



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ

CENTRO DE CIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

CURSO DE GEOLOGIA

JAIR ARAÚJO DE LIRA JÚNIOR

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ESTUDO DAS OCORRÊNCIAS DE FERRO DO TIPO  
*SKARN* NO MUNICÍPIO DE CATUNDA/CE

FORTALEZA

2014

JAIR ARAÚJO DE LIRA JÚNIOR

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ESTUDO DAS OCORRÊNCIAS DE FERRO DO TIPO  
*SKARN* NO MUNICÍPIO DE CATUNDA/CE

Monografia apresentada ao curso de Geologia do Centro de Ciências da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente

Co-orientador: Prof. Dr. Cesar D'Abronzio Martinelli

FORTALEZA

2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação  
Universidade Federal do Ceará  
Biblioteca Universitária  
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

L745m Lira Júnior, Jair Araújo de.  
Mapeamento geológico e estudo das ocorrências de ferro do tipo skarn no município de Catunda/CE /  
Jair Araújo de Lira Júnior. – 2014.  
97 f. : il. color.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências,  
Curso de Geologia, Fortaleza, 2014.

Orientação: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente.

Coorientação: Prof. Dr. Cesar D'Abronzo Martinelli.

1. Depósitos de Fe-(Cu) do tipo skarn. 2. Arco Magmático de Santa Quitéria. I. Título.

CDD 551

---

JAIR ARAÚJO DE LIRA JÚNIOR

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ESTUDO DAS OCORRÊNCIAS DE FERRO DO TIPO  
SKARN NO MUNICÍPIO DE CATUNDA/CE

Monografia apresentada ao curso de Geologia  
do Centro de Ciências da Universidade Federal  
do Ceará, como requisito parcial para a  
obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Aprovada em 07 / 04 / 2014.

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente (Orientador)  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Prof. Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Antônio Maurício Vasconcelos  
Serviço Geológico do Brasil (CPRM)

À minha família que tanto me deu força e  
carinho durante todo esse tempo.

## **AGRADECIMENTOS**

Deixo aqui registrado o meu sincero agradecimento a todos que de alguma maneira me ajudaram nessa longa e gratificante jornada.

Primeiramente agradeço aos meus pais Jair Araújo de Lira e Maria Zuleide Lima Araújo pelo apoio incondicional durante todo esse tempo. Às minhas irmãs Natália e Gabriela pela convivência e apoio. Sou o que sou hoje graças a vocês. Amo todos.

A Universidade Federal do Ceará por ter me dado a oportunidade de estudar Geologia e hoje poder ver o planeta com outros olhos.

Ao meu orientador Prof. Clóvis Vaz Parente por ter me aceitado como orientando. Apreendi muito durante esse período de convívio e agradeço pelo apoio e dedicação a esse trabalho.

Ao geólogo Evilarde pela ajuda e excelente companhia na fase de mapeamento de campo.

Ao meu co-orientador Cesar D'Abronzio Martinelli pela disponibilidade sempre que precisei. Pelos "toques" no campo e pelas boas conversas tomando umas "cervas".

Aos demais professores por terem me ajudado na formação do conhecimento em sala de aula e fora dela. Obrigado pelos campos inesquecíveis carregados de muito aprendizado.

Aos meus amigos da turma de 2007.2 Diego Costa (Vágner Love), Zé Maria (Jack) e Cristian Dikson pela amizade que espero continuar pelo resto da vida. Foram muitos momentos inesquecíveis passados com vocês.

Aos demais amigos adquiridos durante o curso Hígor (Gordim), Elicius, Aline, Daniela, Bruno (Bulacha), Débora, Darlyane, Úrsula, Robênia, Allan, Pedro Ângelo (PA), Diego Farias, Ricardo (Titela), Ailton (Urso), Nilo (Biritinha), Fabiano, Jackson, Emanuel, Ítalo, Caio, Eduardo, Amanda, Karen, Tales, Felipe, Marcelo pelos momentos divertidos em sala de aula e principalmente nos campos.

Aos colegas de laboratório Raphaelle e Douglas que sempre me ajudaram na hora em que precisei.

À empresa BIOGOLD, em especial ao Bernardo, pela oportunidade de estágio na área de estudo e ao geólogo e amigo Fernando Borges, que me convidou para participar do projeto. Aos colegas de projeto Alexandre, Paula, Jason e Katson que compartilharam seus conhecimentos e experiências durante os meses em que estivemos juntos.

À empresa SM MINÉRIOS, que me recebeu de braços abertos, e ao geólogo e amigo Levi Simões que abriu as portas da empresa. Aos donos da empresa Wilson Holanda, Neto e Hipólito que me ajudaram na logística da fase de campo deste trabalho.

Aos funcionários do laboratório de laminação da UFC pelo esforço e empenho na confecção de lâminas delgadas e seções polidas.

Aos colegas do Laboratório do MEV Alisson e Agnaldo pela disposição nos momentos em que foi preciso.

Por fim, aos membros da banca examinadora deste relatório de graduação, por aceitarem o convite e contribuir com críticas e sugestões para o melhoramento do trabalho.

## RESUMO

O mapeamento geológico realizado num segmento do Arco Magmático de Santa Quitéria, localizado no município de Catunda-CE, escala 1:20.000, permitiu caracterizar duas unidades litoestratigráficas: Complexo Ceará e Complexo Tamboril-Santa Quitéria. A primeira é representada por um conjunto de rochas supracrustais dominada por calcissilicáticas e mármore calcíticos e dolomíticos. Enquanto a segunda é formada por um complexo ígneo-anatético constituída predominantemente por metatexitos e numerosos corpos graníticos intrusivos de tamanho, forma e composição variados. Além disso, associado a essa última unidade têm-se rochas metavulcânicas intermediárias, representadas por meta-andesitos. As ocorrências de minério de ferro se desenvolvem basicamente no contato entre alguns corpos intrusivos, particularmente os de composição anfibólio-biotita sienogranito, com rochas calcissilicáticas e os mármore. Associada a essa mineralização têm-se *hornfels*, endoescarnitos e exoescarnitos, sendo essas rochas produto de metamorfismo de contato e metassomatismo entre os corpos intrusivos e as rochas carbonáticas, o que permite caracterizar essas ocorrências do tipo *Fe-skarn*. Esse processo de mineralização, conhecido como escarnitização, envolve troca de elementos através de fluidos hidrotermais entre o plúton ígneo e a rocha encaixante rica em carbonato, sendo responsável pelo acúmulo de ferro hidrotermal nas proximidades do contato. Em termos tectônicos pode-se inferir para o contexto geológico estudado um arco magmático continental evoluído a partir de uma margem continental passiva.

**Palavras chave:** Depósitos de Fe-(Cu) do tipo *skarn*, Arco Magmático de Santa Quitéria.



## ABSTRACT

The geological mapping carried out in the Magmatic Arc of Santa Quitéria segment, located at Catunda-CE county, scale 1:20.000, allowed us to characterize two lithostratigraphic units: Ceará Complex and Tamboril-Santa Quitéria Complex. The first is represented by a set of supracrustals rocks dominated by calc-silicate rocks, marbles and dolostones. While the second is formed by an igneous-anatetic complex which consists predominantly of metatexites and numerous bodies of intrusive granites of varied size, shape and composition. In addition, associated with the last unit there are intermediate metavolcanic rocks represented by meta-andesite. This occurrences of iron ore are developed basically in contact with some intrusive bodies, particularly with the amphibole-biotite syenogranite composition, and calc-silicates rocks, marbles and dolostones. Associated with these mineralizations there are hornfels, endoskarns and exoskarns, being this rocks the product of contact metamorphism and metasomatism between intrusive bodies and carbonate rocks, which allows to characterize such occurrences as Fe-skarn. That mineralization process, known as skarn formation, involves exchange of elements by hydrothermal fluids between igneous pluton and host rock rich in carbonate, being responsible for the accumulation of hydrothermal iron near the contact. In tectonic terms can be inferred for the geological context studied a continental magmatic arc evolved from a passive continental margin.

**Key words:** Fe-Cu skarn deposits, Magmatic Arc of Santa Quitéria.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de localização da área de pesquisa.....	17
Figura 2 - Perfil de luvissole na área de estudo.....	22
Figura 3 - Mapa de localização da Província Borborema .....	25
Figura 4 - Domínio Ceará Central (CCD) com a poligonal da área de estudo em destaque. Principais zonas de cisalhamento: ZCTB, Transbrasiliano; ZCSP, Senador Pompeu; ZCOA, Orós-Aiuába; ZCP, Patos. Terrenos arqueanos: CC, Complexo Ceará; UG, Unidade Granjeiro; MSJC, Maciço São José do Campestre.....	26
Figura 5 - (A) e (B) Blocos (seixos e matacões) de rochas calcissilicáticas aparentemente <i>in situ</i> (CEJ-70: 367092 mE/ 9512889 mN). (C) Diques e/ou apófises graníticos, dispostos de forma aleatória e com contato brusco (CEJ-08: 367898 mE/ 9496365 mN). (D) Feições cársticas de dissolução (CEJ-05: 367737 mE/ 9497331 mN). (E) Bandamento marcado pela diferença de granulação dos cristais. (F) Detalhe das segregações de minerais máficos (anfíbólio e piroxênio) interpretados como restitos de fusão parcial da rocha calcissilicática (CEJ-31: 367298 mE/ 9496563 mN) .....	34
Figura 6 - (A) Bloco (matacão) de mármore (CEJ-04: 367444 mE/ 9497406 mN) . (B) Amostra de mão que exhibe estrutura levemente orientada, granulação grossa e cristais e/ou fragmentos de rochas milimétricos escuros dispersos de forma aleatória na matriz carbonática (CEJ-04). .....	35
Figura 7 - (A), (B) e (C) Lajedos de rochas metavulcânicas (meta-andesitos) de cor cinza escura, apresentando bolsões leucocráticos lenticularizados e descontínuos, exibindo foliação de baixo ângulo (CEJ-44: 365947 mE/ 9497538 mN). (D) A rocha, ao ser intemperizada, apresenta cor bege e aspecto xistoso (CEJ-86: 367438 mE/ 9495409 mN). (E) e (F) A porção cinza escura mostra textura porfírica com fenocristais de ferromagnesianos e plagioclásio (CEJ-44). .....	37
Figura 8 - (A) e (B) Blocos (matacões) subarredondados <i>in situ</i> de Anfíbólio-biotita quartzo monzodiorito (CEJ-27: 368410 mE/ 9495491 mN). (C) Afloramento intemperizado com foliação de baixo ângulo (CEJ-25: 368558 mE/ 9495274 mN). (D) Rocha mostra textura equigranular, granulação média e coloração cinza escura (CEJ-27). .....	38
Figura 9 - (A) Afloramento de anfíbólio-biotita sienogranito na forma de lajedo e bloco (CEJ-58: 368481 mE/ 9498612 mN). (B), (C) (D) Detalhe da variação da textura e estrutura do tipo litológico em diferentes afloramentos (CEJ-27 368410 mE/ 9495491 mN). .....	40
Figura 10 – (A) e (B) Amostra de mão de <i>hornfels</i> com textura equigranular fina, cor verde claro a cinza e isotrópica (CEJ-12: 366989 mE/ 9497769 mN). .....	42
Figura 11 - (A) Escarnitos com predomínio de granada sobre piroxênio (CEJ-12). (B) Escarnitos com porcentagens semelhantes entre granada e piroxênio (CEJ-58). (C) Escarnito com predomínio de piroxênio sobre granada (CEJ-72: 366797 mE/ 9498707 mN). (D) Zonação mineralógica observada em escalas centimétricas (CEJ-12). .....	42
Figura 12 – (A) Contato entre endoescarnito quartzo monzoníticos (branco, à esquerda) e exoescarnito (marrom e verde escuro) (CEJ-12). (B) Detalhe dos minerais de epidoto formado em fase retrogradante de metassomatismo (CEJ-12.....	43
Figura 13 - (A) Blocos (seixos e matacões) subarredondados <i>in situ</i> de granodioritos/monzogranitos (CEJ-33: 366931 mE/ 9496705 mN). (B) Rocha mostra	

estrutura isotrópica, granulação média e textura equigranular (CEJ-10: 367423 mE/ 9497021 mN). (C) Planos côncavos de ruptura que resultam em blocos subarredondados (CEJ-20: 370269 mE/ 9496273 mN). (D) Conjunto de diques aplíticos paralelos com direção 30° Az (CEJ-20). .....44

Figura 14 - (A) e (B) Blocos (seixos e matacões) *in situ* de sienitos (CEJ-02: 367822 mE/ 9497157 mN e CEJ-71: 367027mE/ 9498694 mN, respectivamente). (C) Dique de sienito (destaque) com espessura métrica, cortando o Anfibólio-biotita sienogranito (CEJ-11: 367222 mE/ 9497388 mN). (D) O sienito mostra cor rosa, granulação fina e textura equigranular (CEJ-02). .....45

Figura 15 - (A) e (B) Leito do Rio dos Macacos composto por sedimentos arenosos e blocos (seixos e matacões) subarredondados de quartzo, rochas graníticas, calcissilicáticas e minério de ferro.....45

Figura 16 - (A) Rocha calcissilicática exibindo textura granonematoblástica, marcada pela orientação do eixo “c” dos cristais de hornblenda. (B) Cristais granulares de plagioclásio, em sua maioria, alterados para mica branca. (C) Na porção central, cristais idioblásticos e límpidos de plagioclásio em mobilizados recristalizados. (D) Cristais de plagioclásio com bordas subarredondadas aparecem inclusos e em contato com os cristais de anfibólio. (E) Porção com cristais de anfibólio com até 1mm de comprimento. (F) Cristais prismáticos de clinopiroxênio em contato com cristais de anfibólio.....47

Figura 17 - (A) Cristal granoblástico de carbonato exibindo geminação polissintética e dois planos de clivagem. (B) Cristais de olivina subarredondados e fraturados, inclusos nos carbonatos, em nicóis cruzados. (C) Cristais de serpentina exibindo coloração azul anil em nicóis cruzados. (D) Cristais subarredondados de espinélio com inúmeras inclusões de minerais opacos milimétricos. (E) Minerais opacos mostrando hábito granular e forma subarredondada. (F) Fragmentos milimétricos de metapelitos.....49

Figura 18 - (A) O meta-andesito mostra estrutura orientada marcada pela orientação dos cristais de anfibólio e biotita. (B) Fenocristais de plagioclásio com inclusões de biotita eudral e, nas bordas do cristal, biotitas acumuladas durante o crescimento do fenocristal. (C) Anfibólio com borda de alteração para cristais de biotita, denotando uma fase tardia de desenvolvimento desse mineral. (D) Cristais de apatita aciculares inclusos nos cristais de plagioclásio, típico de rochas vulcânicas.....51

Figura 19 – (A) O anfibólio-biotita monzodiorito mostra textura microporfírica com matriz de granulação fina e estrutura orientada evidenciada, principalmente, pela orientação do eixo “c” dos cristais de biotita e anfibólio. (B) Fenocristais prismáticos de plagioclásio com até 1 mm de comprimento. (C) Cristais de biotita lamelares, subedrais a eudrais com tamanhos que variam de 0,1 a 0,5 mm. (D) Cristais prismáticos de anfibólio. (E) Cristal de k-feldspato mostra textura do tipo pertita em chamás, indicativo de que o mineral foi submetido à deformação. (F) Minerais opacos granulares subarredondados bordejados por titanita. ....53

Figura 20 - (A) Fenocristais de k-feldspato com inclusões subarredondadas de quartzo e plagioclásio. (B) Geminação em xadrez é comum em cristais de microclina, bem como pertitas em chamás, indicando que o mineral foi submetido à deformação. (C) Textura mirmequítica, formada pelo intercrescimento entre cristais de k-feldspatos e quartzo. (D) Cristal granular quartzo com extinção ondulante e borda recristalizada. (E) No centro, cristal de plagioclásio com geminação polissintética apresentando porções límpidas, interpretadas

como uma fase de albitização tardia. (F) Agregado formado pelos minerais acessórios da rocha. ....	56
Figura 21 - (A) e (B) O <i>hornfels</i> apresenta textura granoblástica poligonal equigranular, com tamanho médio dos cristais de 0,15 mm, e estrutura isotrópica. Os cristais possuem contatos retos que formam junções tríplices com ângulos de aproximadamente 120°. (C) e (D) Veios tardios de tremolita-actinolita com pequenos cristais subarredondados. ....	57
Figura 22 - (A) e (B) Porfiroblasto de clinopiroxênio envolto por granada anedral. (C) Cristais de granada aparecem “invadindo” cristais de Cpx. (D) e (E) O plagioclásio aparece como cristal granular subarredondado envolto por granada, e se mostra alterado para mica branca. (F) O quartzo se mostra como cristais granulares intersticiais aparecendo em pequenas quantidades. ....	59
Figura 23 - (A) Cristal de plagioclásio mostrando núcleo alterado e bordas mais límpidas, indicativo de uma alteração albítica posterior. (B) Cristal de k-feldspato mostrando geminação em xadrez e, em (C) textura pertítica. (D) e (E) Deformação do tipo “kink” em cristais de Cpx. (F) Cristal subedral de titanita. ....	60
Figura 24 - (A) e (B) Cristal de plagioclásio mostrando alteração para mica branca (mineral com forte cor de birrefringência). (C) Cristais de quartzo granulares apresentam extinção ondulante e outros mostram recristalização em subgrãos. (D) Cristais de k-feldspato apresentando geminação albita e periclina, pertitas em chamás e contendo inclusões de quartzo. ....	62
Figura 25 - (A) Os cristais de k-feldspato aparecem em duas gerações. A primeira é formada por porfiroclastos apresentando pertitas em chamás (K-F1). A segunda ocorre como cristais menores, normalmente com geminação albita e periclina (K-F2). (B) Cristais de plagioclásio com bordas e/ou porções límpidas, interpretados como um processo de albitização que alterou cristais magmáticos anteriores. (C) e (D) Cristais de titanita eudrais. (E) e (F) Cristais opacos idiomórficos envoltos por cristais de titanita. ....	64
Figura 26 - (A) Estereograma apresentando plotagem dos planos e polos de 10 medidas de foliação de rochas calcissilicáticas e graníticas da área de estudo. (B) Contornos de isolinhas para as plotagens das medidas planares (polo). Hemisfério de representação utilizado é o inferior. ....	66
Figura 27 - Na sequencia supracrustal, representada pelas rochas calcissilicáticas, as foliações são marcadas pelo bandamento composicional e/ou metamórfico de alta temperatura. Em (A) com atitude 100/53 (clar) e, em (B) com atitude 325/85. ....	67
Figura 28 - (A) e (B) Rochas metavulcânicas e dioríticas/quartzo dioríticas apresentam foliação de baixo ângulo. ....	67
Figura 29 - (A) Estereograma apresentando plotagem dos planos e polos de 10 medidas de foliação de rochas metavulcânicas e dioríticas/quartzo dioríticas da área de estudo. (B) Contornos de isolinhas para as plotagens das medidas planares (polo). Hemisfério de representação utilizado é o inferior. ....	68
Figura 30 - (A) Microdobras deformando a foliação milonítica N-S anterior. (B) Foliação milonítica. (C) A geometria das sombras de recristalização dos k-feldspatos serviram como indicadores cinemáticos. ....	69
Figura 31 - (A) Foliação de alto ângulo em rochas calcissilicáticas com porções estromáticas em (B). (C) e (D) Lineação de estiramento horizontal de direção N-S. ....	70

Figura 32 – (A) Planos de fraturamento da rocha calcissilicática. (B), (C) e (D) Três famílias de juntas são observadas nos granitoides e representadas no diagrama de roseta em (E).....	71
Figura 33 – (A) e (B) Diques pegmatíticos em rochas monzograníticas/granodioríticas. (C) e (D) Detalhe das duas famílias de fraturas presentes nos sienitos. ....	72
Figura 34 - (A) O bandamento metamórfico marcada por bandas dominadas por anfibólio, com presença de clinopiroxênio e bandas dominadas por plagioclásio. (B) Detalhe da banda dominada por anfibólio ao microscópio. ....	73
Figura 35 - (A) Em verde, segregações centimétricas de minerais máficos (anfíbólio e clinopiroxênio) na forma de finos “bolsões” e lentes, interpretados como restitos de fusão parcial. (B) Em branco, segregações neossomáticas, em que o leucossoma composto por plagioclásio é cercado pelo melanossoma composto por piroxênio e anfibólio. (C) e (D) Cristais de Cpx (verde claro) alterando para anfibólio (verde escuro), indicativo de uma fase de hidratação do Cpx durante uma fase retromórfica do metamorfismo. ....	74
Figura 36 - (A) e (B) Fenocristais de hornblenda deformados e recristalizados, inclusive com caldas de recristalização. ....	75
Figura 37 – Zonação de modelo genérico de depósito do tipo <i>skarn</i> . ....	80
Figura 38 - (A) e (B) Os corpos de minério afloram na forma de blocos (centimétricos a métricos) <i>in situ</i> . (C) e (D) O minério possui cor preta, granulação média a grossa e é formado por cristais idiomórficos de magnetita. ....	82
Figura 39 - (A), (B) e (C) O corpo de minério com falhas e/ou fraturas preenchidas por material de granulação fina, de coloração marrom com porções esbranquiçadas, aparentemente lateritizado. (D) Fragmentos milimétricos a centimétricos de óxido de ferro interpretados como brechas de falha formadas ao longo fraturas irregulares que foram preenchidas por material supergênico. ....	83
Figura 40 - Fotomicrografias do minério de ferro. (A) O minério apresenta textura granoblástica poligonal, granulação média a grossa e estrutura maciça. O óxido de ferro apresenta coloração cinza-clara a branca, típica de magnetita martitizada. (B) Microfraturas preenchidas por hidróxido de ferro (limonita) e/ou aluminossilicatos com microfragmentos de óxido de ferro. (C) e (D) Microfraturas retas. (E) e (F) Microfraturas irregulares ....	84
Figura 41 - A análise para o elemento alumínio em (A) e fósforo em (B) revela que ambos os elementos estão concentrados nas microfraturas do minério de ferro. ....	85
Figura 42 – (A) Granito intrusivo de composição quartzo monzonítica com epidoto. (B) Exoescarnito com predomínio de granada sobre piroxênio. (C) Exoescarnito com predomínio de piroxênio sobre granada. (D) Minério de ferro. (E) <i>Hornfels</i> . (F) Mármore. ....	88
Figura 43 – Zonação em escala centimétrica. No contato com a apófise forma-se uma zona dominada por granada que é seguida por uma zona rica em piroxênio. ....	89
Figura 44 – Ilustração esquemática da sequência evolutiva da área de estudo. ....	91

## SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	15
1.1 Apresentação.....	15
1.2 Justificativa e objetivos.....	15
1.3 Localização da área de estudo.....	16
2 MATERIAIS E MÉTODO.....	18
2.1 Etapa de gabinete.....	18
2.2 Etapa de campo.....	19
2.3 Etapa de laboratório.....	19
2.4 Elaboração do relatório final.....	20
3 ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS E FISIAGRÁFICOS.....	21
3.1 Aspectos socioeconômicos.....	21
3.2 Aspectos fisiográficos.....	22
3.2.1 Clima.....	22
3.2.2 Pedologia Regional.....	22
3.2.3 Geomorfologia Regional.....	23
3.2.4 Vegetação.....	24
3.2.5 Hidrografia.....	24
4 GEOLOGIA REGIONAL.....	25
4.1 Domínio Ceará Central.....	27
4.1.1 Embasamento.....	27
4.1.2 Coberturas metassedimentares.....	28
4.1.3 Complexo ígneo-anatético (Complexo Tamboril-Santa Quitéria).....	28
4.1.4 Molassas tardi-brasilianas.....	29
4.2 Complexo Tamboril-Santa Quitéria.....	29
5 GEOLOGIA LOCAL.....	32
5.1 Complexo Ceará.....	32
5.1.1 Calcissilicáticas.....	33
5.1.2 Mármore.....	35
5.2 Complexo Tamboril-Santa Quitéria.....	36
5.2.1 Associação Metavulcano-plutônica.....	36
5.2.1.1 Metavulcânicas (meta-andesitos).....	36
5.2.1.2 Anfibólio-biotita monzodioritos e Anfibólio-biotita quartzo monzodioritos.....	38
5.2.2 Anfibólio-biotita sienogranito.....	39
5.2.3 Escarnitos (Skarns).....	40
5.2.3.1 Hornfels.....	41

5.2.3.2 Exoescarnitos.....	41
5.2.3.3 Endoescarnitos.....	43
5.2.4 Granodioritos/Monzogranitos.....	43
5.2.5 Sienitos.....	44
5.3 Depósitos Aluvionares.....	44
6 PETROGRAFIA.....	46
6.1 Calcissilicática.....	46
6.2 Mármore.....	48
6.3 Metavulcânica (Meta-andesito).....	50
6.4 Anfibólio-biotita monzodiorito e Anfibólio-biotita quartzo monzodiorito.....	52
6.5 Anfibólio-biotita sienogranito.....	54
6.6 Escarnitos.....	55
6.6.1 Hornfels.....	55
6.6.2 Exoescarnitos.....	57
6.6.3 Endoescarnitos.....	58
6.7 Granodiorito/Monzogranito.....	61
6.8 Sienito.....	63
7 GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	65
7.1 Introdução.....	65
7.2 Foliação regional (Sn).....	66
7.3 Foliação milonítica.....	68
7.4 Zona de cisalhamento dúctil.....	69
7.5 Lineações.....	70
7.6 Estruturas rúpteis.....	70
8 METAMORFISMO.....	73
8.1 Metamorfismo regional.....	73
8.2 Metamorfismo de contato.....	76
9 RECURSOS MINERAIS.....	78
9.1 Introdução.....	78
9.2 Escarnitos - Revisão conceitual.....	78
9.3 Tipologia e descrição do minério de ferro (Magnetitito).....	81
9.4 Modelo genético.....	86
10 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....	90
11 CONCLUSÕES.....	92
12 REFERÊNCIAS.....	94

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 Apresentação

O Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ) (Fetter *et al.*,2003) está inserido no Domínio Ceará Central (DCC), localizado na porção setentrional da Província Borborema (PB) (Almeida *et al.*,1981). É considerado na literatura como um complexo ígneo-anatético formado, sobretudo, por diatexitos e metatexitos, preservando megaenclaves de rochas calcissilicáticas e anfíbolitos. Esses migmatitos foram intrudidos por grande volume de magmas tonalíticos a graníticos, com idades entre 637 Ma e 614 Ma (*e.g.* Fetter *et al.*,2003, Castro 2004, Arthaud 2008).

Nos últimos anos, o AMSQ vem sendo alvo de pesquisa mineral por mineradoras como a BIOGOLD, com interesse em ferro. Essas ocorrências estão associadas às rochas ricas em granada e piroxênio, conhecidas como *skarns*, geradas pela interação entre um plutão granítico e rochas carbonatadas (Biondi, 2003).

A diversidade de formas, tamanhos, idades e composições dos granitóides, associado à existência de inúmeras lentes de rochas calcissilicáticas, faz com que o potencial metalogenético do AMSQ seja bastante promissor para metais base como Fe, Cu e Au do tipo *Skarn*.

Neste sentido, o objetivo deste trabalho envolve três aspectos básicos: i) o Mapeamento Geológico de uma área de 20 km<sup>2</sup> dentro do AMSQ; ii) a caracterização geológica e petrográfica das ocorrências de Fe do tipo *Skarn* que ocorrem na região; iii) o cumprimento das atividades curriculares para obtenção do título de bacharelado do Curso de Geologia.

## 1.2 Justificativa e objetivos

O trabalho tem como justificativa a necessidade de um detalhamento das rochas graníticas e supracrustais que ocorrem na região do Arco Magmático de Santa Quitéria, município de Catunda-CE, bem como descrever as ocorrências de minerais metálicos com Fe e Cu associados à *skarns*, metais de suma importância para a economia do Estado do Ceará. O trabalho tem como premissa a prospecção mineral e a indicação do potencial metalogenético das ocorrências de ferro, a estruturação das sequências supracrustais, bem como a natureza de seus contatos em superfície.



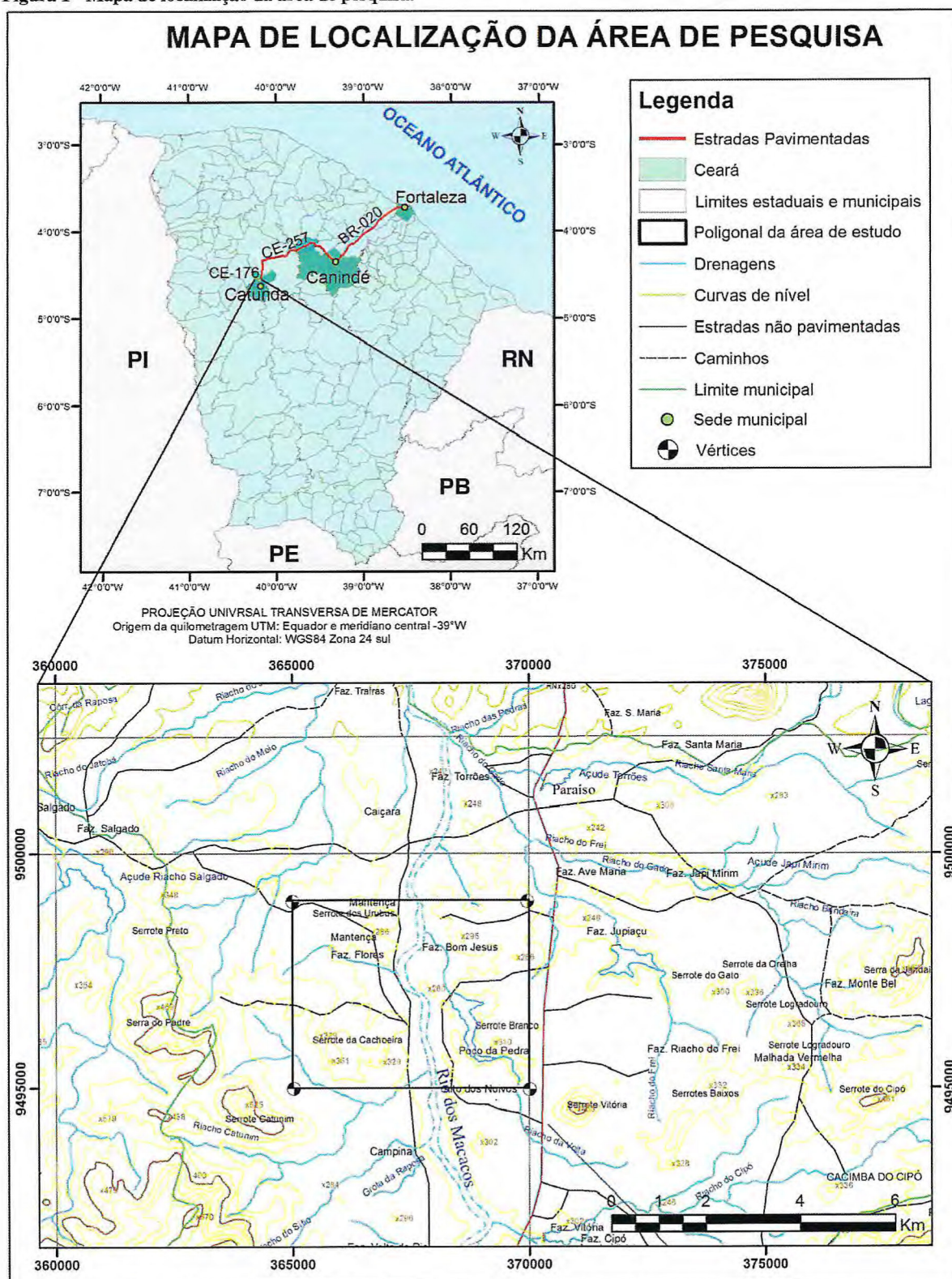
O objetivo geral deste trabalho foi realizar o mapeamento geológico de uma área de aproximadamente 20 km<sup>2</sup> no município de Catunda, localizado no estado do Ceará, em escala 1:20.000, por meio de trabalhos de campo, tendo como suporte básico a interpretação e integração de dados aerogeofísicos e de imagens de Sensoriamento Remoto. Como objetivos específicos, este trabalho pretendeu delimitar os principais corpos de rochas supracrustais desta região, que são potencialmente favoráveis à formação de ocorrências e/ou depósitos minerais, assim como estabelecer o potencial metalogenético associado a tais rochas. Propor um modelo metalogenético e a ambiência tectônica de tais ocorrências também são objetivos do estudo.

### **1.3 Localização da área de estudo**

A área de estudo está localizada no município de Catunda, no Estado do Ceará, limitado: a norte e leste, por Santa Quitéria; a sudeste, por Monsenhor Tabosa; a sul, por Tamboril e, a oeste, por Hidrolândia. O principal acesso a área é feito pela rodovia BR-020, partindo de Fortaleza até Canindé, de onde se segue pela rodovia CE-257 até Santa Quitéria, totalizando 221 km. O trecho final é feito pela rodovia CE-176, partindo de Santa Quitéria em direção a Catunda, percorrendo 25 km até a entrada da Fazenda Manutenção, a principal entrada da área de estudo (**Figura 1**). Dentro da área, as estradas não são pavimentadas.

O polígono da área em apreço tem coordenadas UTM: 365000/9499000 (superior esquerdo) e 370200/9495000 (inferior direito).

Figura 1 - Mapa de localização da área de pesquisa.



Fonte: Feito pelo autor. Base de dados do IBGE (shapes) e SUDENE (folhas digitais).

## 2 MATERIAIS E MÉTODO

O trabalho foi desenvolvido com base em quatro etapas principais: etapa de gabinete, etapa de campo, etapa de laboratório e elaboração do relatório final.

### 2.1 Etapa de gabinete

Esta etapa iniciou com uma revisão bibliográfica referente ao tema do trabalho e a geologia da região, publicados sob a forma de artigos e teses, que serviu para um entendimento prévio da geologia da área de estudo. Esse levantamento também serviu de base para redigir sobre o contexto geológico regional.

Mapas pré-campo foram confeccionados utilizando, como base: 1) a carta planialtimétrica digital de Tamboril (SB.24-V-B-IV) da SUDENE, escala 1:100.000; 2) dados do programa *Shuttle Radar Topographic Mission* - SRTM do estado do Ceará, que forneceram as curvas de nível; 3) imagens de satélite, adquiridas no *software* Google Earth, do qual foram extraídas rodovias, estradas não pavimentadas e drenagens.

Imagens do sensor TM – LANDSAT 5 e 7, adquiridas no site do INPE ([www.inpe.br](http://www.inpe.br)), e as fotografias aéreas PC-B5-09-1392 e PC-B5-09-1393 (1:70.000), adquiridas na sede da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, foram tratadas e interpretadas, respectivamente, com intuito de estabelecer padrões geológicos, estruturas e drenagens. Os *softwares* utilizados para realização do geoprocessamento foram: ARCGIS DESKTOP 10, ENVI 4.5, GLOBAL MAPPER 11.0.

Dados aerogeofísicos de gamaespectrometria também foram utilizados com o intuito de estabelecer padrões geológicos e estruturais. Composições *Red Green Blue* (RGB) com bandas dos canais Urânio, Tório e Potássio.

Concomitantemente à aquisição desses dados, foi criado um Sistema de Informação Geográfica - SIG para o armazenamento e posterior uso dos mesmos nas demais etapas do trabalho.

