UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 631

GEOCRONOLOGIA U-Pb-Hf DOS GRANITOS SINTRANSCORRENTES E RELAÇÕES ESTRUTURAIS AO LONGO DA ZONA DE CISALHAMENTO SOBRAL, NOROESTE DO CEARÁ

Dissertação apresentada por:

MURILO HENRIQUE SILVA DOS SANTOS
Orientador: Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro (UFPA)
Coorientador: Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb (UFPA)

BELÉM-PARÁ
2023

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 autor

---

S237g Santos, Murilo Henrique Silva dos.
Geocronologia U-Pb-Hf dos granitos sintranscorrentes e relações estruturais ao longo da zona de cisalhamento sobral, noroeste do Ceará / Murilo Henrique Silva dos Santos. — 2023.
134 f. : il. color.

Orientador: Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro
Coorientador: Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2023.

1. Geocronologia U-Pb-Hf. Lineamento Transbrasiliano. Zona de Cisalhamento Sobral. Granitos Sintranscorrentes. I. Título.

CDD 551.701

Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica

GEOCRONOLOGIA U-Pb-Hf DOS GRANITOS SINTRANSCORRENTES E RELAÇÕES ESTRUTURAIS NA ZONA DE CISALHAMENTO SOBRAL, NOROESTE DO CEARÁ

Dissertação apresentada por

MURILO HENRIQUE SILVA DOS SANTOS

Como requisito final à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA, linha de pesquisa GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.

Data de aprovação: 25 / 04 / 2023

Banca examinadora:

Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro
Orientador – UFPA

Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves
Membro - UFPE

Prof. Dr. Cândido Augusto Veloso Moura
Membro - UFPA

À minha família que é a base de tudo.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) que possibilitaram o desenvolvimento deste trabalho, por meio da disponibilidade de infraestrutura geral, de apoio ao campo, suporte de laboratórios e oficinas e ambiente de estudo e trabalho.

Ao Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro, orientador desta dissertação, pelas conversas, ensinamentos e paciência.

Ao Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb, coorientador deste trabalho, pelas conversas, ensinamentos e apoio em todas as etapas deste trabalho.

Ao servidor técnico-administrativo Afonso Quaresma de Lima do Instituto de Geociências, pela amizade e apoio durante o desenvolvimento dos trabalhos de campo.

Aos técnicos do Laboratório de Laminação do PPGG Joelma de Jesus Lobo e Bruno Fernandes Veras, pela confecção de lâminas delgadas e pastilhas de montagem de grãos de zircão que foram fundamentais para o desenvolvimento e conclusão desta dissertação.

Aos professores do PPGG que por meio de disciplinas, cursos e ensinamentos deram o embasamento necessário para a evolução deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa de Mestrado por meio do Edital nº 002/2018 do PPGG-UFPA e pelo financiamento de grande parte dos métodos por meio do Edital Universal 2017 coordenado pelo Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb, que possibilitou o custeio das análises químicas e isotópicas.

A superintendência da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM-Belém), especialmente ao Dr. Marcelo Lacerda Vasquez, pela disponibilização do Laboratório de Microscopia Eletrônica para a captura de imagens de catodoluminescência de grãos de zircão.

A técnica Jenny Ortega que fez a captura das imagens de catodoluminescência.

Ao Laboratório de Geocronologia e Geologia Isotópica - Pará-Iso do IG/UFPA, onde foram realizados os estudos geocronológicos e isotópicos.

Enfim, agradeço a todos que contribuíram de maneira direta e indireta para que esta dissertação fosse concluída.

“Pois, que adianta ao Homem ganhar o mundo
inteiro e perder a sua alma?”
- Marcos 8:36

RESUMO

O Lineamento Transbrasiliano (LTB) é uma estrutura intercontinental que se consolidou no final do Neoproterozoico. Possui aproximadamente 4.000 km de comprimento, estendendo-se do Paraguai e Argentina, cortando o centro-oeste e nordeste do Brasil, prolongando-se para o continente africano. Na porção noroeste do Estado do Ceará, este lineamento é denominado de Zona de Cisalhamento Sobral (ZCS), apresentando, majoritariamente, feições de movimentação dextral e foliação milonítica na direção NE-SW, separando os domínios Noroeste do Ceará (DNC) e Ceará Central (DCC). Os estudos realizados na escala mesoscópica, permitiram identificar granitos sintranscorrentes ao longo da ZCS com intensidades de milonitização distintas; foliações primárias totalmente transpostas por processos dinâmicos relacionados a movimentação transcorrente da ZCS, que geraram foliações miloníticas com alto mergulho (vertical/subvertical) principalmente na direção NE-SW; além de lineação de estiramento mineral horizontal; bem como cinemática predominantemente dextral, raramente sinistral. Na escala microscópica, os granitos sintranscorrentes foram classificados petrograficamente e subdivididos em 2 grupos: G1 (sienogranitos e monzogranitos miloníticos) e G2 (granodioritos miloníticos); e por meio da análise microestrutural foi possível interpretar as condições de deformação que afetaram os componentes minerais destas rochas. As microestruturas são características de deformação dúctil que recristalizaram cristais de quartzo e plagioclásio por mecanismos *SGR (Subgrain Rotation) e GBM (High-Temperature Grain Boundary Migration)* de alta temperatura, gerando tramas *S-C*, migração no limite do cristal, subgrãos, estrutura *window*, núcleo-manto e feldspatos *fish*. Os minerais micáceos apresentam feições dúcteis tipo *fish* indicando deformação dextral, isoladamente sinistral. A semelhança das estruturas mesoscópicas, macroscópicas e microscópicas permitem afirmar que a milonitização imposta pela transcorrência da ZCS é registrada e coerente em todas as escalas. A partir dos dados geoquímicos é possível notar que esses granitos possuem caráter ácido (SiO2 > 67%) e peraluminoso; são predominantemente de ambientes sincolisionais; e que o G2 é pouco fracionado (Rb/Sr < 0,5) com razão Rb/Sr entre 0,1 e 0,3. De outro lado, o G1 apresenta característica de suíte fracionada moderada a alta (Rb/Sr > 0,5 e < 20,5) com razão Rb/Sr entre 1,0 e 2,4. Apenas uma amostra do G1 apresenta baixo grau de fracionamento (Rb/Sr = 0,2). Há enriquecimento de elementos litófilos (LILE) que incluem o Ba e Rb são relativamente mais enriquecidos em comparação com os ETRL como o La, Ce e o Nd, e em relação aos elementos com alto campo de força (HFS) como o Th, Ti, Zr, Nb e Ta. Há também enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP, e isto é confirmado pela leve inclinação do diagrama de ETR. As amostras de dois granodioritos miloníticos (MH-19-05 e MH-19-09) foram analisadas por meio do método U-Pb-Hf em foram obtidas as idades concórdia de cristalização em 589±6 Ma (Ediacarana) com MSWD=1,5 e de intercepto superior herdada paleoproterozoica de 2171±21 Ma (Riaciano) com MSWD=0,81 na amostra 09. Na amostra 05 foi obtida idade de intercepto superior Paleoproterozoica de 2094±37 Ma (Riaciano tardio) com MSWD=1,6. As idades Hf-T_{DM}^{C} na amostra 09 foram calculadas em 0,59 Ga e variam de 2,21 a 2,33 Ga e os valores ε_{Hf} (0,59 Ga) são fortemente negativos variando de –11,5 a –13,4 (fontes riacianas-siderianas oriundas de retrabalhemento crustal); e em 2,17 Ga e variam de 2,50 a 3,16 Ga e seus valores ε_{Hf} (2,17 Ga) variam de –6,9 a +3,7 (mistura de fontes crustais e mantélicas neoarqueanas-mesoarqueanas). Na amostra 05 as idades Hf-T_{DM}^{C} foram calculadas em 2,09 Ga Ma e variam de 2,56 a 2,63 Ga com valores positivos de ε_{Hf} (2,09 Ga) que variam de +0,7 a +1,8 (fonte mantélica neoarqueana).

Palavras-chave: Geocronologia U-Pb-Hf; Lineamento Transbrasiliano; Zona de Cisalhamento Sobral; Granitos Sintranscorrentes.

ABSTRACT

The Transbrasiliano Lineament (LTB) is an intercontinental structure that was consolidated at the end of the Neoproterozoic. It is approximately 4,000 km long, extending from Paraguay and Argentina, cutting through the center-west and northeast of Brazil, extending to the African Continent. In the northwest portion of the State of Ceará, this lineament is called the Sobral Shear Zone (ZCS), presenting, mainly, features of dextral movement and mylonitic foliation in the NE-SW direction, separating the Northwest of Ceará (DNC) and Central Ceará domains (DCC). The studies carried out at the mesoscopic scale allowed identifying syntranscurrent granites along the ZCS with different mylonitization intensities; primary foliations completely transposed by dynamic processes related to the transcurrent movement of the ZCS, which generated mylonitic foliations with high dip (vertical/subvertical) mainly in the NE-SW direction; in addition to horizontal mineral stretch lineation; as well as predominantly dextral, rarely sinistral kynematics. On the microscopic scale, the syntranscurrent granites were classified petrographically and subdivided into 2 groups: G1 (mylonitic syenogranites and monzogranites) and G2 (mylonitic granodiorites); and through microstructural analysis it was possible to interpret the deformation conditions that affected the mineral components of these rocks. The microstructures are characteristics of ductile deformation that recrystallized quartz and plagioclase crystals by high temperature SGR (Subgrain Rotation) and GBM (High-Temperature Grain Boundary Migration) mechanisms, generating fabric s-c structures, migration at the crystal boundary, subgrains, window structure, core-mantle and feldspar fish. The micaceous minerals present fish ductile features indicating dextral deformation, isolatedly sinistral. The similarity of the mesoscopic, macroscopic and microscopic structures allowus to state that the mylonitization imposed by the occurrence of the ZCS is recorded and consistent at all scales. From the geochemical data it is possible to notice that these granites have an acid character (SiO_2 > 67%) and peraluminous; they are predominantly from syncolisional environments; and that the G2 is poorly fractionated (Rb/Sr < 0.5) with a Rb/Sr ratio between 0.1 and 0.3. On the other hand, the G1 presents a characteristic of a moderate to high fractional suite (Rb/Sr > 0.5 and < 20.5) with a Rb/Sr ratio between 1.0 and 2.4. Only one G1 sample has a low degree of fractionation (Rb/Sr = 0.2). There is enrichment of lithophile elements (LILE) which include Ba and Rb are relatively more enriched compared to ETRL such as La, Ce and Nd, and in relation to elements with high field strength (HFS) such as Th, Ti, Zr, Nb and Ta. There is also enrichment in LREE relative to HREE, and this is confirmed by the slight slope of the REE diagram. Samples of two mylonitic granodiorites (MH-19-05 and MH-19-09) were analyzed using the U-Pb-Hf method and the concord ages of crystallization were obtained at 589±6 Ma (Ediacaran) with MSWD=1.5 and of upper inherited Paleoproterozoic intercept of 2171±21 Ma (Rhyacian) with MSWD=0.81 in sample 09. In sample 05 a Paleoproterozoic upper intercept age of 2094±37 Ma (Late Rhyacian) with MSWD=1.6 was obtained. The Hf-T_{DM}^{C} ages in sample 09 were calculated at 0.59 Ga and range from 2.21 to 2.33 Ga and the ε_{Hf} (0.59 Ga) values are strongly negative ranging from –11.5 to – 13.4 (Rhyacian-Siderian sources from crustal reworking); and at 2.17 Ga and range from 2.50 to 3.16 Ga and their ε_{Hf} (2.17 Ga) values range from –6.9 to +3.7 (mixture of Neoarchean-Mesoarchean crustal and mantle sources). In sample 05, the Hf-T_{DM}^{C} ages were calculated at 2.09 Ga Ma and range from 2.56 to 2.63 Ga with positive values of ε_{Hf} (2.09 Ga) ranging from +0.7 to +1.8 (Neoarchean mantle source).

Keywords: U-Pb-Hf Geochronology; Transbrasiliano Lineament; Sobral Shear Zone; Syntranscurrent Granites.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo 2

Figura 2.1 – Mapa geológico da porção noroeste da Província Borborema com destaque para os domínios Noroeste do Ceará e Ceará Central, limitados pela Zona de Cisalhamento Sobral (ZCS) que compõe o Lineamento Transbrasiliano (Gorayeb *et al.* 2020). A localização da área de estudo é representada pelo polígono em azul 12

Figura 2.2 – Mapas com indicação do megalineamento Transbrasiliano-Kandi. A) Localização do LTB e das principais unidades geotectônicas na América do Sul (modificado de Gómez *et al.* 2022); B) Reconstituição do Gondwana Oeste com os principais crátons e a extensão do LTB para a África (Gorayeb *et al.* 2020); C) Disposição atual do LTB nos Continentes Sul-Americano e Africano (Bartorelli *et al.* 2020) 19

Figura 2.3 – Mapa geológico da Província Borborema contendo as principais unidades tectônicas e as principais estruturas que separam os domínios tectônicos, que são as zonas de cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSPII), Senador Pompeu (ZCSP), Sistema de Zona de Cisalhamento Patos (SZCPa) e Sistema de Zona de cisalhamento Pernambuco (SZCP) (Adaptado de Delgado *et al.* 2003) 24

Figura 3.1 – Aspectos gerais da ocorrência dos granitos deformados. A) Lajedo às margens da rodovia CE-362, na periferia da cidade de Sobral, composto por biotita granodiorito (Ponto MH-19-09); B) Bloco de biotita granodiorito às margens de CE-253 (MH-19-05); C) Bloco de Ultramilonito às margens da rodovia BR-403 no km 144 (Ponto MH-19-02); D) Lajedo de biotita granodiorito próximo à estrada de ferro em Sobral (MH-19-06); E) Blocos de muscovita monzogranito em frente ao cemitério municipal da cidade de Cariré (MH-19-04); e F) Corte da rodovia BR-403 no km 141, composto por biotita sienogranito (Ponto MH-19-01) 28

Figura 3.2 - Mapa geológico da região entre Sobral e Cariré com destaque para a localização dos granitos deformados, estradas e pontos de coleta em afloramentos (modificado de Pinéo *et al.* 2020) 29

Figura 3.3 – Aspectos gerais das unidades da área: A) Enderbito foliado da Unidade Cariré com veios quartzo-feldspáticos concordantes à foliação; B) Veios quarzto-feldspáticos com ocorrências da bandamentos com granadas concordantes à foliação dos enderbitos; C) Gnaisse milonítico da Unidade Independência com veios quartzo-feldspáticos concordante à foliação; D) Gnaisse migmatizado e milonitizado da Unidade Independência 30

Figura 4.1. – Diagrama de Streckeisen (1976) com plotagem das rochas graníticas sintranscorrentes da região de Sobral e Cariré. Vale destacar os *trends* composicionais das séries graníticas de Lameyre & Bowden (1982) 32

Figura 4.2 – Amostras de mão dos sienogranitos miloníticos. A) Amostra MH-19-01A com foliação milonítica marcante. B) Amostra MH-19-01C orientada. C) Amostra MH-19-01D com foliação milonítica. D) Amostra MH-19-03B com porfiroclastos rosa de álcali-feldspato entre a foliação milonítica 33

Figura 4.3 – Aspectos texturais microscópicos das amostras de sienogranitos miloníticos. A) Textura porfiroclástica composta principalmente por porfiroclastos de microclínio e

plagioclásio dispostos na matriz milonítica na amostra MH-19-01A. Alguns cristais de quartzo formam agregados poligonais assimétricos indicando cinemática dextral. B) Textura mimerquítica composta por lamelas de quartzo intercrescido no plagioclásio em contato com o microclínio na amostra MH-19-01A. C) Textura em corona com destaque para cristal de allanita (All) bordejada por epidoto (Ep) na amostra MH-19-01A. D) Textura porfiroclástica com porfiroclastos de feldspatos imersos na matriz milonítica na amostra MH-19-03B. É possível observar vários microveios de sericita intersectando os porfiroclastos 34

Figura 4.4 – Principais microestruturas nos sienogranitos miloníticos. A) e B) Porfiroclastos de microclínio e plagioclásio microfraturados e microfalhados. C) Porfiroclasto de microclínio estirado com microfraturas preenchidas por quartzo. D) Presença de *kink band* em plagioclásio. E) Estrutura núcleo e manto em plagioclásio. F) e G) Quartzo fitado com extinção em tabuleiro de xadrez. H) Feição de migração de borda de grão (*bulging*). I) Microveio de sericita intersectando subgrão de quartzo e plagioclásio 36

Figura 4.5 – Indicadores cinemáticos nos sienogranitos miloníticos. A) *Fabric S-C* formada por bandas de quartzo policristalino e alinhamento de cristais lamelares de biotita com formato pisciforme. B) Biotitas *fish* deformadas em sentido dextral. C) *Fabric S-C* indicando movimentação em sentido dextral. D) Microfraturas encurvadas em microclínio indicando componente de deformação em sentido dextral. E) e F) Presença de indicadores cinemáticos tanto sinistrais (biotita *fish* e *fabric S-C*), assim com como dextrais (*fabric S-C*) 37

Figura 4.6 – Amostra de mão dos monzogranitos miloníticos. A) Amostra MH-19-04 composta por muscovita monzogranito milonitizado. B) Amostra MH-19-04 com foliação milonítica em detalhe. C) Amostra MH-19-07B composta por monzogranito milonítico. D) Amostra MH-19-08 composto por biotita monzogranito milonítico 37

Figura 4.7 – Aspectos texturais microscópicos nos monzogranitos miloníticos. A) Textura milonítica formada pela intercalação de zonas ricas em muscovita + biotita, e zonas quartzo-feldspáticas na amostra MH-19-04. B) Textura simplectítica formada pelo intercrescimento de lamelas de quartzo em muscovita na amostra MH-19-04. C) e D) Textura porfiroclástica com matriz milonítica nas amostras MH-19-07B e MH-19-08, respectivamente 38

Figura 4.8 – Principais microestruturas nos monzogranitos miloníticos. A) e B) Subgrãos de quartzo com extinção ondulante forte com evidência de migração de borda de grão nas amostras MH-19-04 e MH-19-07B, respectivamente. C) e D) Cristais de plagioclásio com bordas arredondadas e com formato pisciforme, respectivamente, na amostra MH-19-08. E) Plagioclásio com bordas arredondadas e com geminações deformadas na amostra MH-19-07B. F) Porfiroclastos de feldspatos intersectados por microzonas de cisalhamento na amostra MH-19-08. G) Cristal de muscovita com *kink bands* na amostra MH-19-04. H) e I) *Microboudins* de muscovita e apatita, respectivamente, na amostra MH-19-04 40

Figura 4.9 – Indicadores cinemáticos nos monzogranitos miloníticos. A) e B) Agregados de quartzo sigmoidais indicando cinemática dextral nas amostras MH-19-07B e MH-19-08, respectivamente. C) Cristal de apatita estirado e rompido formando *microboudins*

na amostra MH-19-04. Os microfalhamentos normais indicam cinemática dextral 41

Figura 4.10 – Amostras de mão dos granodioritos miloníticos. A) Amostra MH-19-05 de biotita granodiorito pouco deformado. B) Amostra MH-19-06 de biotita granodiorito pouco deformado. C) Amostra MH-19-09 de biotita granodiorito pouco deformado. D) Amostra MH-19-02A de muscovita-biotita granodiorito milonítico muito deformado 42

Figura 4.11 – Aspectos texturais nas amostras de granodioritos miloníticos. A) Textura granular alotriomórfica com leve orientação dos cristais de biotita na amostra MH-19-05. B) Textura granular hipidiomórfica e textura mimerquítica localizada na amostra MH-19-06. C) Textura granular hipidiomórfica com alguns cristais de plagioclásio com geminações deformadas na amostra MH-19-09. D) Textura milonítica com matriz recristalizada envolvendo porfiroclastos de feldspatos na amostra MH-19-02A 43

Figura 4.12 – Principais microestruturas nos granodioritos miloníticos. A) Subgrão de quartzo e cristais de biotita orientadas na amostra MH-19-05. B) Cristal de plagioclásio com feição de recristalização dinâmica transversal ao eixo maior do cristal na amostra MH-19-05. C) D) Feições indicativas de recristalização dinâmica em cristais de plagioclásio na amostra MH-19-06. D) *Kink bands* em cristais de plagioclásio e em biotita no canto inferior esquerdo da imagem (amostra MH-19-09). E) Subgrãos de quartzo com indícios de migração de borda de grão em baixa temperatura (*bulging)* na amostra MH-19-09. Na parte inferior da imagem é possível observar cristais de biotita cominuídos. F) Cristais de quartzo fitado compondo a foliação milonítica da amostra MH-19-02A. G) Subgrãos de quartzo circundo por cristais de quartzo recristalizado na amostra MH-19-02A. H) Porfiroclasto de microclínio arredondado com geminação deformada na amostra MH-19-02A. I) Feldspatos cominuídos e porfiroclastos com bordas corroídas na amostra MH-19-02A 45

Figura 4.13 – Feição geral de enderbito milonítico da mostra ZCS-11B. A) e B) Afloramento em corte de estrada composto por enderbito deformado. C) Amostra de mão em detalhe de enderbito milonítico de cor cinza escuro com fitas de quartzo 46

Figura 4.14 – Texturas e microestruturas presentes na amostra ZCS-11B. A) Textura milonítica definida pela orientação dos cristais de ortopiroxênio e feldspatos. B) Cristal de quartzo estirado com bordas irregulares. C) e D) resquícios de textura granoblástica preservada. Notar a deformação das geminações albita 47

Figura 4.15 – Amostra de mão MH-19-02B composta por ultramilonito de cor cinza escuro. A) Bandamento milonítico bem desenvolvido da amostra. B) Outro ângulo de visão da amostra 47

Figura 4.16 – Texturas e microestruturas identificadas na amostra MH-19-02B. A) Textura porfiroclástica com dois tipos de matriz. A parte superior da imagem apresenta uma matriz composta principalmente por cristais de biotita, enquanto a parte inferior tem-se uma matriz composta por cristais de quartzo que em grande parte formam subgrãos. Notar também as formas encurvadas das geminações albita e extinção ondulante do plagioclásio. B) Porfiroclastos de plagioclásio com extinção ondulante fraca a alta e geminações albita encurvadas e afinaladas imersos em uma matriz milonítica. C) Bolsões de cristais de quartzo policristalino que formam uma matriz mais grossa. D)

Matriz milonítica composta de microcristais de biotita recristalizada envolvendo subgrãos de quartzo. Destaque para a presença de biotita com com *kink bands* transversais ao plano de clivagem 48

Figura 4.17 – Amostra de mão MH-19-03A que compreende biotita tonalito com granada milonitizado. A) Aspecto gerais da rocha com foliação milonítica. B) Porfiroclasto de feldspato tipo-δ 49

Figura 4.18 – Aspectos texturais e microestruturais da amostra MH-19-03A. A) Segregação de bandas mais ricas em biotita e bandas ricas em quartzo e feldspatos. B) Fitas de quartzo definindo a foliação milonítica. C) Quartzo estirado com extinção tabuleiro de xadrez. D) Agregado de quartzo e plagioclásio deformados em sentido dextral. E) Biotita em forma de peixe indicando cinemática dextral. F) *Fabric S-C*. G) Geminações albita deformadas e fraturas preenchidas por biotita recristalizada em plagioclásio. H) Porfiroblasto de granada seccionados por bandas de cisalhamento 50

Figura 4.19 – Amostra de mão ZCS-03C composta por leucognaisse com foliação milonítica bem desenvolvida. A) Foliação milonítica disposta na horizontal da imagem. B) Porfiroblastos de granada de cor preta. C) *Boudins* de feldspato 51

Figura 4.20 – Principais texturas e microestuturas idenificadas na amostra ZCS-03C. A) Textura milonítica definida por cristais de quartzo fortemente estirados. B) Subgrãos de quartzo englobando cristais de quartzo menores indicando migração de borda de grão nesses cristais. C) e D) Quartzo com extinção em tabuleiro de xadrez. E) *Microboudins* de microclínio. F) Cristais de feldspatos arredondados 52

Figura 4.21 – Amostra de mão MH-19-01E formada por biotita anfibolito. A) Rocha de cor verde escuro foliada. B) Outro ângulo de visão da amostra 53

Figura 4.22 – Texturas e microestruturas da amostra MH-19-01E. A) Textura porfiroclástica subordinadamente milonítica, em que são definidas por porfiroclastos de hornblenda e plagioclásio dispostos em uma matriz recristalizada e por quartzo estirados. B) Porfiroclastos de hornblenda amendoados e com bordas recristalizadas. C) Porfiroclasto de hornblenda sigmoidal indicando cinemática dextral 54

Figura 4.23 – Amostra de mão MH-19-07A composta por rocha calcissilicática. A) Rocha de cor rosa intercalada com verde. B) Foliação milonítica em que se alternam bandas rosas e verdes 54

Figura 4.24 – Texturas e microestruturas identificadas na amostra MH-19-07A. A) Textura porfiroclástica definida por uma matriz rica em epidoto e porfiroclastos principalmente de microclínio, plagioclásio e titanita. B) Porfiroclasto de titanita arredondada e presença de *kink bands* em plagioclásio deformando as geminações albita. C) Porfiroclastos arredondados de titanita com geminações complexas e microclínio fraturado. D) Porfiroclastos de plagioclásio com microfalhamentos normais 55

Figura 5.1 – Seção geológica esquemática da área de estudo 56

Figura 5.2 – Seções de afloramentos em corte de ferrovia com a presença de corpos pré-cisalhamento preservados. A) Corpo gnaíssico métrico de composição granodiorítica com ângulo de mergulho que difere das foliações miloníticas. B) Corpo granítico métrico alojado entre as foliações miloníticas de ortognaisse milonitizado. C)

Leucognaisse extremamente deformado com a presença de quartzo em fitas transposto com ângulo de mergulho baixo 58

Figura 5.3 – Principais evidências de milonitização em afloramento em cortes de estradas e lajedos. (A) Paragnaisse milonítico com foliação subvertical, às margens da CE-362 ao norte de Sobral. (B) Ortognaisse milonítico com foliação verticalizada às margens da CE-240 a leste Sobral. (C) Dobras apertadas em migmatitos da Unidade Canindé cortado por zona milonítica métrica. (D) Granulitos máficos milonitizados com ângulo de mergulho moderado a alto 59

Figura 5.4 – Indicadores cinemáticos dentro da ZCS. A) Dobra assimétrica em Z em paragnaisse indicando cinemática dextral. B) Fragmento de rocha granítica deformada em sentido dextral. C) Dobra assimétrica com padrão Z em ortognaisse indicando tectônica dextral. D) Veio de quartzo com padrão S indicando deformação sinistral. E) Estrutura em quadrante em leucognaisse indicando deformação sinistral 60

Figura 5.5 – Evidências de movimentação dextral na escala macroscópica em porfiroclastos de feldspatos e porfiroblastos de granada encontradas nas rochas afetadas pela ZCS nas regiões de Sobral e Cariré. (A) Gnaisse milonitizado com porfiroclastos de feldspatos rotacionados. (B) Biotita gnaisse milonitizado com porfiroclastos tipo-σ e agregados com formato pisciforme. (C) Porfiroblastos de granada em kinzigitos da Unidade Cariré com formas sigmoidais. (D) Leucognaisse com porfiroblasto de granada sigmoidal. (E) Agregados de feldspatos com formato pisciforme em paragnaisse. (F) Granulito Cariré com porfiroclasto de feldspato potássico rosa sigmoidal 61

Figura 5.6 – Tectonitos L-S na ZCS. Principais características de deformação transpressiva dentro desta zona de cisalhamento representados por foliação milonítica e lineação de estiramento mineral. (A) Tectonito L-S em paragnaisse. (B) Detalhe para os tectonitos L formado pelo estiramento e alinhamento de minerais micáceos com ângulo de caimento moderado. (C) Visão em detalhe dos tectonitos L-S em paragnaisse com quartzo estirado formando lineações com disposição horizontal. (D) Tectonito L-S formado por planos de foliação milonítica e lineação de estiramento de quartzo com baixo ângulo de caimento em leucognaisse 62

Figura 5.7 – Mapa de domínios estruturais da região entre Sobral e Cariré com destaque para a Zona de Cisalhamento de Sobral (ZCS) 64

Figura 5.8 – Mapa geológico-estrutural da região entre Sobral e Cariré. Os estereogramas contém dados de estiramento mineral e polos de foliação milonítica, xistosidade e bandamento 65

Figura 5.9 – Mapa de distribuição da foliação milonítica na região de Cariré (modificado de Ferreira 1996). O padrão principal da foliação está disposto na direção NE-SW com pequenas variações para as direções N-S, NNE-SSW, NNW-SSE 66

Figura 6.1 – Fotomicrografias com as principais microestruturas identificadas em lâminas delgadas das rochas encaixantes do Grupo Ceará. (A) Presença de cristais de quartzo com bordas extremamentes irregulares e diversas reentrâncias, que são resultado da migração do limite do cristal causada pela recristalização dinâmica (*BLG*) em biotita ortognaisse milonitizado. (B) Detalhe para recristalização dinâmica *BLG*, formando

um pequeno abaulamento (*Bulging*) entre cristais de quartzo. (C) *Bulging* preenchido por um pequeno cristal de quartzo em um porfiroclasto de plagioclásio. (D) Agregado de quartzo policristalino desenvolvido pela rotação de subgrãos (*SGR*) em ultramilonito. (E) Subgrão de quartzo com extinção tabuleiro de xadrez em leucognaisse. (F) Microestrutura *window* em leucognaisse, feição que mostra o sentido da migração do limite do grão durante a *GBM*. Neste caso, o sentido dessa migração é do centro para a porção inferior da imagem 69

Figura 6.2 – Fotomicrografias com as principais microestruturas identificadas em lâminas delgadas das rochas graníticas deformadas. A) Subgrãos de quartzo envolvendo cristais menores por meio da recristalização *BLG* em muscovita monzogranito amostra MH-19-04. B) Subgrão de quartzo envolvido por cristais menores recristalizados em biotita-muscovita granodiorito amostra MH-19-02A. C) e D) Bandas de cisalhamento *S-C* formada por *SGR* gerando rotação de subgrãos em biotita sienogranito amostra MH-19-01. E) Quartzo fitados e ondulados com extinção ondulante forte em sienogranito amostra MH-19-03B. F) Quartzo fitado com extinção tabuleiro de xadrez em sienogranito amostra MH-19-03B 70

Figura 6.3 – Fotomicrografias com evidências de deformação em porfiroclastos de plagioclásio das rochas encaixantes do Grupo Ceará. (A) Porfiroclasto de plagioclásio com extinção ondulante fraca e geminação albita pontiaguda em leucognaisse. (B) Plagioclásio entre quartzo fitado apresentando geminação albita encurvada em biotita-muscovita gnaisse milonitizado. (C) Porfiroclastos de plagioclásio com extinção ondulante fraca com geminações albita e albita-periclina incipientes devido à ação da deformação em biotita ortognaisse milonitizado. (D) Porfiroclastos de plagioclásio com geminação albita-periclina pontiaguda em biotita ortognaisse milonitizado. (E) Cristal de plagioclásio transversalmente cortado devido a recristalização em biotita ortognaisse milonitizado. (F) Porfiroclasto de plagioclásio em paragnaisse milonitizado, caracterizado pela estrutura núcleo-manto, onde o cristal maior é rodeado por uma matriz intensamente moída devido à recristalização *SGR* 72

Figura 6.4 – Fotomicrografias das principais microestruturas identificadas em cristais de feldspatos nas amostras dos granitos sintectônicos. A) Estrutura núcleo-manto com porfiroclastos de microclínio circundado por matriz fina recristalizada em biotita sienogranito amostra MH-19-01. B) *Bulging* de quartzo em porfiroclasto de plgioclásio em sienogranito amostra MH-19-03B. C) Porfiroclastos de plagioclásio e microclínio encurvados devido a deformação em biotita sienogranito amostra MH-19-01. D) Cristal de plagioclásio com geminação albita deformada e presença de *kink band* em biotita sienogranito amostra MH-19-01. D) Biotita granodiorito MH-19-09 E) Porfiroclasto de plagioclásio fraturado em biotita sienogranito amostra MH-19-01. F) Porfiroclastos de microclínio altamente fraturado em biotita sienogranito amostra MH-19-01 73

Figura 6.5 – Fotomicrografias de indicadores cinemáticos dextrais nas rochas encaixantes do Grupo Ceará. (A) Agregado de quartzo sigmoidal recristalizado, compondo *fabric S-C* em paragnaisse milonítico. (B) Cristais de biotita e muscovita com formato pisciforme indicando movimento horário em biotita-muscovita paragnaisse milonitizado. (C) *Fabric S-C* caracterizando movimentação dextral em paragnaisse milonitizado e (D) *Fabric S-C* anastomosada com evidência de movimentação em sentido horário em paragnaisse milonitizado. (E) Porfiroclastos de álcali-feldspato tipo-σ com sombra de

pressão de quartzo indicando movimentação dextral. (F) Ortoclásio *fish* deformado em sentido dextral em paragnaisse milonitizado 75

Figura 6.6 – Fotomicrografias com os principais indicadores cinemáticos microscópicos identificados nos granitos sintectônicos. A) e B) Biotitas *fish* indicando movimentação em sentido horário em biotita sienogranito amostra MH-19-01 e MH-19-03B, respectivamente. C) Agregado policristalino de quartzo sigmoidal indicando movimentação horária em monzogranito amostra MH-19-08. D) Biotita *fish* e *fabric S-C* indicando movimentação horária em biotita sienogranito. E) Biotita *fish* e *fabric S-C* indicando deformação em sentido horário e anti-horário, respectivamente (amostra de biotita sienogranito). Esta feição reflete a heterogeneidade na deformação dentro da ZCS. F) *Fabric S-C* indicando movimentação anti-horária em sienogranito 76

Figura 6.7 – Fotomicrografias com presença de sombras de pressão em cristais de feldspatos das rochas encaixantes do Grupo Ceará. (A) Sombra de pressão de quartzo em porfiroclasto de plagioclásio. (B) Microclínio com sombra de pressão de quartzo. (C) Porfiroclasto de ortoclásio com sombra de pressão de clorita com cor de interferência anômala. (D) Sombra de pressão de quartzo e biotita em cristal de plagioclásio 77

Figura 7.1 – A) Diagrama geoquímico classificatório discriminante R1 – R2 de La Roche *et al.* (1980), onde R1 = 4Si – 11(Na + K) - 2(Fe + Ti) e R2 = 6Ca +2Mg + Al. B) Diagrama classificatório TAS de Cox *et al.* (1979). Ambos os gráficos geoquímicos confirmam a classificação petrográfica das amostras estudadas 81

Figura 7.2 – Diagrama de variação de Harker para elementos menores (1) e maiores (2) das amostras dos granitos deformados 82

Figura 7.3 – A) Diagrama multielementos normalizado pelo Manto Primitivo de Thompson (1982). B) Diagrama ETR normalizado ao Condrito de Boynton (1984) 83

Figura 7.4 – Figura 7.4 – A) Diagrama SiO2 x K2O de Peccerillo & Taylor (1979); B) Diagrama de saturação em alumina de Shand (1943); C) Diagrama de tipologia de granitos de Whalen (1987); e D) Diagrama de ambiente tectônico de Harris *et al.* (1986) 84

Figura 8.1 – Cristais de zircão representativos do granodiorito milonítico (amostra MH-19-05). Os círculos tracejados em vermelho e em amarelo representam os locais de análises U-Pb e Lu-Hf, respectivamente 85

Figura 8.2 - Diagrama concórdia U-Pb da amostra MH-05 mostrando a idade do intercepto superior de 2094±37 Ma. Os zircões excluídos do cálculo da idade são representados pelas elipses vermelhas 86

Figura 8.3 – Cristais de zircão magmáticos representativos do granodiorito milonítico (amostra MH-19-09). Os círculos em vermelho e em amarelo representam os locais de análises U-Pb e Lu-Hf, respectivamente 87

Figura 8.4 – Cristais de zircões herdados representativos do granodiorito milonítico (amostra MH-19-09). Os círculos em vermelho e em amarelo representam os locais de análises U-Pb e Lu-Hf, respectivamente 88

Figura 8.5 – Diagramas concórdia U-Pb da amostra MH-19-09: A) Idade de intercepto superior de 572 ± 36 Ma formada por 23 cristais de zircão; B) Idade concórdia de

589±6 formada por 18 cristais; e C) Idade de intercepto superior de 2171 ± 21 Ma dos zircões herdados. Em vermelho o zircão excluído do cálculo da idade 89

Figura 9.1 – Cristais de zircão representativos da amostra MH-19-09 com identificação dos locais de análise, suas respectivas idades e os valores de $\varepsilon_{Hf(t)}$ 91

Figura 9.2 – Cristais de zircão herdados representativos da amostra MH-19-09 com identificação dos locais de análise, suas respectivas idades e valores de $\varepsilon_{Hf(t)}$ 92

Figura 9.3 – Cristais de zircão representativos da amostra MH-19-05 com identificação dos locais de análise, suas respectivas idades e valores de $\varepsilon_{Hf(t)}$ 92

Figura 9.4 – Diagrama de evolução $\varepsilon_{Hf}(t)$ versus Idade (Ma) para as unidades estudadas. As linhas pontilhadas representam as tendências de evolução crustal, calculadas usando $^{176}Lu/^{177}Hf$ de 0,015 para a crosta continental média (Griffin et *al.* 2002, 2004). *Condrict Uniform Reservoir – CHUR; Depleted Mantle – DM* 93

Figura 10.1 – Mapa geológico da Faixa de Alto Grau da região de Cariré com destaque para os corpos graníticos sintranscorrentes dentro da Zona de Cisalhamento de Sobral e para as variações na direção das foliações apresentando um padrão anastomosado (Modificado de Gorayeb & Abreu 1989) 96

Figura 10.2 – Disposição de dados de idades magmáticas, metamórficas e de resfriamento de granitos da Província Borborema associados ao Ciclo Brasiliano/Pan-Africano (adaptado de Ganade de Araújo 2013). Em vermelho a idade do granito estudado compatível com a idade dos granitos sincolisionais 98

Figura 10.3 – Bloco diagrama esquemático mostrando o quadro atual e posicionamento das rochas graníticas deformadas ao longo da ZCS entre os domínios Noroeste do Ceará (DNC) e Ceará Central (DCC), na região entre Sobral e Cariré, Estado do Ceará ... 100

Figura 10.4 – Bloco diagrama esquemático mostrando a relação do magmatismo no contexto de zonas de cisalhamento transcorrentes na Província Borborema (adaptado de Gorayeb *et al.* 2020) 100

Sumário

DEDICATÓRIA ..... **iv**
AGRADECIMENTOS ..... **v**
RESUMO ..... **vii**
ABSTRACT ..... **viii**
LISTA DE ILUSTRAÇÕES ..... **ix**
1 INTRODUÇÃO **1**
1.1 APRESENTAÇÃO 1
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO 2
1.3 PROBLEMÁTICA E ABORDAGEM 2
1.4 OBJETIVOS 3
1.5 METODOLOGIA E DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO 4
1.5.1 Revisão bibliográfica **4**
1.5.2 Levantamento cartográfico **4**
1.5.3 Levantamento de campo **5**
1.5.4 Análise estrutural e microestrutural **5**
1.5.5 Análise petrográfica **5**
1.5.6 Preparação de amostras para análises geocronológicas e isotópicas **6**
1.5.7 Litoquímica **7**
1.5.8 Geocronologia U-Pb em zircão **7**
1.5.9 Geoquímica isotópica Lu-Hf em zircão **8**
2 GEOLOGIA REGIONAL **10**
2.1 DOMÍNIO NOROESTE DO CEARÁ 13
2.1.1 Complexo Granja **13**
2.1.2 Grupo Martinópole **13**
2.1.3 Grupo Ubajara **14**
2.1.4 Grupo Jaibaras **14**
2.1.5 Granitos Pós-tectônicos **15**
2.2 DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL 15
2.3 O LINEAMENTO TRANSBRASILIANO 17
2.4 OUTRAS ZONAS DE CISALHAMENTO DA PROVÍNCIA BORBOREMA 21
2.4.1 Zona de Cisalhamento Senador Pompeu **22**
2.4.2 Sistema de Zona de Cisalhamento Patos **22**
2.4.3 Sistema de Zona de Cisalhamento de Pernambuco **23**
2.5 BACIA DE JAIBARAS 25
3 GEOLOGIA DA REGIÃO DE SOBRAL-CARIRÉ **26**
4 PETROGRAFIA DOS GRANITOS SINTRANSCORRENTES **31**

4.1 G1 – SIENOGRANITOS MILONÍTICOS....32
4.2 MICROESTRUTURAS E INDICADORES CINEMÁTICOS MICROSCÓPICOS DOS SIENOGRANITOS MILONÍTICOS....35
4.3 G1 - MONZOGRANITOS MILONÍTICOS....37
4.4 MICROESTRUTURAS E INDICADORES CINEMÁTICOS MICROSCÓPICOS DOS MONZOGRANITOS MILONÍTICOS....40
4.5 G2 – GRANODIORITOS MILONÍTICOS....41
4.6 MICROESTRUTURAS DOS GRANODIORITOS MILONÍTICOS....44
4.7 OUTRAS ROCHAS IDENTIFICADAS NA ÁREA DE ESTUDO....45
5 GEOLOGIA ESTRUTURAL....56
6 MICROESTRUTURAL....67
6.1 INTRODUÇÃO E ABORDAGEM TEÓRICA....67
6.2 MICROESTRUTURAS....68
6.3 INDICADORES CINEMÁTICOS MICROSCÓPICOS....74
6.4 SOMBRAS DE PRESSÃO....77
6.5 ESTIMATIVAS DE TEMPERATURA DA ZCS....78
7 GEOQUÍMICA....79
8 GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-Q-ICP-MS....85
8.1 BIOTITA GRANODIORITO MILONÍTICO (MH-19-05)....85
8.2 BIOTITA GRANODIORITO MILONÍTICO (MH-19-09)....87
9 ISÓTOPOS Lu-Hf EM ZIRCÃO....91
10 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES....94
REFERÊNCIAS....101
APÊNDICES....111
ANEXOS....113

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

As feições estruturais mais marcantes na Província Borborema (Almeida *et al.* 1981) são zonas de cisalhamento transcorrentes, que delimitam domínios tectônicos e unidades geotectônicas evoluídas em diferentes períodos geológicos (Brito Neves *et al.* 2000). Uma das mais expressivas é a Zona de Cisalhamento Sobral (ZCS), conhecido como Lineamento Sobral-Pedro II, no noroeste do Estado do Ceará, que separa os domínios Noroeste do Ceará (Médio Coreaú) e Ceará Central.

Esse contexto tectônico caracteriza sistemas estruturais transcorrentes onde a ZCS compõe um segmento do Lineamento Transbrasiliano (LTB), o qual tem expressão transcontinental com registros em grande parte do Brasil com continuidade para o continente africano desenvolvido no final do Neoproterozoico (Cordani *et al.* 2013).

Apesar desta megaestrutura ser amplamente conhecida, não há estudos mais detalhados da ZCS, seja do ponto de vista cartográfico, estrutural, geocronológico e petrográfico. Os estudos reconhecimento realizados ao longo desta zona de cisalhamento revelaram uma grande variedade de rochas afetadas pelo cisalhamento, destacando-se corpos granitoides. Por outro lado, não há precisão da idade do processo de cisalhamento. Estas questões e a importância dessa megaestrutura de primeira ordem no contexto tectônico da Província Borborema e Província Tocantins foi o que motivou o presente estudo de mestrado.

O passo inicial foi dado com estudos estruturais e microestruturais neste segmento crustal anteriormente, desenvolvidos no trabalho de conclusão de curso de graduação em geologia. Por outro lado, estudos anteriores na região identificaram um grupo de plútons graníticos distribuídos ao longo desta zona, que foram datados pelo método Pb-Pb e interpretados como sintectônicos. O presente estudo abordará a geocronologia desses granitos pelos métodos U-Pb e Lu-Hf em zircão, acompanhado da análise estrutural/microestrutural, tanto internamente nos corpos quanto das rochas miloníticas ao longo da ZCS, e petrologia destes granitos.

A partir destas análises, será discutido os processos que levaram a formação desta zona e o posicionamento estratigráfico desses granitos que apresentam tramas miloníticas oriundas da deformação cisalhante.

Com os estudos propostos esta dissertação de mestrado permitirá um avanço no conhecimento, a partir de estudos anteriores já realizados na área por Ferreira (1996), Ferreira (2018) e Santos (2018) os quais serão refinados e agregados novos dados estruturais,

geoquímicos, geocronológicos e isotópicos, permitindo discutir o significado desta granitogênese e sua contextualização no LTB.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Área de estudo está localizada na região noroeste do estado do Ceará (Figura 1.1), cujas referências principais são as cidades de Sobral e Cariré. Geologicamente faz parte da porção noroeste da Província Borborema na faixa limítrofe entre os domínios Noroeste do Ceará e Ceará Central que são delimitados pelo Lineamento Sobral-Pedro II.

As principais vias de acesso nessa região são as rodovias estaduais CE-178, CE-448 e CE-232, as rodovias federais BR-222 e BR-403 e diversas estradas vicinais para fazendas.

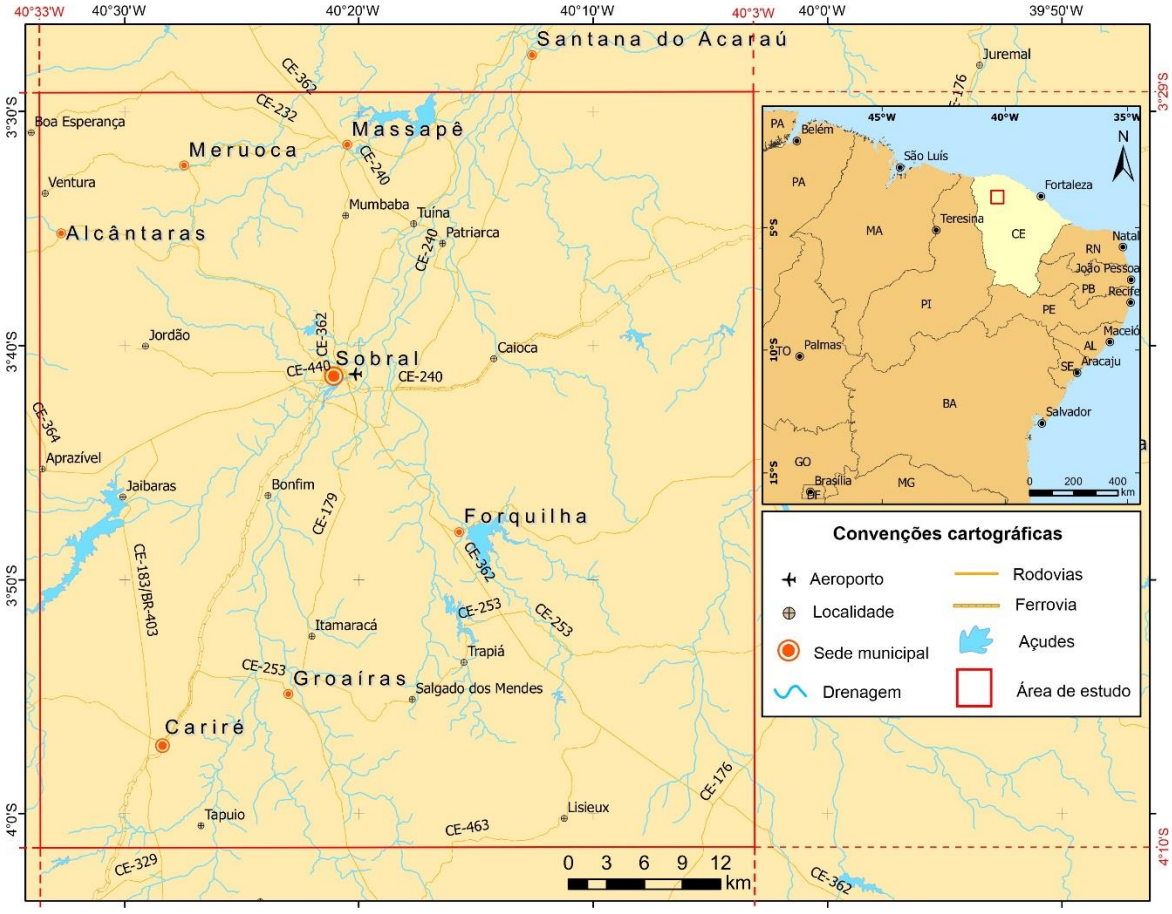


Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo.

1.3 PROBLEMÁTICA E ABORDAGEM

Apesar dos principais lineamentos da Província Borborema estarem bem definidos cartograficamente na escala regional (1:500.000), pouco conhecimento existe do ponto de vista estrutural/microestrutural e petrográfico de mais detalhe, e a pouca disponibilidade de dados geocronológicos, neste último caso, principalmente sobre o LTB. Dada essas limitações, a proposta do presente trabalho de mestrado envolverá duas abordagens: A)

delimitação cartográfica da ZCS, com enfoque na geologia estrutural com análises geométrica e cinemática, nas escalas mesoscópica e microscópica, e análises petrográficas de detalhe voltadas para a caracterização das rochas e dos processos tectonometamórficos envolvidos na sua formação; B) Realização de estudos geoquímicos de elementos maiores, menores e traços, além de análises geocronológicas dos granitos envolvidos na ZCS pelo método U-Pb em zircão para a obtenção das idades de cristalização e análises isotópicas Lu-Hf em zircão, para discutir as fontes desse magmatismo.

Os dados geocronológicos existentes na região provem da dissertação de mestrado de Ferreira (1996) que realizou análises em 3 amostras de granitos deformados na ZCS utilizando o método de evaporação de Pb em zircão, e cujas idades mostraram dispersão dos valores entre 1900 e 400 Ma, o que não permitiu a definição da idade desses granitoides. Anteriormente, Tavares Jr. (1992) utilizando o método Rb-Sr em rocha total em duas amostras de granitos foliados dessa região obteve idade de 434 ± 23 Ma, entretanto, esse valor como idade de cristalização desses granitos é questionável, pois é mais novo que as idades dos granitos pós-tectônicos Meruoca (523 Ma; Archanjo *et al.* 2009 e Teixeira *et al.* 2010) e Mocambo (532 Ma; Fetter 1999 e Santos 1999). Diante disso, a abordagem geocronológica proposta nesta dissertação, utilizará métodos mais robustos que levarão a definições mais precisas quanto à idade desta granitogênese, compatibilizando com a idade de estruturação da ZCS.

1.4 OBJETIVOS

De acordo com as questões apontadas acima, o objetivo principal desta investigação está voltado para a datação dos corpos graníticos deformados alojados na ZCS, e a caracterização petrográfica e geoquímica para definir a tipologia desses granitos. Ao mesmo tempo definir o comportamento estrutural desses granitos e das rochas miloníticas ao longo desta zona de cisalhamento para entender as relações desses corpos com as rochas miloníticas nas quais os corpos granitos estão inseridos. Para isso, os objetivos específicos desta investigação são:

a) Obter a idade de colocação dos corpos graníticos utilizando metodologia U-Pb em zircão;

b) Obter a idade modelo Hf-T_{DM}^{C} das rochas graníticas para discutir a fonte de geração desses granitos;

c) Caracterização petrográfica das rochas miloníticas e graníticas ao longo da ZCS;

d) Entender as relações temporais de colocação dos corpos graníticos com base na análise estrutural e microestrutural;

e) Definir a tipologia dos granitos a partir de dados petrográficos e litoquímicos.

1.5 METODOLOGIA E DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

Esta etapa foi fundamental no andamento e finalização do trabalho em que envolveu trabalhos prévios preparatórios, levantamentos de campo e laboratoriais.

Além disso, a parte teórica envolveu aprofundamento de conhecimentos em disciplinas ofertadas pelo PPGG-UFPA que subsidiaram as análises e interpretação de acordo com as referências mais atualizadas sobre o assunto. Na fase preparatória foram elaboradas bases cartográficas, geográficas e geológicas que orientaram a coleta das amostras e medidas estruturais na fase de campo e melhoria do mapa geológico. Na fase mais avançada os trabalhos se concentram na descrição petrográfica das amostras de mão, na preparação de amostras para as análises geoquímicas, geocronológicas e isotópicas, além da integração e interpretação dos dados que possibilitaram o fechamento deste trabalho.

1.5.1 Revisão bibliográfica

O levantamento bibliográfico envolveu à consulta de artigos científicos, relatórios de pesquisa, livros, dissertações e monografias de TCCs referentes à geologia da região estudada com enfoque nos estudos estruturais, geocronológicos, isotópicos e petrológicos. A ênfase das pesquisas bibliográficas esteve voltada para as ocorrências de rochas graníticas e características de zonas de cisalhamento do noroeste da Província Borborema, assim como a evolução geológica e metamórfica da área, que serviram como referencial teórico para embasar os dados desta dissertação.

1.5.2 Levantamento cartográfico

Os dados cartográficos básicos foram obtidos por meio de cartas planialtimétricas e geológicas das folhas Sobral (SA.24-Y-D-IV), Frecheirinha (SA.24-Y-C-VI), Santa Quitéria (SB.24-V-B-I) e Ipu (SB.24-V-A-III) que foram integradas às partes de interesse na área de trabalho para a confecção de um mapa-base para apoiar os trabalhos de campo. Estes dados foram obtidos no banco de dados GeoSGB da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM (www.geosgb.cprm.gov.br). Estes dados foram obtidos em formatos *xml* e SIG e, posteriormente, tratados e refinados de acordo com a proposta de estudo por meio dos softwares *Arcgis 4.5* e *CorelDraw 2020 (64 bits)*. A utilização dos *softwares Google Earth Pro* e *Global Mapper* também foram fundamentais para a confecção de mapas e seções geológicas.

1.5.3 Levantamento de campo

A etapa de campo foi realizada entre outubro e novembro de 2019 e teve como foco a coleta sistemática de amostras dos corpos granitoides para estudos petrográficos, litoquímicos, geocronológicos e isotópicos. Concomitantemente, foram coletados dados estruturais complementares, considerando que em trabalhos anteriores tinham sido coletados grande número de dados estruturais que foram integrados e interpretados. A amostragem para fins geocronológicos e isotópicos foram estimadas em cinco amostras distribuídas pelos corpos identificados, e para litoquímica foram selecionadas 9 amostras dos granitos. Para os estudos petrográficos das rochas miloníticas da ZCS foram aproveitadas boa parte do acervo do grupo de pesquisa em Petrologia e Evolução Crustal (GPEC) com cerca de 40 amostras de mão e lâminas petrográficas correspondentes, além de mais 18 lâminas das rochas graníticas e encaixantes.

1.5.4 Análise estrutural e microestrutural

A análise estrutural foi feita em continuidade aos estudos iniciados em 2018, contemplando grande número de dados coletados que foram integrados e interpretados com os novos dados de campo.

Estes dados foram importantes para caracterizar a ZCS entre as cidades de Sobral, Forquilha, Cariré, Groaíras e Campo Lindo, com abordagem tanto do ponto de vista geométrico quanto cinemático. Novos dados estruturais foram coletados em outra campanha de campo envolvendo os corpos graníticos e encaixantes expandindo o banco de dados.

O tratamento dos dados foi feito com o auxílio dos *softwares OpenStereo* e *StereoNet*, que possibilitou a confecção de estereogramas e rosetas de frequência, além de auxiliar a elaboração de blocos diagramas e seções geológicas, que proporcionaram melhor visualização das relações entre as diversas estruturas e unidades rochosas e avaliar a relação deformacional/temporal das estruturas impostas por esta zona de cisalhamento com as estruturas mais antigas.

1.5.5 Análise petrográfica

A análise petrográfica envolveu a descrição macroscópica e microscópica de 58 lâminas petrográficas. Para esta dissertação de mestrado o enfoque petrográfico descritivo foi direcionado às 11 amostras de granitos deformados e 7 amostras de rochas encaixantes milonitizadas que foram correlacionadas aos dados das amostras já descritas nos TCCs de Santos (2018) e Ferreira (2018).

A análise petrográfica foi realizada no Laboratório de Petrografia do PPGG/UFPA (LAPETRO) e contou com a utilização do microscópio petrográfico convencional com câmera digital acoplada da LEICA utilizando para captura de imagens o *software* LAS-EZ do LAPETRO, permitindo classificar os diferentes tipos de rochas, incluindo as rochas graníticas, bem como identificar suas principais fases minerais e seus aspectos texturais.

Sumariamente, foram identificados minerais essenciais, acessórios e secundários segundo a metodologia de Deer *et al*. (1997) e Winter (2013) e descritas as texturas magmáticas e/ou metamórficas, segundo a metodologia descrita por Vernon (2004) e Passchier & Trow (2005).

