Dewey *et al.* 1998, Fossen & Tikoff 1998, Harland 1971).

Com base nesses conceitos, a análise da deformação tem um caráter tridimensional e envolve uma história complexa de *strain* (Fossen & Tikoff 1998, Sanderson & Marchini 1984). Há ainda a necessidade de melhor documentar a arquitetura interna dessas zonas complexas (Woodcock & Rickards 2003), sobretudo em zonas de cisalhamento dúcteis.

Transpressão e transtensão parecem ser as situações mais comuns na natureza e, portanto, entender seus desenvolvimentos representa uma parte de grandes esforços em trabalhar de maneira mais realista com zonas de deformação geológica (Dewey *et al.* 1998).

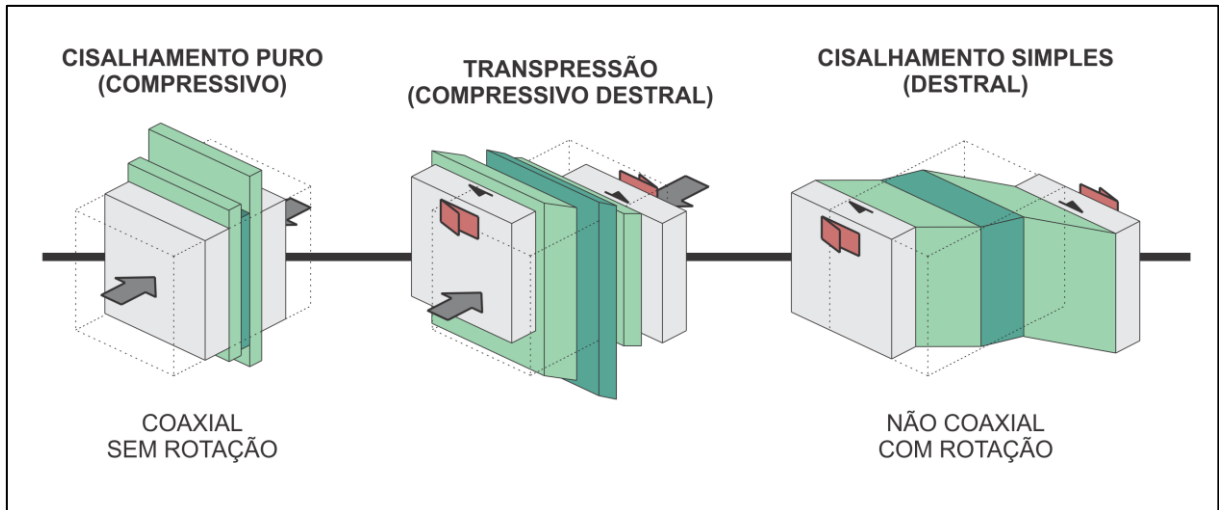


Figura 5 – Ilustração da relação espaço-deformação em modelos dinâmicos de cisalhamento puro, transpressivo e cisalhamento simples. Transpressão e transtensão parecem ser os modelos mais comuns na natureza e são entendidas como o resultado da soma tensorial entre as componentes cisalhamento puro e simples.

▪ Partição da Deformação

Processo deformacional que ocorre quando o *strain* total é distribuído heterogeneamente em uma determinada área (Carreras *et al.* 2013, Fossen 2012, Jones & Tanner 1995). Jones & Tanner (1995) apontam que esse processo pode ocorrer devido anisotropias encontradas nos corpos rochosos, tais como contatos litológicos, heterogeneidades reológicas e litológicas, falhas e zonas de cisalhamento. A partição da deformação pode ser analisada do ponto de vista geométrico e/ou cinemático e organizada em domínios estruturais.

▪ Deformação Progressiva e Deformação Polifásica

Deformação progressiva refere-se a um período de deformação continua durante o qual diversas estruturas deformacionais podem ser desenvolvidas com significativas variações nos seus tipos e orientações, tais como dobras, redobramentos, múltiplas foliações, lineações e outras (Fossen *et al.* 2018).

Isso ocorre devido as taxas de *strain* se acumularem heterogeneamente em uma região de deformação em função de parâmetros como intensidade de *strain*, geometria da deformação, parâmetros de fluxo, reologia e litologia (Fossen *et al.* 2018). Como resultado, diferentes estruturas podem ser geradas simultaneamente. Nesse caso os padrões estruturais devem ser explicados coerentemente por um único modelo geométrico e cinemático.

Esse conceito contrasta com a visão tradicional da deformação polifásica, a qual defende que a deformação ocorre a partir de períodos discretos e bem definidos, onde a orientação e

magnitude dos principais estresses são constantes, e diferentes das fases de deformação anterior e posterior (Fossen *et al.* 2018). Essa visão sugere que a deformação ocorre episodicamente, consistindo em eventos curtos e amplamente distribuídos.

Passchier & Trouw (2005) apresentam o conceito de outra forma e definem as fases de deformação como períodos distintos e separados por intervalos de tempo com pouca ou nenhuma deformação. Com isso, Fossen *et al.* (2018) destacam que a deformação polifásica e a deformação progressiva não são mutuamente excludentes e é importante que ambas sejam consideradas. Contudo, esses autores sugerem que ao serem utilizados os conceitos de deformação polifásica, deve-se buscar minimizar o número de fases e relacioná-las aos principais eventos tectônicos.

3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema é um mosaico de terrenos pré-cambrianos separados por zonas de cisalhamento, originado a partir da interação entre os crátons Amazônico, São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo (Almeida *et al.* 1997, Souza *et al.* 2016). Abrange aproximadamente 450.000 km² e inclui grande parte do nordeste brasileiro. Limita-se com a Bacia do Parnaíba a oeste; Cráton São Francisco a sul; Província Continental Leste a leste; e, Província Continental Equatorial a norte (Figura 6; Almeida *et al.* 1997, Hasui *et al.* 2012).

Litologicamente é constituída por rochas arqueanas e paleoproterozoicas, sobrepostas por faixas sedimentares, metassedimentares, metavulcanossedimentares e intrusões de granitoides (Santos *et al.* 2004, Santos *et al.* 2008a, Van Schmus *et al.* 2011).

Destacam-se duas zonas de cisalhamento principais de dimensões continentais, representadas pelos lineamentos Patos e Pernambuco. Essas estruturas têm direção preferencial E-W e movimento transcorrente, além de dividirem a província em três setores: (i) Setentrional, a norte do Lineamento Patos; (ii) Transversal, entre os lineamentos; e (iii) Meridional, a sul do Lineamento Pernambuco (Figura 6). Cada setor é subdividido em domínios morfoestruturais, os quais na maior parte se apresentam na forma de sigmóides e também são limitados por zonas de cisalhamento.

3.1.1 Setor Setentrional

O Setor Setentrional encontra-se a norte do Lineamento Patos (Figura 6) e é subdividido em sete domínios que são, em geral, constituídos por rochas paleoproterozoicas, com porções arqueanas e supracrustais afetadas por eventos termais e/ou tectônicos; além de intrusões de granitoides (Hasui *et al.* 2012). Está segmentado no Domínio Médio-Coreaú; Domínio Ceará Central; Domínio Orós-Jaguaribe; Domínio Rio Piranhas-Seridó; Domínio São José do Campestre; Domínio Bom Jesus-Presidente Juscelino; e Domínio Granjeiro, que abrange a área de estudo (Figura 6).

3.1.1.1 Domínio Granjeiro

O Domínio Granjeiro está localizado a sul dos domínios Orós-Jaguaribe e Rio Piranhas-Seridó, e ocorre como uma faixa estreita que acompanha parte do Lineamento Patos (Figura 6). É constituído por rochas arqueanas, paleoproterozoicas e neoproterozoicas.

O Arqueano está registrado em rochas do Complexo Granjeiro (2,5 Ga U-Pb; TDM 2,6 Ga; Silva *et al.* 2002), o qual é composto por ortognaisses TTG milonitizados, mármore,

micaxistos, quartzitos, formações ferríferas bandadas (BIF); além de rochas metamáficas e metaultramáficas (Ancelmi 2016, Calado *et al.* 2017, Pitarello 2015).

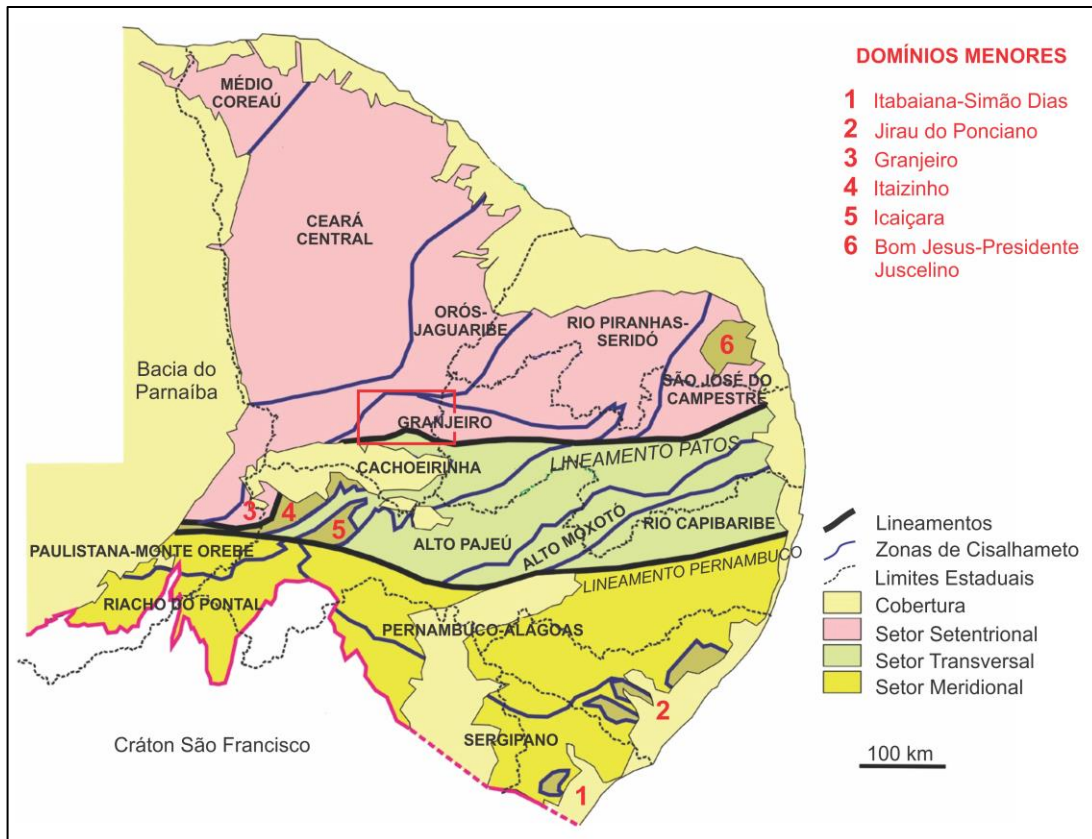


Figura 6 – A Província Borborema e sua compartimentação em setores e domínios morfoestruturais. O quadro vermelho na imagem localiza o Duplex Lavras da Mangabeira, foco deste trabalho. Fonte: Modificado de Hasui *et al.* (2012).

O Paleoproterozoico está representado por rochas do Complexo Caicó (2,2 Ga U-Pb; Calado *et al.* 2017, Legrand *et al.* 1991, Souza *et al.* 2007), o qual é constituído por ortognaisses TTG, ricos em K, milonitizados; e migmatitos, além de frequentes corpos lenticulares e alongados de quartzitos e anfibolitos (Medeiros *et al.* 2012, Souza *et al.* 2007, Sá *et al.* 2014a); e pelo Grupo Orós (1,8 Ga U-Pb; Sá *et al.* 1991, Arthaud *et al.* 2015), unidade metavulcanossedimentar constituída por micaxistos, quartzitos, filitos, rochas calcissilicáticas e gnaisses, além de lentes de metariolitos, metadacitos, metandesitos e anfibolitos (Parente & Arthaud 1995, Vasconcelos & Gomes 1998).

O Neoproterozoico está marcado pela Formação Lavras da Mangabeira (0,6 Ga U-Pb; Ancelmi 2016), unidade metavulcanossedimentar composta por quartzitos, metarenitos, metaconglomerados e metapelitos (Bautista 2012, Vasconcelos & Gomes 1998); pelo Grupo Seridó (0,6 Ga U-Pb; Van Schmus *et al.* 2003), unidade metassedimentar constituída por xistos,

quartzitos, paragneisses e mármore (Holanda 2012, Jardim de Sá *et al.* 1995, Van Schmus *et al.* 2003); e pela Suíte Itaporanga (0,54 Ga U-Pb; Sá *et al.* 2014b), unidade intrusiva com granitoides porfiríticos leucocráticos de granulação grossa (Dias 2006, Sá *et al.* 2014b).

O retrabalhamento experimentado pelas rochas do Domínio Granjeiro, bem como a presença expressiva de granitoides e migmatitos, está associado a instalação do Lineamento Patos durante o Neoproterozoico.

3.1.2 Lineamento Patos

O Lineamento Patos é descrito como uma zona de milonitos, comumente subverticais, com direção preferencial no sentido ENE-WSW, cinemática dextral, que se estende por mais de 400 km no nordeste brasileiro (Figura 6; Hasui *et al.* 2012, Vauchez *et al.* 1995). É relacionado à formação do Gondwana a partir do Neoproterozoico, o que gerou sistemas interconectados de zonas de cisalhamento transcorrentes (Almeida *et al.* 1997, Freimann 2014, Viegas *et al.* 2014).

Trabalhos recentes indicam que o Lineamento Patos foi originado em condições de altas temperaturas, em regime dúctil e é o responsável por retrabalhar e agregar fatias, cunhas, lentes e sigmoides de diversos domínios crustais pré-cambrianos (Freimann 2014, Viegas *et al.* 2013, Viegas *et al.* 2014). Nascimento *et al.* (2010) apontam que a milonitização ocorreu em meio a mobilizados sin-tectônicos, registrados em expressiva granitogênese e migmatização.

Archanjo *et al.* (2013) e Viegas *et al.* (2014), a partir de estudos geocronológicos U-Pb em migmatitos no setor central do lineamento, atribuíram idades de 2,2 Ga nos núcleos e 0,5 Ga nas bordas de zircões. Esses autores interpretam a idade paleoproterozoica como sendo herdada de rochas do embasamento, enquanto a idade neoproterozoica foi atribuída à fusão parcial ocorrida nessas rochas com a instalação do Lineamento Patos durante o Ciclo Brasileiro.

Storti *et al.* (2003) observam que sistemas de blocos e lascas interligados e delimitados por zonas de cisalhamento comumente ocorrem associados a partição da deformação, o que gera regiões com deslocamentos complexos, distorção interna e rotação. As rochas da área de estudo estão diretamente influenciadas pelo segmento oeste do Lineamento Patos e estão inseridas no contexto do Duplex Lavras da Mangabeira.

3.1.3 Duplex Lavras da Mangabeira

Duplexes são estruturas geológicas caracterizadas pela repetição de camadas ao longo de zonas de falhas/cisalhamento sigmoidais, que são interligadas por zonas maiores na base e no topo da estrutura (Li *et al.* 2017). Tais estruturas são formadas em áreas com cinemática

complexa em regimes compressivos, distensivos, direcionais, transpressivos e transtensivos (Corsini *et al.* 1996, El-Wahed *et al.* 2010, Eusden Jr *et al.* 2000, Li *et al.* 2017, Woodcock & Fischer 1986, Woodcock & Rickards 2003).

O Duplex Lavras da Mangabeira é uma estrutura única na Província Borborema, desenvolvida em ambiente dúctil sob regime tectônico transpressivo destal e condições metamórficas de médio a alto grau (Corsini *et al.* 1996, Freimann 2014). Está localizado no Domínio Granjeiro, a norte do Lineamento Patos (Figura 6; 7), e é representado litologicamente por rochas deste domínio (Freimann 2014, Hasui *et al.* 2012).

A formação dessa estrutura tem sido relacionada a uma perturbação no campo cinemático devido à mudança de fluxo de rochas de NE-SW para E-W (Corsini *et al.* 1996). Freimann (2014) sugere que tal mudança pode ter sido causada pela presença de rochas arqueanas no núcleo do duplex, o que teria gerado instabilidade mecânica durante a deformação cisalhante devido à maior competência dessas rochas.

Corsini *et al.* (1996) definem o arcabouço estrutural do duplex como tendo uma geometria de flor positiva assimétrica, devido as foliações apresentarem ângulos de mergulho subverticais no Lineamento Patos e ficarem progressivamente menores para norte. As lineações registradas, em geral, são de estiramento mineral com baixo ângulo de caimento; e os indicadores cinemáticos, quando presentes, são predominantemente destrais (Corsini *et al.* 1996).

Freimann (2014), a partir do estudo microestrutural e de tramas do eixo-c de quartzos, sugere que os milonitos foram deformados em temperaturas da ordem de 600° a 700 °C. Além disso, esse autor defende que a deformação teve um caráter híbrido entre coaxial e não-coaxial, o que reforça o modelo transpressivo postulado por Corsini *et al.* (1996).

3.1.4 Evolução Geológica do Domínio Granjeiro

Do ponto de vista global, as unidades de idades arqueanas e paleoproterozoicas constituem importantes pico de crescimento e preservação de crosta na história do planeta (Ancelmi 2016). Baseado em dados de isótopos de Nd, Ancelmi (2016) reconheceu que as rochas do Complexo Granjeiro são o resultado da mistura de magma juvenil com participação de componente crustal arqueano em um contexto de *greenstone belts*; posteriormente essas rochas teriam sido aglutinadas a blocos paleoproterozoicos, o que gerou deformação, metamorfismo e assimilação em um evento de crescimento crustal em aproximadamente 2,15 Ga. Esse intervalo é equivalente a cristalização magmática das rochas paleoproterozoicas do Complexo Caicó (Legrand *et al.* 1991, Souza *et al.* 2007, Souza *et al.* 2016).

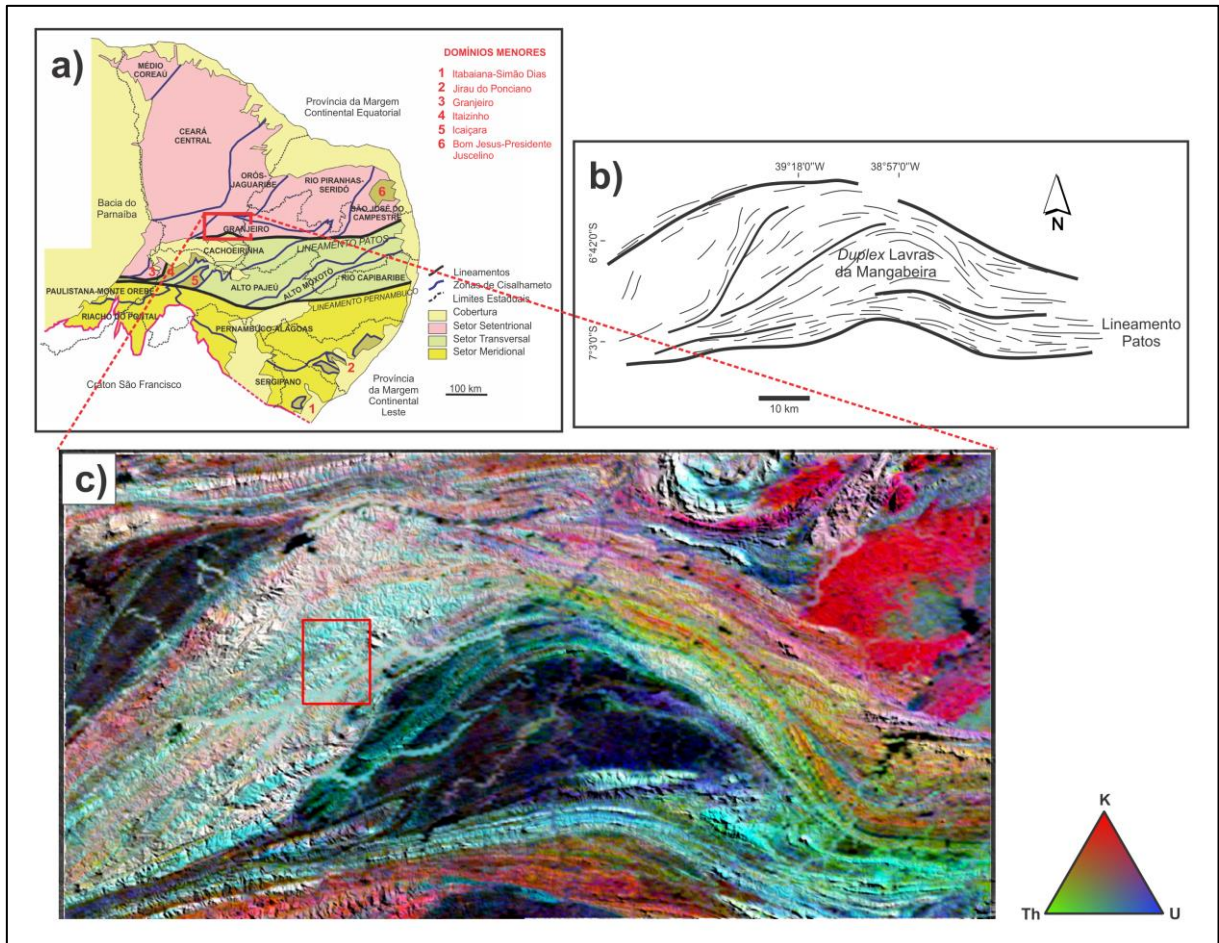


Figura 7 – a) Localização do Duplex Lavras da Mangabeira no contexto da Província Borborema. Fonte: Modificado de Hasui *et al.* (2012). b) Relação espacial entre o Duplex Lavras da Mangabeira e o Lineamento Patos. Fonte: Modificado de Freimann (2014). c) Imagem ternária de espectrometria de raio gama para a região do Duplex Lavras da Mangabeira. Notar diversidade composicional e estrutural presente no terreno. O quadro em vermelho representa a área estudada nesta monografia. Fonte: Imagem disponibilizada pela Diretoria de Sensoriamento Remoto e Geofísica da CPRM.

Souza *et al.* (2007) e Hollanda (2012) sugerem que as rochas do Complexo Caicó pertencem a uma série diferenciada que evoluiu a partir da fusão parcial de Peridotitos, os quais teriam sido enriquecidos metassomaticamente em elementos incompatíveis por fundidos adakíticos. O resultado seria um magma de composição básica com evolução a partir da cristalização fracionada em grandes profundidades. Souza *et al.* (2007), com base em anomalias negativas de elementos terras raras, sugerem que essas rochas teriam sido desenvolvidas em zonas de subducção.