## **2.2 Etapa de campo**

O trabalho de campo consistiu na ida a área de estudo com o objetivo de identificar e descrever as associações litológicas aflorantes e entender suas relações com a mineralização em ferro. O mapeamento foi realizado na escala 1:20.000, numa área de aproximadamente 20.000 km<sup>2</sup>.

Cada afloramento foi descrito destacando-se os litotipos, modos de ocorrência, texturas, estruturas, mineralogias macroscópicas e, quando possível, os contatos entre as unidades litoestratigráficas. Todos foram também georreferenciados por GPS, fotografados e, daqueles mais representativos, foram coletadas amostras para confecção de lâminas delgadas. Foram descritos 91 afloramentos e coletadas 61 amostras.

## **2.3 Etapa de laboratório**

Esta etapa consistiu na integração entre os dados obtidos na etapa de gabinete e os levantados em campo. Após a realização dos trabalhos de campo, uma descrição macroscópica mais detalhada foi realizada considerando todas as amostras. Nesta análise foram consideradas basicamente suas assembleias minerais, texturas e estruturas. Posteriormente, foram selecionadas algumas amostras e confeccionadas 29 seções delgadas e 1 polida. Foram feitas também, análises de microscopia eletrônica de varredura em algumas amostras, de modo a melhor caracterizar os minerais presentes nas amostras.

Ao final da descrição, foi montado um banco de dados petrográfico georreferenciado constituído pelos seguintes campos: identificação da lâmina, coordenadas, nome da rocha, mineralogia, textura, estrutura, etc. As novas informações de campo e petrográficas serviram para complementar o SIG existente visando à confecção da cartografia geológica obtida.

A geologia estrutural da área de estudo foi abordada através do tratamento das medidas estruturais coletadas em campo (atitudes da foliação, lineação mineral e/ou de estiramento, dobras, fraturas, etc). O software utilizado foi o Openstereo ®, o qual possibilitou a plotagem e análise estatística das diferentes medidas em diagrama Schmidt Lambert (hemisfério inferior). Posteriormente, os resultados obtidos desta primeira análise foram incorporados ao SIG para futuras análises e produção de mapas temáticos e da cartografia final apresentada.

#### **2.4 Elaboração do relatório final**

Esta etapa consistiu na integração dos dados obtidos, como descrito nas etapas anteriores, para a elaboração do relatório final, assim como a confecção do mapa geológico final.

### 3 ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS E FISIAGRÁFICOS

#### 3.1 Aspectos socioeconômicos

O município de Catunda pertence à macrorregião Sertão dos Inhamuns, no centro-oeste cearense, distando 260 km de Fortaleza. Foi criado em 1990 a partir do município de Santa Quitéria e possui três distritos: Catunda, Paraíso e Vídeo. A sua localização geográfica é 4° 38' 52" (latitude S) e 40°12'05" (longitude W).

A população total de Catunda é de 9.925 habitantes com 54,21% residentes em zona urbana e 45,79%, em zona rural. A densidade demográfica do município é de 12,71 hab./km<sup>2</sup>. Possui seis unidades de saúde ligadas ao Sistema Público de Saúde (SUS), dentre os quais, um hospital geral, uma clínica especializada e três centros de saúde, com uma média de 3,20 leitos para cada 1000 habitantes. O sistema de educação conta com dezesseis escolas públicas e uma particular. A taxa de analfabetismo funcional, para pessoas com 15 anos ou mais, é de 30,02% (IPECE, 2012).

O Índice de Desenvolvimento Humano (IDH) do município é 0,628 e o percentual da população extremamente pobre (com rendimento domiciliar *per capita* mensal de até R\$ 70,00) é de 32,35%. O setor da administração pública é o que mais emprega formalmente, seguido pelos setores de comércio, de serviços, e da indústria de transformação, respectivamente. O Produto Interno Bruto *per capita* do município é R\$ 3.374 (IPECE, 2012).

O potencial mineral do município tem despertado interesse de empresas mineradoras que, recentemente, iniciaram pesquisas de prospecção na busca de minério de ferro e fosfato, principalmente. Atualmente, existem onze áreas de pesquisas requeridas junto ao Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) no município. Essa atividade gera empregos temporários para muitos moradores da zona rural, ajudando na renda familiar.

## 3.2 Aspectos fisiográficos

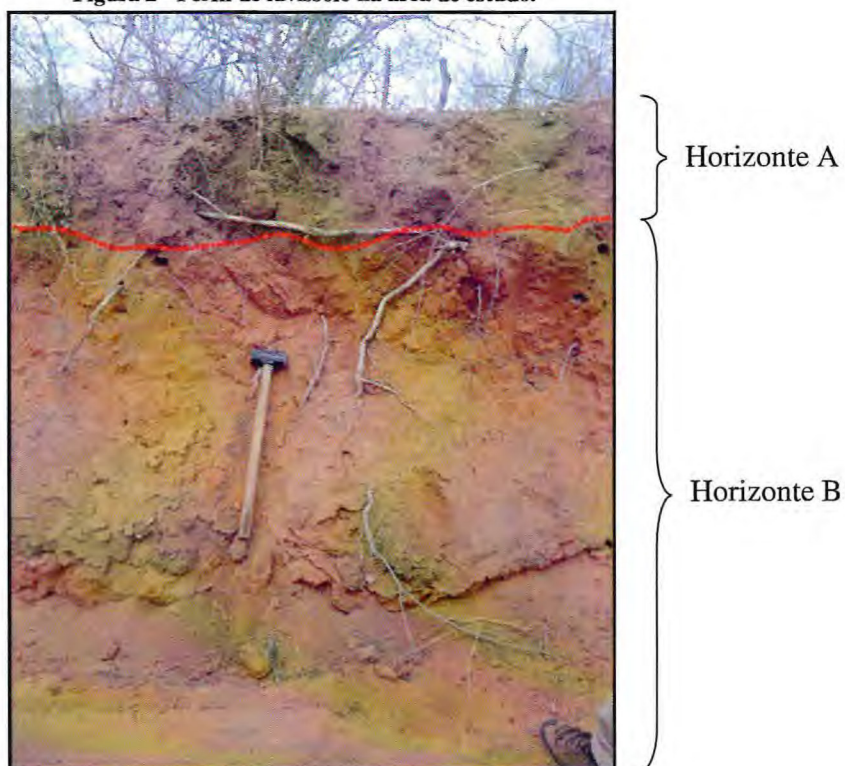
### 3.2.1 Clima

O clima de Catunda é o tropical quente semiárido (IPECE, 2013), caracterizado por escassez de chuvas e grande irregularidade em sua distribuição; baixa nebulosidade; forte insolação e índices elevados de evaporação. A temperatura média do município varia entre 26°C a 28°C e a pluviosidade média anual é de 733,5 mm, com o período chuvoso concentrado entre os meses de janeiro a abril.

### 3.2.2 Pedologia Regional

As classes de solos presentes no município de Catunda são: argissolos, luvisolos, neossolos e planossolos (IPECE, 2013). Na área de estudo, a principal classe de solo é a luvisolo. Luvisolos são solos minerais rasos ou pouco profundos (60 a 120 cm), não hidromórficos, ou seja, não se encontram saturados por água em condições naturais. Apresentam horizonte A de consistência dura a muito dura quando secos, e horizonte B pouco espesso realçado pela cor vermelha (EMBRAPA, 2006) (**Figura 2**).

Figura 2 - Perfil de luvisolo na área de estudo.



Os argissolos são geralmente profundos, no entanto, na região semi-árida podem ser rasos e pouco profundos. São forte a imperfeitamente drenados, de cores avermelhadas ou amareladas, e mais raramente, brunadas ou acinzentadas. A textura varia de arenosa a argilosa no horizonte A e de média a muito argilosa no horizonte B (EMBRAPA, 2006).

Os neossolos são constituídos por material mineral, ou por material orgânico pouco espesso (menos de 50 cm), que não apresentam expressiva alteração do material original devido à fraca intensidade dos processos pedogenéticos, seja em razão da maior resistência ou composição químico-mineralógica do material em si, ou por influência dos demais fatores de formação (clima, relevo ou tempo) (EMBRAPA, 2006).

Planossolos são solos minerais hidromórficos ou não, com mudança textural abrupta. O horizonte A possui uma textura arenosa ou média e está sobre um horizonte B de textura argilosa que possui uma permeabilidade lenta ou muito lenta, formando, por vezes, um lençol d'água sobreposto (suspenso), de existência periódica e presença variável durante o ano. O horizonte B pode apresentar cores de redução, com ou sem mosqueados, devido à restrição à percolação de água, e estruturas em blocos subangulares e/ou angulares ou ainda, prismáticos (EMBRAPA, 2006).

### ***3.2.3 Geomorfologia Regional***

As formas de relevo presentes no município de Catunda são: maciços residuais e depressões sertanejas (IPECE, 2013). Os maciços residuais encontram-se como compartimentos isolados em meio à Depressão Sertaneja. Possuem encostas com declives acentuados e gradiente topográfico que varia entre 50 a 700 m. Na área de estudo, são representados pelo Serrote Branco e Serrote da Cachoeira, ambos formados por rochas graníticas e com cotas que chegam a 310 e 360 m, respectivamente.

A Depressão Sertaneja é representada por pedimentos que se inclinam a partir da base dos maciços residuais. É caracterizada como uma superfície de erosão já bastante desenvolvida, com topografia plana e cota média de 250 m; com solos rasos e com grande frequência de afloramentos e variedade litológica.



### **3.2.4 Vegetação**

A vegetação do município de Catunda é representada por duas unidades fitoecológicas: caatinga arbustiva aberta e floresta caducifólia espinhosa (IPECE, 2013). Abrangendo quase a totalidade do município, a caatinga arbustiva aberta é a principal vegetação da área de estudo. É caracterizada por arbustos e árvores de pequeno porte (10 m), cujas folhas caem totalmente no período seco, sendo marcados por caules retorcidos e esbranquiçados. As espécies mais frequentes são jurema, catingueira, sabiá, mameleiro-preto, mandacaru, entre outras.

A floresta caducifólia espinhosa é caracterizada por arbustos e árvores de aspecto seco e de folhas pequenas, que caem no verão. Exibem caules retilíneos e retorcidos e com raízes penetrantes e desenvolvidas. Pode ser também arbustiva, arbustivo-arbórea, arbóreo-arbustiva e arbórea.

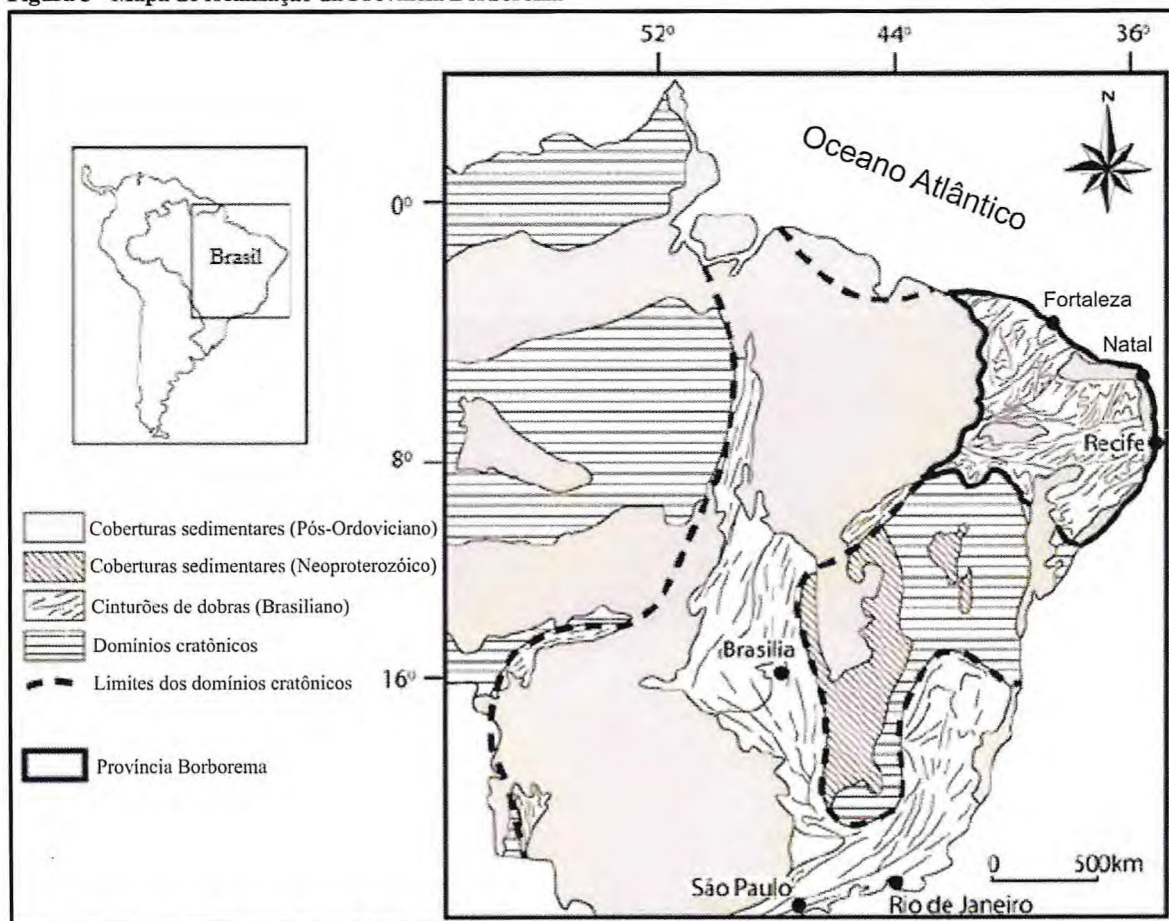
### **3.2.5 Hidrografia**

O município está inserido dentro da bacia hidrográfica do rio Acaraú (IPECE, 2013). Os cursos d'água são intermitentes e apresentam padrão de drenagem dendrítico, controlado por descontinuidades geológicas. O Rio dos Macacos, o principal da região, nasce na Serra das Matas e aparece no centro da área de estudo. Além dele, vários riachos, barragens e açudes atendem as necessidades de abastecimento de água da população.

#### 4 GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está localizada no Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ), que pertence ao Domínio Ceará Central (DCC) o qual, está inserido na porção setentrional da Província Borborema (PB) (Almeida *et al.*, 1981), no nordeste brasileiro. A PB, localizada na porção nordeste da plataforma sul-americana (**Figura 3**), é resultado da complexa convergência e colisão final dos crátons São Luís-Oeste África e São Francisco-Congo, no contexto da amalgamação de Oeste Gondwana, durante a orogenia Brasiliano/Pan-Africana. A atual estruturação da PB, que data do final do Neoproterozóico (por volta de 600 Ma), é marcada por um mosaico de domínios independentes justapostos ao longo de zonas de cisalhamento de escala crustal (Vauches *et al.*, 1995 *apud* Arthaud, 2007).

Figura 3 - Mapa de localização da Província Borborema

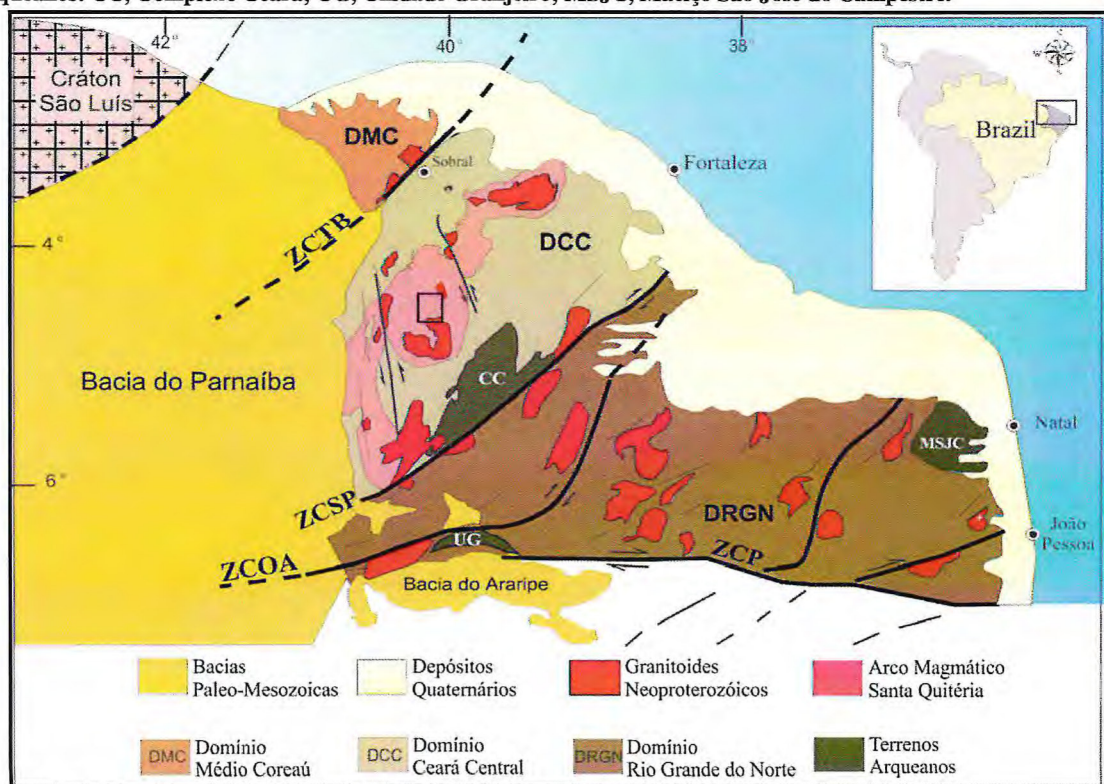


Fonte: Modificado de Arthaud, 2007. (Schobbenhaus & Campos, 1984)

A PB é dividida em três grandes blocos tectônicos, separados entre si por megazonas de cisalhamento. Assim têm-se o Domínio Setentrional, localizado a norte do Lineamento Patos; o Domínio Transversal situado entre o Lineamento Patos, a norte, e o Lineamento Pernambuco, a sul; e o Domínio Meridional localizado a sul do Lineamento Pernambuco, que se prolonga até o limite com o Cráton São Francisco (Van Schmus *et al.*, 1995). Posteriormente, Brito Neves *et al.* (2000) subdividiram essas regiões em domínios crustais menores, com base em assinaturas crustais de Nd e diferenças de idade U-Pb em zircão. O Domínio Norte foi subdividido em três, tendo como limites os lineamentos Transbrasiliano e Senador Pompeu; são eles: I) Domínio Médio Coreau (DMC) – limitado a sul pelo lineamento Transbrasiliano, também conhecido como Sobral-Pedro II; II) Domínio Ceará Central (DCC) – que se encontra entre os lineamentos Transbrasiliano e Senador Pompeu; III) Domínio Rio Grande do Norte (DRGN) – limitado pelos lineamentos Senador Pompeu e Patos (**Figura 4**).

O DCC, por englobar o Arco Magmático de Santa Quitéria, região em que se encontra a área de estudo, terá suas feições geológicas detalhadas, a seguir.

Figura 4 - Domínio Ceará Central (CCD) com a poligonal da área de estudo em destaque. Principais zonas de cisalhamento: ZCTB, Transbrasiliano; ZCSP, Senador Pompeu; ZCOA, Orós-Aiuába; ZCP, Patos. Terrenos arqueanos: CC, Complexo Ceará; UG, Unidade Granjeiro; MSJC, Maciço São José do Campestre.



Fonte: Modificado de Arthaud et al. (1998),

## 4.1 Domínio Ceará Central

O DCC é a maior unidade geotectônica da PB, cobrindo cerca de 60% do território do Estado do Ceará. É limitado a noroeste pelo lineamento Transbrasiliano (Sobral-Pedro II), zona de cisalhamento originada durante a amalgamação de Gondwana; a oeste, pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba; e a sudeste, pela zona de cisalhamento Senador Pompeu (Brito Neves *et al.*, 2000) e Arthaud (2007).

Segundo Arthaud *et al.* (2008) o DCC pode ser dividido em quatro conjuntos: embasamento policíclico, coberturas metassedimentares monocíclicas, complexo ígneo - anatético e molassas tardi-brasilianas.

### 4.1.1 Embasamento

O DCC apresenta embasamento de idade arqueano/paleoproterozóica e pode ser dividida em três unidades definidas como: Complexo Cruzeta, Suíte Madalena e Unidade Algodões.

O Complexo Cruzeta é um complexo gnaiss-migmatítico, com idades U-Pb arqueanas variando entre 2,65 e 3,27 Ga (Fetter, 1999), constituído por gnaisses ortoderivados de diversas composições, com predomínio de bandas tonalíticas/granodioríticas sobre bandas graníticas. Apresentam bandamento sub-horizontal e condições de metamorfismo do fácies anfibolito de alta temperatura, sendo frequente feições de migmatização. São comuns *boudins* de rochas básicas e ultrabásicas e fragmentos de formações ferríferas bandadas.

A Suíte Madalena é formado por um conjunto de corpos intrusivos no Complexo Cruzeta, de composição tonalítica, diorítica e quartzo-diorítica. Apresentam idades U-Pb de ca. 2,2 Ga (Martins *et al.* 1998) e idades modelo  $T_{DM}$  entre 2,3 e 2,45 Ga, com  $\epsilon_{Nd}(t)$  indicando que se tratam de rochas juvenis com leve contaminação crustal (Arthaud, 2007).

A Unidade Algodões é uma unidade de rochas supracrustais constituída essencialmente de rochas anfibolíticas com leucognaisses, quartzitos micáceos, metagrauvas, metarcósios e raras calcissilicáticas. As rochas foram submetidas a metamorfismo do fácies anfibolito alto, sem fusão parcial (Arthaud, 2007).

#### **4.1.2 Coberturas metassedimentares**

As coberturas metassedimentares afloram em extensa área do DCC de forma descontínua. São várias sequências, agrupadas sob a denominação de Complexo Ceará, que apresentam, em alguns casos, características litológicas e assinaturas radiocronológicas diversas, entretanto, com suas relações ainda não totalmente elucidadas (Arthaud, 2007). Ocorrem principalmente bordejando o AMSQ em sequências que apresentam, frequentemente, paragêneses de alta pressão e temperatura associadas a uma tectônica de baixo ângulo (Castro, 2004; Garcia & Arthaud, 2004; Arthaud *et al.*, 2008; Santos *et al.*, 2009).

Cavalcante *et al.* (2003) sugerem dividir o Complexo Ceará em unidades segundo as áreas geográficas de ocorrência, são elas: Arneiroz, Canindé, Independência e Quixeramobim. Essas unidades são formadas principalmente por xistos e gnaisses pelíticos ou semipelíticos, com contribuição menor de quartzitos, mármore, rochas calcissilicáticas e raras metagrauvas. Intercalações de anfibolitos são comuns, não raramente associados a rochas calcissilicáticas (Arthaud *et al.*, 2008). Fetter *et al.* (2003) e Castro (2004) descreveram e dataram alguns afloramentos de leucognaisses finos, interpretados como metarriolitos ou metarriodacitos, em cerca de 770 Ma.

A partir de análises realizadas pelo método U-Pb SHRIMP em grãos de zircão detrítico de metapelitos, Arthaud *et al.* (2008) sugerem, aliados a análises realizadas por outros autores ao longo da PB, um episódio magmático relevante no intervalo entre 850-750 Ma, interpretado como associado ao rifteamento do embasamento arqueano/paleoproterozóico com posterior abertura de um oceano. Nesse contexto, o Complexo Ceará é interpretado como uma sequência de margem passiva associada à abertura de um oceano (em torno de 850 Ma) que, posteriormente, se fechou, envolvendo a sequência numa colisão continental responsável por sua deformação e metamorfismo (Arthaud *et al.*, 2008).

#### **4.1.3 Complexo ígneo-anatético (Complexo Tamboril-Santa Quitéria)**

Sob a denominação de CTSQ, estão todas as rochas inseridas no Arco Mágmató de Santa Quitéria, que segundo Arthaud *et al.* (2008), trata-se de um complexo ígneo-anatético neoproterozóico, de dimensões batolíticas e com fases de magmatismo sucessivas, formado principalmente por diatexitos e metatexitos, resultados de fusão de rochas supracrustais em grande parte, preservando megaenclaves de rochas calcissilicáticas e

anfibolíticas. Os migmatitos foram intrudidos por grande volume de magmas tonalíticos a graníticos (Arthaud *et al.*, 2008; Fetter *et al.*, 2003), tratados por Arthaud (2007) e Arthaud *et al.* (2008) como Granitos Brasileiros. Dentro desse complexo, têm-se ainda inúmeros granitos tardi e pós-brasileiros, estes últimos representados pelos Albita Granitos (tipo Asa Branca), o Granito Pajé e o Serra dos Quintas ou Complexo Anelar de Taparuaba, que foram incorporados pela CPRM (2007) como representantes da Suíte Taparuaba.

Por englobar a área de estudo, o Complexo Tamboril-Santa Quitéria será pormenorizado a seguir, no subitem 4.2 deste presente capítulo.

#### **4.1.4 Molassas tardi-brasileiras**

As molassas são representadas por pequenas bacias transtensionais, controladas pela ativação, em condições rasas, de algumas transcorrências dúcteis. O intervalo de tempo para deposição dessas sequências é de 560-440 Ma (Parente *et al.*, 2004 *apud* Arthaud *et al.*, 2008).

#### **4.2 Complexo Tamboril-Santa Quitéria**

O CTSQ, também conhecido como Batólito Santa Quitéria (Zincone, 2011), possui uma área em torno de 10.000 km<sup>2</sup>, forma sinuosa e comprimento de 220 km, com eixo maior na direção NNE-SSW. Tem seus limites coincidindo com o do Arco Magmático de Santa Quitéria de Fetter *et al.* (2003). É seccionado parcialmente a sul pela zona de cisalhamento Senador Pompeu e, no centro-norte pela falha Groaíras. Uma das suas características marcantes é a intensa migmatização associada à presença de grande volume de granitos anatóticos, e de restitos constituídos essencialmente por anfibolitos e rochas calcissilicáticas (Arthaud *et al.*, 2008).

A unidade foi reconhecida nos anos setenta, por meio de mapeamentos realizados pelo Serviço Geológico Brasileiro (CPRM), sendo bem delimitada no Mapa Geológico do Ceará de 1983 (Cavalcante *et al.*, 1983). Fetter (1999) e Fetter *et al.* (2003), a partir de estudos, principalmente, geocronológicos, descrevem uma sucessão de rochas graníticas de composição, forma, tamanho e idades distintas, compreendida entre 637 Ma e 614 Ma, bem deformadas, enquanto outras menos deformadas podem apresentar idades em torno de 575 Ma. Sugerem ainda, através de várias linhas de evidências, um magmatismo inicial, associado à subducção, e um posterior, relacionado à colisão, espessamento crustal e movimentos transcorrentes durante a orogenia Brasileira; além de uma fase tardia, relacionada à exumação

e resfriamento do cinturão colisional. Comparando as sucessivas fases magmáticas com aquelas descritas em arcos magmáticos continentais clássicos, Fetter *et al.* (2003) definiram a unidade como Arco Magmático de Santa Quitéria.

Com ênfase na petrologia e evolução tectônica, vários trabalhos surgiram para melhor definir o complexo. Castro (2004), Garcia & Arthaud (2004) e Amaral & Santos (2008) caracterizaram retroeclogitos e granada anfíbolitos na borda leste do arco, o que contribuiu para uma interpretação contrária a estabelecida por Fetter *et al.* (2003) em relação a polaridade da zona de subducção que teria originado o AMSQ. Castro (2004) sugeriu, com base nos retroeclogitos descritos, um sentido NNW para o fechamento oceânico, enquanto que Fetter *et al.* (2003) propuseram o sentido SE para o processo de subducção, com base na posição atual do AMSQ e nas anomalias gravimétricas positivas no extremo NW da PB (por exemplo Lesquer *et al.*, 1984; Trompette, 1994; El-Hadj *et al.*, 1997 *apud* Amaral, 2010).

Amaral (2010) caracteriza, através de análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica, as rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao AMSQ. Costa *et al.* (2010) propõem o modelo *Slab Breakoff* para o grande pulso de magmatismo do AMSQ. O modelo propõe uma ascensão da astenosfera facilitada pela ruptura da crosta oceânica durante a subducção, podendo causar distúrbio no manto litosférico sobrejacente e então produzir magmas ricos em potássio (Davies & Blanckenburg, 1995 *caput* Amaral, 2010).

Zincone (2011) descreve cinco fases magmáticas distintas que se interrelacionam com a trama estrutural-tectônica, sendo duas principais para a evolução magmática do Batólito Santa Quitéria. A primeira, mais velha do que 605 Ma, determinada como Fase Magmática Santa Quitéria (FMSQ), representando o magmatismo pré a sin-empurrão e de caráter máfico, intermediário e félsico. A segunda, representando um magmatismo tardi-empurrão a sin-transcorrência e dividida em granitos equigranulares, ‘migmatitos’ de injeção e diques básicos, é denominada de Fase Magmática Tamboril (FMT). As demais fases, denominadas de Fases Magmáticas Quixeramobim (FMQ), Seridó (FMS) e Bimodal Final (FMBF), ultrapassam os limites do arco.

Em adição ao exposto acima, a CPRM (2007) executou um Mapeamento Geológico na região e adjacências, escala 1:250.000, distinguindo basicamente diatexitos, sienitos, monzogranitos, sienogranitos, quartzo sienitos e quartzo monzonitos como principais associações litológicas presentes na área, englobadas dentro da Unidade Complexo Tamboril Santa Quitéria.

Os dados obtidos com a execução deste trabalho, em escala de maior detalhe, permitiram não somente uma melhor compartimentação dessas unidades, mas também a identificação de novas associações litológicas, como: rochas metavulcânicas intermediárias e depósitos de *Skarns*. A caracterização dessas associações litológicas e metalogenéticas permitirá ampliar não somente os conhecimentos geológicos, mas também o potencial metalogenético da região. Essas associações e/ou unidades litodêmicas serão abordadas e/ou descritas nos capítulos seguintes.



## 5 GEOLOGIA LOCAL

Os principais litotipos encontrados na área de estudo foram identificados a partir do mapeamento geológico na escala 1:20.000 (ver mapa em Anexo). A mineralização ocorre associada com escarnitos onde, as melhores exposições, encontram-se no topo de morrotes na porção central da área. *Hornfels* e mármore também aparecem próximo aos corpos de minério, porém, em afloramentos e blocos de pequenas dimensões (métrica). O embasamento é composto por rochas calcissilicáticas, com porções migmatizadas e, no restante da área, afloram granitos de diversas formas e composições, além de rochas metavulcânicas (ver Mapa Geológico em anexo). As diversas associações litológicas serão descritas levando em consideração seus modos de ocorrência, composições, texturas e estruturas.

A litoestratigrafia proposta foi baseada em observações estruturais de campo, interpretações de aerofotografias, imagens aerogeofísicas e trabalhos anteriores. Assim, foram reconhecidas duas unidades: Complexo Ceará e Complexo Tamboril-Santa Quitéria. Abaixo, têm-se as descrições dessas unidades, que são feitas, indo da base para o topo.

### 5.1 Complexo Ceará

Sob esta denominação estão englobadas as rochas supracrustais que afloram na área, representadas por rochas calcissilicáticas e mármore, que se encontram em grande parte recortadas por corpos graníticos, responsáveis por importantes mineralizações de Fe e Cu do tipo *Skarn*. As rochas calcissilicáticas conhecidas têm sido tratadas, em trabalhos anteriores, como mesossomas de metatexitos (por exemplo, CPRM 2007). Por outro lado, dada a sua semelhança litológica e metamórfica com as rochas supracrustais do Complexo Ceará, do Neoproterozóico, optou-se então em representá-las como parte do referido Complexo, que se encontra preservado em meio ao Arco Magmático de Santa Quitéria.

### 5.1.1 Calcissilicáticas

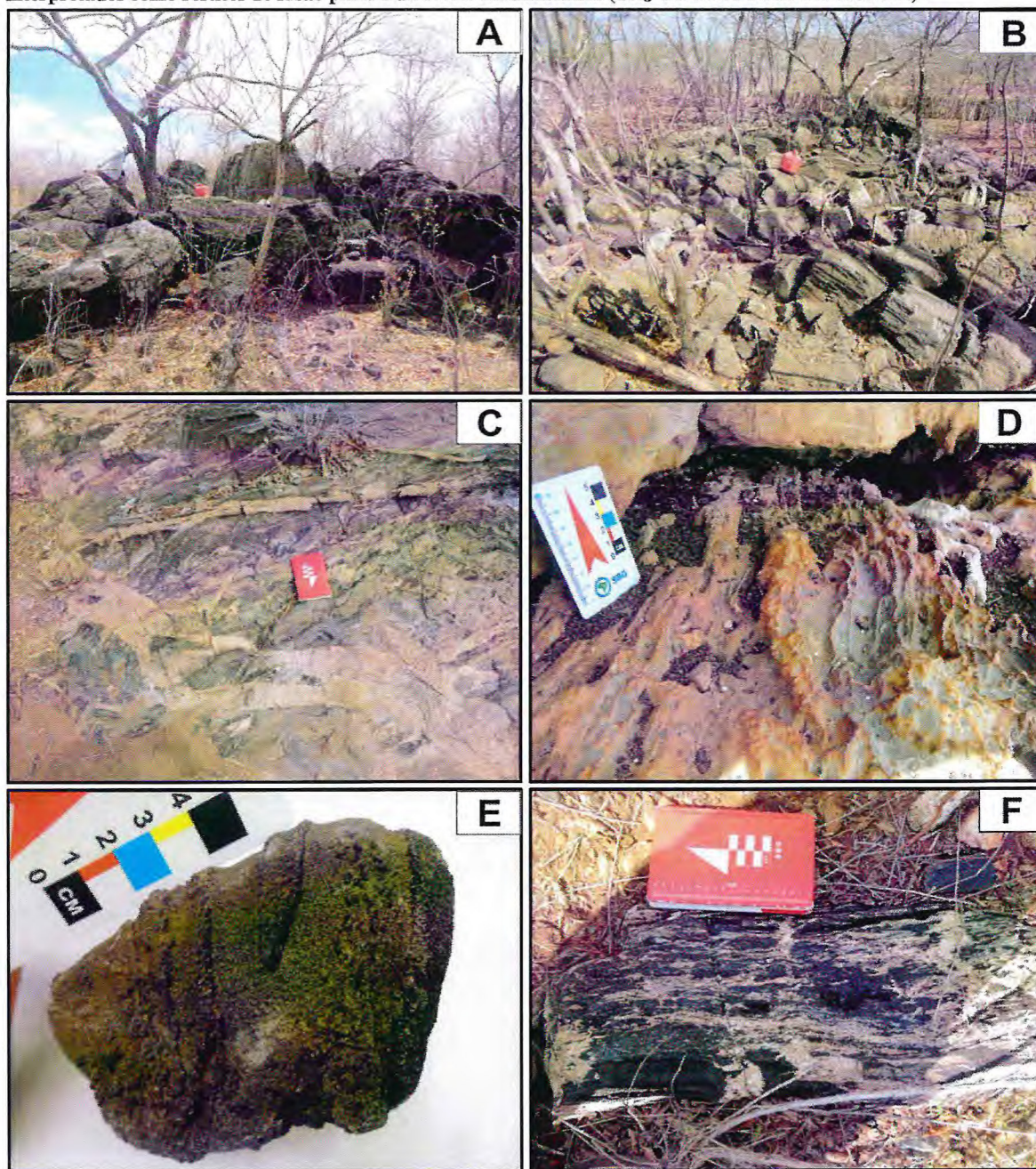
As rochas calcissilicáticas são consideradas na literatura científica (e.g. Yardley, 2004) como rochas metassedimentares, ricas em silicatos de Ca ou Ca-Mg (tal como zoisita, grossulária, anfibólio e diopsídio), mas que contêm pouco ou nenhum carbonato, sendo interpretados como produtos de metamorfismo regional de sedimentos originalmente ricos em carbonatos.