1.5.6 Preparação de amostras para análises geocronológicas e isotópicas

Durante a etapa de campo foram coletadas 9 amostras de granitos deformados ao longo da ZCS para as análises geocronológicas e isotópicas. A coleta das amostras levou em consideração as áreas mais representativas das rochas em partes sem indícios de intemperismo.

A preparação de amostras foi realizada na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do PPGG/IG/UFPA, e contou com o auxílio de britadores e *shatterbox*, para redução das amostras em frações granulométricas apropriadas para a separação de grãos de zircão. Após isto foi realizada a seleção dos grãos minerais de acordo com os procedimentos de rotina do Laboratório Pará-Iso que envolveu o bateamento e microbateameto de frações de tamanho maiores de 175 microns e menores que 250 microns. Logo após, houve a utilização do Separador Magnético *Frantz* para a separação dos minerais magnéticos e não magnéticos. Posteriormente, os grãos de zircão foram catados manualmente com auxílio de lupa binocular e colados em fita crepe, e posteriormente, impregnados em resina epóxi e montadas em cilindros os quais foram preparados para análise isotópica.

A captura das imagens para observações das estruturas internas dos cristais de zircão das amostras selecionadas para datação foi feita por microscopia eletrônica de varredura (MEV) no Laboratório de Microanálises da Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (LABMIN-CPRM/Belém). As pastilhas com zircões polidos foram metalizadas com película de ouro de aproximadamente 5μm de espessura para obter imagens por catodoluminescência (CL) e elétrons retroespalhados (ERE), em condições de alto vácuo (3,0 x 10^{-5}mPa). As imagens CL dos cristais de zircão foram obtidas a uma distância de trabalho de 12 mm, com voltagem de 15kV, corrente de chegada de 10 nA e ampliação de 200 vezes.

1.5.7 Litoquímica

As amostras para a análise litoquímica foi precedida pela coleta de fragmentos de até 1,5 cm das rochas graníticas, embaladas e enviadas para o laboratório *ALS Global Geochemistry*. Foi realizada a análise de elementos maiores, menores e traços que forneceram informações importantes em relação a composição das rochas, bem como possibilitaram a elaboração de diagramas geoquímicos como de afinidade geoquímica, ambientes tectônicos, séries magmáticas, entre outros.

Os estudos litoquímicos foram realizados apenas em amostras de corpos graníticos. A dosagem dos elementos químicos presentes foi realizada no laboratório *ALS Global Geochemistry*. A preparação das amostras foi realizada nas etapas: *i)* trituração reduzindo a tamanho menor que 2 mm; *ii)* pulverização para diminuir seu tamanho em 85% passando a uma fração de 75 mícrons.

A determinação de um total de 30 elementos, incluindo os elementos traços e terras raras, foi feita por ICP-MS com fusão de borato de lítio. Já para a determinação dos óxidos maiores e menores foi utilizado ICP-AES, que envolveu a fusão por metaborato ou tetraborato de lítio, seguido pela dissolução do material fundido e análise posterior.

A elaboração dos gráficos geoquímicos teve como base a utilização do *software GCDkit* versão 3.6.0 que foi essencial na interpretação e apresentação dos dados geoquímicos.

1.5.8 Geocronologia U-Pb em zircão

O sistema U-Th-Pb é baseado no decaimento de dois isótopos instáveis de U e Th para formar os isótopos estáveis de Pb. Nesse método os isótopos instáveis ^{238}U, ^{235}U e ^{232}Th dão origem aos isótopos estáveis ^{206}Pb, ^{207}Pb e ^{208}Pb, respectivamente, através da emissão de partículas α e β dos isótopos radioativos. Os isótopos naturais do Urânio são três: ^{238}U, ^{235}U e ^{234}U, sendo todos radioativos. O Tório ocorre na natureza como ^{232}Th, entretanto existem outros cinco isótopos com meia-vidas curtas que ocorrem naturalmente como produto de decaimento do ^{238}U, ^{235}U e ^{232}Th. O ^{238}U possui uma meia vida $T_{1/2}$ = 4,468 Ga e constante de decaimento de 1,55125 x 10^{-10} ano^{-1}, enquanto o ^{235}U apresenta meia vida $T_{1/2}$ = 0,704 Ga. e taxa de desintegração 9,8485 x 10^{-10} ano^{-1} (Faure 1986, Geraldes 2010).

O principal mineral datado pelo método U-Pb é zircão (silicato de zircônio - $ZrSiO_4$) devido a fácil substituição dos íons Zr^{4+} pelos íons U^{4+} em sua estrutura, mas que incorpora pouco ou nenhum ^{204}Pb durante a cristalização; sua elevada resistência física e química aos processos geológicos; ser um mineral acessório comumente presente em uma ampla variedade de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares; apresenta temperatura de fechamento do

sistema U-Pb entre 850 e 900°C; e formar sobrecrescimento sobre núcleos mais velhos. (Faure & Mensing 2005).

- *Análise U-Pb em zircão por LA-Q-ICP-MS*

O estudo geocronológico foi realizado no Laboratório de Geologia Isotópica do IG/UFPA (Pará-Iso) por meio do método U-Pb em zircão por LA-Q-ICP-MS (iCAP-Q). Esta técnica foi realizada em cerca de 100 cristais de zircão *in situ* das amostras MH-19-05 e MH-19-09 (biotita granodioritos), visando a determinação da idade de cristalização dos plútons graníticos. Para a determinação destas idades foi utilizado espectrômetro de massa quadrupolo com plasma indutivamente acoplado (Q-ICP-MS), de marca *Thermo-Finnigan* modelo *Neptune*, equipado com sonda de ablação a *laser Nd:YAG 213 nm, fabricada pela* CETAC, modelo *LSX-213 G2*.

Para o cálculo dos dados foi realizado um pré-tratamento levando em consideração aspectos importantes como o grau de cordância dos cristais de zircão no diagrama, a quantidade de Pb comum presente nesses cristais e proporção do erro das razões isotópicas das amostras, conforme descrito em Milhomem *et al.* (2017a). A correção de Pb comum foi realizada utilizando o modelo de evolução do Pb terrestre ao longo do tempo proposto por Stacey & Kramers (1975). Como material de referência (MR) das análises U-Pb foram utilizados os zircões GJ1 (MR primário), de idade 608,5 ± 1,5 Ma (Jackson *et al.* 2004) e Blue Berry (BB, MR secundário) de idade 560 ± 0,3 Ma (Santos *et al.* 2017).

Durante as análises foram produzidas pequenas crateras nos cristais de zircão (*spot zise*) das amostras com 25 µm de diâmetro e os MRs com 50 µm, frequência de 10 Hz com potência média de 55% que fornece densidade de energia em torno de 5,5 J/cm^2, com ablação de 40s e *Burst Count* de 420 utilizando em média 480 mL/min de gás Hélio.

Os dados analíticos U-Pb obtidos foram processados e tratados em macro *Microsoft Excel* (metodologia adaptada de Milhomem Neto 2017a). O cálculo das idades, erros analíticos e valores de *mean square weighted deviation* (MSWD) foram realizados com o lançamento dos dados isotópicos obtidos, no diagrama Concórdia, a partir de um suplemento do *Microsoft Excel*, o *Isoplot* versão 3.0 (Ludwig 2003).

1.5.9 Geoquímica isotópica Lu-Hf em zircão

O sistema isotópico Lu-Hf em zircão constitui uma importante ferramenta que fornece importantes informações a respeito da formação e evolução da crosta continental (Thirlwall & Walder 1995). Baseia-se no decaimento radioativo, por meio de emissão

espontânea de uma partícula β^-, do radionuclídeo instável de ^{176}Lu para o nuclídeo estável ^{176}Hf com $\lambda = 1.867 \pm 0.07$ x 10-11 e $T_{1/2} = 3.71 \times 10^{11}$ anos (Söderlung *et al.* 2004).

O Lu_{71} é o último e mais pesado elemento do grupo dos Elementos Terras Raras (ETRs) apresentando valência +3 e raio iônico de 0,93 Å. Ocorre em minerais silicáticos, óxidos e fosfatos. O Lu apresenta dois isótopos naturais: o ^{175}Lu estável com abundância de 97,4% e ^{176}Lu instável com abundância de 2,6%. O Hf_{72} é um metal de transição do grupo 4 da tabela periódica com características semelhantes a do Zr, como valência +4 e raio iônico de 0,81 Å. Durante os processos magmáticos tem comportamento mais incompatível que o Lu por apresentar elevado campo de força. O Háfnio possui 6 isótopos naturais ^{174}Hf, ^{176}Hf, ^{177}Hf, ^{178}Hf, ^{179}Hf e ^{180}Hf sendo todos estáveis e não radiogênicos com exceção do ^{176}Hf, o qual é mais abundante. Contudo essa abundância é variável devido ao decaimento radioativo do ^{176}Lu (Faure 1986, Geraldes 2010).

- *Análise Lu-Hf em zircão por LA-MC-IPC-MS*

As análises Lu-Hf em zircão também foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica do IG/UFPA (Pará-Iso). A utilização do método U-Pb foi combinada à análise isotópica Lu-Hf e ambas foram realizadas seguindo os protocolos de rotina de Milhomen Neto *et al*. (2017a e 2017b) implantados no laboratório.

As análises isotópicas de Lu-Hf foram realizadas com uso do espectrômetro de massa multicoletor de alta resolução LA-MC-ICP-MS de marca *Thermo Finnigan Neptune*. A sequência de análises empregada intercalou, quando possível, dez grãos da amostra com o padrão principal, o zircão *Mudtank*, cuja razão $^{176}Hf/^{177}Hf$ é conhecida com precisão (0,282504 ± 0,000044; Woodhead & Hergt 2005) e como padrão secundário o GJ-1, que apresenta razão $^{176}Hf/^{177}Hf$ (0,282000 ± 0,000005; Morel *et al*. 2008). Cada análise utilizou um *spot* de 50 µm com frequência de 10-12 Hz e tempo total para cada ablação de ~42 segundos. Foi utilizada uma potência de 50 a 60% que origina o fornecimento energético de 4-5-6 J/cm². Os dados foram processados em planilhas Excel específicas para Lu-Hf (Bertotti *et al.* 2013) de modo a serem calculados idade modelo Hf-T_{DM}^{C} e o parâmetro $\varepsilon_{Hf}(t)$ de cada zircão analisado. A constante de decaimento utilizada foi 1,867x10-11 anos-1 (Söderlund *et al.* 2004), bem como razões atuais $^{176}Hf/^{177}Hf$ de 0,0336 e $^{176}Hf/^{177}Hf$ de 0,282785 para o Reservatório Uniforme Condrítico (CHUR) (Bouvier *et al.* 2008) e $^{176}Hf/^{177}Hf$ de 0,0388 e $^{176}Hf/^{177}Hf$ de 0,28325 para o manto empobrecido (DM) (Andersen *et al.* 2009). A média da razão $^{176}Hf/^{177}Hf$ (Crosta) utilizada para calcular a curva de evolução crustal das amostras foi de 0,015 (Griffin *et al.* 2002, Belousova *et al.* 2010).

2 GEOLOGIA REGIONAL

A Província Borborema (PB) está localizada na região Nordeste do Brasil e ocupa área de aproximadamente 450.000 km² (Almeida *et al*. 1981). Na contraparte africana, esta província se distribui por cerca de 400.00 km^2 entre Gana e Gabão (Brito Neves *et al.* 2001). A PB é caracterizada por uma rede ramificada complexa de faixas orogênicas neoproterozoicas que se instalaram durante uma tectônica colisional entre grandes blocos cratônicos e *inliers* do embasamento como por exemplo os crátons São Luís – Oeste Africano e São Francisco – Congo, e também o Bloco Parnaíba.

A estruturação da PB se desenvolveu em dois principais ciclos orogênicos no Neoproterozoico. Um deles ocorreu no Eotoniano (1000 – 930 Ma) e é conhecido como Ciclo Cariris Velho e o outro no Ciclo Brasiliano/Pan-Africano (800 – 480 Ma) (Brito Neves *et al.* 1995, Brito Neves & Fuck 2013). A tectônica desses ciclos orogênicos deu origem a uma importante rede de zonas de cisalhamento, dentre as mais importantes e expressivas estão os lineamentos Transbrasiliano - Kandi – Hoggar 4°50', Senador Pompeu, Patos – Garoua e Pernambuco – Adamaoua (Brito Neves *et al.* 2001, Fetter 2003, Arthaud *et al.* 2008).

Além das diversas zonas de cisalhamento, a PB é destacada pela presença marcante de corpos graníticos de várias idades, natureza e ambiente tectônico. Estas rochas graníticas recortam diversas faixas orogenéticas e terrenos tectonoestratigráficos (Brito Neves *et al.* 2003).

A PB é considerada uma província estrutural/tectônica e as grandes zonas de cisalhamento foram importantes para subdividi-la em domínios, cuja a proposta de Brito Neves *et al.* (2001), a subdivide em cinco domínios: *i)* Médio Coreaú (Noroeste do Ceará) localizado no noroeste do estado do Ceará e norte do Piauí é delimitado a leste pelo Lineamento Transbrasiliano (LTB); *ii)* Ceará Central delimitado a noroeste pelo LTB, a sudeste pelo Lineamento Senador Pompeu (LSP); *iii)* Rio Grande do Norte balizado a oeste e noroeste pelo LSP e a sul pelo Lineamneto Patos – Garoua (LPG); *iv)* Transversal – Compreende os terrenos reunidos a sul do LPG e norte do Lineamento Pernambuco – Adamaoua (LPA); *v)* Sul – que corresponde ao domínio situado a sul do LPA e a norte do Cráton São Francisco - Congo.

Estes domínios registram a alternância de domínios metaígneos e cinturões metassedimentares de várias idades que são marcantes na PB (Caxito *et al.* 2020, Neves 2021).

Os domínios metaígneos compreendem blocos arqueanos dispersos, mas são compostos essencialmente por ortognaisses e migmatitos Paleoproterozóicos,

majoritariamente com idades entre 2,25 a 2,05 Ga, considerados como resultado da fusão de microcontinentes e arcos insulares durante um grande episódio de acreção/colisão encerrado cerca de 2 Ga atrás (Neves 2021). A atividade ígnea no Neoproterozóico produziu um cinturão de cerca de 50 km de largura com direção NE de granitos a granodioritos dominantemente grossos e sequências vulcanossedimentares subordinadas entre 1000 e 920 Ma (Santos *et al.* 2019, Caxito *et al.* 2020) e episódios mais restritos de magmatismo intraplaca em 900–850 Ma (Caxito *et al.* 2016, Neves *et al.* 2021) e 700–640 Ma nos domínios da zona transversal (DZT) e sul (DS) (Oliveira *et al.* 2010, Neves *et al.* 2020).

Entre 670 e 640 Ma, um grande batólito, interpretado como um arco magmático, foi colocado na parte oeste do DCC (Fetter *et al.* 2003, Ganade de Araújo *et al.* 2014). No final do Neoproterozóico e início do Cambriano (640-530 Ma), toda a província foi afetada por extenso magmatismo granítico; este evento compreende magmatismo sincinemático abundante na PB (Neves 2015).

Cinturões metassedimentares, comumente com um componente vulcânico subordinado, cobrem grandes áreas da PB. Sucessões vulcanossedimentares do Paleoproterozóico tardio (idade de ~1,7 Ga) estão presentes no DNC e DCC (Sá *et al.* 1995). Uma pequena fração das sequências metassedimentares no DZT e do DS tem idades tonianas iniciais (1000–920 Ma) (Caxito *et al.* 2020, Van Schmus *et al.* 2011). No entanto, a maioria das bacias sedimentares precursoras foram formadas no Neoproterozóico médio/final (<800–700 Ma), com a sedimentação terminando um pouco antes ou no início da orogenia Brasiliana (Van Schmus *et al.* 2003, Neves *et al.* 2009, Oliveira *et al.* 2015).

A província Borborema foi extensivamente retrabalhada e metamorfoseada durante a orogenia Brasiliana do Neoproterozóico ao Paleozóico Inferior. A fase inicial deste evento, entre 640 e 600 Ma, conforme determinado pela datação U-Pb em zircão de ortognaisses e plutons com foliações de mergulho raso e lineações de mergulho descendente, resultou em deformação contracional e metamorfismo nos setores noroeste, central e sul da PB (Neves 2021). No DNC e DCC, a tectônica nappe com transporte tectônico de NW para WNW está associada a extensa migmatização de sequências metassedimentares e granulitos máficos e eclogitos retrógrados a anfibolitos granada com pressões de equilíbrio > 1:2–1,4 GPa (Arthaud *et al.* 2008, Santos *et al.* 2008, Santos *et al.* 2015, Amaral *et al.* 2012).

Modelos contrastantes foram propostos para explicar o primeiro estágio da orogenia Brasiliana, variando da fusão de arcos magmáticos continentais ao espessamento orogênico intracontinental (Caxito *et al.* 2020, Neves 2015). No entanto, atualmente um consenso emergente é que a PB se desenvolveu após cerca de 600 Ma em um cenário pós-colisional

intracontinental (Ganade de Araújo *et al.* 2014, Caxito *et al.* 2020, Neves 2015, Neves *et al.* 2006, Ganade de Araújo *et al.* 2021).

No final da orogenia Brasiliana, a reativação da PB controlou a formação de pequenas bacias molássicas do Cambriano-Ordoviciano no noroeste da província da Borborema (Brito Neves 2002). Esta deformação tardia foi seguida por um período de quiescência marcado por subsidência regional e formação da Bacia do Parnaíba na parte mais ocidental da PB. A reativação do BSZS desempenhou novamente um papel fundamental no Mesozóico durante o rifteamento continental que levou à abertura do Oceano Atlântico, conforme indicado pela geometria das bacias sedimentares cretáceas do Araripe, Jatobá e Potiguar (Matos 1992).

A região de estudo está localizada na porção NW da PB, no limite entre os domínios Noroeste do Ceará e Ceará Central (Figura 2.1).

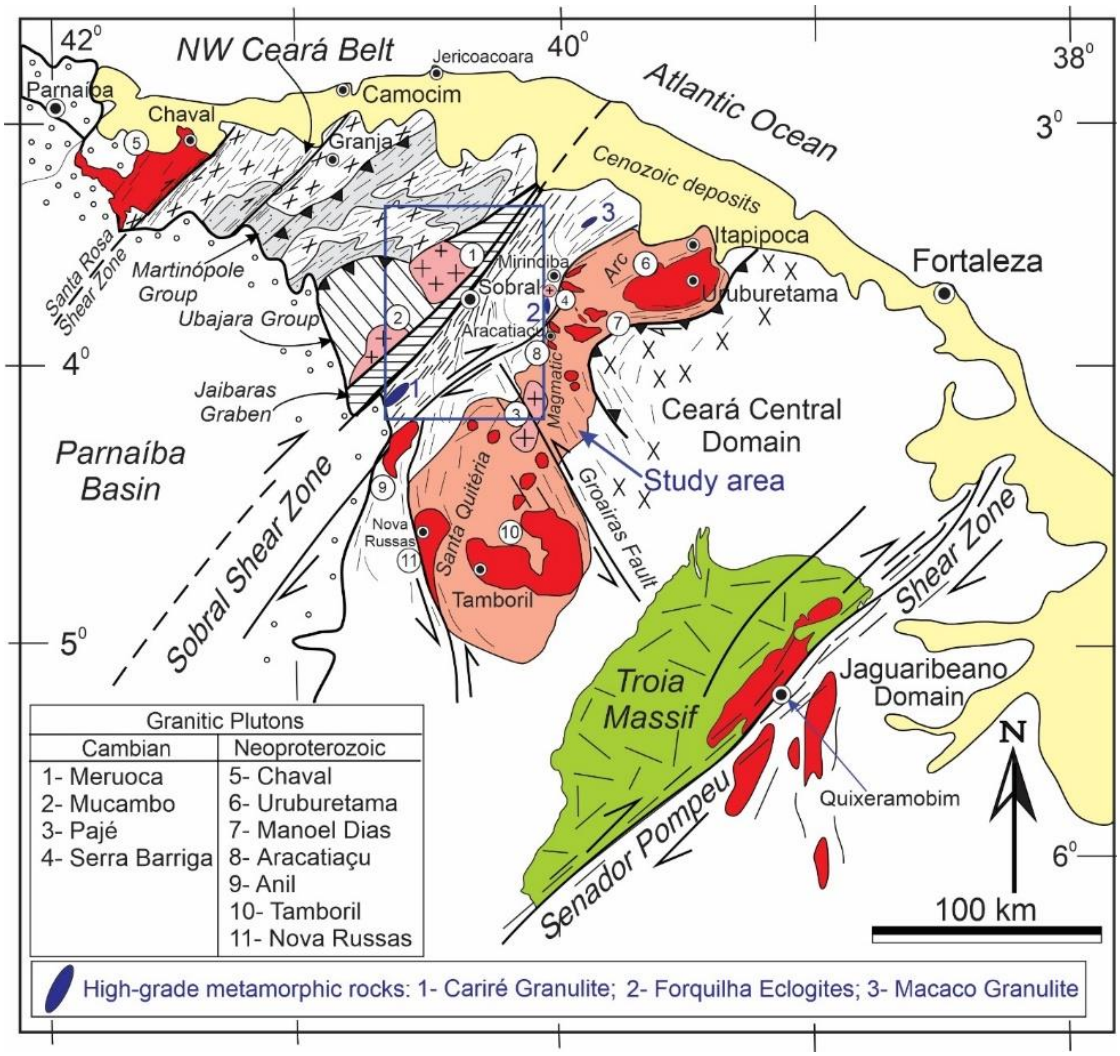


Figura 2.1 – Mapa geológico da porção noroeste da Província Borborema com destaque para os domínios Noroeste do Ceará e Ceará Central, limitados pela Zona de Cisalhamento Sobral (ZCS) que compõe o Lineamento Transbrasiliano (Adaptado de Gorayeb *et al.* 2020). A localização da área de estudo é representada pelo polígono em azul.

2.1 DOMÍNIO NOROESTE DO CEARÁ

O Domínio Noroeste do Ceará (DNC) situa-se na parte noroeste do Ceará e nordeste do Piauí, correspondendo ao bloco crustal situado a NW do LSPII, que é o segmento norte do LTB, uma megaestrutura de direção NE-SW de caráter transcorrente dextral e idade neoproterozoica, que delimita o DNC do DCC (Delgado *et al*. 2003, Santos *et al.* 2008). As zonas de cisalhamento representam feições estruturais marcantes no DNC, e exibem expressiva linearidade de seus traços em superfície e se dispõem geralmente segundo a direção NE-SW (Nogueira Neto 2000).

Grande parte do DNC é representado pelo Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará (Abreu *et al.* 1988), compreendendo o terreno paleoproterozoico Granja e a Faixa neoproterozoica Martinópole-Ubajara, que constituem fatias crustais limitadas por zonas de cisalhamento transcorrentes-transpressivas de direção NE-SW (Delgado *et al.* 2003, Santos *et al.* 2008a).

2.1.1 Complexo Granja

A unidade mais antiga é representada pelo Complexo Granja de idade 2,35 Ma (Sideriano), que compreende uma associação de rochas de alto grau metamórfico, constituída principalmente por ortognaisses migmatizados (biotita-anfibólio gnaisse), anfibolitos, leucogranitos, granulitos máficos, enderbitos, charnokitos e silimanita-granada gnaisses migmatizados (Delgado *et al*. 2003, Santos *et al.* 2008a).

2.1.2 Grupo Martinópole

Sequências supracrustais representadas pelos grupos Martinópole e Ubajara recobrem discordantemente as rochas do Complexo Granja.

O Grupo Martinópole é subdividido em quatro formações, da base para o topo: *(i)* Goiabeira que está em discordância sobre os gnaisses do embasamento e é composta por granada-clorita xistos, estaurolita xistos, muscovita-clorita xistos, cianita xistos e paragnaisses quartzo-feldspáticos; *(ii)* São Joaquim, que contém quartzitos com cianita, sillimanita e muscovita, além de raras rochas calcissilicáticas e intercalações de metavulcânicas félsicas (Santos *et al.* 2008a). *(iii)* Covão; *(iv)* Santa Terezinha compostas por mica xistos, metadiamictitos, metapelitos e metacarbonáticas (metadolomitos, metacálcarios e margas) com intercalações de metagrauvacas, metaritmitos, quartzitos e metavulcânicas félsicas. As paragêneses minerais (clorita-quartzo-muscovita) e microestruturas em quartzo (subgrãos, quartzo fitado) indicam metamorfismo na fácies prehnita-pumpellyita a xisto verde para estas formações.

Fetter *et al.* (2003) sugerem idade neoproterozoica (cerca de 777 Ma) para a deposição do Grupo Martinópole, baseado em determinações U–Pb (*ID-TIMS)* em zircões encontrados em rochas metavulcânicas félsicas das formações São Joaquim e Santa Terezinha.

Santos & Hackspacher (1992) e Santos (1993) definiram condições da fácies anfibolito em média pressão para o Grupo Martinópole. Já as paragêneses minerais (clorita-quartzo-muscovita) e microestruturas em quartzo (subgrãos, *ribbon quartz*) indicam metamorfismo na fácies prehnita-pumpellyita a xisto verde para as formações Covão e Santa Terezinha.

2.1.3 Grupo Ubajara

O Grupo Ubajara compreende uma sequência plataformal proximal composta por três formações; da base para o topo: *(i)* Trapiá - constituída por metarenitos conglomeráticos laminados intercalados com metassiltitos e metarenitos puros; *(ii)* Caiçaras - composta por ardósias, metassiltitos e intercalações de metarenitos; *(iii)* Frecheirinha - composta por metarenitos e metacalcários escuros com eventuais intercalações de metassiltitos, metamargas e quartzitos; e *(iv)* Coreaú - formada por metarenitos arcoseanos intercalando-se com metagrauvacas e metaconglomerados (Santos *et al.* 2008a).

2.1.4 Grupo Jaibaras

As unidades mais novas do Cambro-Ordoviciano, estão representadas pelo Grupo Jaibaras que é subdividido em 4 formações, da base para o topo: Massapê, Pacujá, Suíte vulcanoclástica Parapuí, Aprazível), que registram um processo tectônico extensional, que marca o início da fase rifte na região. o Grabén Jaibaras é um dos registros da tectônica extensional que ocorreu no limite Neoproterozoico/Paleozoico.

A estratigrafia do Grupo Jaibaras compreende as: *i)* Formação Massapê: composta por conglomerados polimíticos com clastos angulares e subangulares do embasamento e do Grupo Ubajara imersos em matriz arenítica arcoseana (Costa *et al.* 1979, Almeida 1998); *ii)* Formação Pacujá: composta por arenitos arcoseanos micáceos e margas, além de camadas conglomeráticas subordinadas (Gorayeb *et al.* 1988, Quadros *et al.* 1994, Parente *et al.* 2004); *iii)* Suíte vulcanoclástica Parapuí: Suíte de rochas vulcânicas bimodal (labradorita/andesita basaltos, olivina basaltos, traquibasaltos, magnetita/ilmenita basaltos e metabasaltos, além de riolitos), incluindo fluxo de lavas, depósitos piroclásticos (Costa *et al.* 1973, Nascimento & Gorayeb 2004); e *iv)* Formação Aprazível: compreende conglomerados polimíticos e brechas (Costa *et al.* 1979).

2.1.5 Granitos Pós-tectônicos

Nos arredores do LTB, encontra-se os plútons anorogênicos representados pela Suíte granítica Meruoca, que reúne os granitos Meruoca, Mucambo, Serra da Barriga, Pajé e Anil, além do enxame de diques Aroeiras (Gorayeb *et al.* 1988). Os plútons Meruoca e Mucambo não apresentam deformação dúctil (apenas rúptil) e são mais jovens e compreendem granitos alcalinos a peralcalinos (Sial *et al.* 1981). O plúton Mucambo têm idade U-Pb (*ID-TIMS)* de 532 ± 7 Ma (Santos *et al.* 2008a, Fetter 1999), enquanto o plúton Meruoca possui idade U-Pb (*SHRIMP)* de 523 ± 10 Ma (Archanjo *et al.* 2009). A colocação destes granitos e a formação do Grabén Jaibaras são os registros da tectônica extensional que ocorreu no limite Neoproterozoico/Paleozoico. Segundo Oliveira (1992) e Nascimento & Gorayeb (2004) a formação das rochas do Grupo Jaibaras foi simultânea aos eventos magmáticos da Suíte Parapuí, com a posterior intrusão do Granito Meruoca.

2.2 DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL

O Domínio Ceará Central (DCC) está localizado entre os lineamentos SPII à oeste e o Senador Pompeu à leste, e limita-se ainda com a Bacia do Parnaíba a oeste e com a Província Costeira ao norte. Martins (2000) divide o DCC em quatro unidades geotectônicas: *i)* Embasamento Arqueano; *ii)* Terrenos acrescionários do Paleoproterozoico; *iii)* Terreno Santa Quitéria e *iv)* Coberturas do tipo rift-plataformal do Neoproterozoico.

O conjunto de rochas arqueanas compreende um extenso maciço designado Troia-Pedra Branca, representada pelo Complexo Cruzeta constituído por três unidades: Troia (pacote metavulcanossedimentar) com idade U-Pb de ~2,77 Ga, Pedra Branca (ortognaisses TTG primitivos) com idade U-Pb entre 2,77 e 2,85 Ga e idade modelo T_{DM} entre 2,92 e 3,04 Ga, Mombaça (gnaisses TTG, migmatitos e rochas paraderivadas de alto grau metamórfico) de idade U-Pb entre 2,13 e 2,23 Ga e idades modelo T_{DM} entre 2,24 e 2,44 Ga (Fetter 1999, Martins 2000, Delgado *et al*. 2003).

No Paleoproterozoico formou-se a sucessão metassedimentar da Unidade Algodões (2,3 Ga) e o Grupo Oriente Novo. Mas, a maior extensão do DCC é ocupada por complexos de rochas metassedimentares neoproterozoicas pertencentes ao Grupo Ceará (unidades Canindé, Independência, Quixeramobim e Arneiroz) (Delgado *et al*. 2003).

Os processos termotectônicos foram definidos entre 660 e 570 Ma consistindo de metamorfismo, deformação e colocação de granitoides (Delgado *et al*. 2003, Hasui *et al*. 2012).

Os terrenos acrescionários do Paleoproterozoico constituídos por paragnaisses e ortognaisses estão situados entre o Arco Santa Quitéria e a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu e correspondem ao Complexo Independência, Grupo Itatira e uma parte do Grupo Ceará (Martins 2000).

No DCC há evidências de rochas características de zonas basais colisionais em processos de subducção representado pela Zona Eclogítica de Forquilha, que está localizado a leste do LTB e a oeste do Arco Magmático Santa Quitéria, apresentando *trend* direcional N-S, podendo representar o registro de uma subducção, seguida de colisão continental. Os dados geoquímicos dos retroeclogitos de Forquilha definem uma afinidade tholeítica do tipo *N-MORB* e *IAT* (Amaral *et al.* 2011), o que reforça a ideia de possíveis resquícios de uma subdução oceânica (Alcemi *et al.* 2013). O retrometamorfismo ocorreu de forma heterogênea nos corpos de retroeclogitos, sendo muito mais intenso nas regiões de bordas e porções com proeminente foliação milonítica, podendo ser caracterizado por quatro estágios principais. O primeiro e segundo associados à descompressão, que promoveu a desestabilização da paragênese da fácies eclogito para a fácies granulito de alta pressão, e os demais foram favorecidos pela gradual e crescente entrada de H_2O no sistema, promovendo a estabilidade de uma paragênese da fácies anfibolito, e depois a incipiente formação de minerais típicos da fácies xisto verde (Alcemi *et al.* 2013).

Na região de Cariré (Figura 2.1), próximo ao LPSII no DCC, as rochas de alto grau são representadas por granulitos máficos (clinopiroxênio-granada granulito) e granulitos félsicos (enderbitos). Ambas as rochas ocorrem em lentes e *boudins* associados a granodioritos, dioritos, tonalitos e migmatitos milonitizados. A evolução estrutural envolveu deformação polifásica que compreende duas fases: i) deformação com empurrão compreensivo com vergência para NW que trouxe rochas granulíticas profundas para níveis crustais mais superiores; e ii) deformação transcorrente NE-SW em regime dúctil com estágio final transtensional que controlaram o desenvolvimento de bacias molássicas (p.e., Bacia de Jaibaras) e ascensão de magmas (p.e., plútons Meruoca e Mucambo) (Arthaud *et al.* 2008, Fetter 1999, Nogueira Neto 2000, Santos *et al.* 2008a, Amaral *et al.* 2012).

O Complexo Tamboril – Santa Quitéria (CTSQ) é um grande complexo ígneo majoritariamente constituído por rochas plutônicas félsicas com abundante quantidade de enclaves máficos, além de diversas feições de anatexia. Grandes volumes de magma foram introduzidos na forma de veios, camadas e plútons. Em termos gerais, constitui-se por gabros, dioritos, tonalitos, granodioritos, monzogranitos e granitos com valores de εNd (T = 600 Ma)

que variam, predominantemente, de -13 a +3,5, e idades de cristalização entre 660 e 614 Ma (Fetter 1999, Fetter *et al.* 2003). Inicialmente interpretado como uma unidade alóctone de idade arqueana (Caby & Arthaud 1986), o CTSQ é de idade neoproterozoica, como mostrado por várias idades modelo Sm-Nd e idades de zircões U-Pb (Fetter *et al.* 2003, Castro 2004). Fetter *et al.* (2003) e Gorayeb *et al.* 2020 interpretaram o complexo como um arco magmático de margem continental.

O DCC foi estruturado durante o Ciclo Brasiliano/Pan-Africano do Orógeno Gondwana Ocidental, como consequência da convergência, ao final do Neoproterozoico, entre os crátons Amazônico, São Luis-Oeste Africano e São Francisco-Congo (Brito Neves & Fuck 2013).

2.3 O LINEAMENTO TRANSBRASILIANO

O LTB foi primeiramente reconhecido por Schobbenhaus *et al.* (1975), durante a execução do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo pelo Departamento Nacional de Pesquisa Mineral (DNPM), nas folhas Goiás (SD.22) e Tocantins (SC.22), que o definiu como faixa intensamente falhada que atravessa grande parte do território brasileiro. Foi considerado por estes autores, como uma feição linearizada que representa um elemento estrutural de primeira ordem com extensão que ultrapassam 2.700 km com direção NNE-SSW. Schobbenhaus *et al.* (1975) admitem que este lineamento foi estabelecido no Pré-Cambriano com reativações até o Cretáceo Superior. É considerada uma das estruturas mais importantes do Gondwana Ocidental e possui forte influência na formação de todo o Gondwana (Brito Neves & Cordani 1991).

A extensão do LTB não está restrita ao Continente Sul Americano como primeiramente foi definido, pois se prolonga para o Continente Africano. Esta megazona de cisalhamento é exposta desde a Argentina e Paraguai, passando pelo Centro-Oeste e Nordeste do Brasil, estendendo-se para o oeste da África, onde é conhecido como Lineamento Hoggar-4°50’ ou Lineamento Kandi-Hoggar (Caby 1989, Caby 2003, Arthaud *et al.* 2008, Cordani *et al.* 2013, Brito Neves *et al.* 2014, Ganade de Araújo *et al.* 2014) (Figura 2.2A e B). A extensão total do lineamento é estimada em 4.000 km, tornando-se a zona de cisalhamento mais extensa da Terra (Trompette 1994, Oliveira & Mohiak 2003, Arthaud *et al.* 2008, Santos *et al.* 2008b, Attoh & Brown 2008, Cordani *et al.* 2013). No Continente Africano o lineamento está disposto em um *trend* preferencial NNE-SSW desde o litoral oeste, na divisa entre Togo e Gana, até a região central da Argélia (Guiraud *et al.* 2000). Atualmente este megalineamento está individualizado nos dois continentes (Figura 2.2C).

A extensão do LTB foi primeiramente estimada em 2.700 km por Schobbenhaus (1975), com os avanços no estudo Fuck *et al.* (2013) atribui aproximadamente 9.000 km de extensão e Chamani (2015) estimou de maneira linear a extensão do Continente Sul-Americano até a África em cerca de 7.400 km, sendo que 4.900 km estariam presentes na América do Sul.

O LTB é interpretado em duas principais vertentes. A primeira é que essa estrutura se trata de uma sutura na crosta terrestre, ao longo da qual grandes quantidades de litosfera podem ter sido consumidas sendo apenas uma zona de cisalhamento intercontinental (Caby 2003, Arthaud *et al.* 2008, Ganade de Araújo *et al.* 2013). A segunda interpreta o LTB como um corredor tectônico/deformacional policíclico resultado da colisão de diversas massas cratônicas e microcontinentes (Brito Neves & Fuck 2013, Cordani *et al.* 2013, Brito Neves *et al.* 2014).

Na região Nordeste do Brasil, o LTB foi primeiramente denominado de Lineamento Sobral-Pedro II (Costa *et al.* 1979), porém hoje é conhecido como Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (Cavalcante *et al.* 2003) e possui ramificações na região noroeste do Ceará, representado pelas zonas de cisalhamento Granja e Santa Rosa (Gorayeb *et al.* 2011). Na Província Tocantins o LTB é representado pelas zonas de cisalhamento Talismã, Porto Nacional e Rio São Valério (Gorayeb 2010). Na Província Borborema (PB) as principais zonas de cisalhamento estão relacionadas ao LTB, de modo que formam uma estrutura em *splay* que se estende por toda a região Nordeste do Brasil (Delgado *et al.* 2003).

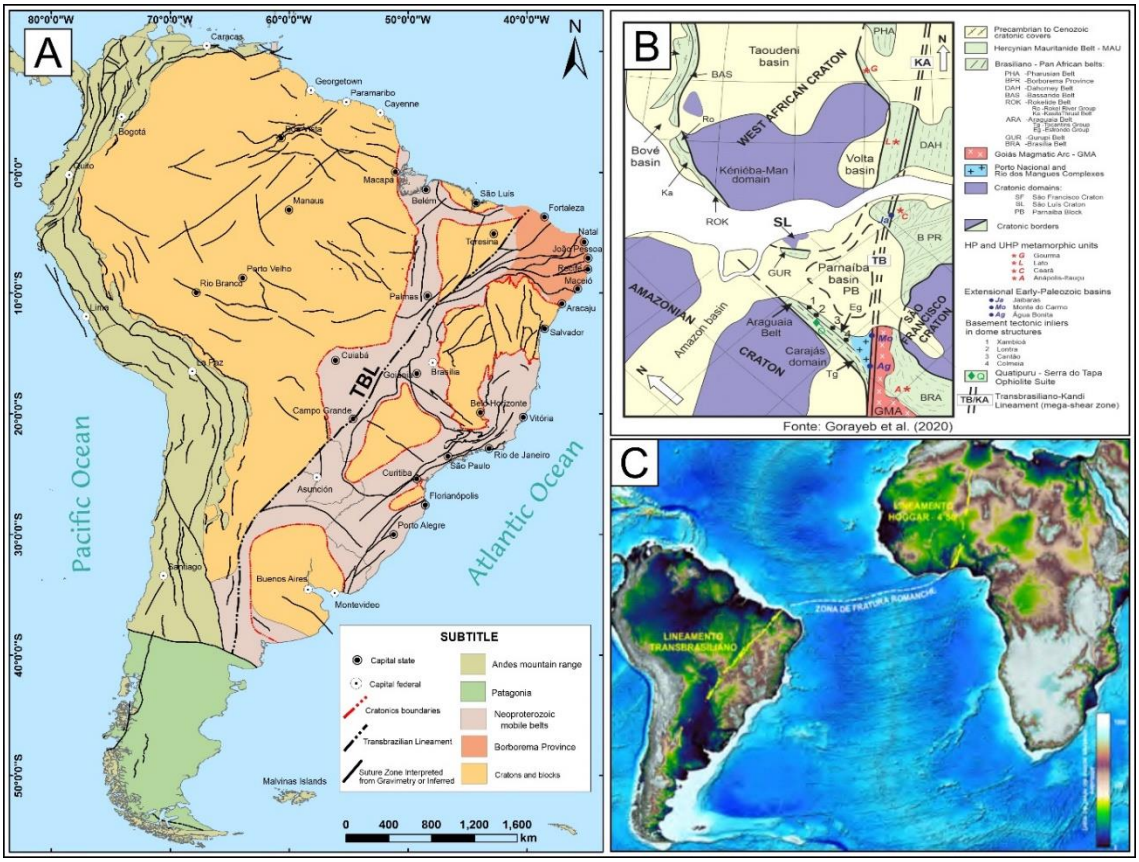


Figura 2.2 – Mapas com indicação do megalineamento Transbrasiliano-Kandi. A) Localização do LTB e das principais unidades geotectônicas na América do Sul (modificado de Gómez *et al.* 2022); B) Reconstituição do Gondwana Oeste com os principais crátons e a extensão do LTB para a África (Gorayeb *et al.* 2020); C) Disposição atual do LTB nos Continentes Sul-Americano e Africano (Bartorelli *et al.* 2020).

Segundo Vauchez *et al.* (1995), o processo deformacional nessas zonas de cisalhamento se iniciou em sentido dextral em torno de 570-600 Ma. Entre essas principais zonas de cisalhamento da PB estão os lineamentos Senador Pompeu (correlato à Falha Ile Ife, na Nigéria), Patos e Pernambuco (sua contraparte africana é a zona de falha Foumban, em Camarões) (Fairhead & Maus 2003, Cavalcante 2006).

Ao longo do LTB no centro do estado do Tocantins bem como no NW do estado do Ceará, são reconhecidas a presença de megalentes de rochas granulíticas que representam fatias de crosta inferior alinhadas na direção NNE-SSW. Os principais representantes são os complexos granulíticos Porangatu, Porto Nacional, Granja, Cariré e Macaco (Gorayeb & Abreu 1989, Gorayeb 1996a, Amaral *et al*. 2012). Estes corpos estão comumente associados com zonas de cisalhamento dúcteis de alta temperatura em vários ramos do LTB e registram estágios avançados de uma colisão continental, que levou a exumação de rochas infracrustais no final do Neoproterozoico (Gorayeb *et al.* 2017). As características estruturais e geocronológicas são semelhantes entre os complexos granulíticos e revelam uma associação

íntima com o LTB, que podem ser interpretadas como porções inferiores do Orógeno Tocantins a 570 - 580 Ma (Gorayeb *et al.* 2017).

A gênese do LTB segundo Cordani *et al.* (2013) está relacionada ao fechamento do Oceano Goiás (Brasiliano)-Pharusiano que ocorreu durante a era neoproterozoica em 620 Ma, após a amalgamação de diversas massas continentais, principalmente os crátons Amazônico, São Francisco-Congo, Kalahari, África Oeste, Rio de La Plata e possivelmente microcontinentes, durante a Orogenia Brasiliana onde ocorreu o evento de colagem de blocos que geraram o Gondwana Ocidental (Brito Neves & Fuck 2013, Cordani *et al.* 2013), período compreendido entre 700 e 450 Ma (Brito Neves *et al.* 2014).

Ganade de Araújo *et al.* (2013) sumarizam os principais eventos tectônicos relacionados à colagem final do Gondwana Oeste e à origem do LTB e consideram esta estrutura como um limite de placa transformante. Estes autores propuseram dois eventos colisionais diferentes e os dividem em quatro estágios: *i)* Pré-colisional (~850 – 650 Ma), em que ocorreu a subducção da placa oceânica e posterior fechamento do Oceano Goiás-Pharusiano, gerando arcos magmáticos intra-oceânicos e continentais, e em contrapartida, houve a abertura do Oceano Sergipano-Oubanguides; *ii)* Colisão I (~620 – 610 Ma) onde ocorreu a colisão da Província Borborema com o Bloco Parnaíba (Unidade não aflorante, abaixo da Bacia do Parnaíba). Este bloco está localizado entre a PB e o Cráton Amazônico. A colisão formou o chamado Orógeno Gondwana Ocidental, que envolveu metamorfismo de alta e ultrapressão ao longo do LTB. No decorrer desse processo, iniciou-se a subducção do Oceano Sergipano-Oubanguides. O LTB se formou como uma zona de cisalhamento dextral resultado dos estágios finais dessa colisão em ~ 615 Ma que reativou suturas antigas; *iii)* Colisão II (~590 – 570 Ma) foi o evento de fechamento do Oceano Sergipano-Oubanguides e formação do Orógeno Sergipano. Neste caso, o LTB funcionou como um limite de placa transformante, permitindo a colisão da PB (a norte) e o Cráton São Francisco (a sul); *iv)* Extrusão da PB (~580 – 550 Ma) caracterizada pelo escape de material à NE e rotação anti-horária da PB, formando zonas de cisalhamento dextrais como resultado da acomodação de esforços colisionais e endentação cratônica.

O LTB é então considerado um grande corredor de cisalhamento com deformação policíclica de direção NNE-SSW exposto entre os grandes domínios estruturais como as Províncias Borborema, Mantiqueira e Tocantins, bem como o Cráton Pampeano (Brito Neves & Fuck 2013) (Figura 2.2B). Possui cinemática predominantemente dextral, porém há registros de reativações sinistrais relacionadas a eventos de reativação do LTB (Amaral *et al.* 2017).

Alguns corpos graníticos se alojaram ao longo e na região adjacente ao LTB durante o período Ediacarno-Cambriano, entre eles estão os granitos Meruoca com idades U-Pb de 523±9 Ma e 523±20 Ma (Archanjo *et al.* 2009, Teixeira *et al.* 2010, respectivamente), Mucambo com idade 542±6 Ma 532±9 Ma (Fetter 1999, Santos 1999, respectivamente), Pajé com idade 529±3 Ma (Nascimento 2012), Anil com idade 587±19 Ma (Gorayeb & Lafon 1995), Serra da Barriga de idade 522±5 Ma e 522±7 Ma (Fetter 1999, Mattos *et al.* 2007, respectivamente), que estão localizados no Ceará (Cordani *et al.* 2013). Esse magmatismo do final do Neoproterozoico – início do Paleozoico, está relacionado à tectônica extensional, com a implantação de grabéns à exemplo da Bacia de Jaibaras com mecanismo associado em período posterior a zona de cisalhamento Sobral-Cariré.

Na Província Tocantins, há outros registros de granitogênese ocorrida no final do Neoproterozoico representada pela Suíte Intrusiva Lajeado, que engloba os granitos Lajeado, Matança (Costa 1985) e Palmas, distribuídos ao longo do LTB em um eixo NNE-SSW. A idade dos granitos situa-se no intervalo de 547 a 548 Ma, podendo ser interpretadas como idade de intrusão e cristalização desses corpos graníticos nessa região da Província Tocantins (Gorayeb & Moura 2006, Gorayeb *et al.* 2013).

O LTB é o principal responsável pela formação de diversas bacias sedimentares do final do neoproterozoico relacionada à tectônica extensional, algumas conhecidas como molássicas que tem sua gênese intimamente ligada ao processo de reativação rúptil de estruturas antigas do embasamento associadas ao LTB. Estas bacias molássicas estão acomodadas em estruturas do tipo gráben, e alguns exemplos importantes são as bacias Jaibaras, Jaguarapi, Cococi, Monte do Carmo e Água Bonita. Além destas bacias menores, o LTB influenciou a deposição de grandes bacias sedimentares Fanerozoicas como a do Paraná e do Parnaíba (Brito Neves *et al.* 1984, Cordani *et al.* 1984, Cordani *et al.* 2013).

2.4 OUTRAS ZONAS DE CISALHAMENTO DA PROVÍNCIA BORBOREMA

Uma das características marcantes em toda a Província de Borborema é a presença de uma série de lineamentos de escala continental que representam zonas de cisalhamento transcorrentes subverticais (Figura 2.3). Esses lineamentos delimitam cinturões quilométricos de rochas deformadas com dezenas a centenas de metros de largura com grande variedade de tipos de milonitos, além de marcante presença de lineações de estiramento mineral sub-horizontais (baixo *rake*). Critérios de cisalhamento consistentes indicam que esses cinturões se formaram como resultado de movimentação dextral. A maioria das zonas de cisalhamento formaram-se em grande profundidade marcadas por gnaisses miloníticos de mais de 20 km de

profundidade, geralmente desenvolvidos sob condições de alta ou baixa pressão, acompanhadas por anatexia (Vauchez *et al.* 1995, Corsini *et al.* 1998, Arthaud 2007).

Este complexo sistema de zona de cisalhamento em escala continental é composto por um conjunto de zonas de cisalhamento dextral de tendência NE a NNE, das quais existem duas zonas de cisalhamento dextral de *trend* E principais com terminações em rabo de cavalo no ramo transpressional do cinturão, bem como várias zonas de cisalhamento dextral de *trend* E e sinistral com *trend* para NE (Neves *et al.* 2021).

As principais zonas de cisalhamento são marcadas por extensos gradientes magnéticos lineares ou curvilíneos, implicando sua continuação em profundidade. As principais zonas de cisalhamento são materializadas por migmatitos e milonitos de fácies anfibolito, mas todo o sistema mostra evidências de deformação tardia em temperaturas mais baixas. O sistema desenvolveu-se durante os últimos estágios da orogenia Neoproterozóica Brasiliana (Pan-Africana) (principalmente de 590 a 560 Ma), datando em mais de 20 Ma o estágio principal da deformação contracional (Neves *et al.* 2021).

A localização do cisalhamento transcorrente nesta configuração intraplaca foi controlada por contrastes reológicos entre blocos com histórias paleoproterozóicas distintas, a presença de *rifts* pré-orogênicos neoproterozóicos, a geometria do cráton e zonas de atividade magmática, destacando a importância da heterogeneidade reológica no controle da nucleação e evolução da zona de cisalhamento (Neves *et al.* 2021).

2.4.1 Zona de Cisalhamento Senador Pompeu

A Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP) delimita o sudeste do DCC. Apresenta um *trend* NE-SW com cerca de 350 km de comprimento e 10 a 15 km de largura. Essa zona é correlacionada à Falha IIe-Ife, localizada na Nigéria no Continente Africano (Caby 1989, Cavalcante 2006, Cordani *et al.* 2013). Esta zona de cisalhamento possui características de transcorrência dextral, envolvendo os mais diversos tipos de rochas metamórficas, migmatitos e milonitos de alta temperatura (Vauchez *et al.* 1995).

2.4.2 Sistema de Zona de Cisalhamento Patos

Esta feição estrutural está localizada entre os domínios Rio Grande do Norte e Transversal, delimitando o setor norte da Província Borborema (Arthaud *et al.* 2008). É produto de deformação transpressiva ocasionada pela colisão oblíqua entre os crátons São Francisco e Oeste Africano (Casting *et al.* 1994). Possui uma extensão de aproximadamente 500 km e 30 km de largura, com direção E-W, sendo caracterizada como uma zona transcorrente dextral de escala continental, considerada uma das maiores do mundo. Vários

tipos de rochas cisalhadas estão expostos na Zona de Cisalhamento Patos, sugerindo uma zona de movimentação complexa e de longa duração. Os milonitos presentes nessa zona atingiram condições metamórficas na fácies anfibolito até a anatexia (Corsini *et al.* 1991).

Neves *et al.* (2021) classificam como Sistema de Zona de Cisalhamento Patos (SZCPa) em que faz parte de um duplex. A leste do duplex, o SZCPa possui 150 km de extensão e consiste em um cinturão milonítico de tendência E-W de até 25 km de largura, a partir do qual algumas zonas de cisalhamento dextrais com tendência NE se ramificam, formando estruturas semelhantes a rabo de cavalo (Neves *et al.* 2021). O SZCPa é essencialmente composto por migmatitos e milonitos de granulação grossa de alta temperatura (650–700°C) com foliações miloníticas subverticais com lineações de alongamento mineral sub-horizontal e critérios comuns de cisalhamento dextral (Neves *et al.* 2021).

Os milonitos são derivados principalmente de ortognaisses. Rochas metassedimentares miloníticas são mais comuns na parte leste do SZCPa, onde quartzitos, metapelitos e anfibolitos do cinturão Seridó, intercalados com leucogranitos anatéticos, foram cisalhados (Neves *et al.* 2021).

2.4.3 Sistema de Zona de Cisalhamento de Pernambuco

O sistema de zona de cisalhamento Pernambuco (anteriormente chamado de lineamento de Pernambuco) foi inicialmente interpretado como uma zona de cisalhamento contínua de 700 km de comprimento (Davison *et al.* 1995) e ainda é mostrado dessa forma em vários mapas regionais recentes (Neves *et al.* 2021). No entanto, trabalhos mais detalhados mostram que ela é composta por dois segmentos distintos e não conectados: a Zona de Cisalhamento Oeste de Pernambuco (SZCOP) de alta temperatura e tendência ESE de até 10 km de extensão (Vauchez & Egydio-Silva 1992) e a Zona de Cisalhamento Leste de Pernambuco (SZCLP) mais estreita de tendência ENE (Neves & Mariano 1999).

O SZCOP tem semelhanças impressionantes com o SZCPa (as grandes dimensões, movimento dextral, deformação sob condições de anatexia e terminação para leste em uma estrutura de rabo de cavalo transpressional). No entanto, o SZCOP é mais fino (<10 km) e gera gradientes magnéticos lineares mais fracos, particularmente em profundidade (Neves *et al.* 2021). Normalmente, estruturas em forma de rabo de cavalo são observadas ao longo de toda a SZCOP.

A ZPEP apresenta variações marcantes nas condições de deformação ao longo de seu comprimento e pode ser dividida em dois domínios estruturais (Neves & Mariano 1999). No setor oeste, a milonitização de alta temperatura ocorreu ao longo da margem sul de um grande

batólito granítico, onde os granitóides foram convertidos em típicos milonitos S-C de granulação grossa, indicando cisalhamento dextral. No setor leste, o cinturão milonítico tem 1 a 2 km de largura, afetando plutons predominantemente graníticos e ocorrendo em baixa temperatura, produzindo milonitos e ultramilonitos de granulação fina (Neves *et al.* 2002, Castellan *et al.* 2021)

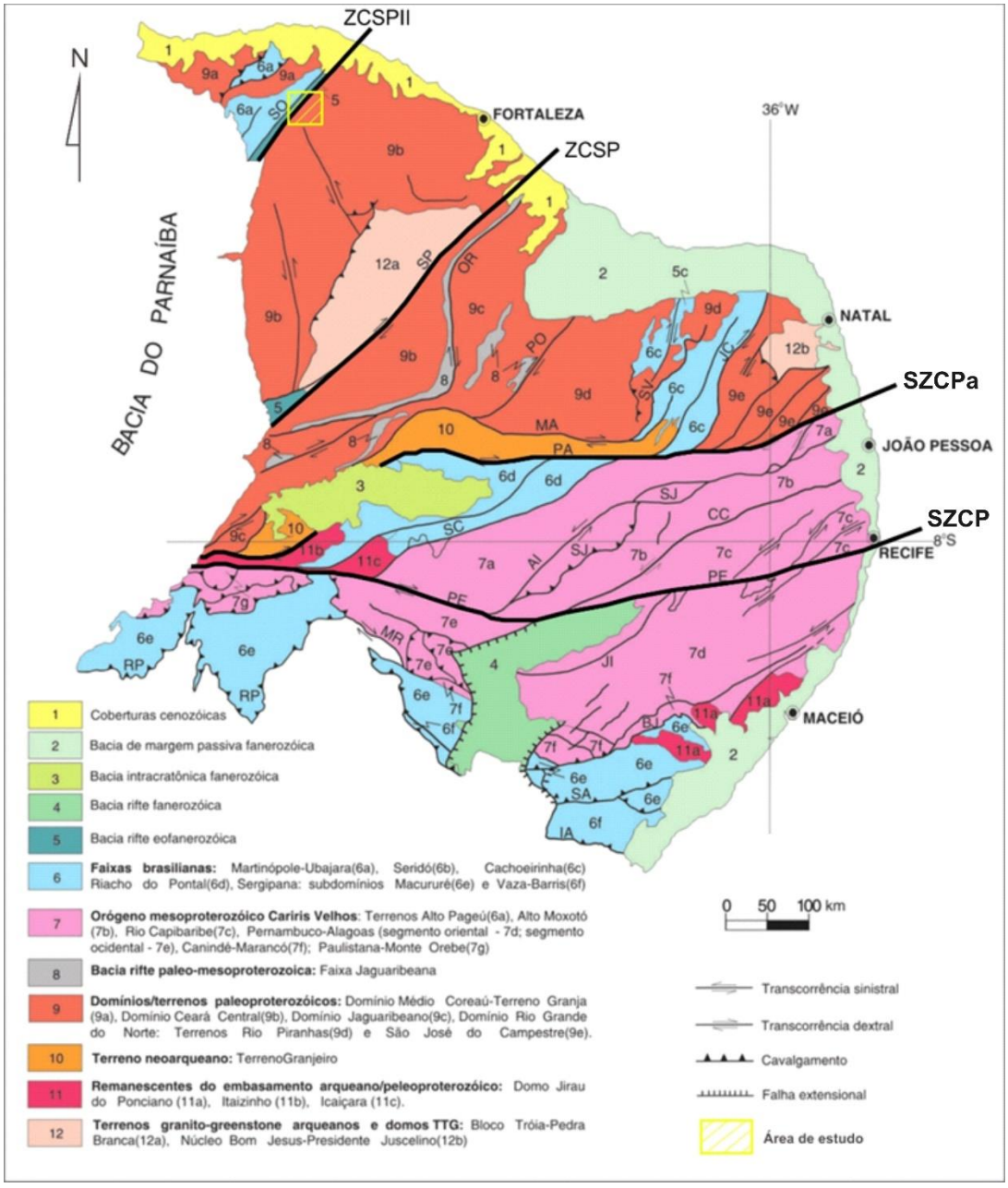


Figura 2.3 – Mapa geológico da Província Borborema contendo as principais unidades tectônicas e as principais estruturas que separam os domínios tectônicos, que são as zonas de cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSPII), Senador Pompeu (ZCSP), Sistema de Zona de Cisalhamento Patos (SZCPa) e Sistema de Zona de cisalhamento Pernambuco (SZCP) (Adaptado de Delgado *et al.* 2003).