Holanda *et al.* (2015) propuseram que em 1,8 Ga esse embasamento teria experimentado tectônica distensiva com um *rifteamento* continental, o qual propiciou a associação vulcanossedimentar e plutonismo registrados no Grupo Orós. Outros autores concordam com a tectônica distensiva, porém propõem um ambiente de bacia epi-plataformar (Parente & Arthaud 1995).

Durante o Neoproterozoico, o Ciclo Brasileiro foi o responsável pelo retrabalhamento do embasamento arqueano-paleoproterozoico com a instalação da rede de zonas de cisalhamento e do Duplex Lavras da Mangabeira; metamorfismo na fácies anfibolito; migmatização; expressiva granitogênese sin- tardi- e pós- tectônica; e instalação de bacias sedimentares (Corsini *et al.* 1996, Fetter 1999, Freimann 2014, Gorayeb *et al.* 2011, Hasui *et al.* 2012, Martins *et al.* 2009, Neves 2003, Pedrosa Jr 2015, Santos *et al.* 2001, Santos *et al.* 2008b).

Hollanda (2012) aponta que gnaisses de alto grau metamórfico e migmatitos paleoproterozoicos são muito mais abundantes que rochas juvenis relacionadas à orogenia neoproterozoica, o que indicaria que o Ciclo Brasileiro teria envolvido principalmente a reciclagem e reativação de blocos crustais mais antigos. O intenso plutonismo sin- a tarditectônico relacionado ao final do ciclo é registrado nos granitoides da Suíte Itaporanga (Dias 2006, Oliveira *et al.* 2014) e em diversas intrusões metaplutônicas anorogênicas, interpretadas como produtos de diferenciação de magmas parentais metaluminosos (Hollanda 2012).

A partir da análise de isótopos de Nd em zircões detríticos, Van Schmus *et al.* (2003) e Hollanda *et al.* (2015) sugeriram que durante o Neoproterozoico margens ativas teriam gerado bacias de retro-arco e consequente deposição dos sedimentos das rochas da Formação Lavras da Mangabeira e do Grupo Seridó.

Assim, parecem existir dois principais tipos de magmatismo na evolução geológica do Domínio Granjeiro. O primeiro ocorre com composição TTG e herança máfica-ultramáfica, e representa importantes estágios de acreção e desenvolvimento crustal durante o Arqueano-Paleoproterozoico. Já o segundo, ocorre com o plutonismo anatético de profundidades mais rasas durante o Neoproterozoico e representa estágios de retrabalhamento crustal, o qual parece ter sido o responsável por homogeneizar o metamorfismo na fácies anfibolito, com a geração de gnaisses e milonitos de médio a alto grau e migmatitos.

As unidades pertencentes ao Domínio Granjeiro têm suas principais características sintetizadas na Tabela 1.

ERA	UNIDADE	IDADE (U-Pb)	AMBIENTE GEOTECTÔNICO	REGIME TECTÔNICO	CICLO GEODINÂMICO
Neoproterozoico	Suíte Itaporanga	0,54 Ga	Plutonismo Anatético?	Tectônica Direcional	
	Grupo Seridó	0,60 Ga	Bacia Retro-Arco	Tectônica Compressiva	
	Formação Lavras da Mangabeira	0,60 Ga	Bacia Retro-Arco	Tectônica Compressiva	
Paleoproterozoico	Grupo Orós	1,80 Ga	<i>Rift</i> Continental	Tectônica Distensiva	
	Complexo Caicó	2,20 Ga	Zona de Subducção	Tectônica Compressiva	
Arqueano	Complexo Granjeiro	2,50 Ga	<i>Greenstone Belts</i>	Tectônica Compressiva ?	

Tabela 1 - Unidades litológicas encontradas no Domínio Granjeiro segundo Hasui *et al.* (2012) e suas principais características tectônicas.

4 RESULTADOS

O Mapa Geológico para a área de estudo (Figura 8) sintetiza os resultados obtidos durante o desenvolvimento do presente trabalho. Muscovita quartzitos, protomilonitos e milonitos foram reconhecidos, o que permitiu discussões acerca dos eventos magmáticos, metamórficos e deformacionais registrados nas rochas da região. Esses litotipos são associadas ao Complexo Caicó, com base em dados prévios de datação radiométrica U-Pb disponíveis em Calado *et al.* (2017) e Gomes *et al.* (2018).

Os aspectos estruturais foram descritos com ênfase nas estruturas tectônicas dúcteis, representadas principalmente por planos de foliação, lineações tectônicas, *boudins*, *augens* e dobras. Já as estruturas rúpteis identificadas foram essencialmente fraturas e, pontualmente, dobras forçadas. O conjunto de estruturas tectônicas observado permitiu a caracterização geométrica e cinemática da deformação nas rochas da área de estudo, bem como estabeleceu parâmetros para o reconhecimento de intensidade de *strain*.

4.1 PETROGRAFIA DE ROCHAS AFLORANTES

4.1.1 Muscovita quartzitos

Ocorrem na forma de lentes e constituem serras alongadas segundo o *trend* NE-SW no extremo sudeste da região estudada (Figura 8). Podem ser maciços ou foliados, estão em contato com milonitos e ocupam aproximadamente 1% de área.

Em mesoescala, essas rochas apresentam coloração branca acinzentada e granulação média (Figura 9A, 9B). As porções maciças estão encaixadas como lentes no quartzito foliado. Aparentemente essa diferença se dá devido à variação local do conteúdo micáceo, uma vez que a estimativa para a composição modal do quartzito maciço é de quartzo (92%) e muscovita (8%); enquanto do quartzito foliado é de quartzo (84%) e muscovita (16%). Em microescala, apresentam textura predominantemente granoblástica, caracterizada por agregados de cristais de quartzo; e lepidoblástica, definida por muscovita (Figura 9C, 9D). É composta por quartzo (~80%) e muscovita (~19%). Os minerais acessórios (~1%) identificados são biotita e opacos.

Os cristais de quartzo são de dois tipos texturais. Qtz₁ são xenoblásticos, com hábito granular, forma alongada que define plano de foliação, extinção ondulante e contatos lobados, enquanto Qtz₂ são cristais menores, subidioblásticos a idioblásticos, com hábito granular, extinção ondulante e contatos retos (Figura 9C, 9D). A muscovita apresenta cristais subidioblásticos à idioblásticos, com hábito lamelar e orientação preferencial que define plano de foliação (Figura 9C, 9D).

4.1.2 Protomilonitos

São corpos alongados segundo o *trend* NE-SW que se distribuem por toda a área mapeada, embora seus afloramentos mais representativos estejam localizados nas porções centrais e norte (Figura 8). Estão em contato com milonitos e ocupam aproximadamente 37% da área mapeada.

Em mesoescala, possuem coloração cinza e granulação fina a média (Figura 10A, 10B). São compostos essencialmente por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e minerais máficos, os quais definem a foliação milonítica e podem ser biotita e/ou anfibólio (Figura 10).

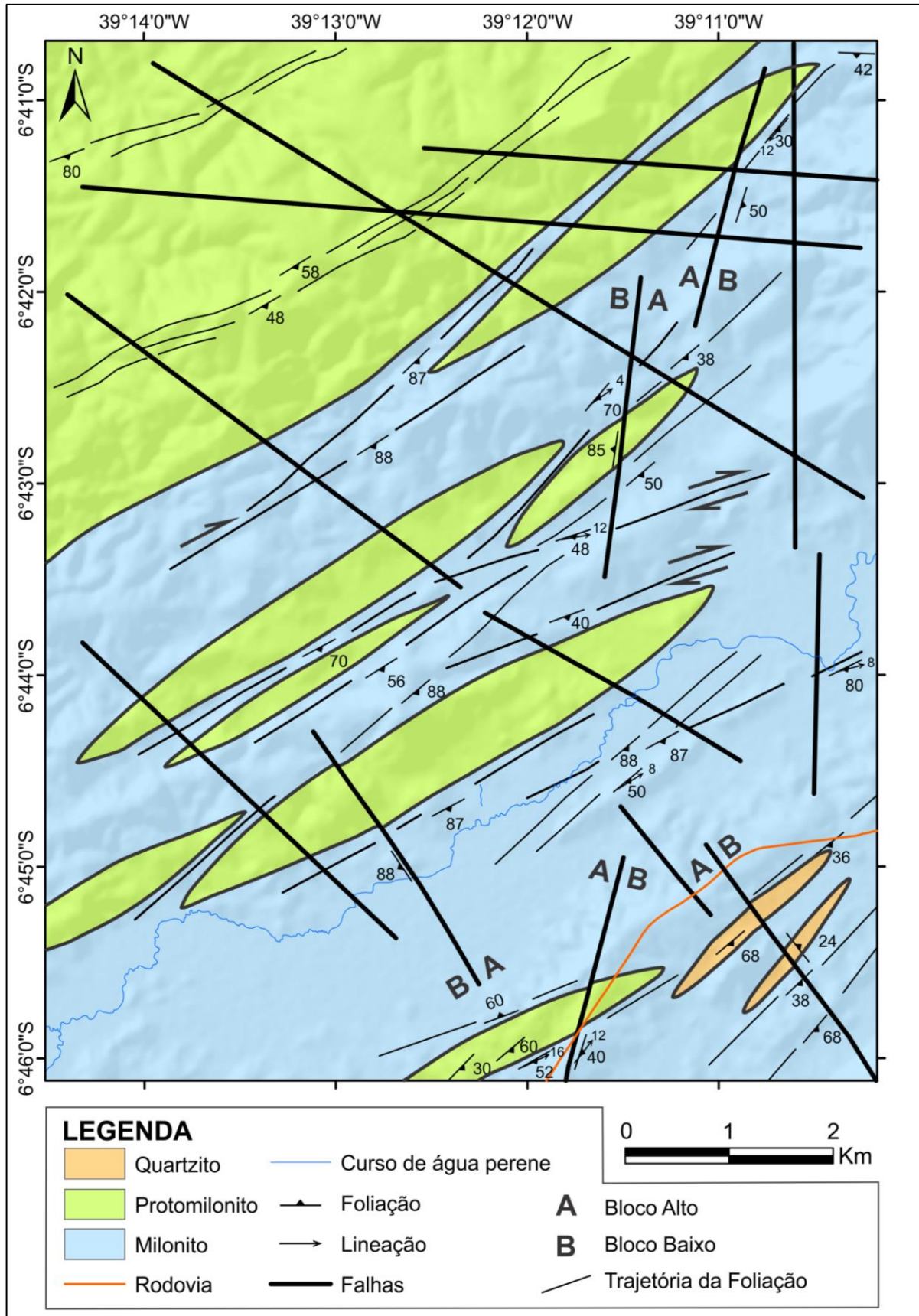


Figura 8 - Mapa geológico com destaque para as principais estruturas tectônicas identificadas nas rochas da área de estudo. Elaborado pelo autor na atual monografia.

Em microescala, apresentam textura lepidoblástica, definida por biotita; granoblástica, definida por cristais de quartzo e feldspato; e nematoblástica, definida por anfibólios (Figura 10C, 10D, 10E, 10F). Textura porfirítica também pode ocorrer, geralmente em cristais de feldspato alcalino. A rocha é constituída por quartzo (~44%), plagioclásio (~31%), minerais máficos (~12%) e feldspato alcalino (~10%). Os minerais acessórios (~1%) são opacos, muscovita, apatita e titanita.

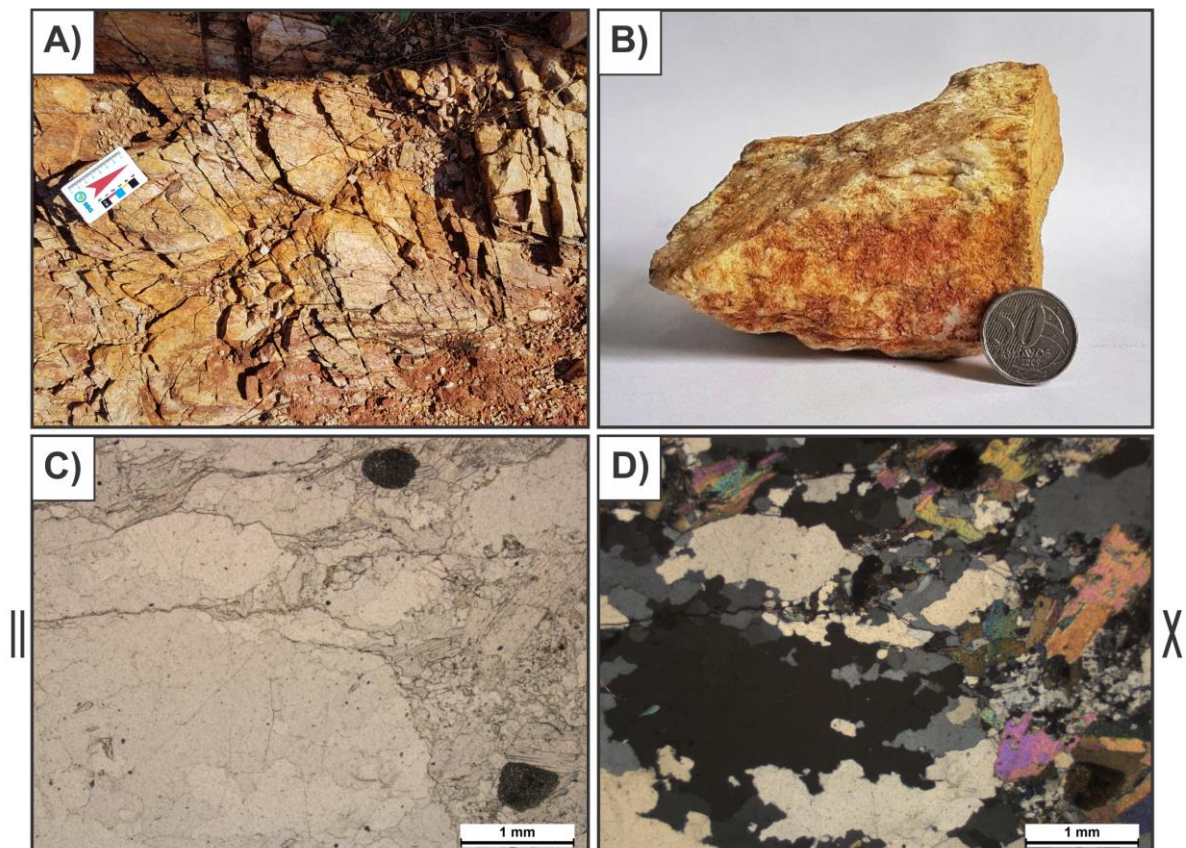


Figura 9 – Aspectos petrográficos dos muscovita quartzitos encontrados na área de estudo. **A)** Vista em afloramento intensamente fraturado. A aparência brilhosa é conferida pelas muscovitas, a qual define plano de foliação. Cartão orientado para o norte. **B)** Amostra de mão com cristais de quartzo de granulação média. **C)** Textura geral em lâmina PVA18-I-1 com nicóis descruzados (||) e objetiva de aumento 2,5x. A rocha é composta essencialmente por quartzo e muscovita, minerais incolores. **D)** Textura geral em lâmina PVA18-I-1 com nicóis cruzados (X) e objetiva de aumento 2,5x. Qtz₁ xenoblástico define textura granoblástica, está evidente na porção esquerda inferior com contatos lobados e formas estiradas na direção da foliação. Qtz₂ são de menor granulação e estão concentrados nas porções centro-direita e centro-superior. As lamelas de muscovita subidioblástica contornam concentrados de quartzo e definem planos de foliação.

O quartzo apresenta dois tipos texturais. Qtz₁ são cristais xenoblásticos a subidioblásticos, com hábito granular, forma alongada concordante com plano de foliação, extinção ondulante e contatos lobados (Figura 10D, 10F). Qtz₂ são cristais menores, subidioblásticos a idioblásticos, com hábito granular, extinção ondulante e contatos retos. Os cristais de plagioclásio são xenoblásticos a subidioblásticos e encontram-se alterados para

argilominerais (Figura 10C, 10E). Os minerais máficos são subidioblásticos a idioblásticos, tendem a formar pequenas concentrações orientadas, o que define o plano de foliação da rocha (Figura 10C, 10D, 10E, 10F). O feldspato alcalino ocorre como cristais xenoblásticos a subidioblásticos, raramente apresentam o maclamento xadrez característico (Figura 10D) e podem formar fenocristais.

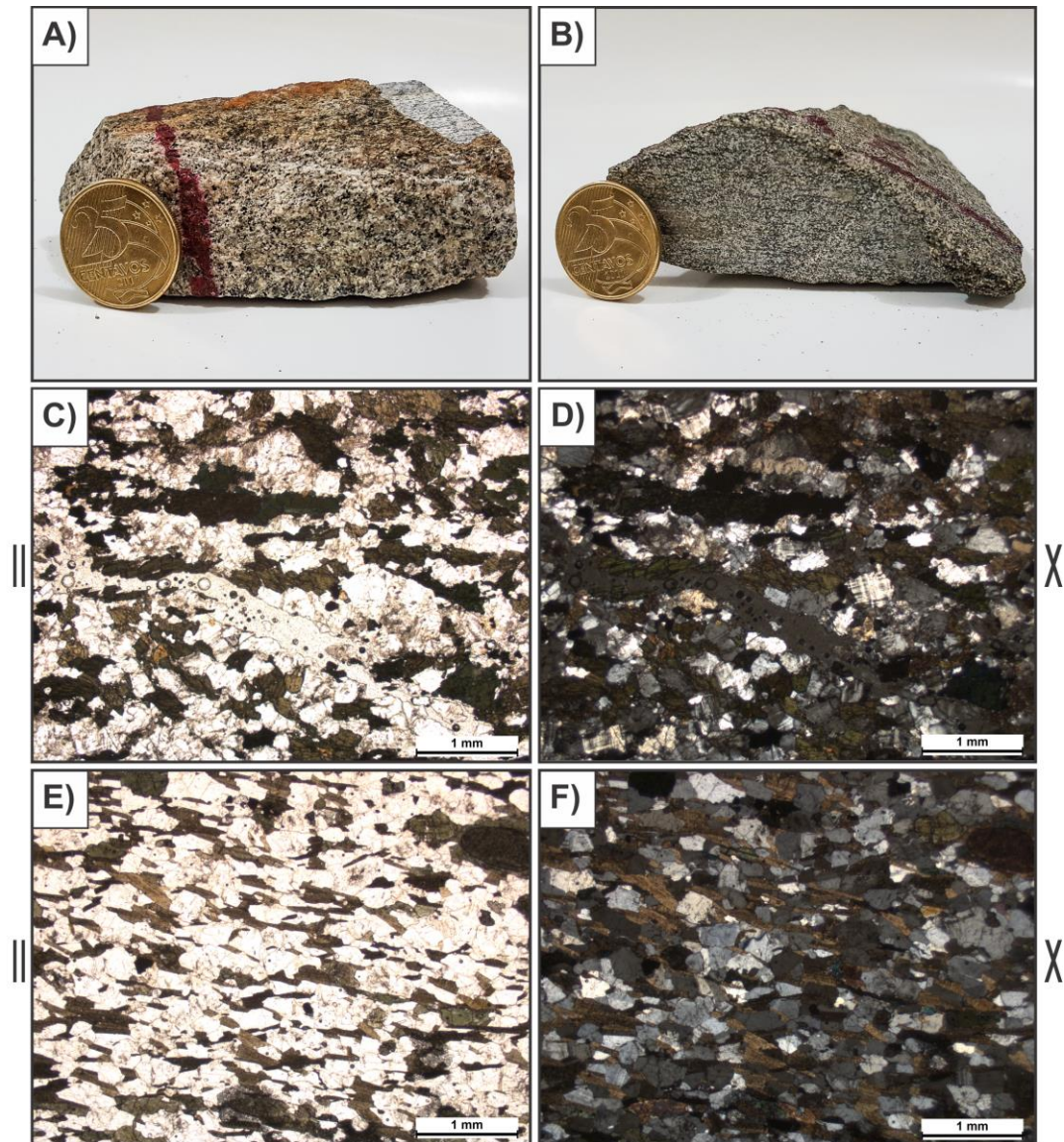


Figura 10 – Aspectos petrográficos dos protomilonitos encontrados na área de estudo. **A)** e **B)** Amostra de mão com foliação definida pelos minerais máficos. **C)** Textura geral em lâmina PVA18-I-32 com nicóis descruzados (||) e objetiva de aumento 2,5x. Notar plagioclásios xenoblásticos a subidioblásticos alterados para argilominerais. Nessa rocha o mineral máfico predominante é o anfibólio, o qual forma concentrações alinhadas que definem plano de foliação. **D)** Textura geral em lâmina PVA18-I-32 com nicóis cruzados (X) e objetiva de aumento 2,5x. Os feldspatos alcalinos apresentam maclamento xadrez regular. **E)** Textura geral em lâmina PVA18-I-25 com nicóis descruzados (||) e objetiva de aumento 2,5x. O plagioclásio encontra-se alterado para argilominerais. A fase máfica é representada principalmente por biotitas orientadas que definem o plano de foliação. O quartzo se apresenta estirado em concordância com a estrutura planar. **F)** Textura geral em lâmina PVA18-I-25 com nicóis cruzados (X) e objetiva de aumento 2,5x. A biotita subidioblástica e idioblástica contorna agregados de quartzo e feldspato. O plagioclásio apresenta maclamento albita.

4.1.3 Milonitos

São as rochas mais representativas ao ocuparem aproximadamente 62% da área de estudo. Ocorrem principalmente nas porções centrais e sul (Figura 8). Estão associadas a faixas de sienogranitos, lentes migmatíticas, lentes máficas, ultramilonitos e blastomilonitos; que embora ocorram de forma expressiva, não são mapeáveis na escala de trabalho (Figura 11).