Na área em apreço, são caracterizadas como rochas de coloração esverdeada, granulação fina a média e aspecto bandado, que aparecem na forma de lajedos de tamanhos variados (métrico a decamétrico) e, mais comumente, em blocos (seixos e matacões) aparentemente *in situ* (**Figura 5 A e B**). Aparecem frequentemente cortadas por diques e/ou apófises graníticos de diferentes composições e espessuras (**Figura 5 C**). Em alguns casos, feições cársticas de dissolução (**Figura 5 D**), “*boudins*” e dobramentos são ressaltados pelo intemperismo da rocha.

Apresentam bandamento metamórfico constituído por bandas de coloração verde-clara a verde-escura, compostas por anfibólio e piroxênio, alternando-se com bandas de coloração clara (branco a rosado), compostas por plagioclásio e quartzo, com espessuras milimétricas a centimétricas. Em alguns casos, o bandamento se diferencia não somente pela composição, mas também pela espessura, forma e granulação dos cristais, em que os cristais de anfibólio se apresentam macroscopicamente em aglomerados de aspecto fragmentado, com tamanho variado entre 1 e 3 mm, parecendo tratar-se de uma rocha vulcanogênica em meio as rochas calcissilicáticas (**Figura 5 E**).

É comum também, observar em algumas rochas calcissilicáticas segregações milimétricas a centimétricas de minerais máficos (anfibólio e piroxênio) na forma de finas camadas, “bolsões” e lentes, interpretados como restitos de fusão parcial (**Figura 5 F**). Podem ser observadas também segregações neossomáticas, em que o leucossoma composto por plagioclásio é cercado pelo melanossoma composto por piroxênio e anfibólio.

Figura 5 - (A) e (B) Blocos (seixos e matacões) de rochas calcissilicáticas aparentemente *in situ* (CEJ-70: 367092 mE/ 9512889 mN). (C) Diques e/ou apófises graníticas, dispostos de forma aleatória e com contato brusco (CEJ-08: 367898 mE/ 9496365 mN). (D) Feições cársticas de dissolução (CEJ-05: 367737 mE/ 9497331 mN). (E) Bandamento marcado pela diferença de granulação dos cristais. (F) Detalhe das segregações de minerais máficos (anfíbólio e piroxênio) interpretados como restitos de fusão parcial da rocha calcissilicática (CEJ-31: 367298 mE/ 9496563 mN).

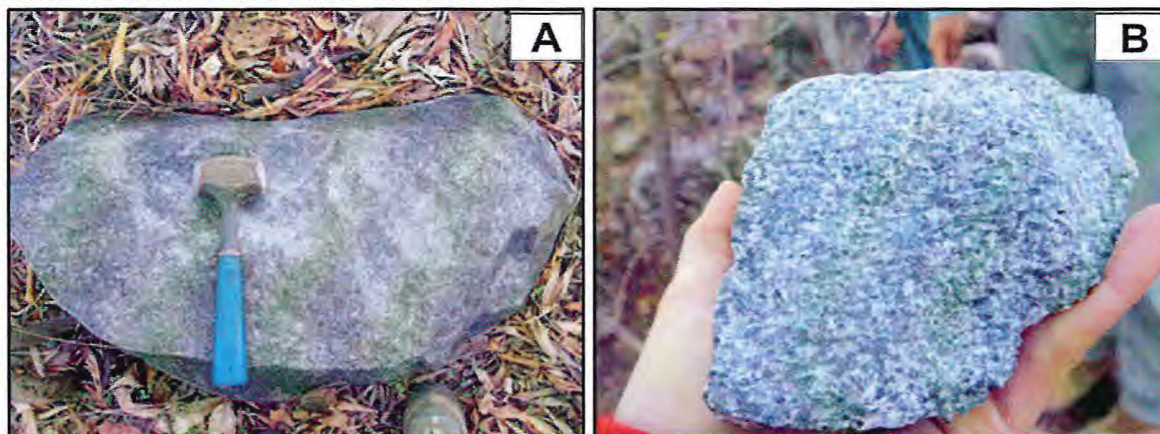


### 5.1.2 Mármore

Os mármore aparecem em blocos de tamanho métrico a centimétrico, aparentemente *in situ* (**Figura 6 A**), interpretados como lentes intercaladas às rochas calcissilicáticas, ocupando uma área em torno de 100 m<sup>2</sup>. É importante registrar, que ocorrência similar foi observada a 10 km ao norte da área, o que permite supor que a faixa de mármore, embora descontínua, é muito mais extensa do que se pode imaginar. Entretanto, na área estudada, sua principal ocorrência está localizada na porção central, onde se encontram recortados por rochas graníticas.

São compostos, em geral, por calcita /ou dolomita e apresentam cristais e/ou fragmentos milimétricos de rochas escuras (metapelitos?) imersos aleatoriamente na matriz carbonática e, quando em contato com os granitos exibem também, ao microscópio, olivina e espinélio (porção classificada como exoescarnito). Possuem estrutura isotrópica a levemente orientada e granulação média a grossa. Observa-se também microfraturas preenchidas por minerais opacos (**Figura 6 B**).

**Figura 6 - (A)** Bloco (matação) de mármore (CEJ-04: 367444 mE/ 9497406 mN) . **(B)** Amostra de mão que exhibe estrutura levemente orientada, granulação grossa e cristais e/ou fragmentos de rochas milimétricos escuros dispersos de forma aleatória na matriz carbonática (CEJ-04).



## 5.2 Complexo Tamboril-Santa Quitéria

O CTSQ tem sido considerado na literatura como um complexo ígneo-anatético, no qual, Fetter (1999) e Fetter *et al.* (2003) descrevem uma sucessão de rochas graníticas de composição, forma, tamanho e idades distintas, compreendida entre 637 Ma e 614 Ma, bem deformadas, enquanto outros menos deformados podem apresentar idades em torno de 575 Ma.

Na região estudada, como não se dispõe de dados geocronológicos, os granitos foram caracterizados em função dos seus aspectos petrográficos e estruturais. Assim, merece destaque uma associação metavulcano-plutônica de composição intermediária representada por meta-andesitos, monzodioritos e quartzo monzodioritos, e outra, representada por sienogranitos, monzogranitos, granodioritos e sienitos.

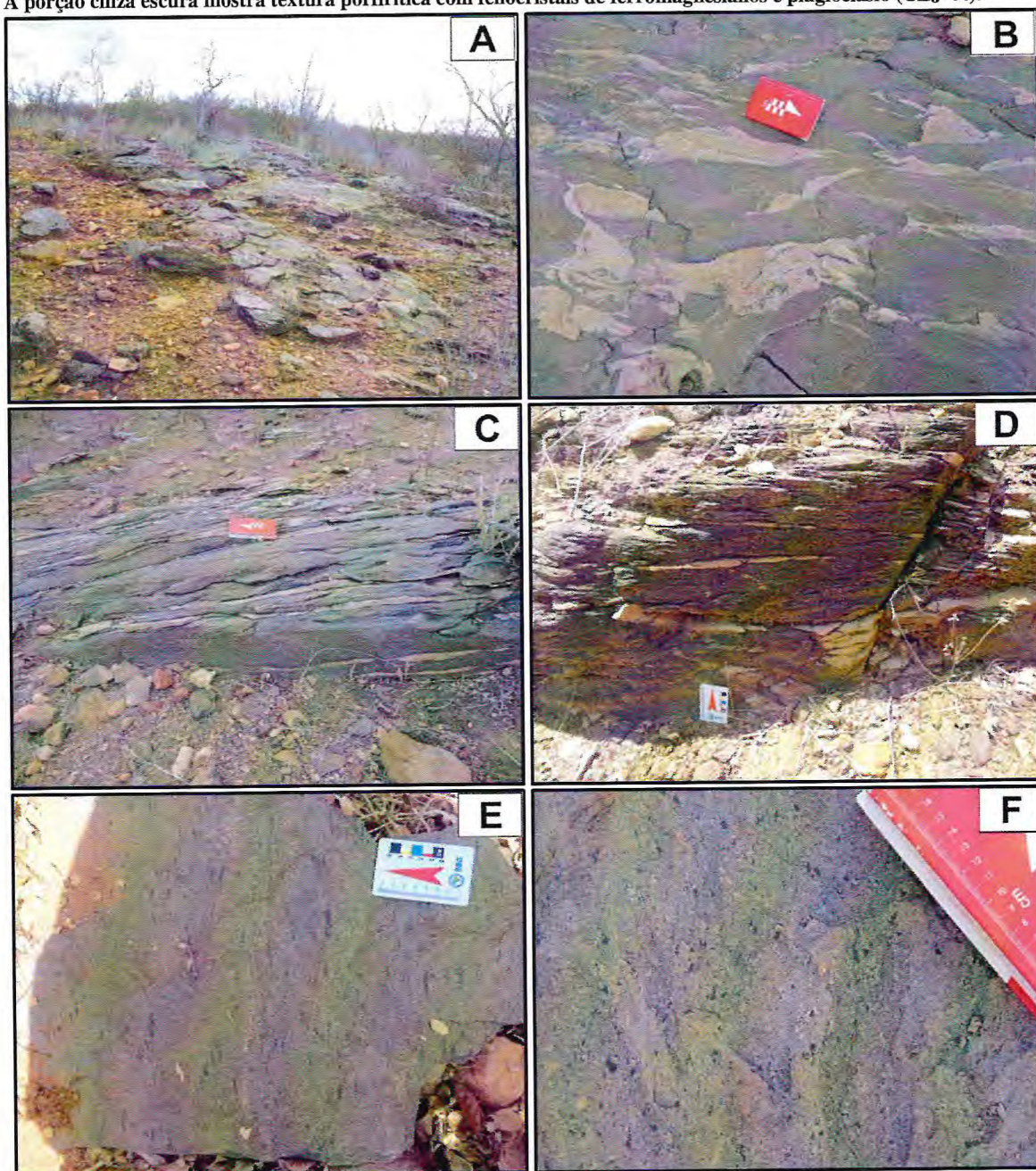
### 5.2.1 Associação Metavulcano-plutônica

#### 5.2.1.1 Metavulcânicas (meta-andesitos)

As metavulcânicas aparecem como uma faixa, com largura da ordem de 100 m, que aflora na forma de lajedos, de coloração cinza escura e apresentando bolsões leucocráticos lenticularizados descontínuos que se dispõem de maneira irregular. O conjunto exibe uma foliação de baixo ângulo e, ao ser intemperizado e deformada, apresenta coloração bege e aspecto xistoso (**Figura 7 A, B, C e D**).

A porção cinza escura possui textura porfírica com fenocristais de minerais ferromagnesianos e plagioclásio, estirados e/ou lenticularizados, de 2 a 10 mm de comprimento, dispersos de maneira homogênea numa matriz de granulação fina, equigranular, composta por plagioclásio, anfibólio e biotita, característico de metavulcânica intermediária (meta-andesitos) (**Figura 7 E e F**). A porção leucocrática, que aparece em níveis descontínuos e em bolsões, exibe espessura que varia de 2 a 4 cm, granulação fina, equigranular, composta por quartzo e feldspatos, cuja composição assemelha-se a de metadacitos. Apresenta contato brusco e irregular com os meta-andesitos, sugestivo de duas porções vulcânicas que se encontram em processo de imiscibilidade ou, de *mixing* (mistura mecânica de magmas).

Figura 7 - (A), (B) e (C) Lajedos de rochas metavulcânicas (meta-andesitos) de cor cinza escura, apresentando bolsões leucocráticos lenticularizados e descontínuos, exibindo foliação de baixo ângulo (CEJ-44: 365947 mE/ 9497538 mN). (D) A rocha, ao ser intemperizada, apresenta cor bege e aspecto xistoso (CEJ-86: 367438 mE/ 9495409 mN). (E) e (F) A porção cinza escura mostra textura porfírica com fenocristais de ferromagnesianos e plagioclásio (CEJ-44).

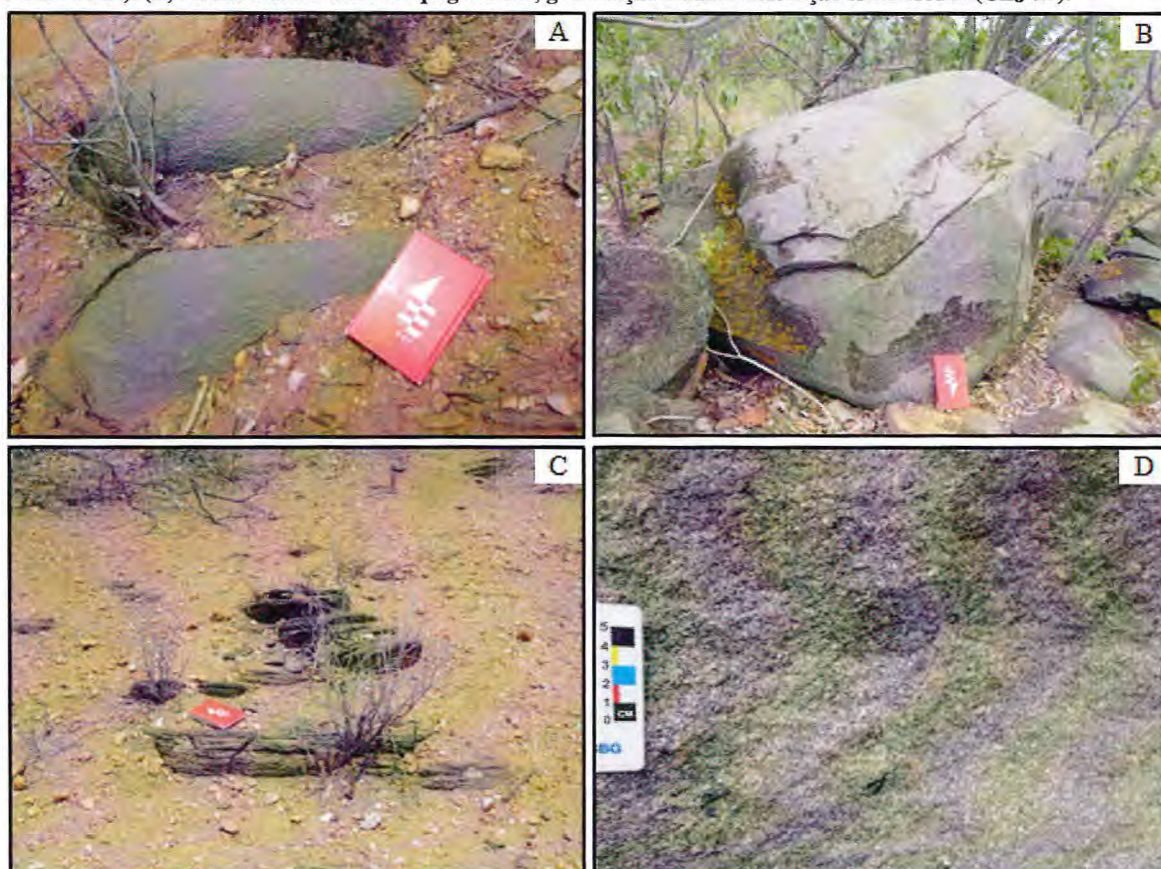


### 5.2.1.2 Anfibólio-biotita monzodioritos e Anfibólio-biotita quartzo monzodioritos

Afloram na porção centro-sul, na forma de blocos (seixos e matacões) maciços arredondados *in situ* (Figura 8 A e B) e, localmente, exibem foliação de baixo ângulo (Figura 8 C). Ocorrem também na forma de diques e/ou enclaves, intrudido no anfibólio-biotita sienogranito, o que faz pensar que se trata de um magmatismo diorítico de caráter recorrente. A rocha possui textura equigranular, granulação média, e coloração cinza escura (Figura 8 D). Em algumas porções a textura aparece inequigranular, com cristais de plagioclásio com até 0,6 mm de comprimento em meio a uma matriz de granulação média (0,3 mm), formada por plagioclásio, biotita e anfibólio. O contato com a rocha encaixante (sienogranito) é brusco e irregular.

A julgar pela composição monzodiorítica e sua deformação de baixo ângulo é provável que essa associação granítica corresponda aos granitos pré-empurrão de Zincone (2011).

Figura 8 - (A) e (B) Blocos (matacões) subarredondados *in situ* de Anfibólio-biotita quartzo monzodiorito (CEJ-27: 368410 mE/ 9495491 mN). (C) Afloramento intemperizado com foliação de baixo ângulo (CEJ-25: 368558 mE/ 9495274 mN). (D) Rocha mostra textura equigranular, granulação média e coloração cinza escura (CEJ-27).



### 5.2.2 Anfibólio-biotita sienogranito

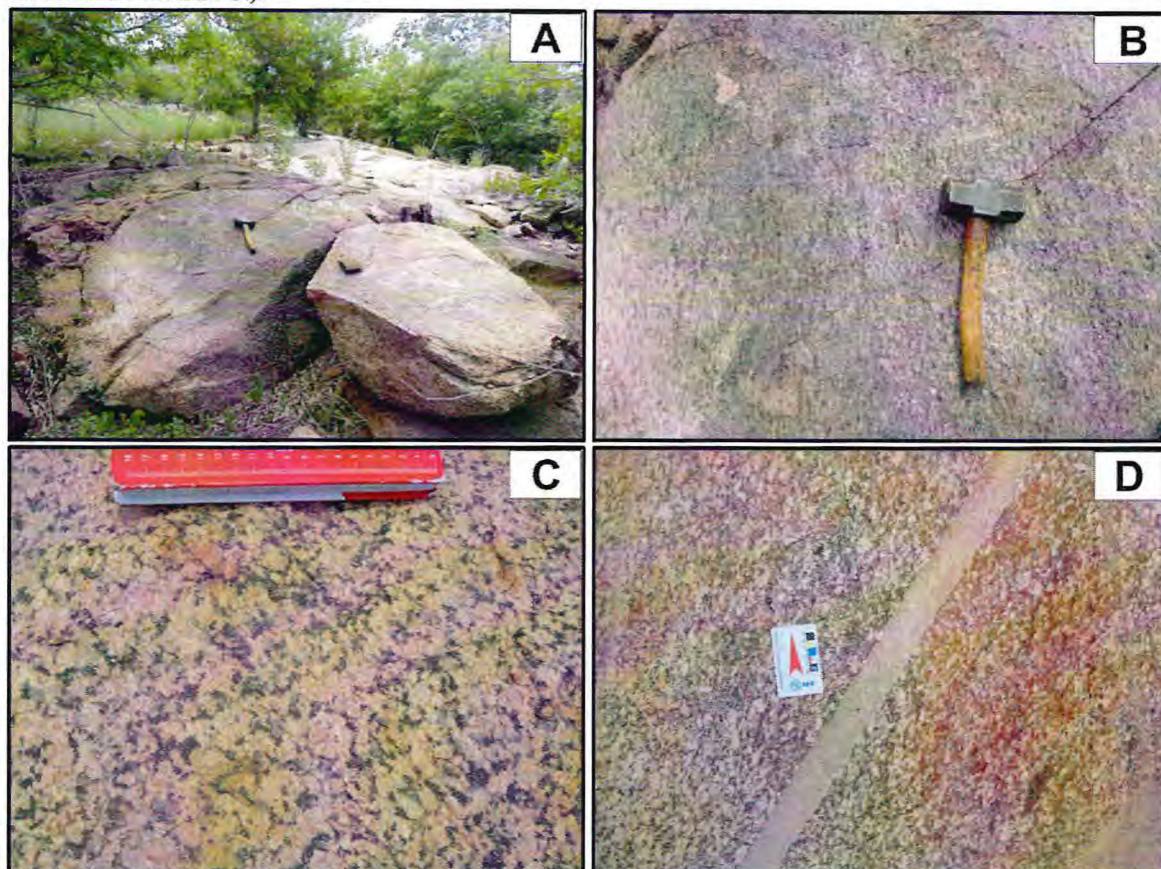
O anfibólio-biotita sienogranito aflora na forma de morrotes e de pequenos lajedos arrasados, com presença de blocos de tamanho centimétrico a métrico (**Figura 9 A e B**). É uma rocha de granulação grossa, leve a fortemente orientada, com porções porfiríticas e coloração rosa (**Figura 9 C e D**). Apresenta minerais de magnetita, com tamanhos de até 1,5 mm, dando a rocha um magnetismo fraco a moderado. Localmente, se mostra deformada por uma tectônica transcorrente, situação em que se verifica uma foliação milonítica parcialmente crenulada.

São frequentes enclaves subangulosos e/ou subarredondados de monzodioritos e/ou quartzo monzodioritos. Diques graníticos e pegmatíticos, de espessuras que variam de centímetros a metros e com contato brusco. Aparece também intrudindo rochas calcissilicáticas e, quando estão próxima a mineralização, apresentam composição quartzo monzonítica com porções ricas em aglomerados ferromagnesianos característicos de endoescarnitos.

Mineralogicamente, é composto por k-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita, anfibólio, magnetita e, quando próximo à mineralização, epidoto e clinopiroxênio. Devido ao forte lineamento mineral paralelo ao *trend* regional, esse tipo litológico é considerado como cedo a sin-cinemático.



Figura 9 - (A) Afloramento de anfíbólio-biotita sienogranito na forma de lajedo e bloco (CEJ-58: 368481 mE/ 9498612 mN). (B), (C) (D) Detalhe da variação da textura e estrutura do tipo litológico em diferentes afloramentos (CEJ-27 368410 mE/ 9495491 mN).



### 5.2.3 Escarnitos (*Skarns*)

Para a classificação de escarnitos foram considerados aspectos texturais e mineralógicos presentes na literatura. Einaudi & Burt (1982) e Biondi (2003) definem escarnitos como rochas originadas a partir de metassomatismo e/ou metamorfismo de contato entre rochas silicáticas e carbonatadas, dominadas por minerais silicáticos cálcicos como granada e piroxênio, exibindo textura granoblástica de granulção média a grossa e, com presença ou não, de óxidos de ferro e sulfetos.

Na área estudada, os escarnitos estão intimamente ligados à formação de importantes ocorrências de ferro hidrotermal, associado às rochas supracrustais que se encontram recortadas pelos granitos tipo anfíbólio-biotita sienogranito porfirítico. É possível reconhecer os produtos relacionados à formação dos skarns como, *hornfels* e escarnitos que serão representados por exoescarnitos e endoescarnitos (para maiores detalhes sobre escarnitos, ver capítulo Geologia Econômica).

### 5.2.3.1 Hornfels

Os *hornfels* ocorrem em forma de blocos e/ou matacões de escala métrica nas proximidades do corpo granítico em associação com blocos de exoescarnitos e de óxidos de ferro. Entretanto, não foi observado *in situ*, provavelmente devido à tectônica rúptil que afetou a área, o que deve ter proporcionado a erosão desses tipos litológicos. São em geral rochas de textura equigranular fina, cor verde claro a cinza, isotrópica (**Figura 10 A e B**). Os blocos, vistos ao microscópio, exibem uma composição a base de clinopiroxênio, plagioclásio e quartzo.

### 5.2.3.2 Exoescarnitos

Correspondem às principais rochas hospedeiras das ocorrências de ferro, que serão detalhadas no capítulo de Geologia Econômica. Estão dispostas como lentes, próximas às intrusões graníticas, substituindo rochas calcissilicáticas e/ou mármore. Apresentam textura granoblástica de granulação média a grossa e são compostas por piroxênio, granada e plagioclásio. É possível observar que os escarnitos variam na sua composição em: escarnitos com predomínio de granada sobre piroxênio (**Figura 11 A**), escarnitos com porcentagens semelhantes entre granada e piroxênio (**Figura 11 B**) e escarnito com predomínio de piroxênio sobre granada (**Figura 11 C**). Essa variação composicional faz parte de uma zonação mineralógica típica de depósitos de escarnitos que pode ser também observada em escalas centimétricas (**Figura 11 D**).

O mármore, descrito anteriormente, apresenta uma associação formada por olivina, espinélio e serpentina, característica de exoescarnitos de protólitos carbonáticos magnesianos. Nesse caso, essas porções também serão consideradas aqui como exoescarnitos.

Figura 10 – (A) e (B) Amostra de mão de *hornfels* com textura equigranular fina, cor verde claro a cinza e isotrópica (CEJ-12: 366989 mE/ 9497769 mN).

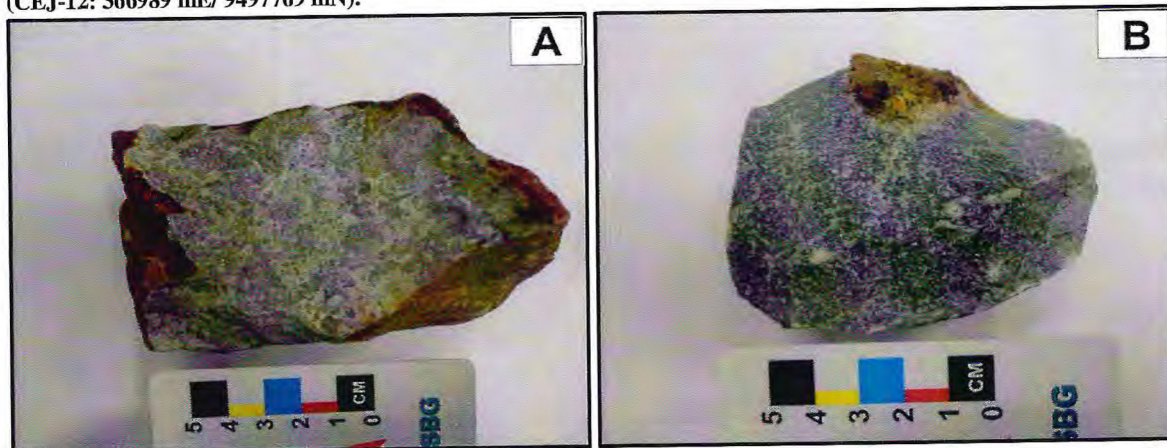
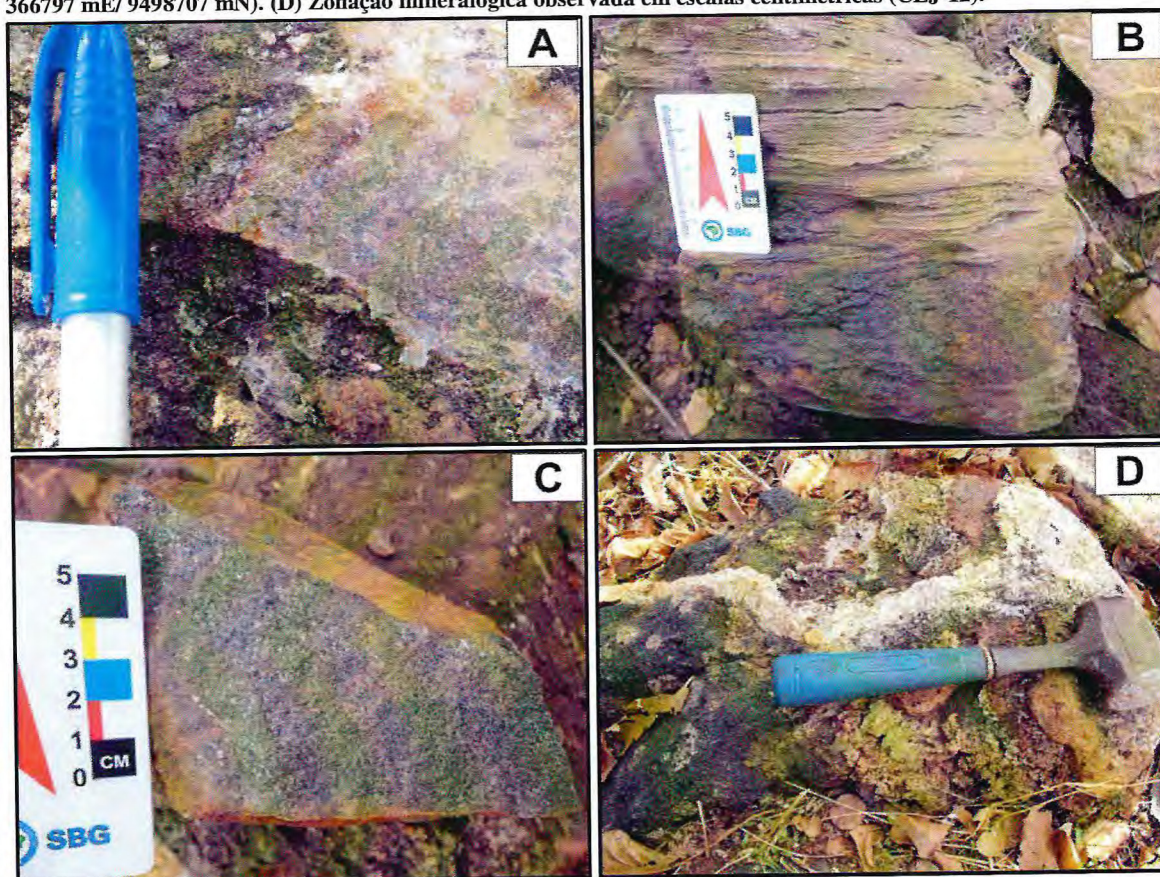


Figura 11 - (A) Escarnitos com predomínio de granada sobre piroxênio (CEJ-12). (B) Escarnitos com porcentagens semelhantes entre granada e piroxênio (CEJ-58). (C) Escarnito com predomínio de piroxênio sobre granada (CEJ-72: 366797 mE/ 9498707 mN). (D) Zonação mineralógica observada em escalas centimétricas (CEJ-12).



### 5.2.3.3 Endoescarnitos

Estão localizados em contato direto com os exoescarnitos (**Figura 12 A**). São de composição quartzo monzonítica, porém, com presença de clinopiroxênio como produto do metassomatismo progradante. Alguns endoescarnitos encontram-se em passagem lateral para exoescarnitos, por meio de uma zonação marcada por faixas ricas em granada e clinopiroxênio, sendo ambos afetados por cristalizações tardias de epidoto, quartzo e carbonatos ao longo de microfraturas irregulares, representando a fase retrogradante (**Figura 12 B**).

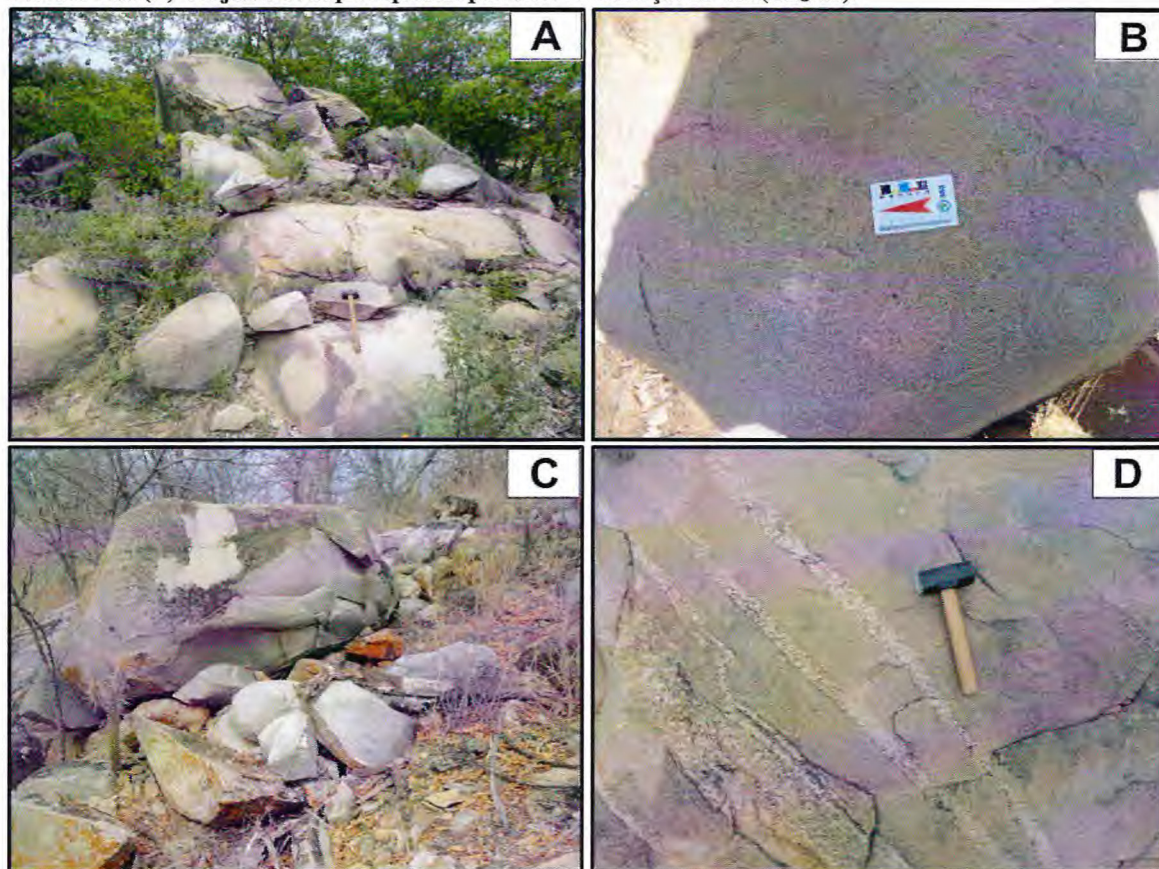
**Figura 12** – (A) Contato entre endoescarnito quartzo monzoníticos (branco, à esquerda) e exoescarnito (marron e verde escuro) (CEJ-12). (B) Detalhe dos minerais de epidoto formado em fase retrogradante de metassomatismo (CEJ-12).



### 5.2.4 Granodioritos/Monzogranitos

Os granodioritos/monzogranitos correspondem às maiores elevações da área de estudo. Afloram nas porções leste e oeste-sudoeste na forma de serrotes e na porção central sob a forma de matações *in situ* em meio às rochas calcissilicáticas (**Figura 13 A**). Apresentam coloração cinza, granulação pequena a média e textura equigranular (**Figura 13 B**). Uma característica marcante são planos côncavos de ruptura, com dimensões variáveis, que resultam em seixos e matações subarredondados (**Figura 13 C**). Podem ser cortados por diques aplíticos e pegmatíticos, com contato brusco, paralelos, espaçamento variado e espessuras que variam entre 1 a 30 cm (**Figura 13 D**). Este tipo litológico, por apresentar estrutura isotrópica a levemente orientada, foi considerado como tardi a pós-cinemático.

Figura 13 - (A) Blocos (seixos e matacões) subarredondados *in situ* de granodioritos/monzogranitos (CEJ-33: 366931 mE/ 9496705 mN). (B) Rocha mostra estrutura isotrópica, granulação média e textura equigranular (CEJ-10: 367423 mE/ 9497021 mN). (C) Planos côncavos de ruptura que resultam em blocos subarredondados (CEJ-20: 370269 mE/ 9496273 mN). (D) Conjunto de diques aplíticos paralelos com direção 30° Az (CEJ-20).