2.5 BACIA DE JAIBARAS

A Bacia de Jaibaras está estabelecida em uma estrutura rifte caracterizando o Gráben Jaibaras, localizado no limite entre os domínios Ceará Central e Noroeste do Ceará. O rifte é caracterizado por um eixo de tendência NE-SW, com aproximadamente 120 km de comprimento e 3 a 15 km de largura (Pedrosa *et al.* 2016). O grabén ocorre alinhado ao longo do LSPII (Almeida 1998, Pedrosa Jr. *et al.* 2014). A formação do rifte está relacionada ao processo tafrogênico de reativação do LTB, que separou as placas Báltica e Laurentia do leste do Gondwana no final da orogênese Brasiliana/Panafricana (Bond *et al.* 1984, Lieberman 1997, Oliveira & Mohriak 2003).

Segundo Gorayeb *et al.* (1993), a formação da Bacia de Jaibaras está relacionada ao regime distensivo de caráter regional que foi implantado durante o Eo-paleozoico, possibilitando também a formação da Bacia do Parrnaíba, cujos mais importantes registros seriam marcados por extensas zonas de cisalhamento, as quais algumas limitam apenas restos de uma bacia continental, e funcionam como grandes eixos térmicos ao longo ou próximo das quais ascenderam e se posicionaram plútons graníticos.

A Bacia Jaibaras está localizada no NW da Província Borborema (Oliveira & Mohriak 2003), e é descrita como uma estrutura extensional na forma de um gráben, que desaparece a SW, abaixo da Bacia do Parnaíba. Brito Neves *et al*. (1984) mostram que representa um rifte intracratônico percursor para a subsidência termal que começou no Siluriano com a deposição do Grupo Serra Grande. Os principais depocentos para as formações que compõem essa Unidade e para as sequências sedimentares jovens, do Carbonífero, estão localizados ao longo do LTB (Cordani *et al.* 2013).

3 GEOLOGIA DA REGIÃO DE SOBRAL-CARIRÉ

A área de estudo está localizada na interface dos domínios Noroeste do Ceará e Ceará Central ao longo do eixo da ZCS. Nela está presente um conjunto variado de rochas metamórficas, granitos diversos e sucessões metavulcanossedimentares e metassedimentares (Figuras 3.1 e 3.2).

A principal unidade litoestratigráfica é representada pelo Complexo Canindé do Ceará com as unidades Canindé e Cariré onde se encontram granitos deformados encaixados.

A Unidade Cariré foi definida por Gorayeb & Abreu (1989) denominando "Faixa de Alto Grau de Cariré" que possui estruturação NE-SW. É constituída por rochas de alto grau metamórfico representadas por granulitos máficos, clinopiroxênio-granada anfibolitos e granulitos félsicos (enderbitos) que ocorrem como corpos lentiformes encaixadas em ortognaisses e paragnaisses fortemente cisalhados (Amaral *et al.* 2012) (Figuras 3.3A e B).

A Unidade Canindé está localizada à sudeste da faixa granulítica de Cariré. Possui um grupo de rochas amalgamadas com os litotipos do Complexo Ceará, e estão fortemente cisalhados e orientados com direção preferencial de NE-SW. É composta pela associação de ortognaisses migmatizados de composição tonalítica a granodiorítica, metamorfizadas na fácies anfibolito alto com condições variáveis de anatexia, além de componentes metassedimentares formada por biotita gnaisses, granada-biotita gnaisses e sillimanita-granada-biotita gnaisses (Cavalcante *et al.* 2003).

O Complexo Ceará (Figuras 3.3C e D) é representado na área de estudo pela Unidade Independência que por sua vez é constituída por rochas metassedimentares pelíticas e psamíticas, compostos por cianita-muscovita-biotita gnaisse, sillimanita-granada gnaisse, quartzitos, anfibolitos, mármores, rochas calcissilicáticas, e metariolitos (Arthaud 2007, Cavalcante *et al.* 2003). Essas rochas apresentam paragêneses de alto grau metamórfico em condições de alta pressão (Arthaud *et al.* 2008). As rochas da Unidade Independência ocorrem misturadas tectonicamente às outras unidades e sua distinção do Complexo Canindé do Ceará nem sempre é possível.

Uma outra Unidade neoproterozoica é o Grupo Ubajara representado uma sequência típica de margem continental passiva composta geralmente por quartzitos, metassiltitos, metacalcários e ardósias. Ele é subdividido nas formações Trapiá, Caiçaras, Frecheirinha e Coreaú.

A Formação Trapiá é descrita como metarenitos intercalados com metassiltitos (Gorayeb *et al.* 2014), em contato gradacional com ardósias intercaladas com níveis de metassiltitos da Formação Caiçaras. A Formação Caiçaras é formada por ardósias,

metassiltitos e intercalações de metarenitos. A Formação Frecheirinha é composta por metacalcários, metamargas, metassiltitos e quartzitos. A Formação Coreaú é constituída por metarenitos arcoseanos com intercalações de metapelitos, metagrauvacas e metaconglomerados (Santos *et al.* 2008a).

Um aspecto importante dessa região é a ocorrência de granitos deformados (Figura 3.1). Esses corpos graníticos possuem formas lenticulares são foliados encaixados em granulitos, ortognaisses e paragnaisses, e estão orientados preferencialmente na direção NE-SW acompanhando o *trend* das rochas encaixantes e do LTB. Apresentam foliação milonítica e orientação de porfiroclastos de feldspato. As composições dessas rochas graníticas variam de sienogranitos, monzogranitos à granodioritos, anisiotrópicos eventualmente isotópicos que possuem granulação média, leococráticos à mesocráticos, e há eventualmente porções migmatizadas e altamente cominuídas formando ultramilonitos.

O Grupo Jaibaras do Cambro-Ordoviciano, compreende uma associação vulcanossedimentar constituída por litotipos imaturos e rochas ígneas extrusivas que preenchem o Grabén Jaibaras. É subdividido nas formações Massapê, Pacujá, Parapuí e Aprazível, descritas no tópico 2.1.4.

Do ponto de vista tectônico destaca-se uma forte estruturação NNE-SSW representada pela ZCS, que é o segmento norte do LTB. É uma área com forte mistura de variados tipos de rochas transformadas em milonitos, que por vezes dificulta a identificação dos limites das unidades litoestratigráficas. A tectônica transcorrente imposta pela evolução do LTB gerou forte verticalização da foliação, assim como lineação de sub-horizontal (Vauchez *et al.* 1995, Ganade de Araújo *et al.* 2013).

Figura 3.1 – Aspectos gerais da ocorrência dos granitos sintranscorrentes. A) Lajedo às margens da rodovia CE-362, na periferia da cidade de Sobral, composto por biotita granodiorito (Ponto MH-19-09); B) Bloco de biotita granodiorito às margens de CE-253 (MH-19-05); C) Bloco de Ultramilonito às margens da rodovia BR-403 no km 144 (Ponto MH-19-02); D) Lajedo de biotita granodiorito próximo à estrada de ferro em Sobral (MH-19-06); E) Blocos de muscovita monzogranito em frente ao cemitério municipal da cidade de Cariré (MH-19-04); e F) Corte da rodovia BR-403 no km 141, composto por biotita sienogranito (Ponto MH-19-01).

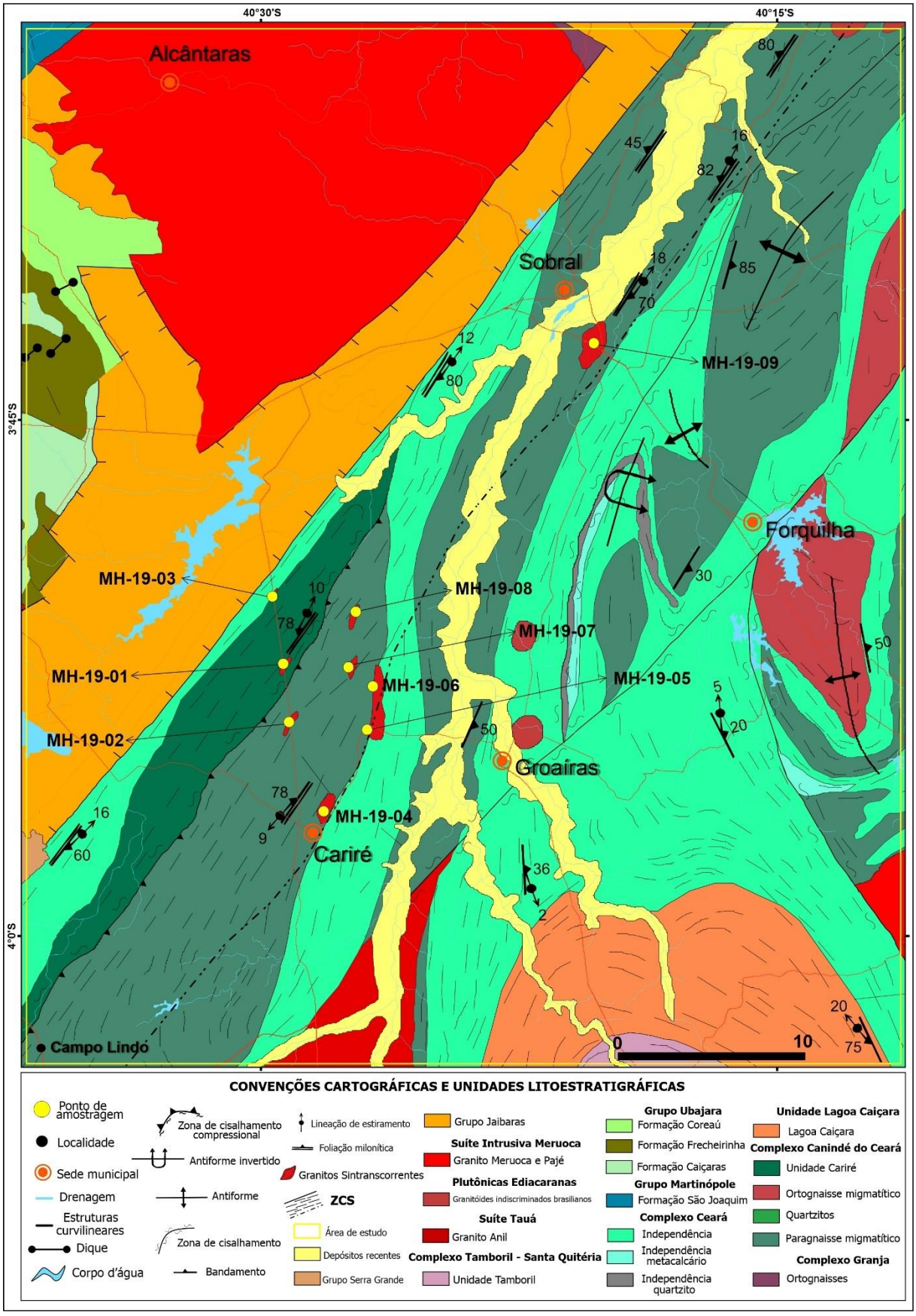


Figura 3.2 - Mapa geológico da região entre Sobral e Cariré com destaque para a ocorrência dos granitos deformados, estradas e pontos de coleta em afloramentos (modificado de Pinéo *et al.* 2020).

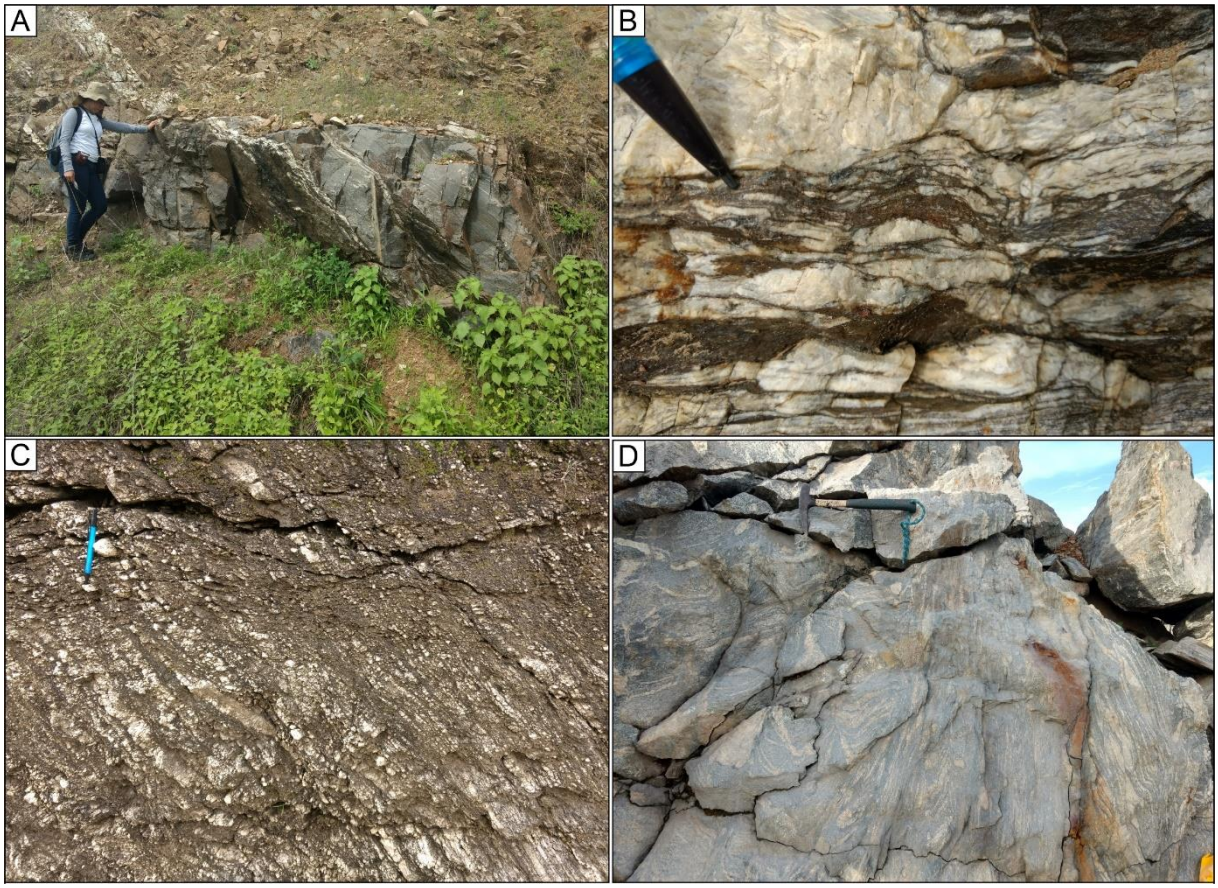


Figura 3.3 – Aspectos gerais das unidades da área. A) Enderbito foliado da Unidade Cariré com veios quartzo-feldspáticos concordantes à foliação; B) Veios quarzto-feldspáticos com ocorrências da bandamentos com granadas concordantes à foliação dos enderbitos; C) Gnaisse milonítico da Unidade Independência com veios quartzo-feldspáticos concordante à foliação; D) Gnaisse migmatizado e milonitizado da Unidade Independência.

4 PETROGRAFIA DOS GRANITOS SINTRANSCORRENTES

Para o estudo petrográfico foram selecionadas 11 amostras dos 9 corpos graníticos sintranscorrentes localizados ao longo da ZCS encaixados em gnaisses diversos milonitizados do Complexo Canindé do Ceará e do Complexo Ceará. No mapa da Figura 3.2, são destacados os corpos graníticos que tem forma de *stocks* alongados afetados pela deformação milonítica e orientados na direção NE-SW que são concordantes às foliações da ZCS.

A localização dos granitos estudados está disposta no mapa geológico da área de estudo mostrado no capítulo anterior (Figura 3.2).

A análise modal encontra-se na Tabela 1. No diagrama QAPF de Strekeisen (1976) e Le Maitre (2002) (Figura 4.1) as amostras apresentam uma ampla variação posicionando-se no campo dos sienogranitos, monzogranitos e granodioritos com ou sem biotita e/ou muscovita.

Tabela 1 – Composição modal das rochas graníticas sintranscorrentes da região de Sobral e Cariré.

		Grupo I							**Grupo II**			
		Sienogranitos				Monzogranitos			Granodioritos			
Minerais		MH-19-01A	MH-19-01C	MH-19-01D	MH-19-03B	MH-19-04	MH-19-07B	MH-19-08	MH-19-02A	MH-19-05	MH-19-06	MH-19-09
Quartzo (%)		31,0	30,8	33,9	33,4	34,3	32,9	31,8	33,5	28,2	28,1	27,0
Alcali feldspato (%)		43,0	42,0	40,5	45,3	27,0	38,6	34,3	17,5	17,5	12,3	13,2
Plagioclásio (%)		19,5	19,9	18,6	20,8	32,4	26,0	26,0	39,4	41,6	46,6	55,0
Biotita (%)		5,4	6,0	5,7	0,0	0,0	0,8	3,9	4,7	11,1	12,7	4,0
Muscovita (%)		0,0	0,0	0,0	0,0	5,5	0,0	1,6	2,2	0,0	0,0	0,0
Epidoto (%)		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0
Acessórios (%)		1,1	1,3	1,3	0,5	0,8	1,7	2,4	2,7	0,8	0,3	0,8
Total (%)		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Q+P+A (%)		93,5	92,7	93,0	99,5	93,7	97,5	92,1	90,4	87,3	87,0	95,2
Valores recalculados	**Q**	33	33	36	34	37	34	35	37	32	32	28
	A	46	45	44	46	29	40	37	19	20	14	14
	P	21	21	20	21	35	27	28	44	48	54	58

*Minerais acessórios: zircão, apatita, granada, minerais opacos, allanita, epidoto, muscovita e titanita.

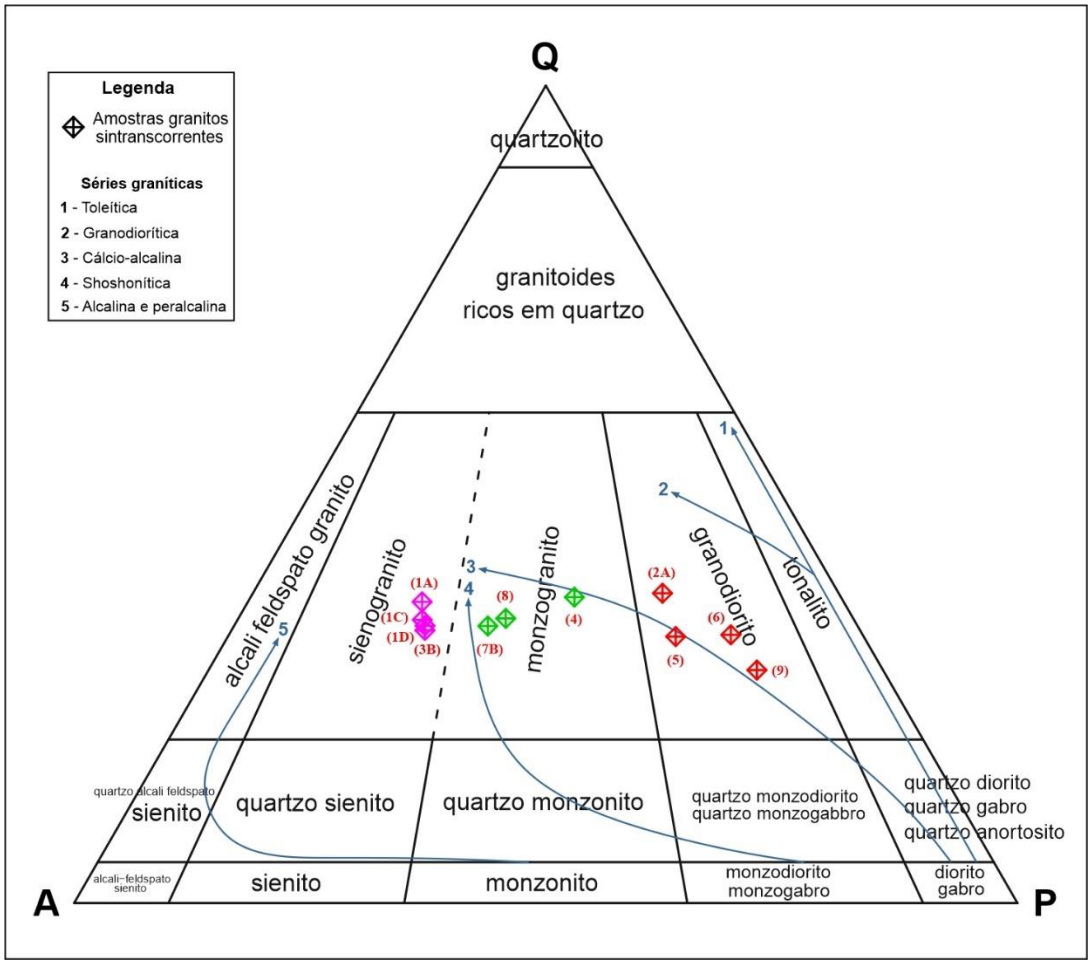


Figura 4.1 – Diagrama de Streckeisen (1976) com plotagem das rochas graníticas sintranscorrentes da região de Sobral e Cariré. Vale destacar os *trends* composicionais das séries graníticas de Lameyre & Bowden (1982).

Do ponto de vista estrutural, apresentam-se normalmente deformados com trama milonítica e variada intensidade de deformação.

Para facilitar a disposição das informações neste trabalho as rochas graníticas foram divididas em dois grupos principais com base no conteúdo mineralógico e nas feições deformacionais. No Grupo 1 (G1) reúne-se sienogranitos miloníticos (amostras MH-19-01A, MH-19-01C, MH-19-01D e MH-19-03B) e monzogranitos miloníticos (amostras MH-19-04, MH-19-07B e MH-19-08) com maior ou menor intensidade deformacional. O Grupo 2 (G2) é composto por granodioritos miloníticos pouco deformados (amostras MH-19-05, MH-19-06 e MH-19-09) e milonítico muito deformado (amostra MH-19-02A).

4.1 G1 – SIENOGRANITOS MILONÍTICOS

Os sienogranitos miloníticos são representados pelas amostras MH-19-01A, MH-19-01C, MH-19-01D e MH-19-03B (Figura 4.2). São rochas de coloração rosa ou cinza escuro, hololeucocrática ou leucocrática (M= 4 a 7), inequigranulares de granulação média ou grossa,

anisotrópicas com foliação milonítica marcante. As amostras MH-19-01A, MH-19-01C e MH-19-01D fazem parte do mesmo corpo granítico.

Segundo as proporções modais, são classificadas no diagrama QAPF de Streckeisen (1976) em biotita sienogranito próximo ao limite do monzogranito. Na escala microscópica apresentam textura porfiroclástica com porfiroclastos amendoados de microclínio e secundariamente de plagioclásio imersos em uma matriz quartzo-feldspática recristalizada. Em geral, apresenta textura milonítica com quartzo fitado e cristais lamelares finos de biotita. A microestrutura na fita de quartzo é chamada foliação oblíqua e indica recristalização por rotação de subgrãos.

Localmente, há textura mirmequítica com finas lamelas de quartzo intercrescidos em cristais de plagioclásio em contato com o microclínio, assim como textura em corona com epidoto secundário bordejando cristais de allanita (Figura 4.3).

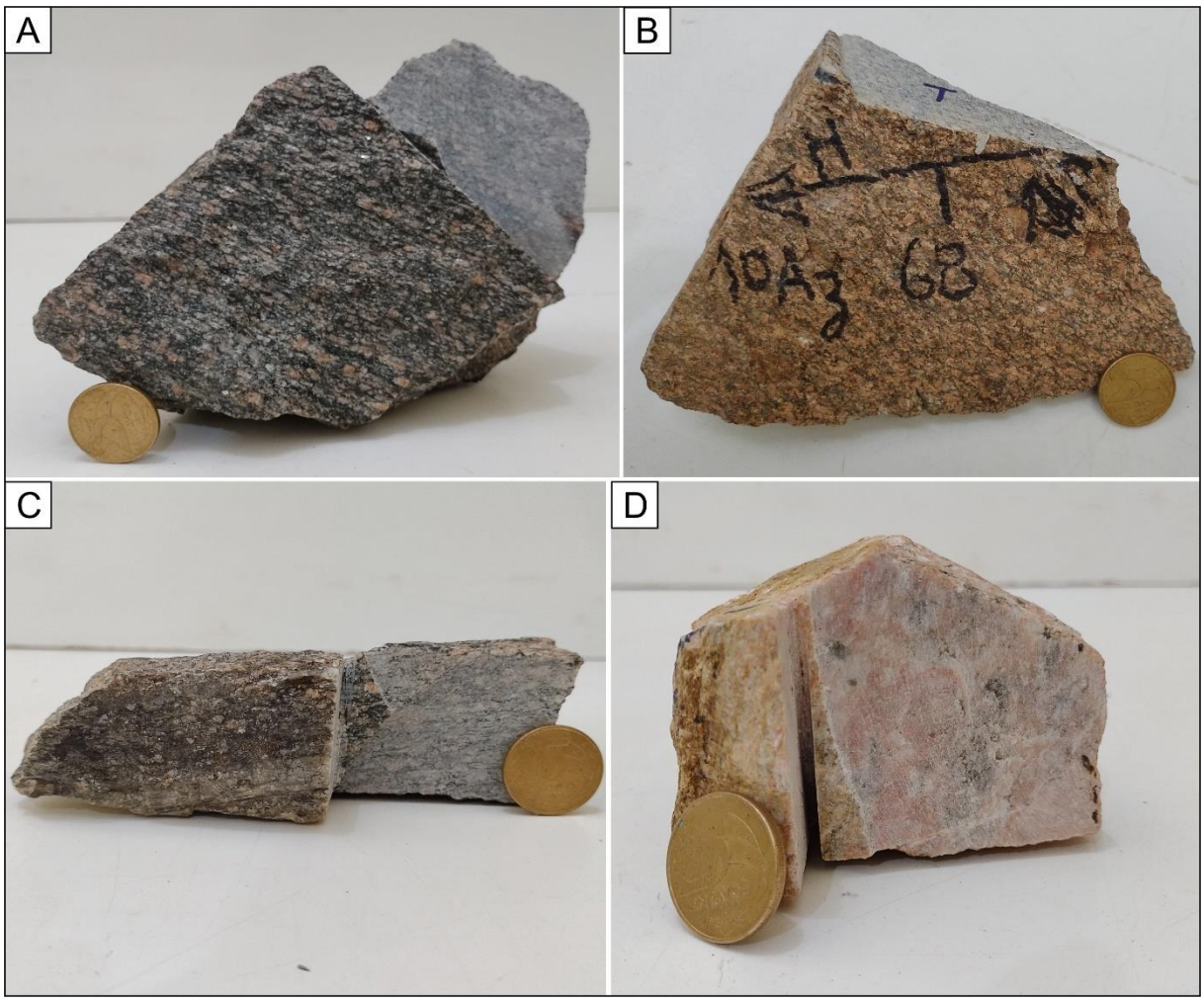


Figura 4.2 – Amostras de mão dos sienogranitos miloníticos. A) Amostra MH-19-01A com foliação milonítica marcante. B) Amostra MH-19-01C orientada. C) Amostra MH-19-01D com foliação milonítica. D) Amostra MH-19-03B com porfiroclastos rosa de álcali-feldspato entre a foliação milonítica.

A mineralogia essencial é composta por microclínio (40 a 52%**)**; quartzo (23 a 34%); plagioclásio (16 a 25%); e biotita (5 a 6%). Os minerais acessórios são zircão, allanita, epidoto, apatita, titanita, fluorita e opacos.

a) Microclínio

O microclínio é granular, anédrico, com geminação em xadrez típico, porém em alguns casos essa geminação está ausente ou incipiente. Inúmeros porfiroclastos apresentam feições de exsolução (pertitas), fraturas, extinção ondulante moderada, geminações deformadas, formas amendoadas e em formato pisciforme indicando movimentação predominantemente dextral e raramente sinistral.

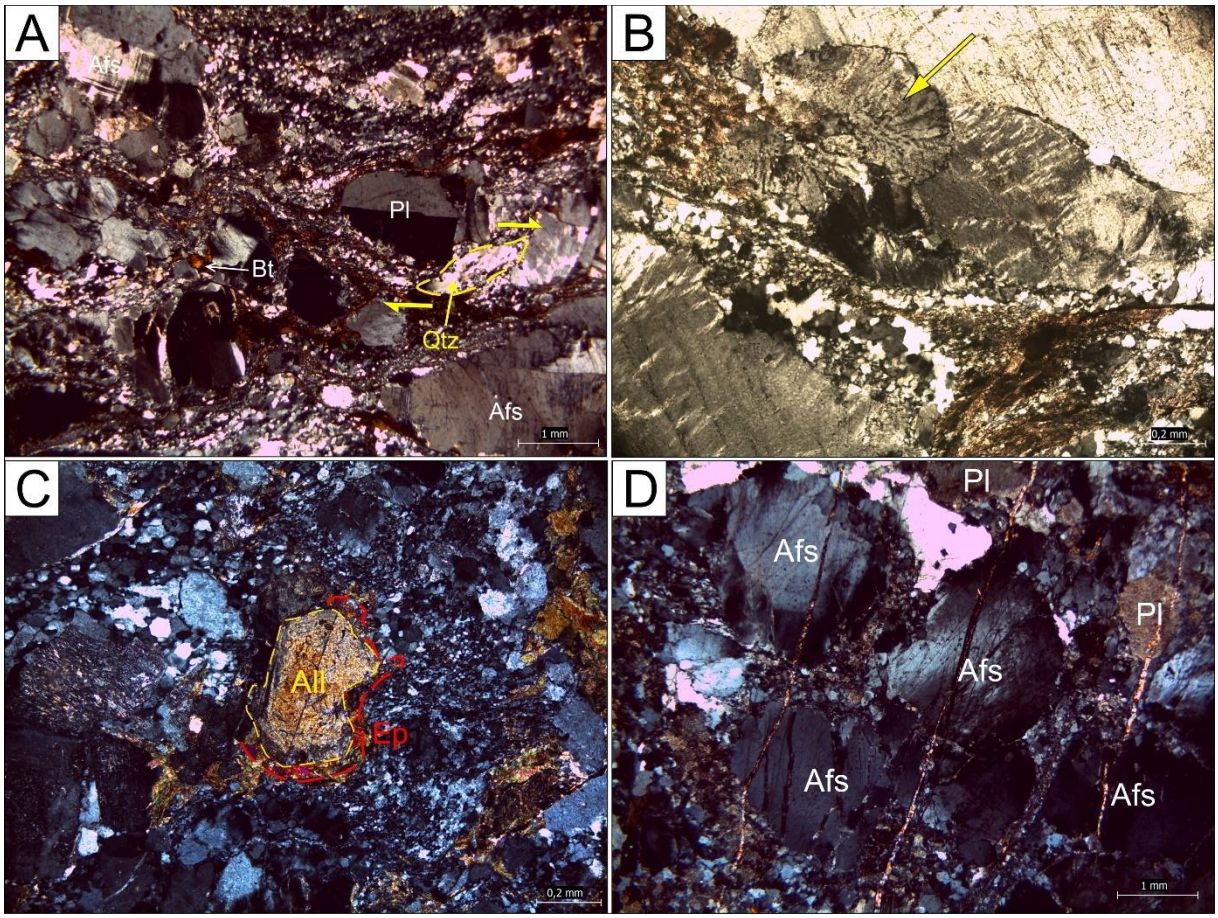


Figura 4.3 - Aspectos texturais microscópicos das amostras de sienogranitos miloníticos. A) Textura porfiroclástica composta principalmente por porfiroclastos de microclínio e plagioclásio dispostos na matriz milonítica na amostra MH-19-01A. Alguns cristais de quartzo formam agregados poligonais assimétricos indicando cinemática dextral. B) Textura mirmequítica composta por lamelas de quartzo intercrescido no plagioclásio em contato com o microclínio na amostra MH-19-01A. C) Textura em corona com destaque para cristal de allanita (All) bordejada por epidoto secundáio (Ep) na amostra MH-19-01A. D) Textura porfiroclástica com porfiroclastos de feldspatos imersos na matriz milonítica na amostra MH-19-03B. É possível observar vários microveios de sericita intersectando os porfiroclastos.

b) Quartzo

Os cristais de quartzo são granulares, anédricos, recristalizados formando uma matriz com contatos irregulares que envolvem os porfiroclastos de plagioclásio e microclínio, localmente formam um mosaico poligonal e apresentam extinção em tabuleiro de xadrez.

c) Plagioclásio

O plagioclásio apresenta hábito prismático e granular, anédrico a subédrico com geminação polissíntética. Normalmente formam porfiroclastos. Algumas fraturas estão preenchidas por clorita, carbonatos e quartzo. Alguns porfiroclastos apresentam borda serrilhada devido ao processo de recristalização e alteração para argilominerais, muscovita, sericita e epidoto.

d) Biotita

A biotita apresenta hábito tabular, subédrica, cor marrom escuro, pleocroísmo forte, parcialmente e por vezes totalmente alterada para clorita. Encontra-se ainda recristalizada com cristais finos definindo a foliação da rocha. É possível encontrar cristais tabulares bem preservados inclusos em porfiroclastos de plagioclásio.

e) Minerais acessórios

Os minerais acessórios são representados por zircão com hábito prismático zonado; allanita com hábito prismático, euédrico, geminação simples, zonada concentricamente, e parcialmente ou totalmente alterada para epidoto; epidoto primário com hábito prismático, euédrico, cor de interferência amarela de 2ª ordem, moderadamente fraturado; além de apatita; fluorita e minerais opacos.

4.2 MICROESTRUTURAS E INDICADORES CINEMÁTICOS MICROSCÓPICOS DOS SIENOGRANITOS MILONÍTICOS

As principais microestruturas nos sienogranitos miloníticos são mostradas na Figura 4.4, onde são representadas por *fabrics S-C*, geminações deformadas, porfiroclastos de plagioclásio e microclínio estirados, microfraturados/microfalhados e formando *microboudins* com extinção ondulante forte ou moderada, *kink bands*, estrutura núcleo e manto, sombras de pressão, subgrãos e fitas de quartzo com extinção tabuleiro de xadrez e feições de migração de borda de grão e microveios de sericita.

Os principais indicadores cinemáticos na escala microscópica são mostrados na Figura 4.5 em que a maioria caracteriza cinemática dextral, representados por biotita pisciforme, *fabrics S-C*, microfalhas normais em dominó. Foi possível observar também

alguns indicadores de movimentação sinistral de forma restrita na forma de biotita pisciforme e *fabrics S-C*.

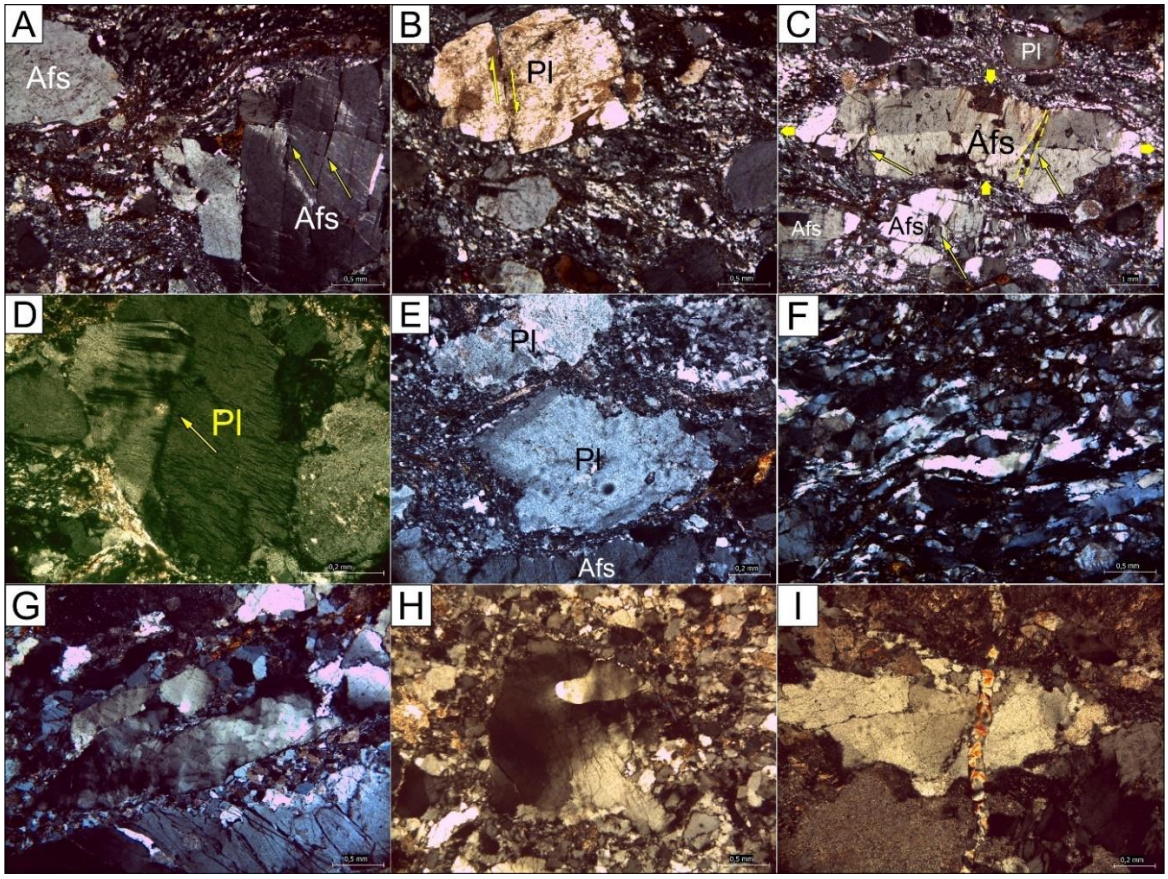


Figura 4.4 - Principais microestruturas nos sienogranitos miloníticos. A) e B) Porfiroclastos de microclínio e plagioclásio microfraturados e microfalhados. C) Porfiroclasto de microclínio estirado com microfraturas preenchidas por quartzo. D) Presença de *kink band* em plagioclásio. E) Estrutura núcleo e manto em plagioclásio. F) e G) Quartzo fitado com extinção em tabuleiro de xadrez. H) Feição de migração de borda de grão (*bulging*). I) Microveio de sericita intersectando subgrão de quartzo e plagioclásio.

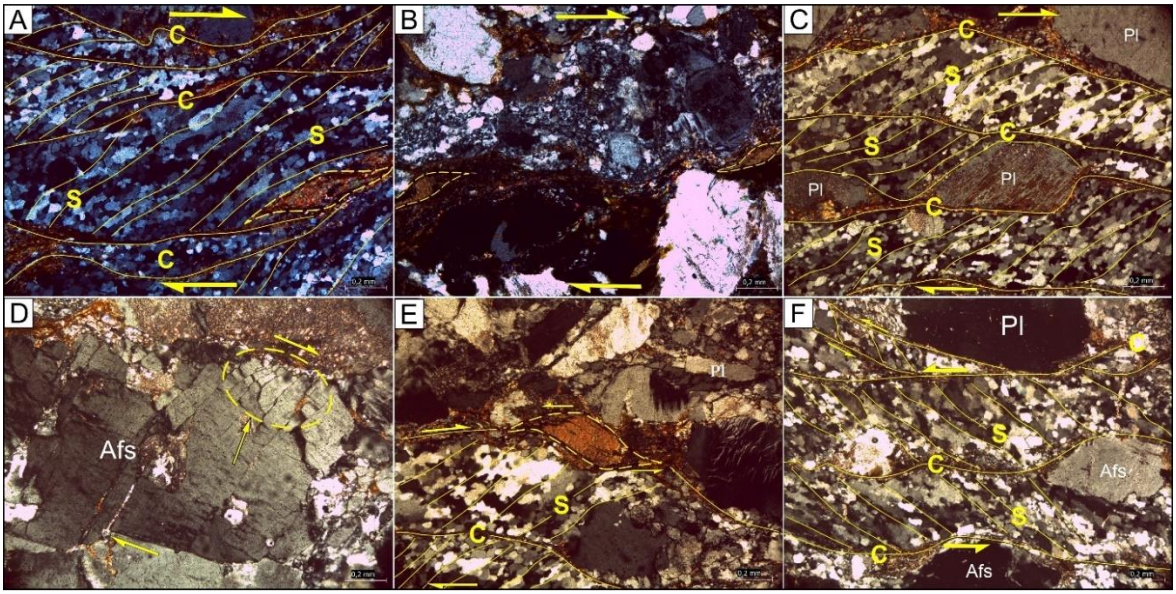


Figura 4.5 - Indicadores cinemáticos nos sienogranitos miloníticos. A) *Fabric S-C* formada por bandas de quartzo policristalino e alinhamento de cristais lamelares de biotita com formato pisciforme. B) Biotitas *fish* deformadas em sentido dextral. C) *Fabric S-C* indicando movimentação em sentido dextral. D) Microfraturas encurvadas em microclínio indicando componente de deformação em sentido dextral. E) e F) Presença de indicadores cinemáticos tanto sinistrais (biotita *fish* e *fabric S-C*), assim com como dextrais (*fabric S-C*).

4.3 G1 - MONZOGRANITOS MILONÍTICOS

Este tipo petrográfico é representado pelas amostras MH-19-04, MH-19-07B e MH-19-08 (Figura 4.6). Esses monozogranitos miloníticos apresentam cor cinza ou rosa, hololeucocrática ou leucocrática (M= 1 a 10), equigranular ou inequigranular de granulação média, anisotrópica com foliação milonítica.

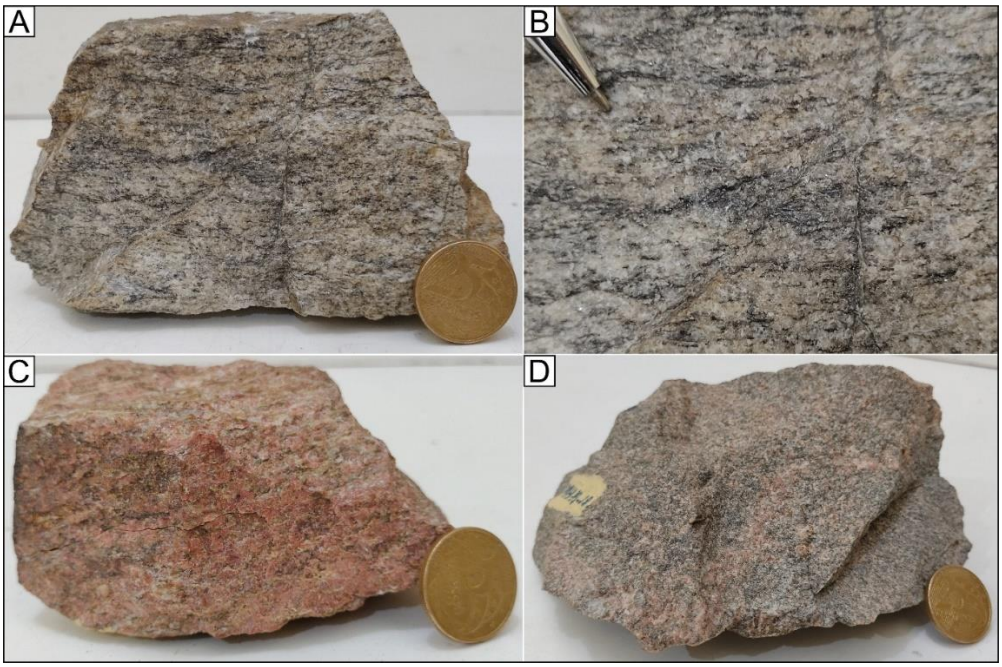


Figura 4.6 – Amostra de mão dos monzogranitos miloníticos. A) Amostra MH-19-04 composta por muscovita monzogranito milonitizado. B) Amostra MH-19-04 com foliação milonítica em detalhe. C) Amostra MH-19-07B composta por monzogranito milonítico. D) Amostra MH-19-08 composto por biotita monzogranito milonítico.

Microscopicamente, apresentam microestrutura milonítica destacando-se porfiroclastos amendoados de microclínio e plagioclásio imersos em matriz milonítica recristalizada, composta de cristais submilimétricos de quartzo e feldspatos cominuídos (Figura 4.7). Destaca-se a foliação milonítica com alternância de bandas mais concentradas em muscovita e biotita, e bandas quartzo-feldspáticas com quartzo fitado. Pontualmente ocorre porfiroblastos de granada.

Geralmente, os minerais estão recristalizados apresentando tamanhos submilimétricos. De forma localizada observa-se a textura simplectítica com finas lamelas e gotículas de quartzo intercrescidos em cristais de muscovita.

A mineralogia essencial compreende quartzo (31 a 34%), plagioclásio (26 a 30%), microclínio (25 a 39%), muscovita (2 a 10%) e biotita (1 a 4%). Os minerais acessórios são apatita, granada, minerais opacos, zircão, allanita, titanita e epidoto.

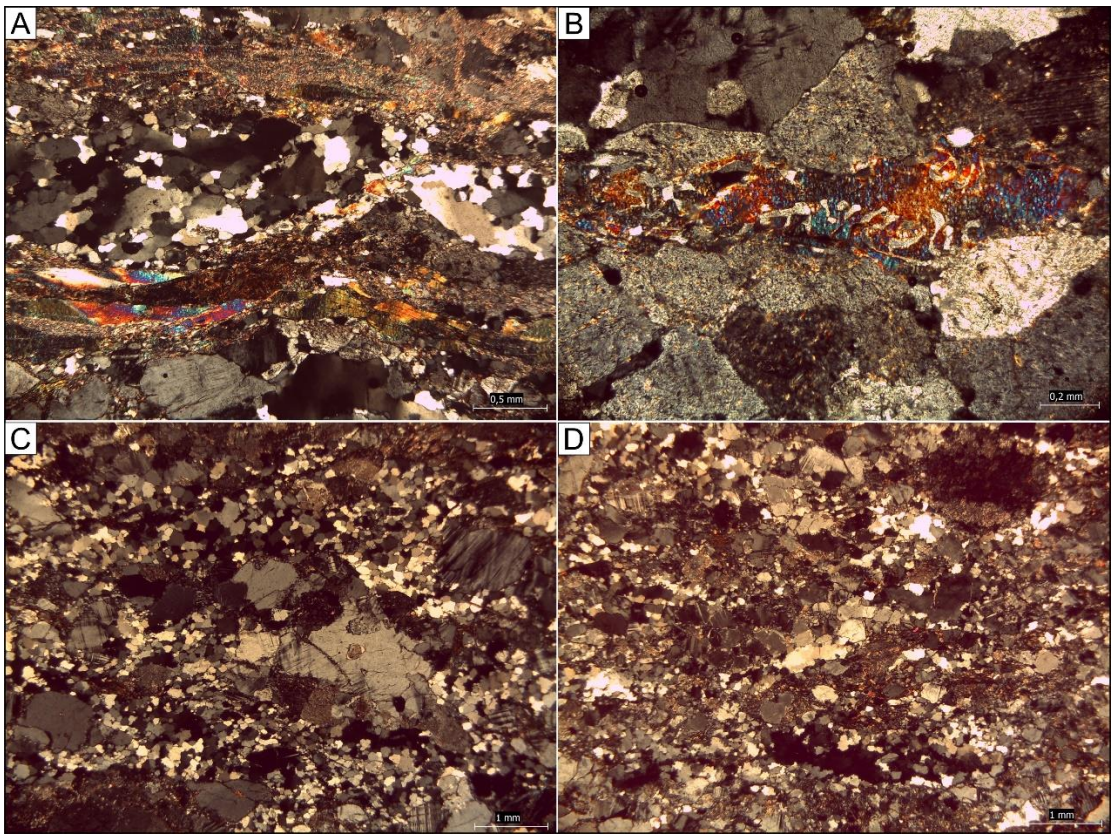


Figura 4.7 – Aspectos texturais microscópicos nos monzogranitos miloníticos. A) Textura milonítica formada pela intercalação de zonas ricas em muscovita + biotita, e zonas quartzo-feldspáticas na amostra MH-19-04. B) Textura simplectítica formada pelo intercrescimento de lamelas de quartzo em muscovita na amostra MH-19-04. C) e D) Microestrutura milonítica com porfiroclastos de feldspatos em matriz recristalizada nas amostras MH-19-07B e MH-19-08, respectivamente.

a) Microclínio

Os cristais de microclínio apresentam hábito granular ou prismático, raramente estirado, formando porfiroclastos ou matriz recristalizada, são subédricos ou anédricos, com

geminação em xadrez por vezes ausente ou incipiente, e quando presentes geralmente se encontram deformadas. É possível observar algumas microfraturas, formas amendoadas, feições de recristalização e lamelas de intercrescimento pertítico.

b) Quartzo

Apresenta hábito granular por vezes estirado formando fitas, anédrico, extinção ondulante forte ou muito forte formando agregados poligonais que definem a foliação da rocha. Em alguns casos é possível observar cristais recristalizados margeando subgrãos. Compõe grande parte da matriz, pois está altamente recristalizado onde são encontrados contatos irregulares com pontos tríplices e evidências de migração de borda de grão.

c) Plagioclásio

Os cristais de plagioclásio apresentam hábito geralmente prismático ou granular, incolor com aspecto sujo, subédrico a anédrico, extinção ondulante fraca ou moderada, geminação polissintética. Comumente é possível observar cristais amendoados microfraturados ou com geminação deformada. O plagioclásio está recristalizado e intensamente saussuritizado formando argilominerais, sericita, epidoto e muscovita.

d) Biotita

Os cristais de biotita apresentam hábito lamelar, subédrica, cor marrom, pleocroísmo moderado, relevo moderado, moderada ou altamente alterada para muscovita e clorita.

e) Muscovita

A muscovita apresenta hábito lamelar, subédrica, incolor, extinção reta e picotada, relevo moderado positivo cor de interferência de 0,036 (rosa de 2ª ordem). Encontra-se deformada geralmente de maneira dúctil, com formato de peixe indicando movimentação dextral. As feições de deformação rúptil são cristais segmentados e fraturados, além de *kink bands* que geram extinção ondulante no mineral.

f) Minerais acessórios

Os minerais acessórios são apatita que apresenta hábito prismático ou acicular, euédrico formando *microboudins*; granada; minerais opacos; zircão; allanita, titanita e epidoto.

4.4 MICROESTRUTURAS E INDICADORES CINEMÁTICOS MICROSCÓPICOS DOS MONZOGRANITOS MILONÍTICOS

As principais feições microestruturais e cinemáticas são mostradas nas figuras 4.8 e 4.9. É marcante a presença de subgrãos, feições de recristalização e extinção ondulante forte dos cristais de quartzo, além de cristais fitados e agregados sigmoidais policristalinos caracterizando cinemática dextral. São identificados ainda, indícios de migração de borda de grão nos cristais de quartzo maiores que englobam cristais menores, com ângulos de extinção distintos, alguns com extinção em tabuleiro de xadrez. Há presença de microfraturas (por vezes com quartzo preenchendo-as), extinção ondulante do plagioclásio e do microclínio, deformação de geminações nos porfiroclastos de feldspatos alongados e microfraturados. É possível identificar microzonas de cisalhamento na escala dos cristais de feldspatos. Cristais de muscovita estirados e rompidos formando *microboudins* ou com formato pisciforme indicam cinemática dextral, e em alguns casos *kink bands*. Cristais de apatita microfalhada e/ou rompida formando *microboudins*.

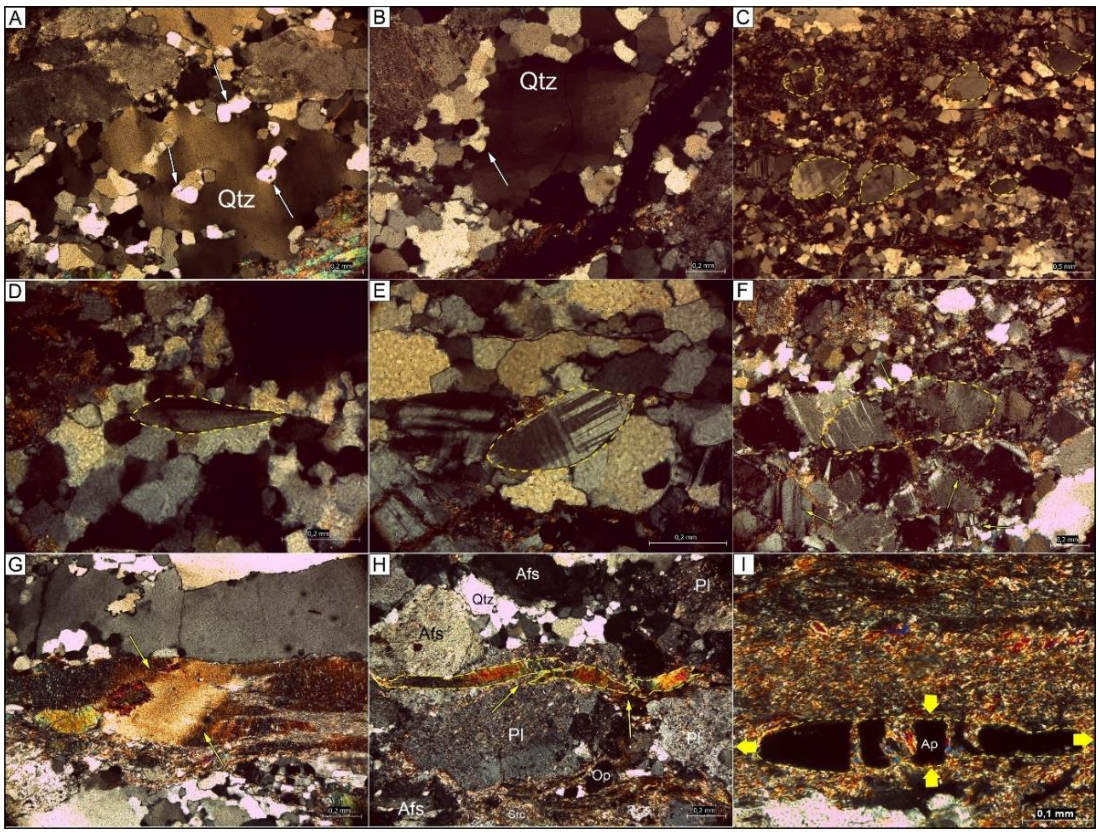


Figura 4.8 – Principais microestruturas nos monzogranitos miloníticos. A) e B) Subgrãos de quartzo com extinção ondulante forte com evidência de migração de borda de grão nas amostras MH-19-04 e MH-19-07B, respectivamente. C) e D) Cristais de plagioclásio assimétricos na amostra MH-19-08. E) Plagioclásio com bordas arredondadas e com geminações deformadas na amostra MH-19-07B. F) Porfiroclastos de feldspatos intersectados por microzonas de cisalhamento na amostra MH-19-08. G) Cristal de muscovita com *kink bands* na amostra MH-19-04. H) e I) *Microboudins* de muscovita e apatita, respectivamente, na amostra MH-19-04.