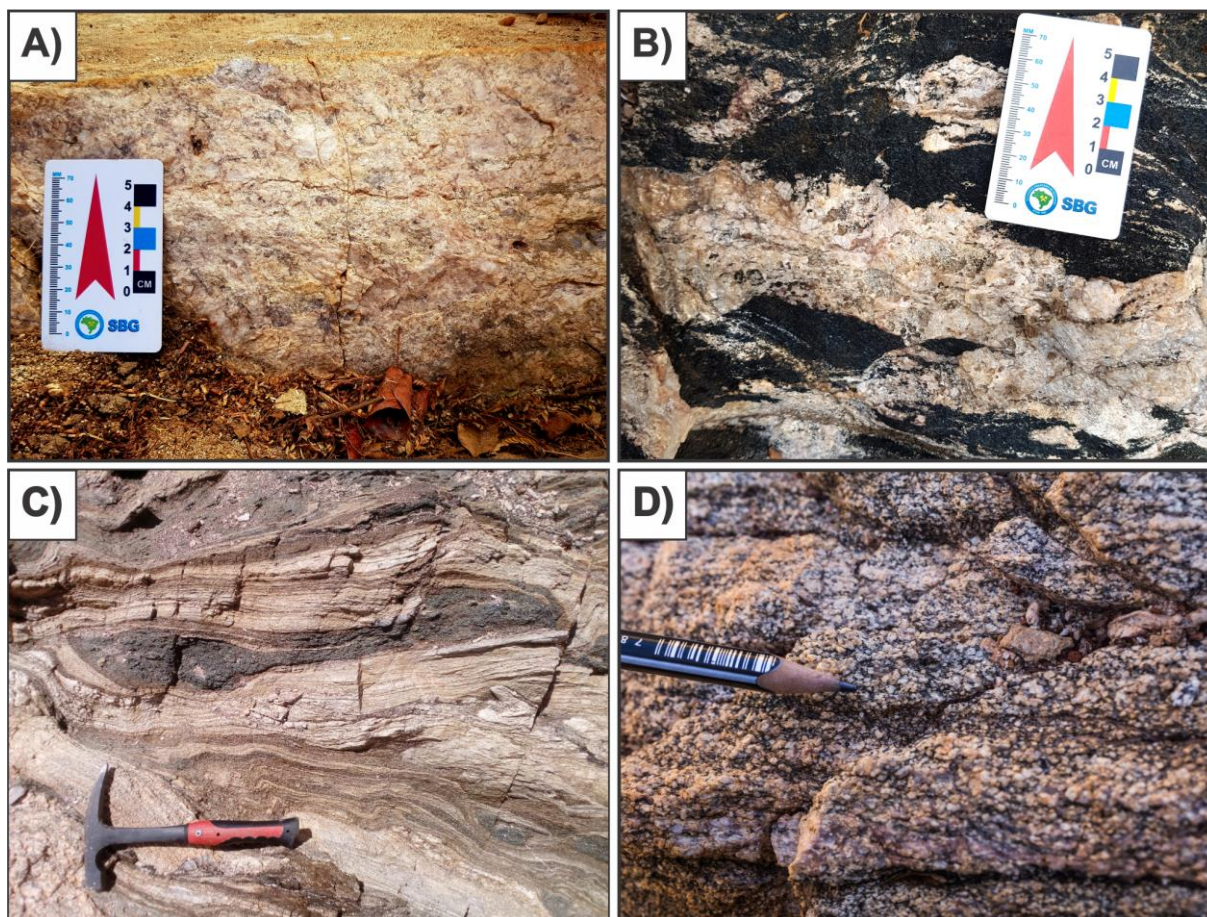


Figura 11 – Aspectos petrográficos em escala de afloramento dos litotipos associados aos milonitos da área de estudo. Essas rochas ocorrem na forma de faixas estreitas ou lentes, e embora expressivas não são mapeáveis na escala de trabalho. **A)** Sienogranito porfirítico é a associação mais comum, ocorre intercalado com os milonitos na forma de faixas centimétricas a métricas concordantes com os planos de foliação. **B)** Lentes migmatíticas com leucossoma constituído por quartzo e feldspato alcalino; e melanossoma por biotita e anfibólio. Também são reconhecidas estruturas do tipo *schlieren*. **C)** Bolsões máficos ocorrem encaixados em planos de foliações miloníticas e podem ser biotititos ou anfibolititos. **D)** Blastomilonitos estão presentes em pequenas faixas onde os cristais apresentam granulação mais grossa do que seus arredores.

Em mesoescala, os milonitos são cinzas com granulação fina a média (Figura 12A, 12B). São compostos por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita e/ou anfibólio. A foliação milonítica é definida por minerais máficos e por cristais fitados de quartzo (Figura 12). Em microescala, apresentam as texturas granoblástica, nematoblástica e lepidoblástica. São constituídos essencialmente por quartzo (~35%), plagioclásio (~27%), minerais máficos

(~22%) e feldspato alcalino (~14%). Os minerais acessórios (2%) são opacos, muscovitas, epídoto e actinolita.

Os cristais de quartzo são de dois tipos texturais. Qtz₁ são xenoblásticos a subidioblásticos, com hábito granular, extinção ondulante e contatos lobados (Figura 12C, 12D). Ocorre como *ribbons* que definem plano de foliação milonítica (Figura 12C, 12D). Já o tipo Qtz₂ são cristais menores, subidioblásticos a idioblásticos, com hábito granular, extinção ondulante e contatos retos entre si (Figura 12C-12F).

O plagioclásio se apresenta com cristais xenoblásticos a subidioblásticos e frequentemente alterados para mica sericita e argilominerais (Figura 12C). As fases minerais máficas podem ser biotita ou anfibólio, subidioblásticos a idioblásticos, com orientação preferencial que define planos de foliação milonítica (Figura 12). O anfibólio é principalmente hornblenda, a qual pode apresentar variações para actinolita, principalmente em suas bordas (Figura 12E-12H). Já o feldspato alcalino ocorre como cristais xenoblásticos, com hábito granular e raramente apresentam maclas. O epídoto ocorre associado à actinolita com cristais subidioblásticos a idioblásticos, com hábito fibroso ou acicular, e cores de interferência anômalas distribuídas irregularmente (Figura 12E-12H).

Dos demais litotipos associados aos milonitos, os sienogranitos são os mais comuns e ocorrem como faixas de espessuras centimétricas a métricas (Figura 13). Possuem coloração rosa, granulação média a grossa e textura porfirítica, com a presença de fenocristais de quartzo e feldspato alcalino (Figura 14). São hololeucocráticos e constituídos por feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio, muscovita e biotita.

Em microescala, apresentam textura predominantemente granular hipidiomórfica, caracterizada por agregados de quartzo e feldspatos (Figura 14C, 14D). Ocorrem também texturas granofíricas, mimerquítica e porfirítica, além da presença de intercrescimento perítico (Figura 14D). É composta essencialmente por feldspato alcalino (~42%), quartzo (37%) e plagioclásio (~20%). Os minerais acessórios (~1%) são biotita, muscovita e opacos

O feldspato alcalino ocorre como cristais subédricos, com hábito granular e maclamentos xadrez e albita-periclina. O quartzo se apresenta com três tipos texturais, Qtz₁ são anédricos, hábito granular e extinção ondulante, podem estar estirados e orientados em uma direção preferencial (Figura 14D); Qtz₂ e Qtz₃ ocorrem, respectivamente, em relações de intercrescimento granofírico com feldspato alcalino e mimerquítico com plagioclásio. O plagioclásio exibe cristais subédricos, hábito prismático e maclamento polissintético. A biotita ocorre como cristais subédricos a euédricos, com hábito lamelar, levemente deformados e apresentam uma orientação preferencial, o que define um sutil plano de foliação nessas rochas.

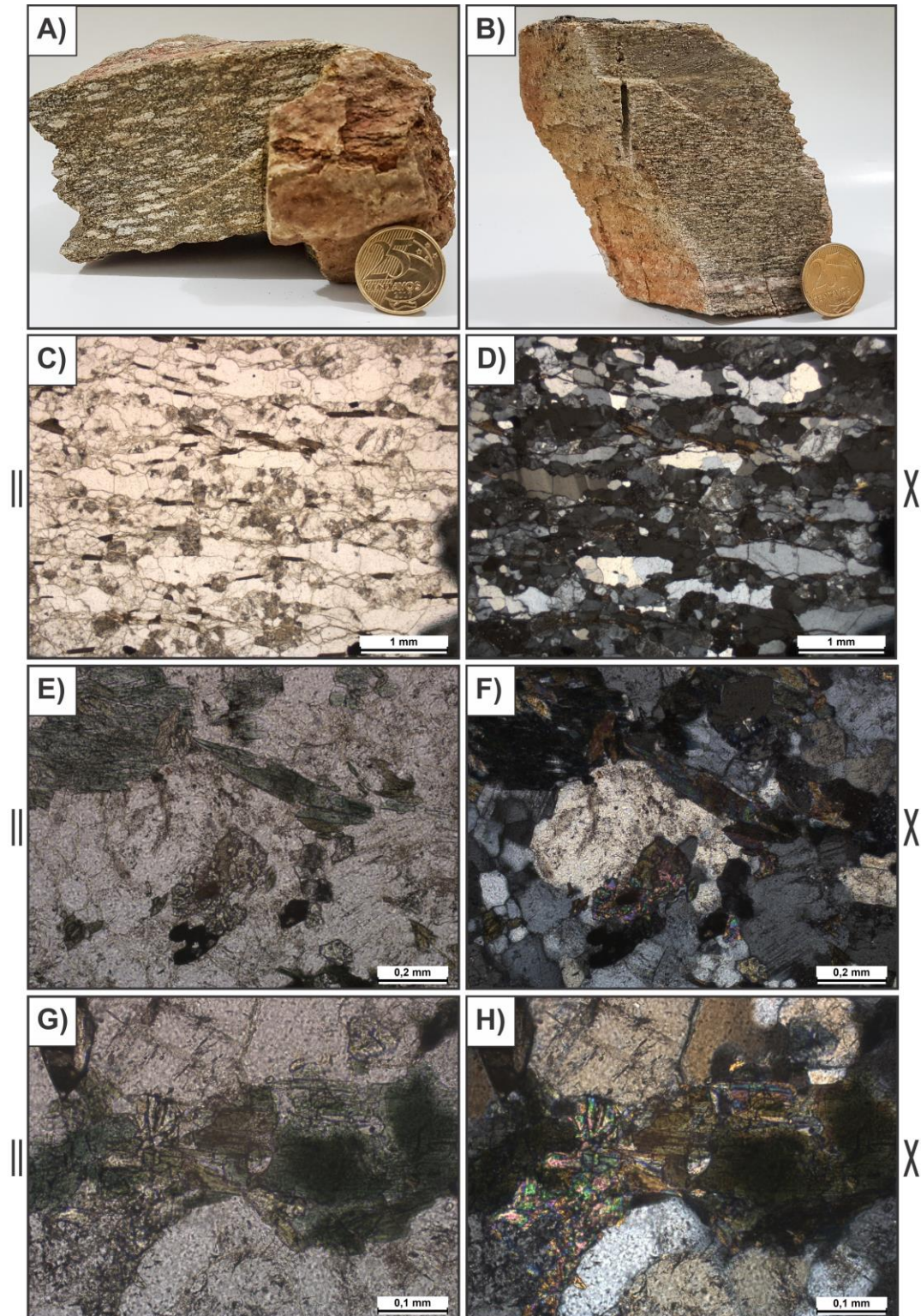


Figura 12 – Aspectos petrográficos dos milonitos encontrados na área de estudo. **A)** e **B)** Amostras de mão com foliação milonítica definida por minerais máficos e quartzo fitado. **C)** Textura geral em lâmina PVA18-I-33 com nicóis descruzados (||) e objetiva de aumento 2,5x. Os cristais de quartzo ocorrem estirados e com contatos lobados. O plagioclásio encontra-se alterado para argilominerais e mica sericita. **D)** Textura geral em lâmina PVA18-I-33 com nicóis cruzados e objetiva de aumento 2,5x. O qtz1 ocorre como *ribbons*, com extinção ondulante e contatos lobados. Qtz2 está presente por toda a rocha como cristais de menor granulação e contatos retos. Nessa rocha a biotita subidioblástica é o mineral máfico predominante. **E)** Detalhe de lâmina PVA18-I-32 com nicóis descruzados e objetiva de aumento 10x. O anfibólio é composto principalmente por hornblenda, que se apresenta com pleocroísmo mais evidente e tons mais escuros de verde; contudo esses cristais podem apresentar variações

para actinolita, com pleocroísmo mais discreto e tons mais pálidos de verde. **F)** Detalhe de lâmina PVA18-I-32 com nicóis cruzados e objetiva de aumento 10x. Cores anômalas distribuídas irregularmente destacam os cristais de epidoto na porção inferior. Esse mineral ocorre associado à actinolita. Notar a presença de contato tríplice entre cristais de Qtz2 na porção inferior esquerda. **G)** Detalhe de lâmina PVA18-I-32 com nicóis descruzados e objetiva de aumento 20x. A variação nos tons de verde do anfibólio indica mudança entre os membros hornblenda e actinolita. **H)** Detalhe de lâmina PVA18-I-32 com nicóis cruzados e objetiva de aumento 20x. Cristais aciculares a fibrosos de epidoto ocorrem associados à actinolita.

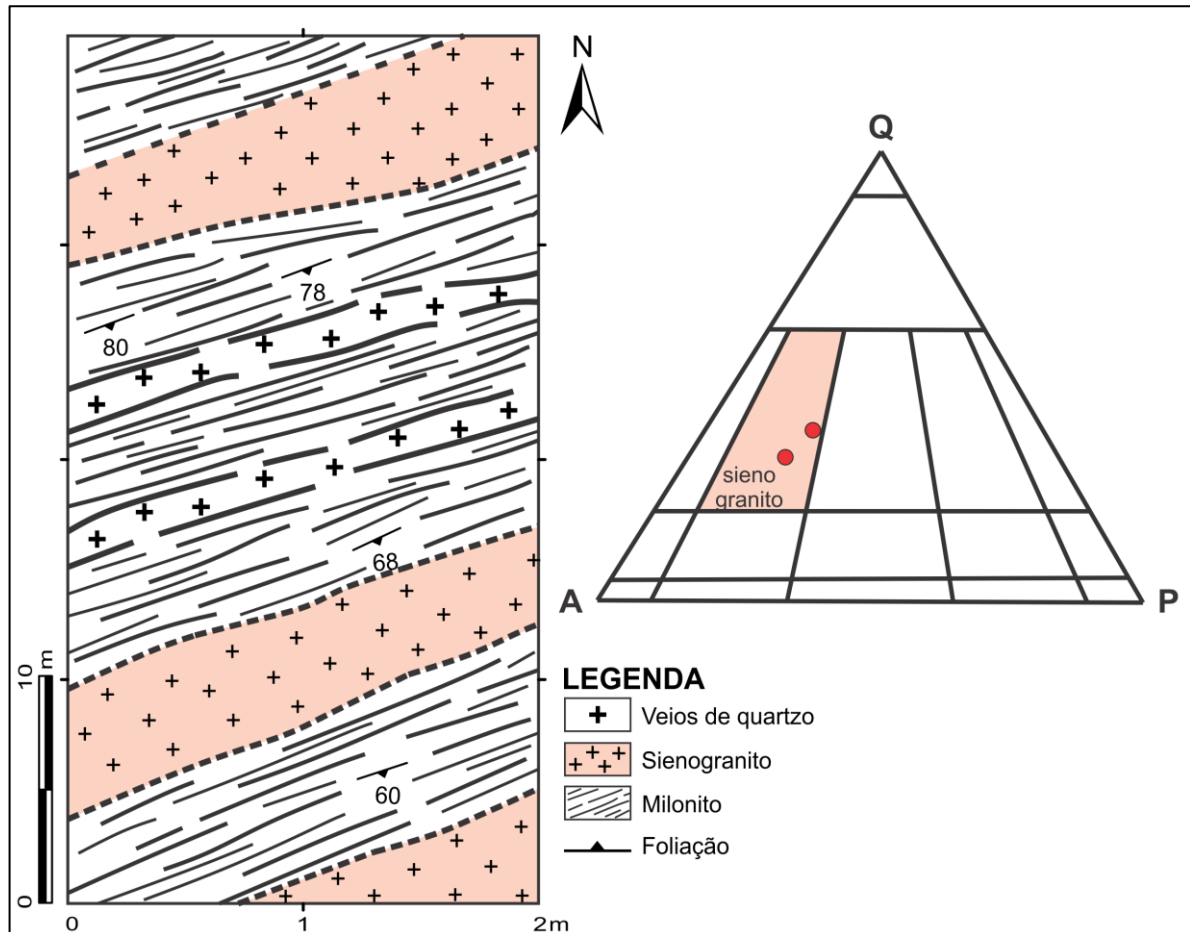


Figura 13 - Mapa de detalhe no afloramento PVA18-I-4. Os sienogranitos foram classificados com base nas suas composições modais mineralógica plotadas no diagrama Streckeisen (QAP). Nessa região a predominância é dos milonitos, embora os sienogranitos e veios quartzofeldspáticos ocorram expressivamente, com espessuras métricas e relativamente constantes. Note que as rochas ígneas estão concordantes com os planos de foliação milonítica.

Lentes de migmatitos nebulíticos estão presentes com estruturas do tipo *schlieren* (Figura 11B). Os leucossomas são compostos essencialmente por quartzo e feldspato alcalino, enquanto os melanossomas são compostos essencialmente por biotita e anfibólio. Também ocorrem lentes de minerais máficos, principalmente biotita e anfibólio, concentrados em bolsões alongados entre os planos de foliação (Figura 11C). Ultramilonitos e blastomilonitos são identificados em faixas estreitas com a mesma constituição mineralógica dos milonitos (Figura 11D).

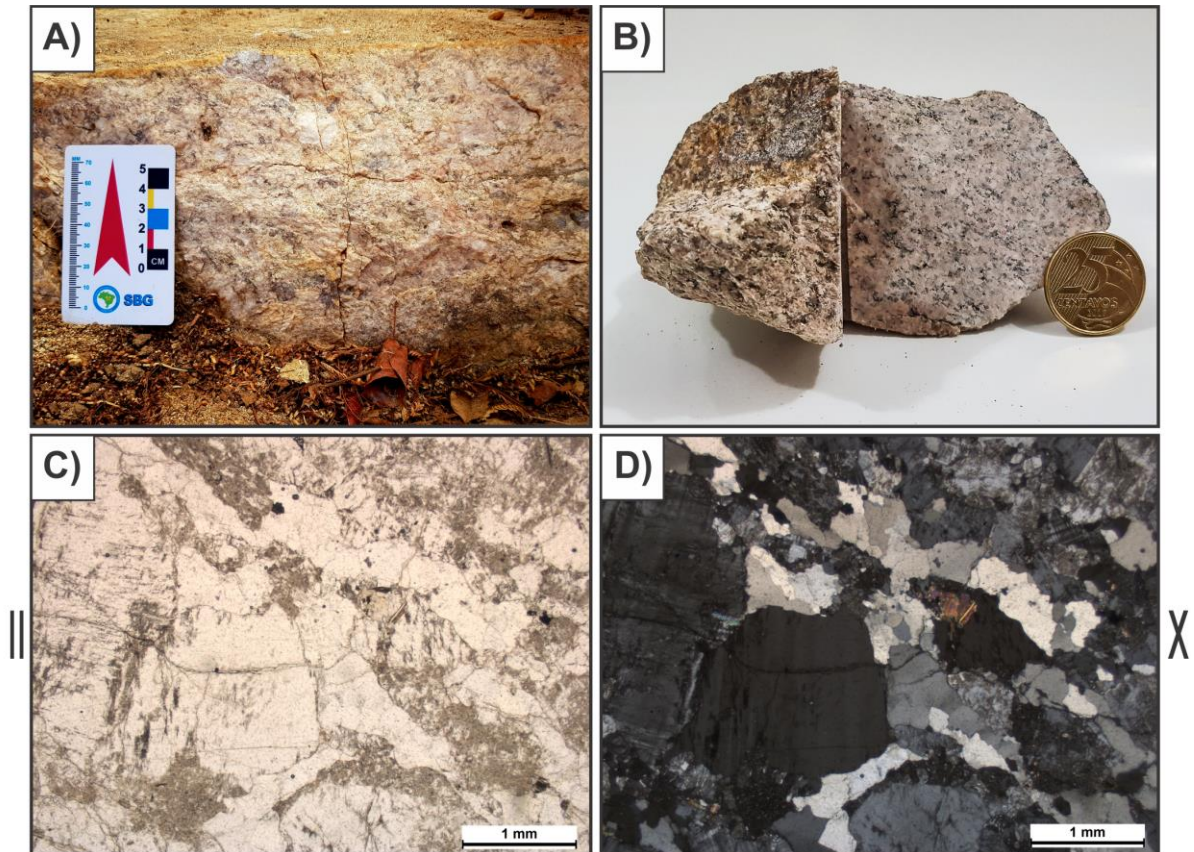


Figura 14 - Aspectos petrográficos dos sienogranitos encontrados na área de estudo. **A)** Vista em afloramento PVA18-I-4 com destaque para a granulação média a grossa e fenocristais de quartzo e feldspato alcalino. Nesse caso os minerais máficos são pouco evidentes. **B)** Amostra de mão com granulação média e presença de biotita que define um plano de foliação sutil. **C)** Textura geral em lâmina PVA18-I-25 com nicóis descruzados (||) e objetiva de aumento 2,5x. A rocha é constituída essencialmente por quartzo e feldspato. O plagioclásio está intensamente alterado. **D)** Textura geral em lâmina PVA18-I-25 com nicóis cruzados (X) e objetiva de aumento 2,5x. Os fenocristais de quartzo e feldspatos se destacam na porção esquerda. A textura mimerquítica ocorre em cristais na porção inferior esquerda, enquanto a pertítica ocorre nos fenocristais centrais de feldspato alcalino. Plano de foliação é definido por Qtz1 estirado da porção superior esquerda à inferior direita.

4.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL

A área de estudo é parte exposta de um terreno gnáissico de alto grau, onde as rochas são inicialmente deformadas em regime dúctil e posteriormente em regime rúptil. Os dados obtidos em campo possibilitaram a caracterização geométrica, cinemática e de intensidade de *strain*. Além disso, o conjunto de estruturas descritas forneceu os parâmetros necessários para a identificação de um domínio deformacional nas rochas da região.

4.2.1 Estruturas Tectônicas Dúcteis

As estruturas tectônicas dúcteis estão presentes em todas as rochas mapeadas e são representadas principalmente por planos de foliação, lineações tectônicas, *boudins*, *augens*, pórfiros e dobras. Cada uma dessas descritas a seguir.

4.2.1.1 Foliação

Foliação é qualquer estrutura planar ou curvo-planar que defina uma trama penetrativa em uma rocha. Pode ser de origem primária, quando relacionada a acamamentos sedimentares ou magmáticos; ou secundária, quando relacionada a processos tectônicos (Fossen 2016). Em geral, as foliações se formam perpendiculares à direção de encurtamento do elipsoide de deformação (Fossen 2016). Nas rochas estudadas é possível identificar foliações secundárias. Para a caracterização dessas estruturas utilizou-se a classificação morfológica proposta por Twiss & Moores (1992; Figura 15).

Foliação	Espaçada	Composicional	Difusa (foliação de transposição)
			Bandada (bandamento gnáissico)
		Disjuntiva	Estilolítica (estolólitos)
			Anastomótica (clivagem de fratura)
			Grossa (foliação milonítica)
			Suave (foliação milonítica)
	Crenulação	Zonal (clivagem e crenulação)	
		Discreta (clivagem de crenulação)	
	Contínua	Fina	Clivagem ardosiana
		Grossa	Xistosidade

Figura 15 - Classificação morfológica para a foliação em rochas deformadas. Os tipos encontrados nas rochas da área de estudo estão destacados em vermelho. Fonte: Modificado de Twiss & Moores (1992).