### 5.2.5 Sienitos

Os sienitos aparecem na faixa central da área e ocorrem sob a forma de diques que recortam rochas calcissilicáticas, graníticas, escarnitos e o corpo de minério. Afloram como diques, com espessuras que variam da escala centimétrica a métrica e, principalmente, como blocos (seixos e matacões) *in situ* (Figuras 14 A, B e C). Apresentam granulação fina a média, textura fanerítica equigranular e cor rosa (Figura 14 D).

### 5.3 Depósitos Aluvionares

Estão localizados na porção central da área ocorrendo como produtos de deposição do Rio dos Macacos, o principal da região. São compostos por sedimentos arenosos, areias quartzosas e blocos (seixos a matacões) subarredondados de quartzo, rochas graníticas, calcissilicáticas e minério de ferro (Figura 15 A e B).

Figura 14 - (A) e (B) Blocos (seixos e matacões) *in situ* de sienitos (CEJ-02: 367822 mE/ 9497157 mN e CEJ-71: 367027mE/ 9498694 mN, respectivamente). (C) Dique de sienito (destaque) com espessura métrica, cortando o Anfibólio-biotita sienogranito (CEJ-11: 367222 mE/ 9497388 mN). (D) O sienito mostra cor rosa, granulação fina e textura equigranular (CEJ-02).

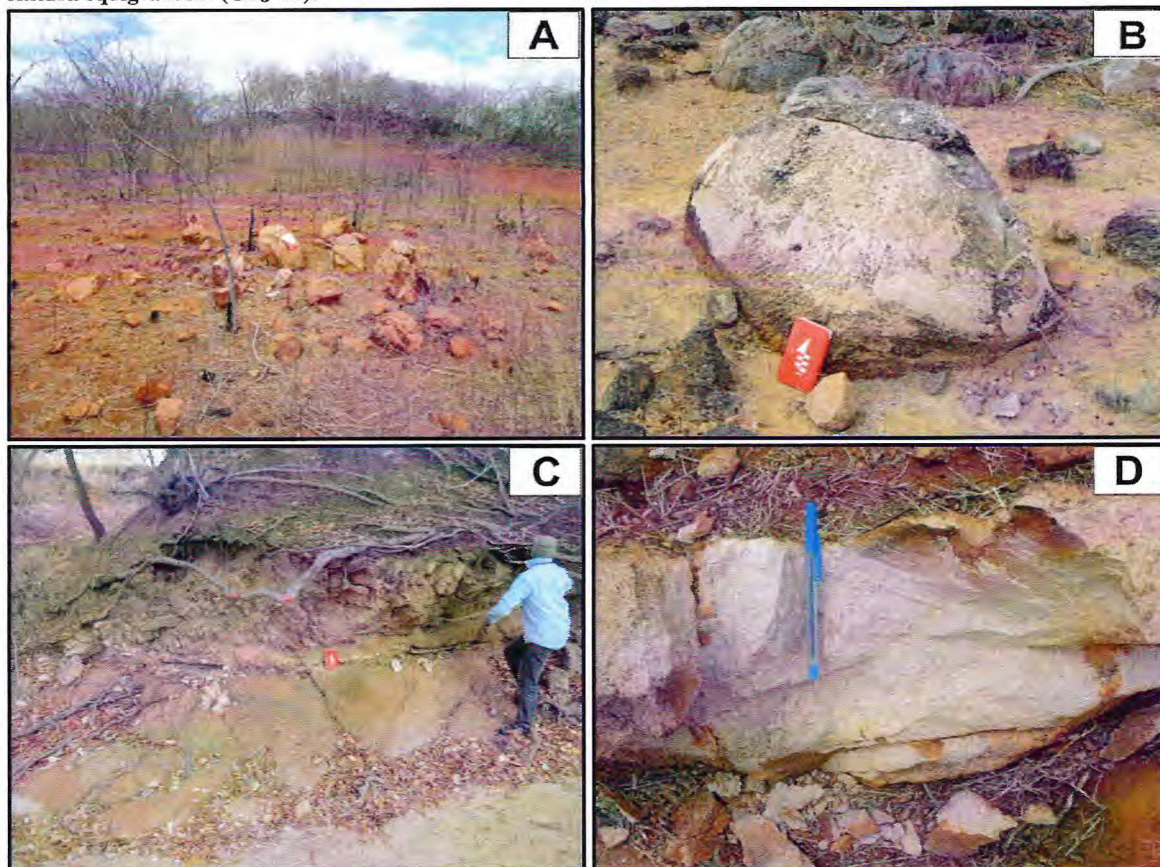
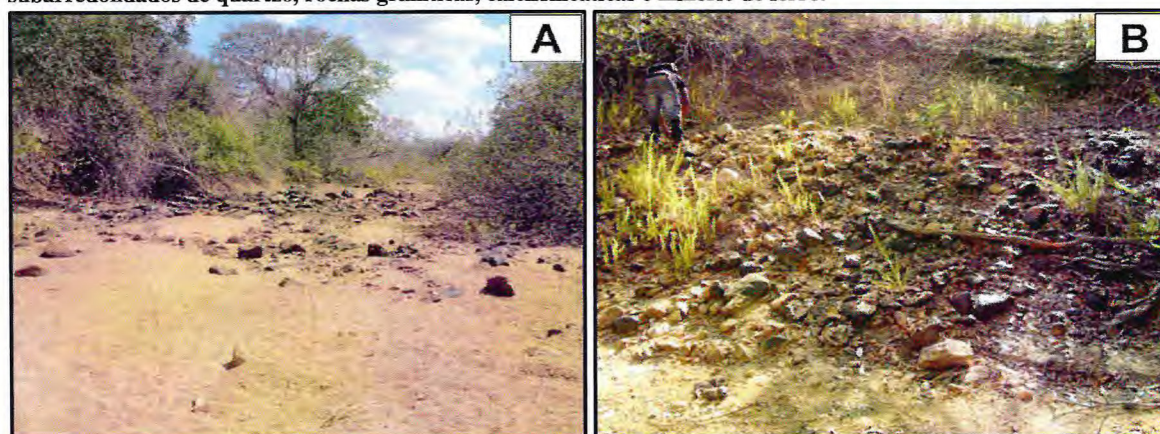


Figura 15 - (A) e (B) Leito do Rio dos Macacos composto por sedimentos arenosos e blocos (seixos e matacões) subarredondados de quartzo, rochas graníticas, calcissilicáticas e minério de ferro.



## 6 PETROGRAFIA

O estudo petrográfico foi realizado através de análises em lâminas delgadas, seção polida e microscópio eletrônico de varredura (MEV) dos principais tipos litológicos identificados no mapeamento geológico. As descrições estão listadas de acordo com a litoestratigrafia proposta para a área de estudo.

### 6.1 Calcissilicática

As rochas calcissilicáticas exibem textura granonematoblástica, ligeiramente orientada e/ou bandada evidenciada, principalmente, pelo alinhamento do eixo “c” dos cristais de hornblenda (**Figura 16 A**). O bandamento é observado microscopicamente, sendo marcado por bandas dominadas por anfibólio, refletindo numa coloração verde escura, e bandas dominadas por plagioclásio, refletindo numa coloração verde clara a esbranquiçada. A assembleia mineral é composta por plagioclásio (50%), anfibólio (43%), clinopiroxênio (3%), titanita (2%), apatita (1%) e zircão (1%).

O plagioclásio aparece com hábitos prismáticos, formas anedrais e contatos sinuosos, retos e irregulares com os demais minerais. Os cristais estão, em sua maioria, alterados para mica branca (**Figura 16 B**). Localmente, ocorrem mobilizados recristalizados de plagioclásio. Nesse caso, os cristais são idioblásticos e límpidos (**Figura 16 C**). Nas bandas de coloração verde clara a esbranquiçada, alguns cristais de plagioclásio contêm inclusões subarredondadas de anfibólio. O contrário ocorre nas bandas dominadas por anfibólio, onde cristais subarredondadas de plagioclásio aparecem inclusos ou nas bordas dos anfibólios (**Figura 16 D**).

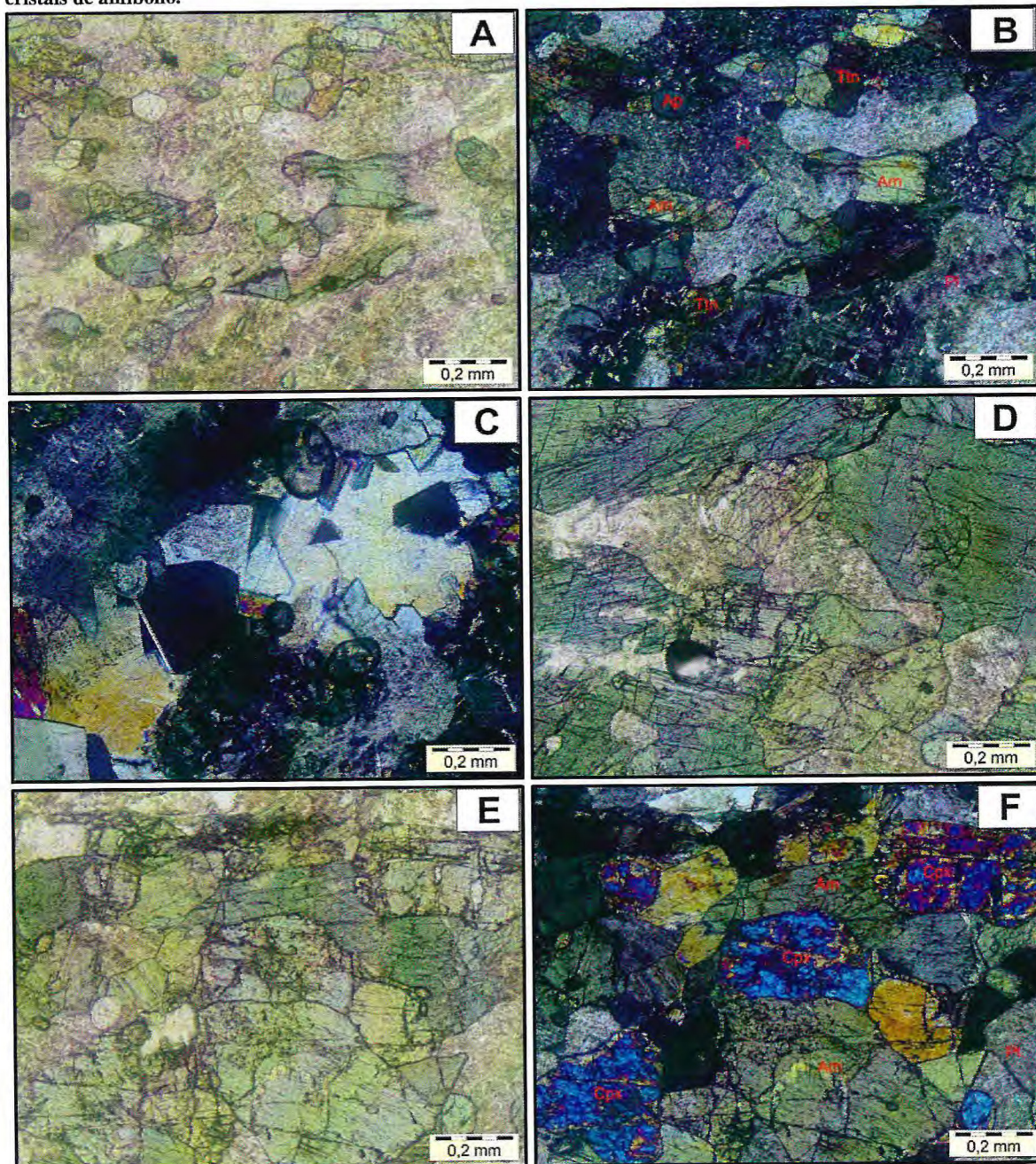
Os cristais de anfibólio são prismáticos e granulares, subedrais a anedrais e com contatos sinuosos, retos e irregulares. Possuem granulação fina (0,2 mm) e forma anedral nas porções verdes claras e, nas porções verdes escuras, possuem cristais mais desenvolvidos, com tamanhos de até 1 mm, e forma subedral (**Figura 16 E**).

O clinopiroxênio ocorre como mineral prismático, subedral a anedral, com contatos retos a irregulares e sempre em contato com cristais de anfibólio (**Figura 16 F**).

Como acessórios, a titanita aparece como agregado de pequenos cristais subarredondados, com cerca de 0,1 mm, aparecendo principalmente próximo aos cristais de anfibólio. A apatita ocorre como cristais arredondados e inclusos em cristais de anfibólio e

plagioclásio. O zircão possui hábito prismático em forma de bastão com tamanho médio de 0,05 mm.

Figura 16 - (A) Rocha calcissilicática exibindo textura granonematoblástica, marcada pela orientação do eixo “c” dos cristais de hornblenda. (B) Cristais granulares de plagioclásio, em sua maioria, alterados para mica branca. (C) Na porção central, cristais idióblásticos e límpidos de plagioclásio em mobilizados recristalizados. (D) Cristais de plagioclásio com bordas subarredondadas aparecem inclusos e em contato com os cristais de anfibólio. (E) Porção com cristais de anfibólio com até 1mm de comprimento. (F) Cristais prismáticos de clinopiroxênio em contato com cristais de anfibólio.





## 6.2 Mármore

O mármore possui textura granoblástica, granulação grossa e estrutura maciça. São também observadas microfraturas preenchidas por minerais opacos que recortam toda a rocha. A assembleia mineral é composta por carbonatos (dolomita e calcita) (70%), serpentina (10%), olivina (10%), espinélio (5%), opacos (3%), Cpx (2%).

Os carbonatos ocorrem como cristais granulares ou granoblásticos, com formas subedrais a anedrais e contatos retilíneos, sinuosos e irregulares. Possuem dois planos de clivagem e, alguns, mostram geminação polissintética (**Figura 17 A**). Contém inclusões de cristais subarredondados de olivina, serpentina e espinélio, e cristais subedrais de minerais opacos.

Os cristais de olivina aparecem subarredondados, fraturados de maneira irregular, com relevo alto e tamanho médio de 0,2 mm. Exibem coloração verde pálida em luz natural e forte birrefringência em nicóis cruzados. Alguns cristais estão parcialmente alterados para serpentina e hidingsita e, outros totalmente alterados para serpentina (**Figura 17 B**).

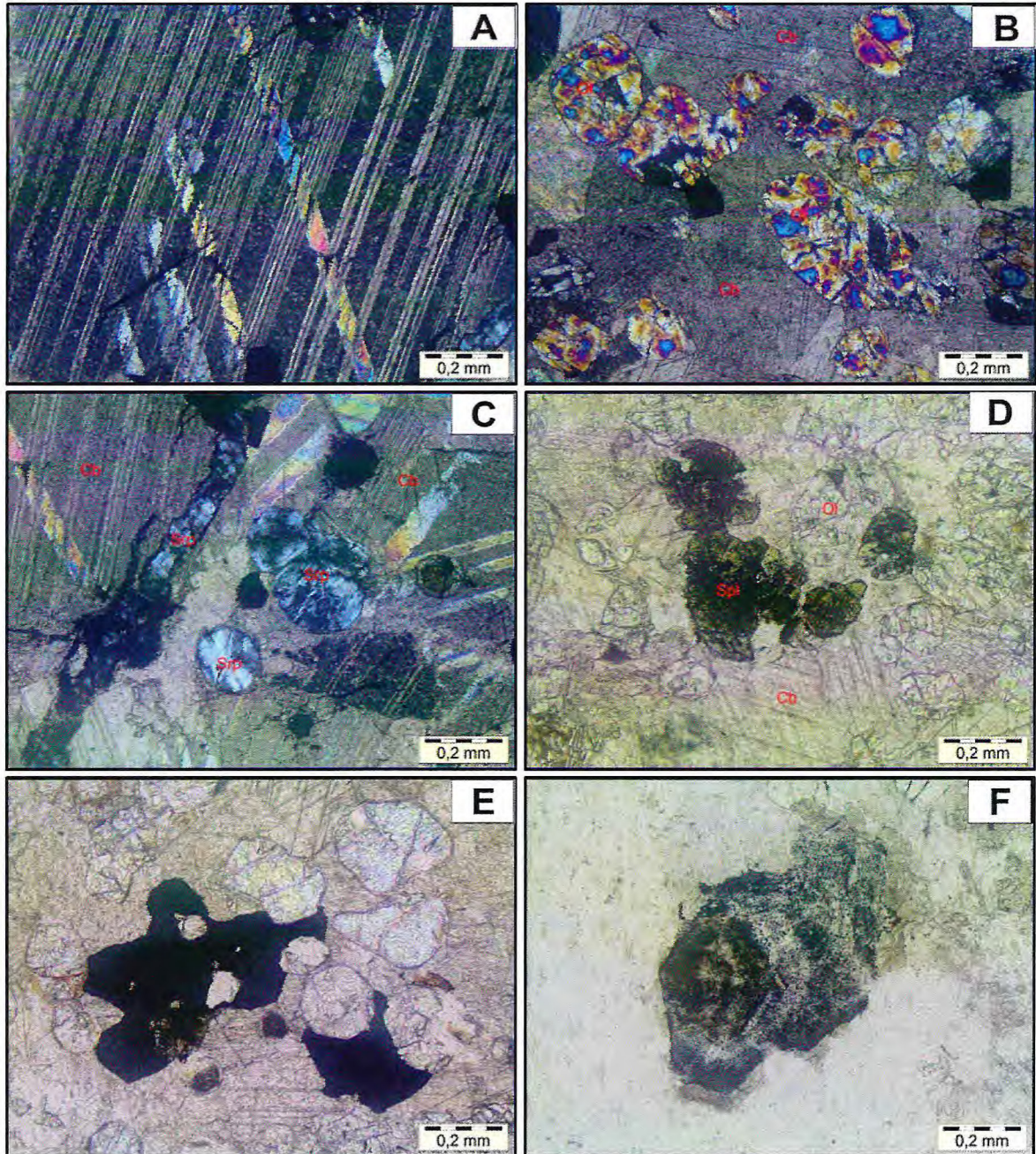
A serpentina (lizardita) ocorre como cristais lamelares pseudomorfosendo a olivina. Possui coloração verde clara em luz natural, semelhante à olivina, porém, em nicóis cruzados exibe coloração azul anil (**Figura 17 C**).

O espinélio possui forma subarredondada, ocorrendo como grãos idioblásticos disseminados, exibindo cor verde escura e extinção total, quando em nicóis cruzados, contendo inúmeras inclusões de opacos, preferencialmente em sua porção central. Pode aparecer em contato direto com olivinas e opacos ou como inclusões dentro de cristais de carbonato. A julgar por sua cor esverdeada e numerosas microinclusões de opacos (magnetita!) pode tratar-se de hercinita (**Figura 17 D**).

Os minerais opacos aparecem de diversas formas, tal como, cristais subarredondados e irregulares (**Figura 17 E**), preenchendo microfraturas e como inclusões nos cristais de espinélio. Algumas porções escuras são formadas por material opaco que apresenta foliação incipiente, sendo interpretados como fragmentos milimétricos de metapelitos (**Figura 17 F**).

Ao ser analisado no MEV, altos valores na resposta ao magnésio indicam que pode tratar-se de mármore dolomítico.

Figura 17 - (A) Cristal granoblástico de carbonato exibindo geminação polissintética e dois planos de clivagem. (B) Cristais de olivina subarredondados e fraturados, incluídos nos carbonatos, em nicóis cruzados. (C) Cristais de serpentina exibindo coloração azul anil em nicóis cruzados. (D) Cristais subarredondados de espinélio com inúmeras inclusões de minerais opacos milimétricos. (E) Minerais opacos mostrando hábito granular e forma subarredondada. (F) Fragmentos milimétricos de metapelitos.



### 6.3 Metavulcânica (Meta-andesito)

Os meta-andesitos exibem textura microporfírica orientada, caracterizada por fenocristais milimétricos de hornblenda e de plagioclásio envolvidos em uma matriz de granulação fina, equigranular e orientada segundo o eixo “c” dos cristais de anfibólio e biotita (**Figura 18 A**). A assembleia mineral é composta por plagioclásio (40%), anfibólio (30%), biotita (20%), quartzo (3%), titanita (3%), apatita (2%), carbonato (1%), e opacos (1%).

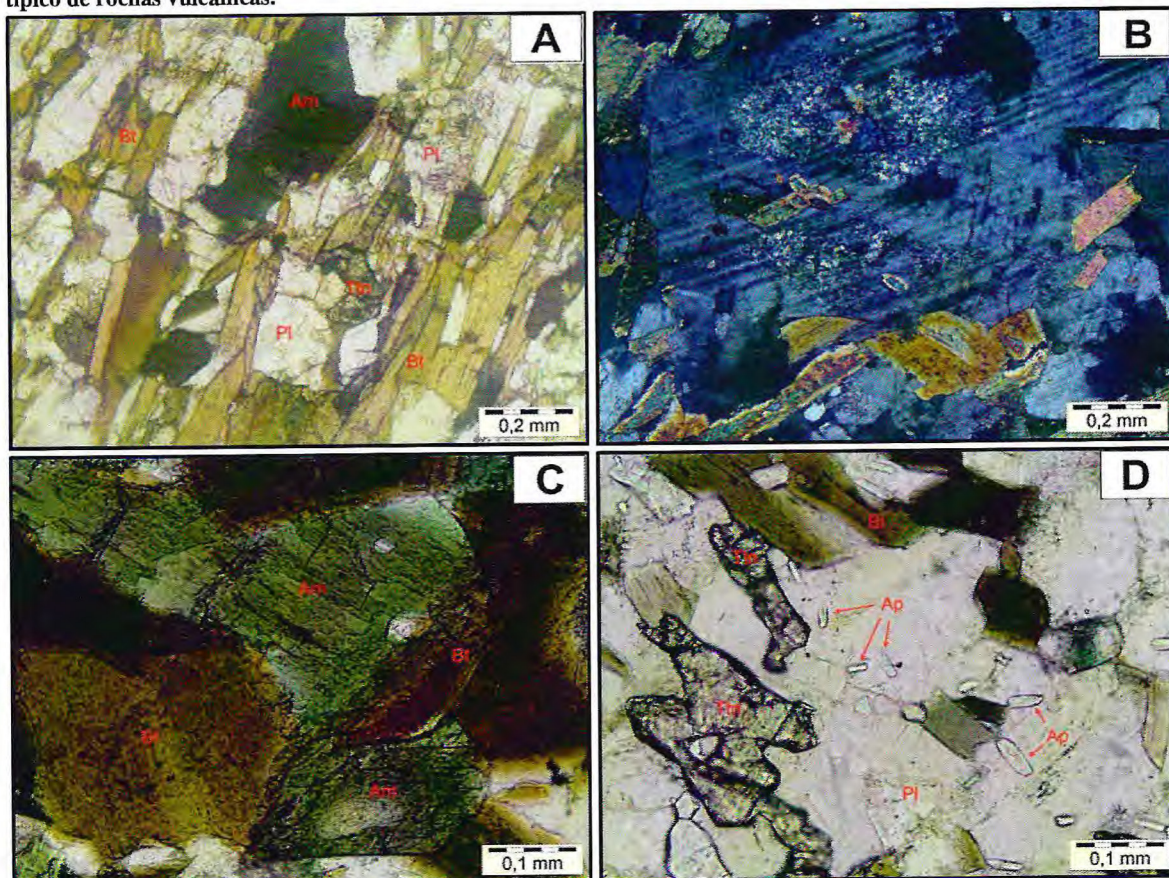
O plagioclásio aparece de duas maneiras. A primeira, sob forma de fenocristais eudrais, com até 2 mm de comprimento. Apresentam inclusões de biotita eudral e, nas bordas do cristal, biotitas acumuladas durante o crescimento do fenocristal (**Figura 18 B**). A segunda, compondo a matriz, é marcada por cristais granulares a prismáticos, subedrais a anedrais, que apresentam contatos sinuosos a irregulares. Assim como os demais cristais que compõem a matriz, o tamanho médio varia entre 0,2 a 0,3 mm. Ambas as gerações possuem inclusões de biotita e alguns fenocristais se mostram saussuritizados.

Os anfibólios mostram hábitos prismáticos e granulares, subedrais a anedrais e com contatos retilíneos, sinuosos e irregulares. A maioria dos cristais aparece como agregados poligonais recristalizados, resultado de recristalização dos anfibólios primários. Alguns alteram para biotita (**Figura 18 C**).

A biotita ocorre como mineral lamelar, de forma subedral a anedral, normalmente intercrescida ou bordejando os cristais de anfibólio, denotando uma fase tardia de desenvolvimento em relação a esse mineral. Ocorre também nas bordas e inclusos nos fenocristais de plagioclásio.

Os cristais de quartzo são raros e anédricos aparecendo junto a matriz, em meio aos cristais de plagioclásio. Entre os acessórios, a titanita aparece como pequenos minerais subédricos a anédricos dispostos próximos ou em contato com o anfibólio, parecendo, em grande parte, provir desse mineral. A apatita ocorre como cristais prismáticos aciculares, típico de rocha vulcânica, e inclusa principalmente nos cristais de plagioclásio (**Figura 18 D**). Os carbonatos, que também são raros, são oriundos de alteração do plagioclásio; e os opacos ocorrem como cristais granulares subarredondados.

Figura 18 - (A) O meta-andesito mostra estrutura orientada marcada pela orientação dos cristais de anfibólio e biotita. (B) Fenocristais de plagioclásio com inclusões de biotita eudral e, nas bordas do cristal, biotitas acumuladas durante o crescimento do fenocristal. (C) Anfibólio com borda de alteração para cristais de biotita, denotando uma fase tardia de desenvolvimento desse mineral. (D) Cristais de apatita aciculares incluídos nos cristais de plagioclásio, típico de rochas vulcânicas.



#### 6.4 Anfibólio-biotita monzodiorito e Anfibólio-biotita quartzo monzodiorito

A rocha exibe textura microporfírica com matriz de granulação média e estrutura orientada evidenciada, principalmente, pela orientação do eixo “c” dos cristais de biotita e anfibólio (**Figura 19 A**). A assembleia mineral é composta por plagioclásio (45%), biotita (20%), anfibólio (15%), k-feldspato (10%), quartzo (5%), titanita (3%) e apatita (2%).

O plagioclásio se mostra de duas maneiras. A primeira ocorre como fenocristais prismáticos com até 1 mm de comprimento (**Figura 19 B**). A segunda apresenta hábito granular e forma geralmente subedral com tamanhos que variam de 0,15 a 0,3 mm, mostrando núcleos alterados.

Os cristais de biotita são lamelares, subedrais a eudrais com tamanhos que variam de 0,1 a 0,5 mm. Ocorrem disseminados, apresentando contato reto com cristais de plagioclásio e anfibólio (**Figura 19 C**).

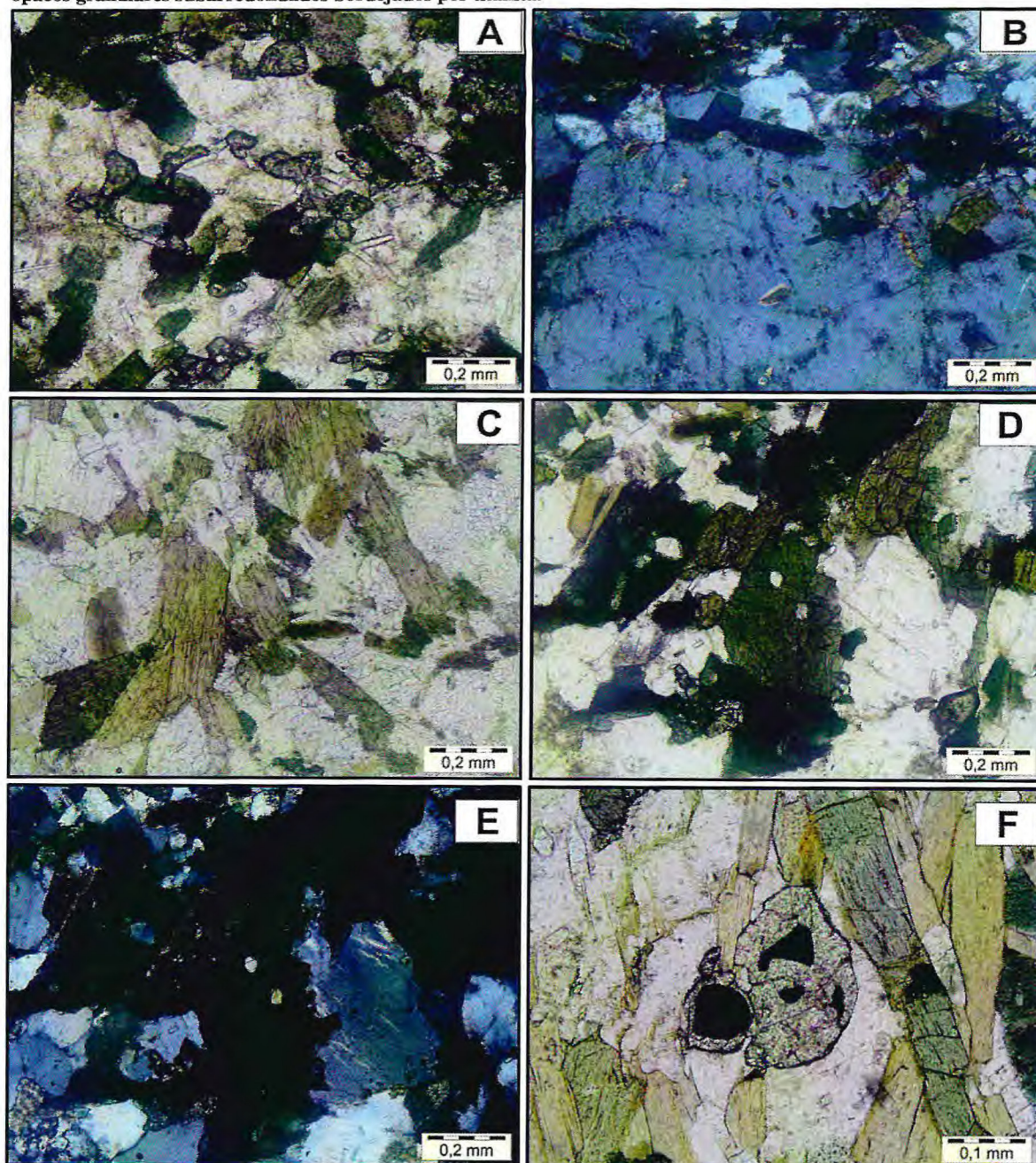
O anfibólio aparece como cristais prismáticos, subedrais a anedrais, com tamanhos que variam de 0,1 a 0,5 mm (**Figura 19 D**). Possui contatos irregulares, em relação aos cristais de plagioclásio e k-feldspatos, e retos, em relação aos cristais de biotita. Alguns cristais de hornblenda alteram para actinolita.

Os cristais de k-feldspato são granulares, anedrais e apresentam contatos irregulares. Alguns mostram textura do tipo pertita em chamas, indicativo de que o mineral foi submetido à deformação (**Figura 19 E**). É comum inclusões de apatita em forma de bastões. O tamanho varia de 0,2 a 0,4 mm.

O quartzo ocorre como cristais granulares com tamanho médio de 0,16 mm. Possui forma anedral com contatos sinuosos a irregulares. Apresenta extinção ondulante e, em alguns casos, recristalização em subgrãos.

Entre os acessórios, a titanita aparece como agregados com forma anedral associada e/ou bordejando cristais de hornblenda, de onde parece provir. Os minerais opacos se mostram como minerais granulares subarredondados bordejados por titanita (**Figura 19 F**). A apatita ocorre como cristais prismáticos aciculares inclusos, principalmente, nos cristais de plagioclásio e k-feldspato, com tamanhos que variam de 0,04 a 0,2 mm.

Figura 19 – (A) O anfibólio-biotita monzodiorito mostra textura microporfírica com matriz de granulação fina e estrutura orientada evidenciada, principalmente, pela orientação do eixo “c” dos cristais de biotita e anfibólio. (B) Fenocristais prismáticos de plagioclásio com até 1 mm de comprimento. (C) Cristais de biotita lamelares, subedrais a eudrais com tamanhos que variam de 0,1 a 0,5 mm. (D) Cristais prismáticos de anfibólio. (E) Cristal de k-feldspato mostra textura do tipo pertita em chamas, indicativo de que o mineral foi submetido à deformação. (F) Minerais opacos granulares subarredondados bordejados por titanita.



## 6.5 Anfibólio-biotita sienogranito

O anfibólio-biotita sienogranito exhibe textura inequigranular orientada, evidenciada principalmente pelos cristais de anfibólio e biotita, embora mostre também textura porfirítica em afloramento. A granulação da rocha é média a grossa, com cristais de plagioclásio, quartzo, anfibólio e biotita com tamanhos variando de 0,2 a 2 mm e k-feldspatos que alcançam até 1 cm. A assembleia mineral é composta por k-feldspato (40%), quartzo (20%), plagioclásio (10%), anfibólio (10%), biotita (10%), titanita (5%), opaco (3%) e apatita (2%).

Os cristais de k-feldspatos são prismáticos com formas subedrais a euedrais. Os tamanhos variam de 0,2 a 2 mm, sendo os maiores ocorrendo como fenocristais. Alguns fenocristais contêm inclusões subarredondadas de quartzo e plagioclásio, característicos de condições *sub-solidus* (**Figura 20 A**). Geminação albita e periclina (xadrez) é comum em cristais de microclina, bem como pertitas em chamadas, indicando que o mineral foi submetido à deformação (**Figura 20 B**). Apresenta também textura mirmequítica, formada pelo intercrescimento entre cristais de k-feldspatos e quartzo (**Figura 20 C**).

O quartzo aparece como cristais granulares anedrais com tamanhos que variam de 0,2 a 1 mm. Apresenta em geral extinção ondulante e, em alguns casos, bordas recristalizadas, indicando que os cristais foram submetidos à deformação (**Figura 20 D**). Os contatos são quase sempre irregulares e, quando inclusos em cristais de k-feldspatos são sinuosos.

O plagioclásio ocorre com hábitos granulares a prismáticos, anedrais a subedrais e com tamanhos variando de 0,4 a 1 mm. Os cristais se mostram, em sua maioria, alterados e com geminação polissintética, porém, alguns, mostram porções límpidas, interpretadas como uma fase de albitização tardia (**Figura 20 E**).

Os cristais de hornblenda são prismáticos, subedrais e apresentam forte pleocroísmo, indo do verde claro ao verde escuro. Possuem tamanhos que variam de 0,2 a 1 mm e ocorrem associados com cristais de biotita, titanita, opacos e apatita. Possuem inclusões subarredondadas de apatita e opacos e, raramente, de cristais euedrais de biotita. Em alguns casos, altera ou são substituídos por biotita.

A biotita aparece com hábito lamelar, subedral a eudral e com tamanhos que variam de 0,5 a 1,5 mm. Ocorre geralmente em contato com a hornblenda sendo, ambas, orientadas segundo o eixo “c” cristalográfico.