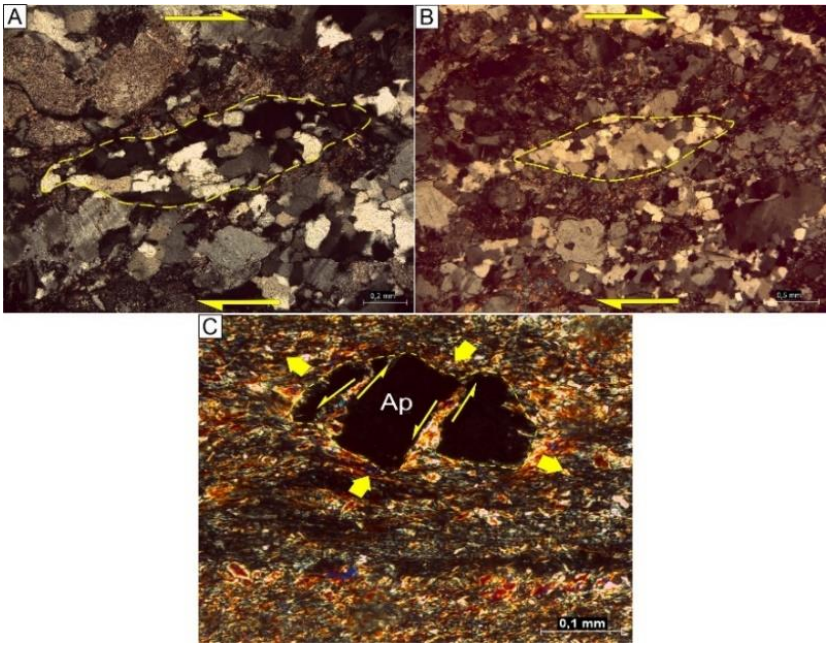


Figura 4.9 – Indicadores cinemáticos nos monzogranitos miloníticos. A) e B) Agregados de quartzo sigmoidais indicando cinemática dextral nas amostras MH-19-07B e MH-19-08, respectivamente. C) Cristal de apatita estirado e rompido formando *microboudins* na amostra MH-19-04. Os microfalhamentos normais indicam cinemática dextral.

4.5 G2 – GRANODIORITOS MILONÍTICOS

Os granodioritos miloníticos foram subdivididos em pouco deformados (amostras MH-19-05, MH-19-06 e MH-19-09) e em altamente deformado (amostra MH-19-02A) (Figura 4.10).

Duas amostras pouco deformadas fazem parte do mesmo corpo ígneo, localizado a norte de Cariré, no limite inferior da ZCS, enquanto que a terceira amostra está localizada em um corpo ígneo a sudeste da cidade de Sobral no centro da ZCS. A amostra muito deformada está localizada à noroeste da cidade de Cariré também no centro da ZCS.

Em geral, este grupo de rocha apresenta cor cinza claro ou escuro, leucocrática (M= 15 a 20), equigranular de granulação média ou grossa. Com relação às feições microscópicas os protomilonitos apresentam texturas primárias preservadas, como por exemplo, textura granular hipiomórfica ou alotriomórfica, localmente mimerquítica devido a presença de lamelas de quartzo intercrescidas em cristais de plagioclásio em contato com cristais de microclínio. Em algumas porções é possível observar foliação incipiente definida pela orientação preferencial de biotita (Figuras 4.11A, B e C).

Já a amostra de milonito apresenta foliação milonítica bem desenvolvida com segregações marcante de faixas ricas em biotita e muscovita, alternando-se com faixas ricas em quartzo e plagioclásio. Nessa amostra também é possível observar os cristais, de modo geral, fortemente recristalizados (Figura 4.11D).

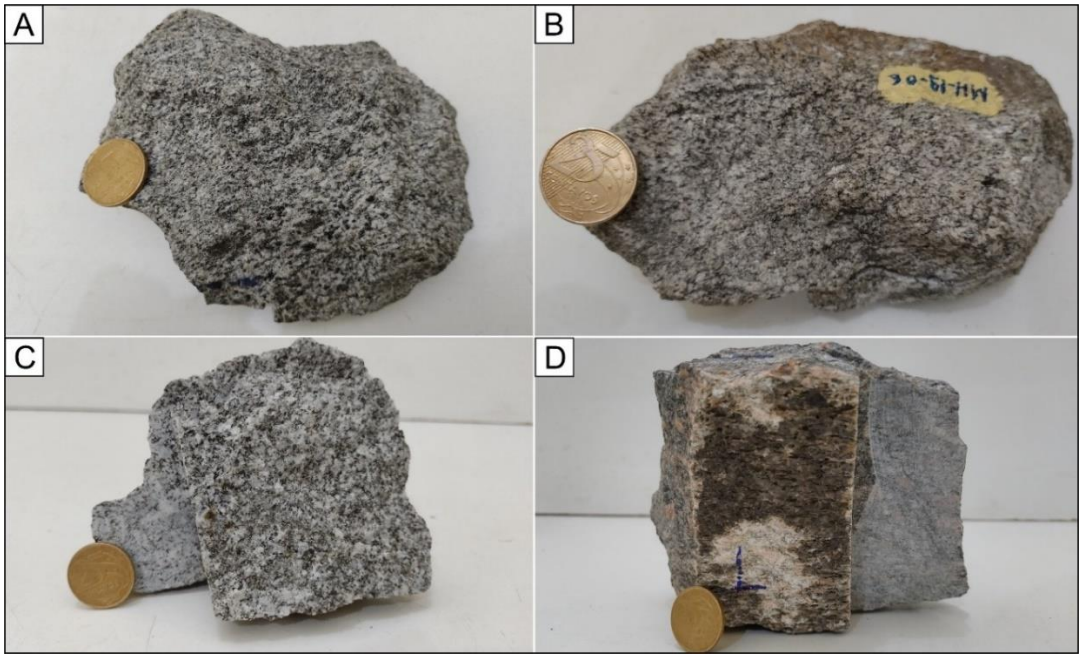


Figura 4.10 – Amostras de mão dos granodioritos miloníticos. A) Amostra MH-19-05 de biotita granodiorito milonítico pouco deformado. B) Amostra MH-19-06 de biotita granodiorito milonítico pouco deformado. C) Amostra MH-19-09 de biotita granodiorito milonítico pouco deformado. D) Amostra MH-19-02A de muscovita-biotita granodiorito milonítico muito deformado.

O conteúdo mineralógico principal dessas rochas é composto por microclínio (12 a 18%), quartzo (27 a 32%), plagioclásio (38 a 55%), biotita (15 a 20%) e muscovita (1 a 2%). Os minerais acessórios são apatita, epidoto, zircão, minerais opacos, granada e titanita.

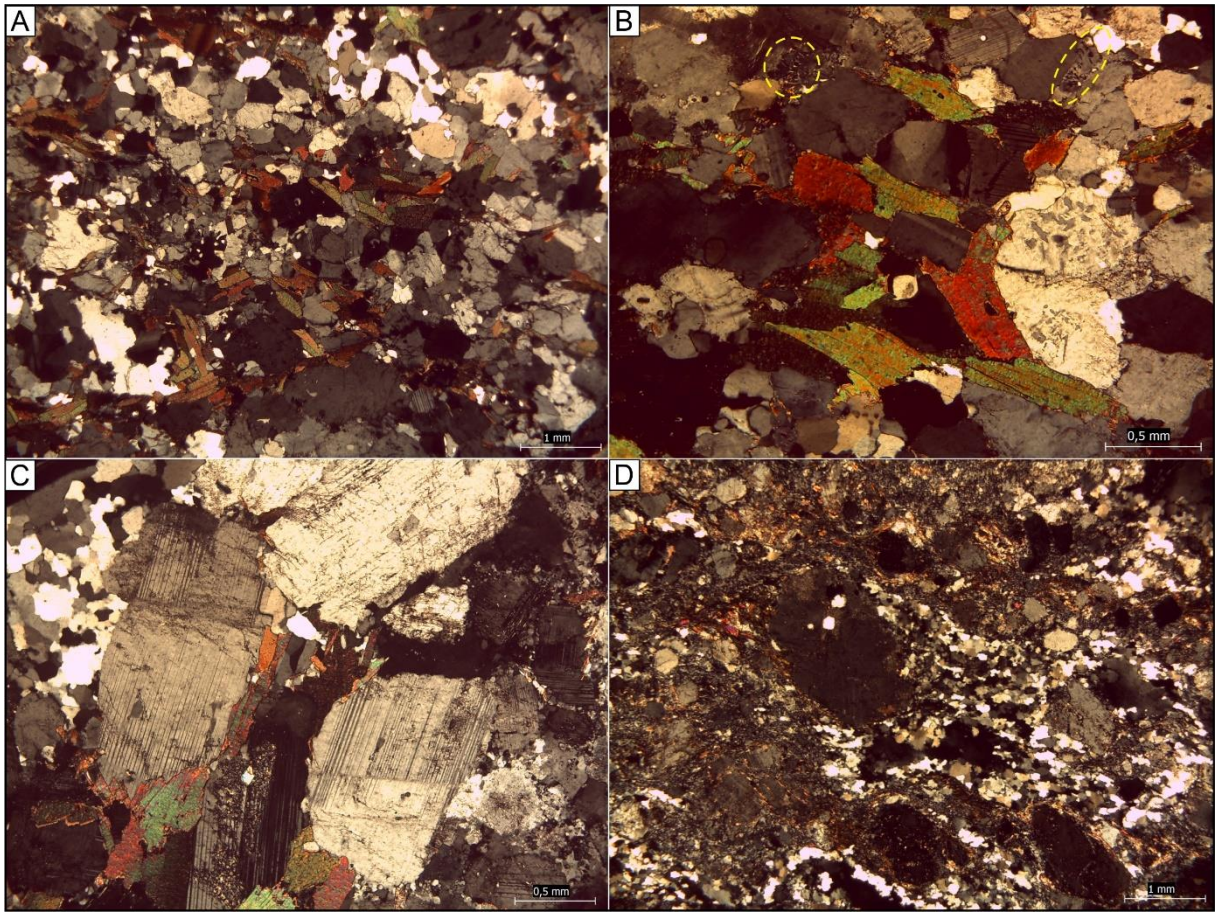


Figura 4.11 – Aspectos texturais nas amostras de granodioritos miloníticos. A) Textura granular alotriomórfica com leve orientação dos cristais de biotita na amostra MH-19-05. B) Textura granular hipidiomórfica e textura mimerquítica localizada na amostra MH-19-06. C) Textura granular hipidiomórfica com alguns cristais de plagioclásio com geminações deformadas na amostra MH-19-09. D) Textura milonítica com matriz recristalizada envolvendo porfiroclastos de feldspatos na amostra MH-19-02A.

a) Microclínio

O microclínio apresenta hábito geralmente granular e raramente prismático, anédrico ou subédrico, extinção levemente ondulante com geminação em xadrez.

b) Quartzo

O quartzo apresenta hábito granular, anédrico, incolor, relevo baixo positivo, extinção ondulante moderada ou forte. Está levemente recristalizado e eventualmente formando subgrãos com evidências de migração de borda de grão (*bulging*).

c) Plagioclásio

O plagioclásio apresenta hábito predominantemente prismático e localmente granular, subédrico e anédrico, incolor, relevo baixo positivo, extinção ondulante fraca, geminações polissintéticas e cristais zonados concentricamente. Encontra-se alterado principalmente para carbonato, sericita e epidoto.

d) Biotita

A biotita apresenta hábito tabular ou lamelar, subédrica, marrom avermelhado, relevo moderado positivo, extinção reta e picotada, pleocroísmo forte (X= amarelo pálido, Y= marrom amarelado e Z= marrom avermelhado), relevo moderado positivo, localmente cloritizada.

e) Muscovita

A muscovita apresenta hábito lamelar, subédrica, incolor, relevo baixo negativo, leve cintilância, extinção reta e picotada.

f) Minerais acessórios

Os minerais acessórios identificados são apatita que apresenta hábito prismático, euédrico, incolor, relevo moderado positivo, extinção reta, com tamanhos submilimétricos; zircão que apresenta hábito granular ou prismático, anédrico ou euédrico, incolor, relevo muito alto positivo, extinção reta, pouco ou muito fraturado; epidoto que apresenta hábito granular, anédrico, verde claro ou castanho claro, relevo alto positivo, muito fraturado, pleocroísmo fraco, muito fraturado, cor de interferência 0,014 de 1ª ordem ou anômala; granada que apresenta hábito granular, anédrica, rosa claro, relevo alto positivo, opaca a nicóis cruzado, moderadamente fraturada; minerais opacos e titanita primária.

4.6 MICROESTRUTURAS DOS GRANODIORITOS MILONÍTICOS

As principais microestruturas são feições de deformação rúptil tal como cristais de plagioclásio fraturados e com *kink bands*, bem como indícios de deformação intracristalina, uma vez que foram identificadas geminações polissintética deformadas e formas pontiagudas. É possível notar ainda, fraca tendência de segregação e orientação dos cristais de biotita, além de cristais de plagioclásio intersectados gerando finos cristais recristalizados e subgrãos de quartzo com evidência de migração de borda (Figuras 4.12A, B, C, D e E). Em regra, a textura original da rocha encontra-se preservada nas amostras pouco deformadas. Na amostra do milonito (amostra MH-19-02A) há porções fortemente recristalizadas e deformadas com destaque à textura porfiroclástica com matriz milonítica, bem como a presença de biotita e muscovita pisciforme indicando cinemática sinistral. Há também subgrãos de quartzo com indícios de migração de borda do grão (Figuras 4.12F, G, H e I).

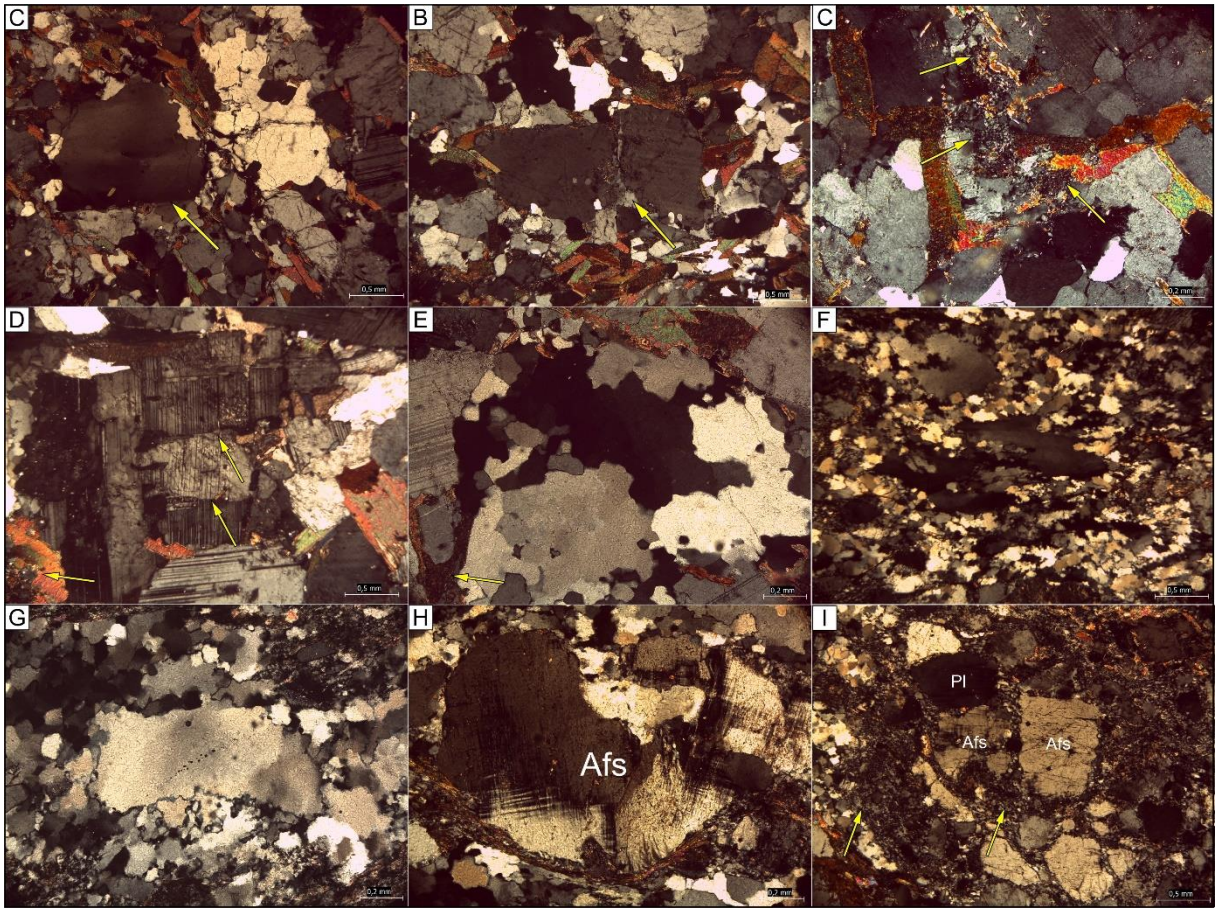


Figura 4.12 – Principais microestruturas nos granodioritos miloníticos. A) Subgrão de quartzo e cristais de biotita orientadas na amostra MH-19-05. B) Cristal de plagioclásio com feição de recristalização dinâmica transversal ao eixo maior do cristal na amostra MH-19-05. C) D) Feições indicativas de recristalização dinâmica em cristais de plagioclásio na amostra MH-19-06. D) *Kink bands* em cristais de plagioclásio e em biotita no canto inferior esquerdo da imagem (amostra MH-19-09). E) Subgrãos de quartzo com indícios de migração de borda de grão em alta temperatura (>500°C) na amostra MH-19-09. Na parte inferior da imagem é possível observar cristais de biotita cominuídos. F) Cristais de quartzo fitado compondo a foliação milonítica da amostra MH-19-02A. G) Subgrãos de quartzo circundo por cristais de quartzo recristalizado na amostra MH-19-02A. H) Porfiroclasto de microclínio arredondado com geminação deformada na amostra MH-19-02A. I) Feldspatos cominuídos e porfiroclastos com bordas corroídas na amostra MH-19-02A.

4.7 OUTRAS ROCHAS IDENTIFICADAS NA ÁREA DE ESTUDO

a) Enderbito milonítico

Esta rocha representada pela amostra ZCS-11B (Figura 4.13), possui cor cinza escuro com faixas brancas, equigranular, granulação média, fortemente anisotrópica com foliação milonítica bem desenvolvida e destacada por cristais de quartzo e feldspatos estirados (Figura 4.13C). Esta rocha faz parte da Unidade Cariré do Ceará.

Sob o microscópio petrográfico apresenta textura milonítica subordinadamente granoblástica (Figura 4.14A).

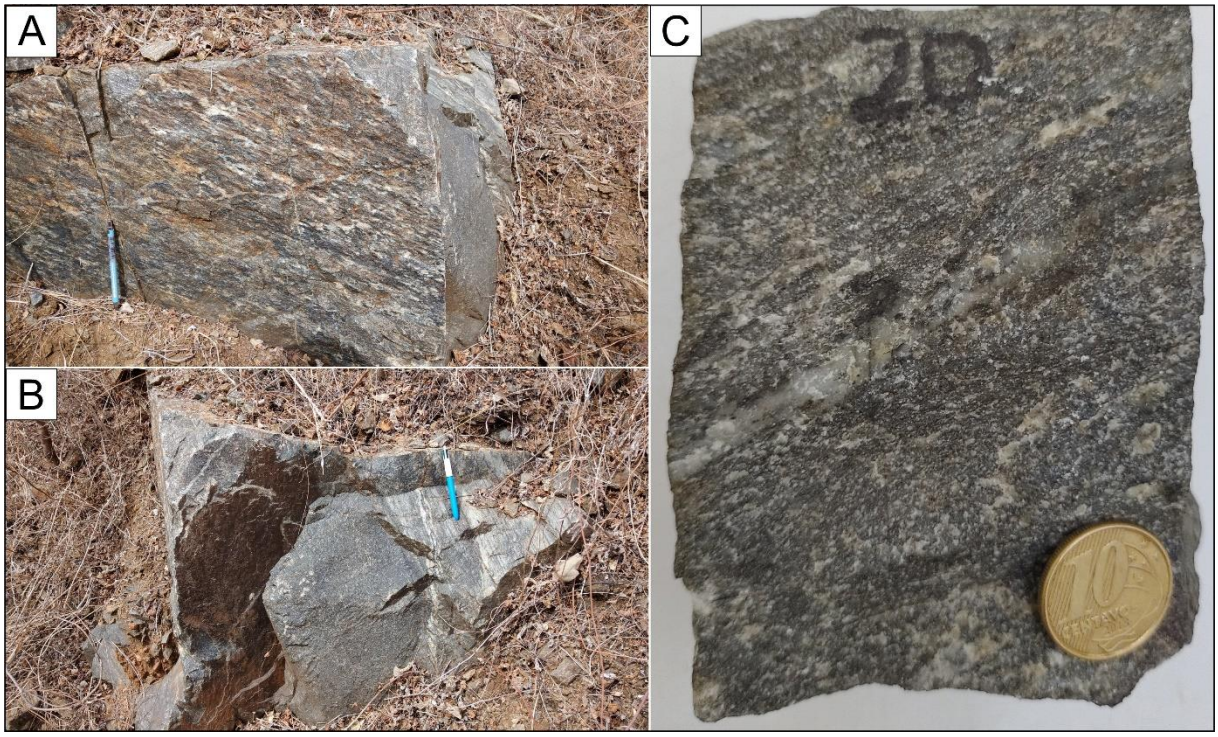


Figura 4.13 – Feição geral de enderbito milonítico da mostra ZCS-11B. A) e B) Afloramento em corte de estrada composto por enderbito fortemente deformado. C) Amostra de mão em detalhe de enderbito milonítico de cor cinza escuro com fitas de quartzo.

A mineralogia principal compreende plagioclásio (~50%) que apresenta hábito granular, anédrico, geminações polissintéticas, além de alteração para sericita; ortopiroxênio (~15%) apresenta hábito granular e raramente prismático, anédrico ou subédrico, incolor a marrom pálido, relevo alto positivo, extinção reta, cor de interferência 0,020 (rosa de 2ª ordem), muito fraturado e em alguns casos estirado; microclínio (~33%) apresenta hábito granular, anédrico com extinção ondulante moderada; biotita (~2%) apresenta hábito tabular, subédrica, cor laranja, pleocroísmo moderado e relevo moderado; e quartzo – que apresenta hábito granular, anédrico, extinção ondulante forte.

Os minerais acessórios são zircão com relevo muito alto positivo muito fraturado e alta cor de interferência; apatita com relevo moderado positivo e divisibilidade basal com extinção reta; e minerais opacos.

As microestruturas são extinção ondulante forte do plagioclásio e do quartzo; geminações deformadas; subgrãos e fitas de quartzo e extinção ondulante no ortopiroxênio (Figuras 4.14B, C e D).

Esta rocha é classificada como granulito milonítico máfico devido à presença e a quantidade relevante de ortopiroxênio.

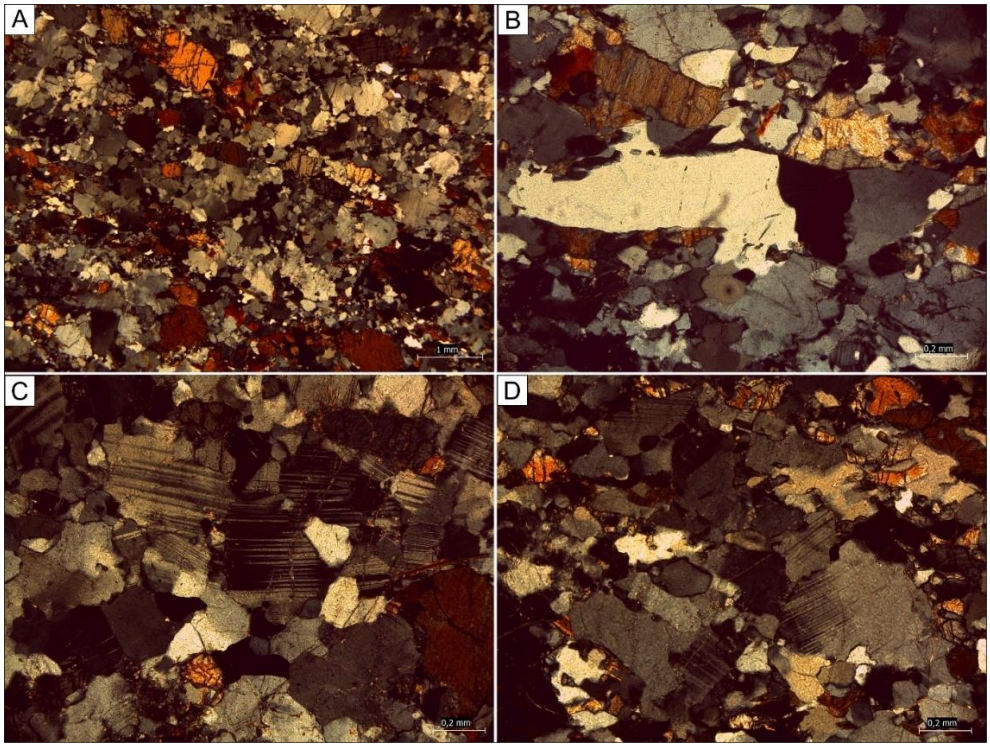


Figura 4.14 – Texturas e microestruturas presentes na amostra ZCS-11B. A) Textura milonítica definida pela orientação dos cristais de ortopiroxênio e feldspatos. B) Cristal de quartzo estirado com bordas irregulares. C) e D) resquícios de textura granoblástica preservada. Notar a deformação das geminações albita.

b) Ultramilonito

Esta rocha é representada pela amostra MH-19-02B. Possui cor cinza escuro, mesocrática, inequigranular, granulação fina, anisotrópica com a presença de foliação milonítica (Figura 4.15).

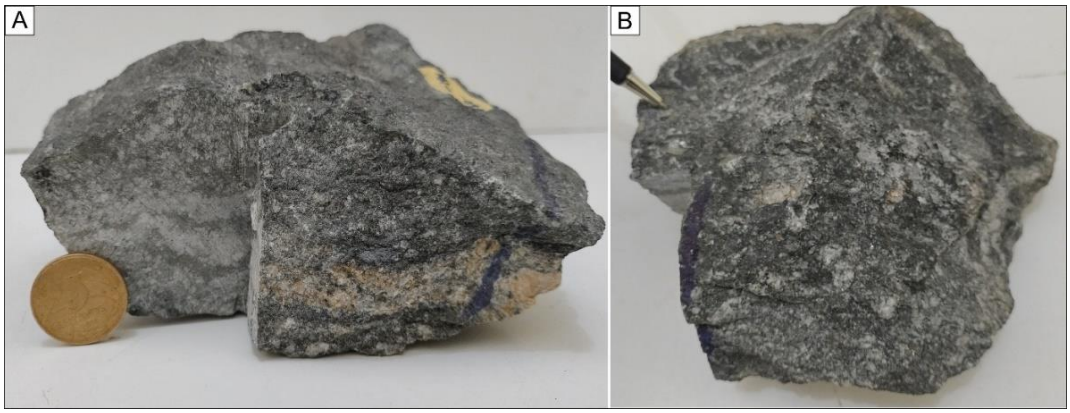


Figura 4.15 – Amostra de mão MH-19-02B composta por ultramilonito de cor cinza escuro. A) Bandamento milonítico bem desenvolvido da amostra. B) Outro ângulo de visão da amostra.

Na escala microscópica apresenta textura porfiroclástica com matriz milonítica evidenciada pela presença de bandamento milonítico formado pela alternância de zonas ricas em biotitas e outras ricas em quartzo e feldspatos (Figuras 4.16A e B).

É composta por plagioclásio que apresenta hábito granular, anédrico, extinção ondulante moderada a forte com geminações polissintética deformadas, alteração para muscovita, argilominerais e carbonatos; quartzo que apresenta hábito granular intensamente recristalizado, anédrico, formando subgrãos e matriz fina; microclínio que apresenta hábito granular fortemente recristalizado, anédrico, com geminação em xadrez; biotita que apresenta hábito lamelar extremamente fina ou localmente tabular, subédrica, extinção ondulante fraca, relevo moderado positivo, cor marrom escuro, pleocroísmo forte, alterada para clorita ou muscovita; e epidoto que apresenta hábito prismático, euédrico ou subédrico, verde claro, pleocroísmo muito fraco, relevo alto positivo, muito fraturado, com de interferência 0,030 de 2ª ordem. Os minerais acessórios são apatita, zircão, titanita, opacos e allanita.

As microestruturas são caracterizadas pela extinção moderada a forte do plagioclásio, geminação albita deformada, estrutura núcleo e manto com quartzo circundando porfiroclastos de plagioclásio, recristalização e subgrãos de quartzo, *kink bands* em biotitas (Figuras 4.16C e D). Está rocha é interpretada como produto da intensa cominuição de um muscovita- biotita granodiorito milonítico (amostra MH-19-02A) por estarem justapostas e possuírem similaridades mineralógicas.

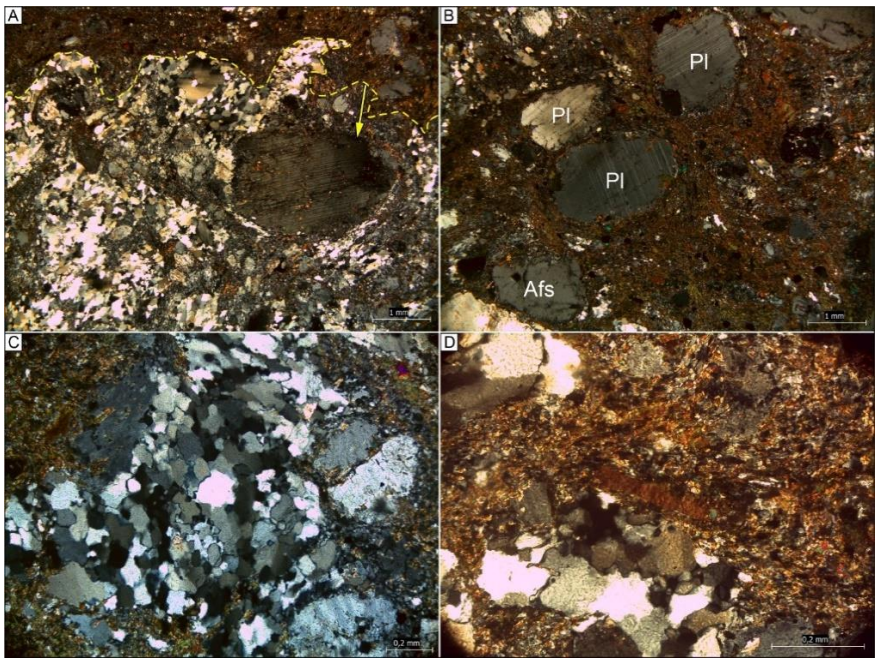


Figura 4.16 – Texturas e microestruturas identificadas na amostra MH-19-02B. A) Textura porfiroclástica com dois tipos de matriz. A parte superior da imagem apresenta uma matriz composta principalmente por cristais de biotita, enquanto a parte inferior tem-se uma matriz composta por cristais de quartzo que em grande parte formam subgrãos. Notar também as formas encurvadas das geminações albita e extinção ondulante do plagioclásio. B) Porfiroclastos de plagioclásio com extinção ondulante fraca a alta e geminações albita encurvadas e afinaladas imersos em uma matriz milonítica. C) Bolsões de cristais de quartzo policristalino que formam uma matriz mais grossa. D) Matriz milonítica composta de microcristais de biotita recristalizada envolvendo subgrãos de quartzo. Destaque para a presença de biotita com com *kink bands* transversais ao plano de clivagem.

c) Biotita tonalito com granada milonitizado

Esta rocha é representada pela amostra MH-19-03A. Apresenta coloração verde escura pontualmente branca, fanerítica, holocristalina, mesocrática, granulação fina, anisotrópica com foliação milonítica marcante (Figura 4.17). Esta rocha ocorre próxima a amostra de sienogranito milonítico (MH-19-03B), onde ambas estão fortemente verticalizadas.

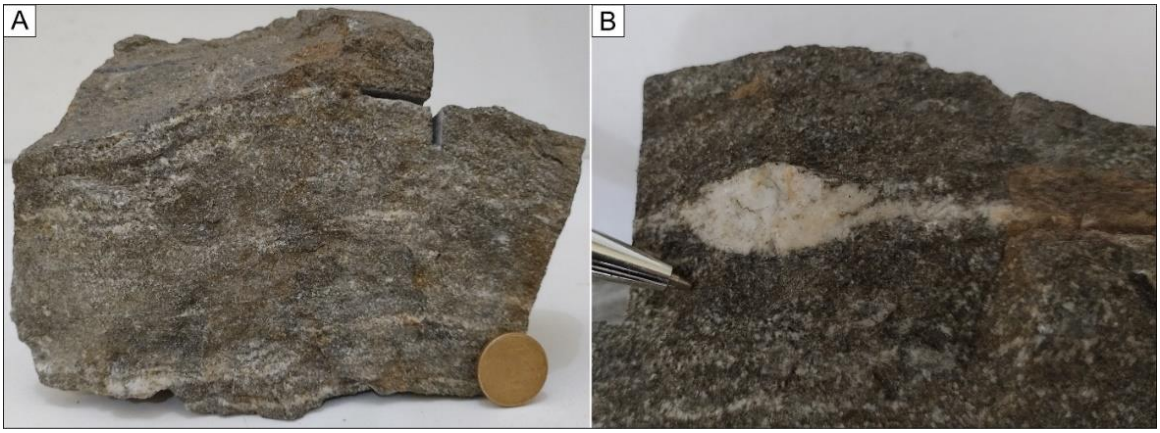


Figura 4.17 – Amostra de mão MH-19-03A que compreende biotita tonalito com granada milonitizado. A) Aspecto gerais da rocha com foliação milonítica. B) Porfiroclasto de feldspato tipo-δ.

Microscopicamente apresenta textura milonítica, subordinadamente porfiroclástica e porfiroblástica. Os porfiroclastos são essencialmente formados por cristais de plagioclásio, enquanto que os porfiroblastos são compostos de cristais de granada que normalmente encontram-se muito fraturados. As bandas com cristais lamelares de biotita e fitas de quartzo caracterizam a textura milonítica (Figura 4.18A e B).

Os minerais que a compõem são plagioclásio (48%) que apresenta hábito prismático e granular, subédrico e anédrico, extinção ondulante fraca, geminação albita, albita-carlsbad e albita-periclina, alterações para sericita e argilominerais. As geminações por vezes estão deformadas ou modificadas ou mesmo ausente; quartzo (32%) que apresenta hábito granular, anédrico, extinção ondulante forte (alguns apresentam extinção tabuleiro de xadrez), altamente recristalizado na matriz, formando subgrãos, fitas e agregados que definem a foliação milonítica da rocha; microclínio (1%) que apresenta hábito granular formando porfiroclastos, anédrico, com extinção ondulante e maclamento ausente, alterado para argilominerais; biotita (15%) que apresenta hábito lamelar, subédrica, cor marrom, pleocroísmo moderado, levemente cloritizadae com phrenita nas clivagens; e granada – que apresenta hábito granular, anédrica, cor marrom claro a incolor, isotrópica, relevo alto positivo, muito fraturada, altera-se para serpentina, e epidoto. Está seccionada formando *microboudins*.

Os minerais acessórios são zircão, apatita, minerais opacos e allanita.

As principais microestruturas são subgrãos, fitas e agregados policristalino de quartzo; *microboudins* de granada; geminações albita deformadas, bem como cristais de plagioclásio fraturados com fraturas preenchidas por biotita recristalizada (Figuras 4.18C, G e H).

Os indicadores cinemáticos microscópicos compreendem agregados policristalinos sigmoidais de quartzo, biotita e plagioclásio pisciforme e *fabric S-C* formadas por biotitas e quartzo, todos indicando cinemática dextral (Figuras 4.18D, E e F).

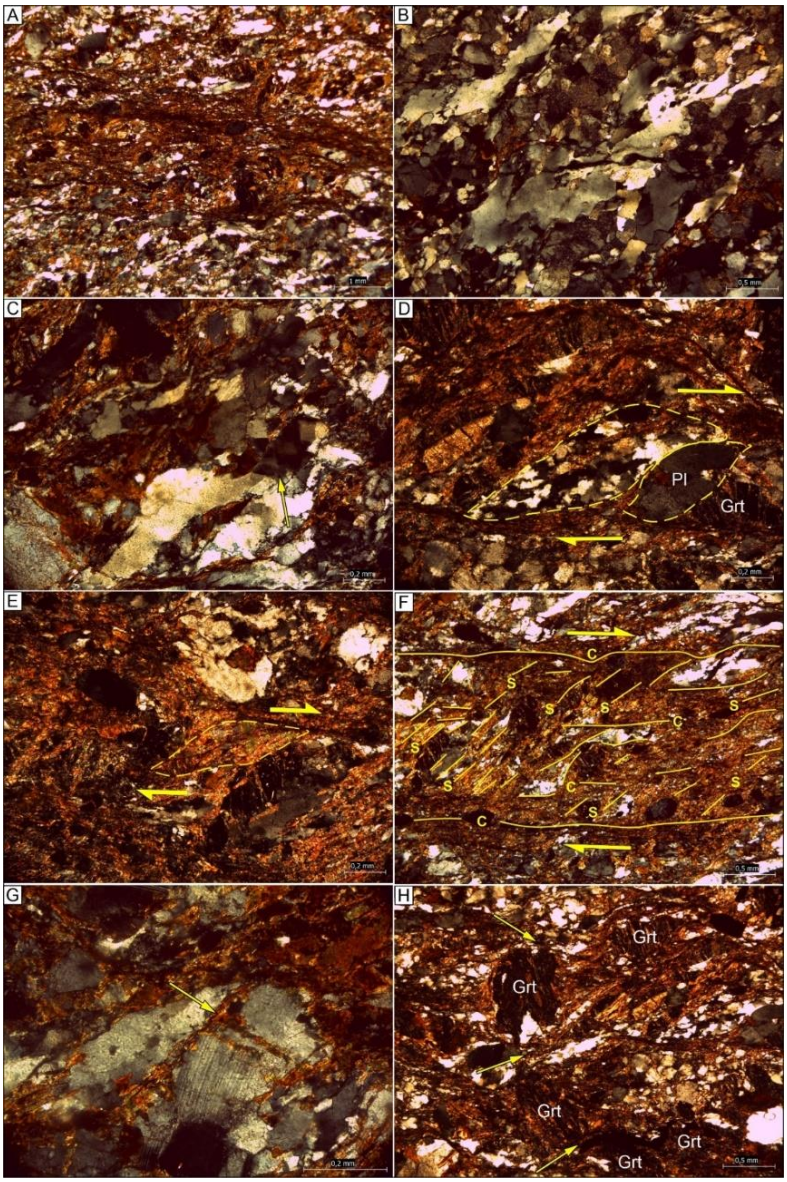


Figura 4.18 – Aspectos texturais e microestruturais da amostra MH-19-03A. A) Segregação de bandas mais ricas em biotita e bandas ricas em quartzo e feldspatos. B) Fitas de quartzo definindo a foliação milonítica. C) Quartzo estirado com extinção tabuleiro de xadrez. D) Agregado de quartzo e plagioclásio deformados em sentido dextral. E) Biotita em forma de peixe indicando cinemática dextral. F) *Fabric S-C*. G) Geminações albita deformadas e fraturas preenchidas por biotita recristalizada em plagioclásio. H) Porfiroblasto de granada seccionados por bandas de cisalhamento.

d) Leucognaisse

Esta rocha é representada pela amostra ZCS-03C que apresenta cor branca levemente amarelada, granulação fina ou média, inequigranular, anisotrópica com foliação milonítica bem desenvolvida com a alternância de bandas ricas em quartzo e outras ricas em feldspatos (Figura 4.19A). É possível observar porfiroblastos de granada e *boudins* de feldspato (Figuras 4.19B e C, respectivamente).

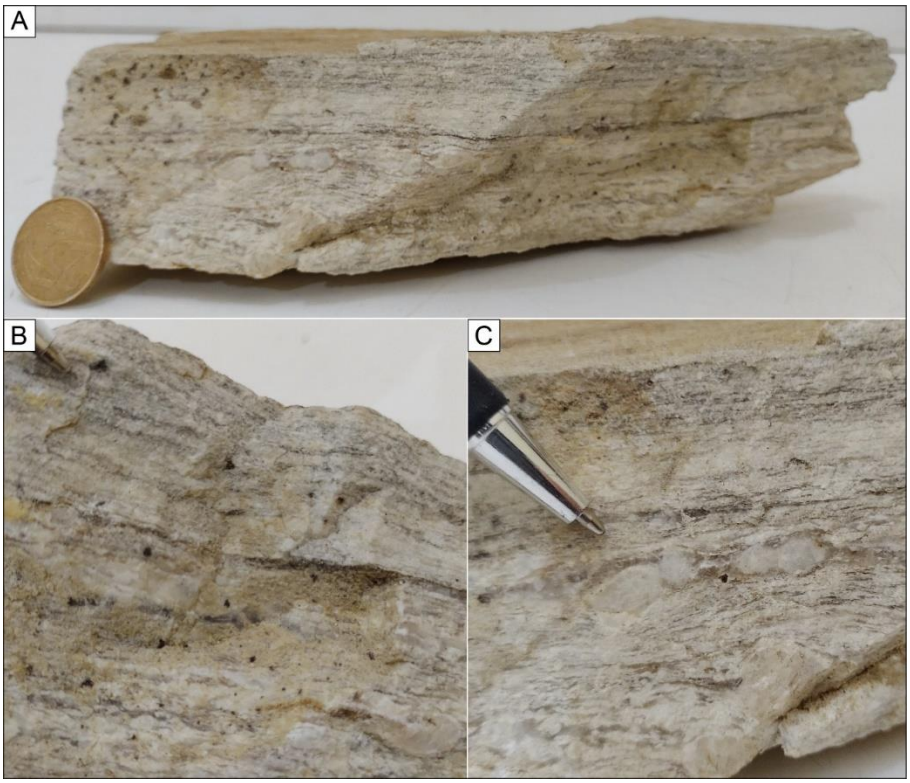


Figura 4.19 – Amostra de mão ZCS-03C composta por leucognaisse com foliação milonítica bem desenvolvida. A) Foliação milonítica disposta na horizontal da imagem. B) Porfiroblastos de granada de cor preta. C) *Boudins* de feldspato.

Microscopicamente apresenta textura milonítica (Figura 4.20A) e localmente porfiroblástica. Os porfiroclastos são principalmente de microclínio e plagioclásio, enquanto que os cristais de quartzo estirados compõem a textura milonítica. Já a textura porfiroblástica é marcada pela ocorrência de porfiroblastos de granada envoltos por textura milonítca.

Os minerais essenciais são plagioclásio (~30%) que apresenta hábito granular e prismático, anédrico e subédrico, com geminações polissintética. A composição do plagioclásio pelo método Michel-Levy foi estimada em Albita-$An_{6,}$ encontra-se alterado para sericita; quartzo (~35%) que apresenta hábito granular, anédrico, fortemente estirado com extinção ondulante forte formando subgrãos; microclínio (~33%) que apresenta hábito granular diversas vezes com formato amendoado, anédrico, geminação em xadrez bem

formado e localmente incipiente; biotita (~2%) que apresenta hábito lamelar e localmente tabular, subédrica, cor laranja escuro e pleocroísmo moderado.

Os minerais acessórios são granada apresenta hábito granular com inclusões de biotita, cor bege em luz natural, relevo alto positivo, isotrópica, muito fraturada; muscovita; minerais opacos; e apatita acicular.

As microestruturas identificadas são *microboudins* de microclínio; subgrãos, fitas de quartzo com extinção em tabuleiro de xadrez e feições de migração de borda de grão; geminações polissintéticas encurvadas, extinção ondulante e cristais arredondados de plagioclásio (Figura 4.20).

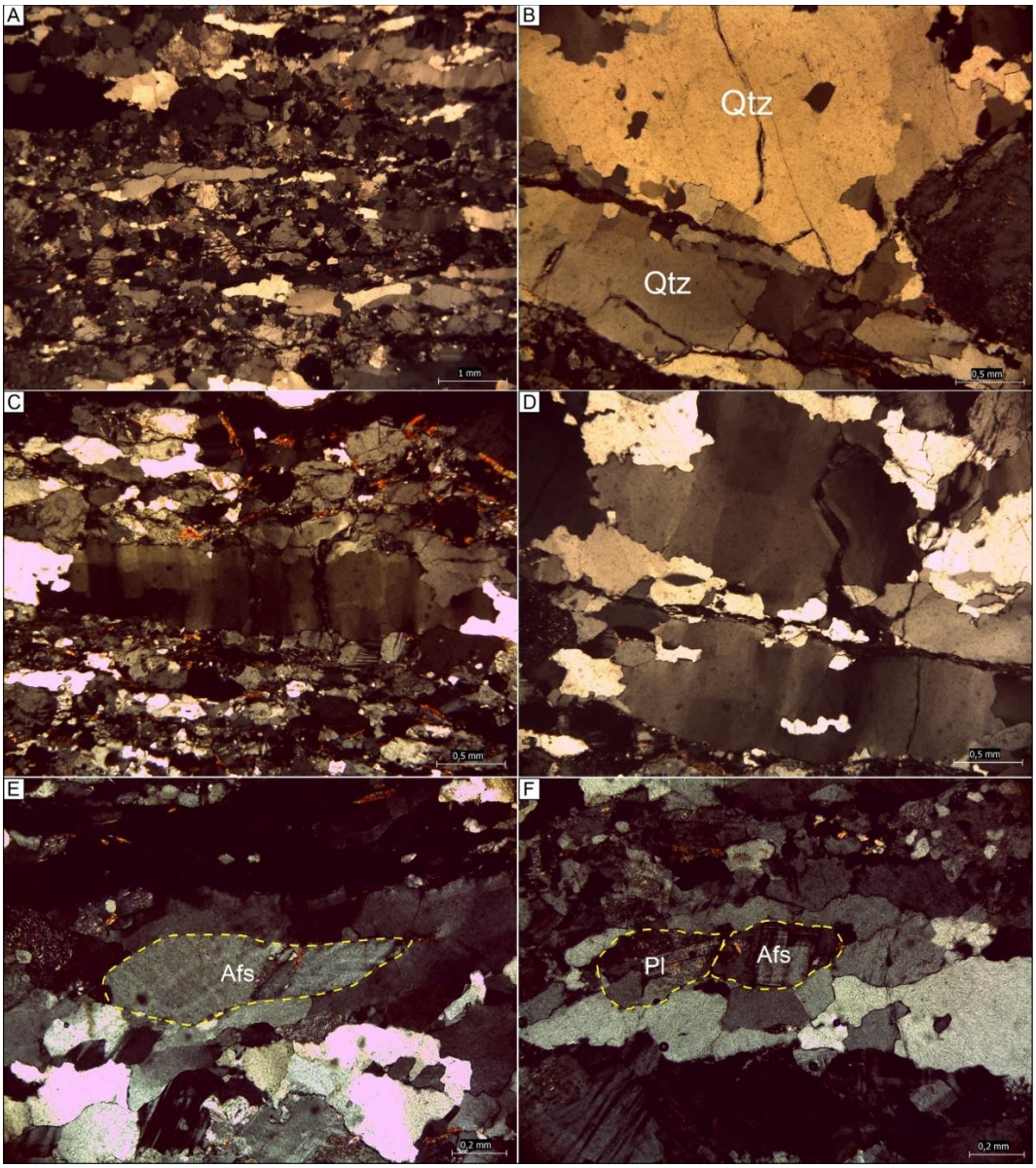


Figura 4.20 – Principais texturas e microestuturas idenificadas na amostra ZCS-03C. A) Textura milonítica definida por cristais de quartzo fortemente estirados. B) Subgrãos de quartzo englobando cristais de quartzo menores indicando migração de borda de grão nesses cristais. C) e D) Quartzo com extinção em tabuleiro de xadrez. E) *Microboudins* de microclínio. F) Cristais de feldspatos arredondados.

e) Biotita anfibolito

Esta rocha é representada pela amostra MH-19-01E que macroscopicamente apresenta cor cinza escuro, melanocrática, equigranular, granulação fina com forte anisotropia destacada pela foliação milonítica (Figura 4.21). Esta rocha é formada por lentes centimétricas dentro do corpo granítico maior que compreende um sienogranito milonítico (amostra MH-19-01A, 01C e 01D).

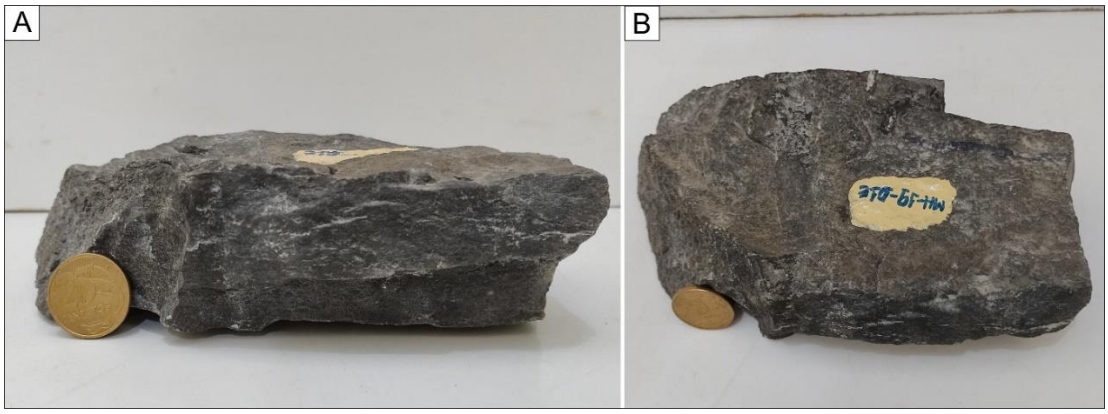


Figura 4.21 – Amostra de mão MH-19-01E formada por biotita anfibolito. A) Rocha de cor verde escuro foliada. B) Outro ângulo de visão da amostra.

Texturalmente, na escala microscópica, apresenta textura porfiroclástica com matriz milonítica (Figura 4.22A). Os porfiroclastos são majoritariamente de hornblenda e secundariamente de plagioclásio. A matriz é composta de cristais submilimétricos de quartzo, plagioclásio e biotita. Os cristais de quartzo estirados e a orientação dos cristais compõem a textura milonítica.

Os componentes mineralógicos são hornblenda (45 a 50%) que apresenta hábito granular, anédrica, cor verde, pleocroísmo fraco (X= amarelo esverdeado claro, Y= verde amarelado e Z= verde), relevo moderado positivo e geminação simples; plagioclásio (40 a 45%) que apresenta hábito granular, anédrico e geminações polissintética; biotita (5 a 10%) que apresenta hábito lamelar, subédrica, cor marrom alaranjado, pleocroísmo moderado e relevo moderado positivo.

Os minerais acessórios são compostos por minerais opacos, zircão, titanita, apatita, quartzo e epidoto.

As principais microestruturas são indicadores cinemáticos predominantemente dextrais e localmente sinistrais (porfiroclastos de hornblenda sigmoidais), porfiroclastos de hornblenda amendoados, extinção ondulante forte do plagioclásio e do quartzo, quartzo fitado, microveios de titanita e plagioclásio, geminações deformadas (Figuras 4.22A, B e C).

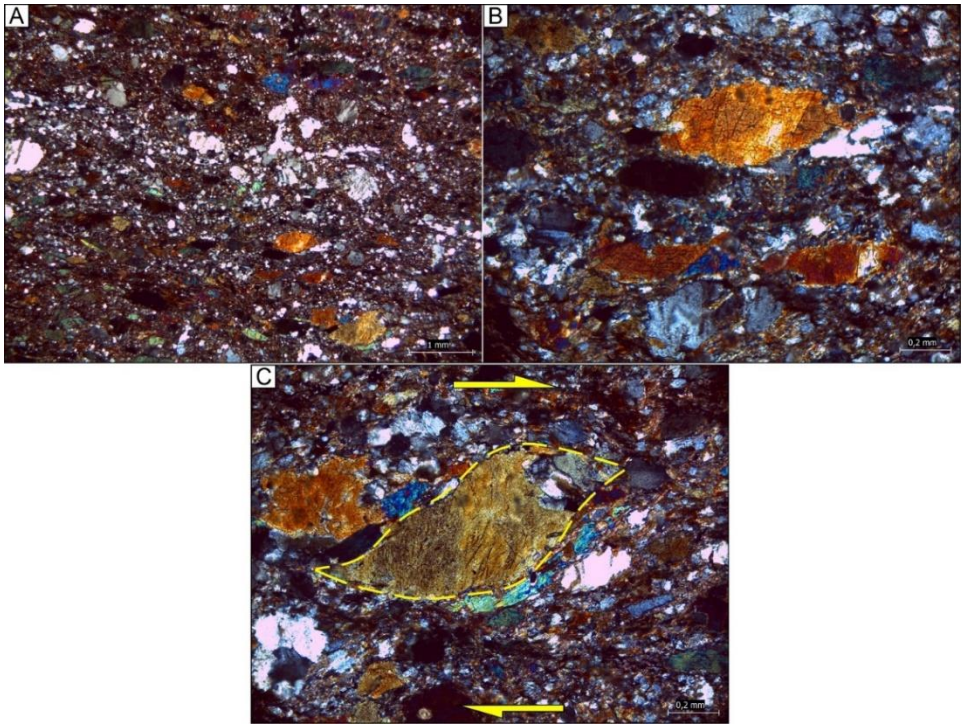


Figura 4.22 – Texturas e microestruturas da amostra MH-19-01E. A) Microestrutura milonítica com porfiroclastos de plagioclásio e anfibólio em matriz recristalizada. B) Porfiroclastos de hornblenda amendoados e com bordas recristalizadas. C) Porfiroclasto de hornblenda sigmoidal indicando cinemática dextral.

f) Rocha calcissilicática

Esta rocha é representada pela amostra MH-19-07A. Apresenta cor rosa intercalada com verde, fanerítica, holocristalina, hololeucocrática, granulação média, anisotrópica com a presença de foliação molinítica (Figura 4.23). Esta rocha tem sua localização justaposta ao monzogranito milonítico da amostra MH-19-07B.

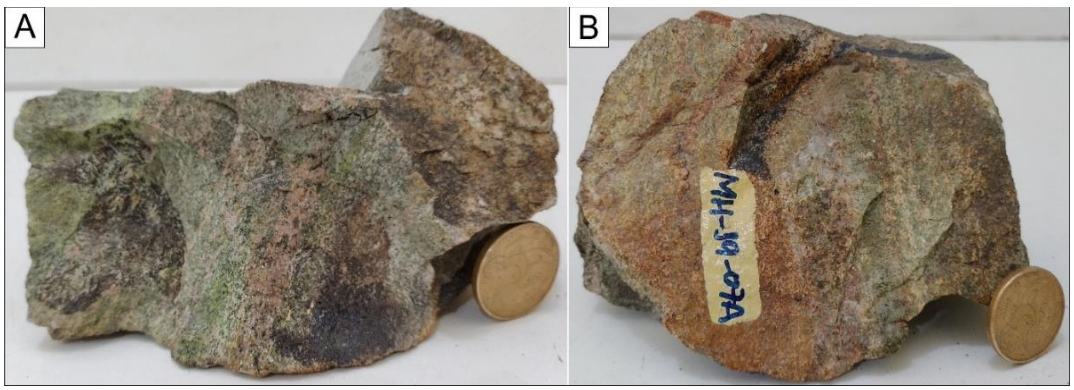


Figura 4.23 – Amostra de mão MH-19-07A composta por rocha calcissilicática. A) Rocha de cor rosa intercalada com verde. B) Foliação milonítica em que se alternam bandas de cor rosa ou verde.

A textura principal é porfiroclástica com matriz milonítica (Figura 3.24A). Os porfiroclastos são formados por microclínio, titanita, epidoto e plagioclásio. A matriz tem composição variada sendo formada por diversos cristais submilimétricos recristalizados.

A composição mineralógica desta rocha é compreendida por microclínio (~25%) que apresenta hábito granular formando porfiroclastos, anédrico, extinção ondulante moderada a forte, geminação xadrez incipiente a ausente; plagioclásio (~10%) que apresenta hábito granular, anédrico, extinção ondulante moderada a forte, geminações polissintéticas. Está intensamente alterado para argilominerais e sericita; epidoto (~35%) que apresenta hábito granular, anédrico, cor verde amarelado, pleocroísmo fraco, relevo moderado a alto, moderadamente fraturado; titanita (~4%) que apresenta hábito prismático a granular, euédrica e anédrica, cor castanho claro, pleocroísmo fraco, relevo muito alto positivo, moderadamente fraturada; clorita (~25%) que apresenta hábito lamelar, subédrica, cor verde claro, pleocroísmo fraco, relevo moderado positivo, cor de interferência 0,031 (laranja de 2ª ordem); e quartzo (~1%) que apresenta hábito granular, anédrico, extinção ondulante forte e alguns subgrãos. Os minerais acessórios são zircão e apatita.