Nos muscovita quartzitos a foliação tem espaçamento milimétrico a centimétrico, e é definida por muscovitas que se orientam preferencialmente segundo o *trend* NE-SW. A foliação apresenta morfologia contínua grossa, do tipo xistosidade (Figura 16A). Ocorrem com ângulos de mergulho de aproximadamente 30° para o quadrante sudeste (~ 120° Az; Figura 16E). Nessas rochas a foliação comumente está rotacionada para NE (Figura 16E) devido a presença de estruturas rúpteis posteriores, caracterizadas na seção 4.2.2.2.

A foliação mais representativa ocorre nos protomilonitos e milonitos, onde a trama planar tem espaçamento centimétrico, é definida por cristais de quartzo fitado e minerais máficos, que se orientam preferencialmente segundo o *trend* NE-SW (Figura 16F). Apresenta morfologia espaçada disjuntiva grossa, do tipo foliação milonítica (Figura 16B-D). Os ângulos de mergulho podem variar de 30° a subverticais para o quadrante sudeste (~ 150° Az; Figura 16F).

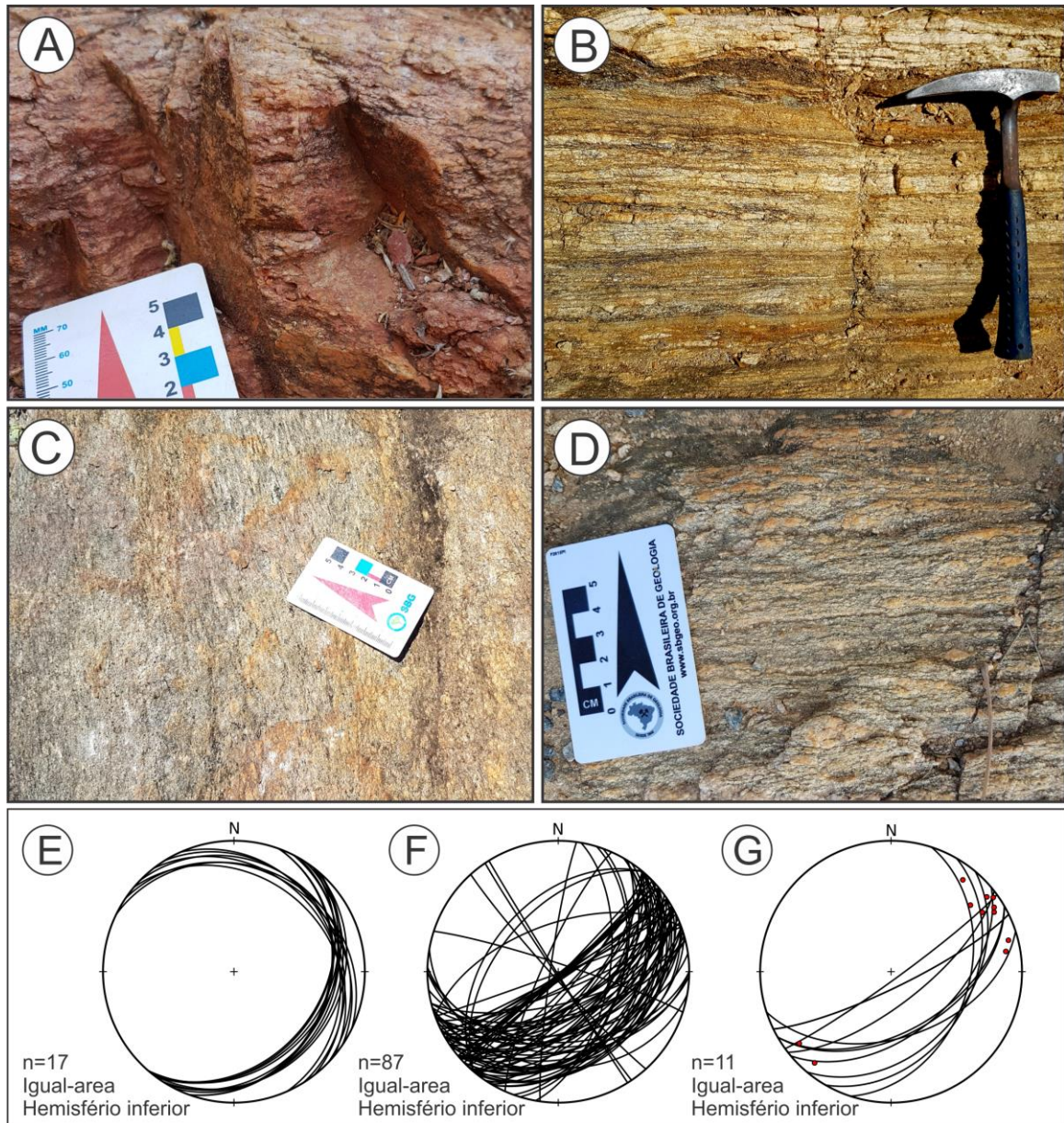


Figura 16 – Foliações encontradas nas rochas da área de estudo e suas posições geométricas. O cartão de plástico e martelo estão orientados em relação ao norte **A**: Foliação do tipo xistosidade encontrada nos muscovita quartzitos. Estrutura definida principalmente pelos minerais micáceos. **B**, **C** e **D**: Foliação do tipo milonítica encontrada nos milonitos e protomilonitos. Estrutura definida por quartzo fitado e minerais máficos. **E**: Estereograma para a xistosidade. Os planos mergulham com ângulos de aproximadamente 30° para SE. Planos com mergulho para NE também ocorrem, contudo são relacionados à presença de estruturas rúpteis posteriores. **F**: Estereograma para a foliação milonítica. Os planos mergulham com ângulos que variam de 30° a subverticais principalmente para SE. **G**: Estereograma para planos de foliação milonítica com lineações. As lineações podem ser do tipo eixo de dobra ou de estiramento mineral, que se apresentam paralelas entre si com ângulos de caimento que variam de 8° a 16° para NE e SW. A relação entre essas duas estruturas determina um *rake* de baixo ângulo.

4.2.1.2 Lineações Tectônicas

Lineações tectônicas são elementos lineares que ocorrem em uma rocha por eventos de deformação e podem ser penetrativas ou não (Fossen 2016). Nas rochas estudadas é possível identificar: A) lineações de estiramento mineral ou grãos alongados; e, B) eixos de dobra ou linhas de charneiras. Para a caracterização das lineações em rochas deformadas utilizou-se a classificação morfológica proposta por Twiss & Moores (1992; Figura 17).

Lineação em rochas deformadas (superficial ou penetrativa)	Estrutural	Discreta	Seixos
			Oóides
			Fósseis
			Manchas de alteração
		Construtiva	Linhas de charneiras
			Linhas de intersecção
			Linhas de <i>boudins</i>
			<i>Mullions</i>
	Mineral	Policristalina	<i>Slicklines</i>
			Bastão
			Minerais difusos (<i>clusters</i>)
			<i>Slicklines</i>
		Grão mineral	Sobrecrescimento não-fibroso
			Grãos de hábito acicular
			Grãos alongados
			Minerais fibrosos
Preenchimento fibroso de veios			
<i>Slicklines</i>			
Sobrecrescimentos fibrosos			

Figura 17 - Classificação morfológica para a lineação em rochas deformadas. Os tipos encontrados nas rochas da área de estudo estão destacados em vermelho. Fonte: Modificado de Twiss & Moores (1992).

A) Lineação de Estiramento Mineral ou Grãos Alongados

Lineações de estiramento mineral são as mais comuns na área mapeada e ocorrem principalmente nos milonitos. A trama linear é definida por tectossilicatos, essencialmente quartzo, que se estiram preferencialmente segundo o *trend* NE-SW, com baixos ângulos de caimento, que variam entre 8 e 12° para os quadrantes NE (~ 060° Az) e SW (~ 230° Az), como mostrado na Figura 16G. Morfologicamente a lineação de estiramento mineral é classificada como do tipo grãos alongados (Twiss & Moores 1992).

B) Eixos de Dobra

Eixos de dobras ocorrem pontualmente em lentes de material menos deformado dos milonitos. A trama linear se orienta preferencialmente segundo o *trend* NE-SW, com baixos ângulos de caimento, que variam entre 8 e 16° para o quadrante nordeste (~ 050° Az; Figura 16G). Morfologicamente a lineação é classificada como estrutural construtiva do tipo linhas de charneira (Twiss & Moores 1992).

4.2.1.3 *Boudins*

Boudins são estruturas formadas por estiramento paralelo ao acamamento, onde camadas competentes são rompidas por mecanismos de deformação dúctil, rúptil ou por uma combinação de ambos (Fettes & Desmons 2011, Fossen 2016).

Na área estudada os *boudins* estão associados a mecanismos de deformação dúcteis. As camadas boudinadas encontram-se imersas em uma matriz plasticamente deformada, representada pelos milonitos (Figura 18A). Essas estruturas são sempre concordantes com os planos de foliação que as contem, segundo o *trend* NE-SW (Figura 18A).

4.2.1.4 *Augens* e Pórfiros

Augens são pórfiros em forma de lentes, geralmente produtos de deformação (Fettes & Desmons 2011). São utilizadas como indicadores cinemáticos e comumente ocorrem em gnaisses e rochas milonitizadas (Fossen 2016). Nas rochas da área de estudo, *augens* e pórfiros quartzofeldspáticos ocorrem nos milonitos, essencialmente simétricos e concordantes com os planos de foliação que seguem o *trend* NE-SW (Figura 18B-D).

4.2.1.5 Dobras

Dobras são estruturas geológicas arqueadas originadas principalmente a partir de processos deformacionais dúcteis (Fossen 2016). Essas estruturas são classificadas principalmente com relação às suas geometrias (Fossen 2016).

Na área de estudo, ocorrem pontualmente em lentes de material menos deformado nos milonitos (Figura 19). São apertadas a isoclinais com flancos que mergulham com ângulos de ~ 60° para sudeste (~ 150° Az; Figura 19A, 19B). Além disso, os flancos e planos axiais são concordantes com a foliação que as contem. Os eixos de dobra formam lineações de baixo ângulo descritas na seção 4.2.1.2.B. Dobras transpostas (Figura 19C) e "sem raízes" (Figura 19D) ocorrem remanescentes entre planos de foliação.

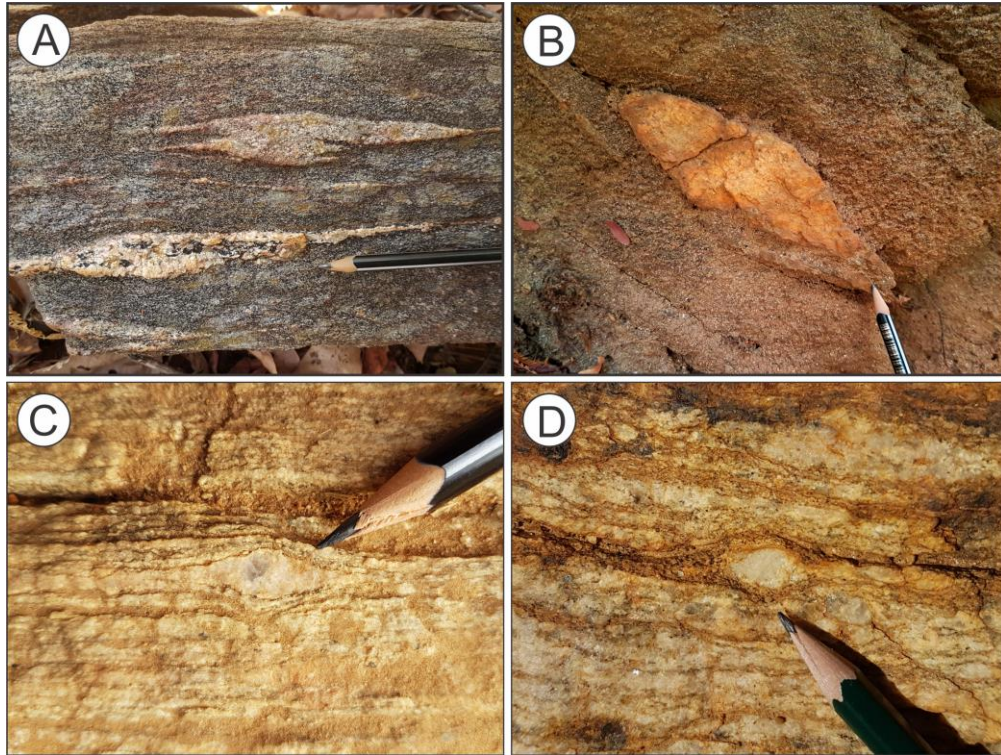


Figura 18 - *Boudins*, *augens* e pórfiros encontrados nos milonitos da área de estudo. Essas estruturas são sempre concordantes com os planos de foliação que as contêm e essencialmente simétricas. **A:** *Boudins* caracterizados pelo rompimento de lentes de leucossoma. **B:** *Augen* definido por agregado quartzofeldspático. **C:** Pórfiro simétrico. **D:** Pórfiro levemente assimétrico destal.

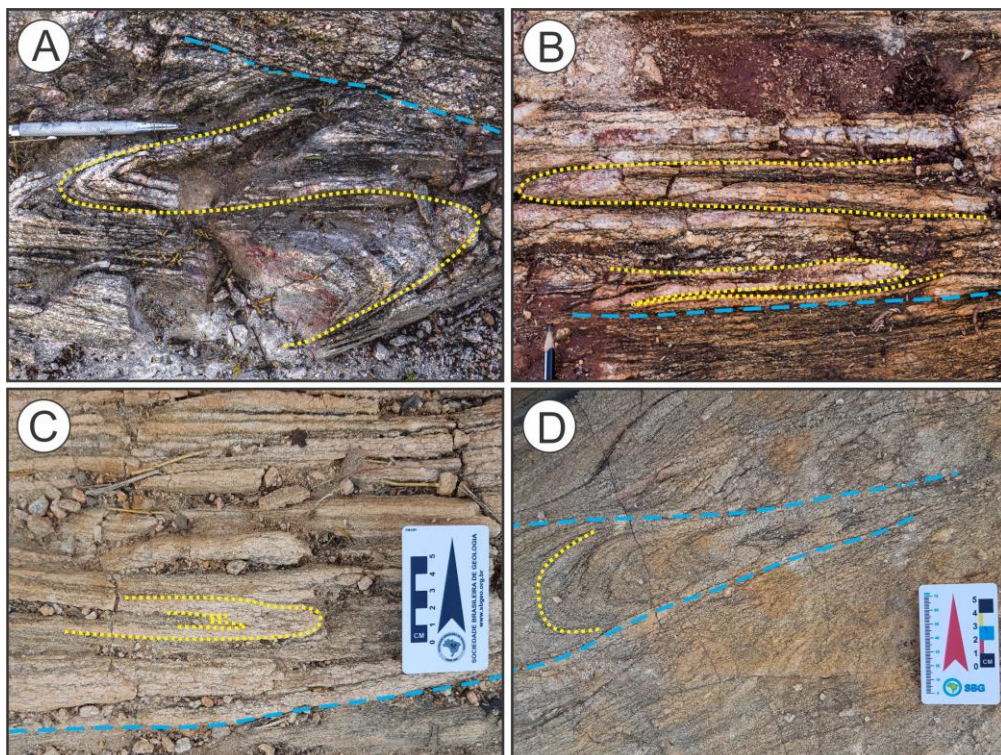


Figura 19 – Dobras encontradas em lentes de material menos deformado nos milonitos. Observar foliação milonítica que limita o domínio dessas estruturas a partir dos traços em azul. **A:** Dobra apertada com antiforme e sinforme preservados. **B:** Dobras isoclinais. Notar a progressão de foliação milonítica entre elas. **C:** Dobra intrafolial transposta com charneira preservada. **D:** Dobra “sem raiz”, resultado de intensa transposição tectônica.

4.2.2 Estruturas Tectônicas Rúpteis

As estruturas tectônicas rúpteis ou rúpteis-dúcteis são representadas por fraturas, que estão presentes em todas as rochas mapeadas; e dobras forçadas, que estão presentes nos muscovita quartzitos. Essas estruturas são descritas a seguir.

4.2.2.1 Fraturas

Fraturas são descontinuidades planas e mecânicas formadas por esforços externos ou internos (Fossen 2016). São classificadas como juntas, quando não há movimento relativo entre si na escala de observação; ou falhas, quando há movimento relativo entre si na escala de observação (Fossen 2016).

Nos muscovita quartzitos são percebidas duas principais famílias de fraturas com direções NE-SW e NW-SE, ambas com ângulos de mergulho intermediários a subverticais, espaçamento centimétrico e alta frequência (Figura 20A, 20C). Nos protomilonitos estão presentes três famílias de fraturas principais com direções NE-SW, NW-SE e N-S (Figura 20D). A primeira apresenta ângulos de mergulho de 30° a subverticais, enquanto as demais apresentam ângulos de mergulho subverticais. Todas apresentam espaçamento centimétrico e frequência moderada.

Por fim, nos milonitos também são percebidas duas principais famílias de fraturas com direções NE-SW e NW-SE (Figura 20B, 20E), ambas com ângulos de mergulho subverticais, espaçamento centimétrico e frequência moderada.

4.2.2.2 Dobras Forçadas

Dobras forçadas são estruturas formadas pelo movimento de blocos a partir de falhas pré-existentes, forçando o dobramento de rochas mais superficiais, mesmo em ambiente rúptil ou rúptil-ductil (Fossen 2016).

Nas rochas estudadas, essa estrutura ocorre nos muscovita quartzito. É possível percebê-las devido o deslocamento e rotação em planos de foliação, devido a presença de fraturas, principalmente as de direção NNW-SSE e cinemática dextral (Figura 21). Essa deformação faz com que a foliação se posicione segundo o *trend* NW-SE, discordante com o *trend* regional NE-SW (Figura 16).

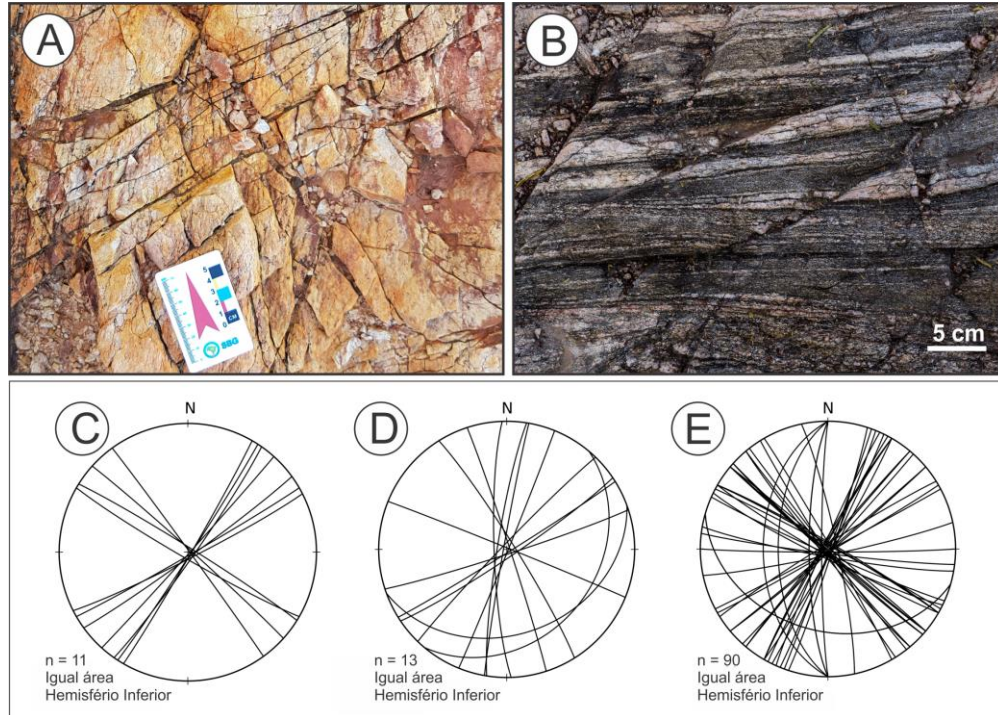


Figura 20 – Fraturas nas rochas da área estudada. **A:** Fraturas subverticais, com espaçamento centimétrico e alta densidade, associadas aos muscovita quartzitos. O cartão de plástico está orientado em relação ao norte. **B:** Fraturas subverticais, com espaçamento centimétrico e densidade moderada, associadas aos milonitos. **C:** Estereograma para as fraturas nos muscovita quartzitos. Observar a boa definição das famílias com direções NE-SW e NW-SE. **D:** Estereograma para as fraturas nos protomilonitos. Embora a família NE-SW também apresente ângulos de mergulho de aproximadamente 30° , as fraturas são principalmente subverticais. **E:** Estereograma para as fraturas nos milonitos. As fraturas são essencialmente subverticais e definem duas famílias de direções NE-SW e NW-SE.

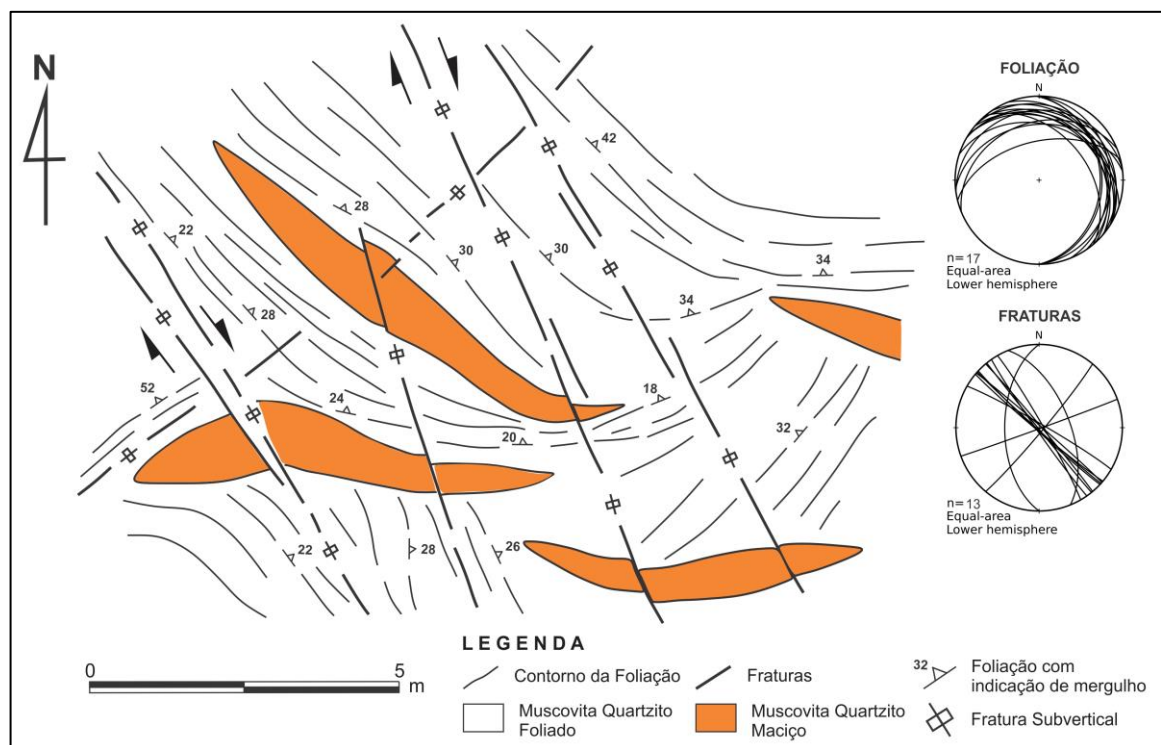


Figura 21 - Mapa de detalhe no afloramento PVA18-I-01. Lentes de quartzito maciço estão encaixadas no quartzito foliado. Observe que as fraturas de direção NW-SE, subverticais e com cinemática destal, rotacionam os planos de foliação e geram dobras forçadas

4.2.3 Partição Geométrica e Cinemática da Deformação

A partição da deformação nas rochas da área de estudo é observada principalmente em escala de afloramento nos milonitos. É traduzida em domínios de foliação milonítica e domínios de dobras (Figura 22, 23).