Dentre os acessórios, os cristais de titanita são anedrais, com aspecto intersticial, e ocorrem nas bordas de cristais de hornblenda e biotita e, englobando cristais de opacos e apatitas. Os opacos são cristais granulares subarredondados, com tamanhos que variam de 0,04 a 0,3 mm, e se encontram inclusos nos cristais de titanita e, em menor quantidade, nos cristais de hornblenda. Os cristais de apatita são subarredondados, com forma granular e de bastão, e ocorrem como inclusões em cristais de titanita, hornblenda e biotita (**Figura 20 F**).

## 6.6 Escarnitos

### 6.6.1 Hornfels

O *hornfels* apresenta textura granoblástica poligonal equigranular, com tamanho médio dos cristais de 0,15 mm, e estrutura isotrópica. Os cristais possuem contatos retos que formam junções tríplices com ângulos de aproximadamente 120° (**Figura 21 A e B**). A assembleia mineral da rocha é composta por clinopiroxênio (60%), plagioclásio (30%), quartzo (6%) e titanita (3%) e zircão (1%).

Os cristais de clinopiroxênio são granoblásticos finos, com contatos retos a ondulados e estão dispersos de forma homogênea pela rocha. Apresentam relevos médios e coloração verde pálida em luz natural.

O plagioclásio ocorre como cristais granulares, com contatos retos e, em alguns casos, se mostram alterados.

O quartzo se apresenta com forma anedral, geralmente preenchendo os interstícios da rocha. Alguns mostram extinção ondulante o que indica que o mineral foi submetido à deformação.

Como acessórios, a titanita ocorre como pequenos cristais subarredondados dispersos na rocha, porém, se concentrando próximo aos veios tardios de tremolita-actinolita (**Figura 21 C e D**). O zircão aparece como pequenos cristais em forma de bastão.



Figura 20 - (A) Fenocristais de k-feldspato com inclusões subarredondadas de quartzo e plagioclásio. (B) Geminação em xadrez é comum em cristais de microclina, bem como pertitas em chamuscas, indicando que o mineral foi submetido à deformação. (C) Textura mirmequítica, formada pelo intercrescimento entre cristais de k-feldspatos e quartzo. (D) Cristal granular quartzo com extinção ondulante e borda recristalizada. (E) No centro, cristal de plagioclásio com geminação polissintética apresentando porções límpidas, interpretadas como uma fase de albitização tardia. (F) Agregado formado pelos minerais acessórios da rocha.

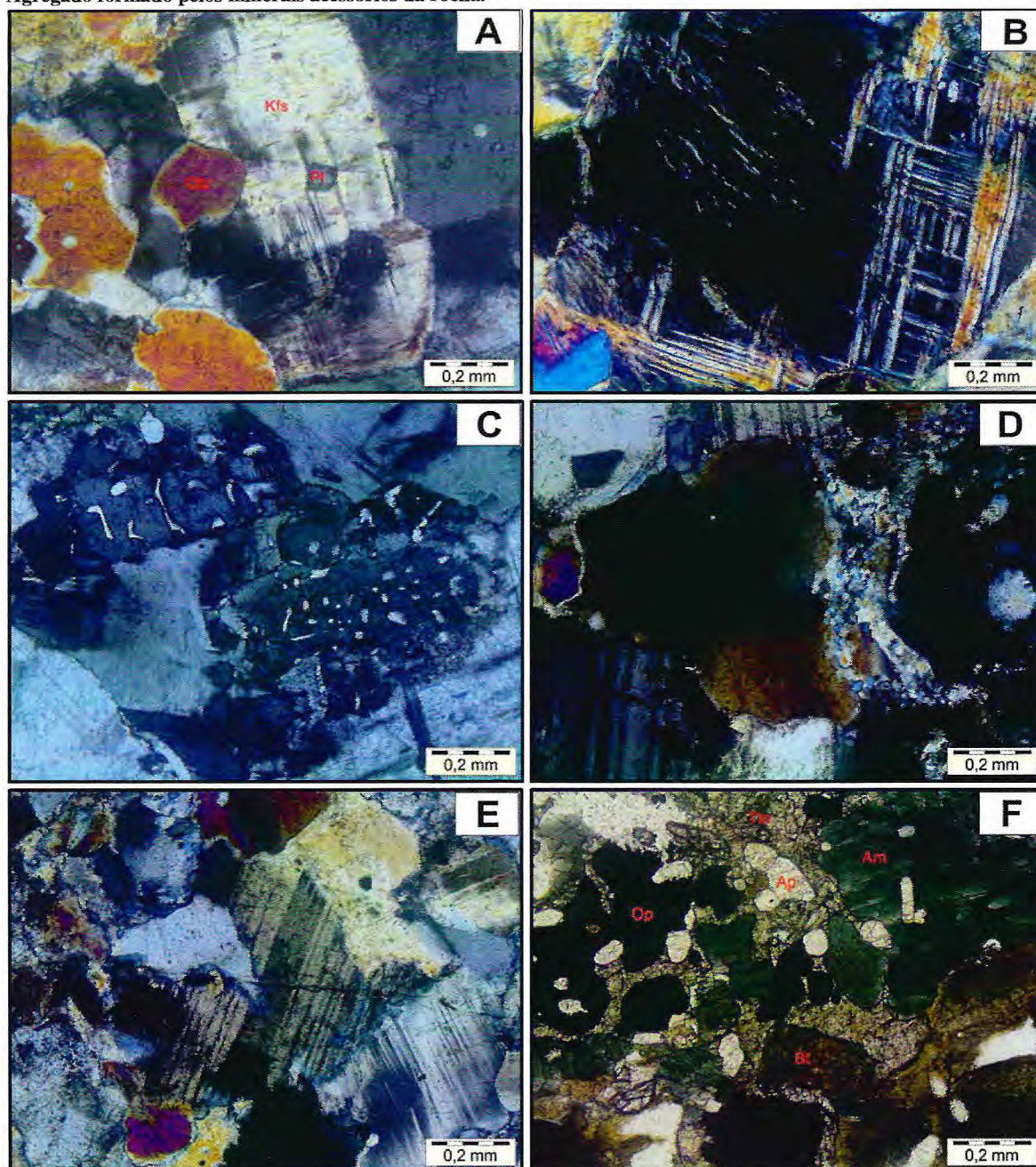
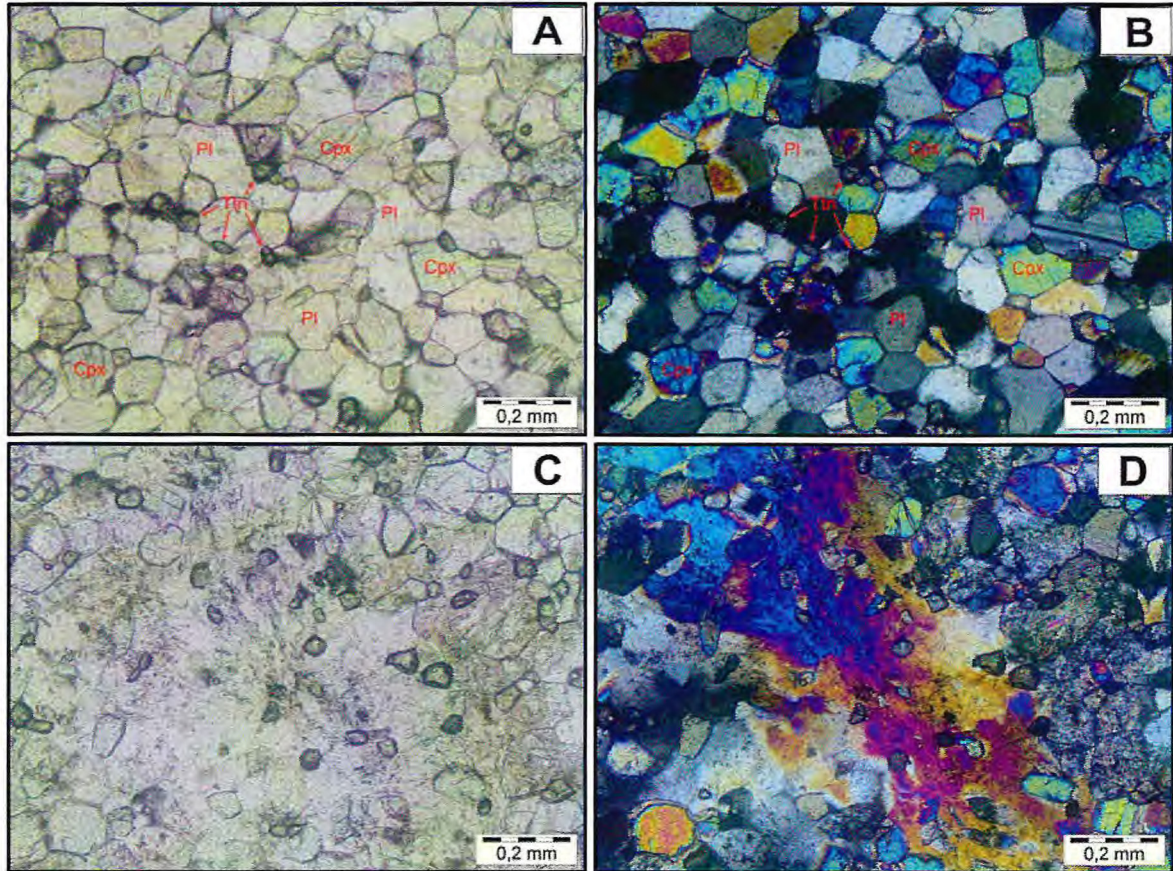


Figura 21 - (A) e (B) O *hornfels* apresenta textura granoblástica poligonal equigranular, com tamanho médio dos cristais de 0,15 mm, e estrutura isotrópica. Os cristais possuem contatos retos que formam junções tríplices com ângulos de aproximadamente 120°. (C) e (D) Veios tardios de tremolita-actinolita com pequenos cristais subarredondados.



### 6.6.2 Exoescafnitos

Os exoescafnitos possuem textura granoblástica inequigranular de granulação grossa e apresentam bandamento com faixas mais ricas em clinopiroxênio e outras mais ricas em granada. A assembleia mineral é composta por clinopiroxênio (46%), granada (46%), plagioclásio (6%), quartzo (1%) e titanita (1%).

Os cristais de clinopiroxênio são porfiroblásticos e possuem hábitos prismáticos e granulares, formas subedrais a anedrais e contatos irregulares, ondulados e retilíneos. Ora estão envolvidos por granada anedral, ora estão inclusos dentro da massa granadífera que, em alguns casos, exibem formas subarredondadas, indicando uma fase de interação *sub-solidus* entre os mesmos (**Figura 22 A e B**).

Os cristais de granada aparecem como agregados de forma anedral e irregular. Apresentam contatos irregulares com cristais de clinopiroxênio e, em alguns casos, aparecem

“invadindo” o mesmo (**Figura 22 C**). É comum, encontrar inclusões de plagioclásio em meio aos cristais de granada.

O plagioclásio aparece como cristal granular subarredondado, com tamanhos que variam entre 0,1 a 0,4 mm, envoltos por granada, e se mostram alterados para mica branca (**Figura 22 D e E**). O quartzo se mostra como cristais granulares intersticiais aparecendo em pequenas quantidades (**Figura 22 F**). A titanita aparece em agregados minerais em contato com o Cpx.

### 6.6.3 Endoescarnitos

Os endoescarnitos possuem textura granoblástica inequigranular de granulação grossa e estrutura isotrópica. A assembleia mineral da rocha é composta por plagioclásio (45%), k-feldspato (35%), clinopiroxênio (10%), quartzo (7%), titanita (2%) e epídoto (1%).

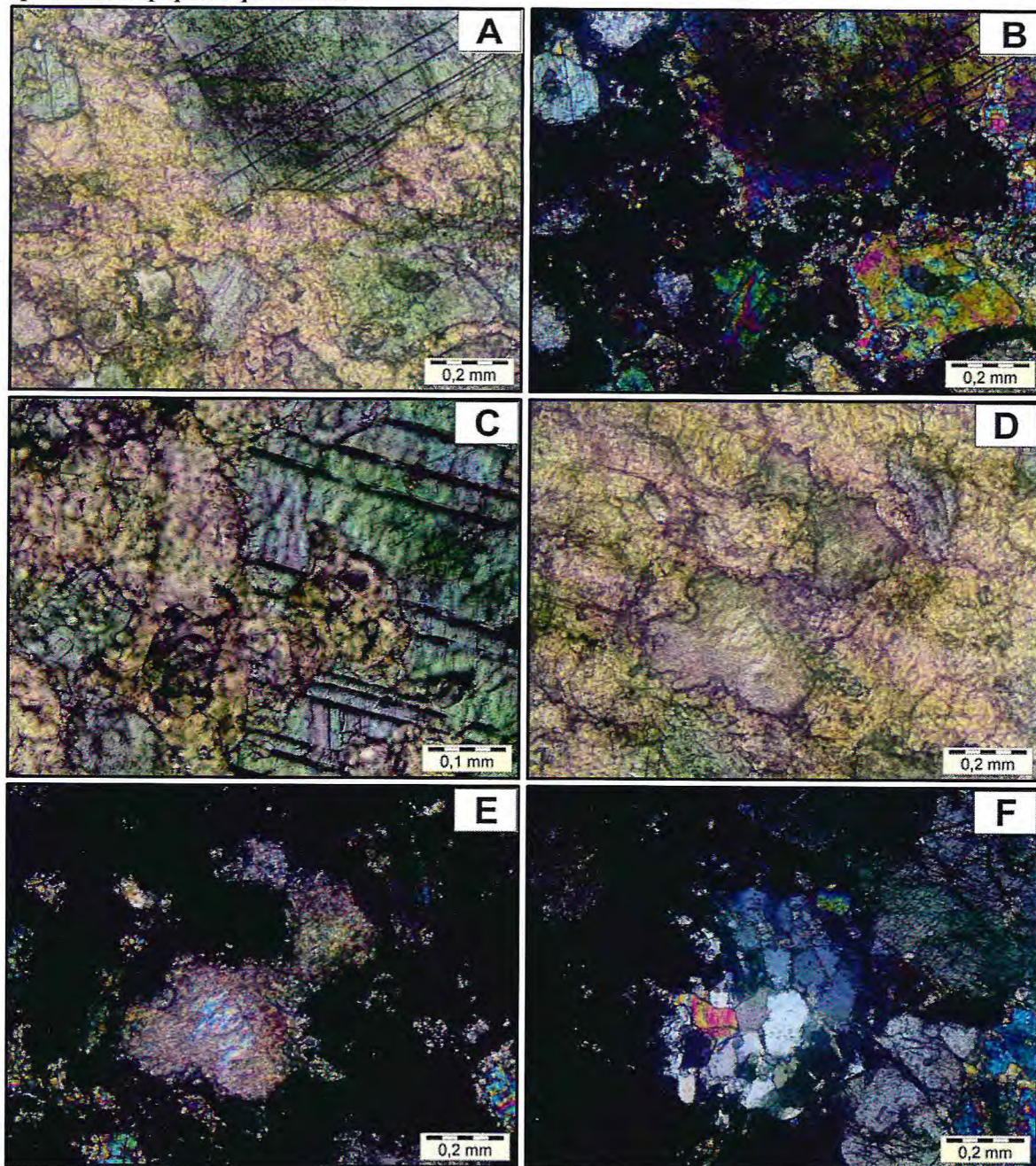
Os cristais de plagioclásio são granulares anedrais e quase sempre se mostram alterados. Alguns apresentam as bordas dos cristais mais límpidos, indicativo de uma alteração albitica posterior (**Figura 23 A**). Aparecem geralmente em associação com os k-feldspatos e, às vezes, como inclusões subarredondadas em cristais de clinopiroxênios.

O k-feldspato ocorre como cristais prismáticos e granulares, anedrais a subedrais e com contatos irregulares. Apresentam geminação em xadrez, típica da microclina (**Figura 23 B**) e, por vezes, pertitas em chama (**Figura 23 C**).

Os cristais de clinopiroxênio são predominantemente tardios e aparecem como porfiroblastos incorporando os cristais de feldspatos. Possuem pleocroísmo com cores variando de verde-claro a verde-escuro e birrefringência moderada a forte. Alguns cristais se mostram fraturados e outros, com deformação do tipo “*kink*” (**Figuras 23 D e E**).

Como acessórios, aparecem a titanita ora como cristais prismáticos subedrais (**Figura 23 F**) ora, como aglomerados anedrais, em associação com os cristais de clinopiroxênio. O epídoto se encontra nas bordas dos cristais de plagioclásio e apresentam cor verde-clara a luz natural, relevo alto e forte birrefringência. Os cristais de quartzo são granulares apresentando geralmente extinção ondulante.

Figura 22 - (A) e (B) Porfiroblasto de clinopiroxênio envolto por granada anedral. (C) Cristais de granada aparecem “invadindo” cristais de Cpx. (D) e (E) O plagioclásio aparece como cristal granular subarredondado envolto por granada, e se mostra alterado para mica branca. (F) O quartzo se mostra como cristais granulares intersticiais aparecendo em pequenas quantidades.



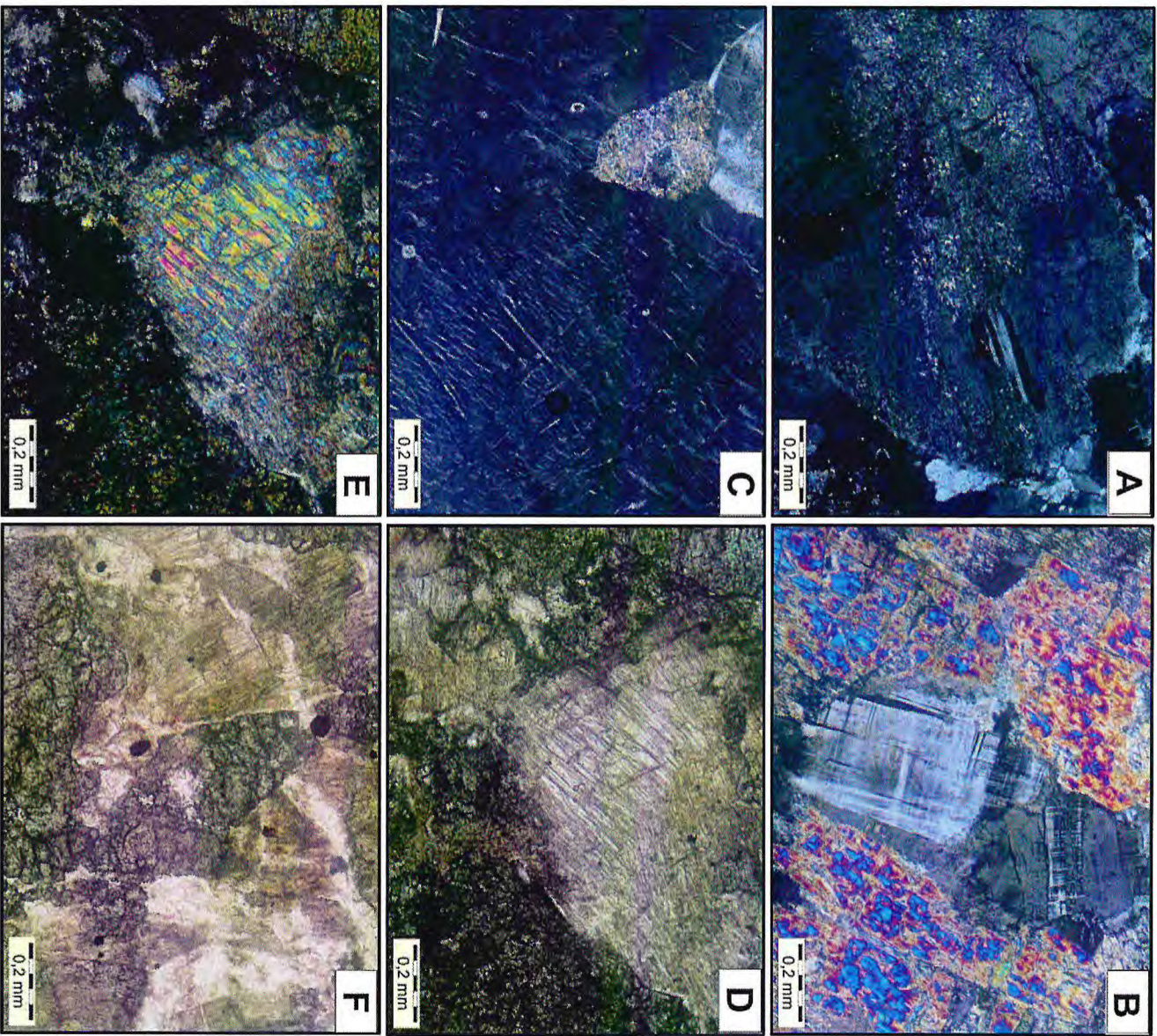


Figura 23 – (A) Cristal de plagioclásio mostrando núcleo alterado e bordas mais limpidas, indicativo de uma alteração albitica posterior. (B) Cristal de K-feldspato mostrando geminação em xadrez e, em (C) textura perfitica. (D) e (E) Deformação do tipo “kanik” em cristais de Cpx. (F) Cristal subpedral de titanita.

## 6.7 Granodiorito/Monzogranito

Os granodioritos/monzogranitos apresentam textura equigranular em amostra de mão, porém, em seção delgada, mostra textura inequigranular, com tamanhos variando de 0,1 a 1,5 mm, e estrutura isotrópica. A assembleia mineral é composta por plagioclásio (40%), quartzo (35%), k-feldspato (20%), biotita (3%), epidoto (2%) e opacos (1%).

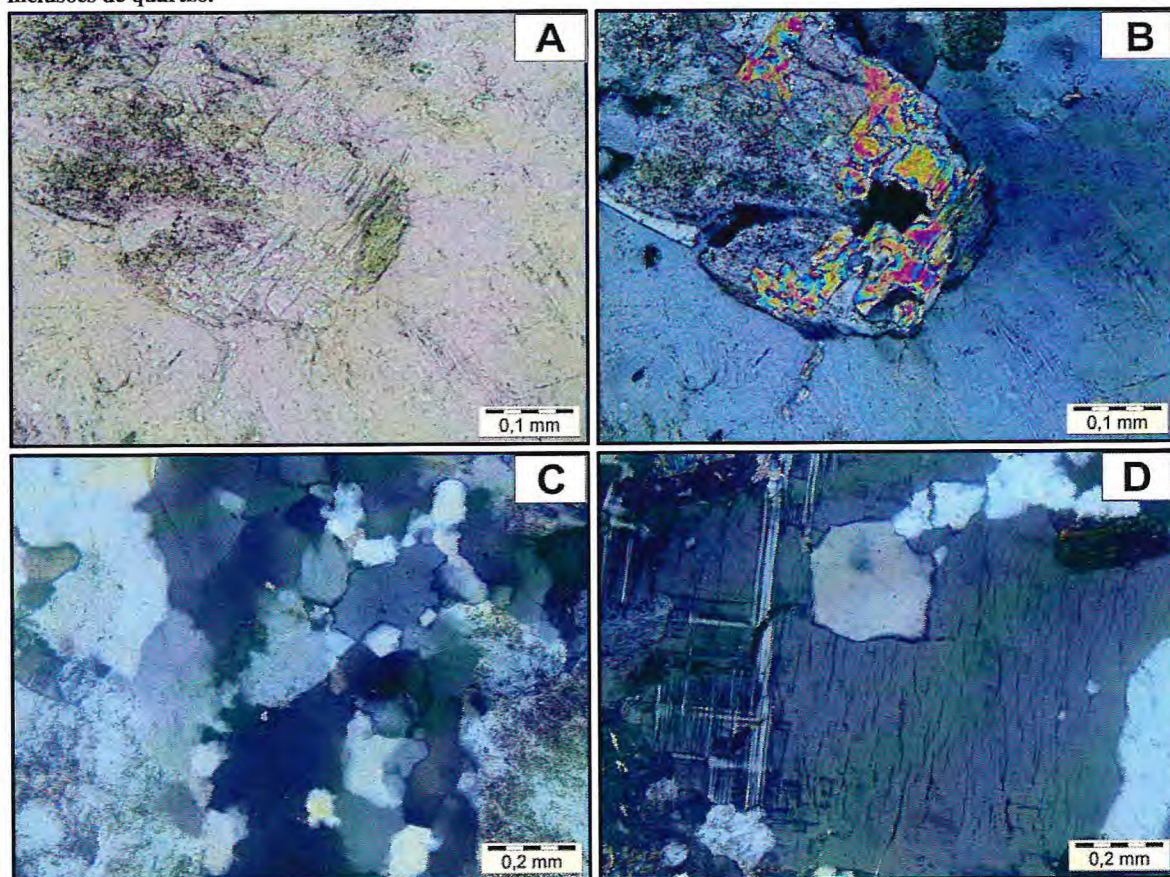
Os cristais de plagioclásio são granulares e prismáticos, subedrais a anedrais e apresentam contatos retilíneos a irregulares. Estão geralmente alterados (saussuritizados) e, em alguns casos o núcleo se mostra alterado para mica branca (**Figura 24 A e B**). Contêm inclusões subarredondadas de cristais de quartzo, indicando uma interação *sub-solidus*.

O quartzo ocorre como cristais granulares, subedrais a anedrais e com contatos irregulares a sinuosos. Alguns cristais apresentam extinção ondulante e outros mostram recristalização em subgrãos. Os tamanhos variam de 0,1 a 0,5 mm (**Figura 24 C**).

Os cristais de k-feldspato aparecem em duas gerações. A primeira é formada por cristais prismáticos subedrais, com tamanhos que variam de 1,0 a 1,5 mm, apresentando geminação albita e periclina, pertitas em chamás e contendo numerosas inclusões de plagioclásio e quartzo (**Figura 24 D**). A segunda é formada por microclina anédrica, intersticial e neoformada.

A biotita ocorre na forma de lamelas com tamanho de 0,20-0,25 mm. Às vezes, alguns cristais aparecem cloritizados e outros alteram para muscovita.

Figura 24 - (A) e (B) Cristal de plagioclásio mostrando alteração para mica branca (mineral com forte cor de birrefringência). (C) Cristais de quartzo granulares apresentam extinção ondulante e outros mostram recristalização em subgrãos. (D) Cristais de k-feldspato apresentando geminação albita e periclina, pertitas em chamadas e contendo inclusões de quartzo.



## 6.8 Sienito

O sienito apresenta textura equigranular em amostra de mão, porém, microscopicamente, mostra textura inequigranular, com tamanhos dos minerais variando entre 0,2 a 15 mm, e estrutura isotrópica. A assembleia mineral é composta por k-feldspato (60%), plagioclásio (30%), titanita (3%), anfibólio (3%), opacos (2%), epídoto (1%) e apatita (1%).

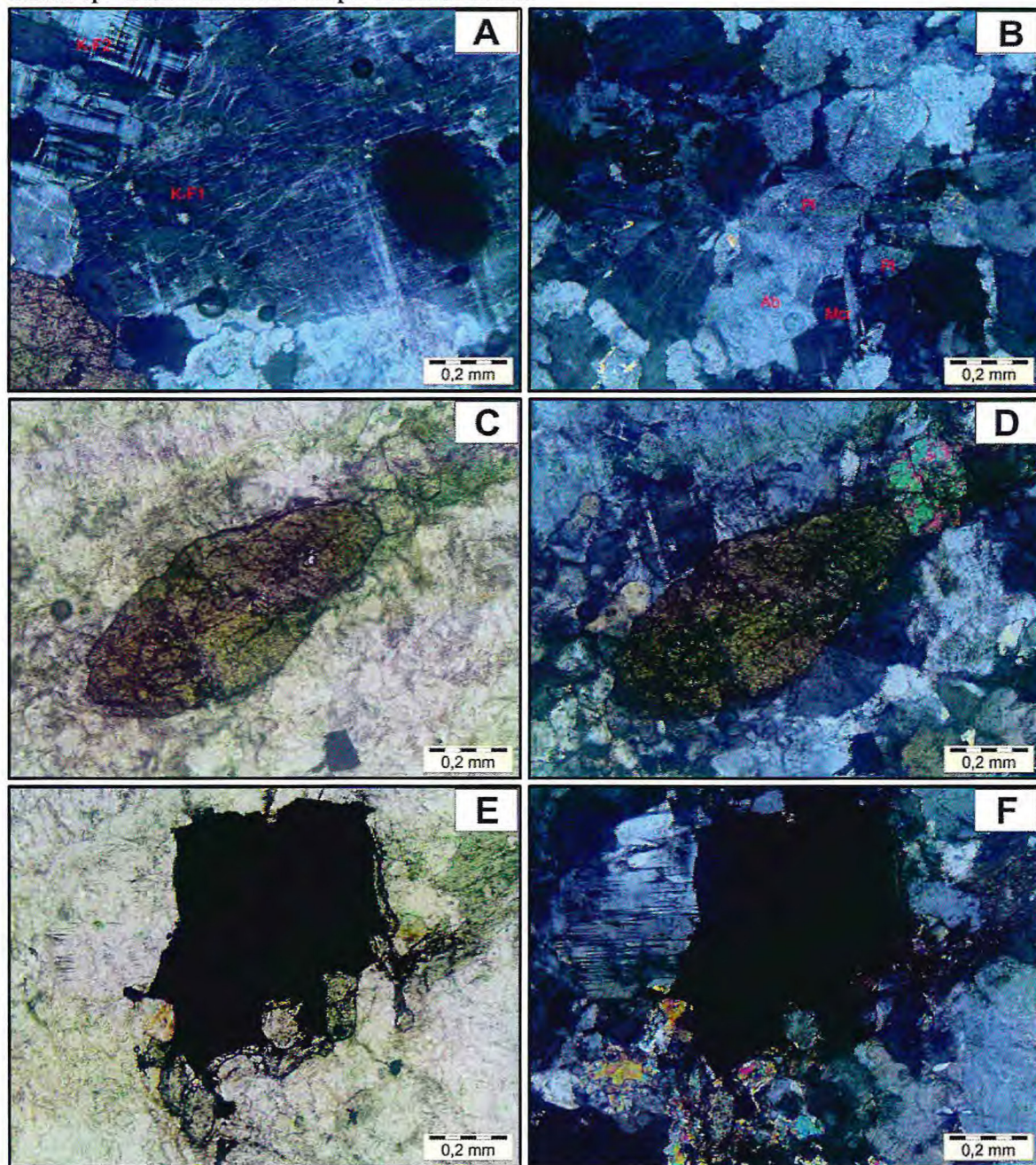
Os cristais de k-feldspato aparecem em duas gerações, ambas com hábitos prismáticos, formas subedrais e com contatos irregulares. A primeira é formada por porfiroclastos, com tamanhos 0,5 a 2 mm, apresentando perfitas em chamás. A segunda ocorre como cristais menores, com tamanhos entre 0,2 a 1 mm, normalmente com geminação albita e periclina (**Figura 25 A**). Alguns cristais mostram encurvamento na geminação o que indica que ambas as gerações foram submetidas à deformação.

O plagioclásio ocorre com hábito prismático e granular, forma anedral a subedral e contatos irregulares. Os cristais estão, em sua maioria, alterados para mica branca. Alguns deles possuem bordas e/ou porções límpidas, interpretados como um processo de albitização que alterou cristais magmáticos anteriores (**Figura 25 B**).

Os cristais de titanita ocorrem de duas maneiras, ora como cristais eudrais, prismáticos e com contatos retilíneos, ora como agregados envoltos em cristais de opacos (**Figuras 25 C e D**). Estão geralmente em contato com anfibólio, opacos e epídoto. Os cristais de anfibólio, por sua vez, apresentam aspecto fragmentado e forma anedral. Os opacos ocorrem como cristais idiomórficos a subidiomórficos disseminados (**Figuras 25 E e F**). O epídoto, em geral anédrico, aparece como produto de alteração do plagioclásio e/ou anfibólio. A apatita ocorre em forma de pequenos cristais subarredondado inclusos.



Figura 25 - (A) Os cristais de k-feldspato aparecem em duas gerações. A primeira é formada por porfiroclastos apresentando pertitas em chamadas (K-F1). A segunda ocorre como cristais menores, normalmente com geminação albita e periclina (K-F2). (B) Cristais de plagioclásio com bordas e/ou porções límpidas, interpretados como um processo de albitização que alterou cristais magmáticos anteriores. (C) e (D) Cristais de titanita eudrais. (E) e (F) Cristais opacos idiomórficos envolvidos por cristais de titanita.



## 7 GEOLOGIA ESTRUTURAL

### 7.1 Introdução

Neste capítulo, serão caracterizadas as feições estruturais (planares e lineares) identificadas nos litotipos da área de estudo, tais como: foliação principal (Sn), lineação de estiramento (Ln), clivagem de crenulação, boudinagem, zona de cisalhamento dúctil e estruturas rúpteis tardias (falhas e fraturas). Os termos a seguir têm como base as definições de Arthaud (1998).

O termo foliação será aplicado aqui para se referir às feições planares de rochas metamórficas ou deformadas, que correspondem a vários tipos de estruturas, dentre as principais: xistosidade, bandamento composicional, clivagem de crenulação e foliação milonítica. O bandamento composicional, que é definido por faixas paralelas de composições mineralógicas ou texturais diferentes, pode corresponder ao acamamento reliquiar ou ser gerado por segregação metamórfica, migmatização, cisalhamento ou dissolução. A clivagem de crenulação trata-se de feição de pequeno porte na qual, os planos de clivagem correspondem aos planos axiais de microdobras sistemáticas. A foliação milonítica é uma feição planar de fluxo plástico lamelar, imposta por cisalhamento não-coaxial ao longo de zonas de cisalhamento.

O termo lineação será utilizado aqui para se referir às feições lineares penetrativas, de origem tectônica, dadas pelo eixo de alongamento dos objetos geológicos (minerais, agregados minerais, *boudins*, etc.), tal como: lineação de estiramento e lineação mineral. A lineação de estiramento é dada pela alongação de minerais ou agregados minerais durante a deformação. A lineação mineral é dada pela orientação de minerais que foram gerados com forma alongada durante o processo deformativo. *Boudins* tratam-se de objetos alongados resultados de extensão de uma camada que sofre um adelgaçamento progressivo e localizado, que pode evoluir até uma ruptura.

As falhas e fraturas serão tratadas como estruturas rúpteis tardias que se apresentam em superfícies paralelas ou subparalelas

A terminologia para os eventos deformativos de elementos planares e lineares utilizados aqui será, respectivamente, Sn e Ln, onde “n” indica a feição principal.

## 7.2 Foliação regional (S<sub>n</sub>)

A foliação regional é observada principalmente na sequência supracrustal do Complexo Ceará e nos granitoides do Arco Magmático de Santa Quitéria. Trata-se de uma foliação tectono-metamórfica penetrativa, de alta temperatura, orientada preferencialmente segundo um *trend* NNW-SSE, com inflexões locais para NNE (**Figura 26 A e B**). Os dados coletados em campo apresentam mergulhos variando de WSW para ENE.

Na sequência supracrustal, representada pelas rochas calcissilicáticas, as foliações são marcadas pelo bandamento composicional e/ou metamórfico de alta temperatura (**Figura 27 A e B**). Mergulham em média entre 45° a 60° para WSW e, em menor frequência, para ENE. À medida que se avança para a porção central da área, verifica-se um aumento na intensidade do mergulho, chegando a foliações verticais e de direção N-S. A variação da intensidade de mergulho pode ser explicada pela ocorrência de uma zona de cisalhamento dúctil na porção central da área, que retrataria uma segunda fase de deformação.