As principais microestruturas encontradas nesta rocha são microveios de epidoto intersectando porfiroclastos de microclínio; extinção ondulante moderada a forte de quartzo, plagioclásio (presença de *kink bands*) e microclínio; deformação de geminações nos feldspatos; porfiroclastos de microclínio e plagioclásio amendoados microfraturados/microfalhados; e titanita amendoada e com bordas irregulares (Figuras 4.24B, C e D).

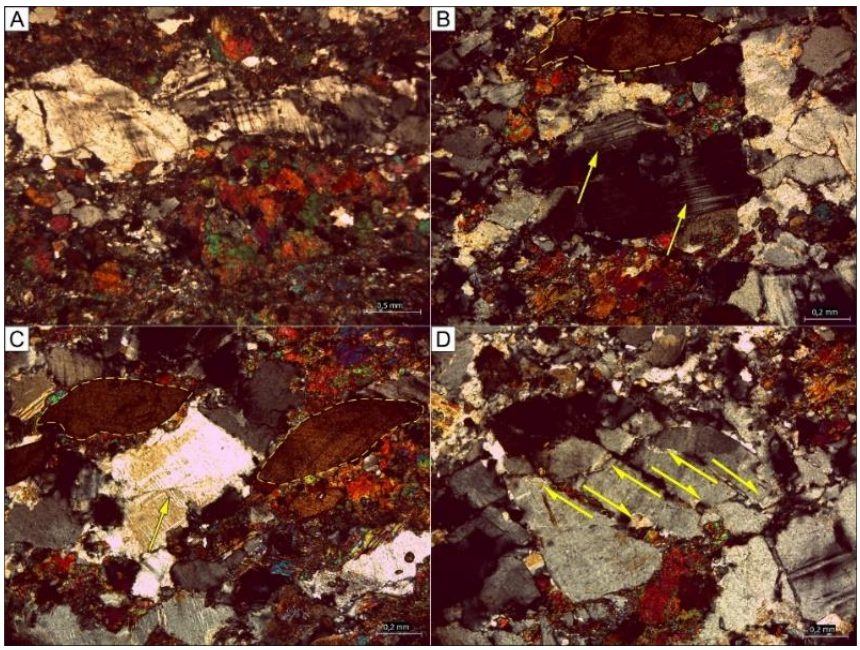


Figura 4.24 – Texturas e microestruturas identificadas na amostra MH-19-07A. A) Textura porfiroclástica definida por uma matriz rica em epidoto e porfiroclastos principalmente de microclínio, plagioclásio e titanita. B) Porfiroclasto de titanita arredondada e presença de *kink bands* em plagioclásio deformando as geminações albita. C) Porfiroclastos arredondados de titanita com geminações complexas e microclínio fraturado. D) Porfiroclastos de plagioclásio com microfalhamentos normais.

5 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Neste estudo a abordagem estrutural envolveu a coleta sistemática de dados de foliação milonítica, xistosidade, bandamentos gnáissicos, lineação de estiramento mineral e indicadores cinemáticos macroscópicos transversalmente a Zona de Cisalhamento Sobral (ZCS) com a finalidade de identificar com precisão a região que foi afetada pela zona de cisalhamento e diferenciá-la das áreas não afetadas pela deformação transcorrente.

Com base nesses dados foi possível observar um contraste marcante entre as feições da ZCS e as unidades geotectônicas adjacentes a leste e oeste, representadas pelos domínios Noroeste do Ceará e Ceará Central, respectivamente.

Ao longo da ZCS as características estruturais principais dizem respeito à forte linearidade, à disposição orientada preferencial dos corpos rochosos de variadas naturezas, que se encontram misturados tectonicamente com marcante foliação milonítica e lineação de estiramento mineral, destacando estrutura geral NNE-SSW, com variações N-S devido ao caráter anastomosado dessas estruturas, bem como em outras direções em domínios dobrados.

A ZCS representa uma expressiva zona de cisalhamento na qual se articularam esses dois blocos tectônicos durante a colisão no Neoproterozoico. Esta zona situa-se no noroeste da Província Borborema em uma faixa orientada NE-SW por mais de 250 km de comprimento, em sua área exposta, e em cerca de 10 a 15 km de largura (Figura 5.1), com excelentes exposições desde os arredores de Reriutaba (ao sul) até Morrinhos (ao norte).

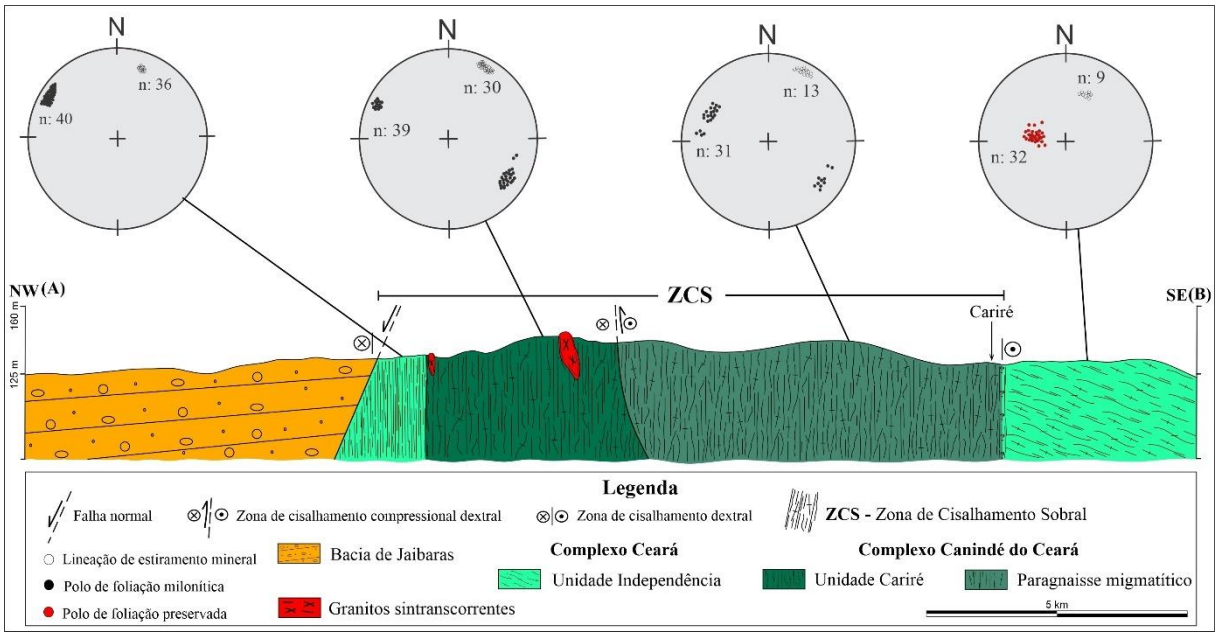


Figura 5.1 – Seção geológica esquemática da área de estudo.

Ao sul e norte a zona está coberta por rochas sedimentares da borda leste da Bacia do Parnaíba e por depósitos sedimentares costeiros, respectivamente. Lateralmente, ao oeste, é

balizada tectonicamente pelo Gráben Jaibaras, e para leste as rochas miloníticas transicionam para terrenos gnáissicos do Complexo Ceará. Ao longo de toda a sua extensão os variados tipos de rochas encontram-se continuamente milonitizados, entretanto, várias outras zonas de menor expressão, de caráter transcorrente dextral, de mesma geração, são registradas a oeste e leste tais como as zonas de cisalhamento Santa Rosa, Granja, Uruoca, Senador Sá, Tangente, Groaíras, Humberto Monte e Forquilha (Cavalcante *et al.* 2003, Gorayeb & Lima 2014, Gorayeb *et al.* 2014, Aragão *et al.* 2020).

Um aspecto destacável no interior da ZCS em meio às rochas miloníticas, é a presença de fatias de protólitos pré-cisalhamento parcialmente preservados, rotacionados e transpostos - com ângulos de mergulhos que diferem das foliações miloníticas - comparáveis aqueles presentes nos terrenos adjacentes, especialmente do DCC, como orto e paragnaisses migmatizados, gnaisses calciosilicáticos, xistos, quartzitos, granulitos, granitoides diversos e mobilizados quartzo-feldspáticos (Figura 5.2).

Em geral, essas rochas ocorrem como lentes e corpos alongados de variadas dimensões, centimétricos a deca-quilométricos, a exemplo da megalente de rochas granulíticas de Cariré e lentes de ortognaisses adjacentes do Paleoproterozoico (Gorayeb & Abreu 1989). Em outras situações ocorrem como segmentos isolados, gradativamente transformados em milonitos.

Merece destaque a presença de vários corpos graníticos alongados, encaixados concordantemente à foliação milonítica, que em muitos casos também apresentam foliação milonítica, contudo, há casos em que a deformação ocorreu de forma incipiente que não gerou feições claras de deformação nesses granitos sendo possível identifica-las apenas na escala microscópica.

Na maior parte dos afloramentos ao longo da ZCS é marcante a presença de feições miloníticas com direção da foliação predominantemente NE-SW com variações para N-S, NNE-SSW e raramente NNW-SSE, com altos valores de mergulho, até verticais. Isto caracteriza um padrão anastomosado que transpõem o bandamento e xistosidade dos protólitos, predominantemente representados por orto e paragnaisses, granulitos e granitoides transformados em milonitos (Figura 5.3). A foliação é do tipo milonítica caracterizada pela presença sistemática de porfiroclastos amendoados de feldspatos, de variados tamanhos que são contornados pela foliação definida pela orientação preferencial de lamelas de micas, quartzo fitado ou leitos finos de agregados quartzo-feldspáticos cominuídos, destacando feições anastomosadas. Outra feição diz respeito ao bandamento tectônico definido pela

alternância de leitos com grãos finos quartzo-feldspáticos cominuídos, lentes recristalizadas de quartzo, quartzo em fitas e faixas micáceas.

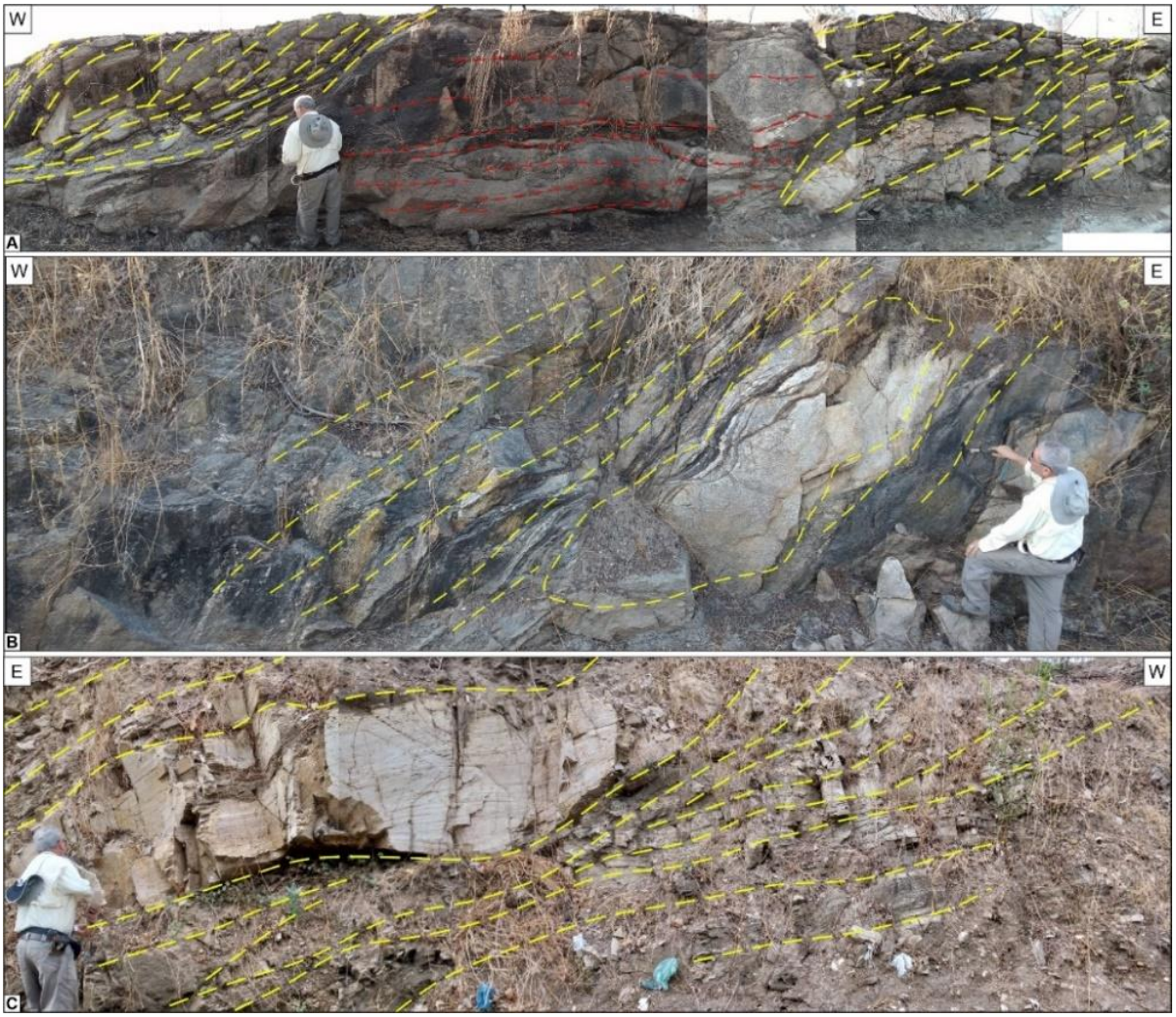


Figura 5.2 – Seções de afloramentos em corte de ferrovia com a presença de corpos pré-cisalhamento preservados. A) Corpo gnaíssico métrico de composição granodiorítica com ângulo de mergulho que difere das foliações miloníticas. B) Corpo granítico métrico alojado entre as foliações miloníticas de ortognaisse milonitizado. C) Leucognaisse extremamente deformado com a presença de quartzo em fitas transposto com ângulo de mergulho baixo.

Figura 5.3 – Principais evidências de milonitização em afloramento em cortes de estradas e lajedos. (A) Paragnaisse milonítico com foliação subvertical, às margens da CE-362 ao norte de Sobral. (B) Ortognaisse milonítico com foliação verticalizada às margens da CE-240 a leste Sobral. (C) Dobras apertadas em migmatitos da Unidade Canindé cortado por zona milonítica métrica. (D) Granulitos máficos milonitizados com ângulo de mergulho moderado a alto.

As lineações de estiramento mineral são em grande parte sub-horizontais com no máximo 10° no ângulo de caimento, compostas em sua maioria por minerais micáceos e quartzo estirado, porém localmente ocorrem lineações com caimentos médios chegando a 30° de caimento. Dobras da foliação milonítica ocorrem raramente, e isoladamente. Uma delas é do tipo assimétrico com padrão Z, isoclinais, com flancos paralelos, intrafoliais, com cinemática dextral, e raramente sinistral. Outro tipo de dobra são as cilíndricas com eixos retos paralelos à lineação de estiramento, sub-horizontais, de geração tardia em relação ao cisalhamento. Dobras de arrasto são registradas tanto na escala regional nas adjacências da zona de cisalhamento, quanto mesoscópica, no interior da ZCS. As dobras foram estruturas fundamentais para a determinação do sentido da movimentação tectônica dentro da ZCS na

escala mesoscópica e indicam predominância de cinemática dextral que também é reforçada pela presença de corpos de rochas rotacionados/deformados (Figura 5.4A, B e C). Por outro lado, foram observados localmente feições que indicam deformação em sentido sinistral, como por exemplo, veios de quartzo deformados e estruturas em quadrante (Figuras 5.4D e E, respectivamente). Essas estruturas devem representar movimentos tectônicos tardios na evolução da ZCS.

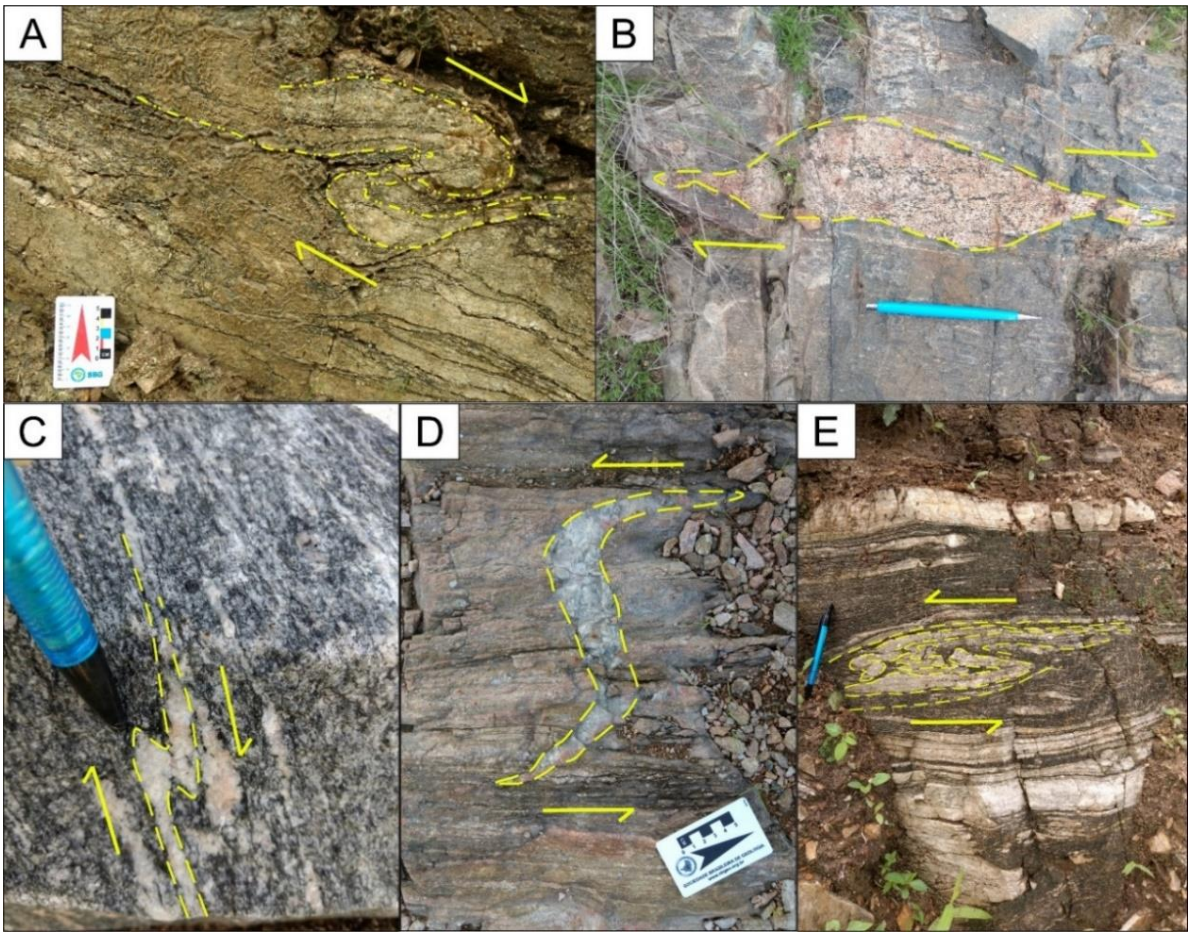


Figura 5.4 – Indicadores cinemáticos dentro da ZCS. A) Dobra assimétrica em Z em paragnaisse indicando cinemática dextral. B) Fragmento de rocha granítica deformada em sentido dextral. C) Dobra assimétrica com padraão Z em ortognaisse indicando tectônica dextral. D) Veio de quartzo com padrão S indicando deformação sinistral. E) Estrutura em quadrante em leucognaisse indicando deformação sinistral.

Na escala macroscópica foram identificados porfiroclastos de feldspatos e granada e agregados quartzo-feldspáticos que enfatizam que a deformação no interior da ZCS foi amplamente dominada pela deformação em sentido dextral (Figura 5.5).

Durante a evolução da tectônica transcorrente da ZCS foram alcançadas condições de alto grau metamórfico com estimativas acima de 600°C, atingindo a anatexia com a geração de corpos graníticos que se alojaram ao longo dessa zona. Estes granitos estão orientados na direção NE-SW e N-S e possuem foliação milonítica com direções concordantes as foliações

das rochas miloníticas encaixantes, confirmando o condicionamento da ZCS em suas colocações.

Neste mesmo contexto, a movimentação transcorrente juntamente com os efeitos transpressivos geraram tectonitos tipo LS no interior da ZCS (Figura 5.6).

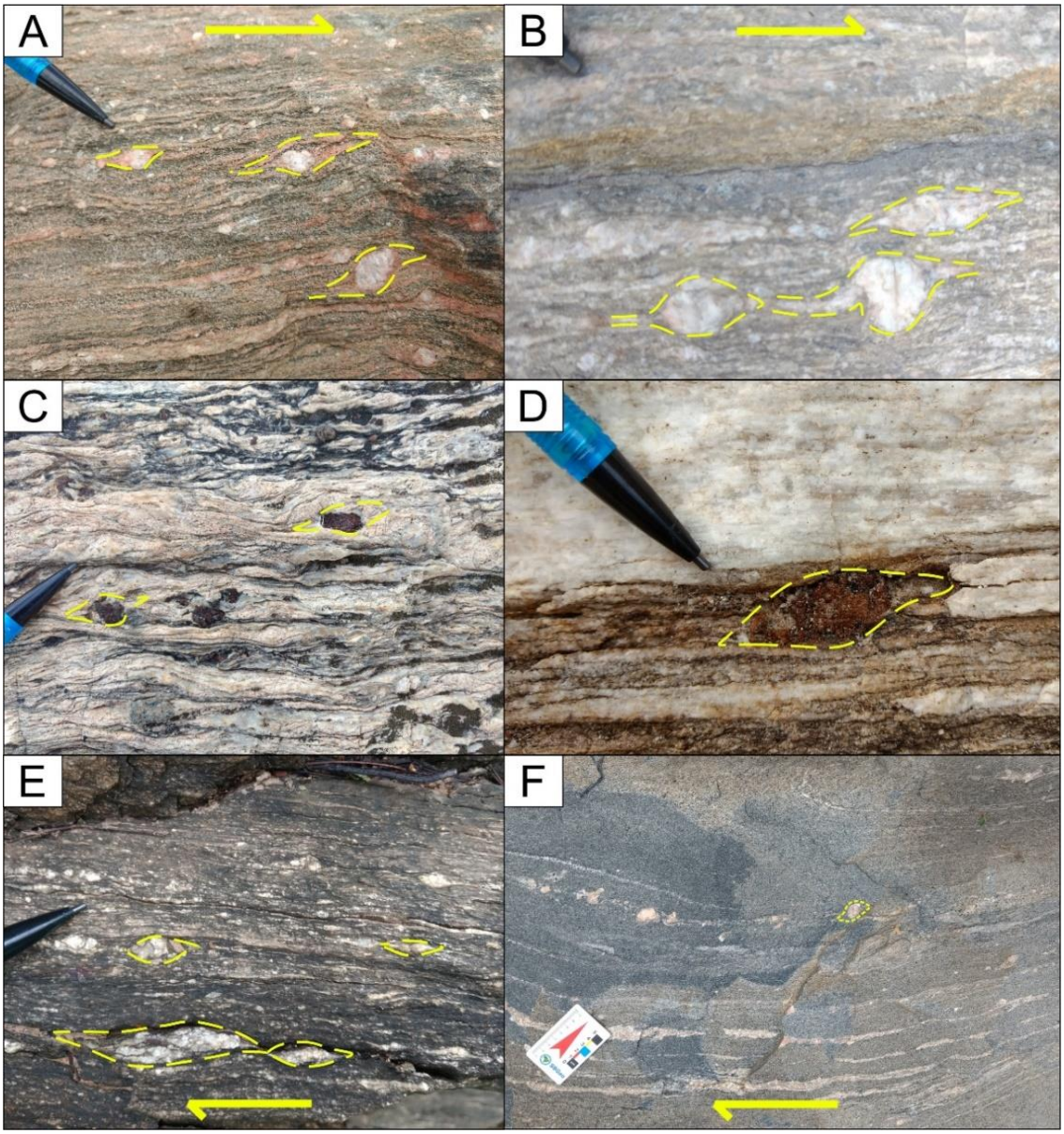


Figura 5.5 - Evidências de movimentação dextral na escala macroscópica em porfiroclastos de feldspatos e porfiroblastos de granada encontradas nas rochas afetadas pela ZCS nas regiões de Sobral e Cariré. (A) Gnaisse milonitizado com porfiroclastos de feldspatos rotacionados. (B) Biotita gnaisse milonitizado com porfiroclastos tipo-σ e agregados com formato pisciforme. (C) Porfiroblastos de granada em kinzigitos da Unidade Cariré com formas sigmoidais. (D) Leucognaisse com porfiroblasto de granada sigmoidal. (E) Agregados de feldspatos com formato pisciforme em paragnaisse. (F) Granulito Cariré com porfiroclasto de feldspato potássico rosa sigmoidal.

As foliações miloníticas formam um *trend* principal na direção NE-SW, entretanto, *trends* N-S, NNE-SSW e NNW-SSE secundários foram identificados. A combinação dos dois *trends* definem um padrão anastomosado, que pode estar relacionado à reologia dos diversos

litotipos afetados pelo metamorfismo dinâmico, uma vez que cada grupo de rochas reage de maneira distinta à deformação. As rochas mais rígidas à deformação tendem a preservar suas feições originais sem ou com deformação incipiente, em contrapartida as rochas sensíveis à deformação são facilmente deformadas.

A movimentação transpressiva dos blocos crustais que possibilitou a formação da ZCS gerou padrões sinuosos e anastomosados que foi fundamental para promover espaços favoráveis à ascensão e colocação dos magmas graníticos ao longo dessa zona.

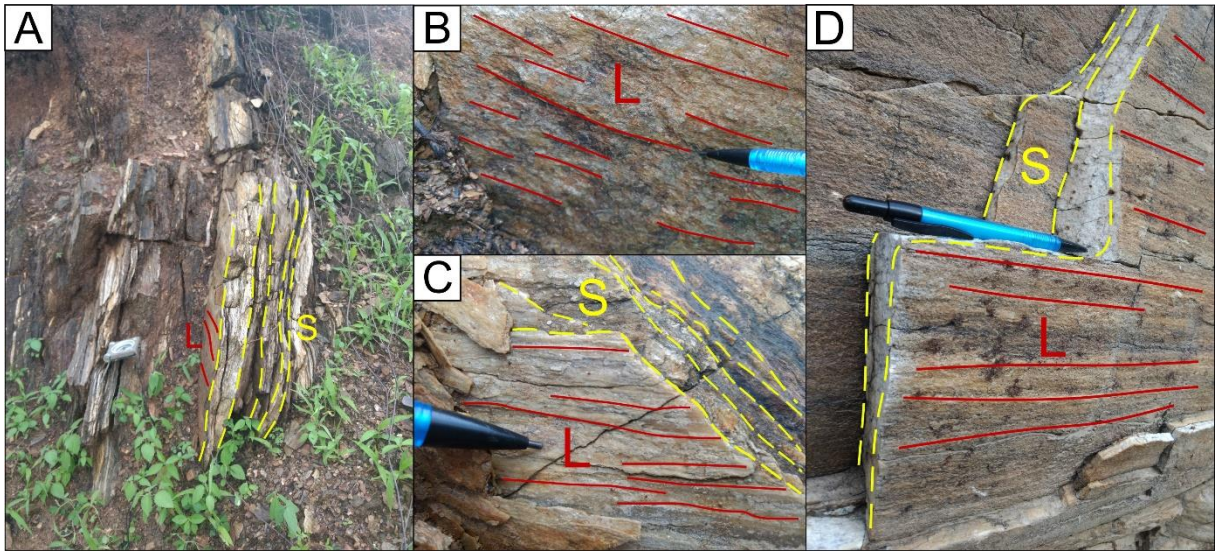


Figura 5.6 - Tectonitos L-S na ZCS. Principais características de deformação transpressiva dentro desta zona de cisalhamento representados por foliação milonítica e lineação de estiramento mineral. (A) Tectonito L-S em paragnaisse. (B) Detalhe para os tectonitos L formado pelo estiramento e alinhamento de minerais micáceos com ângulo de caimento moderado. (C) Visão em detalhe dos tectonitos L-S em paragnaisse com quartzo estirado formando lineações com disposição horizontal. (D) Tectonito L-S formado por planos de foliação milonítica e lineação de estiramento de quartzo com baixo ângulo de caimento em leucognaisse.

Com base na presença de estruturas planares como a foliação milonítica e os bandamentos gnáissicos preservados no interior da zona de cisalhamento e aos *trends* de direções preferenciais da foliação, é possível identificar que houve mecanismos de deformação heterogênea sobre os corpos rochosos, bem como evidências de transpressão na formação da ZCS.

Para entendimento do quadro estrutural a área de estudo foi dividida em domínios estruturais visto no mapa da Figura 5.7. Os domínios estruturais foram definidos com base na origem das rochas e nos tipos de estruturas que apresentam.

O domínio estrutural I (DI) é composto por rochas do Grupo Ceará com bandamentos gnáissicos que possuem *strike* variável devido a presença de dobras. Este domínio não foi afetado pelo metamorfismo dinâmico e apresenta estruturas primárias bem preservadas que foram geradas por múltiplas colisões no Neoproterozoico no intervalo entre

cerca de 790 Ma e 540 Ma durante o Ciclo Brasiliano/Pan-Africano gerando grandes dobras (Caby *et al.* 1981, Caby 2003). Os bandamentos apresentam ângulo de mergulho baixo, raramente moderado, para todas as direções com no máximo 38° de inclinação, além de lineação de estiramento mineral quase que ortogonal a foliação com valores de *hake* alto (70° - 80°) característico de colisões frontais ou oblíquas.

O domínio estrutural II (DII) é definido pela presença marcante de foliação milonítica gerada a partir do metamorfismo dinâmico imposto às rochas do Grupo Ceará durante o Neoproterozoico que culminou na formação da ZCS na fase final da respectiva Era (Cordani *et al.* 2013, Ganade de Araújo *et al.* 2013). A foliação no DII apresenta *trend* predominantemente na direção NE-SW, e localmente N-S. Estas estruturas possuem ângulos de mergulhos altos para NW e SE variando de 75° a 90°, mas ocasionalmente encontram-se mergulhos moderados de 50° a 60°. A lineação de estiramento mineral apresenta ângulo de caimento predominantemente para SW com valores entre 0° a 7°, com poucos casos que apresentam valores mais altos e caimento para NE. Há a presença marcante neste domínio de tectonitos tipo LS característicos de tectônica transpressiva-transcorrente (Figura 5.6).

O domínio III (DIII) é representado pelas rochas vulcanossedimentares da Bacia de Jaibaras que preenchem uma estrutura do tipo grabén delimitado pelas falhas Café-Ipueiras e Massapê. São encontrados nesse domínio somente feições de deformação rúptil como falhas e fraturas com *trend* principalmente NE-SW. Estas feições são importantes registros do início da tectônica extensional ocorrida nesta região (Oliveira 1992).

O domínio IV (DIV) é formado pelo magmatismo anorogênico da Suíte Granítica Meruoca ocorrido no limite Cambriano-Ordoviciano e apresenta apenas feições de deformação rúptil como falhas e fraturas, sendo delimitado por um conjunto de falhas normais, a exemplo da falha Café-Ipueiras (Costa *et al.* 1979, Sial *et al.* 1981, Cordani *et al.* 2013).

As características estruturais de cada domínio estrutural pode ser melhor observada no mapa estrutural contendo estereogramas com polos de foliação milonítica e bandamentos gnáissicos, bem como polos de lineação de estiramento mineral (Figura 5.8).

No mapa de distribuição da foliação da região de Cariré também é mostrado esse padrão da foliação (Figura 5.9).

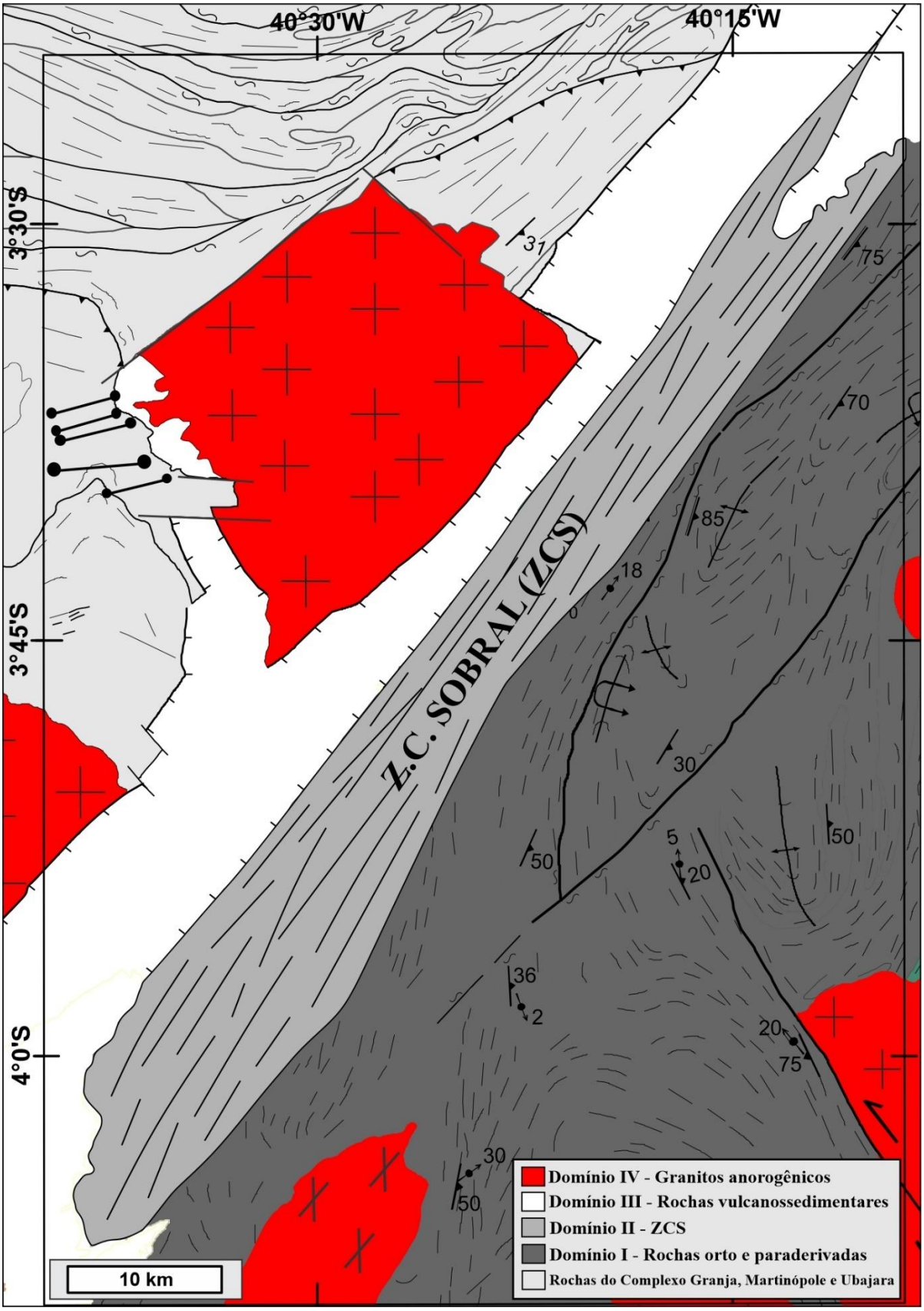


Figura 5.7 - Mapa de domínios estruturais da região entre Sobral e Cariré com destaque para a Zona de Cisalhamento de Sobral (ZCS).

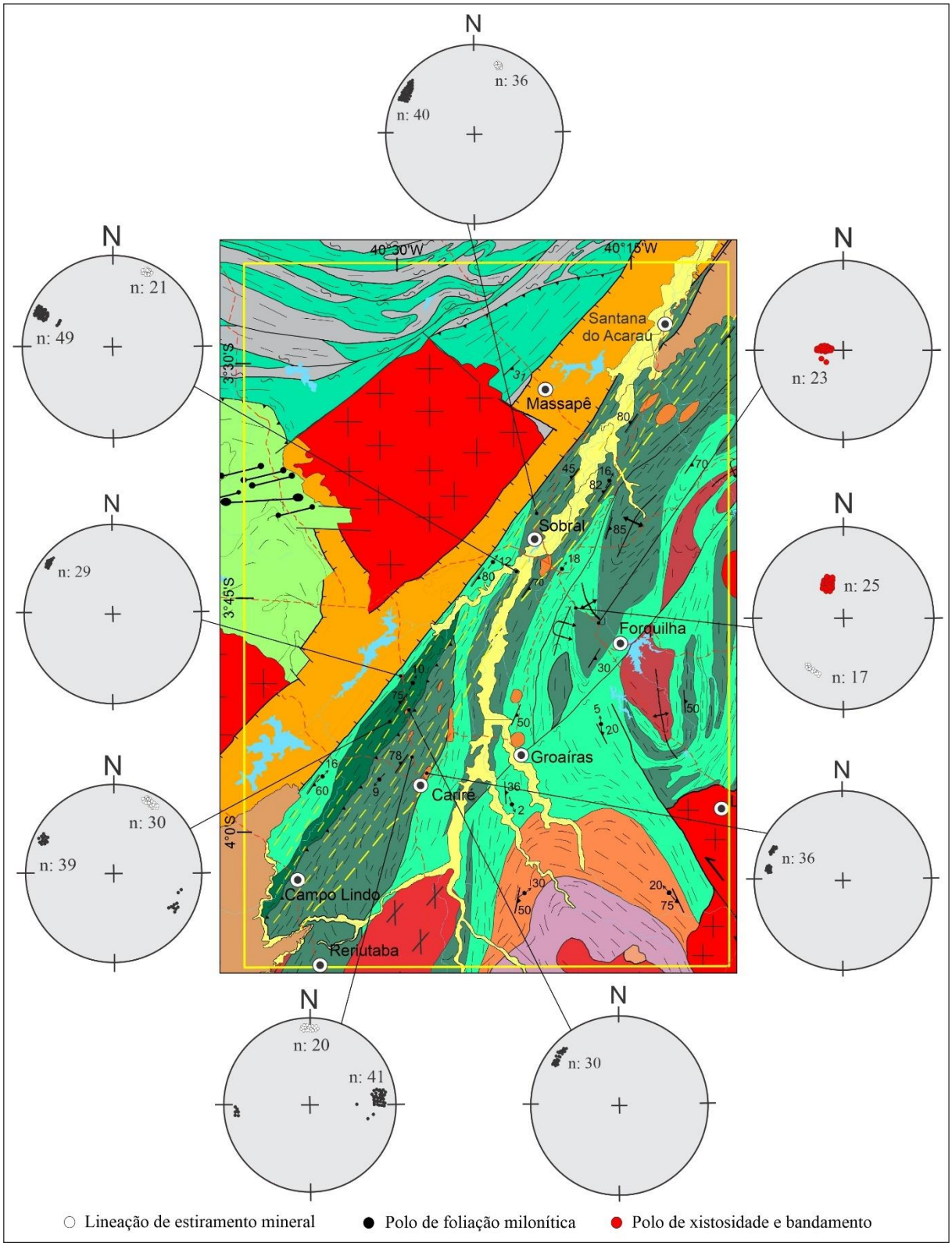


Figura 5.8 - Mapa geológico-estrutural da região entre Sobral e Cariré. Os estereogramas contém dados de lineação estiramento mineral e polos de foliação milonítica, xistosidade e bandamento.

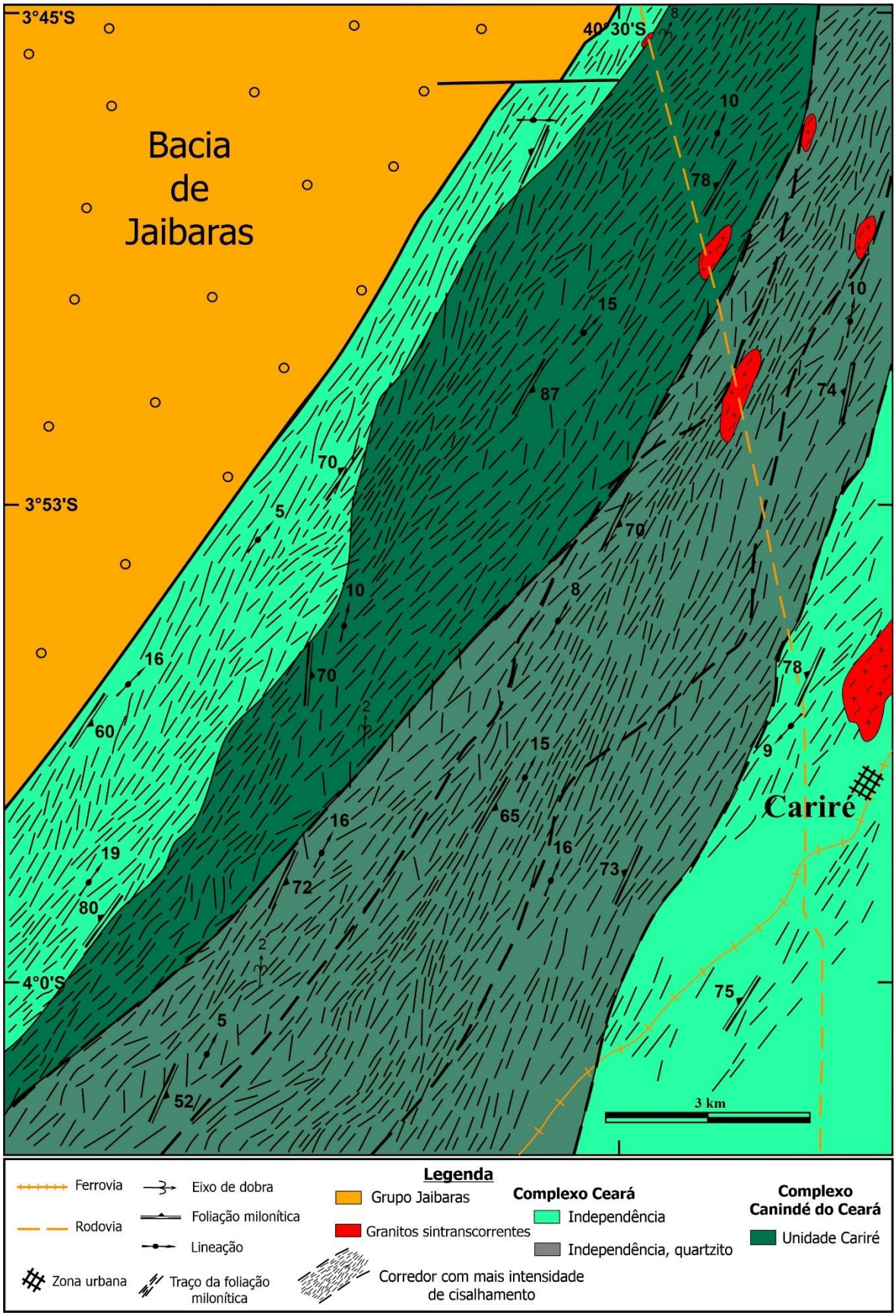


Figura 5.9 – Mapa de distribuição da foliação milonítica na região de Cariré (modificado de Ferreira 1996). O padrão principal da foliação está disposto na direção NE-SW com pequenas variações para as direções N-S, NNE-SSW, NNW-SSE.

6 MICROESTRUTURAL

6.1 INTRODUÇÃO E ABORDAGEM TEÓRICA

A deformação de rochas na escala microscópica tem sido muito utilizada para interpretação tectônica sendo complementar à análise estrutural mesoscópica. Ela é registrada por inúmeros processos que ocorrem na escala microscópica. Os processos envolvidos dependem de fatores internos como a mineralogia, tamanho dos cristais, presença e composição de fluído intergranular, estruturas primárias, porosidade e permeabilidade das rochas; e controles externos como temperatura, pressão litostática, *stress* diferencial, pressão de fluído, etc.

Existem diversos mecanismos de deformação que podem afetar os minerais e dois comportamentos são registrados: a) deformação rúptil em nível crustal raso em baixa temperatura; b) deformação dúctil em níveis crustais profundos em temperatura mais alta. Entre os principais mecanismos deformacionais em microescala estão: fraturamento rúptil; precipitação por dissolução; deformação intracristalina; mecanismo de deformação *twinning*, *recovery* e recristalização (Passchier & Trouw 2005).

Os principais mecanismos de deformação que foram identificados neste estudo são a recristalização dinâmica, recuperação (*recovery)* e deformação intracristalina.

Segundo Passchier & Trouw (2005) existem três mecanismo de recristalização dinâmica na escala do cristal: 1) *Bulging (BLG)* quando dois cristais vizinhos têm diferentes densidades de deslocamento e no limite do cristal pode iniciar uma protuberância projetada para dentro do cristal com maior densidade. Assim, o cristal com maior fluxo de deslocamento é consumido pelo abaulamento do cristal menos deformado. Este processo ocorre em baixas temperaturas e corresponde ao Regime 1 de Hirth & Tullis (1992), que em temperaturas mais baixas e taxas de deformação são mais rápidas e as observações microestruturais sugerem que o aumento de deslocamento é difícil e que a recuperação é acomodada pela recristalização da migração do limite de grão; 2) Rotação de subgrãos (*Subgrain Rotation Recristalization - SGR*) são respostas às migrações de deslocamentos para as paredes de subgrãos durante a deformação progressiva podendo causar o desenvolvimento de limites com alto ângulo dentro dos cristais maiores e, portanto, gerando novos cristais. Este processo corresponde ao Regime 2 de Hirth & Tullis (1992), onde há o aumento da temperatura ou uma diminuição na taxa de deformação, ambos resultando em uma diminuição na tensão de fluxo, ou seja, o aumento de deslocamento se torna suficientemente rápida para acomodar a recuperação de grãos. Neste regime, o fluxo em estado estacionário é alcançado a uma tensão relativamente baixa; e 3) Migração do limite do grão em alta temperatura (*High-*

Temperature Grain Boundary Migration Recristalization - GBM) ocorre quando os limites dos cristais se tornam altamente móveis e podem consumir o material para qualquer direção para remover os limites de deslocamentos e subgrãos. Este processo corresponde ao Regime 3 de Hirth & Tullis (1992), pois com o aumento adicional na temperatura ou diminuição na taxa de deformação (ambos os quais resultam em uma diminuição na tensão de fluxo), a subida de deslocamento permanece suficientemente rápida para acomodar a recuperação. Entretanto, sob essas condições, as observações microestruturais indicam um aumento significativo na taxa de migração do limite de grão.

O termo recuperação (*recovery*) é utilizado para englobar os processos de redução da densidade de deslocamento, que é o processo de indução de deslocamentos em um cristal, onde há o aumento da energia interna que é proporcional ao aumento no comprimento total dos deslocamentos por volume de material cristalino. Deslocamentos e emaranhados de deslocamentos são formados em resposta a imposição feita pelo *stress* diferencial (Passchier & Trouw 2005).

Os cristais podem deformar internamente sem fraturamento rúptil por movimento dos chamados defeitos de rede, um processo conhecido como deformação intracristalina (Passchier & Trouw 2005).

6.2 MICROESTRUTURAS

a) Quartzo

O quartzo é um dos minerais mais sensíveis a deformação e que melhor registra a evolução dos processos deformacionais em microescala. Nas amostras das rochas encaixantes e dos granitos deformados ocorrem feições de migração lenta do limite do grão durante a recristalização dinâmica (*BLG*), gerando reentrâncias entre os cristais de quartzo (Figuras 6.1A e B, 6.2A e B, 6.4B).

Localmente são encontrados agregados de quartzo, em que os cristais apresentam contatos tríplices e retos formando um mosaico poligonal. Os agregados de quartzo apresentam também formato sigmoidal (Figuras 6.5A e 6.6C). Ocorrem também microestruturas geradas pela rotação de subgrãos (*SGR*) (Figuras 6.1D e 6.2C, D) e estrutura *window* formada por *GBM* com indicação da migração do limite do cristal (Figura 6.1F). É comum a visualização de extinção em tabuleiro de xadrez nos cristais de quartzo (Figuras 6.1E e 6.2E, F).

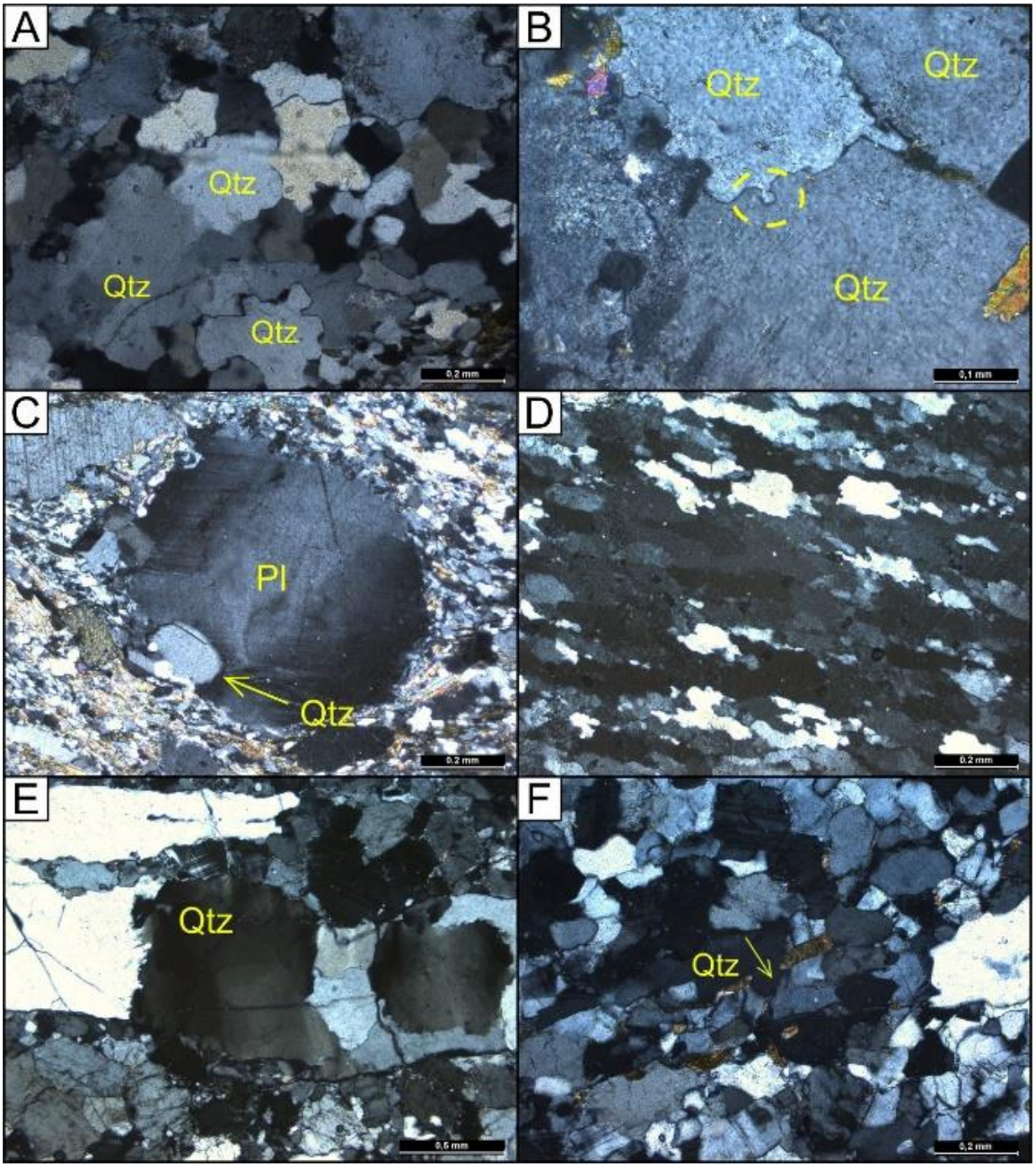


Figura 6.1 – Fotomicrografias com as principais microestruturas identificadas em lâminas delgadas das rochas encaixantes do Grupo Ceará. (A) Presença de cristais de quartzo com bordas extremamentes irregulares e diversas reentrâncias, que são resultado da migração do limite do cristal causada pela recristalização dinâmica (*BLG*) em biotita ortognaisse milonitizado. (B) Detalhe para recristalização dinâmica *BLG*, formando um pequeno abaulamento (*Bulging*) entre cristais de quartzo. (C) *Bulging* preenchido por um pequeno cristal de quartzo em um porfiroclasto de plagioclásio. (D) Agregado de quartzo policristalino desenvolvido pela rotação de subgrãos (*SGR*) em ultramilonito. (E) Subgrão de quartzo com extinção tabuleiro de xadrez em leucognaisse. (F) Microestrutura *window* em leucognaisse, feição que mostra o sentido da migração do limite do grão durante a *GBM*. Neste caso, o sentido dessa migração é do centro para a porção inferior da imagem.

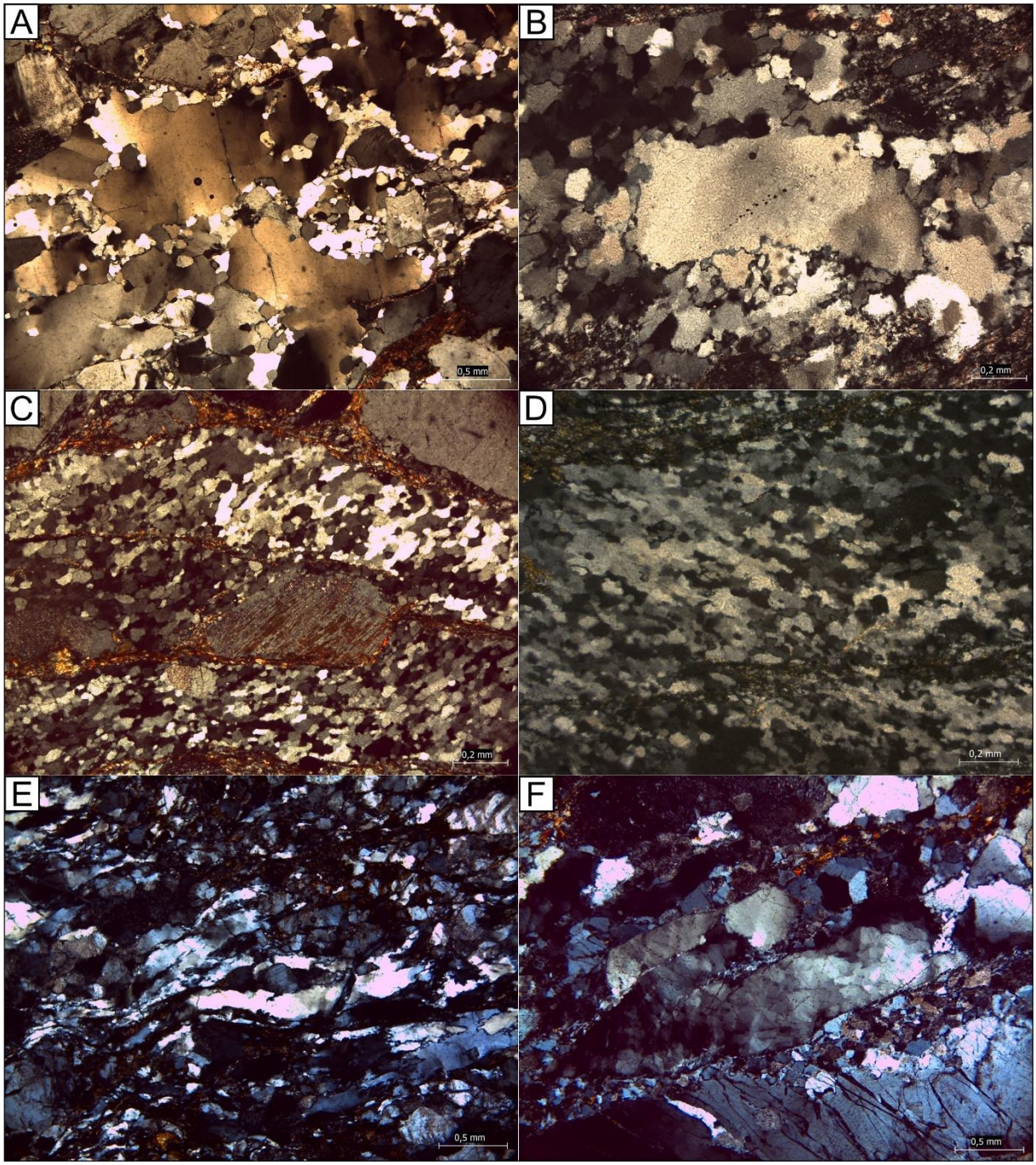


Figura 6.2 – Fotomicrografias com as principais microestruturas identificadas em lâminas delgadas das rochas graníticas deformadas. A) Subgrãos de quartzo envolvendo cristais menores por meio da recristalização *BLG* em muscovita monzogranito amostra MH-19-04. B) Subgrão de quartzo envolvido por cristais menores recristalizados em biotita-muscovita granodiorito amostra MH-19-02A. C) e D) Bandas de cisalhamento *S-C* formada por *SGR* gerando rotação de subgrãos em biotita sienogranito amostra MH-19-01. E) Quartzo fitados e ondulados com extinção ondulante forte em sienogranito amostra MH-19-03B. F) Quartzo fitado com extinção tabuleiro de xadrez em sienogranito amostra MH-19-03B.