O domínio de foliação milonítica (DF) é predominante e representa regiões deformadas com maiores taxas de *strain*, as quais podem gerar milonitos, ultramilonitos e blastomilonitos. Esse domínio está associado a veios quartzofeldspáticos que ocorrem principalmente concordantes com os planos de foliação (Figura 22, 23). O domínio de dobras (DB) ocorre em lentes de material menos deformado e, portanto, representa regiões de menor *strain* (Figura 22). O DF progride em relação ao DB, o que gera dobras mais apertadas à medida que a intensidade da deformação aumenta e a foliação transpõe essas estruturas (Figura 19, 22, 23). Essa relação entre DF e DB registra domínios de cinemática dextral (DD; Figura 23).

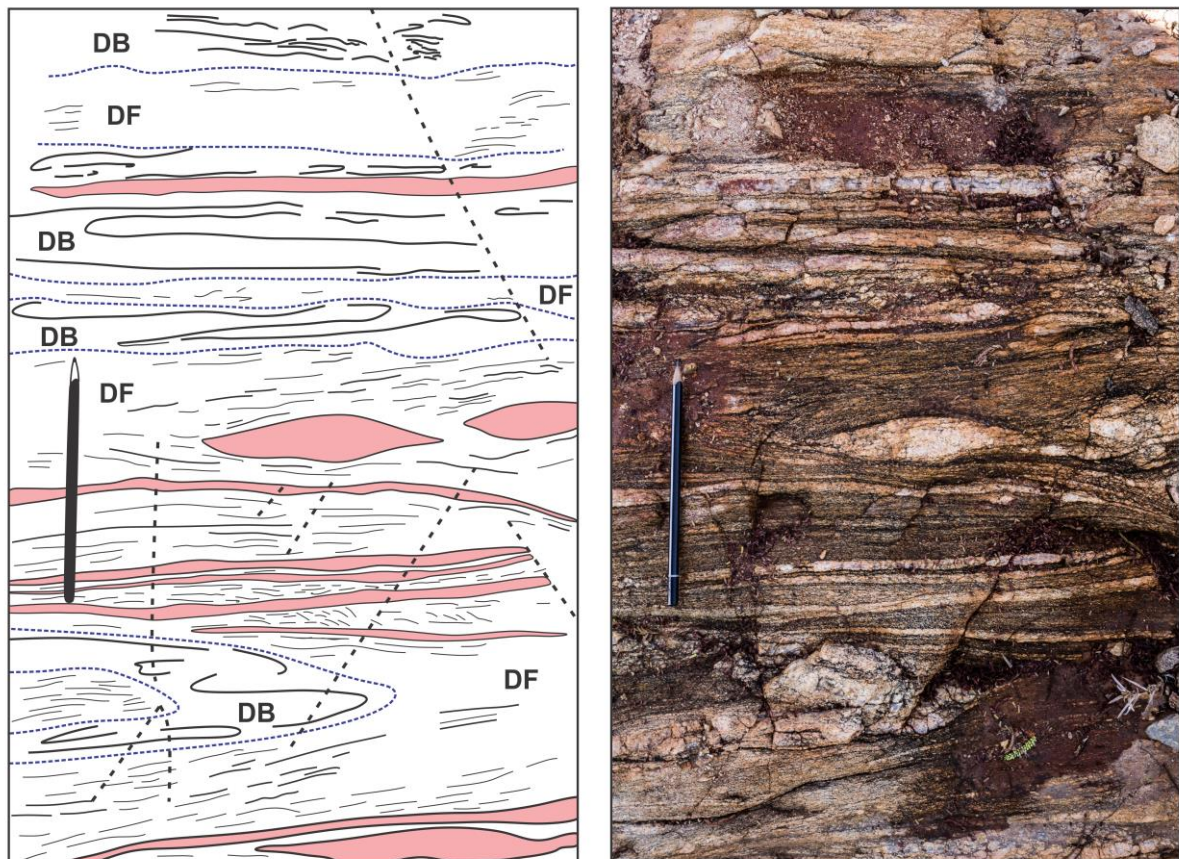


Figura 22 – Detalhe em afloramento de milonito PVA18-I-21. O domínio de foliação milonítica (DF) prevalece nas rochas da área de estudo. Essas estruturas representam zonas de maior *strain*, em contraste com os domínios de dobra (DB) que representam regiões menos deformadas. Note a presença de veios quartzofeldspáticos concordantes com as foliações e que fornecem aspectos de camadas no DF.

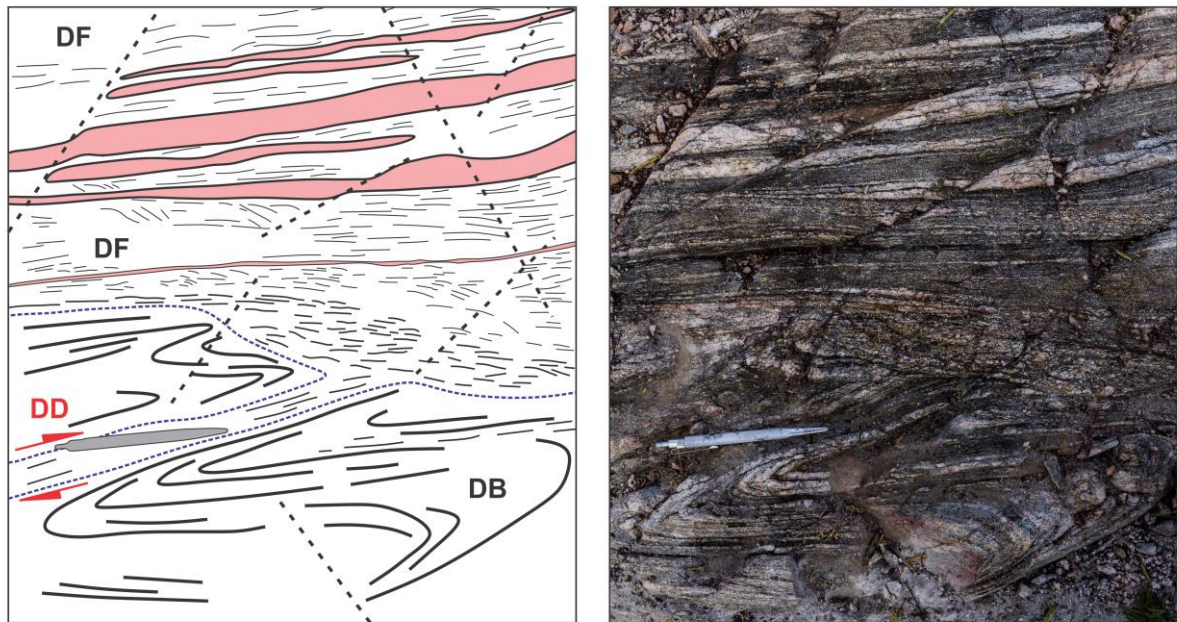


Figura 23 - Detalhe em afloramento de milonito PVA18-I-21. Os domínios geométricos e cinemáticos identificados são resultados da deformação particionada que atuou nas rochas estudadas. O domínio de foliação milonítica (DF) progride em relação ao domínio de dobras (DB) à medida que o *strain* aumenta. Essa relação é evidenciada pela transposição de dobras por foliação no canto inferior esquerdo, o que determina um domínio de cinemática destal (DD). Novamente os veios quartzofeldspáticos ocorrem concordantes com os planos de foliação e conferem aspecto de camada no DF.

4.3 MICROTTECTÔNICA

As feições microtectônicas foram descritas principalmente em relação aos cristais de quartzo e feldspato dos litotipos identificados. São relacionadas a mecanismos de deformação que atuam em diferentes condições de temperatura e *strain* (Figura 4), com base nos parâmetros apresentados por Passchier & Trouw (2005).

As microestruturas no quartzo são organizadas em baixa temperatura (<400°C) e alta temperatura (400°C-700°C). Já as microestruturas nos feldspatos são organizadas em baixa temperatura (< 400°C) e alta temperatura (> 500°C). Microestruturas nas micas e anfibólios também são apresentadas.

4.3.1 Microestruturas de baixa temperatura em quartzo (<400°C)

Os cristais de quartzo dos muscovita quartzitos, protomilonitos, milonitos e sienogranitos, exibem em comum feições de pressão de solução, caracterizadas pela presença de películas intercristalinas de material dissolvido e remobilizado; lamelas de deformação, representadas por planos verticais de inclusões fluidas; e extinção ondulante (Figura 24).

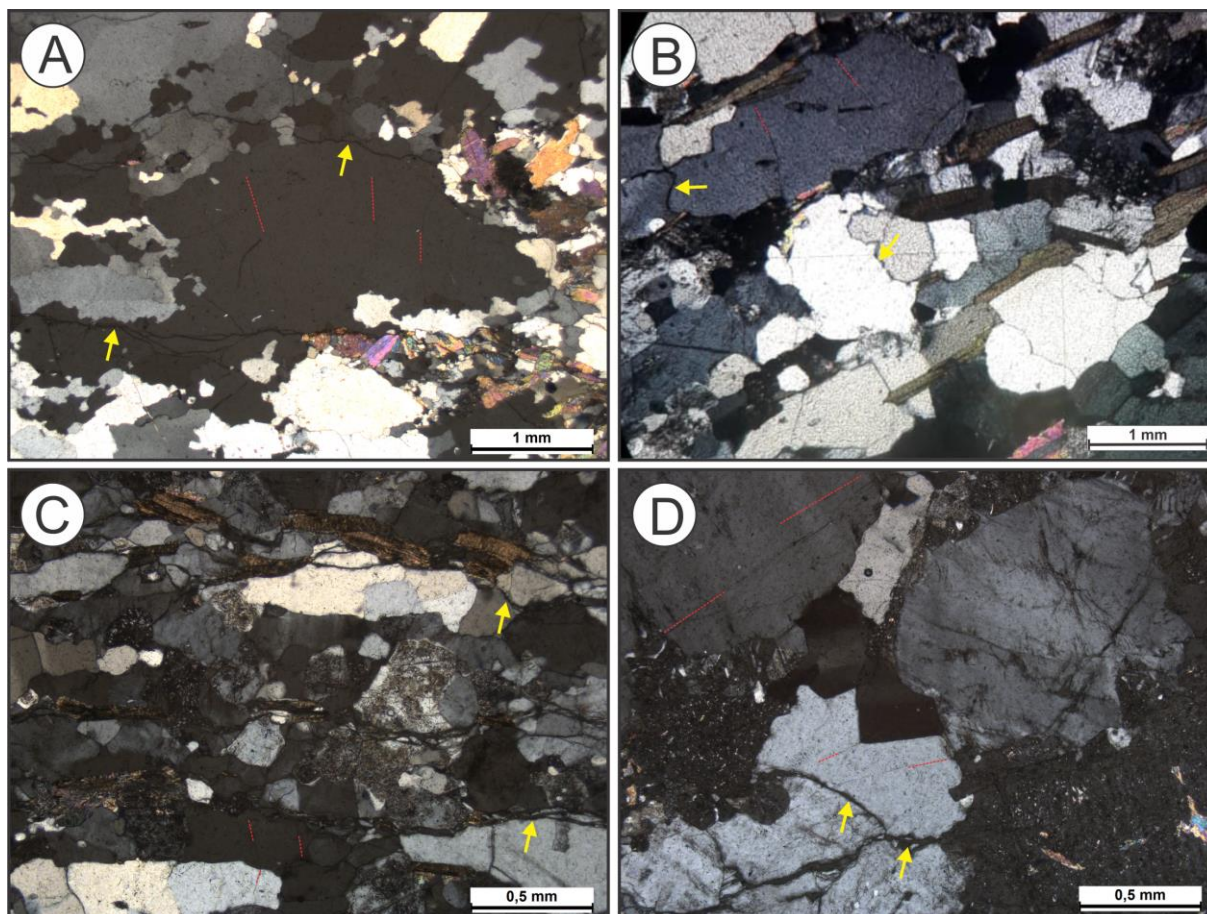


Figura 24 – Microestruturas de baixa temperatura ($<400^{\circ}\text{C}$) relacionadas ao quartzo. As setas amarelas indicam as feições de pressão de solução, as quais estão presentes nos contatos de cristais de quartzo e indicam a dissolução e remobilização de material devido a interação intracristalina. Os traços vermelhos indicam a direção das lamelas de deformação que são marcadas por inclusões fluidas. Outra microestrutura em comum é a extinção ondulante. **A:** Lâmina de muscovita quartzito (PVA18-I-1) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 2,5x. **B:** Lâmina de protomilonito (PVA18-I-17) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 2,5x. **C:** Lâmina de milonito (PVA18-I-33) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 5x. **D:** Lâmina de sienogranito (PVA18-I-4) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 5x.

4.3.2 Microestruturas de baixa temperatura em feldspatos ($<400^{\circ}\text{C}$)

Os feldspatos dos protomilonitos, milonitos e sienogranitos, apresentam em comum maclas preservadas com deformação intracristalina e extinção ondulante (Figura 25A). Os milonitos preservam o único micropórfiro assimétrico dextral encontrado nas rochas estudadas (Figura 25B). Os sienogranitos exibem cristais com os intercrescimentos *perthite* e *flame perthite*, caracterizados pelo desenvolvimento de plagioclásio em feldspato alcalino; e fraturas em plagioclásio preenchidas por minerais mais tardios, como feldspato alcalino e quartzo (Figura 25C, 25D).

4.3.3 Microestruturas de alta temperatura em quartzo (400°C-700°C)

O quartzo dos muscovita quartzitos, protomilonitos, milonitos e sienogranitos, exibem em comum *ribbons* que se orientam e definem planos de foliação (Figura 26A); o mecanismo de *recovery* com a formação de limites de subgrãos (Figura 26B), evidenciada pela variação de tons de cinza em um mesmo cristal; e recristalização por migração de borda de grão (MBG; Figura 26C), definida por contatos muito curvados a lobados e que pode gerar cristais independentes por *bulging* (Figura 26D). Nos protomilonitos, a MBG também pode gerar neocristais por *dragging* (Figura 26D) e *window*. A recristalização por rotação de subgrão (RSG) ocorre nos muscovita quartzitos e milonitos (Figura 26E, 26F), e é percebida por transição gradual entre limites de subgrãos e novos cristais. Nos milonitos o contato entre quartzo e feldspato é lobado a ameboide. Os processos de recristalização descritos são os responsáveis por gerar os cristais de quartzo subédricos, de granulação mais fina e contatos retos que podem chegar a tríplices com ângulos de 120° entre si.

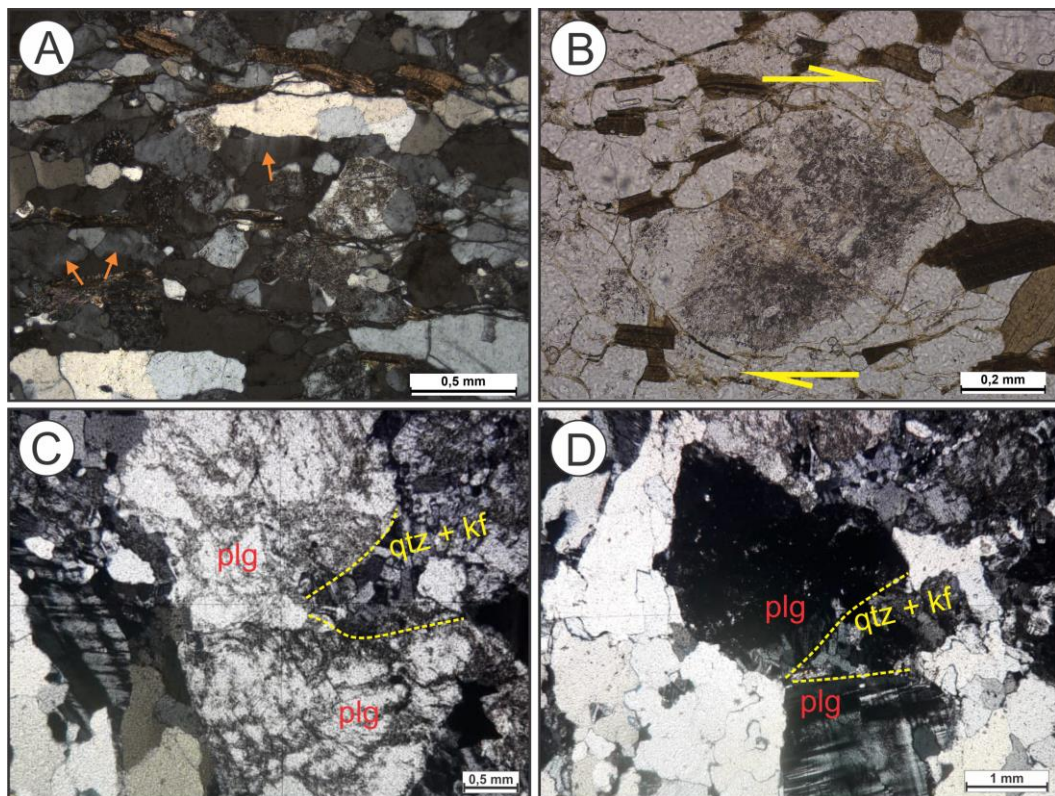


Figura 25 – Microestruturas de baixa temperatura (<400°C) relacionadas aos feldspatos. **A:** Lâmina de milonito (PVA18-I-33) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 5x. As setas em laranja indicam a presença de extinção ondulante em cristais de feldspato alcalino. **B:** Lâmina de milonito (PVA18-I-38) vista com nicóis descruzados e objetiva de aumento 10x. O destaque é para o único pórfiro assimétrico encontrado nas rochas estudadas. O cristal é de plagioclásio e exibe cinemática destal, como indicado pelas setas amarelas. **C e D:** Lâmina de sienogranito (PVA18-I-4) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 2,5x. Fraturas em cristais de plagioclásio (plg) são preenchidas por agregado de minerais mais tardios, como quartzo (qtz) e feldspato alcalino (Kf).

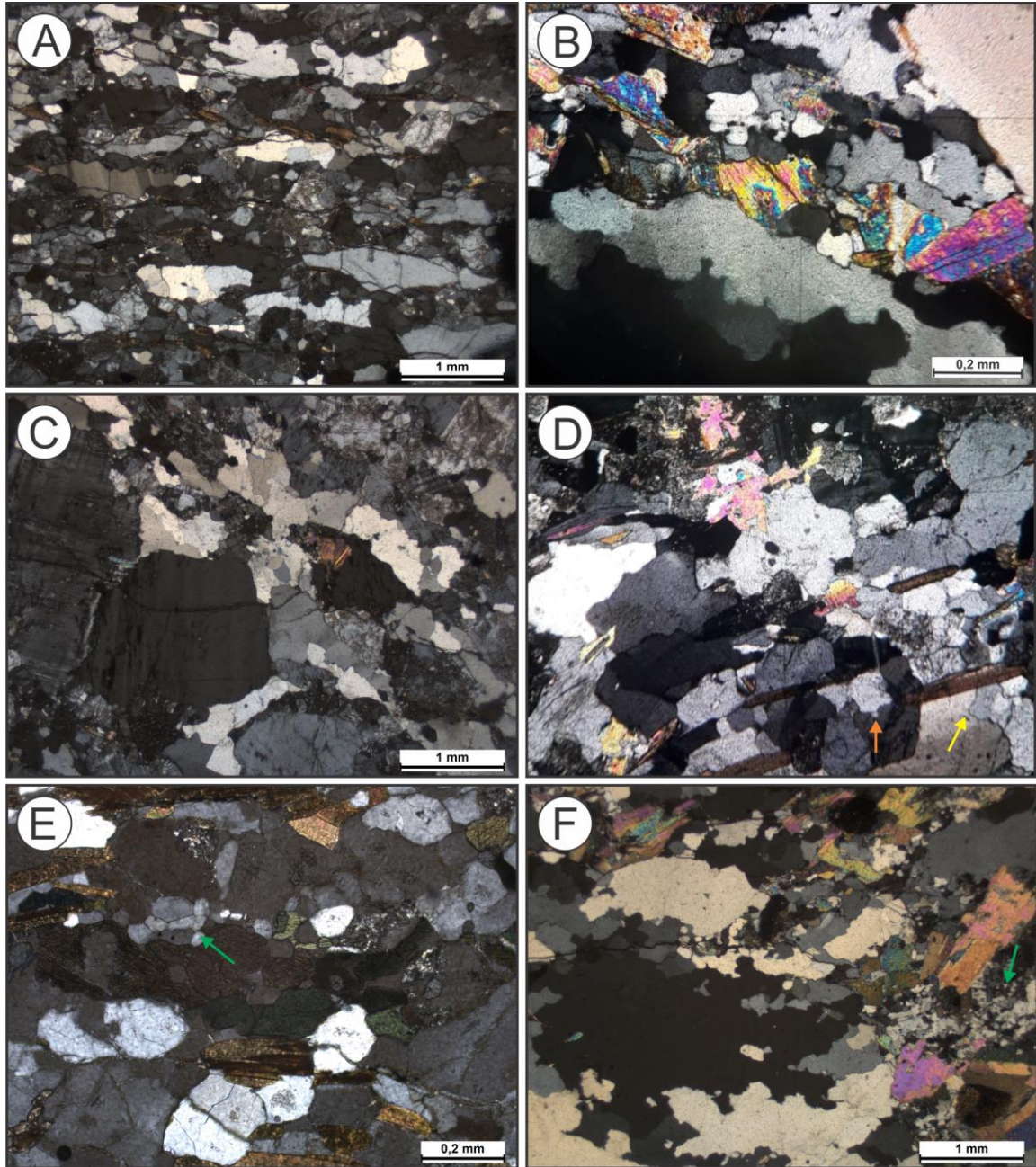


Figura 26 - Microestruturas de alta temperatura (400°C-700°C) relacionadas ao quartzo. **A:** Lâmina de milonito (PVA18-I-33) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 2,5x. Quartzo *ribbons* definem plano de foliação milonítica. **B:** Lâmina de protomilonito (PVA18-I-17) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 10x. A nítida variação de tons de cinza em um mesmo cristal determina a formação de limites de subgrão pelo mecanismo de *recovery*. Notar os contatos muito curvados a lobados que indicam o processo de recristalização por migração de borda de grão (MBG). **C:** Lâmina de sienogranito (PVA18-I-39) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 2,5x. Na faixa de quartzo, que vai do canto superior esquerdo ao canto inferior direito, esses cristais podem apresentar o início da formação de *ribbons*; formação de limites de subgrãos; e recristalização por MBG, indicada pelos contatos lobados. MBG pode gerar neocristais por *bulging*. **D:** Lâmina de protomilonito (PVA18-I-17) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 2,5x. A recristalização MBG pode se desenvolver por *bulging* (seta laranja) e *dragging* (seta amarela). **E:** Lâmina de milonito (PVA18-I-38) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 10x. O mecanismo de rotação de subgrão (RSG) é provavelmente o responsável por gerar cristais de quartzo de granulação mais fina e contatos retos entre si (seta verde). **F:** Lâmina de muscovita quartzito (PVA18-I-1) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 2,5x. Notar os contatos lobados entre os cristais de quartzo devido a recristalização por MBG. A seta verde indica região de neocristais originados provavelmente por RSG.