Figura 26 - (A) Estereograma apresentando plotagem dos planos e polos de 10 medidas de foliação de rochas calcissilicáticas e graníticas da área de estudo. (B) Contornos de isolinhas para as plotagens das medidas planares (polo). Hemisfério de representação utilizado é o inferior.

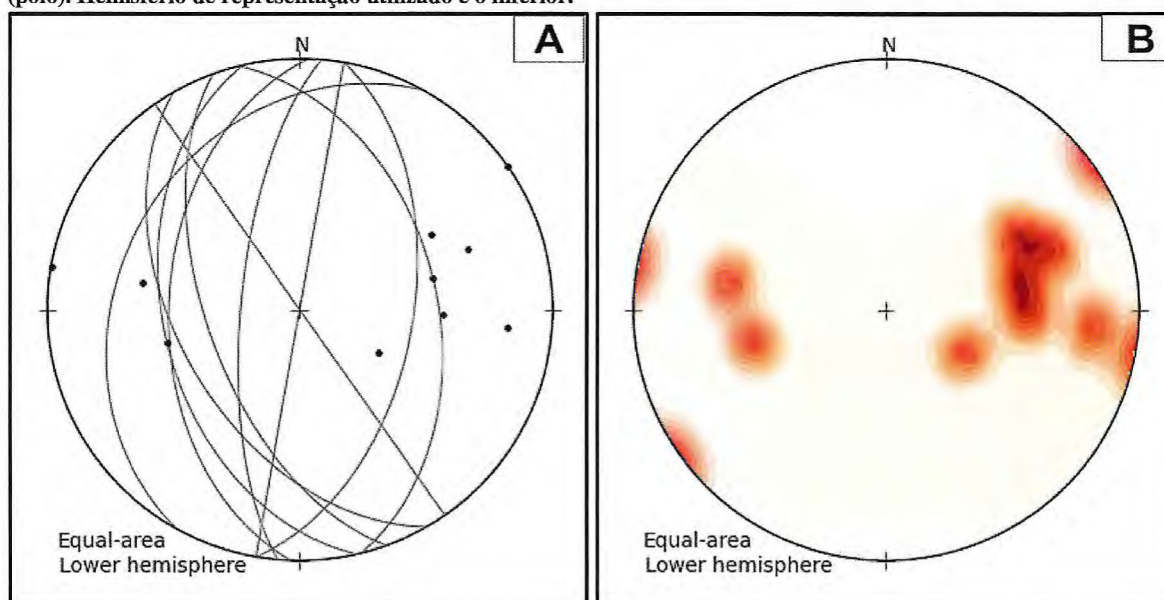
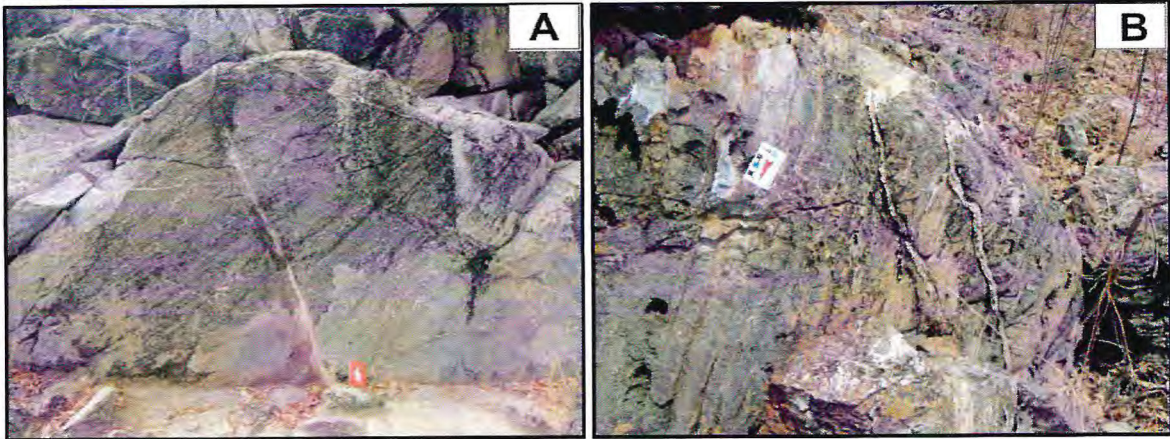


Figura 27 - Na sequencia supracrustal, representada pelas rochas calcissilicáticas, as foliações são marcadas pelo bandamento composicional e/ou metamórfico de alta temperatura. Em (A) com atitude 100/53 (clar) e, em (B) com atitude 325/85.



As rochas metavulcânicas e dioríticas/quartzo dioríticas apresentam foliação de baixo ângulo (**Figura 28 A e B**), com medidas homogêneas com direção NW-SE e mergulho em média de  $26^\circ$ , podendo alcançar até  $45^\circ$  no sentido NE (**Figura 29 A e B**). Isso sugere uma vergência ou transporte tectônico de NE para SW.

Figura 28 - (A) e (B) Rochas metavulcânicas e dioríticas/quartzo dioríticas apresentam foliação de baixo ângulo.

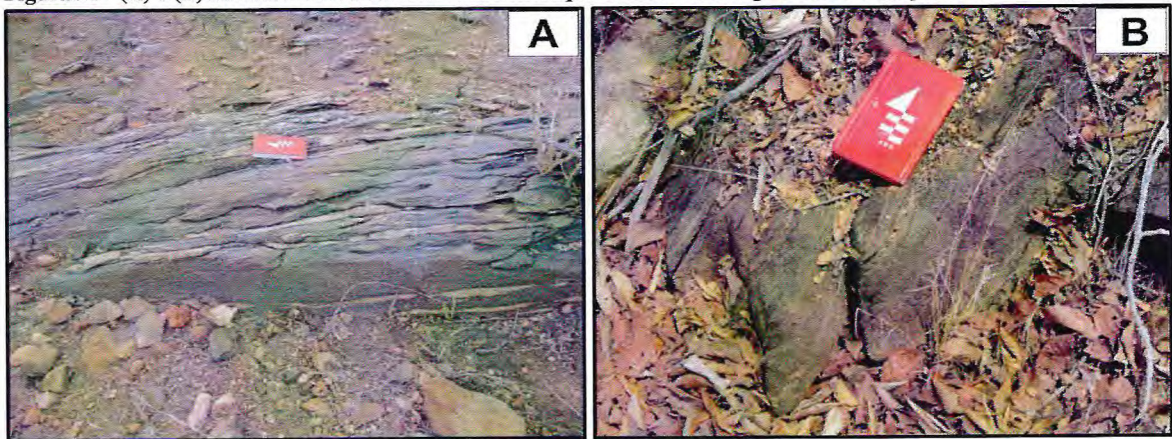
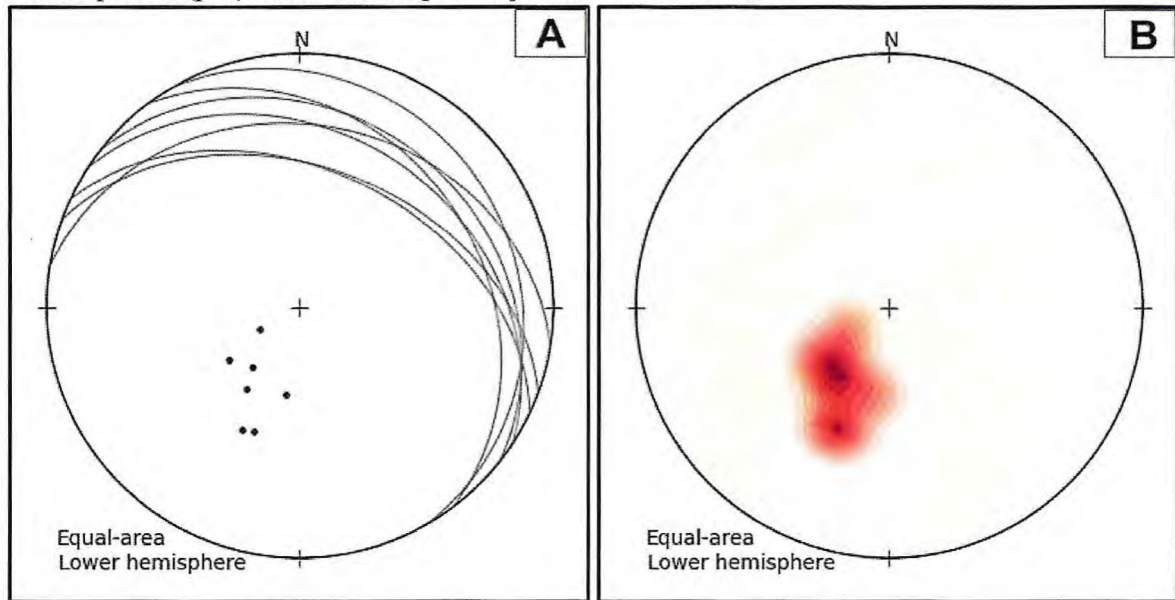


Figura 29 - (A) Estereograma apresentando plotagem dos planos e polos de 10 medidas de foliação de rochas metavulcânicas e dioríticas/quartzo dioríticas da área de estudo. (B) Contornos de isolinhas para as plotagens das medidas planares (polo). Hemisfério de representação utilizado é o inferior.

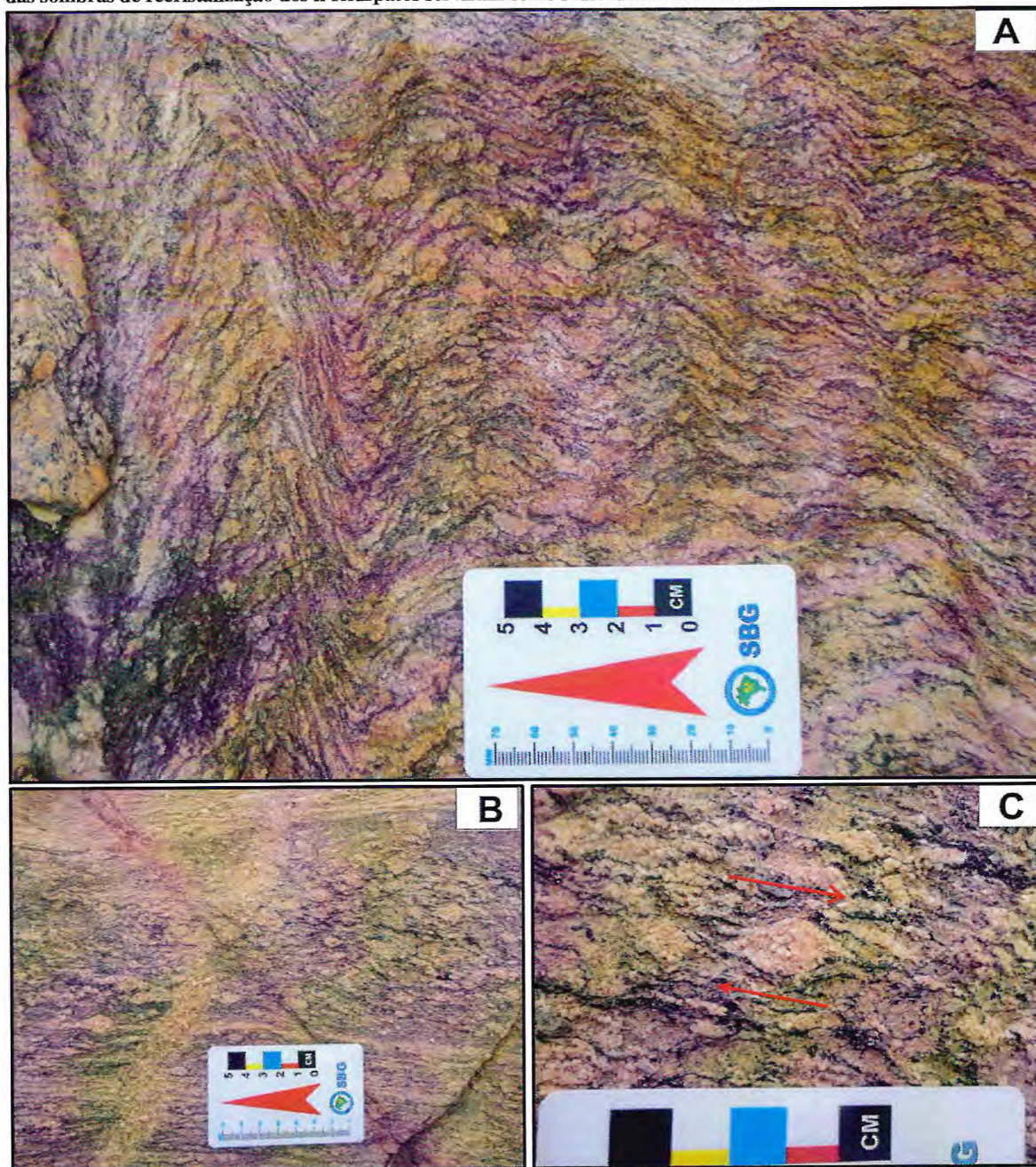


### 7.3 Foliação milonítica

A foliação milonítica (**Figura 30 B**) está associada ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúctil. A feição é consequência principal da plasticidade cristalina e da rotação passiva de minerais, marcada pelo aspecto sigmoidal dos porfiroclastos de k-feldspato, com até 2 cm de comprimento e por um bandamento tectono-metamórfico em alguns granitos. Localmente, o granito que se encontra dobrado, provavelmente relacionado à deformação progressiva do cisalhamento (**Figura 30 A**).

Utilizando a geometria da sombra de recristalização do k-feldspato como indicador cinemático (**Figura 30 C**), foi possível sugerir um sentido dextral ao cisalhamento dúctil, de direção N-S, localizado na porção nordeste da área de estudo.

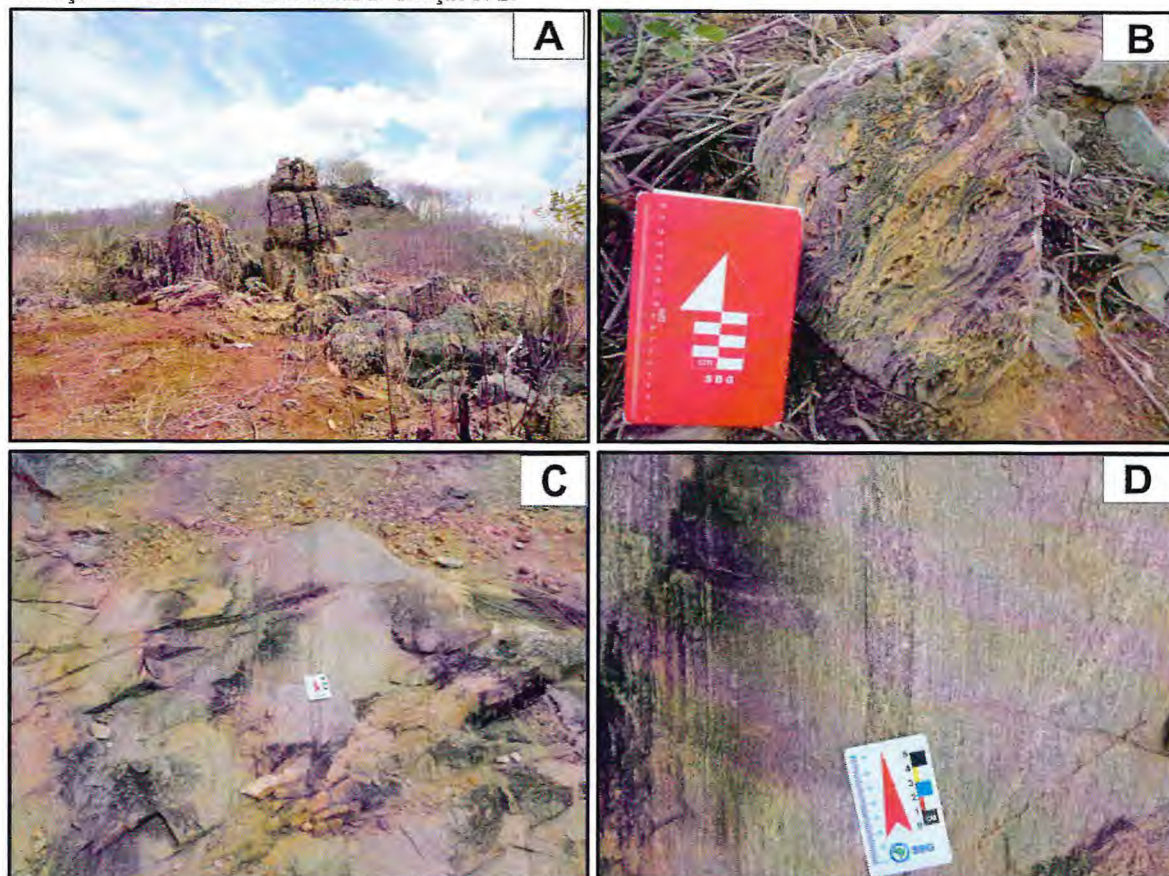
Figura 30 – (A) Microdobras deformando a foliação milonítica N-S anterior. (B) Foliação milonítica. (C) A geometria das sombras de recristalização dos k-feldspatos serviram como indicadores cinemáticos



#### 7.4 Zona de cisalhamento dúctil

Para a definição de zonas de cisalhamento dúctil foram consideradas evidências de campo como foliação de alto ângulo de rochas calcissilicáticas, lineações de estiramentos e foliação milonítica (Figura 31 A, B, C e D).

Figura 31 – (A) Foliação de alto ângulo em rochas calcissilicáticas com porções estromáticas em (B). (C) e (D) Lineação de estiramento horizontal de direção N-S.



### 7.5 Lineações

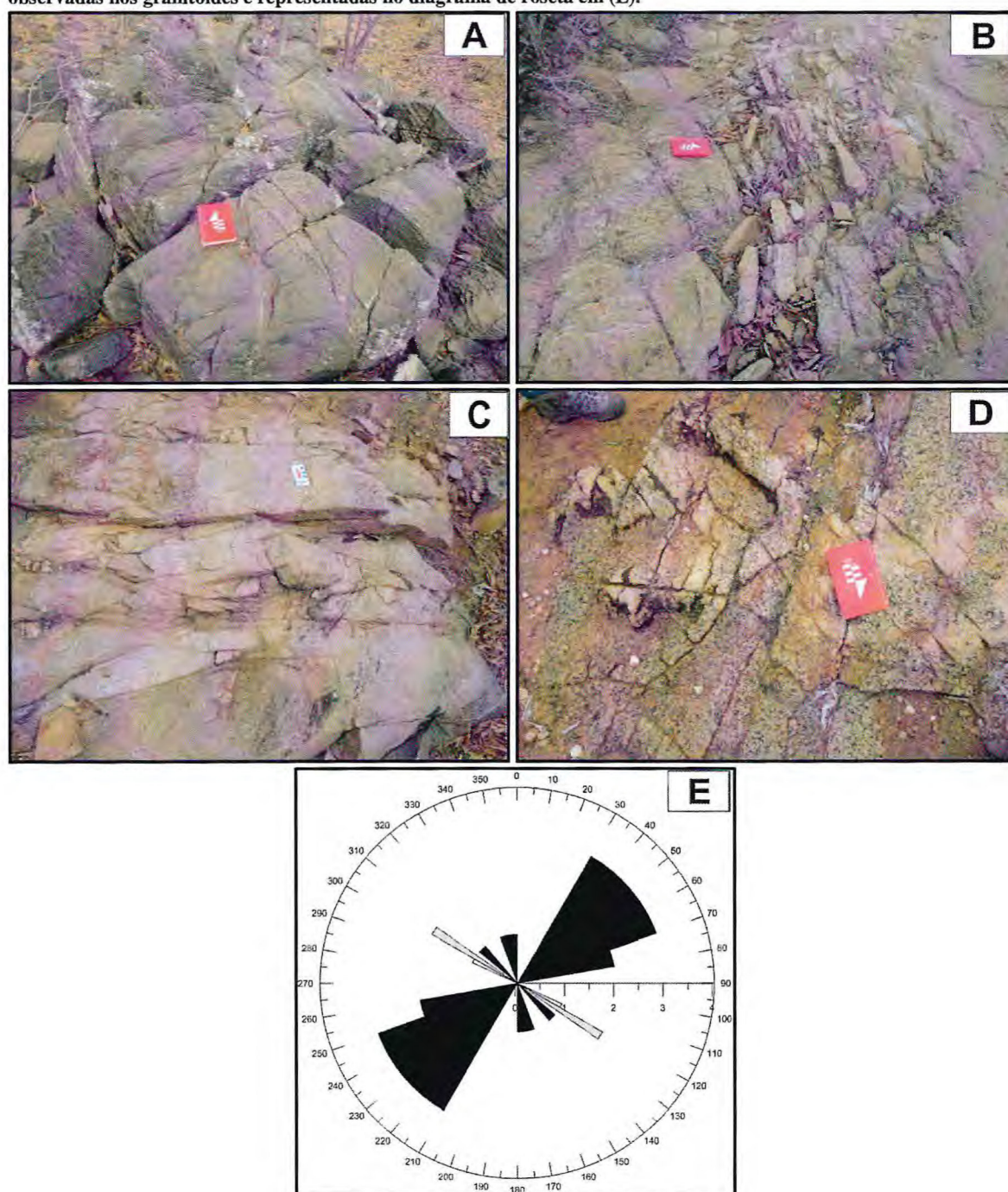
As lineações minerais ( $L_n$ ) ocorrem de maneira mais acentuada nos anfibólio-biotita sienogranitos, onde cristais de biotita e anfibólio possuem seus eixos de alongamento principal paralelos e com *trend* N-S. Nas metavulcânicas a lineação se dá por agregados alongados, formados por biotita e anfibólio, com atitude 330/26. Nas calcissilicáticas, *boudins* podem ser observados, formados devido ao contraste de competência entre camadas de composições diferentes.

### 7.6 Estruturas rúpteis

As feições rúpteis são evidenciadas por falhas e fraturas que ocorrem em todos os tipos litológicos. As rochas calcissilicáticas, devido ao modo de ocorrência em blocos, que em nível de afloramento apresentam tamanhos semelhantes (seixos e matacões), foram interpretadas como deslocados nos planos de fraturamento principais (Figura 32 A).

Nos anfibólio-biotita sienogranitos, três famílias de fraturas se mostram presentes, uma com direção média de 50° Az, 125° Az e 170° Az. As famílias são de fraturas planas não preenchidas, sistemáticas, com mergulho geralmente vertical e espaçamentos que variam de 2 a 50 cm (**Figura 32 B, C e D**). Diques graníticos e/ou pegmatíticos que cortam a rocha têm direção preferencial em média 123° Az. A **Figura 32 E** mostra o diagrama com medidas obtidas em campo.

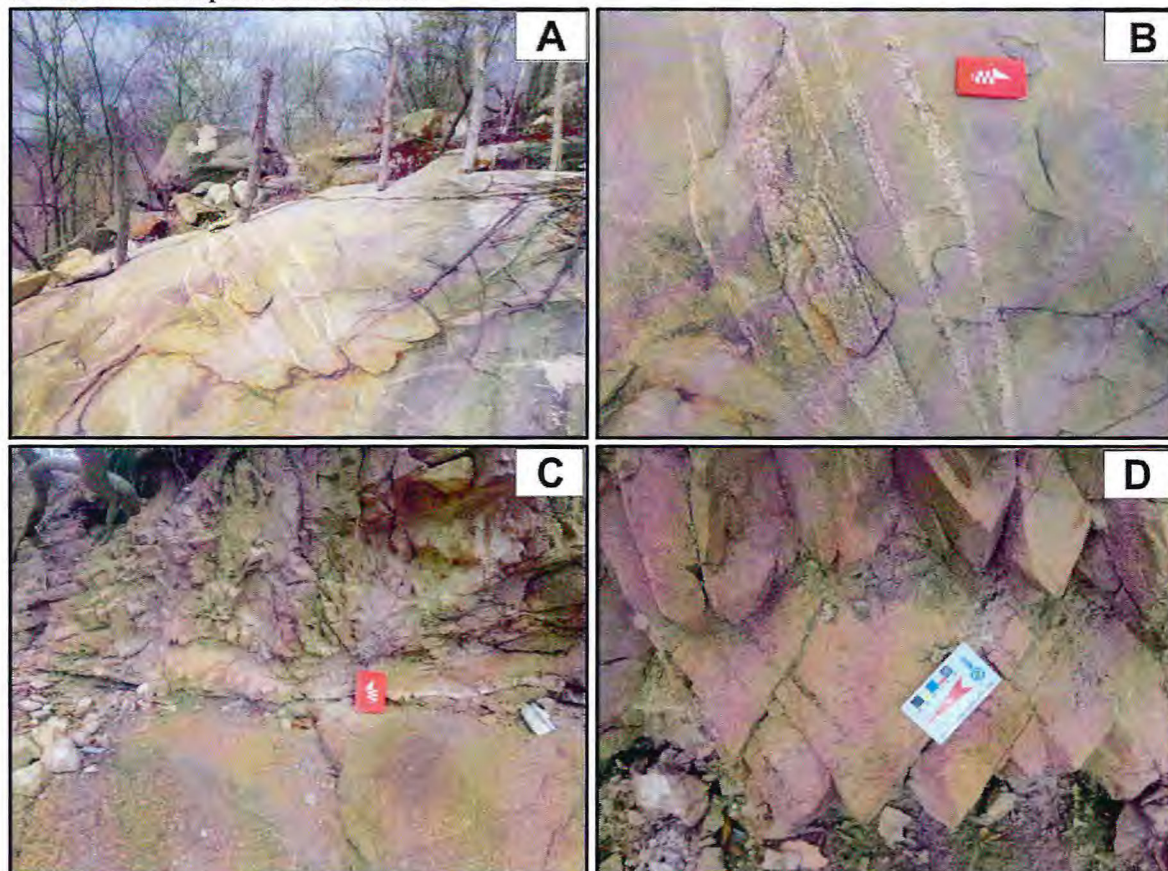
**Figura 32** – (A) Planos de fraturamento da rocha calcissilicática. (B), (C) e (D) Três famílias de fraturas são observadas nos granitoides e representadas no diagrama de roseta em (E).





Os monzogranitos/granodioritos apresentam diques aplíticos com direção preferencial de  $30^\circ$  Az. Os diques são paralelos e possuem espessuras que variam de 3 a 25 cm (**Figura 33 A e B**). As rochas sieníticas mostram duas famílias de fraturas planas não preenchidas, sistemáticas, com espaçamentos que variam de 5 a 15 cm e direções preferenciais de  $65^\circ$  a  $155^\circ$  Az (**Figura 33 C e D**).

**Figura 33** – (A) e (B) Diques pegmatíticos em rochas monzograníticas/granodioríticas. (C) e (D) Detalhe das duas famílias de fraturas presentes nos sienitos.



## 8 METAMORFISMO

O Complexo Tamboril-Santa Quitéria é tido na literatura como de natureza ígnea-anatética marcado pela presença de diatexitos como resultado de fusão parcial de rochas supracrustais, com presença de restitos constituídos essencialmente por anfibólitos e rochas calcissilicáticas (e.g. Arthaud *et al.*, 2008). Esses migmatitos foram intrudidos por volumosos magmas graníticos e tonalíticos durante a colisão Brasileira, em ambiente de arco magmático, no Neoproterozóico (Fetter *et al.*, 2003; Brito Neves *et al.*, 2003 e Arthaud *et al.*, 2008). Dentro desse contexto, foram observadas, na área em apreço, registros de metamorfismo regional e de contato.

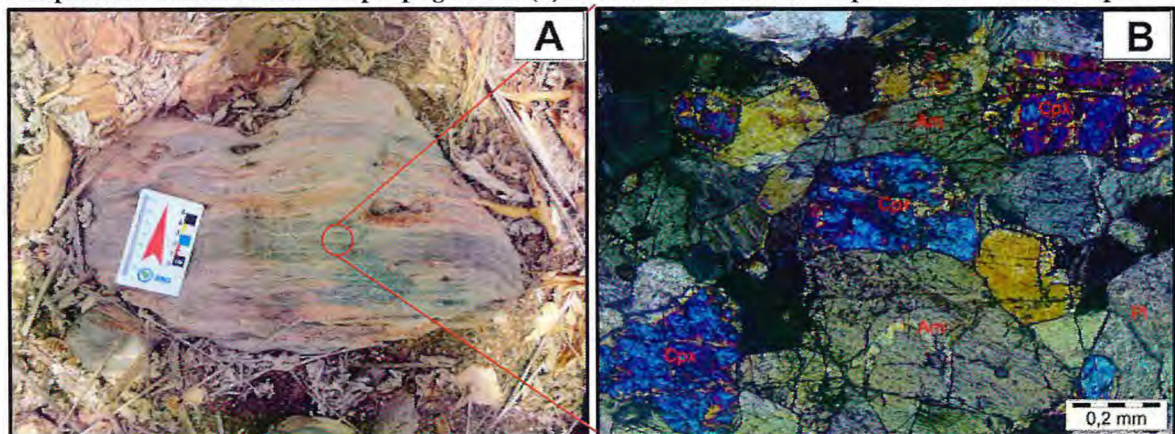
### 8.1 Metamorfismo regional

O metamorfismo regional, desenvolvido durante a orogenia do Brasileiro (600 Ma), afetou as rochas supracrustais, representadas por rochas calcissilicáticas e mármore, e as rochas metavulcânicas.

As rochas calcissilicáticas, interpretadas como produtos de metamorfismo de margas, possuem bandamento metamórfico bem desenvolvido, apresentando, em alguns afloramentos, feições de migmatização.

O bandamento metamórfico é marcado pela recristalização dos minerais pré-existentes formando bandas dominadas por anfibólio, com presença de clinopiroxênio (Figura 34 A e B), e bandas dominadas por plagioclásio. A presença dessa associação é típica de fácies anfibolito médio a alto, cujas reações podem ser observadas a seguir.

Figura 34 - (A) O bandamento metamórfico marcada por bandas dominadas por anfibólio, com presença de clinopiroxênio e bandas dominadas por plagioclásio. (B) Detalhe da banda dominada por anfibólio ao microscópio.

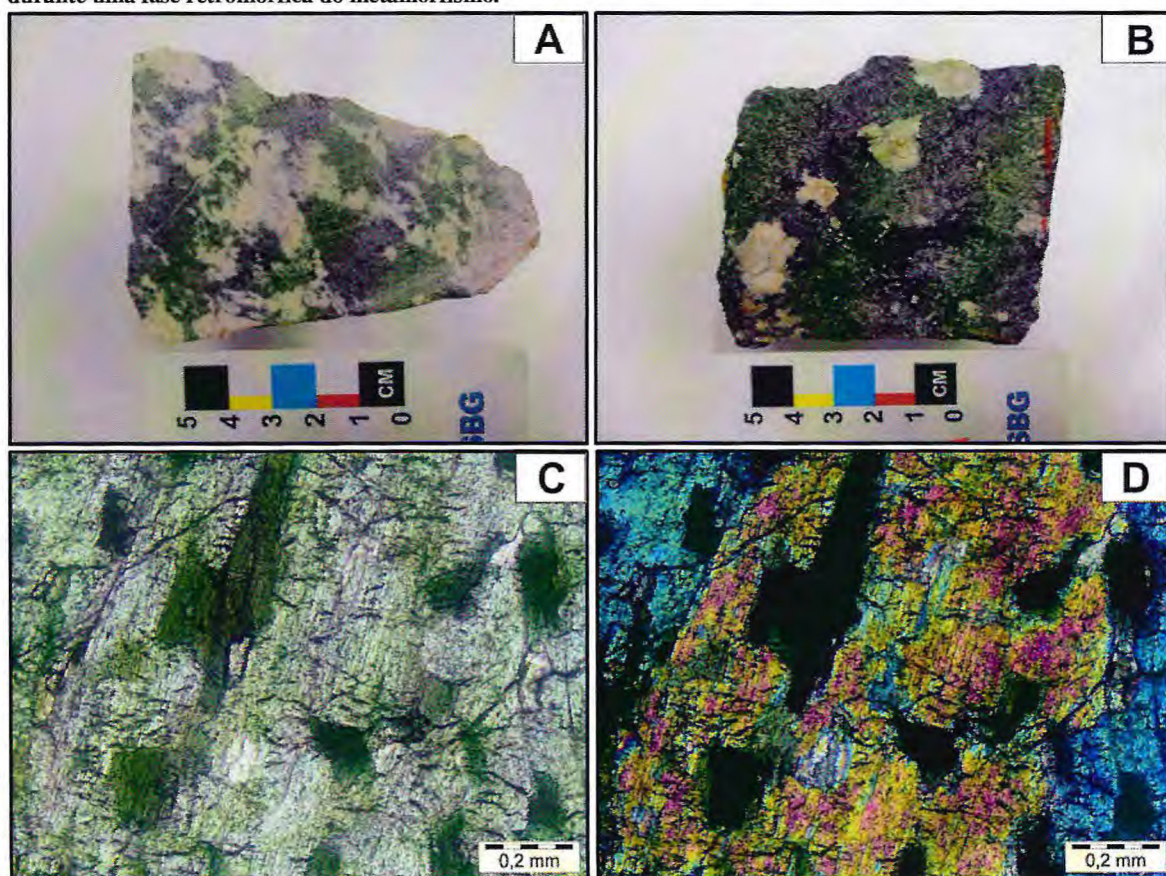


**Reação 1:**  $\text{clorita} + \text{calcita} + \text{quartzo} + \text{plagioclásio} \rightarrow \text{anfíbólio Ca} + \text{plagioclásio Ca} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$  (Zona do anfíbólio).

**Reação 2:**  $\text{anfíbólio Ca} + \text{calcita} + \text{quartzo} \rightarrow \text{diopsídio} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$  (Zona do diopsídio)

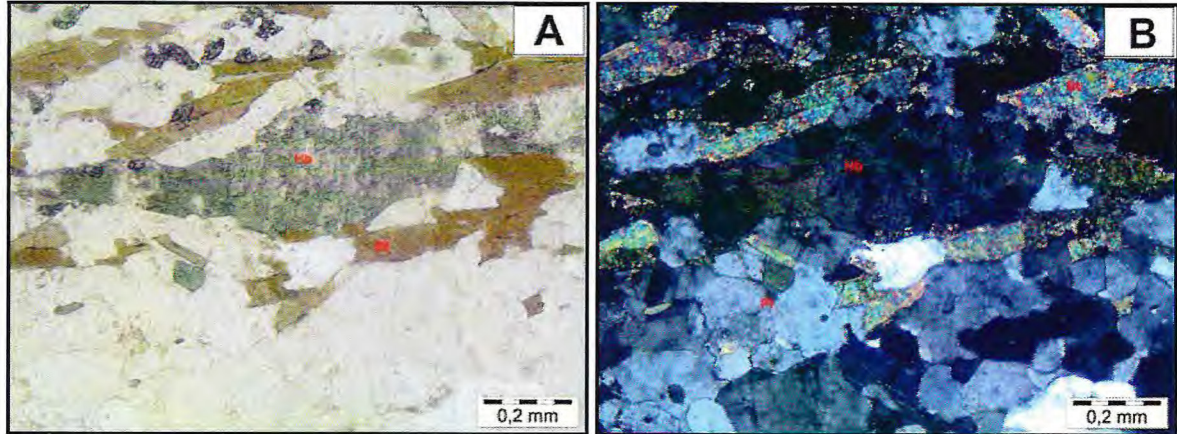
Em alguns locais, observam-se porções migmatíticas que mostram segregações milimétricas a centimétricas de minerais máficos (anfíbólio e clinopiroxênio) na forma de finas camadas, “bolsões” e lentes, interpretados como restitos de fusão parcial (**Figura 35 A**). Outros apresentam segregações neossomáticas, em que o leucossoma composto por plagioclásio é cercado pelo melanossoma composto por piroxênio e anfíbólio (**Figura 35 B**). Essas características texturais e mineralógicas sugerem que os litotipos foram metamorfizados em fácies anfíbolito alto a temperaturas superiores a 650°C. Em lâmina delgada, é comum observar porfiroblastos de clinopiroxênio alterando para anfíbólio, indicativo de uma fase de hidratação do Cpx durante uma fase retromórfica do metamorfismo (**Figura 35 C e D**).