Outras feições comuns no quartzo são cristais estirados formando fitas (quartzo fitado) que combinados com o alinhamento dos minerais micáceos formam estruturas *S-C* em grande parte das amostras. Este tipo de estrutura é formando principalmente pela orientação

oblíqua dos cristais de quartzo que são predominantemente xenoblásticos com alta sinuosidade em suas margens.

Ao microscópio, além da foliação milonítica anastomosada, foram observados também os indicadores de sentido de cisalhamento como estruturas de núcleo e manto, porfiroclastos do tipo σ e δ, bandas de cisalhamento do tipo *S-C*, estruturas tipo *fish*, além de outros indicadores como porfiroclastos fragmentados tipo dominó.

b) Feldspatos

Os feldspatos são minerais resistentes à deformação plástica em temperaturas mais baixas. Para que a deformação plástica incida de forma competente sobre o mineral é necessário que se combine a deformação com a alta temperatura. E mesmo assim em muitos casos o mineral permanece rígido à deformação plástica respondendo de maneira rúptil aos mecanismos deformacionais. Isto é evidenciado em porfiroclastos com microfalhas ou microfraturas (Figuras 6.4E e F).

Além das estruturas de deformação rúptil, é possível identificar deformação na estrutura cristalina dos feldspatos como deformação intracristalina ou *twinning* de baixas a médias temperaturas marcadas pela presença de porfiroclastos com extinção ondulante fraca a forte e principalmente geminações encurvadas e pontiagudas, e por vezes sem maclamentos visível (Figuras 6.3, 6.4A e D). Esse tipo de deformação ocorre na estrutura interna do mineral, em sua escala atômica, onde os átomos são reorganizados quando sujeitos à deformação. Normalmente também ocorrem *kink bands* em porfiroclastos destes minerais (Figura 6.4D).

Formam-se ainda estruturas do tipo manto-núcleo, em que os porfiroclastos apresentam bordas irregulares e recristalizadas imersos em uma matriz altamente cominuída que pode alcançar a parte interna do cristal em uma deformação progressiva intersectando o cristal (Figuras 6.3E, F e 6.4A). Localmente são identificados cristais encurvados e com formato pisciforme (Figuras 6.4C, 6.5E e F, respectivamente).

É comum identificarmos a presença de feldspatos recristalizados em vários níveis, desde pouco a muito recristalizados formando uma matriz fina, em alguns casos é possível observar feições características da fase inicial do processo. Esta e as demais feições já citadas exigem altas temperaturas de formação (em torno de 600°C).

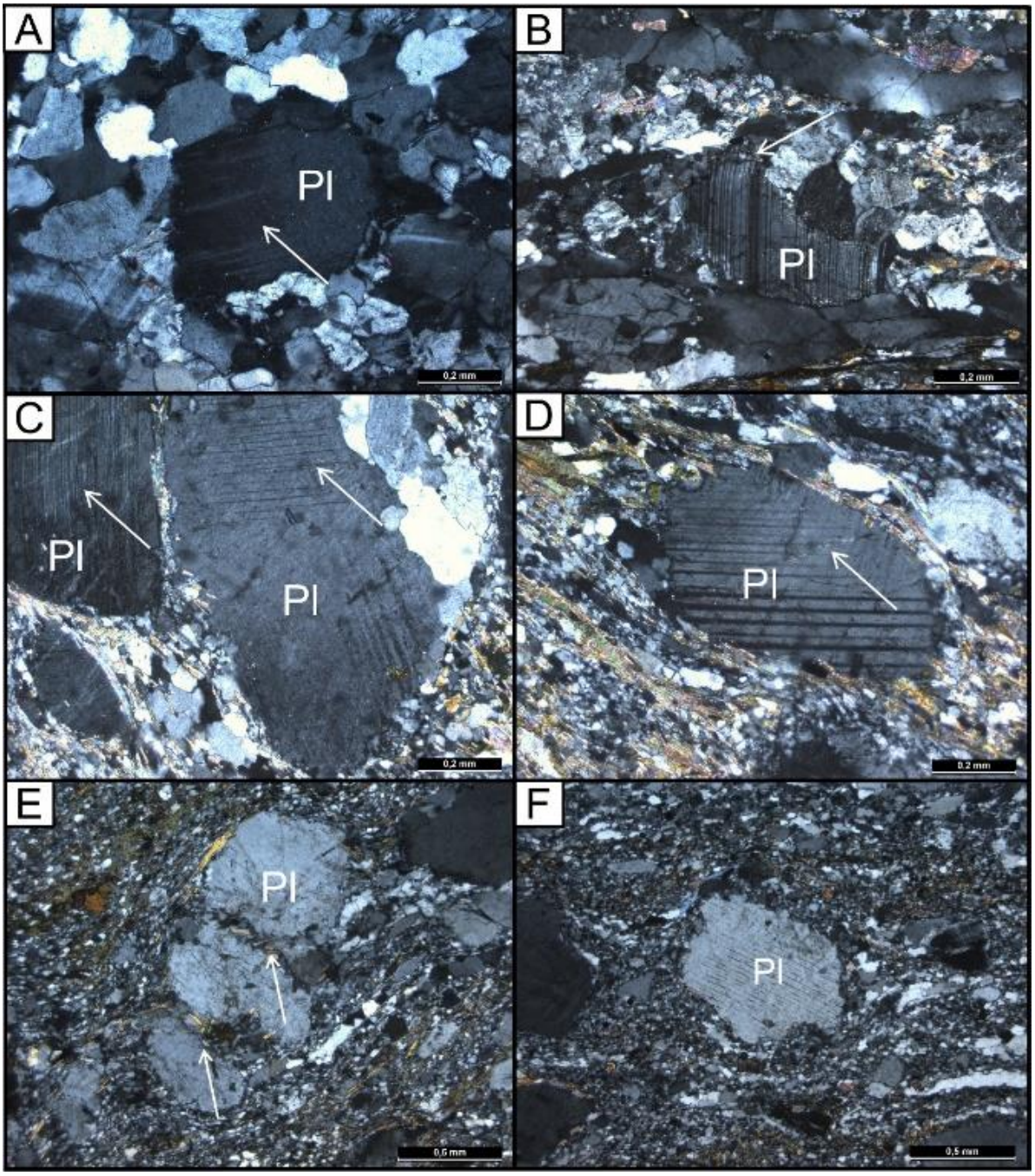


Figura 6.3 – Fotomicrografias com evidências de deformação em porfiroclastos de plagioclásio das rochas encaixantes do Grupo Ceará. (A) Porfiroclasto de plagioclásio com extinção ondulante fraca e geminação albita pontiaguda em leucognaisse. (B) Plagioclásio entre quartzo fitado apresentando geminação albita encurvada em biotita-muscovita gnaisse milonitizado. (C) Porfiroclastos de plagioclásio com extinção ondulante fraca com geminações albita e albita-periclina incipientes devido à ação da deformação em biotita ortognaisse milonitizado. (D) Porfiroclastos de plagioclásio com geminação albita-periclina pontiaguda em biotita ortognaisse milonitizado. (E) Cristal de plagioclásio transversalmente cortado devido a recristalização em biotita ortognaisse milonitizado. (F) Porfiroclasto de plagioclásio em paragnaisse milonitizado, caracterizado pela estrutura núcleo-manto, onde o cristal maior é rodeado por uma matriz intensamente moída devido à recristalização *SGR*.

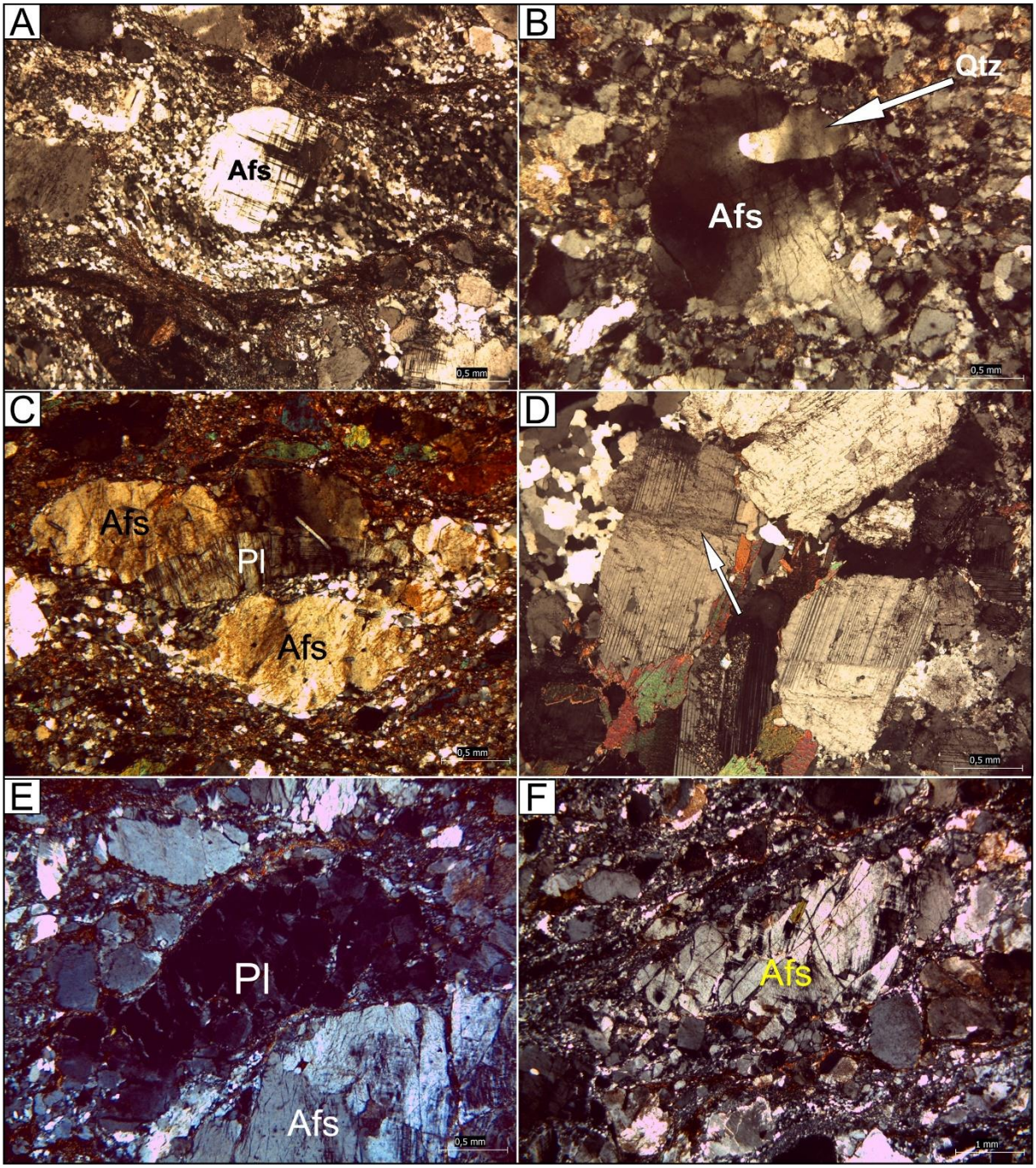


Figura 6.4 – Fotomicrografias das principais microestruturas identificadas em cristais de feldspatos nas amostras dos granitos deformados. A) Estrutura núcleo-manto com porfiroclastos de microclínio circundado por matriz fina recristalizada em biotita sienogranito amostra MH-19-01. B) Bulging de quartzo em porfiroclasto de plgioclásio em sienogranito amostra MH-19-03B. C) Porfiroclastos de plagioclásio e microclínio encurvados devido a deformação em biotita sienogranito amostra MH-19-01. D) Cristal de plagioclásio com geminação albita deformada e presença de *kink band* em biotita sienogranito amostra MH-19-01. D) Biotita granodiorito MH-19-09 E) Porfiroclasto de plagioclásio fraturado em biotita sienogranito amostra MH-19-01. F) Porfiroclastos de microclínio altamente fraturado em biotita sienogranito amostra MH-19-01.

6.3 INDICADORES CINEMÁTICOS MICROSCÓPICOS

Os indicadores cinemáticos são importantes estruturas que permitem avaliar o sentido da deformação tanto na escala macroscópica quanto na microscópica, incluindo dobras, porfiroclastos, mica *fish*, *fabric S-C*, entre outros. São classificados de acordo com a simetria em monoclínica e ortorrômbica segundo Fossen (2015). A simetria monoclínica é a mais utilizada para a determinação do sentido da deformação, pois forma estruturas assimétricas relacionadas a deformação não-coaxial ou ao sentido preferencial do deslocamento das partículas (Fossen 2015).

Os indicadores cinemáticos identificados foram minerais micáceos pisciformes assimétricos de muscovita (Figura 6.5B) e biotita (Figuras 6.6A, B e E) e agregados pisciformes de quartzo (Figuras 6.5A e 6.6C), definindo *fabric S-C* (anastomosadas e contínuas – Figuras 6.5C e D, 6.6D, E e F). Além dos minerais lamelares foram identificados localmente cristais de plagioclásio e ortoclásio em forma de peixe (Figuras 6.5E e F).

A morfologia da maioria dessas feições microscópicas citadas acima indica a prevalência de movimentação dextral.

Esses indicadores microscópicos dextrais são coerentes com os padrões deformacionais presentes na escala regional, sugerindo assim que processos semelhantes de deformação ocorreram nas diversas escalas.

A ZCS faz parte de um sistema transcorrente regional onde foram geradas estruturas verticalizadas e feições assimétricas predominantemente indicando cinemática dextral. São exemplos importantes dobras de arrasto com escala regional e corpos rochosos deformados. Comparando a cinemática dextral destas grandes estruturas, é notável que a cinemática dextral atuou dominante em todas as escalas de deformação, pois as estruturas cinemáticas são completares desde a escala regional à escala do cristal.

Além disso, é possível verificar que estas microestruturas foram formadas sob alta temperatura, uma vez que para deformar plasticamente os cristais de feldspatos é necessário temperaturas em torno de 600°C.

As microestruturas que indicam cinemática dextral e que ocorreram plasticamente nos minerais estão relacionadas com as altas temperaturas que prevaleceram durante a formação da ZCS, enquanto que as microestruturas indicativas de cinemática sinistral ocorrem localizadamente devido à heterogeneidade da deformação e que podem também está associadas às reativações que ocorreram após a consolidação da ZCS.

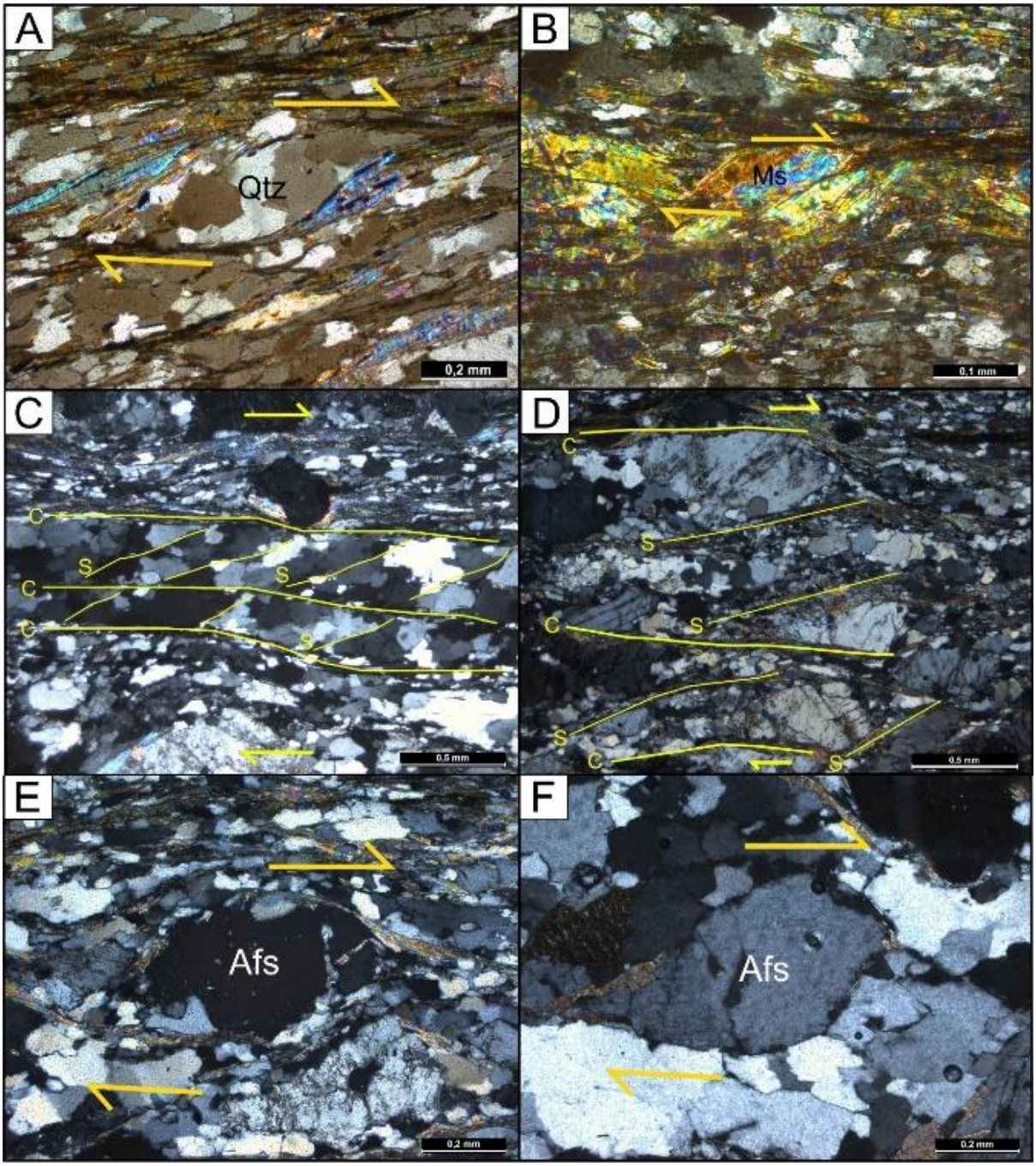


Figura 6.5 – Fotomicrografias de indicadores cinemáticos dextrais nas rochas encaixantes do Grupo Ceará. (A) Agregado de quartzo sigmoidal recristalizado, compondo *fabric S-C* em paragnaisse milonítico. (B) Cristais de biotita e muscovita com formato pisciforme indicando movimento horário em biotita-muscovita paragnaisse milonitizado. (C) *Fabric S-C* caracterizando movimentação dextral em paragnaisse milonitizado e (D) *Fabric S-C* anastomosada com evidência de movimentação em sentido horário em paragnaisse milonitizado. (E) Porfiroclastos de álcali-feldspato tipo-σ com sombra de pressão de quartzo indicando movimentação dextral. (F) Ortoclásio *fish* deformado em sentido dextral em paragnaisse milonitizado.

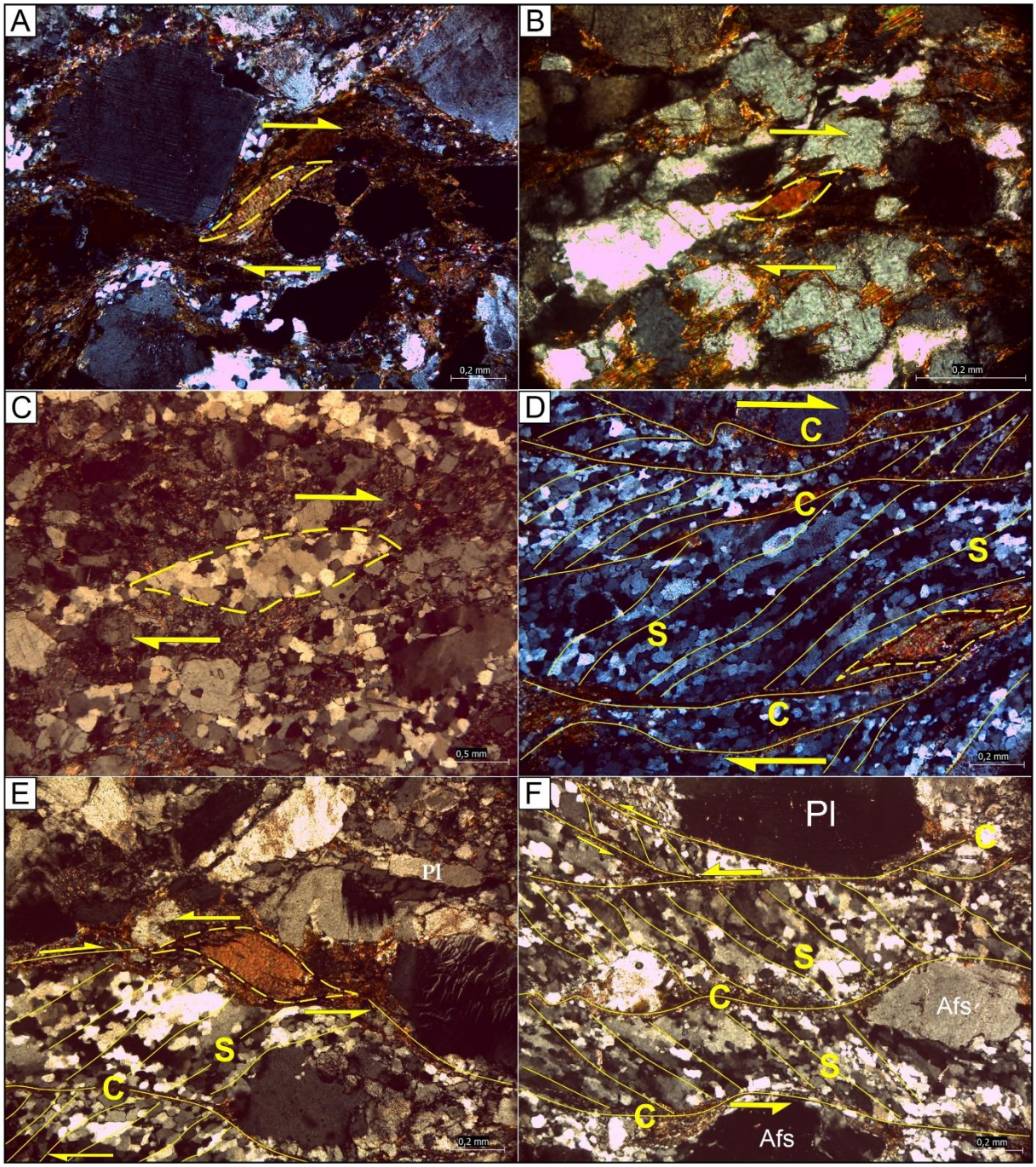


Figura 6.6 – Fotomicrografias com os principais indicadores cinemáticos microscópicos identificados nos granitos deformados. A) e B) Biotitas *fish* indicando movimentação em sentido horário em biotita sienogranito amostra MH-19-01 e MH-19-03B, respectivamente. C) Agregado policristalino de quartzo sigmoidal indicando movimentação horária em monzogranito amostra MH-19-08. D) Biotita *fish* e *fabric S-C* indicando movimentação horária em biotita sienogranito. E) Biotita *fish* e *fabric S-C* indicando deformação em sentido horário e anti-horário, respectivamente (amostra de biotita sienogranito). Esta feição reflete a heterogeneidade na deformação dentro da ZCS. F) *Fabric S-C* indicando movimentação anti-horária em sienogranito.

6.4 SOMBRAS DE PRESSÃO

Segundo Passchier & Trouw (2005) sombras de pressão são enriquecidas em minerais solúveis como quartzo, carbonatos e clorita, podendo ser associadas a domínios enriquecidos em micas ou minerais insolúveis, onde a foliação principal é fortemente desenvolvida. A deformação desse tipo de estrutura representa o particionamento complexo de tensão e alteração de volume em torno de um objeto central. Foram encontradas sombras de pressão em porfiroclastos de plagioclásio e ortoclásio que são minerais mais incompetentes a deformação servindo, nas rochas em que não deformaram ou não foram completamente recristalizados, de corpo rígido para a precipitação dos minerais mais solúveis e mais competentes a deformação. Esses minerais são mais incompetentes a estágios iniciais de deformação, ou seja, são mais resistentes aos processos deformacionais que incidem sobre a rocha durante a milonitização, então conseguem ser mais rígidos na porção central, permitindo que minerais que são rapidamente deformados recristalizem e precipitem em suas extremidades.

Nas amostras analisadas as sombras de pressão foram identificadas principalmente nas bordas deformadas de plagioclásio e de ortoclásio. São compostas predominantemente por minerais solúveis mais frágeis durante a deformação como quartzo, clorita e carbonatos. Nos gnaisses miloníticos foram observadas sombras de pressão compostas por quartzo recristalizado e cloritas com cor de interferência anômala (Figura 6.7).

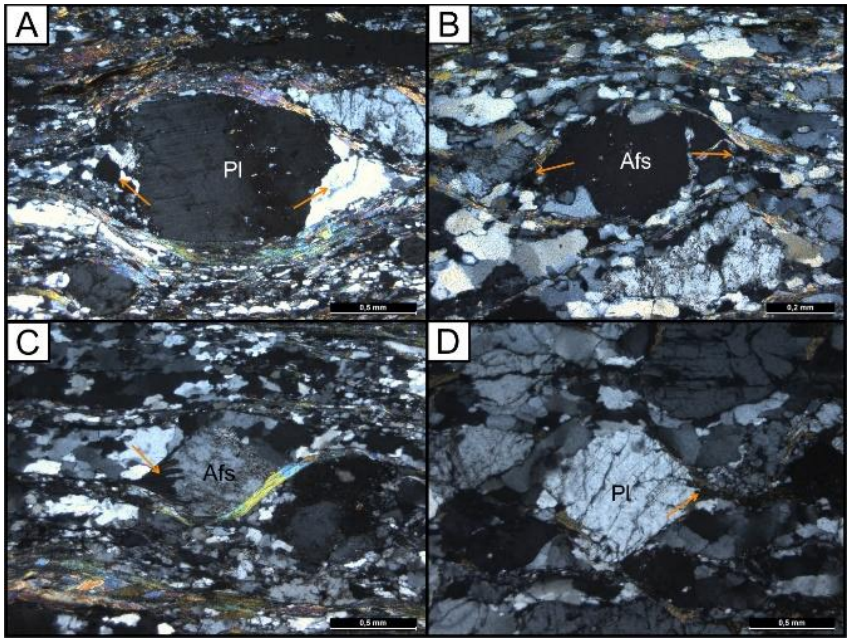


Figura 6.7 – Fotomicrografias com presença de sombras de pressão em cristais de feldspatos das rochas encaixantes do Grupo Ceará. (A) Sombra de pressão de quartzo em porfiroclasto de plagioclásio. (B) Microclínio com sombra de pressão de quartzo. (C) Porfiroclasto de ortoclásio com sombra de pressão de clorita com cor de interferência anômala. (D) Sombra de pressão de quartzo e biotita em cristal de plagioclásio.

6.5 ESTIMATIVAS DE TEMPERATURA DA ZCS

A ZCS possui em média 15 quilomêtros de largura e centenas de quilômetros de extensão e ao longo de sua ocorrência, é possível observar diferentes feições que indicam que a deformação ocorreu de maneira heterogênea, ou seja, com intensidade distinta em toda a extensão da ZCS. Com isso, a determinação da temperatura foi realizada a partir das definições das paragêneses minerais que comumente ocorrem nas rochas miloníticas, bem como pelas observações de feições em campo, assim como pela identificação das microestruturas em microscópio petrográfico.

As paragêneses minerais das rochas ganíticas estudadas (Qtz+Pl+Afs+Bt+Ms±Sr±Ep) e das rochas encaixantes afetadas pela deformação (Qtz+Pl+Afs+Bt+Ms±Opx±Grt±Sr±Ep) definem a fácies anfibolito superior podendo chegar a fácies granulito, compreendendo a faixa de temperatura acima de 650°C, fato que é fortalecido pela presença de marcante de migmatitos em toda a ZCS e pelas microestruturas identificadas nas rochas encaixantes e nos granitos deformados, fazendo com que as rochas afetadas pela deformação sejam classificadas em milonitos de médio a alto grau (Trow *et al.* 2010).

As principais microestruturas que corroboram para esta faixa de temperatura são cristais de feldspatos recristalizados formando matriz fina e pofiroclastos com formato pisciforme, piroxênios estirados, hornblenda pisciforme, feições geradas por *SGR* e *GBM*, entre outros.

7 GEOQUÍMICA

Para o estudo geoquímico foi selecionado um conjunto de nove amostras dos mais representativos corpos graníticos localizados ao longo da ZCS, e analisadas quimicamente para elementos maiores, menores e traços (incluindo os elementos terras raras) no Laboratório ALS Global (Lima, Peru) e os resultados são apresentados na Tabela 2.

Tabela 2 – Dados geoquímicos dos granitos estudados da região Sobral-Cariré (óxidos % em peso, elementos traços em ppm).

Sienogranitos			**Monzogranitos**			**Granodioritos**			
Amostras	MH-19-01.A	MH-19-03.B	MH-19-04	MH-19-07	MH-19-08	MH-19-02.A	MH-19-05	MH-19-06	MH-19-09
Elementos maiores (% peso)									
SiO_2	74,4	71	74	74,9	73,2	71,4	68,3	66,7	69,1
Al_2O_3	13,6	14,85	14,15	13,45	13,55	14,2	15,85	15,95	15,85
Fe_2O_3	2,57	0,67	1,38	1,14	2,44	2,36	3,62	3,75	4,1
CaO	1,29	0,94	0,54	0,78	1,19	2,16	2,94	2,96	3,35
MgO	0,29	0,12	0,23	0,19	0,41	0,62	1,51	1,6	1,31
Na_2O	3,00	3,93	2,87	2,93	2,51	2,88	4,11	4,17	4,07
K_2O	5,37	5,73	5,34	5,62	6,11	4,75	2,91	3,09	1,71
TiO_2	0,25	0,06	0,14	0,08	0,37	0,27	0,46	0,44	0,59
MnO	0,04	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,05	0,06	0,05
P_2O_5	0,05	0,1	0,2	0,03	0,11	0,09	0,18	0,19	0,13
SrO	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	0,05	0,11	0,11	0,08
BaO	0,13	0,32	0,03	0,10	0,09	0,22	0,15	0,16	0,13
LOI	0,57	0,78	1,01	0,55	1,14	0,96	0,56	0,66	0,94
Total	101,57	98,55	99,92	99,8	101,16	99,99	100,76	99,85	101,4
Elementos traços (ppm)									
V	12	8	7	12	32	29	44	46	45
Cr	20	30	20	30	20	30	60	80	30
Ga	23,9	14,1	21,3	13,6	17,2	15,6	22,6	23	21,9
Rb	179	97,9	246	186	218	145	75,1	81,3	48,3
Sr	149,5	394	103	178	135,5	456	962	962	756
Y	27,5	3,3	6,8	4,3	15	2,8	6,2	6	11
Zr	278	4	70	79	326	187	190	146	244
Nb	27,3	1,3	5,9	1,7	13	3,4	4,3	4,2	6,9
Cs	0,73	0,15	0,54	0,77	1,04	1,97	0,56	0,55	0,65
Ba	1205	3000	271	983	912	2100	1385	1470	1265
La	107	10,2	19,3	19,9	92	41,4	37,7	38,5	56,2
Ce	208	16,6	40,5	34,6	161,5	62,7	66,9	70,3	97,2
Pr	23	1,96	4,75	3,55	20,2	5,52	7,55	8,02	9,93
Nd	81,3	7,3	17,6	11,8	70,6	16,2	28,4	29,8	34,5
Sm	13,7	1,28	4,35	2,33	11,65	1,89	4,65	4,78	4,9
Eu	0,99	1,14	0,56	0,58	1,27	0,78	1,7	1,66	1,56
Gd	9,37	1,27	3,12	1,63	7,24	0,93	2,98	2,83	3,01
Tb	1,12	0,15	0,37	0,18	0,73	0,13	0,33	0,28	0,38
Dy	5,82	0,78	1,62	0,84	3,38	0,59	1,38	1,25	2,27
Ho	0,99	0,11	0,21	0,16	0,58	0,1	0,19	0,23	0,38
Er	3,08	0,26	0,49	0,48	1,38	0,23	0,58	0,59	1,06
Tm	0,4	0,04	0,06	0,04	0,17	0,04	0,09	0,05	0,17
Yb	2,37	0,19	0,52	0,36	0,8	0,29	0,53	0,43	0,94
Lu	0,38	0,02	0,06	0,05	0,15	0,07	0,09	0,07	0,16
Hf	8,4	0,1	2,4	2,7	9,1	5,5	4,9	3,7	6,1
Ta	1,4	0,1	0,3	<0.1	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3
Th	16,5	0,33	8,1	24,9	25,1	9,24	0,87	0,66	7,68
U	2,45	0,09	4,02	0,97	0,6	0,55	0,57	0,59	0,95
Eu/Eu*	0,25	2,71	0,44	0,87	0,39	1,60	1,31	1,27	1,16
$(La/Yb)_N$	30,44	36,19	25,02	37,27	77,53	96,25	47,96	60,36	40,31
$(La/Sm)_N$	4,91	5,01	2,79	5,37	4,97	13,78	5,10	5,07	7,21
$(Gd/Yb)_N$	3,19	5,39	4,84	3,65	7,30	2,59	4,54	5,31	2,58

Os elementos maiores e menores foram determinados por ICP-AES e os elementos traços e os elementos terras raras (ETR) por ICP-MS. Os resultados dos elementos maiores e menores foram obtidos na forma de óxidos (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, CaO, MnO, Na_2O, K_2O, P_2O_5), cujo limite de detecção é igual 0,01%. Os elementos traços foram obtidos em partes por milhão (ppm), e os respectivos limites de detecção são: Ba = 0,5 ppm; Ce, Ga, Hf, La, Nb, Nd, Sr, Ta, Y = 0,1 ppm; Cs, Ho, Lu, Tb, Tm = 0,01 ppm; U, Th, Dy, Gd = 0,05; Rb = 0,2 ppm; Eu, Pr = 0,02 ppm; V = 5 ppm; W, Sn = 1 ppm; Sm, Yb, Er = 0,03 ppm; Cr = 10 ppm; Zr = 2 ppm.

Para o tratamento dos dados e elaboração dos diagramas, os valores dos elementos maiores e menores foram recalculados a 100%, para uso em base anidra de acordo com recomendações de Rollison (1993) e Gill (2010), a fim de descontar a presença de voláteis nas amostras, uma vez que a sua presença interfere no resultado final.

Por outro lado, é necessário que os dados geoquímicos dos elementos traços e terras raras sejam normalizados em relação a uma fonte primitiva não diferenciada, uma vez que os elementos químicos fracionaram no decorrer do tempo geológico desde a formação do sistema solar (Rollison 1993). Os dados para normalização referem-se ao Condrito de Boynton (1984) e ao Manto Primitivo de Thompson (1982) para o Manto Primitivo.

Os diagramas foram produzidos com auxílio dos *softwares* EXCEL e *GCDkit 6.0*.

Resultados

Os granitos deformados revelam altos índices de sílica (67 a 74%) e alumínio (13 a 16%), moderados em álcalis (Na_2O = 2,5 a 4,2%; K_2O = 1,7 a 6,1%), baixos teores em Fe_2O_3 (0,6 a 4,1%), CaO (0,8 a 3,3%) e MgO (0,1 a 1,6%) e muito baixos teores dos demais elementos, o que reflete os dados petrográficos caracterizando tipos graníticos leucocráticos pobres em minerais máficos.

Em relação aos elementos traços, destacam-se teores relativamente elevados de Ba (271 a 3000 ppm), Zr (70 a 326 ppm) e Rb (63 a 161 ppm).

Utilizando-se o diagrama geoquímico classificatório para rochas ígneas plutônicas R1-R2 (La Roche *et al.* 1980) e TAS de Cox *et al.* (1979), as amostras plotam nos campos dos granitos e granodioritos (Figura 7.1), sendo compatível com a classificação petrográfica mostrada no diagrama de Strekeisen (1975) (Figura 4.1).

Plotando-se os dados em diagramas de Harker tendo a sílica como índice de diferenciação (Figura 7.2), observa-se que definem *trends* com bom alinhamento. Assim, são

observadas correlações negativas de óxidos de alumínio, ferro, cálcio, magnésio, sódio e titânio, bem como correlações positivas de óxidos de rubídio, zircônio e potássio.

Estas correlações podem indicar uma cogeneticidade entre as amostras ou indicar diferentes pulsos magmáticos que ocorreram no decorrer do tempo, que mudaram a composição da câmara magmática à medida em que passou de um magma granodiorítico para sienogranítico.

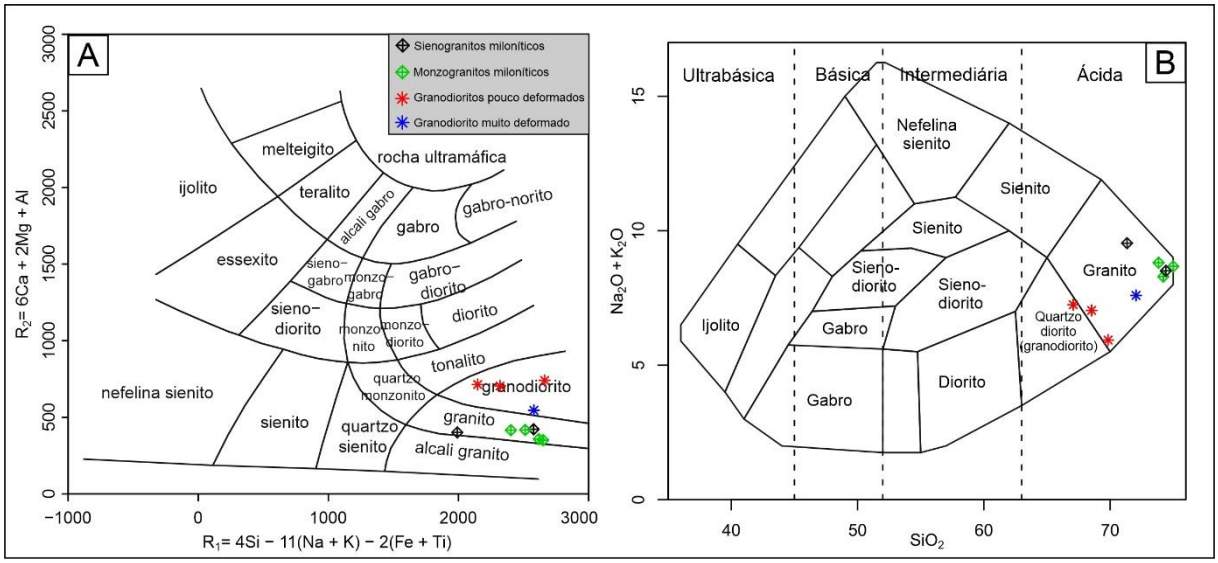


Figura 7.1 – A) Diagrama geoquímico classificatório discriminante R1 – R2 de La Roche *et al.* (1980), onde R1 = 4Si – 11(Na + K) - 2(Fe + Ti) e R2 = 6Ca +2Mg + Al. B) Diagrama classificatório TAS de Cox *et al.* (1979). Ambos os gráficos geoquímicos confirmam a classificação petrográfica das amostras estudadas.

No diagrama de multielementos normalizado pelo Manto Primitivo de Thompson (1982) (Figura 7.3A), observam-se assinaturas semelhantes entre a maioria das amostras.

Os elementos litófilos de íon grande (*Large Ion Lithophile Elements*) que incluem Ba, Rb e Ce são relativamente mais enriquecidos em comparação com os ETRL como o La, Ce e o Nd, e em relação aos elementos com alto campo de força (*High Field Strenght Elements*) como o Th, Ti, Zr, Nb e Ta.

Notam-se ainda cinco grandes depressões no gráfico que indicam anomalias negativas para esses elementos. A primeira ocorre fortemente nos valores de Th dos dois grupos maiores de rochas, porém leves anomalias positivas também são identificadas. A segunda anomalia negativa envolve os elementos Nb e Ta que ocorre em todas as rochas analisadas, uma vez que estes elementos possuem similaridades, tanto no tamanho como na carga e, consequentemente, apresentam comportamentos geoquímicos muito parecidos.

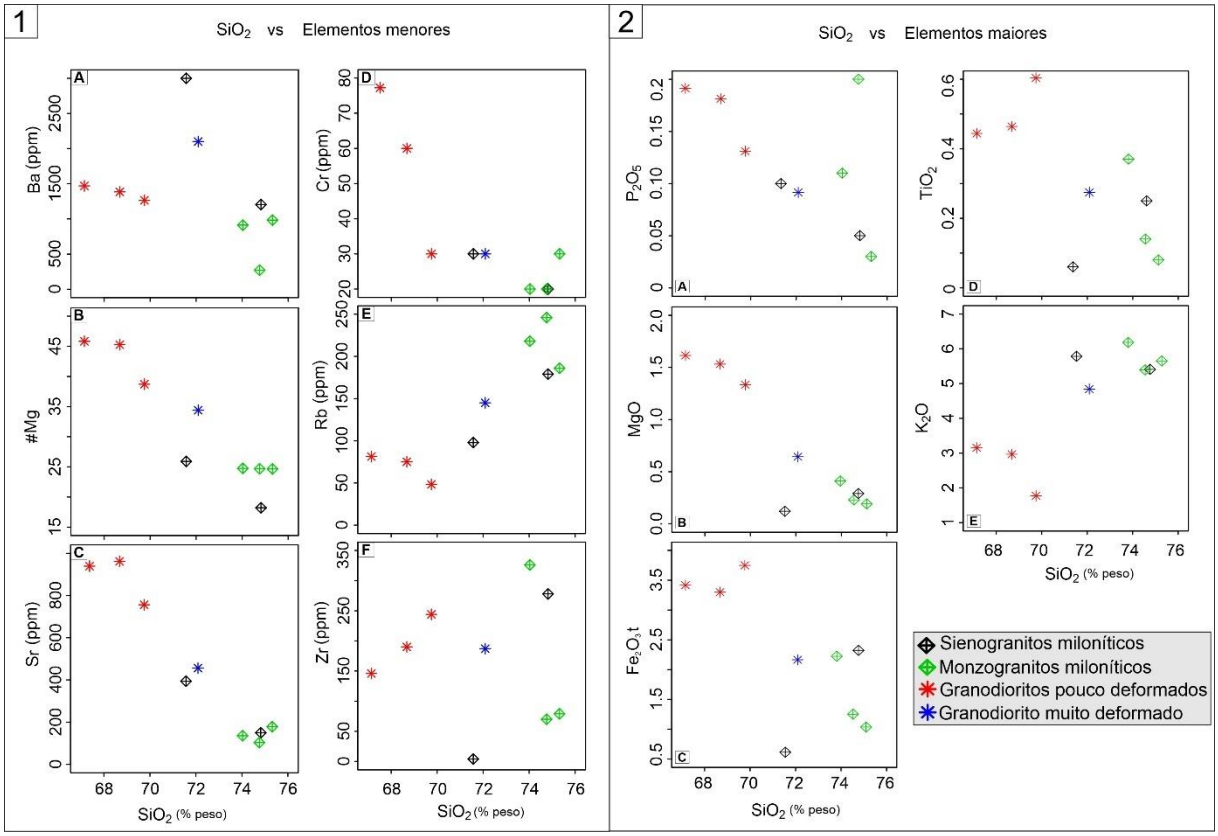


Figura 7.2 – Diagrama de variação de Harker para elementos menores (1) e maiores (2) das amostras dos granitos deformados.

A terceira anomalia negativa é caracterizada por baixos valores de Sr, e é identificada apenas nas amostras de granitos, onde apenas uma amostra desse grupo apresenta anomalia levemente positiva. A quarta anomalia negativa ocorre nos dois grupos de rochas, tratando-se do elemento P. A quinta anomalia negativa ocorre nos valores de Ti em todas as amostras, assim como ocorre nas anomalias de Nb, Ta e P que estão presentes em todos os conjuntos de rochas. Vale ressaltar que em uma amostra de monzogranito os valores de Zr, Hf e Th são muito baixos formando uma grande depressão. Na Figura 7.3C, podemos observar a frequência de variação dos valores nos dois grupos de rochas.

No diagrama de ETR normalizado ao Condrito de Boynton (1984) (Figura 7.3B) os comportamentos das amostras são similares, exceto nas amostras de sienogranitos MH-19-01 e MH-19-03B que possuem anomalias fortemente negativa ou fortemente positiva, respectivamente, contrastando com a pequena variação dos valores das demais amostras que possuem valores de anomalias de európio baixa. O padrão geral é levemente inclinado com enriquecimento de elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP). Outra característica importante é o grau de fracionamento destacando-se razões $(La/Yb)_N$ entre 25 a 77 para os granitos e de 40 a 96 para os granodioritos. Estes valores indicam fracionamento moderado a alto destas rochas.

Com relação a anomalia de Eu, as rochas do G1 apresentam anomalia negativa, sendo que as razões (Eu/Eu*) delas variam de 0,25 a 0,87, enquanto que os valores (Eu/Eu*) do G2 variam de 1,16 a 1,60. A exceção entre as rochas do G1 é a amostra MH-19-03B de sienogranito que ressalta anomalia positiva [(Eu/Eu*) = 2,71]. De modo geral, o diagrama demonstra uma assinatura geoquímica semelhante para a maioria das amostras, percebendo-se apenas uma diferença pequena nos teores dos elementos nas amostras dos monzogranitos e dos granodioritos.

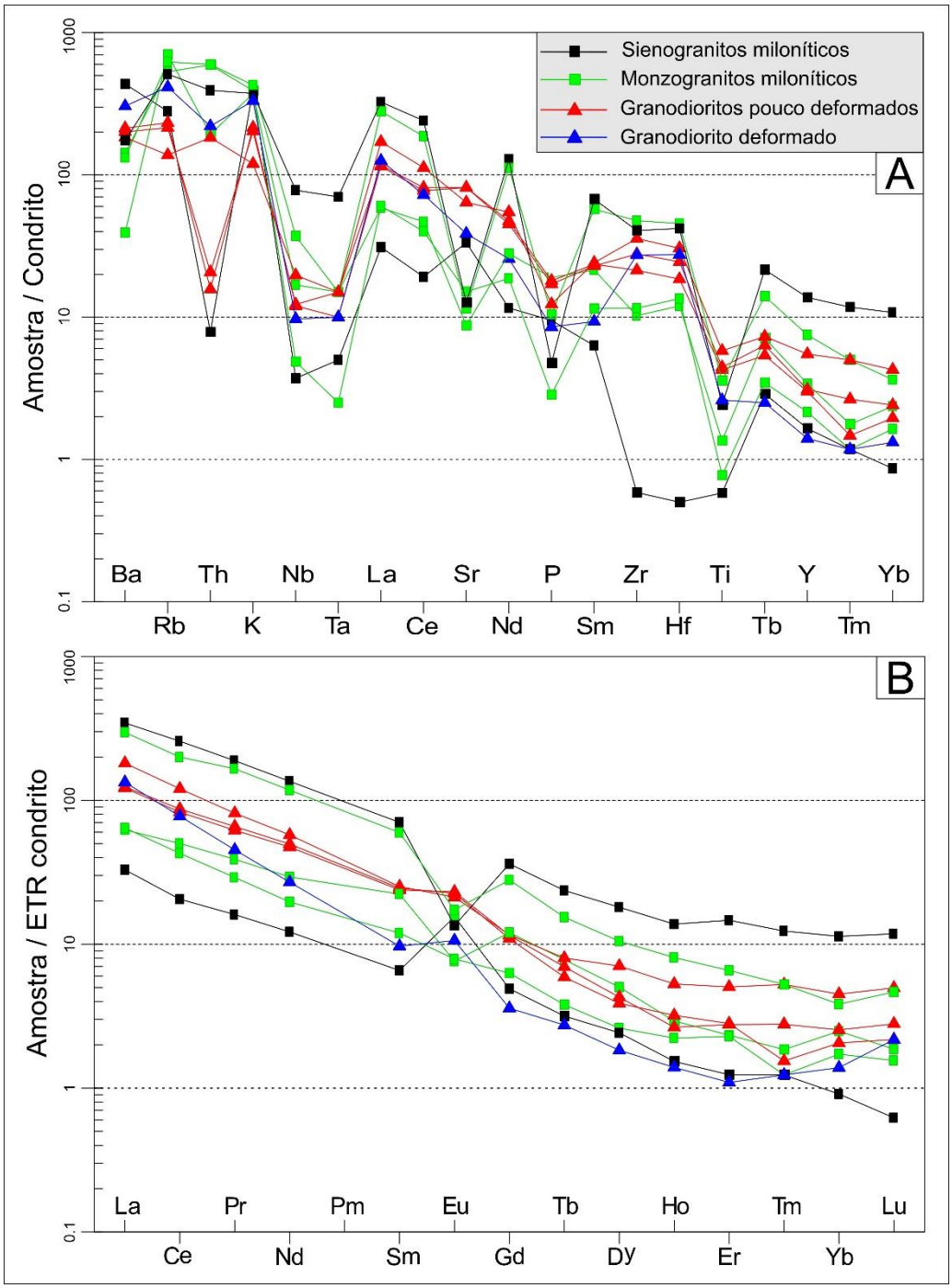


Figura 7.3 – A) Diagrama multielementos normalizado pelo Manto Primitivo de Thompson (1982). B) Diagrama ETR normalizado ao Condrito de Boynton (1984).

Utilizando-se o diagrama de séries composicionais de Peccerillo & Taylor (1979) que utiliza SiO_2 x K_2O, as amostras plotam nos campos de três séries. As amostras do G2 estão localizadas nos campos das séries cálcio-alcalina normal e cálcio-alcalina de alto-K, sendo que a amostra MH-19-09 plota no campo normal e as demais amostras no campo de alto-K. Em contrapartida, todas as amostras do G1 plotam no campo da série shoshonítica (Figura 7.4A).

Outro diagrama utilizado é o de saturação em alumina de Shand (1950), no qual todas as amostras plotam no campo das rochas peraluminosas (Figura 7.4B).

Para a classificação da tipologia de granito foi utilizado o diagrama de Whalen (1987), no qual a maioria das amostram situam-se no campo de granitos tipo I e S (Figura 7.4C).

Em relação a classificação de ambiente tectônico, tomou-se como base o diagrama de Harris *et al.* (1986), cujos dados apontam para os campos dos granitos sincolisionais (syn-COLG) (Figura 7.5) compatível com as feições petrográficas e de campo.

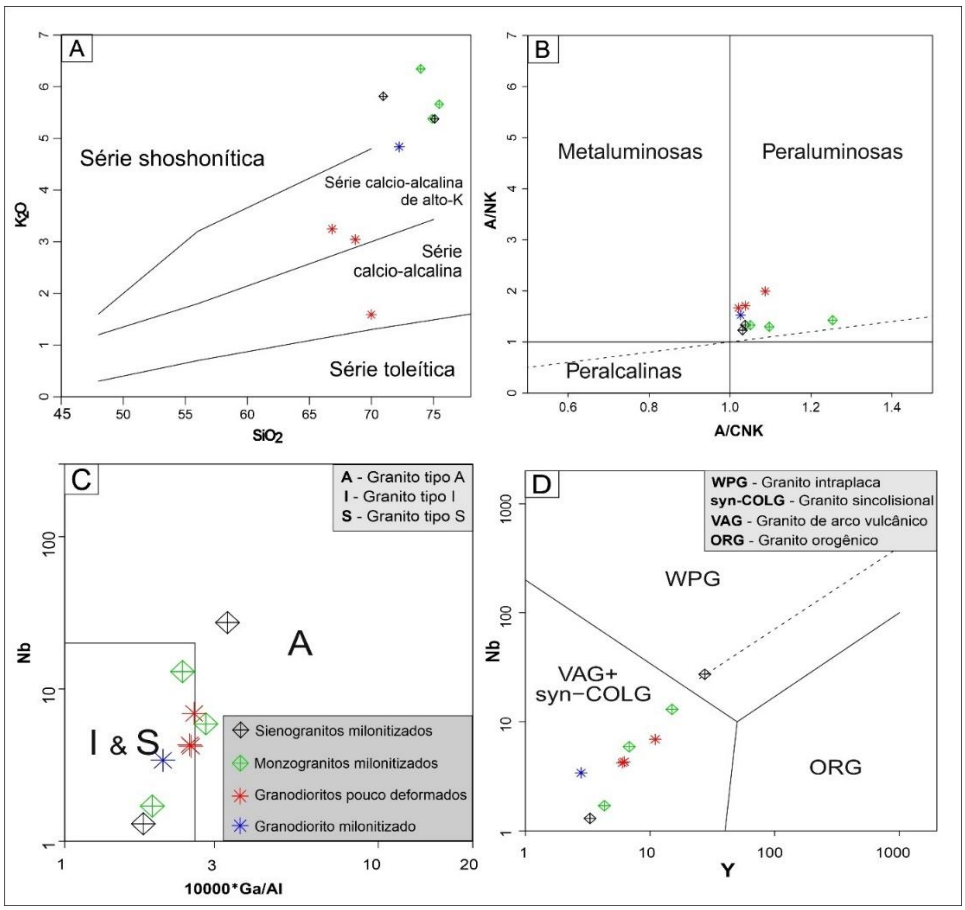


Figura 7.4 – A) Diagrama SiO2 x K2O de Peccerillo & Taylor (1979); B) Diagrama de saturação em alumina de Shand (1943); C) Diagrama de tipologia de granitos de Whalen (1987); e D) Diagrama de ambiente tectônico de Harris *et al.* (1986).

8 GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-Q-ICP-MS

Para o estudo geocronológico dos granitoides associados a Zona de Cisalhamento Sobral, foram coletadas duas (2) amostras dos corpos afetados pela deformação cisalhante, identificados no mapa da Figura 3.2. Dentre essas foram selecionados dois granodioritos miloníticos representados pelas amostras MH-19-05 e MH-19-09 (Figuras 4.10A e 4.10C, respectivamente).

A metodologia aplicada envolveu análises U-Pb em cristais de zircão por LA-Q-ICP-MS no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências (IG-UFPA), seguindo as técnicas de rotina (Milhomem *et al*. 2017a e 2017b). A seguir serão apresentados os dados e resultados obtidos.

8.1 BIOTITA GRANODIORITO MILONÍTICO (MH-19-05)

Os cristais de zircão desse litotipo, em sua maioria, possuem hábito prismático curto, raramente longo, com bordas arredondadas e cor marrom ou castanho claro. As frações utilizadas para análise estão compreendidas no intervalo 125-175 µm. As imagens dos cristais de zircão obtidas por catodoluminescência possibilitaram selecionar os melhores locais para a análise isotópica. No geral, os cristais apresentam zoneamentos concêntricos bem definido (Figura 8.1).

Foram realizadas análises em 41 cristais de zircão incluindo os padrões de referência GJ1 e BB. Nos resultados obtidos em 36 cristais de zircão, foram identificados tipos discordantes no diagrama concórdia, com idade de intercepto superior de 2094 ± 37 Ma com MSWD = 1,6 (Figura 8.2, Tabela 3).