4.3.4 Microestruturas de alta temperatura em feldspatos (>500°C)

Os feldspatos com essas microestruturas estão presentes apenas nos protomilonitos e milonitos, os quais exibem em comum maclamento menos abundante (Figura 27A, 27B); e feições de nucleação e crescimento de neocristais, que indicam o início do mecanismo de recristalização. Nos milonitos a recristalização é mais intensa e ocorre por MBG, evidenciada por contatos muito curvados a lobados (Figura 27C). Os protomilonitos exibem formação de limites de subgrãos, evidenciada pela variação de tons de cinza em um mesmo cristal; e mimerquitas (Figura 27D), que são formadas pelo intercrescimento de plagioclásio e quartzo devido o consumo de feldspato alcalino.

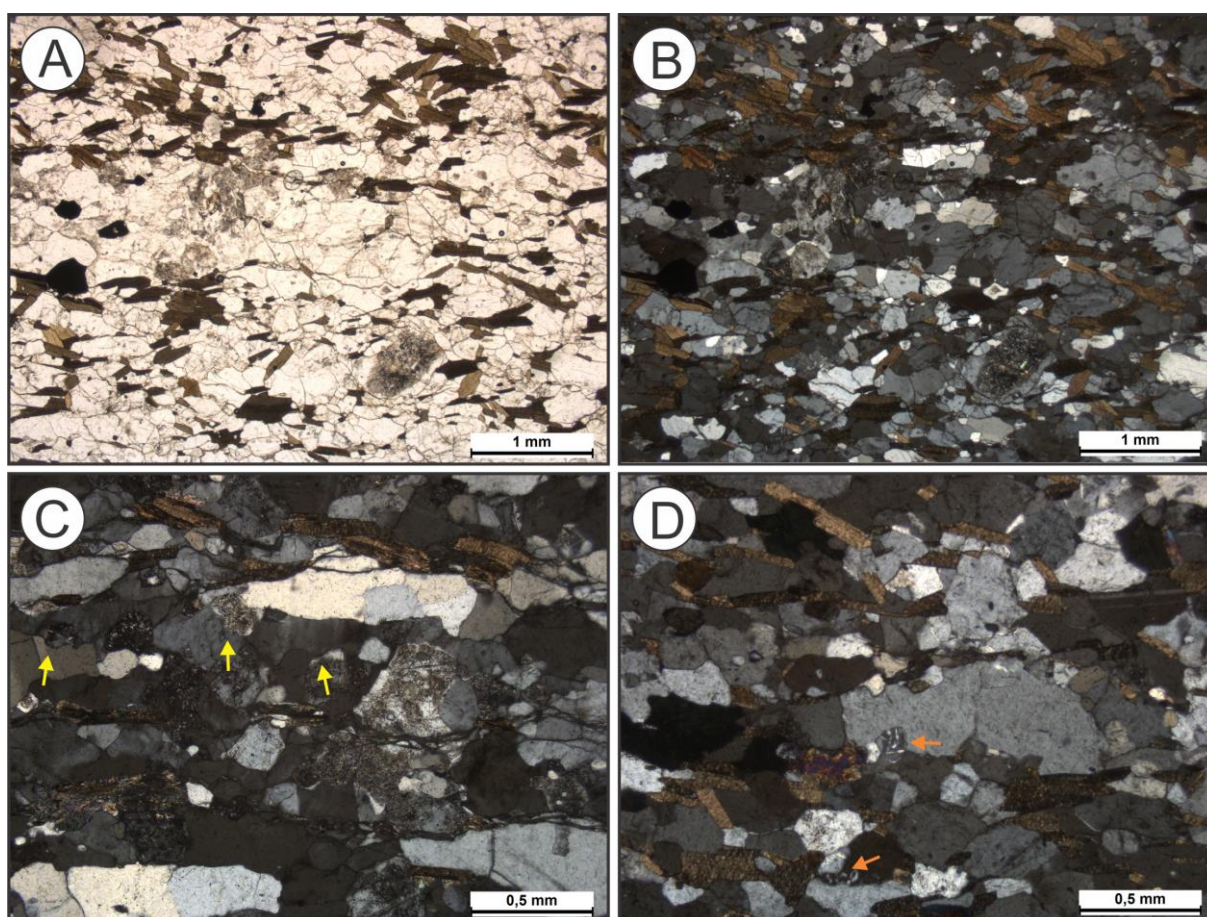


Figura 27 - Microestruturas de alta temperatura (>500°C) relacionadas aos feldspatos. **A e B:** Lâmina de milonito (PVA18-I-38) vista com nicóis descruzados e cruzados, respectivamente, em objetiva de aumento 2,5x. O maclamento nos feldspatos tem ocorrência restrita. **C:** Lâmina de milonito (PVA18-I-33) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 5x. As setas amarelas indicam contatos muito curvados a lobados dos cristais de feldspato, o que indica recristalização por MBG. **D:** Lâmina de protomilonito (PVA18-I-25) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 5x. As setas laranjadas apontam a presença de intercrescimento mimerquítico, o qual nas rochas metamórficas indica o consumo de feldspato alcalino para a geração de plagioclásio e quartzo devido o aumento de temperatura no sistema.

4.3.5 Microestruturas em micas e anfibólio

Esses minerais encontram-se orientados em direção preferencial e definem planos de foliação nos muscovita quartzitos, protomilonitos e milonitos. Destaca-se que a trama definida por esses minerais frequentemente apresenta obliquidade em relação a trama definida por minerais mais evoluídos, principalmente quartzo (Figura 28). Nos muscovita quartzitos, a muscovita pode estar dobrada, com extinção ondulante e eventualmente apresentar a forma lenticular de mica *fish* (Figura 28A). Nos protomilonitos e milonitos esses minerais se concentram em faixas, mas não chegam a formar bandamentos composicionais (Figura 28B). Já nos milonitos a biotita pode estar dobrada (Figura 28C, 28D).

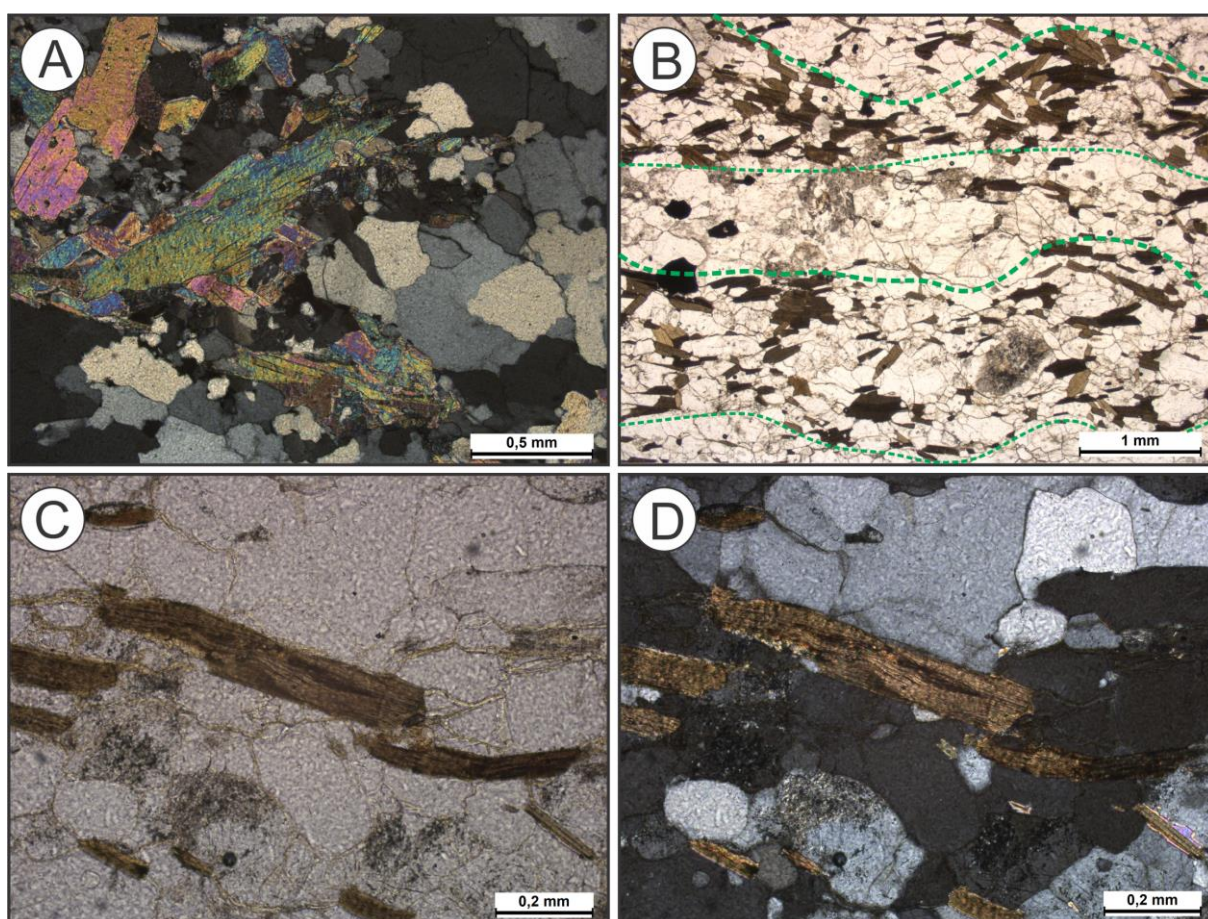


Figura 28 – Aspectos microestruturais definidos em micas e anfibólios. Note a obliquidade formada pela trama de minerais máficos em relação a trama definida pelos cristais de quartzo. **A:** Lâmina de muscovita quartzito (PVA18-I-1) vista com nicóis cruzados e objetiva de aumento 5x. A muscovita no centro da imagem apresenta forma lenticular do tipo mica *fish*. **B:** Lâmina de milonito (PVA18-I-32) vista com nicóis descruzados e objetiva de aumento 2,5x. Os minerais máficos se concentram em faixas (tracejado verde), o que indica o início de um processo de bandamento composicional. **C e D:** Lâmina de milonito (PVA18-I-33) vista com nicóis descruzados e cruzados, respectivamente, em objetiva de aumento 10x. A biotita se apresenta arqueada com dobramentos internos.

5 DISCUSSÕES

5.1 MAGMATISMO

Nas rochas estudadas são identificados dois eventos principais de atividade magmática. O primeiro evento magmático (M1) diz respeito à geração de tonalitos e granodioritos, durante o desenvolvimento crustal do Paleoproterozoico. Essas rochas correspondem aos protólitos dos milonitos e teriam sido geradas a partir da cristalização fracionada em grandes profundidades, em zonas de subducção (Hollanda 2012, Souza *et al.* 2007).

Já o segundo evento magmático (M2) ocorre com o plutonismo anatótico, durante o retrabalhamento crustal relacionado ao Ciclo Brasileiro no Neoproterozoico. Essa atividade corresponde aos migmatitos, protomilonitos e sienogranitos, que sugerem a elevada geração de volumes de magma.

Os migmatitos são produtos de fusão parcial de rochas preexistentes e indicam altas temperaturas no sistema. Os protomilonitos são considerados como granitoides, granodioritos ou monzogranitos posteriormente milonitizados, devido a presença de apatita e titanita como minerais primários (Seção 4.1.2). A composição e estruturação dessas rochas sugere a presença de um magma mais diferenciado, provavelmente devido a presença de uma crosta relativamente evoluída, que foi alojado *sin-tectonicamente* nos planos de foliação milonítica.

Os sienogranitos representam as fases magmáticas mais evoluídas que apresentam pouca estruturação mesoscópica (Figura 14), além do desenvolvimento de mimerquitas e de plagioclásios com fraturas preenchidas por quartzo e feldspato alcalino (Figura 25C, 25D). Essas características indicam que essas rochas foram colocadas no sistema em fases *sin-* a *tardi-tectônicas*, onde o *melt* coexistiu com a deformação (Sarkar *et al.* 2017, Vernon 2000).

A expressiva presença de rochas magmáticas na área estudada está de acordo com o esperado no contexto do desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Patos e instalação do Duplex Lavras da Mangabeira (Hasui *et al.* 2012, Nascimento *et al.* 2010, Viegas *et al.* 2013, Viegas *et al.* 2014).

5.2 METAMORFISMO E DEFORMAÇÃO MICROTTECTÔNICA

As rochas metamórficas identificadas na área de estudo foram muscovita quartzitos, protomilonitos e milonitos. Todas associadas ao metamorfismo dinâmico relacionado à instalação de zonas de cisalhamento do Ciclo Brasileiro no Neoproterozoico. A análise microscópica desses litotipos possibilitou o reconhecimento da paragênese mineral, fácies metamórfica e temperatura estimada de deformação (Tabela 2).

Os muscovita quartzitos têm sua paragênese mineral definida essencialmente por quartzo (qtz). Esse mineral se encontra com feições de *recovery* e recristalização por MBG e RSG (Seção 4.3.3), microestruturas que indicam temperaturas entre 400°C e 700°C (Fossen & Cavalcante 2017, Passchier & Trouw 2005). Tais características não são suficientes para a determinação de fácies metamórfica, devido a ampla distribuição do quartzo, embora o intervalo de temperatura sugira condições entre as fácies xisto verde e anfibolito.

Os protomilonitos têm sua paragênese mineral definida por quartzo (qtz) + plagioclásio (plg) + hornblenda (hbl) + biotita (bt) ± feldspato alcalino (kfs). O quartzo exhibe feições de *recovery* e recristalização por MBG (Seção 4.3.3), microestruturas que indicam temperaturas entre 400°C e 700°C (Fossen & Cavalcante 2017, Passchier & Trouw 2005). Esses dados apontam que essas rochas foram metamorfizadas em condições de fácies anfibolito (Burcher & Grapes 2011), entre 500°C e 700°C.

Por fim, os milonitos têm sua paragênese definida por quartzo (qtz) + plagioclásio (plg) + hornblenda (hbl) + biotita (bt) ± feldspato alcalino (kfs) ± actinolita (act). O quartzo exhibe feições de *recovery*, recristalização por MBG e RSG (Seção 4.3.3), além de contatos muito curvados a lobados com cristais de feldspato (Seção 4.3.4), microestruturas que indicam temperaturas entre 400°C e 700°C (Fossen & Cavalcante 2017, Passchier & Trouw 2005). A presença de migmatitos associados a esses litotipos (Figura 11) sugere que a temperatura máxima alcançou valores próximos ao *solidus* do magma granítico. Assim, os milonitos devem ter sido metamorfizadas em condições de fácies anfibolito superior (Burcher & Grapes 2011), entre 600°C e 700°C. Vale destacar que Freimann (2014) utilizou outros métodos para estimar que milonitos do Duplex Lavras da Mangabeira foram deformados em temperaturas entre 650°C e 700°C. A presença de actinolita (Figura 12) na paragênese mineral sugere que essas rochas experimentaram retrometamorfismo em condições de fácies xisto verde (Burcher & Grapes 2011).

Portanto, a região estudada apresenta rochas metamórficas de médio a alto grau, na fácies anfibolito em temperaturas entre 500°C e 700°C, compatíveis com a faixa esperada no contexto do desenvolvimento do Ciclo Brasileiro, no Neoproterozoico (Freimann 2014, Hasui *et al.* 2012, Viegas *et al.* 2013, Viegas *et al.* 2014).

LITOTIPO	PARAGÊNESE	FÁCIES	DEFORMAÇÃO NO QUARTZO	TEMPERATURA DE DEFORMAÇÃO
MUSCOVITA QUARTZITO	Qtz	?	<i>Recovery</i> , MBG, RSG	400°C - 700°C
PROTOMILONITO	Qtz + Plg + Hbl + Bt ± Kfs	ANFIBOLITO	<i>Recovery</i> , MBG	400°C - 700°C
MILONITO	Qtz + Plg + Hbl + Bt ± Kfs ± Act	ANFIBOLITO	<i>Recovery</i> , MBG, RSG	400°C - 700°C

Tabela 2 – Condições metamórficas e deformacionais das rochas da área de estudo. A paragênese mineral indica o metamorfismo principalmente na fácies anfíbolito, o que é compatível com os principais mecanismos de deformação microcristalina encontrados. A presença de actinolita (act) na paragênese dos milonitos sugere que essas rochas experimentaram um retrometamorfismo na fácies xisto verde.

5.3 CARACTERIZAÇÃO GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA

O Duplex Lavras da Mangabeira é caracterizado como uma estrutura desenvolvida em ambiente dúctil, condições metamórficas de médio a alto grau e regime tectônico transpressivo destrai (Corsini *et al.* 1996, Freimann 2014). Para que este modelo mecânico seja válido, é necessário que o duplex tenha seu eixo de estiramento principal posicionado na direção NE-SW, enquanto que seu eixo de encurtamento principal seja posicionado na direção NW-SE (Figura 29). A caracterização geométrica e cinemática da deformação nas rochas estudadas foi realizada a partir da análise de foliações, lineações, *boudins*, *augens* e pórfiros.

As foliações secundárias, que podem ser dos tipos xistosidade ou foliação milonítica, exibem planos posicionados com *strike* concordante ao *trend* regional, no sentido NE-SW, com mergulhos que variam de intermediários a subverticais principalmente para o quadrante sudeste (Figura 16). Já as lineações são do tipo estiramento mineral ou eixo de dobra, subparelas entre si e em relação a direção da *strike* dos planos que as contem, e se apresentam com baixo ângulo de caimento para nordeste ou sudoeste (Figura 16G).

A relação entre foliação e lineação determina um *rake* de baixo ângulo que sugere transporte tectônico para NE e SW (Figura 30). Isso ocorre devido à natureza dúctil da rocha no momento da deformação, somada a esforços coaxiais no sentido NW-SE (Figura 30). A presença de cisalhamento puro (CP) em zonas de cisalhamento promove a extrusão de material na direção de estiramento máximo do elipsoide de deformação, representado pelo eixo X (Fossen & Cavalcante 2017). Essa configuração possibilitou a migração de fluxo para as zonas de alívio, indicadas pelo *rake*.

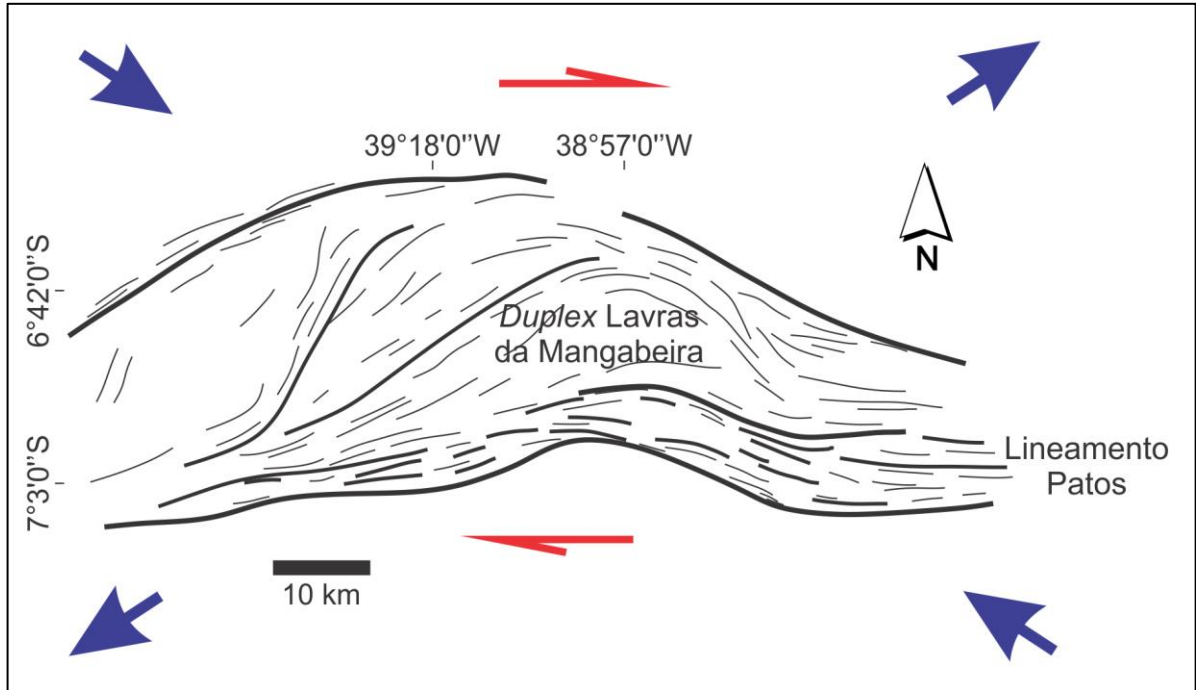


Figura 29 - Duplex Lavras da Mangabeira e sua relação com o Lineamento Patos. Essa estrutura tem sido caracterizada como desenvolvida em regime tectônico transpressivo dextral. Para que esse modelo mecânico seja válido é necessário que o eixo principal de estiramento esteja posicionado na direção NE-SW, em concordância com o eixo X do elipsoide de deformação; enquanto o eixo de encurtamento principal deve estar posicionado na direção NW-SE, em concordância com o eixo Z do elipsoide de deformação.