**Figura 35 -** (A) Em verde, segregações centimétricas de minerais máficos (anfíbólio e clinopiroxênio) na forma de finos “bolsões” e lentes, interpretados como restitos de fusão parcial. (B) Em branco, segregações neossomáticas, em que o leucossoma composto por plagioclásio é cercado pelo melanossoma composto por piroxênio e anfíbólio. (C) e (D) Cristais de Cpx (verde claro) alterando para anfíbólio (verde escuro), indicativo de uma fase de hidratação do Cpx durante uma fase retromórfica do metamorfismo.



Os meta-andesitos, que são marcados por fenocristais de hornblenda deformados e recristalizados, inclusive com caldas de recristalização (**Figura 36 A e B**), indicam que a rocha também foi deformada sob condições de metamorfismo do fácies anfíbolito.

**Figura 36 - (A) e (B) Fenocristais de hornblenda deformados e recristalizados, inclusive com caldas de recristalização.**



Os mármoreos apresentam granulação grossa como resultado da recristalização dos minerais carbonáticos (calcita e dolomita), e uma associação composta por forsterita, espinélio e serpentina. Às vezes, é difícil separar a associação mineralógica produzida durante o metamorfismo regional daquela desenvolvida por ocasião do metamorfismo de contato. A associação diopsídio + forsterita é formada em mármoreos dolomíticos em graus elevados de metamorfismo regional (fácies granulito), sob condições de pressão intermediária (Trommsdorf, 1966, 1972, *apud* Yardley, 2004). Einaudi *et al* (1981), considerando depósitos de ferro associados à *skarns* magnesianos, definem, em relação ao plúton granítico, zonas proximais dominadas por diopsídio + espinélio e zonas distais dominadas por forsterita + calcita, desenvolvidas nos estágios iniciais de alta temperatura. Essas associações são sobrepostas por humita, boratos, magnetita, flogopita e serpentina em condições de mais baixa temperatura.

Considerando que as rochas calcissilicáticas da região experimentaram metamorfismo regional em condições de fácies anfíbolito alto, em que se têm processos de migmatização associado, a presença de olivina, espinélio e clinopiroxênio, somente próximo às zonas de contato nesses mármoreos, associado a uma textura de granulação grossa, indica que a rocha também foi sobreposta por graus elevados de metamorfismo de contato ( $T > 475^{\circ}\text{C}$ ). Em seguida, em estágios de metamorfismo retrogressivo ( $T < 420^{\circ}\text{C}$ ), a serpentina foi formada. As possíveis reações de formação para diopsídio e forsterita são:

**Reação 3:** 1 tremolita + 11 dolomita  $\rightarrow$  8 forsterita + 13 calcita + 1 H<sub>2</sub>O + 9 CO<sub>2</sub>

**Reação 4:** 3 tremolita + 5 calcita  $\rightarrow$  11 diopsídio + 2 forsterita + 3 H<sub>2</sub>O + 5 CO<sub>2</sub>

**Reação 5:** 5 olivina + 4 H<sub>2</sub>O + 6 H<sup>+</sup>  $\rightarrow$  2 serpentina + 4 Mg<sub>2</sub><sup>+</sup> + Si<sub>4</sub><sup>+</sup> + 6 OH

## 8.2 Metamorfismo de contato

O metamorfismo de contato resulta da elevação de temperatura de rochas encaixantes próximas de intrusões ígneas (Yardley, 2004). Na área de estudo, está relacionado à intrusão do anfibólio-biotita sienogranito nos mármore e rochas calcissilicáticas. Nesse arranjo, se identificam produtos relacionados à evolução de escarnitos (*skarns*) como *hornfels*, exoescarnitos (*exoskarns*) e endoescarnitos (*endoskarns*).

*Hornfels* são rochas típicas de auréolas termais, formadas em estágios iniciais de metamorfismo de contato. Na área de estudo a composição da rocha, dominada por clinopiroxênio e plagioclásio (Reação 1 e 2), sugere temperatura de formação acima de 475°C, considerando pressões constantes de 2 Kb (Einaudi *et al.*, 1981).

Os escarnitos, como mencionado no Capítulo 5, são rochas originadas a partir de metassomatismo e/ou metamorfismo de contato entre intrusões silicáticas e rochas carbonatadas. O metassomatismo inicia quando a cristalização do magma libera fluidos hidrotermais causando o hidrofraturamento do plúton (Burnham, 1979 *apud* Einaudi *et al.*, 1981) e, em alguns casos, do *hornfels* previamente formado. Esse fluido, que pode se misturar com águas metamórficas e, mais tarde, com águas meteóricas (Taylor, 1980 *apud* Einaudi *et al.*, 1981), ascende ao longo dos limites do plúton e infiltra na rocha encaixante ao longo de contatos intrusivos (apófises), fissuras, contatos sedimentares e outras zonas permeáveis (Einaudi *et al.*, 1981).

Os endoescarnitos se formam dentro da intrusão devido à introdução de cálcio fornecido pela rocha carbonática encaixante (Einaudi *et al.*, 1981). Na área de estudo, é caracterizado pela presença de diopsídio no endoescarnito de composição quartzo monzonítica a altas temperaturas, durante o metassomatismo progradante, e epídoto em fases retrogradantes.

Os exoescarnitos se formam nas rochas carbonáticas devido à introdução de ferro, sílica, alumínio e outros componentes, que podem ser de origem local ou externa (Einaudi *et al.*, 1981). Quando o fluido interage com mármore dolomíticos, forma escarnito magnesiano, caracterizado por clinopiroxênio, forsterita e calcita. Quando o fluido interage com mármore calcíticos, forma escarnito calcítico, caracterizado pela assembleia granada + piroxênio. Na área de estudo, o escarnito magnesiano é representado pela associação forsterita + espinélio + Cpx nos mármore dolomíticos e, o escarnito calcítico é representado pela associação granada + Cpx (ver figuras 17 B e D, 22 A).

## 9 RECURSOS MINERAIS

### 9.1 Introdução

O Arco Magmático de Santa Quitéria (Fetter *et al.*, 2003) vem, nos últimos anos, sendo alvo de pesquisa mineral por empresas, como a BIOGOLD, com interesse em ferro. Entretanto, até a realização do trabalho de Parente *et al.* (2013) a origem dessas ocorrências era desconhecida. Como visto também nesse trabalho, as principais ocorrências de ferro do AMSQ estão associadas ao processo de escarnitização, desenvolvido a partir da interação metassomática entre corpos graníticos e rochas carbonatadas. A seguir, será feita uma revisão conceitual mostrando as principais características de um depósito do tipo *skarn*.

### 9.2 Escarnitos - Revisão conceitual

O termo *skarn* ou escarnito surgiu na Suécia (século XIX), utilizado por mineradores para se referir a uma ganga calcissilicática de granulação grossa associada com minério de ferro (Geijer e Magnusson, 1952 *apud* Einaudi *et al.*, 1981). Desde então, o termo se expandiu para uma grande variedade de rochas calcissilicáticas ricas em cálcio, ferro, magnésio, alumínio e manganês, formadas pela substituição de rochas carbonáticas, sem considerar a presença de minerais de interesse econômico (Einaudi *et al.*, 1981). Autores modernos têm adotado a sugestão de Einaudi *et al.* (1981) para usar o termo *skarn* ou depósito de *skarn* baseado na mineralogia da rocha, que é comumente dominada por granada e piroxênio, sem implicações genéticas (Meinert, 1992).

Os escarnitos ocorrem em quase todo tipo de rocha, incluindo xistos, arenitos, granitos, basaltos e komatiítos, porém, a maioria é encontrada em tipos litológicos que contêm pelo menos algum calcário. Os escarnitos podem se formar associados a metamorfismo regional e de contato, envolvendo uma variedade de processos metassomáticos, cujos fluidos podem ser magmáticos, metamórficos, meteóricos e/ou marinhos. Podem ser encontrados adjacentes a plútons, ao longo de falhas e zonas de cisalhamento, em sistemas geotermiais rasos, no assoalho oceânico e em terrenos metamórficos rasos e profundos (Meinert, 1992). Portanto, a presença de escarnito não implica, necessariamente, um arranjo geológico ou a composição do protólito em particular. Sua presença indica que as condições físico-químicas das interações entre protólitos, corpos intrusivos e fluidos, alcançaram o campo de estabilidade dos minerais presentes nos escarnitos (Meinert, 1992 e Meinert *et al.*, 2005).

Os escarnitos podem ser classificados sob inúmeros critérios. São classificados quanto à composição das rochas carbonáticas encaixantes, em escarnitos cálcicos e escarnitos magnesianos. Os escarnitos cálcicos são formados por substituição de calcários e apresentam uma associação mineral composta por granadas (série andradita-grossularita), clinopiroxênio (série diopsídio-hedembergita), wollastonita, escapolita e epídoto. Os escarnitos magnesianos resultam da substituição de rochas dolomíticas e são tipificados pela associação olivina, diopsídio, serpentina, magnetita e talco, em ambiente pobre em sílica e, talco e tremolita-actinolita, em ambiente mais rico em sílica.

Quanto ao estado de oxidação das assembleias minerais, são classificados em escarnitos reduzidos e escarnitos oxidados (*e.g.* Einaudi *et al.*, 1981; Einaudi & Burt, 1982). Os escarnitos reduzidos exibem uma assembleia de minerais reduzidos, com ferro ferroso, marcado pela predominância de piroxênio sobre a granada, piroxênio com percentagem mais elevada de componente hedembergítica e/ou joanesítica (60-90% Hd; 5-10% Jo) e uma paragênese retrogradante caracterizada pela presença de hornblenda  $\pm$  biotita, pirrotita e magnetita. Nos escarnitos oxidados, a assembleia mineral é dominada por minerais oxidados, com ferro férrico, em que granada (grossulária-andradita) domina as fases progradantes, o piroxênio é mais diopsídico (20-70% Hd; 0-5% Jo) e a fase retrógrada é caracterizada pela presença de epídoto, anfibólitos da série tremolita-ferroactinolita e pirita. São classificados ainda, como dito no capítulo Geologia Local, em exoescarnitos e endoescarnitos.

A formação de um escarnito é um processo dinâmico e envolve três processos distintos, cada um com sua assembleia mineral específica (Meinert *et al.* (2005)). O primeiro está relacionado ao metamorfismo termal ou isoquímico, responsável pelo desenvolvimento de auréola termo-metamórfica, marcada pela formação de *hornfels*. A mineralogia, conseqüentemente, dependerá da composição da rocha hospedeira. O segundo está relacionado ao metamorfismo ou metassomatismo aloquímico responsável pela formação dos escarnitos propriamente ditos. É caracterizado por uma associação anidra formada em estágio metassomático inicial (estágio progradante) envolvendo fenômenos de difusão e processos de infiltração, o que gera assembleias ricas em Si, Al, Fe, com desenvolvimento de granadas e piroxênios de granulação grossa, alguns óxidos (magnetita, schelita, etc.). O terceiro, conhecido por estágio retrogradante, é constituído por uma assembleia de minerais hídricos, relacionada aos estágios finais do metassomatismo progressivo, marcado por mistura dos fluidos metassomáticos com fluidos meteóricos durante o resfriamento do plúton, com



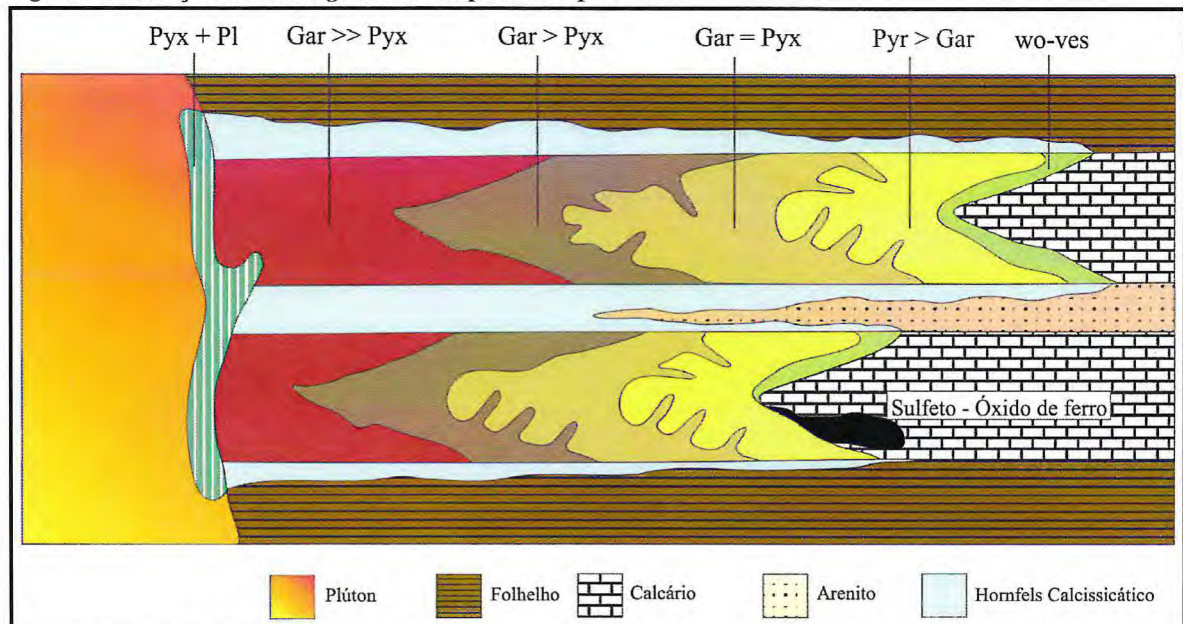
desenvolvimento de anfibólios, biotita e a mineralização sulfetada que pós-data aos minerais anidros iniciais.

Assim, em uma região com grandes depósitos de escarnitos pode-se ter toda uma transição entre os produtos de metamorfismo inicial/distal, representados por *hornfels*, escarnito de reação, escarnóides e os metassomáticos tardio/proximais caracterizados pelos escarnitos de substituição ou infiltração de granulação grossa de alta temperatura, que se encontram em grande parte substituídos por escarnitos retrógrados de baixa temperatura.

Uma característica comum aos escarnitos, sobretudo aos grandes depósitos, é a zonação mineralógica (**Figura 37**), marcada no sentido do plúton para as encaixantes por:

- I) endoescarnito com piroxênio e plagioclásio;
- II) exoescarnito com predomínio de granada sobre piroxênio;
- III) exoescarnito com predomínio de piroxênio sobre granada;
- IV) exoescarnito com wollastonita, epidoto, vesuvianita, sulfetos ± óxidos, estes últimos formados no *front* dos mármore (e.g. Meinert *et al.*, 2005)

**Figura 37** – Zonação de modelo genérico de depósito do tipo *skarn*.



Fonte: Modificado de Meinert, 1992.

Em termos de mineralizações, os escarnitos são bastante diversificados, sendo comumente classificados em função do elemento metálico dominante. Segundo Meinert *et al.* 2005, são reconhecidos sete tipos principais: Fe, Au, Cu, Zn-Pb, W, Mo e Sn. É importante ressaltar que a distribuição desses elementos nos depósitos de escarnitos é interligada, variando em função de suas afinidades físico-químicas, de modo que um dado depósito pode apresentar um elemento como principal componente e, em outro, este elemento ocorre como subproduto.

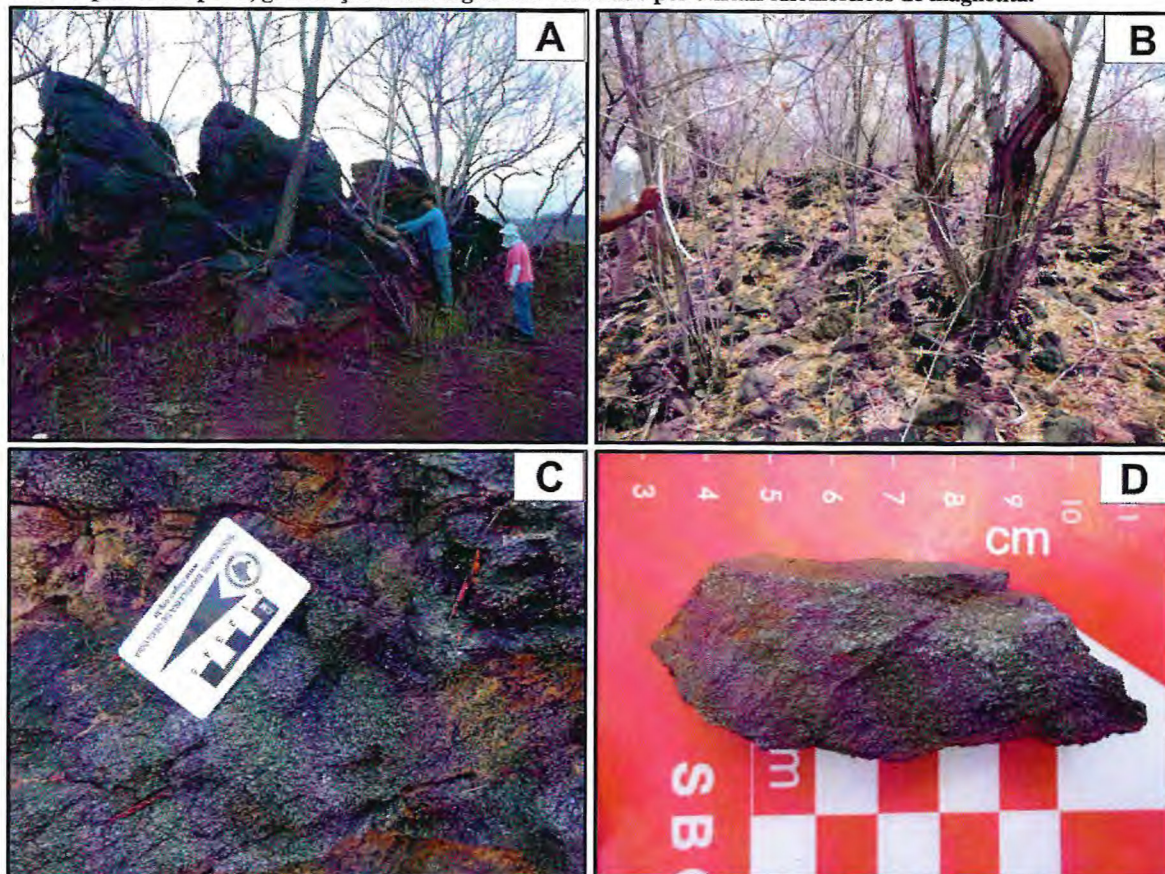
### 9.3 Tipologia e descrição do minério de ferro (Magnetítico)

As ocorrências minerais estudadas aparecem associadas à escarnitos e estão localizadas em cinco alvos distintos, os quais, dois deles, foram alvos de furo de sondagem, realizados pela empresa BIOGOLD em 2013.

A magnetita é o principal mineral de minério. Os corpos de minério afloram na forma de blocos (centimétricos a métricos) *in situ* (**Figura 38 A e B**), onde as melhores exposições encontram-se no topo de morrotes com cotas de, aproximadamente, 250 m. Especialmente, se encontram distribuídos na porção central, sul e norte da área de estudo. Possuem formas de lentes, com as maiores dimensões em torno de 100 x 60 metros, orientados segundo o *trend* regional. O minério possui cor preta, granulação média a grossa (**Figura 38 C e D**), alta densidade e magnetismo moderado a forte. É composto por cristais idiomórficos de magnetita que, em superfície, encontram-se parcialmente martitizados (transformação para hematita). Em alguns casos, exibem uma foliação de alto ângulo, ressaltada pelo intemperismo, cuja orientação é concordante com as rochas hospedeiras. Essa feição sugere que a magnetita substituiu os minerais presentes na rocha encaixante.

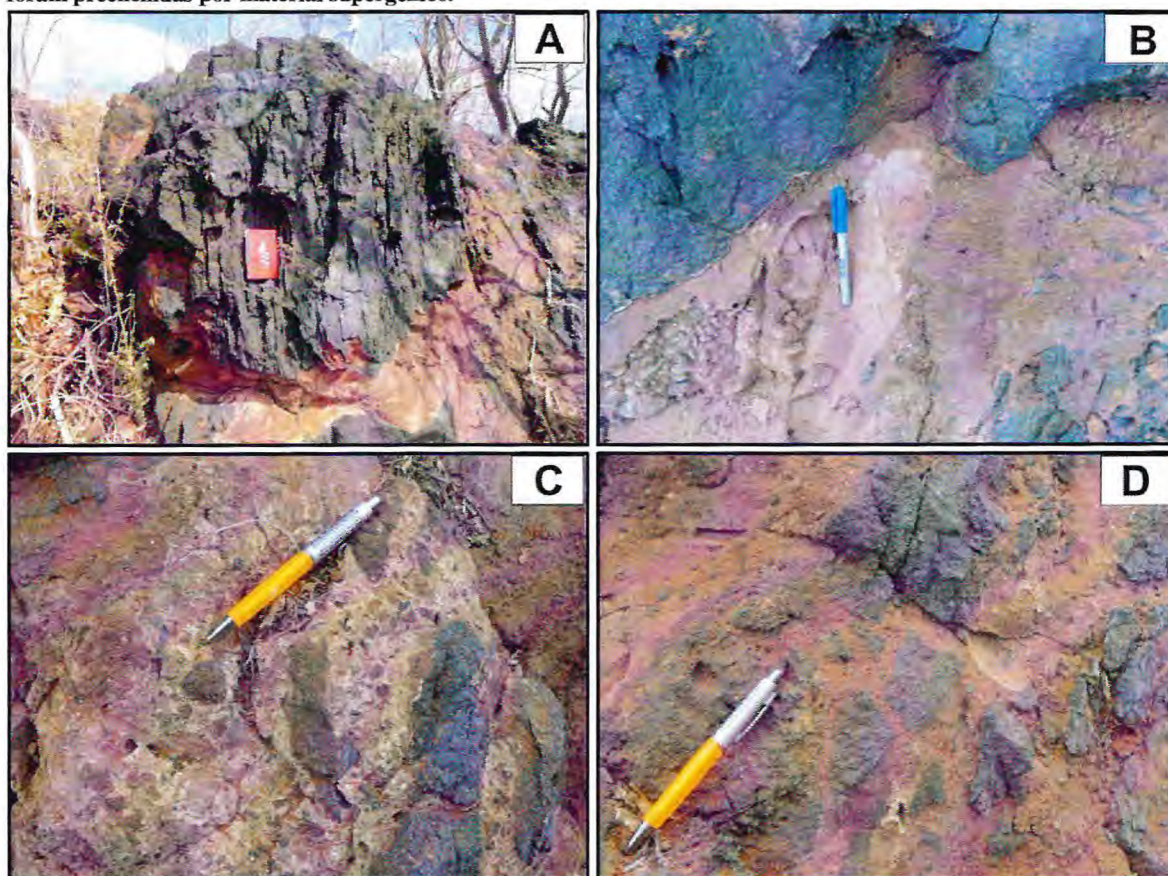
Uma característica comum a todas as ocorrências é o fraturamento presente na rocha, entretanto, somente um deles, localizado na porção central da área, apresenta fraturas preenchidas por material de origem supergênica.

Figura 38 - (A) e (B) Os corpos de minério afloram na forma de blocos (centimétricos a métricos) *in situ*. (C) e (D) O minério possui cor preta, granulação média a grossa e é formado por cristais idiomórficos de magnetita.



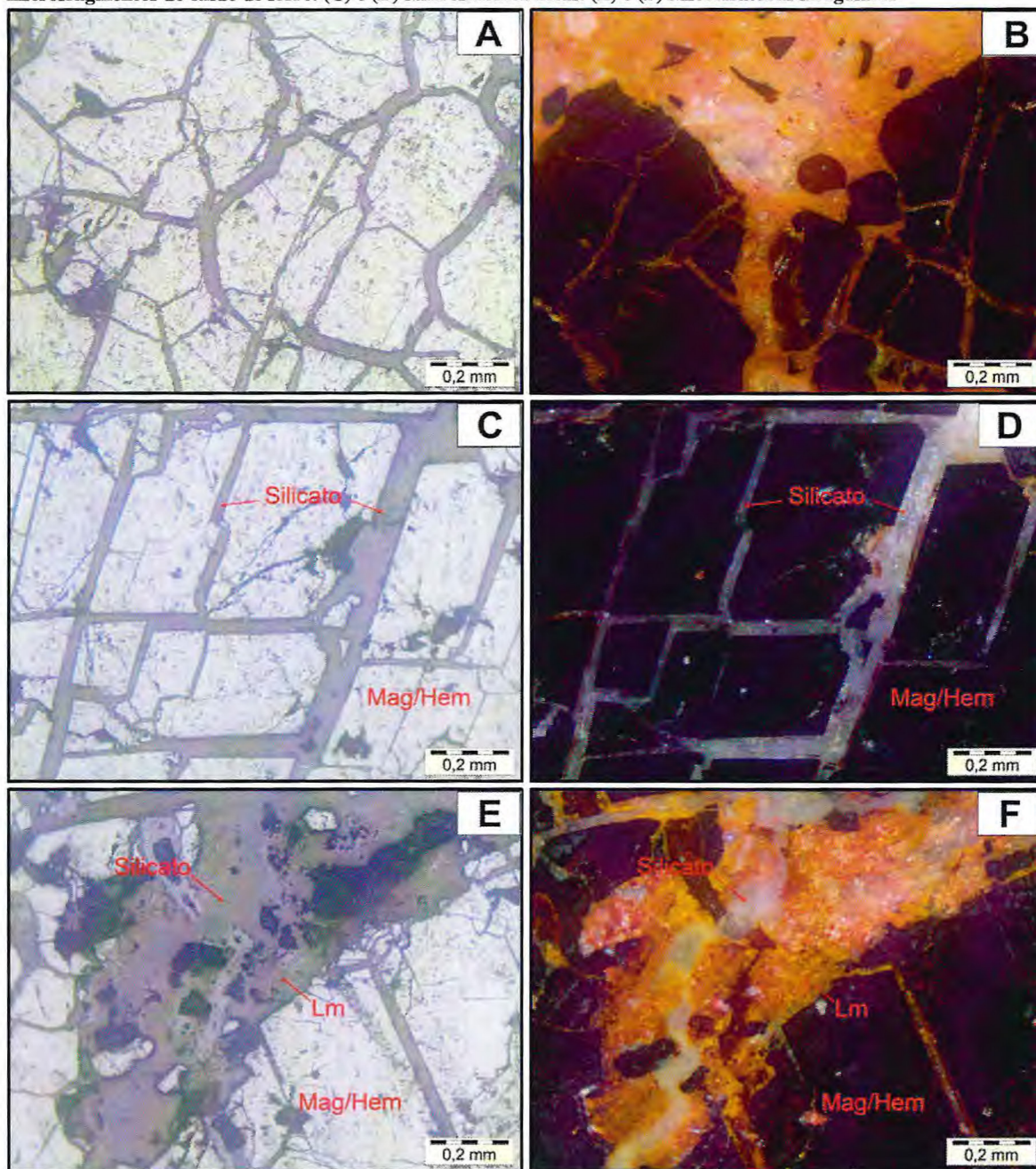
O corpo de minério, localizado no centro da área, possui falhas e/ou fraturas preenchidas por material de granulação fina, de coloração marrom com porções esbranquiçadas, aparentemente lateritizado (Figura 39 A, B e C). A espessura desse material varia entre 1 a 60 centímetros associando-se, preferencialmente, às fraturas existentes nas porções superiores do minério de ferro. O material, interpretado como de origem supergênica, é formado por uma mistura de hidróxidos de ferro e aluminossilicatos, com presença de apatita amorfa. Associado a esse material, encontram-se fragmentos milimétricos a centimétricos de óxido de ferro (Figura 39 D), interpretados como brechas de falha formadas ao longo fraturas irregulares que foram preenchidas por material supergênico.

Figura 39 - (A), (B) e (C) O corpo de minério com falhas e/ou fraturas preenchidas por material de granulação fina, de coloração marrom com porções esbranquiçadas, aparentemente lateritizado. (D) Fragmentos milimétricos a centimétricos de óxido de ferro interpretados como brechas de falha formadas ao longo fraturas irregulares que foram preenchidas por material supergênico.



Microscopicamente, o minério de ferro apresenta textura granoblástica poligonal, granulação média a grossa e estrutura maciça. É constituído essencialmente de óxido de ferro que apresentam uma coloração cinza-clara a branca, típica de magnetita martitzada (**Figura 40 A**). O fraturamento visto macroscopicamente também é observado em seção polida, cujas microfraturas são preenchidas por hidróxido de ferro (limonita) e/ou aluminossilicatos (**Figura 40 B**). A assembleia mineral é composta por magnetita/hematita (90%), limonita (5%) e aluminossilicatos (5%).

Figura 40 - Fotomicrografias do minério de ferro. (A) O minério apresenta textura granoblástica poligonal, granulação média a grossa e estrutura maciça. O óxido de ferro apresenta coloração cinza-clara a branca, típica de magnetita martitizada. (B) Microfraturas preenchidas por hidróxido de ferro (limonita) e/ou aluminossilicatos com microfragmentos de óxido de ferro. (C) e (D) Microfraturas retas. (E) e (F) Microfraturas irregulares



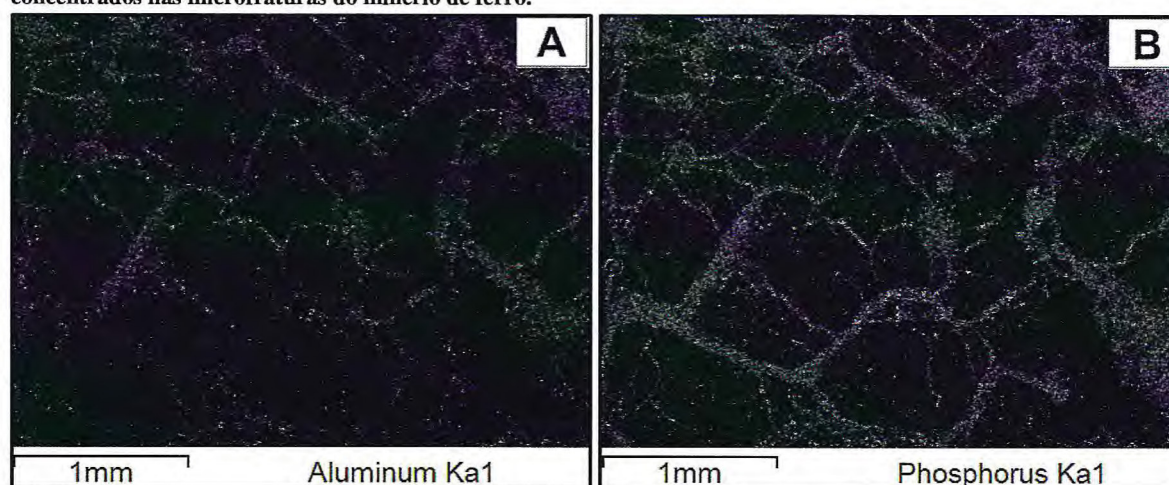
Os cristais de magnetita/hematita, com tamanho entre 0,2 a 1,0 mm, são euédricos a subédricos, microfraturados e apresentam contatos retos (Figuras 40 C e D) a irregulares (Figuras 40 E e F). Estão separados entre si por filmes de silicatos e/ou limonita sendo, os últimos, produto de alteração da magnetita. Observa-se também que os cristais de magnetita

são impregnados de microinclusões irregulares de silicatos, indicando que os cristais de óxidos incorporaram essas inclusões por ocasião do seu crescimento.

A limonita e o aluminossilicato se concentram ao longo das bordas e microfraturas de maneira irregular e, às vezes, de maneira retilínea. Em alguns casos, o material engloba fragmentos de magnetita angulosos, característicos de brechas de fraturamento de falha.

Quando analisado no microscópio eletrônico de varredura, observa-se que o material presente nas microfraturas é amorfo e apresentam anomalias de alumínio e fósforo (Figura 41 A e B).

Figura 41 - A análise para o elemento alumínio em (A) e fósforo em (B) revela que ambos os elementos estão concentrados nas microfraturas do minério de ferro.



#### 9.4 Modelo genético

Para a determinação do modelo genético foram consideradas características como: composição do protólito, tipo de rocha intrusiva, metal econômico dominante, tipo de alterações hidrotermais e zonações mineralógicas.

As ocorrências de ferro do tipo magnetítico, observadas na área de estudo, estão geneticamente associadas a processos de escarnitização, desenvolvidos pelas intrusões graníticas em meio às rochas calcissilicáticas e mármore dolomíticos e/ou calcíticos. As mineralizações concentram-se, além das zonas de contato, ao longo de estruturas tectônicas como falhas e/ou fraturas.

Na área mapeada, são identificados escarnitos cálcicos e escarnitos magnesianos, sendo o primeiro relacionado às rochas calcissilicáticas e mármore calcíticos reliquiais e, o segundo, associado aos mármore dolomíticos. Entretanto, dada a escala de trabalho, não foi possível individualizá-los. A coexistência, no mesmo depósito, de escarnitos cálcicos e escarnitos magnesianos ou dolomíticos ricos em Fe é possível, sendo descrita por outros autores como Salgueiro *et al.*, (2010). Para esses autores, essas ocorrências podem refletir:

- 1) Uma sobreposição de escarnito de ferro cálcico sobre escarnito de ferro magnesiano;
- 2) múltiplas fontes de fluidos magmáticos e variáveis interações com a rocha hospedeira;
- 3) diferenças na progressão das reações de equilíbrio no *front* metassomático.

Como se pode observar, existem várias possibilidades para a interpretação da coexistência desses dois tipos de depósitos de escarnitos no mesmo depósito, mas somente um estudo sistemático de detalhe, envolvendo petrologia refinada, geoquímica e análises isotópicas, poderia esclarecer a melhor proposição para sua formação. Não obstante à existência de questões ainda não esclarecidas, algumas conclusões podem ser estabelecidas sobre a gênese da mineralização.

A primeira delas diz respeito à composição do plúton granítico.

O plúton intrusivo é do tipo anfibólio-biotita sienogranito porfirítico e apresenta apófises com composições quartzo monzoníticas. O granito contém hornblenda e magnetita

na sua composição, o que sugere classificá-lo como da série magnetita-granito, tipo-I, de natureza cálcio-alcálico, característico de ambiente de arco magmático continental.