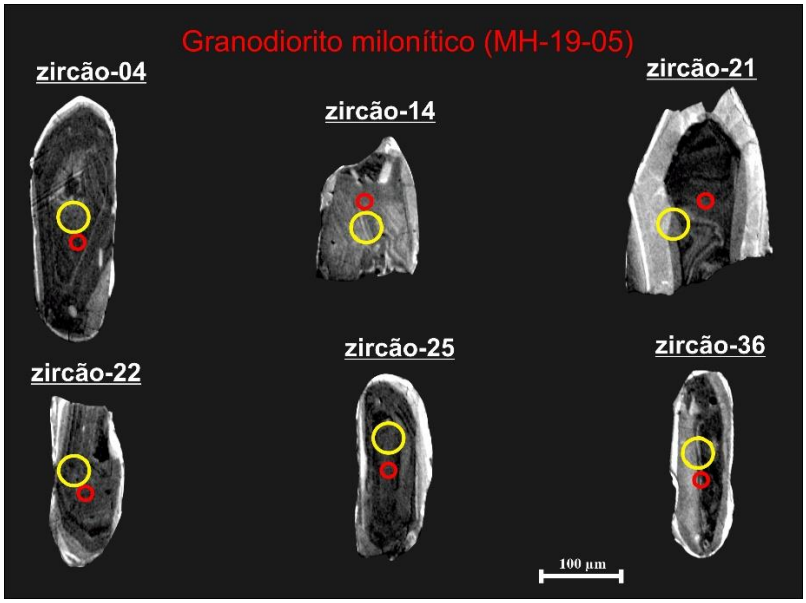


Figura 8.1 - Cristais de zircão representativos do granodiorito milonítico (amostra MH-19-05). Os círculos em vermelho e em amarelo representam os locais de análises U-Pb e Lu-Hf, respectivamente.

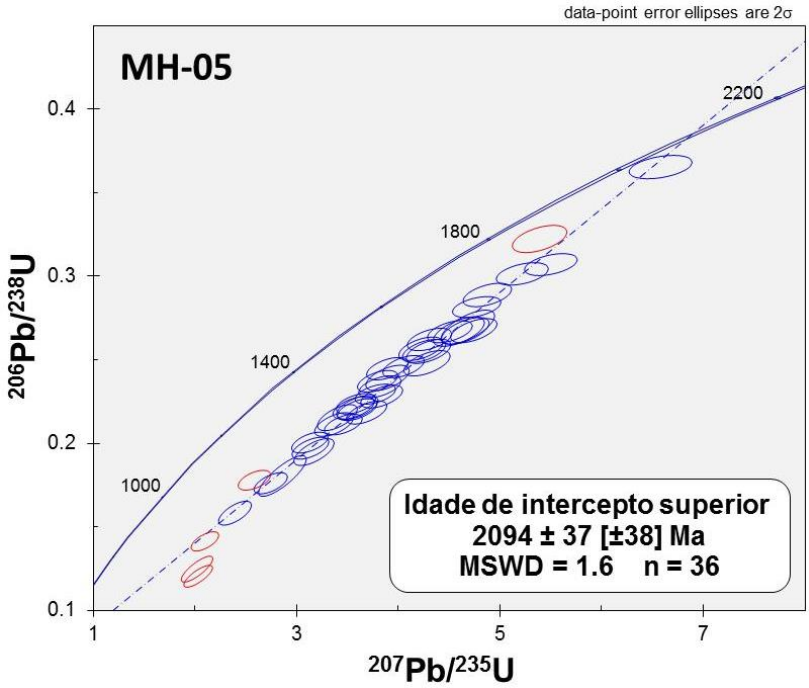


Figura 8.2 - Diagrama concórdia U-Pb da amostra MH-19-05 mostrando a idade do intercepto superior de 2094±37 Ma. Os zircões excluídos do cálculo da idade são representados pelas elipses vermelhas.

Tabela 3 - Resultados U-Pb por LA-Q-ICP-MS em zircão *in situ* da amostra MH-19-05.

Amostra MH-19-05						Razões Isotópicas [c]							Idades (Ma)						
Spot	f_{206} [a] (%)	U ppm	Pb ppm	Th ppm	Th/U [b]	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ (%)	Rho [d]	$^{207}Pb/^{206}Pb$ [e]	1σ (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ abs	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ abs	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ abs	Conc [f] (%)
1	0.7	289	19	464	0.04	3.4593	2.20	0.2112	1.20	0.54	0.1188	1.85	1235	15	1518	33	1938	36	81
2	0.7	86	5	136	0.04	3.6877	2.22	0.2184	1.30	0.58	0.1224	1.80	1274	17	1569	35	1992	36	81
3	1.2	75	4	104	0.04	3.1708	2.56	0.1947	1.69	0.66	0.1181	1.92	1147	19	1450	37	1927	37	79
4	0.3	120	5	138	0.04	5.5010	1.93	0.3070	0.88	0.45	0.1300	1.72	1726	15	1901	37	2097	36	91
5	2.6	90	3	125	0.03	3.8188	2.23	0.2339	1.16	0.52	0.1184	1.91	1355	16	1597	36	1933	37	85
6	1.2	106	4	158	0.03	3.7750	2.16	0.2294	1.07	0.49	0.1193	1.88	1332	14	1587	34	1946	37	84
7	0.4	99	7	125	0.05	4.2825	2.18	0.2479	1.26	0.58	0.1253	1.78	1428	18	1690	37	2033	36	84
8	0.2	176	4	270	0.01	3.5959	2.22	0.2202	1.21	0.55	0.1184	1.86	1283	16	1549	34	1933	36	83
9	0.5	137	4	197	0.02	3.5837	2.21	0.2237	1.12	0.51	0.1162	1.90	1301	15	1546	34	1899	36	84
10	0.2	107	3	124	0.03	4.5955	2.24	0.2669	1.35	0.60	0.1249	1.79	1525	21	1748	39	2027	36	87
11 *	1.1	121	4	301	0.01	2.0977	2.65	0.1413	1.68	0.63	0.1077	2.06	852	14	1148	30	1761	36	74
12	0.2	141	2	27	0.09	4.5080	2.00	0.2668	1.02	0.51	0.1225	1.73	1525	15	1732	35	1993	34	88
13	2.9	68	2	14	0.13	3.3680	2.33	0.2113	1.38	0.59	0.1156	1.88	1235	17	1497	35	1890	35	83
14	0.7	70	2	12	0.20	4.8764	2.01	0.2888	1.00	0.50	0.1225	1.74	1636	16	1798	36	1992	35	91
15	0.3	137	4	30	0.12	3.7964	2.14	0.2371	1.12	0.53	0.1161	1.82	1372	15	1592	34	1897	34	86
16	0.6	81	4	25	0.15	2.8607	3.36	0.1805	2.77	0.82	0.1150	1.91	1069	30	1372	46	1880	36	78
17	0.7	132	2	26	0.06	4.2983	2.09	0.2551	1.16	0.56	0.1222	1.74	1465	17	1693	35	1989	35	87
18	0.5	134	3	28	0.11	4.2220	2.10	0.2566	1.12	0.53	0.1193	1.78	1472	16	1678	35	1946	35	88
19	0.5	107	4	22	0.20	3.8936	2.16	0.2447	1.12	0.52	0.1154	1.85	1411	16	1612	35	1886	35	88
20	0.5	99	2	20	0.08	3.8944	2.25	0.2391	1.31	0.58	0.1181	1.83	1382	18	1613	36	1928	35	86
21	0.2	49	1	9	0.12	6.5804	1.93	0.3654	0.78	0.41	0.1306	1.76	2008	16	2057	40	2106	37	98
22	0.2	116	2	26	0.08	4.7712	2.04	0.2816	0.91	0.45	0.1229	1.83	1599	15	1780	36	1999	37	90
23	2.1	52	3	14	0.19	3.8368	2.21	0.2280	1.22	0.55	0.1221	1.84	1324	16	1601	35	1986	36	83
24	0.6	103	2	27	0.08	3.5967	2.33	0.2215	1.32	0.57	0.1178	1.91	1290	17	1549	36	1923	37	83
25	0.8	78	2	15	0.14	5.2198	2.01	0.3014	0.91	0.45	0.1256	1.79	1698	15	1856	37	2037	36	92
26 *	0.6	106	3	39	0.09	2.5849	2.53	0.1779	1.36	0.54	0.1054	2.13	1056	14	1296	33	1721	37	81
27	2.1	66	3	22	0.12	2.7452	2.46	0.1761	1.47	0.60	0.1131	1.96	1046	15	1341	33	1849	36	78
28	1.7	108	3	33	0.09	3.5599	2.34	0.2212	1.26	0.54	0.1167	1.97	1288	16	1541	36	1906	38	84
29	1.1	87	3	33	0.08	2.3935	2.77	0.1582	1.85	0.67	0.1097	2.06	947	18	1241	34	1795	37	76
30	2.1	95	5	27	0.17	3.1356	2.36	0.1971	1.36	0.58	0.1154	1.93	1160	16	1441	34	1886	36	80
31 *	1.8	61	2	22	0.07	2.0318	2.85	0.1204	2.23	0.78	0.1224	1.78	733	16	1126	32	1991	35	65
32 *	0.8	65	5	24	0.23	2.0202	3.15	0.1247	2.55	0.81	0.1175	1.85	757	19	1122	35	1919	36	67
33	0.4	26	1	3	0.21	4.6841	2.30	0.2695	1.55	0.67	0.1260	1.70	1538	24	1764	41	2043	35	87
34 *	0.8	44	2	7	0.21	5.3899	2.04	0.3223	1.03	0.51	0.1213	1.76	1801	19	1883	38	1975	35	96
35	1.7	67	3	13	0.22	3.4010	2.37	0.2154	1.48	0.63	0.1145	1.84	1257	19	1505	36	1872	35	84
37	0.9	71	2	14	0.11	4.3066	2.07	0.2622	1.05	0.50	0.1191	1.79	1501	16	1695	35	1943	35	89
38	0.4	95	2	22	0.10	4.0516	2.06	0.2459	1.11	0.54	0.1195	1.74	1417	16	1645	34	1949	34	86
39	0.2	79	1	15	0.07	4.2533	2.05	0.2553	1.10	0.54	0.1208	1.73	1466	16	1684	35	1968	34	87
40	2.6	56	4	10	0.34	4.6592	2.06	0.2673	1.22	0.59	0.1264	1.66	1527	19	1760	36	2049	34	87
36	1.7	66	1	13	0.07	4.7430	1.97	0.2675	1.11	0.56	0.1286	1.63	1528	17	1775	35	2079	34	86
41	0.2	132	6	40	0.15	3.1297	2.34	0.2004	1.27	0.54	0.1132	1.96	1178	15	1440	34	1852	36	82

8.2 BIOTITA GRANODIORITO MILONÍTICO (MH-19-09)

Dessa amostra concentrou-se grande quantidade de cristais de zircão que apresentam comumente hábitos prismáticos curtos e em minoria cristais longos. Os cristais tem cor castanha clara ou marrom, são translúcidos, com bordas levemente arredondadas e em outros casos bordas e arestas perfeitas. A fração granulométrica analisada está na faixa de 175 a 250 µm.

A partir da análise das imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão foi possível separará-los em 3 (três) grupos distintos. O grupo principal apresenta hábito prismático com bordas levemente arredondadas com zoneamentos concêntricos homogêneos bem formados. O segundo grupo apresenta hábito prismático com bordas preservadas e núcleos homogêneos. O terceiro grupo é composto por cristais prismáticos com núcleos internos levemente heterogêneos. As figuras 8.3 e 8.4 mostram as imagens de catodoluminescência dos cristais dessa amostra que a partir das análises U-Pb foram divididos em zircões de origem magmática e cristais herdados, devido a discrepância de idades.

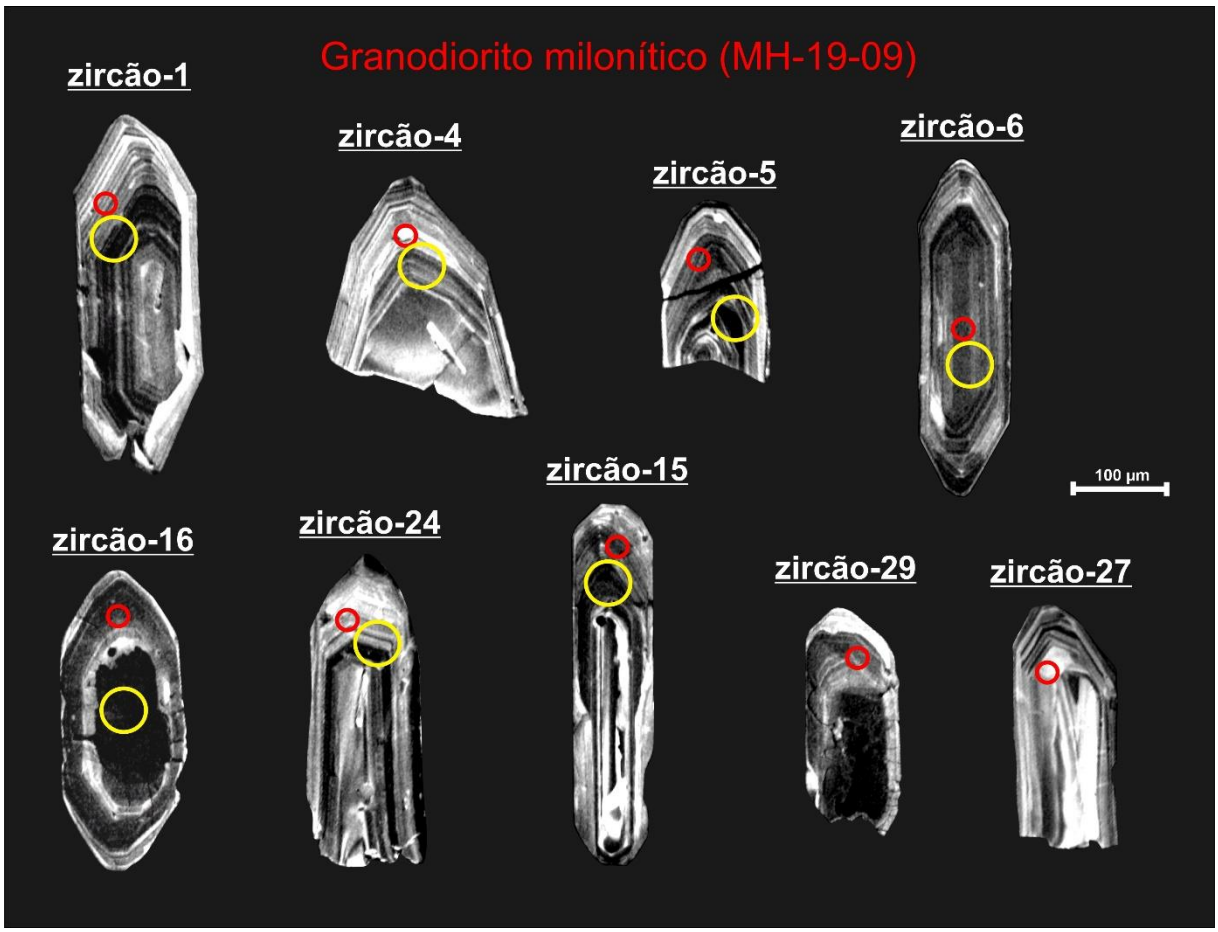


Figura 8.3 – Cristais de zircão magmáticos representativos do granodiorito milonítico (amostra MH-19-09). Os círculos em vermelho e em amarelo representam os locais de análises U-Pb e Lu-Hf, respectivamente.

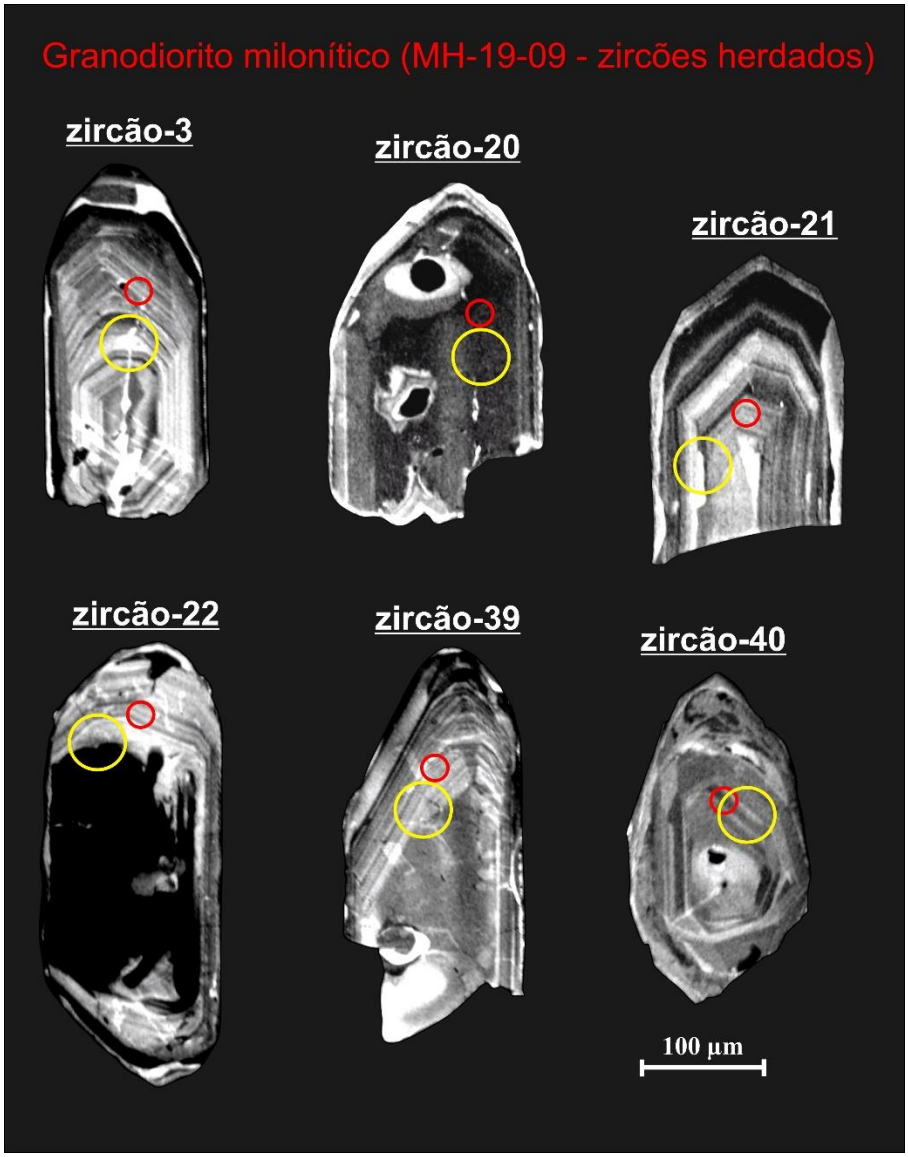


Figura 8.4 – Cristais de zircões herdados representativos do granodiorito milonítico (amostra MH-19-09). Os círculos em vermelho e em amarelo representam os locais de análises U-Pb e Lu-Hf, respectivamente.

Nessa amostra foram realizadas análises em 42 cristais, das quais foram aproveitados 23 cristais que forneceram uma idade de intercepto superior de 572 ± 36 Ma com MSWD = 0,37 (Figura 8.5A, Tabela 4). Entretanto, 18 cristais com razão U/Th > 1,0 característicos de zircões magmáticos (Hoskin & Black 2000, Rubatto 2002) forneceram idade concórdia de 589 ± 6 Ma e MSWD 1,5 (Figura 8.5B). Outro grupo com 18 cristais de zircão forneceram idade de intercepto superior de 2171 ± 21 Ma com MSWD = 0,81 (Figura 8.5C). As razões U/Th nesses cristais variam de 0,05 a 1,18.

Os dados das análises U-Pb em zircão por LA-Q-ICP-MS da amostra MH-19-09 estão dispostos na Tabela 4.

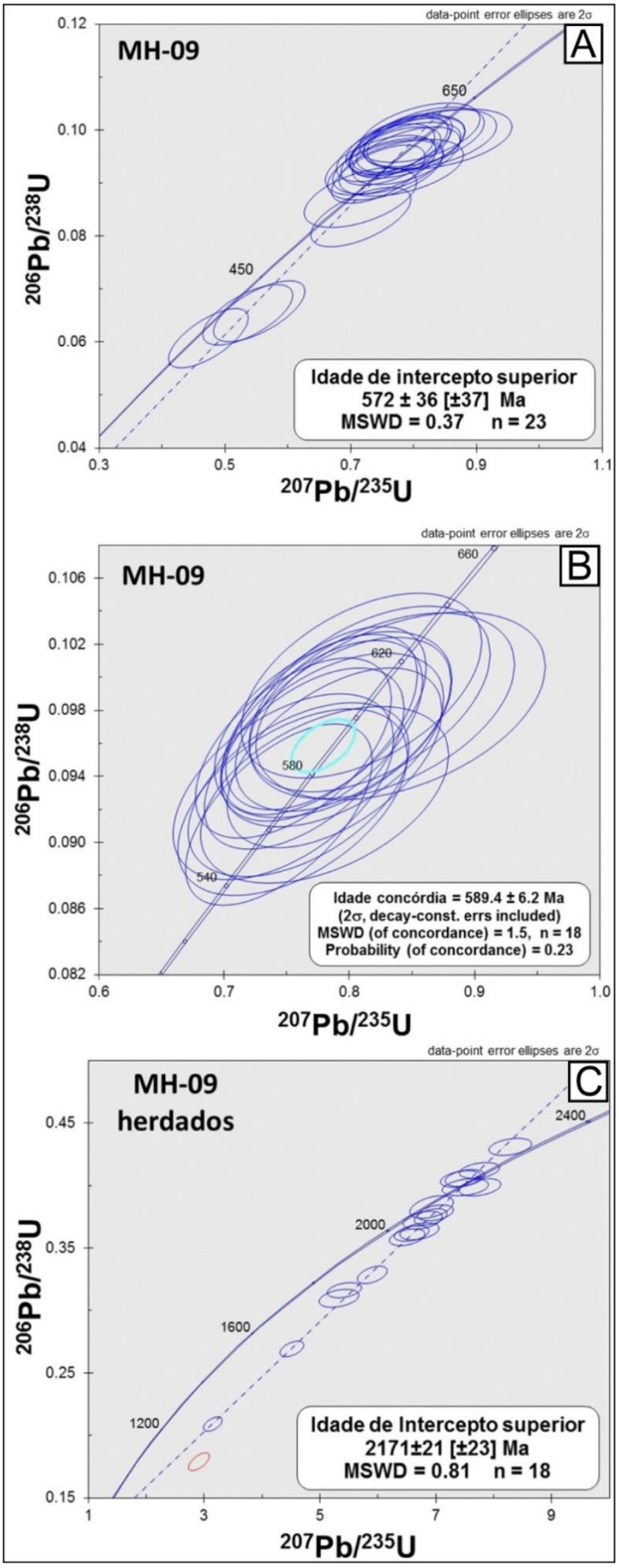


Figura 8.5 - Diagramas concórdia U-Pb da amostra MH-19-09: A) Idade de intercepto superior de 572 ± 36 Ma formada por 23 cristais de zircão; B) Idade concórdia de 589 ± 6 Ma formada por 18 cristais; e C) Idade de intercepto superior de 2171 ± 21 Ma dos zircões herdados. Em vermelho o zircão excluído do cálculo da idade.

Tabela 4 - Resultados U-Pb por LA-Q-ICP-MS em zircão *in situ* da amostra MH-19-09.

Amostra MH-19-09						Razões Isotópicas [c]							Idades (Ma)						
Spot ID	f_{206} [a] (%)	U ppm	Pb ppm	Th ppm	Th/U [b]	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ (%)	Rho [d]	$^{207}Pb/^{206}Pb$ [e]	1σ (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ abs	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ abs	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ abs	Conc [f] (%)
1	0.80	14	11	39	0.27	0.7762	4.1	0.0971	2.3	0.56	0.0580	3.4	598	14	583	24	528	18	102
2	1.58	7	6	17	0.39	0.7814	4.2	0.0975	2.3	0.55	0.0581	3.5	600	14	586	25	534	19	102
4	1.25	8	7	21	0.34	0.7779	4.2	0.0968	2.3	0.54	0.0583	3.6	595	14	584	25	541	19	102
5	1.10	6	5	18	0.26	0.7640	4.3	0.0951	2.4	0.55	0.0583	3.6	586	14	576	25	540	19	102
6	1.32	10	12	27	0.45	0.7554	4.2	0.0957	2.3	0.55	0.0572	3.5	589	14	571	24	501	18	103
9	1.61	173	108	535	0.20	0.7439	4.1	0.0917	2.4	0.60	0.0588	3.3	566	14	565	23	561	18	100
13	4.44	3	1	2	0.84	0.7804	5.2	0.0929	2.4	0.45	0.0609	4.6	573	13	586	30	637	29	98
15	0.84	10	2	7	0.24	0.7952	4.4	0.0972	2.2	0.50	0.0594	3.8	598	13	594	26	580	22	101
16	1.37	34	7	28	0.25	0.7883	4.4	0.0951	2.3	0.53	0.0601	3.8	586	14	590	26	607	23	99
17	2.54	7	2	5	0.33	0.7595	4.7	0.0932	2.3	0.49	0.0591	4.1	574	13	574	27	571	24	100
19	3.35	4	2	3	0.59	0.7866	4.6	0.0962	2.2	0.48	0.0593	4.0	592	13	589	27	578	23	100
23 *	1.09	92	13	93	0.15	0.5544	5.4	0.0658	3.6	0.66	0.0611	4.0	411	15	448	24	643	26	92
24	1.10	10	2	8	0.26	0.8098	4.8	0.0995	2.3	0.47	0.0590	4.3	611	14	602	29	568	24	102
25	1.58	9	1	7	0.19	0.7873	4.9	0.0971	2.4	0.48	0.0588	4.3	598	14	590	29	559	24	101
26	1.36	14	2	11	0.20	0.7548	5.0	0.0924	2.5	0.50	0.0592	4.3	570	14	571	28	575	25	100
27	3.33	4	1	3	0.41	0.8262	5.2	0.0983	2.3	0.45	0.0610	4.7	604	14	611	32	638	30	99
28	2.82	4	1	3	0.36	0.8410	5.6	0.0983	2.4	0.42	0.0621	5.1	604	14	620	35	677	34	98
29	1.01	12	3	9	0.31	0.8163	4.8	0.0987	2.3	0.48	0.0600	4.2	607	14	606	29	603	25	100
31 *	5.78	13	5	20	0.26	0.7154	5.1	0.0872	2.6	0.52	0.0595	4.4	539	14	548	28	585	26	98
35	2.94	8	3	14	0.25	0.7475	4.8	0.0934	2.5	0.51	0.0581	4.1	575	14	567	27	532	22	102
36 *	2.51	24	13	45	0.28	0.7160	4.5	0.0836	2.7	0.60	0.0621	3.6	517	14	548	25	678	25	94
37 *	2.26	50	20	127	0.16	0.4736	5.5	0.0607	3.8	0.69	0.0566	4.0	380	14	394	22	475	19	97
41 *	1.80	103	28	110	0.25	0.5362	5.5	0.0651	3.6	0.65	0.0597	4.1	407	15	436	24	593	24	93
3	*0.96*	*10*	*2*	*7*	*0.34*	*6.9129*	*1.7*	*0.3748*	*0.7*	*0.43*	*0.1338*	*1.5*	*2052*	*15*	*2100*	*35*	*2148*	*33*	*98*
7	*0.06*	*177*	*12*	*242*	*0.05*	*3.1480*	*2.1*	*0.2090*	*1.1*	*0.53*	*0.1092*	*1.8*	*1224*	*14*	*1445*	*30*	*1786*	*32*	*85*
8	*0.29*	*130*	*12*	*138*	*0.09*	*4.5153*	*1.9*	*0.2692*	*0.9*	*0.51*	*0.1216*	*1.6*	*1537*	*15*	*1734*	*32*	*1980*	*32*	*89*
10	*0.74*	*12*	*4*	*9*	*0.51*	*5.9018*	*1.8*	*0.3284*	*0.9*	*0.48*	*0.1303*	*1.6*	*1831*	*16*	*1962*	*35*	*2102*	*33*	*93*
11	*1.61*	*6*	*0.3*	*1*	*0.31*	*5.4205*	*2.2*	*0.3162*	*0.8*	*0.35*	*0.1243*	*2.1*	*1771*	*14*	*1888*	*42*	*2019*	*42*	*94*
12	*1.21*	*13*	*1*	*2*	*0.43*	*6.5062*	*1.9*	*0.3586*	*0.8*	*0.39*	*0.1316*	*1.8*	*1975*	*15*	*2047*	*40*	*2119*	*38*	*97*
18	*0.99*	*10*	*1*	*2*	*0.34*	*6.5833*	*1.9*	*0.3615*	*0.7*	*0.37*	*0.1321*	*1.7*	*1990*	*14*	*2057*	*39*	*2126*	*37*	*97*
20	*0.30*	*40*	*4*	*6*	*0.66*	*6.9940*	*1.8*	*0.3781*	*0.7*	*0.38*	*0.1342*	*1.7*	*2067*	*14*	*2111*	*38*	*2153*	*36*	*98*
21	*0.33*	*26*	*1*	*4*	*0.27*	*7.7646*	*1.9*	*0.3985*	*0.7*	*0.37*	*0.1413*	*1.8*	*2162*	*15*	*2204*	*42*	*2244*	*40*	*98*
22	*1.67*	*6*	*0*	*1*	*0.39*	*7.5110*	*2.2*	*0.3985*	*0.7*	*0.32*	*0.1367*	*2.1*	*2162*	*15*	*2174*	*47*	*2186*	*45*	*99*
30	*1.10*	*11*	*0*	*2*	*0.19*	*6.7185*	*2.1*	*0.3633*	*0.8*	*0.37*	*0.1341*	*1.9*	*1998*	*15*	*2075*	*43*	*2153*	*41*	*96*
32	*2.35*	*8*	*1*	*3*	*0.26*	*6.9273*	*2.2*	*0.3827*	*1.0*	*0.43*	*0.1313*	*2.0*	*2089*	*20*	*2102*	*47*	*2115*	*42*	*99*
33	*0.47*	*17*	*2*	*6*	*0.43*	*8.2871*	*1.8*	*0.4309*	*0.7*	*0.36*	*0.1395*	*1.7*	*2310*	*15*	*2263*	*41*	*2221*	*38*	*102*
34	*2.12*	*3*	*0*	*2*	*0.24*	*5.3271*	*2.7*	*0.3097*	*1.0*	*0.36*	*0.1248*	*2.5*	*1739*	*17*	*1873*	*50*	*2025*	*50*	*93*
38	*0.87*	*6*	*1*	*3*	*0.24*	*6.7733*	*2.1*	*0.3722*	*0.8*	*0.38*	*0.1320*	*1.9*	*2040*	*16*	*2082*	*43*	*2124*	*40*	*98*
39	*0.75*	*11*	*1*	*4*	*0.35*	*7.7541*	*1.8*	*0.4120*	*0.6*	*0.34*	*0.1365*	*1.7*	*2224*	*14*	*2203*	*40*	*2183*	*38*	*101*
40	*0.48*	*20*	*7*	*6*	*1.18*	*7.4330*	*1.9*	*0.4051*	*0.7*	*0.35*	*0.1331*	*1.8*	*2193*	*15*	*2165*	*42*	*2139*	*39*	*101*
42	*0.76*	*12*	*2*	*5*	*0.36*	*7.5010*	*1.9*	*0.4059*	*0.7*	*0.37*	*0.1340*	*1.7*	*2196*	*15*	*2173*	*40*	*2151*	*37*	*101*
*14 * *	*0.41*	*44*	*2*	*23*	*0.11*	*2.9087*	*2.6*	*0.1790*	*1.6*	*0.64*	*0.1179*	*2.0*	*1061*	*17*	*1384*	*35*	*1924*	*38*	*77*

* zircão excluido do cálculo da idade.

As rochas estudadas apresentaram uma ligeira diferença de idades que podem ser associadas às rochas das unidades adjacentes a área de estudo. Além das idades, os contextos corroboram para uma boa correlação dos dados. A idade de 589±6 Ma interpretada como idade de cristalização é comparado com idades de rochas graníticas afetadas por zonas de cisalhamento, como é o caso dos granitos do Complexo Quixadá-Quixeramobim (Nogueira 2004) afetado pela ZCSP e o Granito Rio Verde afetado por ZC no Terreno Granjeiro, no Domínio Rio Grande do Norte (Nascimento 2019).

Já as idades paleoproterozoicas encontradas nas amostras estudadas são correlacionadas às idades de rochas de domínios paleoproterozoicos do DCC, que compõem o embasamento da PB.

9 ISÓTOPOS Lu-Hf EM ZIRCÃO

Analises isotópicas pelo método Lu-Hf em zircão foram realizadas nas amostras MH-19-05 e MH-19-09, representando dois corpos de granodiorito milonítico anteriormente analisados pelo método U-Pb em zircão.

Os dados foram obtidos pontualmente em áreas próximas a dos *spots* analisados pelo método U-Pb (Figuras 9.1, 9.2 e 9.3), e os resultados isotópicos Lu-Hf apresentados na Tabela 5. Os resultados das análises Lu-Hf do granodiorito milonítico da amostra MH-19-09 foi calculado com base no valor de idade 589 Ma, que representa a cristalização do plúton granítico. As idades Hf-T_{DM}^{C} variam de 2,21 a 2,33 Ga (Riaciano-Sideriano), além de valores ε_{Hf} (0,59 Ga) fortemente negativos variando de –11,5 a –13,4 (Figura 9.1, Tabela 5).

O outro resultado dessa mesma amostra foi calculado a partir da idade de 2171 Ma que representa a idade dos cristais de zircão herdados. Neste caso, as idades Hf-T_{DM}^{C} variam de 2,50 a 3,16 Ga (Neoarqueano-Mesoarqueano) e seus valores ε_{Hf} (2,17 Ga) variam de –6,9 a +3,7 (Figura 9.2, Tabela 5).

A Figura 9.4 apresenta o diagrama de evolução isotópica Idade *versus* ε_{Hf} (t) com disposição dos dados das análises Lu-Hf em zircão.

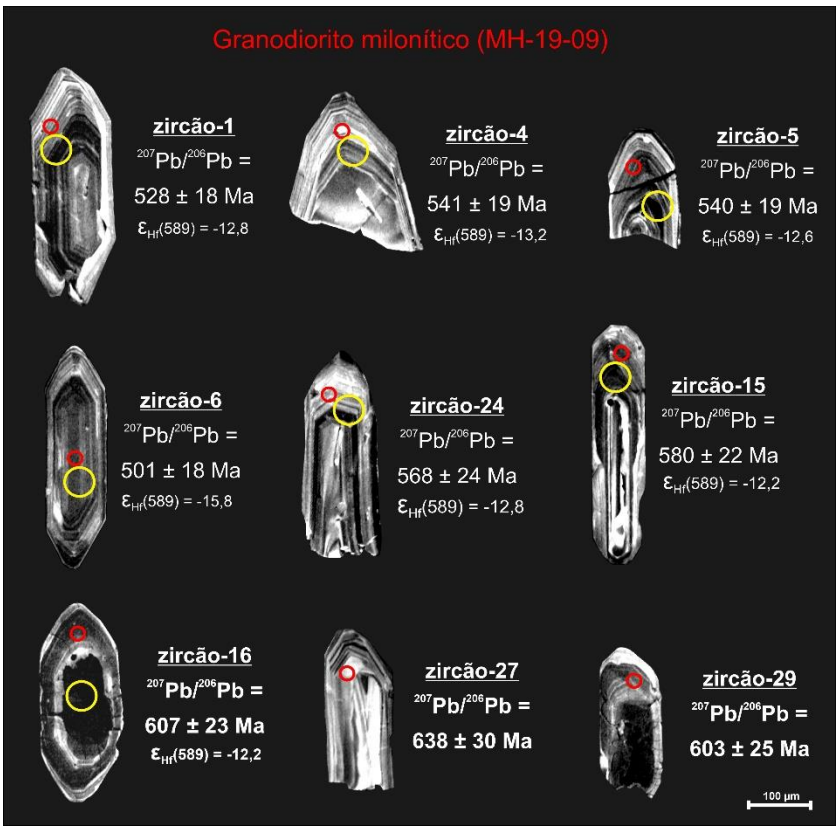


Figura 9.1 – Cristais de zircão representativos da amostra MH-19-09 com identificação dos locais de análise, suas respectivas idades e os valores de $\varepsilon_{Hf(t)}$.

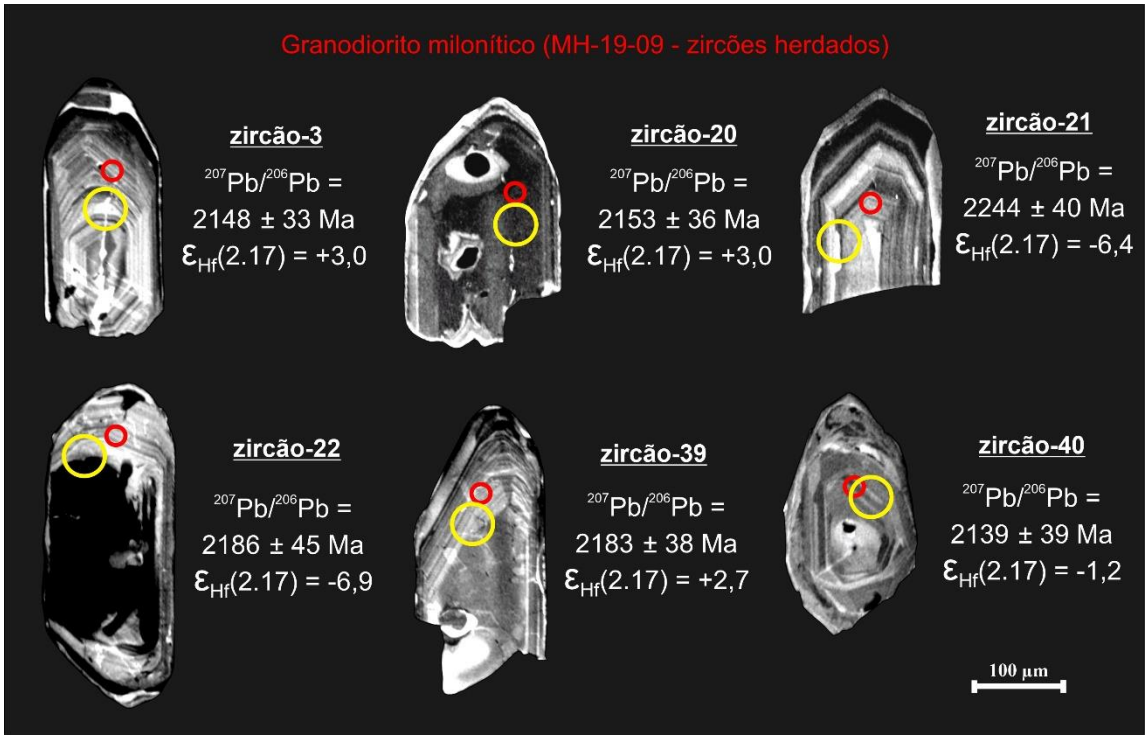


Figura 9.2 - Cristais de zircão herdados representativos da amostra MH-19-09 com identificação dos locais de análise, suas respectivas idades e valores de $\varepsilon_{Hf(t)}$.

Para obtenção da idade modelo Hf-T_{DM}^{C} da outra amostra de granodiorito (amostra MH-19-05) foi tomada como base a idade de 2094 Ma de zircões que representam cristais herdados para fins de idade modelo. As idades Hf-T_{DM}^{C} variam de 2,56 a 2,63 Ga (Neoarqueano) com valores positivos de ε_{Hf} (2,09 Ga) que variam de +0,7 a +1,8 (Figura 9.3, Tabela 5).

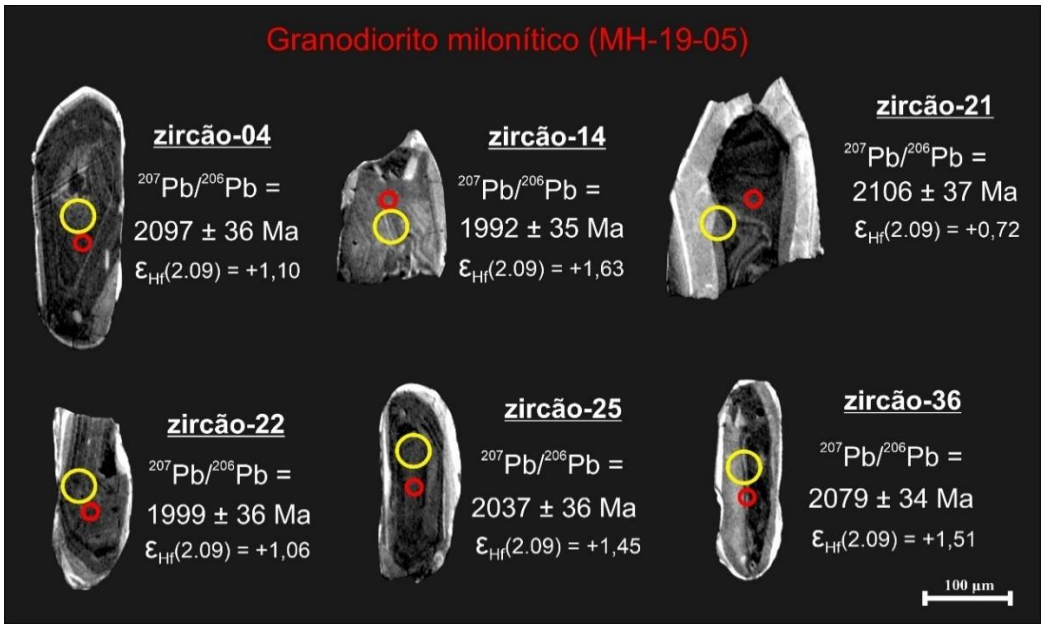


Figura 9.3 – Cristais de zircão representativos da amostra MH-19-05 com identificação dos locais de análise, suas respectivas idades e valores de $\varepsilon_{Hf(t)}$.

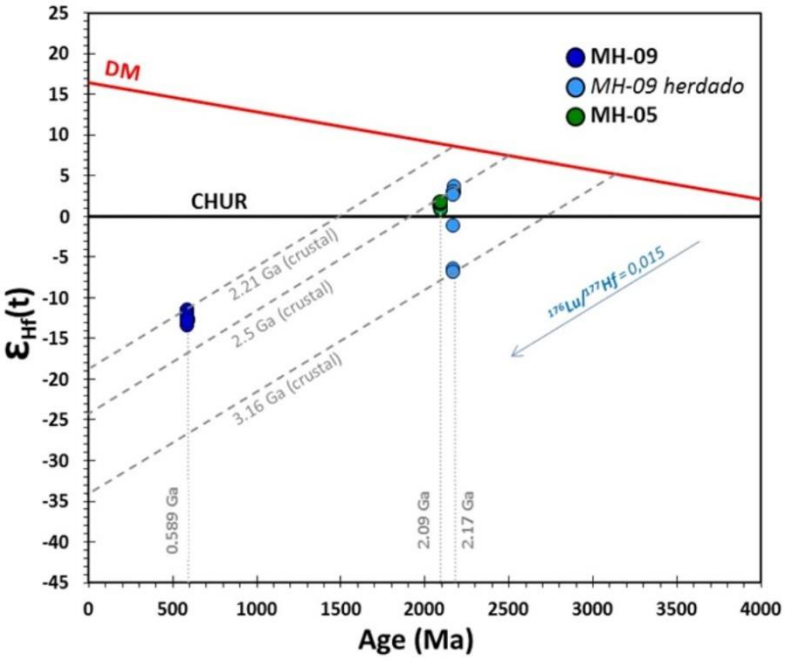


Figura 9.4 - Diagrama de evolução $\varepsilon_{Hf}(t)$ versus Idade (Ma) para as unidades estudadas. As linhas pontilhadas representam as tendências de evolução crustal, calculadas usando $^{176}Lu/^{177}Hf$ de 0,015 para a crosta continental média (Griffin *et al.* 2002 e 2004). *Condrict Uniform Reservoir – CHUR*; *Depleted Mantle – DM*.

Tabela 5. Dados isotópicos Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS. *Calculada a partir da razão 176Lu/177Hf = 0,015, valor médio da crosta continental (Griffin *et al.* 2002).

Spot	$^{176}Hf/^{177}Hf$	2SE	$^{176}Lu/^{177}Hf$	2SE	$^{176}Yb/^{177}Hf$	2SE	$^{178}Hf/^{177}Hf$	2SE	$\varepsilon_{Hf}(0)$	$t_{(U\text{-}Pb)}$ (Ma)	$^{176}Hf/^{177}Hf_{(t)}$	$\varepsilon_{Hf}(t)$	Hf-T_{DM}^{C} (Ga) *
MH-05	**Biotita Granodiorito milonítico**												
4	0.281497	0.000032	0.000505	0.000045	0.024196	0.001528	1.467206	0.000056	-45.6	2094	0.281476	1.10	2.60
14	0.281513	0.000051	0.000536	0.000082	0.024970	0.002709	1.467312	0.000061	-45.0	2094	0.281491	1.63	2.57
18	0.281499	0.000032	0.000276	0.000046	0.013126	0.001580	1.467250	0.000090	-45.5	2094	0.281488	1.53	2.57
33	0.281499	0.000033	0.000577	0.000077	0.028880	0.002633	1.467257	0.000065	-45.5	2094	0.281476	1.09	2.60
36	0.281505	0.000048	0.000429	0.000036	0.021987	0.001283	1.467275	0.000064	-45.3	2094	0.281488	1.51	2.58
40	0.281519	0.000052	0.000697	0.000070	0.035484	0.003044	1.467264	0.000040	-44.8	2094	0.281492	1.64	2.57
21	0.281482	0.000044	0.000415	0.000031	0.020961	0.001076	1.467252	0.000058	-46.1	2094	0.281466	0.72	2.63
22	0.281495	0.000037	0.000491	0.000026	0.023881	0.000815	1.467287	0.000051	-45.6	2094	0.281475	1.06	2.60
25	0.281511	0.000039	0.000611	0.000053	0.030191	0.002030	1.467308	0.000067	-45.1	2094	0.281486	1.45	2.58
37	0.281524	0.000052	0.000701	0.000071	0.035747	0.003087	1.467263	0.000041	-44.6	2094	0.281496	1.80	2.56
MH-09	**Biotita Granodiorito milonítico**												
1	0.282060	0.000036	0.000601	0.000043	0.030776	0.001490	1.467180	0.000074	-25.6	589	0.282053	-12.8	2.29
2	0.282092	0.000043	0.000520	0.000085	0.026688	0.003050	1.467231	0.000061	-24.5	589	0.282087	-11.6	2.22
4	0.282047	0.000037	0.000641	0.000055	0.034004	0.002318	1.467308	0.000069	-26.1	589	0.282040	-13.2	2.32
5	0.282066	0.000040	0.000681	0.000036	0.034939	0.001083	1.467270	0.000061	-25.4	589	0.282058	-12.6	2.28
6	0.282039	0.000048	0.000436	0.000060	0.022174	0.002078	1.467234	0.000074	-26.4	589	0.282034	-13.4	2.33
9	0.282116	0.000027	0.002498	0.000104	0.141153	0.007014	1.467229	0.000052	-23.7	589	0.282088	-11.5	2.21
13	0.282075	0.000048	0.001036	0.000228	0.053896	0.008543	1.467274	0.000077	-25.1	589	0.282064	-12.4	2.27
15	0.282078	0.000043	0.000692	0.000036	0.035470	0.000952	1.467272	0.000065	-25.0	589	0.282070	-12.2	2.25
16	0.282076	0.000041	0.000672	0.000040	0.034370	0.001265	1.467265	0.000060	-25.1	589	0.282069	-12.2	2.26
17	0.282076	0.000041	0.000672	0.000040	0.034370	0.001265	1.467265	0.000060	-25.1	589	0.282069	-12.2	2.26
19	0.282079	0.000041	0.000653	0.000038	0.033036	0.001350	1.467238	0.000056	-25.0	589	0.282072	-12.1	2.25
24	0.282056	0.000048	0.000493	0.000049	0.026969	0.001926	1.467266	0.000066	-25.8	589	0.282051	-12.8	2.30
3	*0.281501*	*0.000033*	*0.000489*	*0.000021*	*0.024829*	*0.000844*	*1.467220*	*0.000078*	*-45.4*	*2171*	*0.281481*	*3.0*	*2.54*
12	*0.281522*	*0.000105*	*0.000554*	*0.000058*	*0.028992*	*0.001668*	*1.467180*	*0.000129*	*-44.7*	*2171*	*0.281499*	*3.7*	*2.50*
20	*0.281498*	*0.000033*	*0.000481*	*0.000019*	*0.024323*	*0.000767*	*1.467228*	*0.000067*	*-45.5*	*2171*	*0.281479*	*3.0*	*2.54*
39	*0.281491*	*0.000047*	*0.000489*	*0.000021*	*0.024832*	*0.000844*	*1.467243*	*0.000078*	*-45.8*	*2171*	*0.281470*	*2.7*	*2.56*
21	*0.281379*	*0.000076*	*0.003987*	*0.000095*	*0.228916*	*0.004712*	*1.467316*	*0.000088*	*-49.7*	*2171*	*0.281214*	*-6.4*	*3.13*
22	*0.281362*	*0.000071*	*0.003856*	*0.000125*	*0.219299*	*0.006183*	*1.467320*	*0.000073*	*-50.3*	*2171*	*0.281202*	*-6.9*	*3.16*
40	*0.281377*	*0.000034*	*0.000356*	*0.000007*	*0.019501*	*0.000347*	*1.467242*	*0.000060*	*-49.8*	*2171*	*0.281362*	*-1.2*	*2.80*

Italico: zircão herdado

10 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Na região entre os municípios de Sobral e Cariré, no estado do Ceará, foram estudadas sucessões de rochas deformadas de diversas naturezas e idades (xistos, gnaisses, granulitos), além de suítes granitoides, as quais fazem parte da Zona de Cisalhamento Sobral (ZCS). Esta zona tem largura de aproximadamente 20 km de rochas deformadas e dezenas de quilômetros de extensão, além de outras faixas secundárias ramificadas, a qual desaparece ao sul, abaixo de sucessões sedimentares do Paleozoico da Bacia do Parnaíba e a norte sob depósitos oceânicos costeiros. No lado oeste é balizada tectonicamente pelo Gráben Jaibaras, e a leste a deformação diminue sua intensidade, gradativamente, em meio aos gnaisses do Complexo Ceará. As diversas feições de cisalhamento produto da evolução da ZCS foram estudadas em várias seções geológicas na região. O *trend* principal da foliação milonítica é NNE-SSW, contudo há variações de NE-SW, N-S, e NNW-SSE que caracterizam o comportamento anastomosado ao longo da zona. Vários corpos graníticos estão presentes ao longo dessa zona, os quais apresentam-se como corpos alongados seguindo o *trend* principal da ZCS, e no geral, foram afetados pelo cisalhamento com tramas miloníticas bem definidas, os quais são interpretados como corpos sintranscorrentes (Figura 10.1).

Em relação às estruturas identificadas e os dados cinemáticos há uma similaridade em todas as escalas de observação, ou seja, os processos deformacionais que geraram a ZCS mostram que houve a predominância de deformação transcorrente em sentido dextral, devido à presença marcante de feições que reforçam essa característica como, por exemplo, a presença de assimetrias em porfiroclastos, dobras, microfalhas, minerais *fish*, fragmentos de rochas rotacionados. Outra característica importante é que os granitos deformados também têm registrado feições estruturais/microestruturais comuns indicando que estes processos ocorreram com intensidades semelhantes na maioria dessas rochas, entretanto, há situações em que estão preservadas feições pré-cisalhamento, devido a heterogeneidade da deformação.

As rochas graníticas foram subdivididas petrograficamente em dois grupos: G1 – Sienogranitos e monzogranitos miloníticos e G2 – Granodioritos miloníticos que, em regra, apresentam microestruturas similares. Contudo, o G2 também apresenta texturas ígneas preservadas que não foram obliteradas pela deformação, como é o caso da textura granular hipidiomórfica.

As paragêneses minerais nas rochas graníticas deformadas (Qtz+Pl+Mic+Bt+Ms) e nas rochas encaixantes afetadas pela deformação (Pl+Mic+Bt±Opx±Hb±Grt), permitem estimar condições de temperatura acima de 650°C atinindo a fácies anfibolito superior até

granulito em determinados locais. Além dessas paragêneses minerais, outras feições fortalecem o alto grau metamórfico da ZCS, como por exemplo a presença de migmatitos em toda sua extensão, o comportamento dúctil dos feldspatos e o estiramento de piroxênio e hornblenda nas rochas estudadas.

Isto é corroborado pela presença de mecanismos *SGR* formando subgrãos, e *GBM* formando estrutura *window* que sugerem deformação em temperaturas acima de 500°C, associadas aos regimes 2 e 3 de Hirth & Tullis (1992). Os subgrãos de quartzo com padrão tipo tabuleiro de xadrez, em deformação dúctil sugerem temperaturas acima de 550°C (Kruhl 1996). Enfim, a associação das diversas microestruturas em quartzo sugere que as rochas foram sujeitas a fluxo plástico deformacional em condições de temperatura equivalente à do *solidus* em sistemas graníticos, em torno de 650° C.

A identificação de feições de deformação em estado plástico deformacional dos cristais de feldspatos como estrutura núcleo-e-manto e feições pisciformes, etc. reforçam a ideia de formação em temperaturas acima de 600°C.

Assim, os dados petrográficos, microestruturais e as paragêneses das rochas deformadas permitem associá-las às características de milonitos de médio a alto grau de acordo com a classificação de Trow *et al.* (2010).

Em contrapartida, feições indicativas de mais baixa temperatura nos cristais de quartzo situados entre os regimes 1 e 2 (280 a 400°C) de Hirth & Tullis (1992) são reconhecidas em reativações tardias da ZCS, no qual foram geradas feições de deformação com cinemática sinistral (Amaral *et al.* 2017, Neves *et al.* 2021) ou podem ser apenas o resultado da heterogeneidade deformacional.

Considerando os dados geoquímicos dos granitos estudados foi possível fazer interpretações no que diz respeito à afinidade geoquímica, tipologia granítica e seus prováveis ambientes tectônicos. Os dados dos granodioritos (Grupo 2) sugerem pouco fracionamento (Rb/Sr < 0,5), pois apresentam valores nas razões Rb/Sr entre 0,1 e 0,3. De outro lado, as amostras do grupo 1 apresentam características de suítes com fracionamento moderado a alto (Rb/Sr > 0,5 e < 20,5) com razão Rb/Sr entre 1,0 e 2,4. Apenas uma amostra dentre as rochas do Grupo 1 (amostra MH-19-03B – sienogranito milonítico) apresenta baixo grau de fracionamento (Rb/Sr = 0,2).

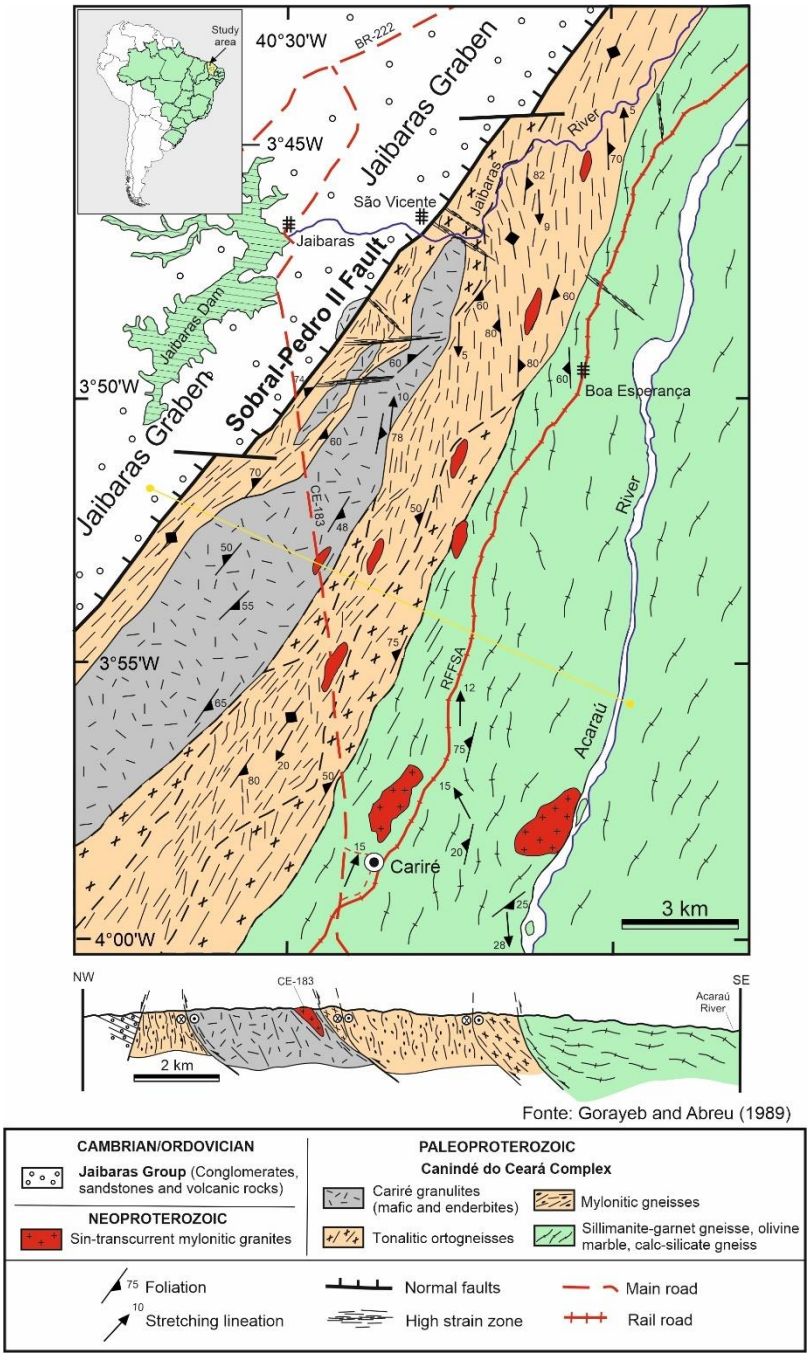


Figura 10.1 – Mapa geológico da Faixa de Alto Grau da região de Cariré com destaque para os corpos graníticos sintranscorrentes dentro da Zona de Cisalhamento de Sobral e para as variações na direção das foliações apresentando um padrão anastomosado (Modificado de Gorayeb & Abreu 1989).