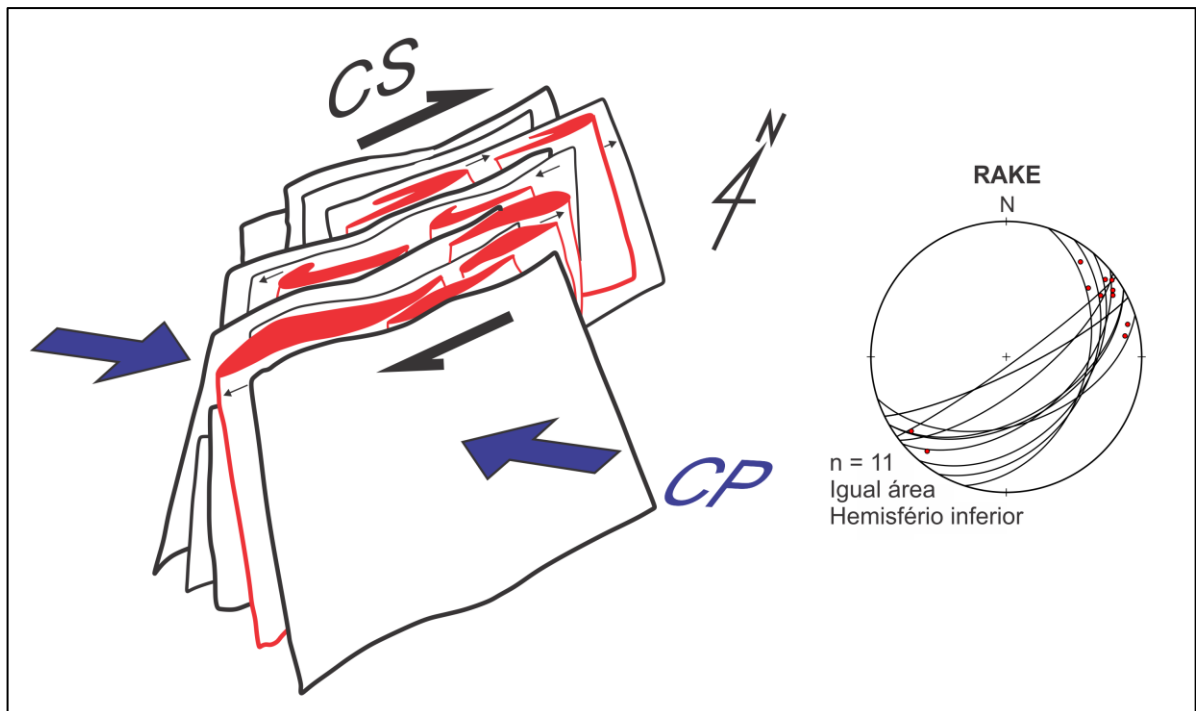


Figura 30 - Modelo geométrico e cinemático para a deformação nas rochas estudadas. A relação entre foliação e lineação define um *rake* de baixo ângulo, o qual indica transporte tectônico para NE e SW. Isso deve ser explicado pela presença e predomínio da componente cisalhamento puro (CP), que em zonas de cisalhamento provoca a extrusão de material na direção do eixo x do elipsoide de deformação. CS: Cisalhamento simples.

Os *boudins*, *augens* e pórfiros encontrados são sempre concordantes aos planos de foliação e, embora possam apresentar leve assimetria dextral, são geralmente simétricos (Figura 18). Essa configuração sugere estiramento segundo o *trend* NE-SW. Portanto, pórfiros simétricos e linhas materiais com pouca ou nenhuma rotação coincidem com o eixo de estiramento principal do duplex (Figura 29).

Esse conjunto de estruturas se apresenta concordante com o modelo mecânico transpressivo dextral proposto para o Duplex Lavras da Mangabeira (Figura 30). A simetria normalmente encontrada indica o desenvolvimento da deformação em fluxo coaxial, com vorticidade próxima de zero e, portanto, predomínio da componente cisalhamento puro.

5.4 ELEMENTOS DE TRAMA

A trama diz respeito à configuração de objetos penetrativos nas rochas, tais como planos e linhas (Fossen 2016). Dessa forma, os elementos de trama são aqueles que caracterizam essas estruturas e fornecem informações quanto aos mecanismos de deformação atuantes.

Os principais elementos de trama identificados nas rochas estudadas são a) orientação preferencial de cristais alongados recristalizados, representados principalmente por quartzo *ribbon*, que define lineação e foliação (Figura 26A); b) orientação preferencial de cristais planares recristalizados, tais como micas e anfibólio, os quais definem planos de foliação (Figura 28B); c) agregados de cristais alongados ou planares que definem foliação, representados por agregados quartzofeldspáticos e de minerais máficos (Figura 26-28); d) faixas com concentração de minerais máficos que indicam início de bandamento composicional (Figura 28); e) bolsões alongados constituídos por material anatético (Figura 11C, 18A); e f) estruturas mesoscópicas do tipo *augen*, *boudin* e dobra (Figura 18, 19).

Esse conjunto indica o predomínio de deformação cristalplástica (Fossen & Cavalcante 2017, Passchier *et al.* 1993, Passchier & Trouw 2005). Além disso, esses elementos de trama caracterizam uma certa obliquidade, já que não são sempre paralelos entre si (Figura 28). Essa característica é explicada como uma resposta à presença de esforços não-coaxiais (componente cisalhamento simples) durante a progressão da deformação. Portanto, são coerentes com as condições de alta temperatura, sob regime transpressivo, esperadas para rochas do Duplex Lavras da Mangabeira.

5.5 INTENSIDADE DE STRAIN E PARTIÇÃO DA DEFORMAÇÃO

A intensidade de *strain* nas rochas estudadas foi definida com base nos critérios apresentados por Passchier *et al.* (1993). As seguintes características de trama foram

reconhecidas: a) *boudins* (Figura 18) e dobras isoclinais (Figura 19) concordantes com a foliação; b) veios e/ou camadas subparalelos que partilham foliação e/ou lineação em comum (Figura 22, 23); c) *augens* originados por deformação (Figura 18); d) lentes de material menos deformado (Figura 19); e e) eixos de dobras subparalelos à lineação de estiramento mineral (Figura 16G).

Esse conjunto de trama indica que as rochas da área de estudo foram afetadas por altas taxas de *strain*, que se desenvolveu de forma particionada. A partição da deformação é evidente na presença de tramas heterogêneas em um mesmo volume de rocha, o que indica que o fluxo deformacional foi diferente de local para local (Figura 22, 23).

Contudo, Passchier *et al.* (1993) destacam que é possível encontrar domínios, em alguma escala, onde a deformação atuou de forma relativamente homogênea. Nas rochas estudadas essa possibilidade se traduziu nos domínios de foliação milonítica (DF), domínios de dobras (DB) e domínios de cinemática dextral (DD), encontrados em escala de afloramento e descritos na seção 4.2.3.

Mesmo esses domínios exibem algum nível de heterogeneidade devido a partição da deformação. Por exemplo, o DB registra o aumento da intensidade de *strain* ao preservar desde dobras bem definidas, com antifforme e sinforme, até dobras transpostas e “sem raízes” (Figura 19). Essa variação está diretamente relacionada ao avanço do DF, que também apresenta heterogeneidades internas, registradas na presença de pequenas faixas de ultramilonitos e blastomilonitos (Figura 11D).

Outro parâmetro que reafirma a deformação particionada é a presença de granitoides e migmatitos no sistema (Figura 11A, 11B, 13). A fusão parcial é capaz de alterar a reologia e densidade das rochas, além de gerar segregação entre fases líquidas e sólidas (Vanderhaeghe 2009). Essas mudanças afetam o comportamento mecânico, de forma que rochas parcialmente fundidas apresentam menos resistência à deformação quando comparada a rocha sólida (Tibaldi *et al.* 2019, Vanderhaeghe 2009, Yu *et al.* 2019). Portanto, o alto contraste reológico entre líquido, magma e sólido deve ter tido papel importante na propagação das altas taxas de deformação nas rochas da região estudada.

5.6 ANATEXIA CRUSTAL EM ORÓGENOS

O registro geológico de terrenos gnáissicos de alto grau com a presença de migmatitos e granitoides indica que a fusão parcial e magmatismo estão intimamente relacionados a evolução termal e mecânica de orógenos em uma variedade de situações tectônicas (Brown 2007, Marchildon & Brown 2003, Tibaldi *et al.* 2019, Vanderhaeghe 2009, Yu *et al.* 2019).

A anatexia crustal é o principal processo responsável por diminuir drasticamente a resistência de rochas à deformação, o que promove rápido aumento de *strain*, e influencia diretamente na forma como cinturões orogênicos se desenvolvem (Rosenberg & Handy 2005). O *melt* gerado por fusão parcial na crosta média e inferior é segregado, extraído e levado até níveis crustais mais rasos (Brown 2007, Vanderhaeghe 2009, Yu *et al.* 2019).

Entender como os produtos de anatexia se deslocam na crosta terrestre, em um contexto de tectônica compressiva/transpressiva, e como influenciam no desenvolvimento de sistemas orogênicos, tem sido o objetivo de muitas pesquisas (Brown 2001, Brown 2007, Rosenberg & Handy 2005, Sawyer 1994, Sawyer 1996, Tibaldi *et al.* 2019, Yu *et al.* 2019). Nesse contexto, Vanderhaeghe (2009) sintetiza diversas formas de fluxo anatético na crosta terrestre e discute suas características de segregação, mobilidade e colocação.

A evolução de um orógeno gera fluxos de calor que instabilizam minerais, os quais entram em fusão parcial na escala de cristais (Figura 31). Esse processo gera pequenas bolsas de leucossomas, que posteriormente se conectam até formar uma rede de diques e sills graníticos (Figura 31). Tal rede permite a migração de *melt* para fora da zona parcialmente fundida, o que gera corpos intrusivos de granitoides extremamente evoluídos (Figura 31) e produz concentrados máficos residuais (Vanderhaeghe 2009).

Caso a fusão parcial evolua, de forma que a extração e migração do *melt* não sejam suficientes para drenar a zona parcialmente fundida, o acúmulo da fase líquida conduz para a perda da continuidade do arcabouço sólido da rocha e leva à formação de magma (Figura 32; Brown 2007, Sawyer 1996, Vanderhaeghe 2009).

O Ciclo Brasileiro representa uma orogênese desenvolvida a partir do Neoproterozoico, marcada por metamorfismo de médio a alto grau, intensa deformação e expressivo magmatismo (Corsini *et al.* 1996, Fetter 1999, Freimann 2014, Gorayeb *et al.* 2011, Hasui *et al.* 2012, Hollanda 2012, Martins *et al.* 2009, Nascimento *et al.* 2010, Neves 2003, Pedrosa Jr 2015, Rogers & Santosh 2004, Santos *et al.* 2001, Santos *et al.* 2008b).

Contudo, o conhecimento a respeito da presença, forma de desenvolvimento e importância da rede de conteúdo anatético na evolução da Província Borborema é limitado. Na área de estudo são reconhecidos protomilonitos, derivados de granodioritos e/ou monzogranitos; sienogranitos; e lentes de migmatitos. O modelo tectônico evolutivo, apresentado na Seção 5.8, sugere que essas rochas podem representar material extrudido, via migração de *melt* e magma, durante a atividade tectônica.

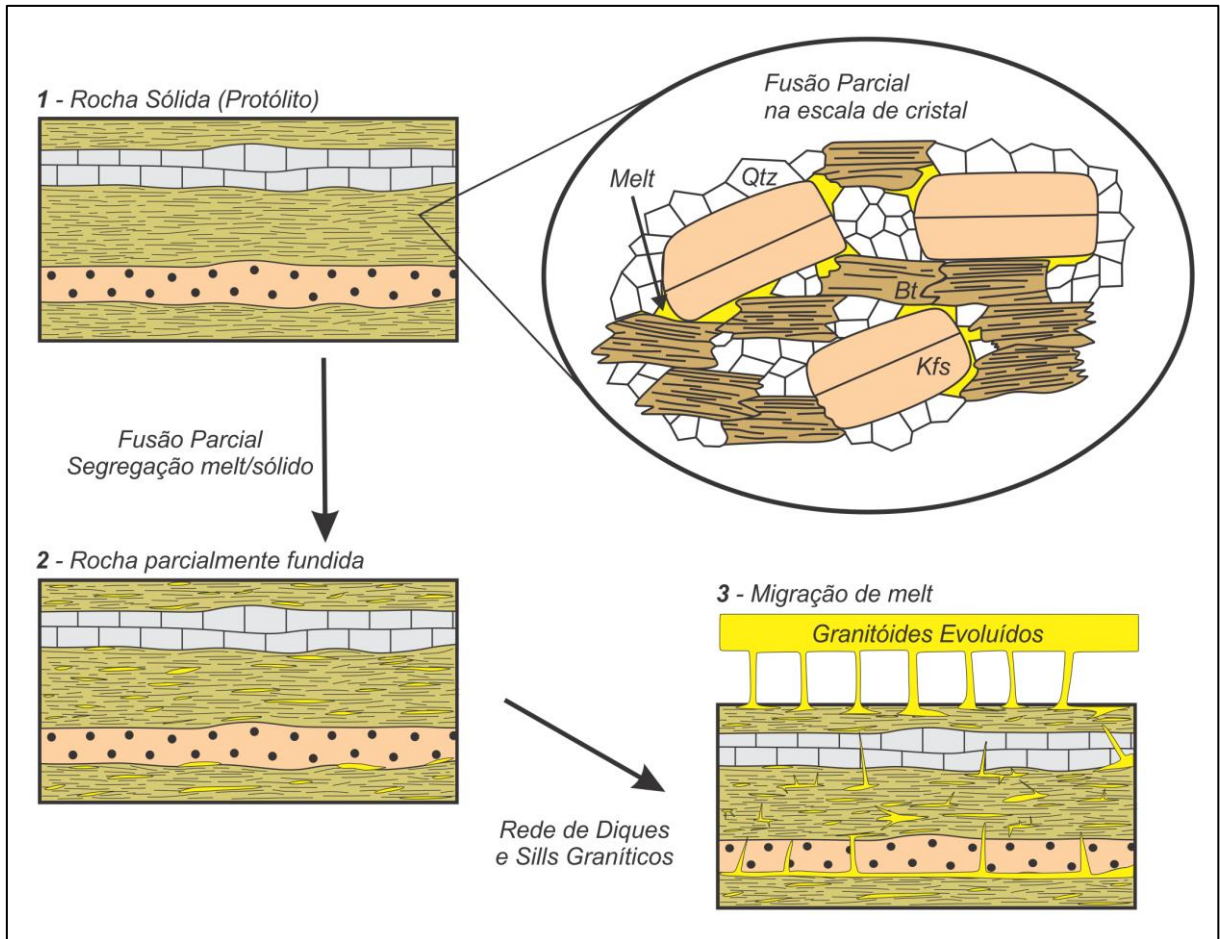


Figura 31 – Modelo para a geração, segregação e migração de *melt* na crosta terrestre no contexto de orógenos. A fusão parcial tem início na escala de cristais com a geração de pequenas bolsas de leucossoma, as quais podem se conectar e formar uma rede de diques e sills graníticos, que funciona como conduto de material anatético para fora da zona parcialmente fundida. Fonte: Modificado de Vanderhaeghe (2009).

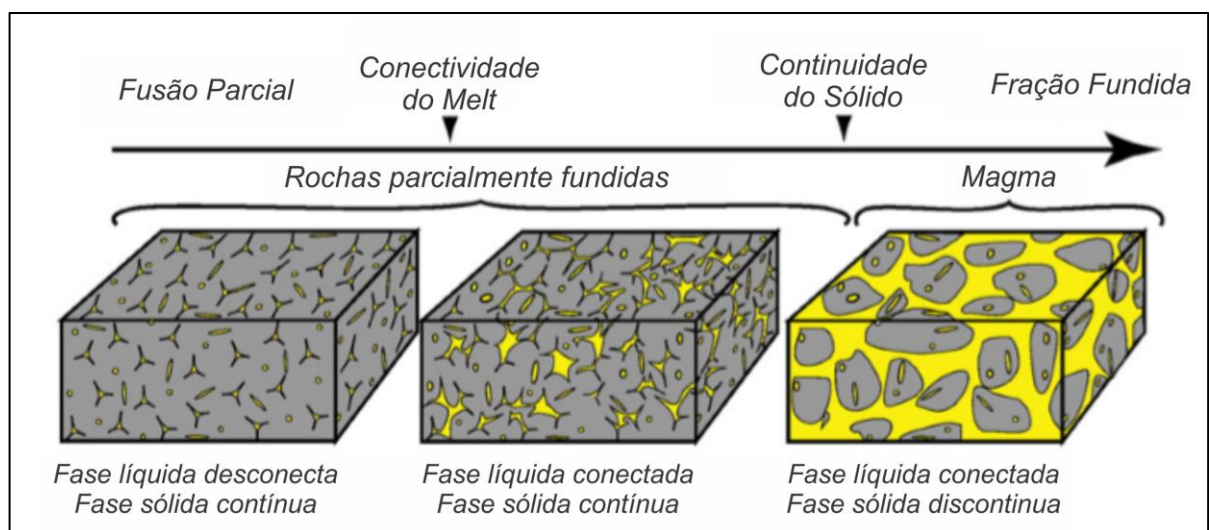


Figura 32 – Modelo evolutivo de rochas parcialmente fundidas para a geração de magma com o avanço da fusão parcial. A fase sólida é representada pela porção cinza e a fase líquida pela porção amarela. O acúmulo de *melt* no sistema conduz à conectividade da fase líquida, seguida por descontinuidade da fase sólida, até que a fração fundida seja suficiente para a definir a formação de magmas. Fonte: Modificado de Vanderhaeghe (2009).

5.7 MODELO TECTÔNICO EVOLUTIVO

As rochas da região estudada representam porções arqueanas a paleoproterozoicas que foram retrabalhadas durante o Ciclo Brasileiro no Neoproterozoico, em um ambiente dúctil, sob condições metamórficas de médio a alto grau e regime tectônico transpressivo dextral (Corsini *et al.* 1996, Freimann 2014).

Os dados obtidos nesse trabalho, somados às informações presentes na literatura, possibilitaram a sugestão de uma proposta que pode contribuir para o entendimento do modelo tectônico evolutivo do terreno geológico exposto na área de estudo. Esse modelo é descrito a seguir.

Protólitos representantes do Complexo Caicó (2,2 Ga U-Pb; Calado *et al.* 2017, Gomes *et al.* 2018, Legrand *et al.* 1991, Souza *et al.* 2007) foram submetidos a condições mais altas de temperatura e *strain*, devido a instalação do Lineamento Patos e Duplex transpressivo Lavras da Mangabeira (Almeida *et al.* 1997, Freimann 2014, Viegas *et al.* 2013, Viegas *et al.* 2014).

As novas condições conduziram ao processo de metamorfismo na fácies anfibolito (Tabela 2), onde minerais máficos começaram a se alinhar em direção preferencial (Seção 4.3.5) e os minerais félsicos a recrystalizar por MBG e RSG (Seção 4.3). Essas estruturas microtectônicas se refletiram em estruturas mesoscópicas, principalmente planos de foliação (Seção 4.2.1.1). O regime tectônico transpressivo provavelmente deu origem a um terreno dobrado (Figura 33; Seção 4.2.1.5).

Com o desenvolvimento do orógeno, as condições de temperatura e *strain* devem ter aumentado continuamente, até que os minerais félsicos começaram a fundir na escala de cristais (Figura 31). O avanço da fusão parcial deve ter atingido o grau de conectividade do *melt* (Figura 32), o que começou a segregar fases líquidas evoluídas de fases sólidas residuais, e conduziu para a geração de migmatitos (Figura 11, 33).

A presença de *melt* no sistema faz com que as taxas de deformação aumentem drasticamente (Brown 2007, Rosenberg & Handy 2005, Vanderhaeghe 2009, Yu *et al.* 2019), o que acelera os processos de milonitização (Seção 4.1.3) e fusão parcial. O aumento da intensidade de *strain* é refletido no avanço e transposição da foliação milonítica em relação às dobras (Figura 19, 22, 23, 33), que passam a ser preservadas apenas em lentes de material menos deformado devido a partição da deformação (Seção 5.5)

A fusão parcial provavelmente gerou volumes expressivos de magma que, devido a presença da componente cisalhamento puro (Seção 5.3), foram extrudidos verticalmente em

direção ao eixo de estiramento principal (Figura 29, 30) e colocados em níveis crustais mais rasos.

Posteriormente, a região passou por exumação tectônica dentro do sistema orogênico, o que levou ao retrometamorfismo indicado pela presença de actinolita na paragênese mineral dos milonitos (Tabela 2; Figura 12E-H). Esse soerguimento fez com que magmas granodioríticos e/ou monzograníticos, representantes de níveis crustais mais profundos, fossem colocados entre os planos de foliação milonítica (Figura 33; Seção 5.1). Como o *strain* permanece alto, esses granitoides são milonitizados e dão origem aos protomilonitos (Figura 33; Seção 4.1.2).

O processo de exumação tectônica dentro do sistema orogênico parece ter continuado, o que levou as rochas para níveis crustais mais rasos, em menores temperaturas e *strain*, onde diques de sienogranitos foram intrudidos, principalmente concordantes com a foliação (Figura 13, 14, 22, 23, 31, 33). Após isso, as rochas da área de estudo foram afetadas por tectônica rúptil e rúptil/dúctil, preservada na presença de fraturas e dobras forçadas (Seção 4.2.2).

A figura 33 apresenta uma ilustração esquemática que resume o modelo tectônico evolutivo proposto acima.

5.8 CONSIDERAÇÕES SOBRE OS MUSCOVITA QUARTZITOS

Os métodos utilizados no presente estudo não foram suficientes para fornecer determinadas informações a respeito dos muscovita quartzitos e sua exata contribuição na história evolutiva da região. Portanto, duas questões permanecem abertas.

O primeiro questionamento diz respeito a presença de dobras forçadas nesse litotipo, o que sugere deformação em um ambiente de transição rúptil/dúctil (Seção 4.2.2.2). Essas estruturas são geradas em resposta ao desenvolvimento de fraturas subverticais, de direção NNW-SSE e cinemática dextral (Figura 21). Assim, parte da tectônica entendida como rúptil posterior, na verdade, pode ter sido desenvolvida durante o mesmo evento deformacional, registrando apenas variações de nível crustal devido processos de exumação tectônica?

O segundo questionamento diz respeito a origem dessas rochas. É possível que os muscovita quartzitos sejam formados como produtos extremos da segregação *melt/sólido* no avanço da fusão parcial? Ou eles representam uma fatia remobilizada durante a instalação do Duplex Lavras da Mangabeira e, portanto, têm sua gênese relacionada a outro contexto geológico?