A segunda conclusão está relacionada com a Zonação do Escarnito. Assim, indo do corpo granítico para o mármore tem-se:

I) Endoescarnitos que são em grande parte de composição quartzo monzonítica, com presença de clinopiroxênio, epidoto e quartzo. O Cpx é formado durante o estágio progradante de metassomatismo (~ 600°C), enquanto que o epidoto é formado durante a fase retrogradante (< 420°C) (**Figura 42 A**). Associado a fase retrogradante tem-se ainda o desenvolvimento de alteração do plagioclásio, marcada por núcleo alterado para mica branca e borda límpida de composição albítica.

II) Exoescarnito cálcicos que apresentam predomínio de granada sobre piroxênio nos limites dos corpos intrusivos (**Figura 42 B**). À medida que aumenta a distância em relação ao plúton granítico, os escarnitos se enriquecem em Cpx (**Figura 42 C**), em detrimento da granada. Essa fase também se forma durante o metassomatismo progradante e localiza-se mais próximo aos *hornfels*. Acompanhando ou sucedendo essa fase metassomática progradante do Cpx, tem-se então o desenvolvimento da magnetita (**Figura 42 D**).

III) *Hornfels*, resultado do metamorfismo isoquímico de contato (**Figura 42 E**).

IV) Mármore calcíticos e dolomíticos como rocha hospedeira da intrusão granítica, bem como, rochas calcissilicáticas (**Figura 42 F**).

Essa zonação também é observada em escala centimétrica, porém, não totalmente desenvolvida, nos contatos entre apófises e a rocha calcissilicática. Em contato com a apófise forma-se uma zona dominada por granada que é seguida por uma zona rica em piroxênio (**Figura 43**).



Figura 42 – (A) Granito intrusivo de composição quartzo monzonítica com epidoto. (B) Exoes carnito com predomínio de granada sobre piroxênio. (C) Exoes carnito com predomínio de piroxênio sobre granada. (D) Minério de ferro. (E) *Hornfels*. (F) Mármore.

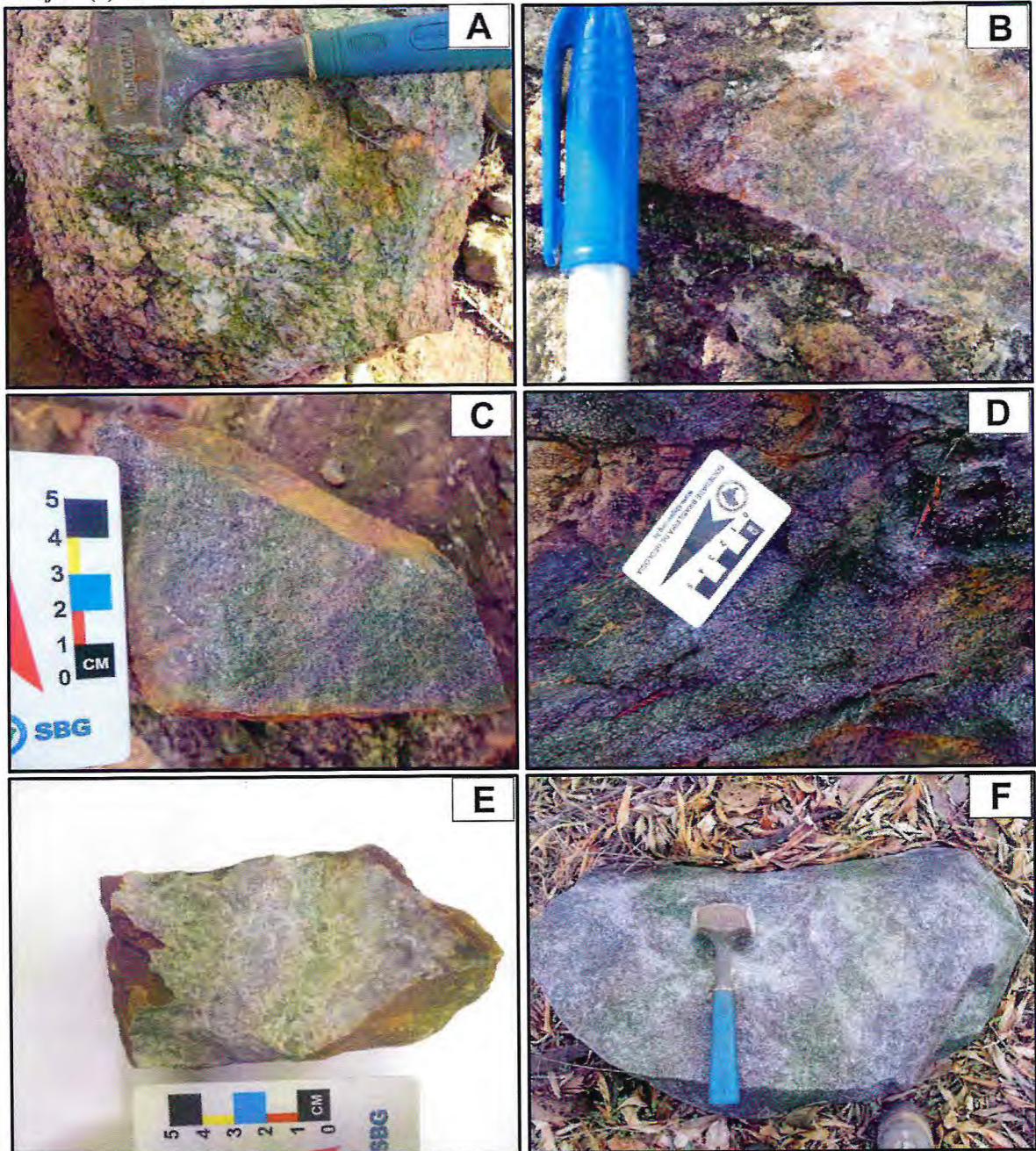
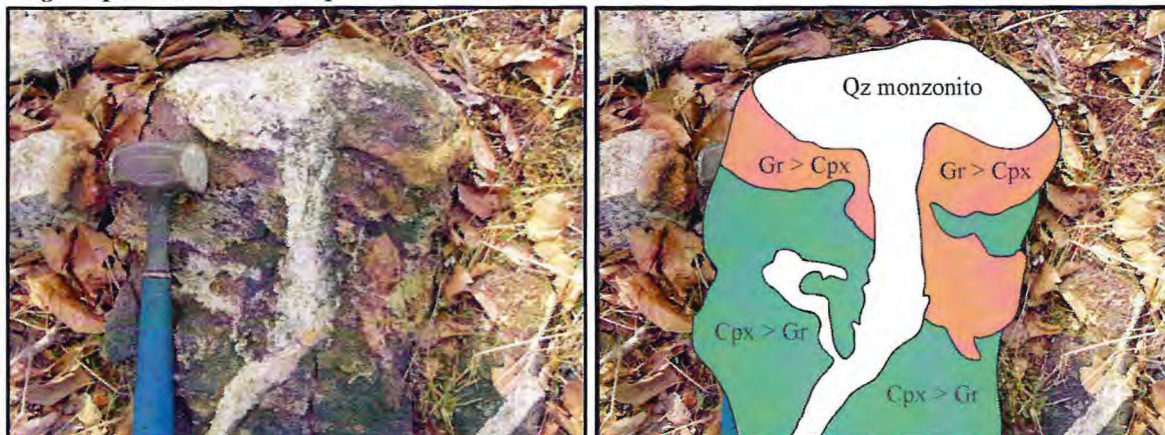


Figura 43 – Zonação em escala centimétrica. No contato com a apófise forma-se uma zona dominada por granada que é seguida por uma zona rica em piroxênio.



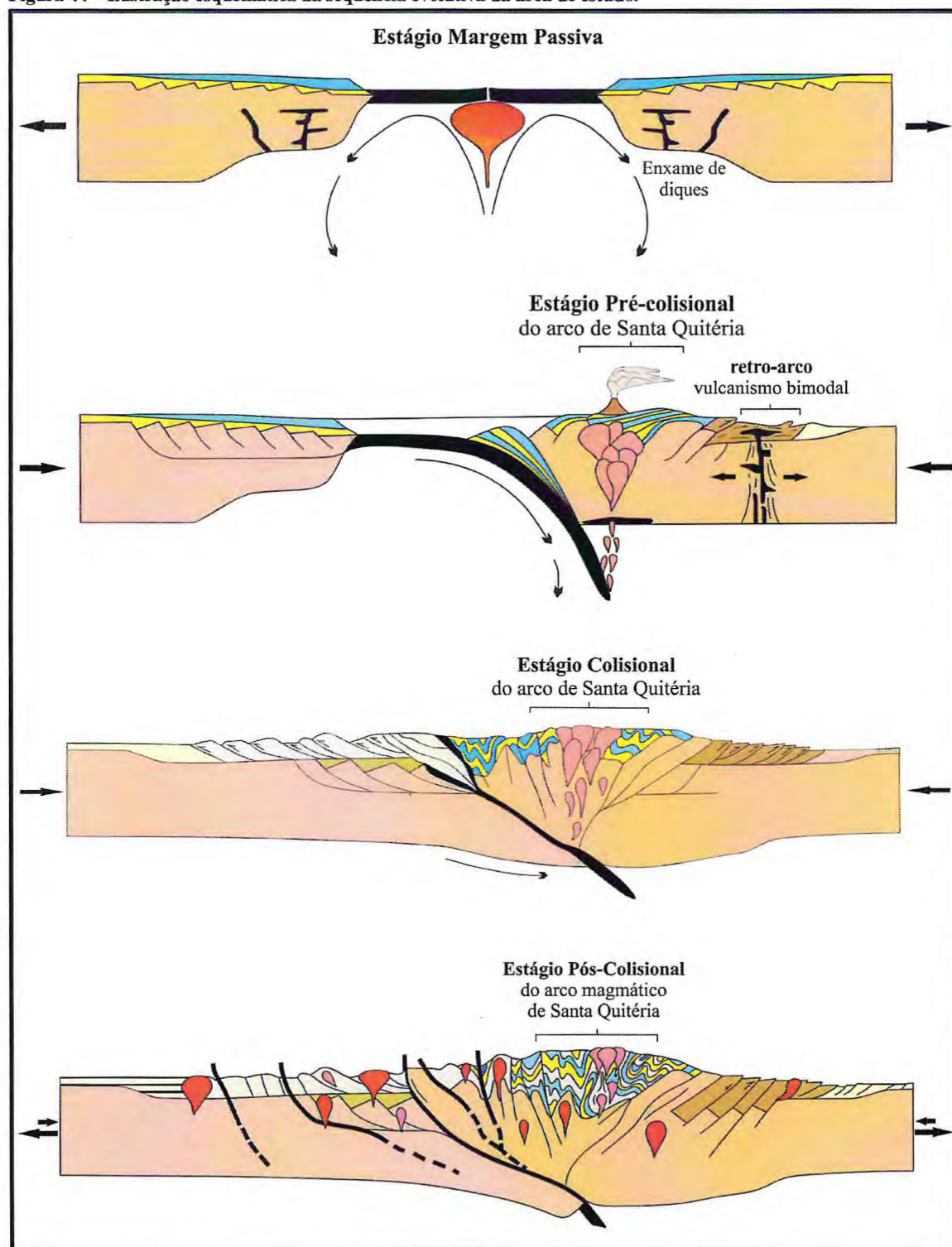
A fonte de ferro das mineralizações, a julgar pela sua associação com os escarnitos e pelos modelos genéricos de depósitos de Fe do tipo *skarn*, deve estar relacionada aos granitos intrusivos (anfíbólio-biotita sienogranito e quartzo monzonitos). Ao intrudirem a sequência supracrustal carbonática, formaram um sistema hidrotermal onde fluidos magmáticos ricos em Fe acumularam-se no teto do plúton, causando fraturamento hidráulico da encaixante, e as apófises funcionaram como importante canal de acumulação de ferro. Segundo Nils e Rodney (2012) reações descarbonatação no contato intrusivo aumentam a pressão de  $\text{CO}_2$  do fluido no que resulta na partição de Fe e água, sendo assim, o mármore funciona como uma trapa de reação.

## 10 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A partir das referências disponíveis na literatura e das observações de campo tais como, associações litológicas, contexto regional e o depósito de ferro estudado, propõem-se quatro estágios de evolução geológica para a área em estudo (ver ilustração esquemática na **Figura 44**).

- 1) **Margem Passiva:** as rochas calcissilicáticas e mármore estudados, em função da sua composição e grau metamórfico, são consideradas como equivalentes remanescentes da sequência neoproterozóica do Grupo Ceará que se encontra limitando o AMSQ. A sua história deposicional está associada à formação de uma margem passiva, em consequência do rifteamento que se iniciou por volta de 800 Ma, resultando na abertura de um oceano (*e.g.* Arthaud, 2007). Nesse contexto, foram depositados calcários, margas e sedimentos psamo-pelíticos.
- 2) **Margem Ativa ou Estágio pré-colisional:** o posterior fechamento do oceano envolveu a sequência supracrustal numa colisão de margem ativa do tipo Andino, que alcançou graus metamórficos do fácies anfíbolito alto (Arthaud, 2007), resultando nas rochas calcissilicáticas, metapelíticas e mármore. Durante esse estágio, verificou-se também o desenvolvimento da associação metavulcano-plutônica, de composição intermediária, representada por meta-andesitos e monzodioritos
- 3) **Estágio sin-colisional:** esse estágio é marcado pelo aumento do grau metamórfico durante a fase colisional, alcançando o fácies eclogito (Castro, 2004; Garcia e Arthaud, 2004; Garcia *et al.*, 2006 *apud* Arthaud, 2007), que resultou na intensa migmatização das rochas supracrustais e na geração de um grande volume de granitos anatéticos. A formação de alguns escarnitos, particularmente os escarnitos de reação, pode estar associada a esse estágio devido ao registro de assembleia mineral compatível com essas condições metamórficas (por exemplo, olivina no exoescarnito).
- 4) **Estágio pós-colisional:** marcado pela granitogênese pós-colisional representado por granodioritos/monzogranitos e sienitos isotrópicos. Associado a esse estágio tem-se a maior intensidade dos processos de escarnitização, bem como, a formação do minério de ferro.

Figura 44 – Ilustração esquemática da sequência evolutiva da área de estudo.



Fonte: Modificado e adaptado de Amaral, 2010.

## 11 CONCLUSÕES

As informações obtidas em campo somadas aos estudos petrográficos permitiram identificar um arcabouço geológico complexo e importante do ponto de vista metalogenético.

Do ponto de vista litoestratigráfico, foram identificados dois novos tipos litológicos no Arco Magmático de Santa Quitéria: os meta-andesitos e escarnitos.

As rochas calcissilicáticas e mármore são tratados na literatura, ora como mesossomas (NP3tsm-metatexitos), ora como enclaves (NP3tsd-diatexitos) inseridos nos granitoides Santa Quitéria e Serrote Gado Bravo (CPRM, 2007). Entretanto, nesse trabalho, dada a semelhança litológica e metamórfica com as rochas supracrustais do Complexo Ceará, do Neoproterozóico, optou-se então por representá-las como parte do referido Complexo, que se encontram preservadas como enclaves em meio ao Arco Magmático de Santa Quitéria.

Dentro da sequência supracrustal, os escarnitos merecem destaque pela sua importância econômica. Essas rochas se formaram pela interação metamórfica/metassomática entre plútons e apófises graníticas do tipo anfibólio-biotita sienogranitos porfiríticos e quartzo monzonito, ambos com magnetita, e rochas calcissilicáticas e mármore. Esse processo, que envolve troca de elementos através de fluidos hidrotermais, conhecido como escarnitização, foi responsável pelo acúmulo de ferro magnético hidrotermal, o principal minério aflorante da área de estudo, de modo que os escarnitos podem ser considerados como guia para futuras prospecções a serem desenvolvidas na região.

Do ponto de vista metamórfico a região é marcada por dois tipos de metamorfismo. Um regional, representado por uma paragênese de fácies anfibólito alto a superior na sequência supracrustal e, um segundo, por um metamorfismo de contato. Associado a esse último têm-se três estágios de evolução distinta: a) metamorfismo isoquímico responsável pela formação dos *hornfels*; b) estágio metassomático progradante que originou os escarnitos com assembleia mineral de alta temperatura e; c) estágio retrogradante marcado por minerais silicáticos de baixa temperatura. Em alguns casos, as associações minerais de metamorfismo de contato se sobrepõem as assembleias formadas em metamorfismo regional, como no caso do mármore.

A tectônica é marcada por uma foliação regional, desenvolvida principalmente na sequência supracrustal do Complexo Ceará e nos granitoides do Arco Magmático de Santa

Quitéria, que ocorre preferencialmente segundo um *trend* NNW-SSE com inflexões locais para NNE. As rochas metavulcânicas apresentam foliação de baixo ângulo com direção NW-SE e mergulho no sentido NE o que sugere uma vergência ou transporte tectônico de NE para SW. Estruturas rúpteis foram importantes como zonas preferenciais de percolação de fluidos e acúmulo de óxido de ferro.

O processo de escarnitização gerou uma zonação química, típica em muitos depósitos de *skarn*, marcada pela formação de *hornfels* através de metamorfismo isoquímico de contato, e por endoescarnitos e exoescarnitos devido à metassomatismo aloquímico. A zonação é marcada no sentido do plúton para as encaixantes por: I) endoescarnito com piroxênio e plagioclásio; II) exoescarnito com predomínio de granada sobre piroxênio; III) exoescarnito com predomínio de piroxênio sobre granada; IV) exoescarnito com olivina, espinélio e serpentina.

As ocorrências de ferro estão associadas aos exoescarnitos. A fonte de ferro das mineralizações, a julgar pela sua associação com os escarnitos e pelos modelos genéricos de depósitos de Fe do tipo *skarn*, deve estar relacionada aos granitos intrusivos (anfibólio-biotita sienogranito e quartzo monzonitos). Os fluidos magmáticos ricos em Fe acumularam-se no teto do plúton, causando fraturamento hidráulico da encaixante, e as apófises funcionaram como importante canal de acumulação de ferro e o mármore, como uma trapa de reação. Nesse contexto o modelo genético mais provável é o do tipo Fe-*skarn* hidrotermal formado em ambiente de arco magmático continental. É importante salientar, nesse caso, o potencial para mineralizações em cobre que são comumente associadas com escarnitos que contem ferro.

## 12 REFERÊNCIAS

**Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981.** Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Sciences Reviews*, **17**: 1-29.

**Amaral, W.S., Santos, T.J.S. 2008.** Airbone geophysical tectonics of Ceará Central Domain, eastern region of the Santa Quitéria magmatic arc, Borborema Province, NE Brazil. *Brazilian Journal of Geophysics*, **26**: 527-542

**Amaral, W.S. 2010.** Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao Arco Magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Brasil.

**Arthaud, M.H. 1998.** Elementos de geologia estrutural. Apostila. 125p.

**Arthaud, M.H. 2007.** Evolução neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE, Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasil.

**Arthaud, M.H., Caby, R., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Parente, C.V. 2008.** Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & de Wit, M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publication*, **294**: 49-67.

**Biondi, J.C. 2004.** Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros. Ed. Oficina de Textos. 528p.

**Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R. 2000.** Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: *Tectonic Evolution of South America, 31<sup>st</sup> International Geological Congress*, Cordani, U., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds). Rio de Janeiro, Brazil, 151-182.

**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. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, v. 3, p. 25-138.

**Castro, N.A. 2004.** *Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema)*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Brasil.

**Cavalcante J. C., Ferreira C.A., Armesto R.C.G., Medeiros M.F., Ramalho R., Braun O. P. G., Baptista M. B. & Silva Cunha de, H. C. 1983.** Mapa Geológico do Estado do Ceará, Escala 1: 500.000. MME/DNPM/CPRM.

**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., Bevenides, H. C. 2003.** Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000. Fortaleza, CPRM-SGB Serviço Geológico do Brasil.

**Costa, F.G., de Araujo, C.E.G., Vasconcelos, A.M., Palheta, E.S.M., Justo, A.P. 2010.** O Complexo Tamboril-Santa Quitéria: Evidências de *Slab Breakoff* durante colisão continental neoproterozóica, Norte da Província Borborema. In: *45º Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém-PA.

**CPRM 2007** – Mapa geológico da folha Quixadá – Escala 1:250.000. Fortaleza, CPRM-SGB Serviço Geológico do Brasil.

**Einaudi, M.T., Meinert, L.D., Newberry, R.J. 1981.** Skarn deposits: *Economic geology 75<sup>th</sup> Anniversary Volume*, p. 371-391.

**Einaudi, M.T. 2000.** Skarns of the Yerington District, Nevada: A triplog and commentary. In: Dilles, J.H., Barton, M.D., Johnsson, D.A., Proffett, J.M., Einaudi, M.T. (eds) *Contrasting styles of intrusion-associated hydrothermal systems. Society of Economic Geologists Guidebook Series 32 part 1:101-125.*

**Einaudi, M.T., Burt, D.M. 1982.** Introduction Terminology, Classification, and Composition of Skarn Deposits. *Economic Geology* V.77; 745-754

**Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). 2006.** Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Embrapa Solos. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento. 2º ed. Rio de Janeiro.



**Fetter, A.H. 1999.** *U-Pb and Sm-Nd Geochronological constraints on the crustal framework and geological history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana.* Ph.D. Thesis, University of Kansas.

**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 batholiths of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **6**: 265-273.

**Garcia, M.G.M., Arthaud, M.H. 2004.** Caracterização de trajetória P-T em *nappes* brasileiras: região de Boa Viagem/Madalena – Ceará Central (NE Brasil). *Revista de Geologia*, Universidade Federal do Ceará, **17**: 173-191.

**Instituto de Pesquisa e Estratégica Econômica do Ceará (IPECE). 2013.** Perfil Básico Municipal: município de Catunda.

**Meinert, L.D. 1992.** Skarns and skarn deposit. Department of Geology. Washington State University, Washington. *Geoscience Canada* volume 19, number 4: 145-161.

**Meinert, L.D., Dipple, G.M., Nicolescu, S., 2005.** World skarn deposits. In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. (eds). *Economic geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume, 1905-2005*: 299-336

**Martins, G., Oliveira, E.P., Souza Filho, C.R., Lafon, J.M. 1998.** Geochemistry and geochronology of the Algodões sequence, Ceará, NE Brazil: A Paleoproterozoic magmatic arc in the Central Ceará domain of the Borborema Province? XL Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, *Anais*: 28.

**Nils, F.J., Rodney, L.A. 2012.** Timing and setting of skarn and iron oxide formation at the Smältarmossen calcic iron skarn deposit, Bergslagen, Sweden. *Miner Deposita*.

**Salgueiro, R., Inverno, C., Mateus, A. 2010.** Main characteristics and genesis of the Vale de Pães skarn. Cuba-Vidigueira, Ossa Morena Zones, Portugal.

**Santos, T.J.S., Garcia, M.G.M., Amaral, W.S., Caby, R., Wernick, E., Arthaud, M.H., Dantas, E.L., Santosh, M. 2009.** Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central

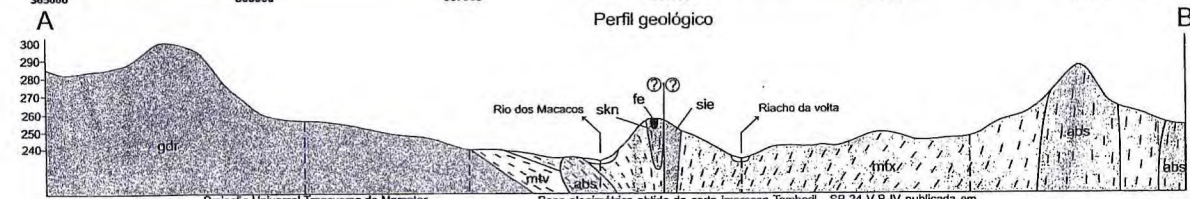
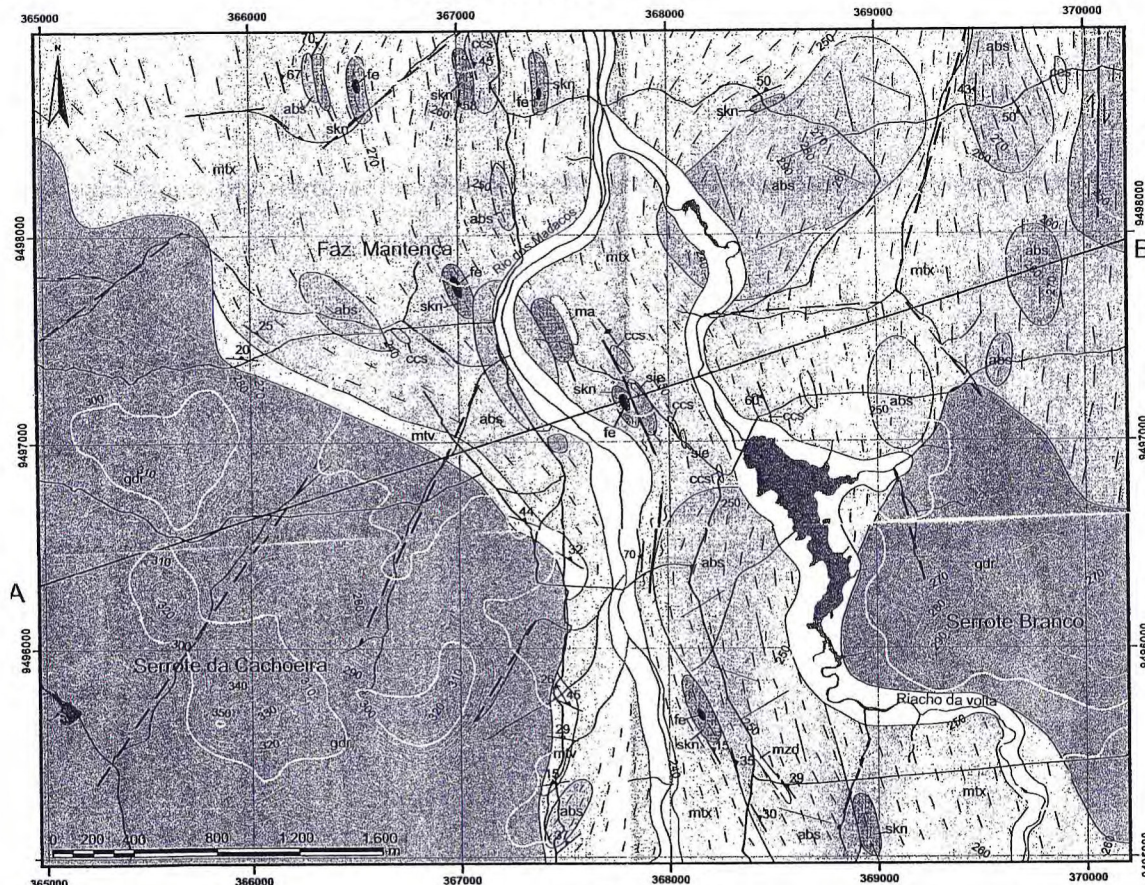
Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **15**: 454-470.

**Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M. 1995.** U-Pb and Sm-Nd geochronological studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South America Earth Science*, **8**: 267-288.

**Yardley, B.W.D. 2004.** Introdução à petrologia metamórfica; tradução de Reinhardt Adolfo Fuck. 2. ed. revista. Editora Universidade de Brasília. 432p.

**Zincone, S. 2011.** Petrogênese do Batólito Santa Quitéria: implicações ao magmatismo Brasileiro na porção norte da Província Borborema, NE Brasil. Dissertação de Mestrado, IG-Unicamp. 192p.

# MAPA GEOLÓGICO



Projeção Universal Transversa do Mercator  
 Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 39° W GR.  
 Escalas das coordenadas: 10.000 km e 500 km, respectivamente.  
 Datum Horizontal: WGS84  
 Declinação magnética em 2005: 22°19' W, cresce 2,8" anualmente.

Base planimétrica obtida da carta impressa Tamboril - SB-24-V-B-IV publicada em 1972 pela SUDENE, ortoreificada e georreferenciada segundo o datum WGS84. A atualização das estradas referente à área de estudo foi obtida através de imagens de satélite do Google Earth.

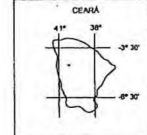
ESCALA 1:20.000

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ  
 Centro de Ciências  
 Departamento de Geologia



Aluno: Jair Araújo de Lira Júnior	Matrícula: 288954
Orientador: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente	Disciplina: Relatório de Graduação
Município: Catunda/CE	Data: Abril de 2014

Situação do mapa no Estado



## UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

	Coberturas aluvionais: constituídas de areias quartzosas e feldspáticas, conglomeráticas ou não, cascalhos.
<b>COMPLEXO TAMBORIL SANTA-QUITÉRIA</b>	
	Siltito: rocha de coloração rosa, equigranular de granulação fina a média. Ocorre na forma de diques e recortam rochas calcissilicáticas, graníticas, escarnitos e corpos de minério de ferro.
	Granodioritos/Monzogranitos: rochas isotrópicas de coloração cinza, equigranular, granulação média.
	Minério de ferro: blocos métricos a centimétricos de magnetito de cor preta, granulação média a grossa, magnetismo moderado a forte.
	Skarns: rocha composta predominantemente de granada e piroxênio, granulação média a grossa, cor varia entre verde-claro, verde-escuro e castanho, foliada. Comum diques graníticos, minério de ferro e endoescarnitos.
	Anfibólio-biotita sienogranito: coloração rosa, predominantemente porfírico, granulação grossa, orientado. Localmente, enclaves de monzodioritos e/ou quartzo monzodioritos.
	Anfibólio-biotita monzodiorito: coloração cinza escura, equigranular, granulação média. Localmente, orientado, foliação de baixo ângulo.
	Metavolcânicas: Meta-andesito de coloração cinza-escuro, porfírica, matriz de granulação fina. Intercalados com lentes leucocráticas de composição metadiabáticas, granulação fina, equigranular. O conjunto exibe foliação de baixo ângulo.
	Metabásitos: rochas calcissilicáticas migmatizadas, porções estromatólicas. Importante participação de sheets e diques graníticos, deformados ou não. Lentes de rochas calcissilicáticas e mármores preservados.
<b>COMPLEXO CEARÁ</b>	
	Mármore: Dispostos na forma de lentes, granulação grossa, isotrópico a levemente orientado.
	Calcissilicáticas: na forma de lentes, bandadas, granulação fina a média, coloração verde-claro. Frequentemente cortada por diques graníticos rosados e leucocráticos.

## LEGENDA

### Convenções Geológicas

- Foliação (mergulho)
- Foliação vertical
- Zona de cisalhamento dextral
- Zona de cisalhamento transcorrente
- Zona de cisalhamento inferida
- Falha inferida
- Contatos geológicos
- Fraturas

- Lineações estruturais
- Lineação (mergulho)
- Perfil geológico
- Estradas não pavimentadas

### Convenções Cartográficas

- Drenagens
- Polígono de estudo
- Açudes
- Curvas de nível

# MAPA DE PONTOS

Universidade Federal do Ceará  
 Centro de Ciências  
 Departamento de Geologia



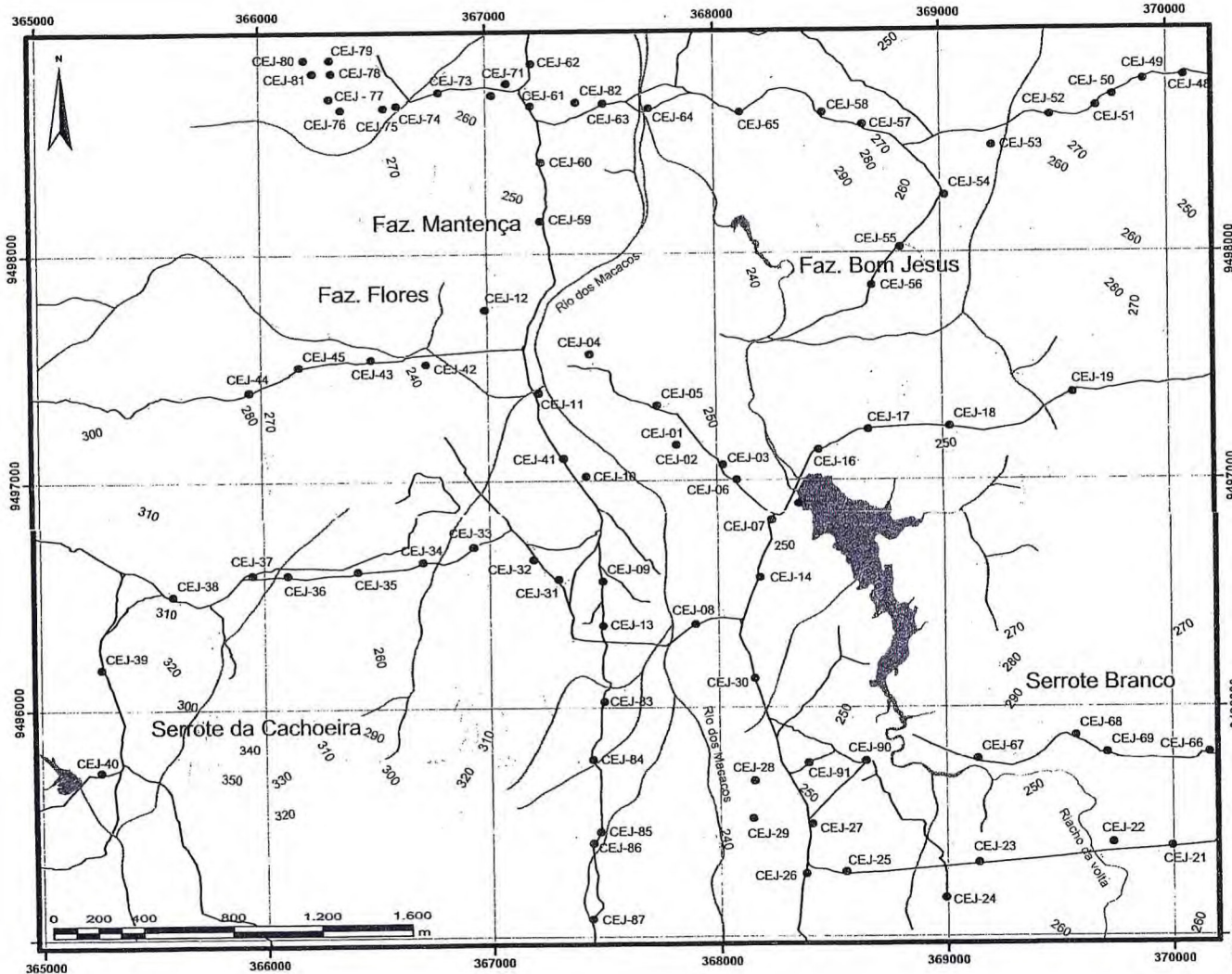
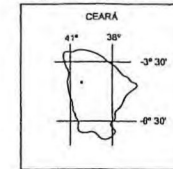
Aluno: Jair Araújo de Lira Júnior	Matrícula: 288954
Orientador: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente	Disciplina: Relatório de Graduação
Município: Catunda/CE	Data: Abril de 2014

Projeção Universal Transversa de Mercator

Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 39° W GR.  
 acrescidas as constantes: 10.000 km e 500 km, respectivamente.  
 Datum Horizontal: WGS84  
 Declinação magnética em 2005: 22°19' W, cresce 2,8' anualmente.

Escala  
 1:20.000

Situação do mapa no Estado



## Legenda

- Pontos estudados
- ▭ Poligonal de Estudo
- Curvas de nível
- Drenagens
- Estradas não pavimentadas
- Corpos Hídricos