Analizando o diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) as amostras do G1 apresentam afinidade geoquímica típico de série shoshonítica, enquanto que as amostras do G2 apresentam afinidade cálcio-alcalina normal e de alto-K similar ao que é apresentado por Bizzi *et al.* (2003) para granitos sintranscorrentes da PB.

Todas as amostras são peraluminosas (Shand 1950) e suas tipologias foram determinadas de acordo com o diagrama de Whalen (1987), no qual a maioria das amostram situam-se no campo de granitos tipo I e S.

Para a discriminação dos ambientes tectônicos foi utilizado o diagrama de Harris *et al.* (1986), que indica, majoritariamente, ambiente sincolisional para as amostras dos granitos estudados, e isto é reforçado pelas observações de campo e pelas análises petrográficas.

Em relação aos dados geocronológicos e isotópicos obtidos das amostras de granodioritos analisadas (MH-19-05 e MH-19-09) foi possível correlacionar estes dados aos dados de rochas da área conhecidas na literatura.

A amostra MH-19-09 apresentou idade de cristalização de 589±6 Ma, similar às idades obtidas por Nogueira (2004) para os granitos Quixadá (585±5 Ma) e Quixeramobim (587±14 Ma) sendo incluídos no grupo Sincolisional II ou Sintranscorrente que possuem idades no intervalo 580 a 570 Ma, conforme a classificação de Ganade de Araújo *et al.* (2013) (Figura 10.2).

Assim como o granodiorito da amostra MH-19-09, o Granito Quixeramobim pertence a um complexo granítico (Complexo Quixadá-Quixeramobim) em corpo tipo batólitos inseridos no contexto da Zona de Cisalhamento Transcorrente Senador Pompeu.

Outro corpo granítico que apresenta idade e contexto geológico similares é o Granito Rio Verde situado no Terreno Granjeiro que se situa no Domínio Rio Grande do Norte a sudeste da área de estudo. Este granito apresenta idade de intercepto superior de 592±3 Ma e também se trata de um corpo alongado na direção NE-SW alojado em zona de cisalhamento na região de Várzea Alegre (Nascimento 2019).

Segundo Ganade de Araújo *et al.* (2013) a evolução da Província Borborema se desenvolveu em dois estágios principais. O primeiro caracterizado pela colisão entre a PB e o Cráton Amazônico (Colisão I) e um segundo mais novo em que a PB se choca com o Cráton São Francisco (Colisão II). Estes autores englobaram os principais granitos conhecidos da PB, por meio de suas respectivas idades e os associou em etapas de evolução do processo colisional, agrupando o registro magmático em oito grupos de acordo com a evolução da PB: *i)* Ganitoide Pré-colisional I (800-650 Ma); *ii)* Último magmatismo pré-colisional I (645-630 Ma); *iii)* Granitoide Pré-colisional II (~630 Ma); *iv)* Granitoide Sincolisional I (615-605 Ma); *v)* Granitoide Sincolisional II (580-570 Ma); *vi)* Granitoide Sintranscorrente (580-570 Ma); *vii)* Granitoide Tardi a Pós-transcorrente (~530 Ma) e *viii)* Granito Anorogênico (500-460 Ma).

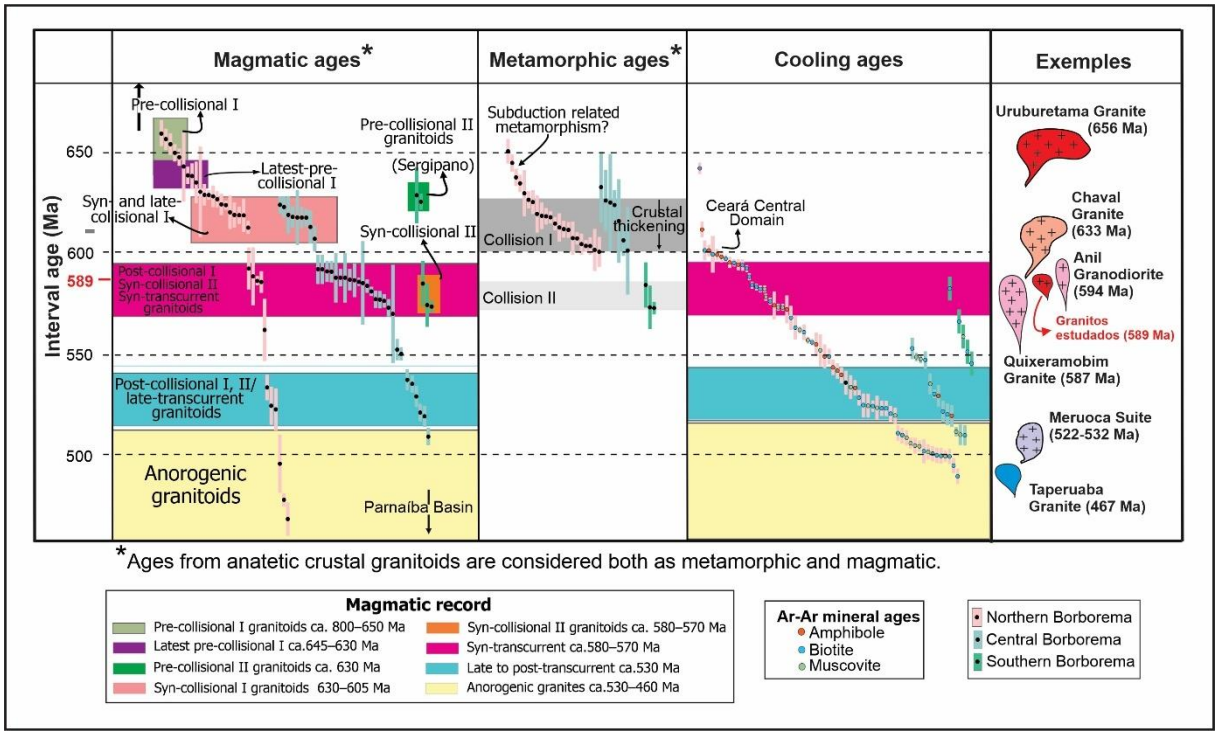


Figura 10.2 – Disposição de dados de idades magmáticas, metamórficas e de resfriamento de granitos da Província Borborema associados ao Ciclo Brasiliano/Pan-Africano (adaptado de Ganade de Araújo *et al.* 2013). Em vermelho a idade do granito estudado compatível com a idade dos granitos sincolisionais.

Além da proposta de Ganade de Araújo *et al.* (2013), Bizzi *et al.* (2003) agruparam hierarquicamente os principais eventos do magmatismo granítico da PB ocorridos no Neoproterozoico em 4 Supersuítes: I (SSI) - Supersuíte Intrusiva Cedo a Sinorogênica; II- (SSII) Supersuíte Sin a Tardiorogênica; III (SSIII) - Supersuíte Tardi a Pós-Orogênica e IV (SSIV) - Supersuíte Pós-Orogênica. A SSIII, em especial foram grupados os granitos sincolisionais subdivididos em sintectônicos tangenciais e sintranscorrentes com idades em torno de 587 Ma que tiveram suas intrusões controladas por grandes zonas de cisalhamento. Esta é a situação encontrada na área de estudo cujos corpos graníticos estão alojados na ZCS. No caso do granodiorito representado pela amostra MH-19-09 a idade obtida de 589±6 Ma coincide com as idades dos granitos da SSIII, implicando em um magmatismo sintrnscorrente com corpos relativamente pequenos dispostos ao longo da ZCS.

Isto está embasado pelos dados de campo, petrográficos, estruturais/microestruturais e geoquímicos. Esta idade representa os pulsos finais da tectônica do Ciclo Brasiliano na PB com a consolidação da ZCS. Após esse evento, o regime tectônico mudou drasticamente para um quadro extensional com a implantação do Grabén Jaibaras e alojamento de granitos pós-tectônicos representados pela Suíte Intrusiva Meruoca (idades entre 522 e 542 Ma).

Os valores de $\varepsilon_{Hf}(t)$ para os granitos estudados são negativos (–11,5 a –15,8) e as idades modelo Hf-T_{DM}^{C} variam de 2,21 a 2,48 Ga apontando para origem magmática advinda de retrabalhamento crustal de fonte paleoproterozoica (Riaciano-Sideriano).

Nas rochas estudadas foram identificados também, cristais de zircão com valores de idade mais antigos do Riaciano (2171±21 Ma, 2094±37) cujos valores de $\varepsilon_{Hf}(t)$ variam de –6,4 a +3,7 e idades Hf-T_{DM}^{C} são arquenas (3,16 a 2,5 Ga), sugerindo assim, uma fonte representativa de misturas entre magmas crustais e mantélicos Neoarqueanos-Mesoarqueanos. A idade de 2171 Ma é compatível com as faixas móveis paleoproterozóicas filiadas às orogêneses do Riaciano (2,25 Ga a 2,05 Ga) deste segmento setentrional estão representadas no Domínio Ceará Central cujos ortognaisses granítico-granodioríticos e migmatitos da Unidade Canindé foram formados e metamorfisados entre 2,15 - 2,10 Ga (U-Pb, Fetter 1999), e parece corresponder à unidade mais inferior do Complexo Ceará (Delgado *et al.* 2003).

Por outro lado, o granitoide da amostra MH-19-05 forneceu idade de 2094±37 Ma e há duas hipóteses para essa situação. A primeira diz respeito a idade de cristalização de um plúton mais antigo afetado pela ZCS. A segunda hipótese trata-se de idade discordante dos zircões analisados devido as perdas de Pb, ou seja, representariam cristais herdados. Esta hipótese é baseada na correlação cronológica com o Ortognaisse Forquilha de 2049±10 Ma (Gaudette *et al.* 1994) que está localizado a leste a poucos quilômetros a leste da área de estudo. Fetter (1999) também obteve também idades similares de 2095±11 Ma em ortognaisse do Complexo Ceará. Além disso, os cristais de zircões do granodiorito (amostra MH-19-05) forneceram valores positivos de $\varepsilon_{Hf}(t)$ que variam de +0,72 a +1,80 e idades Hf-T_{DM}^{C} variam de 2,56 a 2,63 Ga indicando que essa rocha teve origem de uma fonte mantélica de idade Neoarqueana.

Neste mesmo contexto, a amostra MH-09 apresentou um conjunto de zircões herdados de idade similar (2171 ± 21 Ma). Isto reforça a possibilidade de serem também zircões dessa natureza, e não termos conseguido zircões da cristalização do corpo, portanto se devem retomar os estudos desse corpo, pois os dados petrograficos e geoquímicos não apresentam características discrepantes entre as amostras analisadas.

Assim, mesmo que as rochas apresentem características geoquímicas, petrográficas e estruturais/microestruturais semelhantes sem distinções significativas, novos estudos geocronológicos e isotópicos são necessários para que se possa afirmar com segurança que estes granitos representam o mesmo evento magmático no final do Neoproterozoico com a consolidação da ZCS.

A Figura 10.3 mostra um bloco diagrama esquemático para visualização do posicionamento espacial dos corpos graníticos estudados no contexto da ZCS e unidades laterais relacionadas entre o DNC e DCC. Na Figura 10.4 de Gorayeb *et al.* (2020), é mostrado esquematicamente o contexto do magmatismo sintranscorrente associado às zonas de cisalhamento.

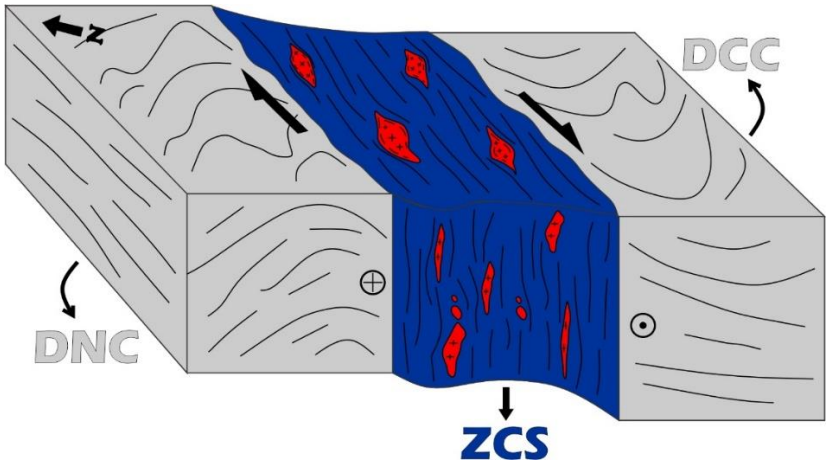


Figura 10.3 – Bloco diagrama esquemático mostrando o quadro atual e posicionamento das rochas graníticas deformadas ao longo da ZCS entre os domínios Noroeste do Ceará (DNC) e Ceará Central (DCC), na região entre Sobral e Cariré, Estado do Ceará.

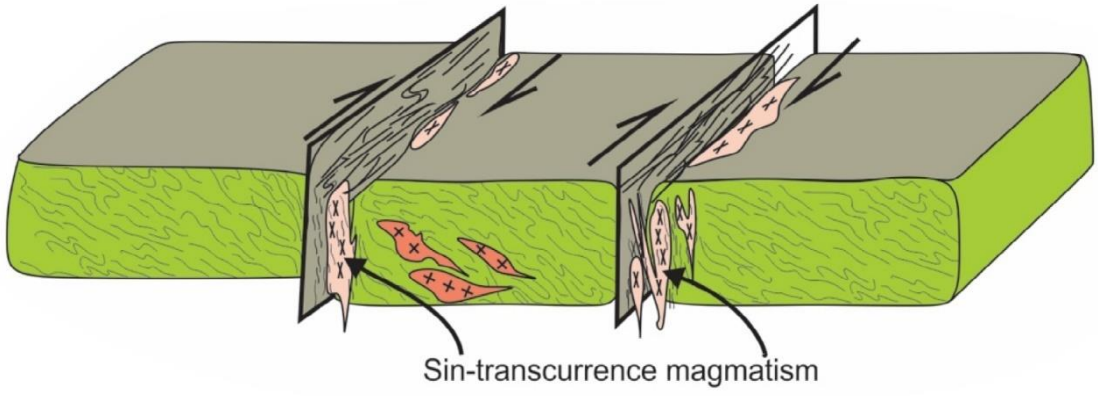


Figura 10.4 – Bloco diagrama esquemático mostrando a relação do magmatismo granítico no contexto de zonas de cisalhamento transcorrentes na Província Borborema (adaptado de Gorayeb *et al.* 2020).

REFERÊNCIAS

Abreu F.A.M., Gorayeb P.S.S., Gama Jr. T., Hasui Y. 1988. O Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. *In:* 7° Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém. *Anais*. p. 20-33.

Alcemi M.F., Santos T.J.S., Reginato R.A., Amaral W.S., Monteiro L.V.S. 2013. Geologia da Faixa Eclogítica de Forquilha, Domínio Ceará Central, noroeste da Província Borborema. *Brazilian Journal of Geology,* São Paulo, **45**(2):235-252.

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, Amsterdã, **17**(1-2):1-29.

Almeida A.R. 1998. *O magmatismo Parapuí e a evolução geológica da Bacia de Jaibaras*. Memorial Professor Titular, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 125 p.

Amaral W.S., Santos T.J.S., Wernick E. 2011. Occurrence and geochemistry of metamafic rocks from the Forquilha Eclogite Zone, Central Ceará NE Brazil Geodynamic implications. *Geological Journal,* **46**:137–155.

Amaral W.S., Santos T.J.S., Wernick E., Nogueira Neto J.A. Dantas E.L., Matteini M. 2012. High-pressure granulites from Cariré, Borborema Province, NE Brazil: Tectonic setting, metamorphic conditions and U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **22**:892-909.

Amaral W.S., Kraus R.K., Dantas E.L., Fuck R.A., Pitombeira J.P.A. 2017. Sinistral reactivation of the Transbrasiliano Lineament: Structural and Geochronological evidences in the Cariré Granulite Zone, Borborema Province - NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences,* **79**:1-12.

Andersen T., Andersson U.B., Graham S., Åberg G., Simonsen S. L. 2009. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Palaeoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the Geological Society*, **166**(2):233–247.

Aragão A.J.S., Gorayeb P.S.S., Galarza M.A. 2020. Magmatic and tectonic evolution of the Chaval Granite at the end of the Neoproterozoic, northwestern border of the Borborema Province. *Brazilian Journal of Geology*, **50**(1): e20190089.

Archanjo C.J., Launeau P., Hollanda M.H.B.M., Macedo J.W.P. 2009. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceara State, northeastern Brazil). *Journal South American Earth Sciences*, **98**:1793-1807.

Arthaud M.H. 2007. *Evolução neoproterozoica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasiliana*. PhD Thesis, Universidade de Brasília, Brasília, 132 p.

Arthaud M.H., Caby R., Fuck R.A., Dantas E.L., Parente C.V. 2008. Geology of the northern Borborema Province, and its correlations with Nigeria, NW Africa. *Geological Society,* London, **294**:49-67.

Attoh K. & Brown L.D. 2008. The neoproterozoic Trans-Saharan/Trans-Brasiliano shearzones: suggested tibetan analogs. *AGU Spring Meeting Abstract*, **89**(23-Joint Assembly Supplement):S51A-04.

Bartorelli A., Teixeira W., Brito Neves B.B. (ed.). 2020. Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani. São Paulo, Solaris Edições Culturais, 366 p.

Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. 2010.The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*. **119**:457-466.

Bertotti A.L., Chemale Jr. F., Kawashita K. 2013. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: aplicação em gabro do Ofiolito Aburrá, Colômbia. *Pesquisas em Geociências*, **40**(2):117-127.

Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidoti R.M., Gonçalves J.H. (ed.). 2003. Geologia, Tectônica e Recursos minerais do Brasil, texto, mapas & SIG. Brasília, CPRM, 692 p.

Bond G.C., Nickeson P.A., Kominz M.A. 1984. Breakup of a supercontinent between 625 and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, **70**:325–345.

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implication for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters* **273**:48–57.

Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. *In:* Henderson P. (ed.). *Rare-earth elements geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p. 63-114.

Brito Neves B.B., Fuck R.A., Cordani U.G., Thomaz Filho A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins on Brazil: a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics*, **1**:495–510.

Brito Neves B.B. & Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**:23–40.

Brito Neves B.B., Santos E., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, NW Brazil. *In:* Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (ed.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31º International Geological Congress, p. 151–182.

Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Fetter A.H. 2001. Noroeste da África – Nordeste do Brasil. Ensaios comparativos e problemas de correlação. *Revista do Instituto de Geociências da USP*, São Paulo, **1**(1):59-78.

Brito Neves B.B., Passarelli C.R., Basei M.A.S., Santos E.J. 2003. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. *Revista do Instituto de Geociências USP*, São Paulo, **3**:25-38.

Brito Neves B.B. & Fuck R.A. 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American. *Journal of South American Earth Sciences*, **47**:72-89.

Brito Neves B.B., Fuck R.A., Pimentel M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brasilian Journal of Geology*, **44**:493-518.

Caby R. 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. *Geological Society American*, **230**:145-158.

Caby R. 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central – western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences*, **37**:133–159.

Castellan P., Viegas G., Faleiros F. M. 2021. Brittle-ductile fabrics and P–T conditions of deformation in the East Pernambuco shear zone (Borborema province, NE Brazil). *Journal of the Geological Society*, **178**(1):jgs2020-109.

Casting C., Feybesse J.L., Thiéblemont D., Triboulet C., Chèvremont P. 1994. Paleogeographic reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research*, **69**:327–344.

Castro N.A. 2004. *Evolução geológica proterozoica da região entre Madalena e Taperuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema)*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 335 p.

Cavalcante J.C., Vasconcelos A.M., Medeiros M.F., Paiva I.P., Gomes F.E.M., Cavalcante S.N., Cavalcante J.E., Melo A.C.R., Duarte Neto V.C., Benevides H.C. 2003. *Mapa Geológico do Estado do Ceará*. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1 mapa. Escala 1:500.000.

Cavalcante A.S.A. 2006. *Evolução termocronológica do Sistema de Falhas Senador Pompeu – CE*. MS Dissertation, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 70 p.

Caxito F.A., Uhlein A., E. L. Dantas E.L. 2016. A complete Wilson Cycle recorded within the Riacho do Pontal Orogen, NE Brazil: implications for the Neoproterozoic evolution of the Borborema province at the heart of West Gondwana. *Precambrian Research*, **282**:97–120.

Caxito F.A., Santos L.C.M.L., Ganade C.E., Bendaoud A., Fettous E.H., Bouyo M.H. 2020. Toward na integrated model of geological evolution for NE Brazil–NW Africa: the Borborema province and its connections to the Trans- Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens. *Brazilian Journal of Geology*, **50**(2):e20190122.

Chamani M.A.C. 2015. *Tectônica sinsedimentar no Siluro-Devoniano da Bacia do Parnaíba, Brasil: o papel de grandes estruturas do embasamento na origem e evolução de bacias cratônicas*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 219 p.

Cordani U.G., Brito Neves B.B., Fuck R.A., Porto R., Thomaz-Filho A., Cunha F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo*, **15**:1-70.

Cordani U.G., Pimentel M.M., Araújo C.E.G., Fuck R.A. 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, **43**:583-597.

Corsini M., Vauchez A., Archanjo C., Sá E.F.J. 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: The Patos-Seridó system, northeastern Brazil. *Geology*, **19**:586-589.

Corsini M., Lambert de Figueiredo L., Caby R., Féraud G., Ruffet G., Vauchez A. 1998. Thermal history of the Pan African/Brasiliano Borborema Province of northeast Brazil deduced from 40Ar/39Ar analysis. *Tectonophysics*, **285**:103–117.

Costa M.J., França J.B., Bacciegga I.F., Habekost C.R. Cruz W.B. 1973. Geologia da Bacia Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão: Projeto Jaibaras. *In*: Relatório final, vol. 5. DNPM/CPRM, Recife, 255 p.

Costa M.J., França J.B., Lins C.A.C., Bacchiegga I.F., Habekost C.R., Cruz W.B. 1979. Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão: Projeto Jaibaras. *In*: Série Geologia 14, Seção Geologia Básica, vol. 11. MME/DNPM, Brasília, 106 p.

Costa J.B.S. 1985. *Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás*. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, 209 p.

Davison I., Mccarthy M., Powell D., Torres H.H.F., Santos C.A. 1995. Laminar flow in shear zones: the Pernambuco Shear Zone, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* **17**:149–161.

Deer W.A. Howie R.A. Zussman J. 1997. Rock-forming minerals. London, Longmans, Second Edition, 696 p.

De La Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M. A. 1980. Classification of volcanic and plutonics rock susing R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**:183-21.

Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimaraes J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valent C.R., Perrotta M.M., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do escudo atlântico. *In:* Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Goncalves J.H. (Ed.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, p. 227-334.

Fairhead J.D. & Maus S. 2003. CHAMP satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South America and resolve the lingering problem of the pre-break-up fit of the South Atlantic Ocean. *The Leading Edge*, **22**:779–783.

Faure G. 1986. Principle of Isotope Geology. New York, Wiley, 2ª ed., 589 p.

Faure G. Mensing T.M. 2005. Isotopes: principles and applications. Nova York, Wiley, 3rd ed., 928 p.

Ferreira M.A.A. 1996. *Estudos geológicos na Faixa de Alto Grau de Cariré, noroeste do Estado do Ceará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 201 p.

Ferreira D.P.A. 2018. *Geologia estrutural e microestrutural da Zona de Cisalhamento Campo Lindo – Cariré (CE): Lineamento Transbrasiliano*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 71 p.

Fetter A.H. 1999. *U-Pb and Sm-Nd Geochronological Constraints on the Crustal Framework and Geologic History of Ceara State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of Gondwana*. PhD Thesis, University of Kansas, Kansas, 164 p.

Fetter A.H., Santos T.J.S., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Brito Neves B.B., Arthaud M.H., Nogueira Neto J.A., Wernick E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **6**:265–273.

Fossen H. 2017. Geologia Estrutural. São Paulo, Oficina de textos, tradução Fábio R.D. de Andrade, 2ª ed. Atualizada e Ampliada, 608 p.

Fuck R.A., Dantas E.L., Vidotti R.M., Roig H.L., Almeida T. 2013. Deformação intracontinental em sistemas transcorrentes: o caso do Lineamento Transbrasiliano: geometria, idade e significado. *In*: SBG, 14º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET). Chapada dos Guimarães. *Resumos*. 1 CD-ROM.

Ganade de Araújo C.E., Weinberg R.F., Cordani U.G. 2013. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova*, **56**:157-168.

Ganade de Araújo C.E., Cordani U.G., Weinberg R.F., Basei M.A.S., Sato R.A.K. 2014. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE- Brazil): clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos*, **202-203**:167-189.

Gaudette H.E., Abreu F.A.M., Gorayeb P.S.S. 1994. Dominant Trans-amazonian tectonism in NW Ceará. Brazil: evidence from direct evaporation Pb analisys of zircons. *Geological Society of America*, Boston, p. 457-458.

Geraldes M.C. 2010. Introdução à Geocronologia. São Paulo, SBGeo, 146 p.

Guiraud R., Doumnang Mbaingane J.C., Carretier S., Dominguez S. 2000. Evidence for a 6000km lenght NW-SE-striking lineament in North Africa: the Tibesti lineament. *Journal of the Geological Society*, London, **157**:897-900.

Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Zhou X. 2002. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos*, **61:**237-269.

Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research* **131**(3-4):231-282.

Gómez J., Schobbenhaus C., Montes N.E. 2022. *Geological Relief Map of South America 2022*. París, Commission for the Geological Map of the World (CGMW), Servicio Geológico Colombiano y Servicio Geológico de Brasil. 1 Mapa. Escala 1:5.000.000.

Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M., Correa J.A.M., Moura C.A.V. 1988. Relações estratigráficas entre o granito Meruoca e a sequência Ubajara-Jaibaras. *In:* SBG, 35° Congresso Brasileiro de Geologia. Belém. *Anais.* v. 6, p. 2678-2688.

Gorayeb P.S.S. & Abreu F.A.M. 1989. A Faixa de Alto Grau de Cariré. *In:* SBG-NE, 13° Simpósio de Geologia do Nordeste. Fortaleza. *Atas*. p. 182-184.

Gorayeb P.S.S. 1996a. A Faixa Granulítica de Porangatu: caracterização litoestrutural e tectono-metamórfica. *In*: 39° Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador. *Anais*. p. 303-305.

Gorayeb P.S.S. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia Rb-Sr do Granodiorito Anil – CE. *In*: SBG, 16° Simpósio de Geologia do Nordeste. Recife. *Anais*. p. 274-276.

Gorayeb P.S.S. & Moura C.A.V. 2006. Granitogenesis events in the northern portion of the Tocantins Province, Brazil. *In:* PRONEX-UFPA/SBG-NO, Symposium on magmatism, metalogenesis, and crustal evolution of the Amazonian Craton. Belém-Pa. *Abstracts and Field Trips.* p. 21.

Gorayeb P.S.S. 2010. Estudo comparativo entre as províncias extensionais do NE da Província Tocantins e NW da Província Borborema. *In:* SBG, 45° Congresso Brasileiro de Geologia. Belém-Pa. *Anais.* 1 CD-ROM.

Gorayeb P.S.S., Barbosa R.C.O., 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 Geologia*, **41**:390-407.

Gorayeb, P.S.S., Chaves, C.L., Moura, C.A.V., Lobo, L.R.S. 2013. Neoproterozoic granites if the Lajedo intrusive suíte, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. *Journal of South American Earth Sciences*, **45**:278-292.

Gorayeb P.S.S. & Lima A.M.M. 2014. Aspectos texturais do magmatismo e tramas da tectônica impostas ao Granito Chaval na Zona de Cisalhamento Santa Rosa, extremo Noroeste da Província Borborema. *Brazilian Journal of Geology*, **44**(4): 653-668.

Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M., Santos M.V., Silva Junior O.G. 2014. *Carta geológica da Folha de Sobral (SA.24-Y-D-IV)*. Belém, Universidade Federal do Pará/Serviço Geológico do Brasil. 1 Mapa. Escala 1:100.000.

Gorayeb P.S.S., Pimentel M.M, Armstrong R., Galarza M.A. 2017. Granulite-facies metamorphism at ca. 570-580 Ma in the Porangatu Granulite Complex, central Brazil: implications for the evolution of the Transbrasiliano Lineament. *Brazilian Journal of Geology*, **47**(2):327-344.

Gorayeb P.S.S., Silva-Silva L.C., Galarza M.A. 2020. Geology, geochronology Pb-Pb, U-Pb-Hf zircon and Sm-Nd TDM of the Uruburetama batholith, Northern Borborema Province: contextualization in the Santa Quitéria Magmatic Arc. *Brazilian Journal of Geology*, **50**(2): e20200034.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. *In*: Coward, M.P., Ries, A.C. (ed.). *Collision Tectonics*. London, Geological Society of London, p. 115-158.

Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M., Bartorelli A. (ed.). 2012. Geologia do Brasil. São Paulo, Beca, 900 p.

Hirth G. & Tullis J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, **14**(2):145-159.

Hoskin P.W.O. & Black L.P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Jour. Metam. Geol.*, **18**:423-439.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**: 47–69.

Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**:169-186.

Le Maitre R. W. 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. London, Cambridge, 2nd Edition, 193 p.

Lieberman B.S. 1997. Early Cambrian paleogeography and tectonic history: A biogeography approach. *Geology*, **25**:1039–1042.

Ludwig K.R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex version 3.00 – A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, Berkeley Geochronological Center, 70 p. (Special Publication, 4).

Martins G. 2000. *Litogeoquímica e controle geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró*. PhD Thesis, Universidade de Campinas, Campinas, 218 p.

Mattos I.C., Artur A.C., Arthaud M.H., Nogueira Neto J.A. 2007. Geologia e Geocronologia do Stock Granítico Serra do Barriga – Sobral/CE. *In:* SBG, 23° Simpósio de Geologia do Nordeste. Natal. *Resumos expandidos*. v. 1, p. 176.

Milhomen Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.A., Moura C.A.V. 2017a. Dados Isotópicos U-Pb e Lu-Hf em Zircão para o Bloco Arqueano Amapá, Sudeste do Escudo das Guianas, Norte do Brasil. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **10**:333-346.

Milhomen Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.A. 2017b. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e primeiro exemplo de aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas, estado do Amapá. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **10**:195-208.

Morel M.L.A., Nebel O., Nebel-Jacobsen Y. J., Miller J. S., Vroon P. Z. 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser-ablation MC-ICPMS. *Chemical Geology*, **255**(1–2):231–235.

Naleto J.L.C. 2018. *Geologia e recursos minerais da Folha SA.24-Y-D-V Irauçuba*, escala 1:100.000, Estado do Ceará. Fortaleza. Programa Geologia do Brasil - CPRM, p. 79.

Nascimento R.S. & Gorayeb P.S.S. 2004. Basaltos da Suíte Parapuí, Gráben Jaibaras, Noroeste do Ceará: caracterização, petrografia, geoquímica e química mineral. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**(4): 459-468.

Nascimento Y.E.S. 2012. *Petrografia, litoquímica e geocronologia do Granito Pajé: um estudo comparativo com os granitóides da Suíte Intrusiva Meruoca, região noroeste do Ceará*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 98 p.

Nascimento D.C. 2019. *Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sm-Nd do Granito Rio Verde, Neoproterozoico no Terreno Granjeiro – Várzea Alegre (CE)*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 95 p.

Neves S.P. & Mariano G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, **21**(10):1369–1383.

Neves S.P., Vauchez A., Féraud G. 2000. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema province, NE Brazil). *Precambrian Research*, **99**(1-2):1-32.

Neves S.P., Correia S.R.C., Paulo B., Mariano G., Silva J.M.R. 2002. Anisotropia de susceptibilidade magnética do ortognaisse Caruaru, Estado de Pernambuco: implicações tectônicas. *Estudos geológicos*, **12**: 59-70.

Neves S.P., Mariano G., Correia P.B., Silva J.M.R. 2006. 70 m.y. of synorogenic plutonism in eastern Borborema province (NE Brazil): temporal and kinematic constraints on the Brasiliano orogeny. *Geodinamica Acta*, **19**(3-4):213-236.

Neves S.P., Bruguier O., Silva J.M.R., Bosch D., Alcantara V.C., Lima C.M. 2009. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema province (NE Brazil): evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis?. *Precambrian Research*, **175**(1-4):187-205.

Neves S.P. 2015. Constraints from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province (NE Brazil): Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**:150-164.

Neves S.P., Teixeira C.M.L., Bruguier O. 2020. Long-lived localized magmatism in central-eastern part of the Pernambuco-Alagoas Domain, Borborema Province (NE Brazil): Implications for tectonic setting, heat sources, and lithospheric reworking. *Precambrian Research*, **337**:105559.

Neves S.P. 2021. Comparative geological evolution of the Borborema Province and Sao Francisco Craton (eastern Brazil): Decratonization and crustal reworking during West Gondwana assembly and implications for paleogeographic reconstructions. *Precambrian Research*, **355**:106-119.

Neves S.P., Tommasi A., Vauchez A., Carrino T.A. 2021. The Borborema strike-slip shear zone system (NE Brazil): large-scale intracontinental strain localization in a heterogeneous plate. *Lithosphere*, 2021(6):6407232 doi: https://doi.org/10.2113/2021/6407232.

Nogueira Neto J.A. 2000. *Evolução Geodinâmica das faixas granulíticas de granja e cariré, extremo noroeste da Província Borborema*. PhD Thesis, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 171 p.

Nogueira J.F. 2004. *Estrutura, geocronologia e alojamentos dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu – Ceará Central*. PhD Thesis, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 140 p.

Oliveira D.C. 1992. Geologia do Gráben de Martinópole, área de Campanário/Paula Pessoa (granja–CE), implicacões na evolução litoestratigráfica e tectonometamórfica do Noroeste do Ceará. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**:143–156.

Oliveira D.C. & Mohriak W.U. 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **20**:351-383.

Parente C.V., Filho W.F.S., Almeida A.R. 2004. Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. *In*: Matesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (ed.). 2016. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando F. M. Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 524-536.

Passchier C.W. & Trouw R.A.J. (ed.). 2005. Micro-tectonics. New York, Springer, 2nd Edition, 366 p.

Pearce J.A, Harris N.B.W, Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956-983.

Pedrosa Jr. N.C., Vidotti R.M., Fuck R.A., Oliveira K.M.L., Castelo Branco R.M.G. 2014. Structural framework of the Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**:318-334.

Pedrosa Jr. N.C., Vidotti R.M., Fuck R.A., Castelo Branco R.M.G., Almeida A.R., Silva N.C.V., Braga L.R.C. 2016. Architecture of the intracontinental Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data. *Journal of South American Earth Sciences*, **74**:27-40.

Pinéo T.R.G., Palheta E.S.M., Costa F.G., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Gomes F.E.M., Bessa M.D.M.R., Lima A.F., Holanda J.L.R., Freire D.P.C. 2020. *Mapa Geológico do Estado do Ceará*. Fortaleza, Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Ceará - CPRM, 1 mapa. Escala 1:500.000.

Quadros M.L.E.S., Abreu F.A.M., Gorayeb P.S.S. 1994. Considerações sobre os ambientes deposicionais das formações Pacujá e Aprazível, Bacia de Jaibaras e NW do Ceará. *In*: SBG, 38º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú. *Boletim de resumos expandidos*. v. 3, p. 240-242.

Rubatto D. 2002. Zircon trace elment geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geology*, **184**:123-138.

Santos T.J.S. & Hackspacher P.C. 1992. Geologia do Grupo Martinópole, NW do Ceará. *In:* SBG, 37° Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo. *Boletim de resumos expandidos*. v. 1, p. 298.

Santos T.J.S. 1993. *Aspectos geológicos de uma área a sudoeste de Granja, NW do Ceará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 159 p.

Santos T.J.S. 1999. *Evolução Tectônica e Geocronológica do Extremo Noroeste da Província Borborema*. PhD Thesis, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 186 p.

Santos T.J.S., Souza G.M., Queiroz H.B., Nogueira Neto J.A., Parente C.V. 2002. Tafrogênese estateriana no embasamento Paleoproterozoico do NW da Província Borborema: Uma abordagem petrográfica, geoquímica e geocronológica *In:* SBG, 41° Congresso Brasileiro de Geologia. João Pessoa. *Anais*. p. 337.

Santos M.M., Lana C., Scholz R., Buick I., Schmitz M.D., Kamo S.L., Gerdes A., Corfu F., Tapster S., Alkmim A., Nalini H., Krambrock K., Fantini C., Wiedenbek M. 2017. New appraisal of Sri Lankan BB Zircon as a Reference Material fo LA-ICP-MS U-Pb Geochronology and Lu-Hf Isotope Tracing. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **41**:335-3.

Santos T.J.S., Fetter A.H., Nogueira Neto J.A. 2008b. Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa. *Geological Society Special Publications*, **294**:101-119.

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

Santos M.H.S. 2018. *Análise tectonometamórfica da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, na região de Sobral - CE*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 75 p.

Schobbenhaus C., Ribeiro L.R., Oliva L.A., Takanohashi J.T., Vasconcelos J.B., Vasconcelos J.B., Orlandi V. 1975. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Goiás (SD-22)* Texto Explicativo. Brasília, MME/DNPM. p. 114.

Shand S.J. 1950. Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits. London, Thomas Murby, 488 p.

Sial A.N., Long L.E., Figueiredo M.H. 1981. Rare Earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo plutons, Ceará, northeast Brazil. *Chemical Geology,* **31**:271-283.

Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. 2004. The 176Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letter*, **219**:311-324.

Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a twostage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**(2):207–221.

Streckeisen A. 1976. To each Plutonic Rocks its proper name. *Earth-Science Reviews*, **12**:1-33.

Tavares Jr. S.S. 1992. *Caracterização litoquímica e geocronologia Rb-Sr de rochas granitoides e ortognaisses da região de Santa Quitéria e Sobral, NW do Ceará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 151 p.

Teixeira M.F.B., Nascimento R.S., Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 2010. Novos dados geocronológicos do Feixe de Diques de Aroeiras e sua relação com o Granito Meruoca – noroeste do Ceará. *In:* SBG, 45° Congresso Brasileiro de Geologia. Belém. *Anais*. 1 CD-ROM.

Thirlwall M.F. & Walder A.J. 1995. In situ hafnium isotope ratio analysis of zircon by inductively coupled plasma multiple collector mass spectrometry. *Chemical Geology*, **122**: 241–247.

Thompson R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology,* **18**:49-107.

Trompette R. 1994. Geology of Western Gondwana, Pan African-brasiliano Aggregation of South America and Africa. Rotterdam, A. A. Balkema, 350 p.

Trouw R.A.J., Siersma D., Passchier C.W. 2010. Atlas of mylonites - and related microstructures. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 322 p.

Vauchez A. & Egydio-Silva M. 1992. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: the West Pernambuco shear zone, Northeast Brazil. *Geology*, **20**(11):1007-1010.

Vauchez A., Neves S.P., 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**:247-266.

Vernon R.H. 2004. A practical guide to rock microstructure. Cambridge, Cambridge University press, 3ª ed., 954 p.

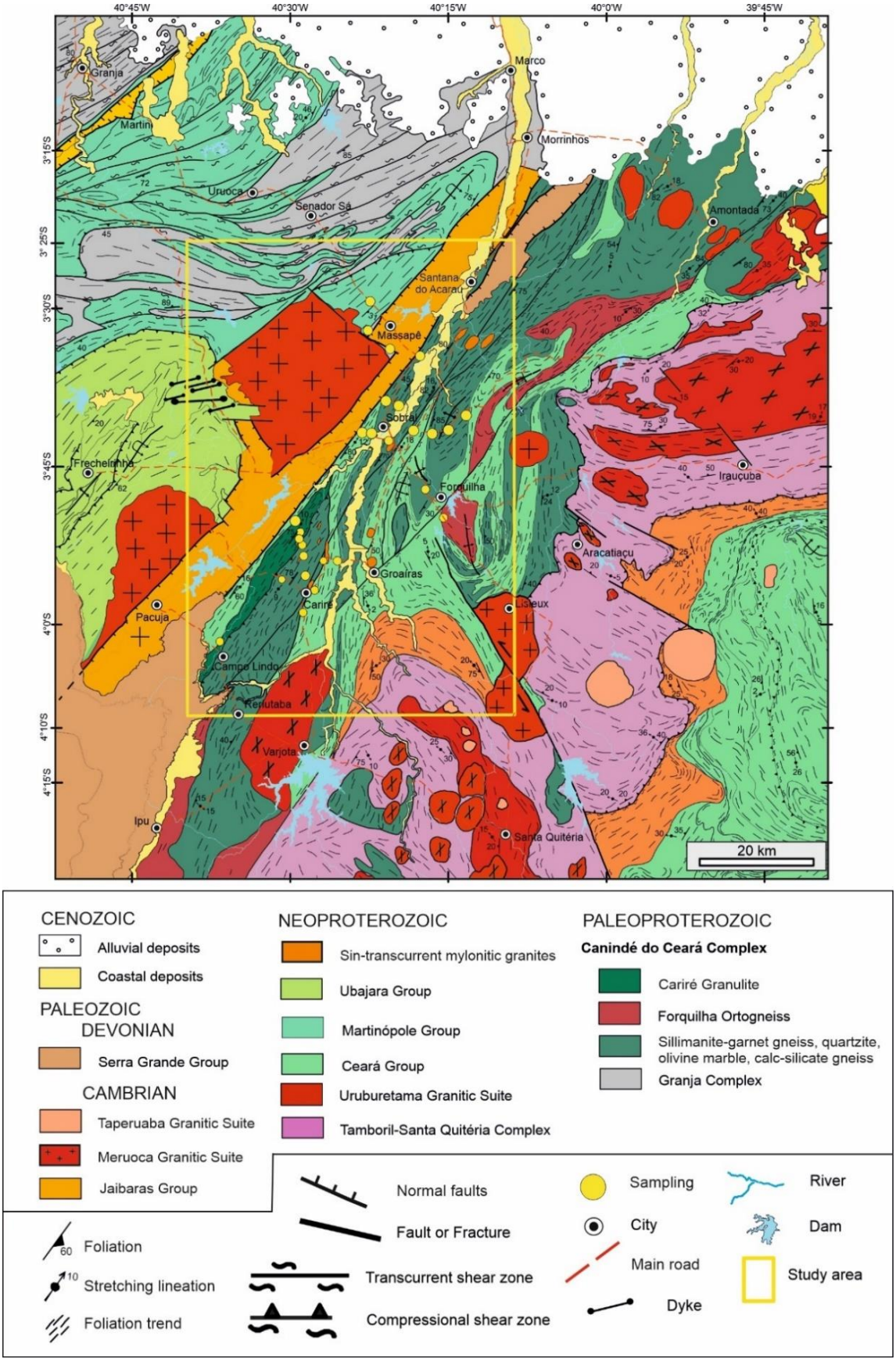
Whalen J.B., Currie K.I., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contr. Min. Petrol.*, **95**:407-419.

Winter J.D. 2013. Principles os Igneous and Metamorphic petrology. Edimburgo, UK, Pearson, 739 p.

Woodhead J.D. & Hergt J.M. 2005. A Preliminary Appraisal of Seven Natural Zircon Reference Materials for In Situ Hf Isotope Determination. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **29**(2):183–195.

APÊNDICES

APÊNDICE A - Mapa de pontos de todas as amostras (TCC e mestrado).



APÊNDICE B - Tabela com a lista das amostras estudadas, coordenadas, tipos de afloramento, toponímia e classificação petrográfica.

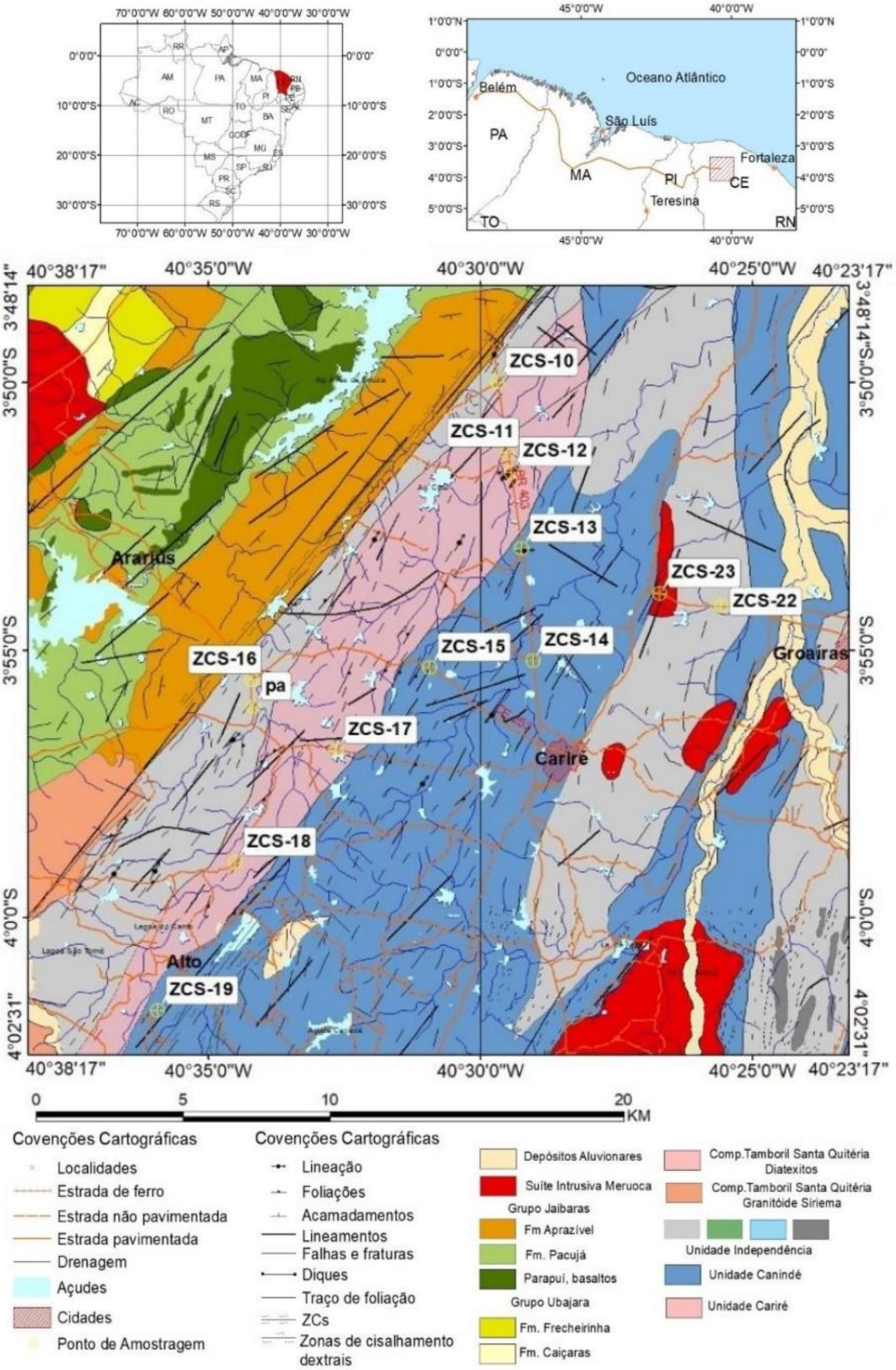
PONTO	COORDENADA	TIPO DE AFLORAMENTO	TOPONÍMIA	LITOTIPO
MH-19-01	3°52'08.03" S 40°29'22.5" W	Corte de estrada	BR-403 km 141	Biotita sienogranitos e anfibolito
MH-19-02	3°53'45.6"S 40°29'09.5"W	Lajedo e blocos rolados	BR-403 km 144	Biotita-muscovita granodiorito e ultramilonito
MH-19-03	3°50'07.6"S 40°29'39.2"W	Corte de estrada	BR-403 km 140	Sienogranito e biotita tonalito
MH-19-04	3°56'28.5"S 40°28'08.8"W	Lajedo e blocos *in situ*	Em frente ao cemitério de Cariré (CE)	Muscovita monzogranito
MH-19-05	3°53'53.8"S 40°26'52.3"W	Corte de estrada e blocos rolados	CE-253 km 344-345 (sentido Cariré-Groaíras)	Biotita granodiorito
MH-19-06	3°52'48.0"S 40°26'45.9"W	Lajedo	Ramal saindo da CE-253, paralelo à ferrovia	Biotita granodiorito
MH-19-07	3°52'02.1"S 40°27'31.7"W	Corte de estrada e lajedo	Ramal sem referência	Calcissiliática e Monzogranito
MH-19-08	3°50'29.8"S 40°26'57.0"W	Corte de estrada e blocos *in situ*	Ramal sem referência	Monzogranito
MH-19-09	3°42'33.0"S 40°20'07.2"W	Bloco *in situ*	CE-362 (Av. Fernandes Távora em frente a praça da Igreja Na. Sra. de Fátima)	Biotita granodiorito

ANEXOS

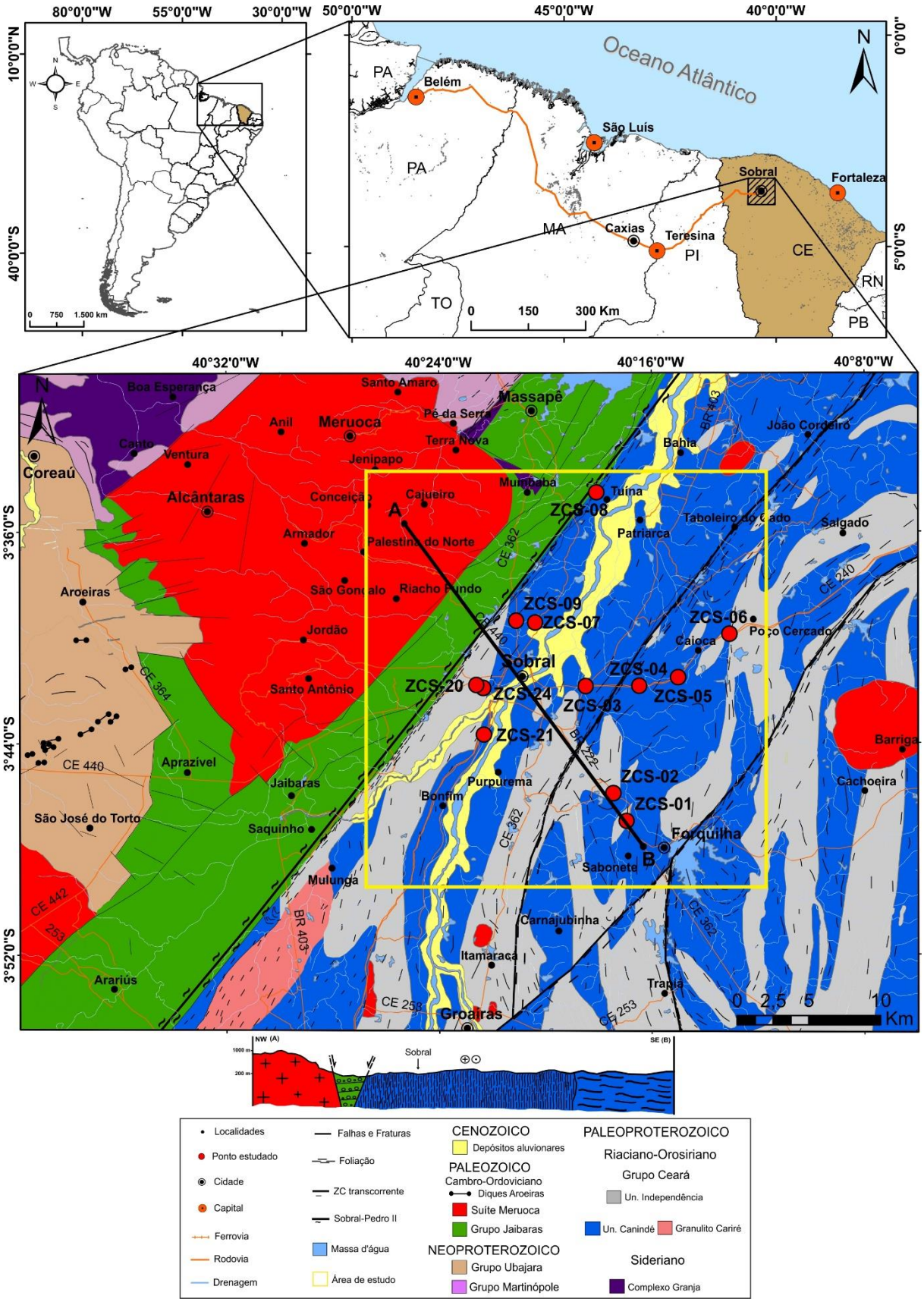
ANEXO A - Dados de Ferreira (2018) que englobam coordenadas geográficas dos pontos de coleta de amostras, dados estruturais, classificação petrográfica e unidades litoestratigráficas.

SIGLA	COORDENADA	ROCHA	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA
ZCS-10	S03°49’60” W40°29’41”	Hornblenda gnaisse	Unidade Independência
ZCS-11	S03°51’19” W40°29’29”	Granulito enderbíticos milonitizado	Unidade Cariré
ZCS-12	S03°51’40” W40°29’26”	Tonalito milonitizado	Granitoides sin-tectônicos
ZCS-13	S03°53’06” W40°29’14”	Biotita xisto feldspático milonitizado	Unidade Canindé
ZCS-!4	S03°55’12” W40°29’02”	Granodiorito milonitizado	Granitoides sin-tectônicos
ZCS-15	S03°55’20” W40°30’55”	Biotita gnaisse milonitizado	Unidade canindé
ZCS-16	S03°55’34” W40°34’11”	Hornblenda gnaisse milonitizado e monzogranito milonitizado	Unidade independência e granitoides sin-tectônicos
ZCS-17	S03°56’53” W40°32’38”	Biotita-hornblenda gnaisse com granada milonitizado	Unidade Cariré
ZCS-18	S03°59’00” W40°34’30”	Biotita-hornblenda gnaisse milonitizado	Unidade Cariré
ZCS-19	S04°01’45” W40°35’55”	Hornblenda gnaisse milonitizado	Unidade Canindé
ZCS-22	S03°54’06” W40°24’30”	Biotita gnaisse com granada	Unidade Independência
ZCS-23	S03°53’36” W40°24’00”	Biotita gnaisse com granada	Unidade Independência

ANEXO B - Mapas de pontos de amostragem de Ferreira (2018).



ANEXO C - Dados da amostragem de Santos (2018) incluíndo coordenada, siglas de amostras e unidades litoestratigráficas.

SIGLA	COORDENADA	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA
ZCS-01	3°46’57”S/40°16’56”W	Canindé
ZCS-02	3°45’54”S/40°17’26”W	Independência
ZCS-03	3°41’51”S/40°18’28”W	Canindé
ZCS-04	3°41’51”S/40°16’27”W	Canindé
ZCS-05	3°39’55”S/40°13’11”W	Canindé
ZCS-06	3°39’53”S/40°13’04”W	Canindé
ZCS-07	3°39’27”S/40°20’22”W	Canindé
ZCS-08	3°34’32”S/40°18’04”W	Canindé/Bacia Jaibaras
ZCS-09	3°39’22”S/40°21’05”W	Canindé
ZCS-20	3°41’48”S/40°22’35”W	Independência
ZCS-21	3°43’53”S/40°22’32”W	Canindé
ZCS-24	3°41’55”S/40°22’20”W	Independência

ANEXO D - Mapa de pontos de amostragem de Santos (2018).