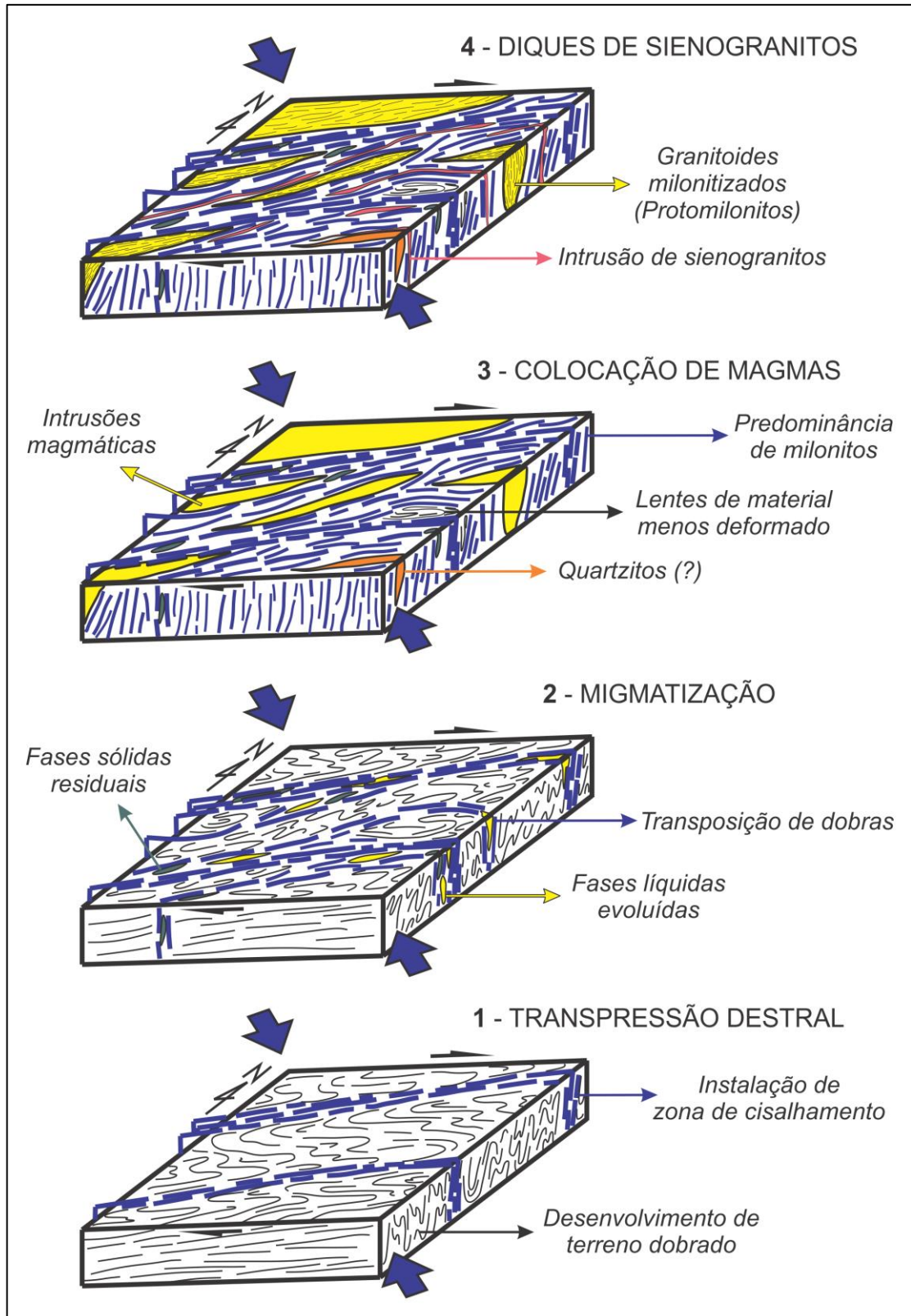


Figura 33 - Proposta de modelo tectônico evolutivo para as rochas da área estudada. (1) O protólito começa a ser estruturado pela evolução da tectônica transpressiva destrala. (2) A conectividade do *melt* gera migmatização com a segregação de fases líquidas evoluídas e fases sólidas residuais. As dobras passam a ser transpostas pela foliação milonítica. (3) Os milonitos passam a ser predominantes e magmas anatóticos se colocam concordantes aos planos de foliação. Dobras são preservadas em lentes de material menos deformado. (4) Protomilonitos são formados a partir da milonitização de granitoides. Intrusões de diques de sienogranitos concordantes aos planos de foliação ocorrem de forma expressiva.

6 CONCLUSÕES

Os dados apresentados nesse trabalho permitiram discussões a respeito da caracterização geométrica e cinemática da deformação, intensidade e partição de *strain*, magmatismo, metamorfismo, mecanismos de deformação microtectônica, bem como a elaboração de uma proposta de modelo tectônico evolutivo para as rochas estudadas, relacionadas ao desenvolvimento do Duplex Lavras da Mangabeira, no contexto do Ciclo Brasileiro da Província Borborema. Nesse sentido, foram alcançadas as seguintes conclusões:

- A parte analisada do Duplex Lavras da Mangabeira é representada principalmente por um domínio transpressivo dominado por cisalhamento puro, com eixos de esforços NW e SE. A componente cisalhamento puro conduziu a estiramento e remobilização tectônica vertical na direção NE-SW, seguindo o *rake* de baixo ângulo. Essa componente parece exercer uma forte influência no desenvolvimento de duplexes dúcteis;

- A intensidade da deformação é alta e difere de local para local, o que a caracteriza como heterogênea e particionada. A forte partição de *strain* é traduzida em importante partição geométrica e cinemática;

- A estruturação encontrada nas rochas estudadas é concordante com a esperada para satisfazer o modelo mecânico de duplex transpressivo dextral, postulado por Corsini *et al.* (1996);

- Os estudos petrológicos indicam uma paragênese mineral na fácies anfibolito. Os estudos microtectônicos sugerem o predomínio de deformação cristalplástica desenvolvida em altas condições de temperatura. Portanto, as análises microscópicas apontam para temperaturas de metamorfismo e deformação entre 500°C e 700°C. Essas condições são concordantes com o esperado para as rochas envolvidas no desenvolvimento do Duplex Lavras da Mangabeira (Freimann 2014);

- A granitogênese encontrada na área de estudo é relacionada a processos de anatexia crustal, os quais têm mostrado importância influência no desenvolvimento de sistemas orogênicos (Brown 2001, Brown 2007, Marchildon & Brown 2003, Rosenberg & Handy 2005, Sawyer 1994, Sawyer 1996, Tibaldi *et al.* 2019, Vanderhaeghe 2009, Yu *et al.* 2019). Portanto propõe-se melhores investigações a respeito da contribuição desses processos na evolução geológica da Província Borborema.

REFERÊNCIAS

- Almeida F. D., Hasui Y., Brito Neves B. D., Fuck R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In: 8º Simpósio de Geologia do Nordeste, Atas...*, p. 363-391.
- Ancelmi M. F. 2016. *Geocronologia e geoquímica das rochas arqueanas do Complexo Granjeiro, Província Borborema*. PhD Thesis, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 00p.
- Archanjo C. J., Viegas L. G., Hollanda M. H. B., Souza L. C., Liu D. 2013. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): constraints from UPb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. *Gondwana Research*, **23**(2): 701-714.
- Arthaud M. H., Fuck R. A., Dantas E. L., Santos T. J. S., Caby R., Armstrong R. 2015. The Neoproterozoic Ceará Group, Ceará Central domain, NE Brazil: Depositional age and provenance of detrital material. New insights from U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**: 223-237.
- Bautista J. M. R. 2012. *Estudo de proveniência sedimentar de sequências neoproterozóicas ao longo do lineamento Patos (Província Borborema, NE do Brasil)*. MS Dissertation, Universidade de São Paulo, São Paulo, xvi, 70, xxivp.
- Brown M. 2001. Orogeny, migmatites and leucogranites: a review. *Journal of Earth System Science*, **110**(4): 313-336.
- Brown M. 2007. Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. *Journal of the Geological society*, **164**(4): 709-730.
- Bucher K. & Grapes R. 2011. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Heidelberg, Springer Science & Business Media.
- Calado B.O., Rocha J.M.A.C., Gomes I.P., Freire D.P.C., Holanda J.L.R. 2017. *Carta Geológica - Geofísica. Folha SB.24-Y-B-VI Cedro. Estado do Ceará*. Fortaleza, CPRM, 1 mapa color, 97 x 70 cm. Escala 1:100.000. Projeto Novas Fronteiras – PNF.
- Carreras J., Cosgrove J. W., Druguet E. 2013. Strain partitioning in banded and/or anisotropic rocks: Implications for inferring tectonic regimes. *Journal of Structural Geology*, **50**: 7-21.
- Cembrano J., Lavenu A., Reynolds P., Arancibia G., López G., Sanhueza A. 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, **354**(3-4): 289-314.
- Centeno V.V. & Silva Junior O. G. 2015. Utilização dos softwares google earth pro e zoner photo studio para obtenção de imagens 3D. *In: 9º Jornada de Iniciação Científica dos Grupos PET, Belém, Resumos...* p.00-00.
- Corsini M., Vauchez A., Caby R. 1996. Ductile duplexing at a bend of a continental-scale strike-slip shear zone: example from NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, **18**(4): 385-394.

Crepani E. & Medeiros J. D. 2004. *Imagens fotográficas derivadas de MNT do projeto SRTM para fotointerpretação na geologia, geomorfologia e pedologia*. São José dos Campos, INPE.

Dewey J. F., Holdsworth R. E., Strachan R. A. 1998. Transpression and transtension zones. *Geological Society, London, Special Publications*, **135**(1): 1-14.

Dias L. G. D. S. 2006. *Caracterização geológica, geoquímica e geocronológica da suíte plutônica enoproterozóica da região de Serrinha, porção Centro-Leste do maciço São José de Campestre, Sudeste do RN*. MS Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, xiv, 93p.

El-Wahed M. A. A. & Kamh S. Z. 2010. Pan-African dextral transpressive duplex and flower structure in the Central Eastern Desert of Egypt. *Gondwana Research*, **18**(2-3): 315-336.

Eusden Jr J. D., Pettinga J. R., Campbell J. K. 2000. Structural evolution and landscape development of a collapsed transpressive duplex on the Hope Fault, North Canterbury, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **43**(3): 391-404.

Fetter A. H. 1999. *U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana*. MS Dissertation, University of Kansas, Geology, 164p.

Fettes D. & Desmons J. (ed.). 2011. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press.

Fossen H. 2012. *Geologia estrutural*. São Paulo, Oficina dos textos.

Fossen H. 2016. *Structural geology*. Cambridge, Cambridge University Press.

Fossen H. & Cavalcante G. C. G. 2017. Shear zones—A review. *Earth-Science Reviews*, **171**: 434-455.

Fossen H., Cavalcante G. C. G., Pinheiro R. V. L., Archanjo C. J. 2019. Deformation—Progressive or multiphase?. *Journal of Structural Geology*., **125**: 82-99, Ago.

Fossen H. & Tikoff B. 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. *Geological Society, London, Special Publications*, **135**(1): 15-33.

Freimann M. D. A. 2014. *Geocronologia e petrografia de quartzos milonitos do duplex transcorrente de Lavras da Mangabeira*. MS Dissertation, Universidade de São Paulo, São Paulo, 83p.

Gomes I.P., Braga I.F., Rocha J.M.A.C., Palheta E.S.M, Vale Filho D., Freire D.P.C., Holanda J.L.R. 2018. *Carta geológica-geofísica. Folha SB.24-Y-B-VI Cedro. Estado do Ceará*. Fortaleza, CPRM. Projeto Novas Fronteiras, 1 mapa color, 97 x 70 cm. Escala 1:100.000

- Gorayeb P. S. S., Barbosa R. D. C.O.de, Moura C. A. V., Lemos R. L. 2011. Petrografia, geocronologia e significado tectônico do Nefelina Sienito Brejinho: extremo noroeste da Província Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, **41**(3): 390-407.
- Hasui Y., Carneiro C. D. R., Almeida F. F. M.de, Bartorelli A. (eds.). 2012. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca. 900p.
- Harland W. B. 1971. Tectonic transpression in caledonian Spitsbergen. *Geological Magazine*, **108**(1): 27-41.
- Hollanda M. H. B. M. 2012. *Geocronologia de eventos magmáticos e mineralizações associadas no Precambriano da Faixa Seridó, Província Borborema*. PhD de Livre Docência, Universidade de São Paulo, São Paulo, Instituto de Geociências e Astronomia, 94p.
- Hollanda M. H. B. M., Archanjo C. J., Bautista J. R., Souza L. C. 2015. Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of the Seridó and Lavras da Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance. *Precambrian Research*, **258**: 186-207.
- Jones R. R. & Tanner P.W. 1995. Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology*, **17**(6): 793-802.
- Legrand J. M., Liegeois J. P., Deutsch S. 1991. Datação U/Pb e Rb. Sr das rochas precambrianas da região de Caicó-Reavaliação da definição de um embasamento arqueano. In: SBG, 14th Simp. Geol. Nordeste, *Abstract...*, 12, p. 276-279.
- Li W., Liu S., Wang Y., Qian T., Gao T. 2017. Duplex thrusting in the South Dabashan arcuate belt, central China. *Journal of Structural Geology*, **103**: 120-136.
- Lisle R. J., Brabham P. J., Barnes J. W. 2014. *Mapeamento Geológico Básico-: Guia Geológico de Campo*. Porto Alegre, Bookman Editora.
- Marchildon N. & Brown M. 2003. Spatial distribution of melt-bearing structures in anatectic rocks from Southern Brittany, France: implications for melt transfer at grain-to orogen-scale. *Tectonophysics*, **364**(3-4): 215-235.
- Martins G., Oliveira E. P., Lafon J. M. 2009. The Algodões amphibolite-tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: geochemical and geochronological evidence for Palaeoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Research*, **15**(1): 71-85.
- Medeiros V. C., do Nascimento M. A. L., Galindo A. C., Dantas E. L. 2012. Augen gnaisses riacianos no Domínio Rio Piranhas-Seridó-Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, **12**(2): 3-14.
- Nascimento R. S. C. D., McReath I., Galindo A. C. 2010. Relationships between shearing and granitic magma emplacement: the Remígio-Pocinhos shear zone in the São José do Campestre massif, NE Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, **10**(3): 03-18.

Neves S. P. 2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, **22**(4): 5-1-5-14. 1031. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2001TC001352>.

Oliveira M. T. D., Nascimento M. A. L. do, Galindo A. C. 2014. Definição de suítes magmáticas em corpos ediacaranos no extremo NE da Província Borborema (estado do Rio Grande do Norte): Plútons Pitombeira, Taipu e Gameleira. *Geologia USP. Série Científica*, **14**(4): 61-80.

Parente C. V. & Arthaud M. H. 1995. O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4): 297-306.

Passchier C., Myers J., Kröner A. 1993. *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau*. Trad. de M. Figueiredo. Edusp. São Paulo, 188p.

Passchier C. W. & Trouw, R. A. J. 2005. *Microtectonics*. New York, Springer Science & Business Media.

Pedrosa Jr N. C. 2015. *Interpretação e modelagem de dados geofísicos no estudo da evolução geotectônica do rifte de Jaibaras-NE do Brasil*. PhD Thesis Instituto de Geociências. Universidade de Brasília, Brasília,DF, 187p.

Pitarello M. Z. 2015. *Petrografia e geoquímica das formações ferríferas bandadas do complexo arqueano granjeiro (2, 54 Ga), NE do Brasil: implicações tectônicas e paleoambientais*. MS Dissertation, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, xxii, 96 p.

Rogers J. J. & Santosh M. 2004. *Continents and supercontinents*. New York, Oxford University Press.

Rosenberg C. L. & Handy M. R. 2005. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *Journal of metamorphic Geology*, **23**(1): 19-28.

Rowland S. M., Duebendorfer E. M., Schiefelbein I. M. 2013. *Structural analysis and synthesis: a laboratory course in structural geology*. New Jersey, John Wiley & Sons.

Sá J. M., Bertrand J. M., Leterrier J. 1991. Geodynamic evolution and Geochronology (U-Pb, Rb-Sr and K-Ar) of the Oros belt, NE Brazil. *Comptes Rendus de L Academie des Sciences Serie II*, **313**(2): 231-237.

Sá J. M., Galindo A. C., Legrand J. M., Souza L. C. de, Maia H. N. 2014b. Os granitos ediacaranos no contexto dos terrenos Jaguaribeano e Rio Piranhas-Seridó no Oeste do RN, Província Borborema. *Estudos Geológicos*, **24**(1): 3-22.

Sá J. M., Souza L. C., Legrand J. M., Galindo A. C., Fillippi R. R. 2014a. U-pb and Sm-Nd data of the Rhyacian and Statherian orthogneisses from Rio Piranhas-Seridó and Jaguaribeano terranes, Borborema Province, northeast of Brazil. *Geol. Usp. Série Cient*, **14**(3):97-110.

Sarkar G., Matin A., Sensarma S. 2017. Submagmatic fabric in the 2.6 Ga Bundelkhand granitoid, India: evidence from microstructure. *Current Science*, **112**(2): 348-354.

Sanderson D. J. & Marchini W. R. D. 1984. Transpression. *Journal of structural Geology*, **6**(5): 449-458.

Santos T. J., Fetter A. H., Hackspacher P. C., Van Schmus W. R., Nogueira Neto J. D. A. 2004. Structural and geochronological studies of the Médio Coreaú Domain, NE Brazil: constraints on Brasiliano/Pan-African tectonic evolution in the NW part of the Borborema Province. *Journal of the Virtual Explorer.*, **17**. <http://dx.doi.org/10.3809/jvirtex.2004.00112>.

Santos T. J. S., Fetter A. H., Neto J. N. 2008a. Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, **294**(1): 101-120.

Santos T. J. S., Fetter A. H., Hackspacher P. C., Van Schmus W. R., Neto J. N. 2008b. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**(3): 271-284.

Santos T. J. S., Neto J. D. A. N., Fetter A. H., Hackspacher P. C. 2001. Petrografia e litogeoquímica das rochas do embasamento cristalino da região de Granja-CE. *Geologia*, **14**(1): 33-48, jan.-dez.

Sawyer E. W. 1994. Melt segregation in the continental crust. *Geology*, **22**(11): 1019-1022.

Sawyer E. W. 1996. Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **87**(1-2): 85-94.

Silva L.C., Armstrong R., Pimentel M.M., Scandolaro G.R., Wildner W., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Rizzoto G., Quadros M.L.E.S., Sander A., Rosa A.L.Z. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruema. *Revista Brasileira de Geociências*, v. **32**(4): p.529-544.

Silva M.V.A., Carboni R.C.S., Araújo E.E. 2011. Uso da técnica de anaglifo como ferramenta auxiliar para as aulas práticas de sensoriamento remoto, geologia e geomorfologia em cursos de curta duração. In: INPE, 15º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), Curitiba, *Anais...* São José dos Campos, p. 00-00.

Silva A. Q., Domingos F.H.G., Junior A. G. S., Conceição R.A.C., Souza J.J. 2017. Uso de estereoscopia digital no ensino de mapeamento geológico nos cursos de formação em geociências. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 18, Santos, *Anais...* São José dos Campos: INPE, 2017.

Storti F., Holdsworth R. E., Salvini F. 2003. Intraplate strike-slip deformation belts. *Geological Society, London, Special Publications*, **210**(1): 1-14.

Streckeisen A. 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geologische Rundschau*, **63**(2): 773-786.

Soares P.C. & Fiori A.P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Not. Geomorfológicas*, Campinas, **16**(32): 71-104.

Souza Z. S., Martin H., Peucat J. J., Jardim De Sá E. F., Macedo M. H. D. F. 2007. Calc-alkaline magmatism at the archaean–proterozoic transition: the caicó complex basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, **48**(11): 2149-2185.

Souza Z. S., Kalsbeek F., Deng X. D., Frei R., Kokfelt T. F., Dantas E. L., Galindo A. C. 2016. Generation of continental crust in the northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archaean to Neoproterozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, **68**: 68-96.

Tibaldi A. M., Barzola M. G., Cristofolini E. A., Otamendi J. E., Demichelis A. H., Leisen M., Armas P. 2019. Syn-deformational anatexis along the Santa Rosa river section, Argentina: Feedback relations between deformation, metamorphism and melt extraction. *Journal of Structural Geology*, **124**: 151-167.

Twiss R. J. & Moores E. M. 1992. *Structural geology*. New York, Macmillan.

Ulbrich H. H. G. J., Ulbrich M. N. C., Ferreira F. J. F., Alves L. S., Guimarães G. B., Fruchting A. 2009. Levantamentos gamaespectrométricos em granitos diferenciados. I: revisão da metodologia e do comportamento geoquímico dos elementos K, Th e U. *Geologia USP. Serie Científica*, **9**(1):33-53, jan.

Vanderhaeghe O. 2009. Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics*, v. **477**(3-4): 119-134.

Van Schmus W. R., Brito Neves B. B.de, Williams I. S., Hackspacher P. C., Fetter A. H., Dantas E. L., Babinski M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre-to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, **127**(4): 287-327.

Van Schmus W. R., Kozuch M., Brito Neves B. B.de. 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **31**(2-3), 227-252.

Vasconcelos A. M. & Gomes F. E. M. (org.). 1998. *Iguatu*: Folha SB. 24-YB. Estado do Ceará. Brasília, DF, CPRM/DIEDIG/DEPA. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).

Vauchez A., Neves S., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., Arthaud M., Amaro V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**(3-4): 247-266.

Vernon R. 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Vis. Geosci.*, **5**: 1–23.

Viegas L. G. F., Archanjo C. J., Hollanda M. H. B., Vauchez A. 2014. Microfabrics and zircon U–Pb (SHRIMP) chronology of mylonites from the Patos shear zone (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research*, **243**: 1-17.

Viegas L. G. F., Archanjo C. J., Vauchez A. 2013. Fabrics of migmatites and the relationships between partial melting and deformation in high-grade transpressional shear zones: the Espinho Branco anatexite (Borborema Province, NE Brazil). *Journal of Structural Geology*, **48**: 45-56.

Woodcock N. H. & Fischer M. 1986. Strike-slip duplexes. *Journal of structural geology*, **8**(7): 725-735.

Woodcock N. H. & Rickards B. 2003. Transpressive duplex and flower structure: Dent fault system, NW England. *Journal of Structural Geology*, **25**(12): 1981-1992.

Yu P., Zhang Y., Zhou Y., Weinberg R. F., Zheng Y., Yang W. 2019. Melt evolution of crustal anatexis recorded by the Early Paleozoic Baiyunshan migmatite-granite suite in South China. *Lithos*, **332**: 83-98.

Zvirtes G., Philipp R. P., Camozzato E., Guadagnin F. 2017. Análise estrutural do Metagranito Capané, Complexo Porongos, Cachoeira do Sul, RS. *Pesquisas em Geociências*, **44**(1): 05-23.